

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

25 MAR 1999



boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 106

Noviembre - Diciembre 1995

NUMERO 6



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 - 0176

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Fé de erratas

En el artículo publicado en esta revista en el volumen 106-6, en las páginas 532-542, titulado: "Contexto geológico de las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) de la comarca de La Babia (León)". Se han encontrado las siguientes erratas:

- En la página 533, el pie de la figura 1 queda como sigue: Situación del área estudiada en el contexto de la Zona Cantábrica según **Lotze (1971) modificada por Rodríguez y Heredia (1987)**.
- En la página 535, el pie de la figura 3 ha sido modificado de la forma siguiente: Esquema estructural de los principales mantos y escamas de la Zona Cantábrica. **Alonso et al., (1989)**
- En el apartado de referencias, hay que añadir la siguiente cita bibliográfica: RODRIGUEZ, R. Y HEREDIA, N. (1987): "Estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión (NO de España)".- *Cuadernos del laboratorio Xeológico de Laxe*. vol. 12, pp 207-229.



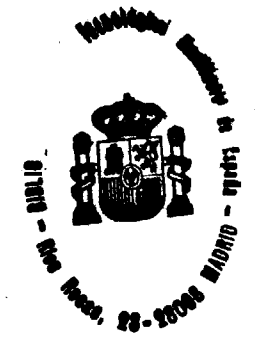
Volumen 106

Número 6

Noviembre-Diciembre 1995

boletín geológico y minero

25 MAR 1999



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

Sumario

| | |
|--------------------|---|
| Geología | R. CAMPOS EGEA, P. GUMIEL MARTINEZ y J. PARDILLO PORRAS: Caracterización cinemática y geométrica de la fracturación en El Berrocal (Toledo, España) 3 |
| | M.ª D. GIL CID y P. DOMINGUEZ ALONSO: <i>Gyrocystis cruzae</i> , una nueva especie de Cineta (Echinodermata Carpoidea) del Cámbrico Medio de El Ferradal de Quintana (Asturias, España) 17 |
| Minería | S. CUERVO, D. ARIAS y F. TORNOS: Contexto geológico de las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) de la comarca de La Babia (León) 32 |
| | S. M. TIMON SANCHEZ, M. C. MORO BENITO y A. FERNANDEZ FERNANDEZ: Aspectos mineralógicos, termodinámicos e isotópicos de los sulfuros "Sedex" de Fe (Zn y Cu) de Latedo - Sejas de Aliste (Zamora, España) 43 |
| Geoquímica | A. MORENO, M. POZO y J. A. MARTIN RUBI: Geoquímica del yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias. (Cuenca de Madrid) 59 |
| Información | L. M.ª RIOS, J. M. CHARLET y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLI Campamento para Prácticas de Geología "Pirineo Central 1995" 85 |
| | J. A. ILLESCAS BOLAÑOS: Notas sobre la historia de la minería del carbón en Puertollano... .. 73 |
| | R. CASTROVIEJO: Minería Ibero-Americana (UE-AL): ¿Una coyuntura para el desarrollo?... .. 76 |
| | Necrológica: JOSE SUAREZ FEITO 79 |
| | Indice de materias 80 |
| | Indice de autores 84 |

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

**INSTITUTO TECNOLOGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA**

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

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

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

EXPLICACION DE PORTADA

Explotación de sal manantial por evaporación natural
(Salinas de Añana, Alava)

Foto: Javier Rubio Navas

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366-0176
NIPO 241-95-003-X

Gráficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - Teléf. 359 57 55 - 28016 -MADRID

Caracterización cinemática y geométrica de la fracturación en El Berrocal (Toledo, España).

Por R. CAMPOS EGEE (*), P. GUMIEL MARTINEZ (**) y J. PARDILLO PORRAS (*)

RESUMEN

La investigación realizada en El Berrocal se enmarca en el Proyecto "Caracterización y validación de los procesos de migración de radionucleidos bajo condiciones reales en un medio granítico fracturado", el cual se integra en los programas I + D de ENRESA y de la CEE, y cuyo objetivo ha sido conocer los aspectos estructurales, litológicos, geoquímicos, hidroquímicos e hidrogeológicos del sistema granito-mineralización de Uranio, con el fin de llegar a establecer un modelo de migración de dicho elemento.

En este trabajo se presenta la caracterización geométrica y cinemática de la fracturación que afecta al granito de El Berrocal. Se presenta un esquema cinemático de la fracturación tardihercínica que es compatible con el desarrollo de una zona de dilatación extensional, asociada a un desgarre dextral entre las fallas Meridional del Sistema Central y la de Navamorcuende, con acortamiento en sentido E-O, en un contexto transpresivo que se prolonga en el tiempo.

El análisis estadístico de 1264 diaclasas en perfiles, en un entorno próximo a la Estación Experimental, ha puesto de manifiesto la existencia de tres familias principales que se agrupan según su orientación, siguiendo distribuciones tipo Fisher. Los espaciados interfracturas están siendo actualmente evaluados, y los primeros datos muestran distribuciones fractales, a las que se suma una componente aleatoria (distribuciones exponenciales negativas).

Por último, se ha realizado un ensayo de conectividad de fracturas, en base al estudio geométrico de las trazas de las mismas, intentando establecer las posibles redes de conexión, mediante las correspondencias geométricas entre las fracturas observadas en superficie y las detectadas en sondeos con la sonda "televiwer" (televisor acústico-TLV). Los resultados obtenidos han sido útiles para los estudios posteriores de tipo hidrogeológico realizados en el Proyecto.

Palabras clave: El Berrocal, Fracturas, Cinemática, Geometría, Diaclasado, Conectividad.

ABSTRACT

The current research carried out in the El Berrocal Test Site belong to the "Caracterización y validación de los procesos de migración de radionucleidos bajo condiciones reales en un medio granítico fracturado Project", which is integrated in the ENRESA and EEC R + D Programs aimed to establish the structural, lithological, geochemical, hydrochemical and hydrogeological aspects of the granite-Uranium mineralization system, to approach modelling of the U-migration.

The geometry and kinematics of fracturing which affect the El Berrocal granite are shown in this paper. The kinematics of Late-Hercynian fractures is consistent with the development of an extensional dilation zone off-set between the Meridional of Central System and Navamorcuende major faults, in a continued right-lateral shearing, accompanying E-W shortening in prolonged transpression.

An statistical analysis of 1264 joints have been carried out. Joint spacing and aperture were also measured in profiles around the El Berrocal Test Site showing that joints may be grouped in three groups with orientations following Fisher distributions. Joint spacing shows fractal behaviour with a significant superimposed random element (negative-exponential distribution) which is at present being evaluated.

Finally, fracture trace mapping and detected fracture zones in boreholes from TLV data have been geometrically correlated and utilized to asses fracture connectivity. Connected networks of fractures have been obtained, which is a support for further hydraulic tests carried out in the Project.

Key words: El Berrocal, Fractures, Kinematics, Geometry, Jointing, Connectivity.

(*) División de Geología (IMA - CIEMAT)
(**) Dirección de Recursos Minerales (ITGE)

INTRODUCCION

El depósito de Uranio de El Berrocal está situado en la Provincia de Toledo, a unos 90 Km al SO de Madrid y ha sido objeto de estudio como análogo natural desde 1988 por parte de ENRE-SA-CIEMAT. En él se han determinado los procesos de migración de radionucleidos en un medio granítico fracturado, en asociación con el flujo de fluidos a través de la roca. Por esta razón, uno de los principales puntos de interés ha sido la localización de zonas de fracturación y fracturas aisladas, que pudieran controlar este flujo de fluidos.

El plutón de El Berrocal tiene unos 22 km² de extensión (Fig. 1) y está encuadrado en la parte central de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico (JULIVERT et al. 1974), encajando en granitos adamellíticos, tipo San Vicente (VAREA e IGLESIAS 1981). En el plutón se pueden diferenciar tres facies graníticas; granito de dos micas con predominio de la moscovita (Facies Berrocal), leucogranitos y pegmoaplitas (PEREZ DEL VILLAR y PARDILLO 1992, PEREZ DEL VILLAR et al. 1993).

La caracterización cinemática y geométrica de la red de fracturación de El Berrocal, ha sido realizada a varias escalas, desde la cartografía geológica, tanto en superficie (PEREZ DEL VILLAR et al. 1993, RUIZ 1995), como en la galería de la mina (Prospección e Ingeniería 1991 a), hasta el análisis de Imágenes Landsat TM y Spot, junto con estudios de fotointerpretación (MARIN 1991) en determinadas áreas. Además, estos estudios se han complementado con datos geofísicos heliportados (IGT 1992), métodos geofísicos terrestres (gravimetría y magnetometría, Prospección e Ingeniería 1991 b), así como testificación geofísica de los sondeos mediante sondas convencionales (CGS 1992) y no convencionales (BGS 1992 y 1994). Estos trabajos han generado numerosos estudios de detalle, encaminados por una parte, al conocimiento regional de la fracturación en el granito, y por otra, a la caracterización de la deformación frágil en el entorno de la Estación Experimental de El Berrocal.

En este trabajo se presenta un análisis cinemático y geométrico de la fracturación (CAMPOS y MARIN 1994), junto con datos de diaclasas (CAMPOS et al. 1995), integrando las características de la deformación frágil del granito de El

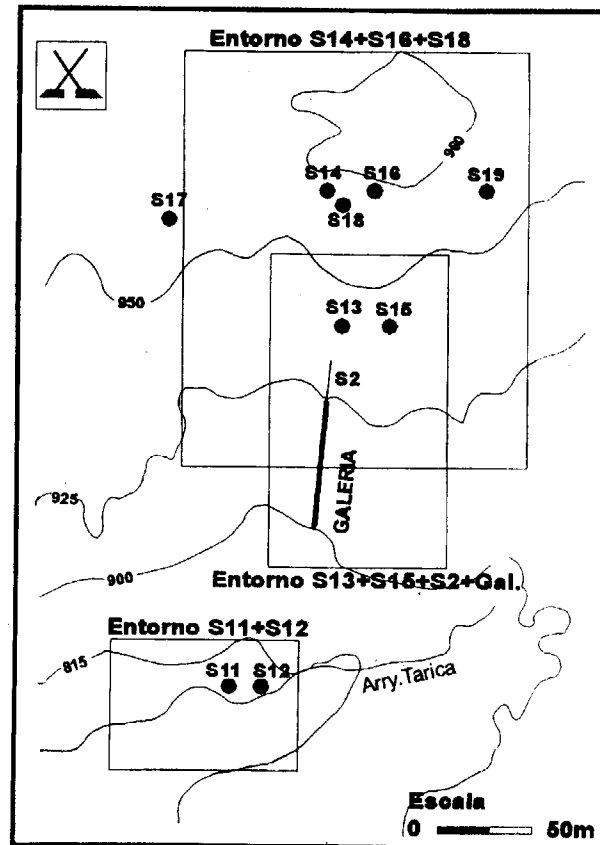
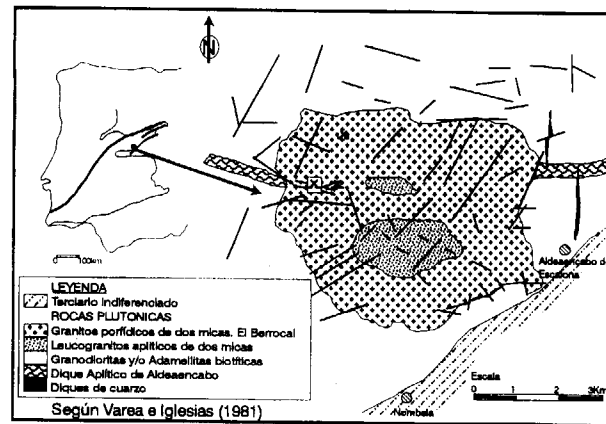


Figura 1. Situación regional y local del área de estudio. Posición de sondeos y definición de entornos para el estudio geométrico de la fracturación.

Berrocal en un modelo cinemático y geométrico a escala local y regional que ha sido útil en las sucesivas etapas del Proyecto.

Para realizar el análisis geométrico de la fracturación se ha dividido el área en tres entornos, que agrupan los sondeos S11 + S12, S13 + S15 + S2 + GALERIA y S14 + S16 + S18 (Fig.1), con objeto de realizar un ensayo de conectividad de las fracturas, en base a las correspondencias geométricas de las mismas entre sondeos y trazas de fracturas en superficie y en profundidad. Estas correspondencias geométricas han sido utilizadas como un criterio más de selección de zonas de inyección y recuperación, para los ensayos de trazadores entre sondeos que han sido realizados (YLLERA et al. en prep.).

CINEMATICA DE LAS ESTRUCTURAS DE FRACTURACION

Tanto a escala regional, en base a la interpretación de la Imagen Spot (32-269, Mayo-92), como a escala de afloramiento, mediante el análisis individualizado de fracturas, se ha puesto de manifiesto que los diferentes conjuntos de fallas reconocidos, se ajustan de forma consistente en todo el sector, a una zona de salto y solape (off-set) entre dos fallas tardihercínicas de importancia regional; la Falla de Navamorcuende y la Meridional del Sistema Central, en un régimen de deformación dúctil-frágil y frágil. Como consecuencia del movimiento de deslizamiento en dirección y sentido dextrógiro que presentan las dos fallas mencionadas, y debido a los procesos de carácter extensional que en ella se producen, se genera una zona de dilatación que además, podría justificar el emplazamiento del stock granítico de El Berrocal (Fig. 2).

El deslizamiento en dirección (desgarre) producido por la Falla Meridional del Sistema Central, se transferiría hacia el Oeste, hacia la Falla de Navamorcuende, mediante fallas de transferencia, que se disponen a alto ángulo con las anteriores. En dicha zona de dilatación se desarrollan una serie de fracturas que acomodan la deformación, y que por su orientación espacial y características cinemáticas corresponderían con las siguientes: por una parte, las fracturas que se disponen a bajo ángulo con respecto a las fallas que delimitan la zona (Fallas de Navamorcuende y Meridional), son sintéticas y corresponden a

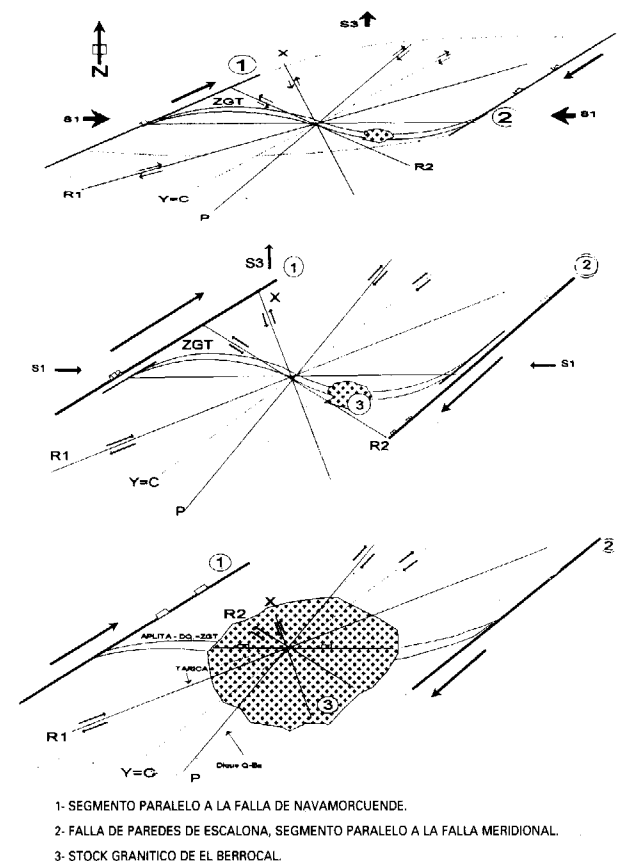


Figura 2. Interpretación cinemática de las estructuras de fracturación en El Berrocal.

las fracturas tipo Riedel (R1), P y C (*). Por otra parte, las fracturas que se disponen a alto ángulo y de movimiento antitético, coinciden con las anti-Riedel (R2) y X(*). Todas estas fracturas están representadas en el granito de El Berrocal y el esquema cinemático es escala-invariante (Fig. 2).

En particular, como el análisis y caracterización de la fracturación en el granito es uno de los objetivos principales de este trabajo, se ha tratado de buscar correspondencias entre las estructuras de fracturación observadas en el campo y las fracturas teóricas del modelo. Por ejemplo, y

(*). La terminología utilizada en la clasificación de las fracturas ha sido tomada de RIEDEL (1929), MORGERNSTEN y TCHALENKO (1967), TCHALENKO y AMBRASEYS (1970), HARDING (1974) y BARTLETT et al. (1981).

dentro de este esquema, se puede suponer que la orientación y la traza cartográfica de la fractura de la Tarica se corresponde con una $R1$ sintética, y el dique de Cuarzo-Barita ocuparía una posición semejante a las fracturas tipo P o C , también de carácter sintético (Fig. 2).

La zona de falla rellena por el conjunto de venillas de cuarzo ramificadas (veining), asociadas espacial y genéticamente con el denominado Dique Mineralizado, que constituye el Filón Principal y que desarrolla potencias métricas, ocupa la posición de la denominada por DOBLAS (1990) "Zona de Grietas de Tensión" (ZGT en la Fig. 2), de orientación general $N110^{\circ}E$ y muy significativa en la zona de estudio. En esta zona de falla se han producido predominantemente procesos de extensión, que por un lado justifican la dilatación que ha dado lugar a la potencia (apertura) que presenta el Filón Principal, y que además quedan bien patentes por las estructuras y texturas del cuarzo, que revelan multiestados de relleno de espacios abiertos. Por ejemplo, texturas fajeadas, crecimientos drúsicos, estructuras en escarapela y desarrollo de cristales de cuarzo perpendiculares a las paredes de la fractura. En el filón principal se producen movimientos de extensión, cuando la falla actúa como normal, con labio hundido hacia el Norte (Fig. 2), pero también hay evidencias de movimientos de reactivación oblicua, debidos a una componente horizontal en dirección, hecho que se observa por las estrías subhorizontales en el plano de falla, y en la cartografía por los solapes de las trazas del Dique, que son consistentes con un movimiento en dirección.

La terminación oriental del Dique Mineralizado puede tratarse de un haz de venas de cuarzo ramificadas (deflecionadas) del principal, penetrando en los diques de aplita y fuera de ellos. Los diques de aplita (uno no deformado, y otro deformado por mecanismos de cizallamiento dúctil que afloran al Este y Oeste del Plutón de El Berrocal, presentan una estructuración interna y han sido estudiados en detalle por UBANELL (1976), UBANELL y DOBLAS (1987), DOBLAS et al. (1988) y DOBLAS (1990).

Por otra parte, hay que resaltar que en este esquema cinemático los movimientos de las fallas son compatibles con un sentido de compresión $\sigma_1 = E-O$ y de extensión $\sigma_3 = N-S$, hecho que ha sido puesto de manifiesto por el análisis de es-

trías mediante el método diédrico (ANGELIER y MECHLER 1977) y contrastado por el método geométrico de McCOOS (1986). Estos movimientos serían compatibles con un régimen de deformación transpresivo, que actuaría en la zona de forma prolongada en el tiempo, comenzando probablemente durante el Hercínico y llegando a épocas tardihercínicas con un efecto combinado de compresión oblicua y cizalla. Contextos transpresivos similares han sido citados en otras áreas del Macizo Hespérico, por ejemplo para el límite entre la Zona Centroibérica y Ossa Morena (SANDERSON et al. 1991), y para el sector central de Extremadura (GUMIEL y CAMPOS 1993).

Los efectos de la deformación alpina en la zona, definidos por las etapas Ibérica, Guadarrama y Torrelaguna (DE VICENTE 1988, CAPOTE et al. 1990, CALVO et al. 1991, DE VICENTE et al. 1994) bajo diferentes tensores de esfuerzo, están siendo actualmente evaluados y se van a traducir en la reactivación de estructuras hercínicas con los consiguientes cambios en la orientación de dichos tensores.

Finalmente, los resultados obtenidos y que han sido expuestos esquemáticamente, son congruentes con las observaciones y suponen un avance en el conocimiento estructural de la zona. El hecho de conocer la orientación de áreas sometidas a compresión o extensión, dentro de un esquema cinemático de conjunto, puede tener interés en la determinación de las direcciones favorables para el flujo de fluidos, a través de zonas de fractura específicas que constituyan redes de percolación locales.

ANÁLISIS DEL DIACLASADO: GEOMETRÍA Y DISTRIBUCIÓN

Dentro de los diferentes tipos de discontinuidades, incluyendo fallas, fracturas, diaclasas, diques, lineaciones etc., las diaclasas se pueden clasificar como discontinuidades sistemáticas, las cuales generalmente se presentan agrupadas en familias. De esta forma, parámetros como espaciado, orientación y apertura, se describen en agrupaciones de diaclasas más que en diaclasas individualizadas.

Se ha realizado un análisis estadístico de orientaciones sobre una población de 1264 diaclasas, mediante la utilización de diagramas en rosa de orientaciones y frecuencias, junto con estereogramas, agrupando familias de diaclasas y determinando las orientaciones medias de las mismas. La **orientación** de planos en el espacio se ha descrito mediante dos ángulos, y en su distribución suelen intervenir procesos aleatorios, por lo que se pueden utilizar distribuciones de probabilidad discreta para describirlas, así cada familia de diaclasas viene caracterizada por una distribución particular sobre un valor medio.

El **espaciado** es la distancia entre dos discontinuidades, medida a lo largo de una línea perpendicular a las trazas de las mismas. Este parámetro se puede utilizar también para describir su localización. Las distribuciones de espaciado de tipo exponencial son las más comunes (SNOW 1968, PRIEST y HUDSON 1976, 1981, CALL et al. 1976, EINSTEIN et al. 1980). Otros autores (STEFFEN et al. 1975, BARTON 1978) encuentran distribuciones de espaciados de tipo logarítmico o lognormales, si el diaclasado obedece a procesos múltiples (DERSHOWITZ y EINSTEIN 1988). Recientemente, se ha señalado que la distribución de espaciados en fracturas suele ser fractal, a la que se suma una cierta componente aleatoria, la cual puede ser debida a irregularidades de algunos grupos, o al carácter multifractal de los sistemas (GUMIEL et al. 1995). Esta línea de trabajo en la zona es una investigación actualmente en curso.

De cualquier forma, el espaciado entre discontinuidades controla el tamaño de los bloques individuales y constituye uno de los parámetros más importantes, junto con la orientación, para describir las características geométricas de las fracturas.

El análisis de la distribución de espaciados entre diaclasas se ha realizado con la ayuda del módulo de estadística (Stat) del programa Rockware (ROCKWARE Inc. 1991), partiendo de dos bases de datos diferentes. Una los espaciados medidos en superficie en los perfiles de muestreo, y otra, los que corresponden a la Galería de la Mina y los obtenidos a partir de los sondeos, mediante la sonda TLV (Televisor acústico).

Las medidas de **apertura** en fracturas, diaclasas, venas y diques, forman parte de una metodolo-

gía más reciente de caracterización de fracturas. Esta medida se utiliza principalmente en estudios hidráulicos, para la determinación del flujo de fluidos a través de un medio rocoso fracturado, pero puede ser un parámetro insuficiente si no se combina con otros como por ejemplo, la rugosidad, planaridad, etc. Algunos estudios estadísticos señalan distribuciones de tipo lognormal (SNOW 1965, GROSSMAN 1985), exponencial y frecuentemente su distribución suele ser fractal (GUMIEL et al. 1992, SILBERSCHMIDT 1994, SANDERSON et al. 1994).

La medida sistemática de 1264 diaclasas en El Berrocal se ha realizado en perfiles sobre el terreno, en un entorno próximo a la Galería de la Mina y dentro de ella. Este muestreo en perfiles suele presentar un error, pues se minimizan aquellas fracturas cuya orientación coincide con la del perfil de muestreo. Para corregir este posible error, al conjunto de datos se le ha aplicado la corrección de Terzaghi (TERZAGHI 1964), y los datos corregidos son los que se han utilizado para la definición de las familias de diaclasas en el módulo Fracsys (Isis) del programa FracMan (Golder Ass. Inc. 1993).

FRACMAN toma una muestra aleatoria, mediante el método de Monte Carlo y define las familias de fracturas utilizando un algoritmo de reconocimiento probabilístico de patrones de fracturas, partiendo de la premisa de que las familias de fracturas pueden ser agrupadas según tengan propiedades similares (orientación en este caso).

El algoritmo utilizado en Isis es la asignación de un factor de peso (w_i) a cada una de las n_i fracturas analizadas, en base a una serie de estimaciones de las propiedades de cada fractura de un determinado grupo k . Para cada fractura se calcula la probabilidad de que, en base a las características especificadas (orientación en este caso), pertenezca a un determinado grupo.

El algoritmo se sintetiza de la siguiente forma;

$$P(i \in k) = C p_{w,k} ; \quad p_{w,k} = \sum_{j=1}^{n_j} w_j f_k(k_j) ; \quad C = 1 / \sum_{k=1}^{nk} p_w$$

donde $P(i \in k)$ es la probabilidad de que una fractura i sea un elemento del conjunto k , $p_{w,k}$ es una función de densidad de probabilidad

ponderada del conjunto k para la propiedad j , $f_k(k_j)$ es la función de densidad de probabilidad del conjunto k , con la propiedad j evaluada para la fractura i , w_i es el "peso" asignado a la propiedad y C es una constante para que la suma de las probabilidades sea igual a 1. Una vez que la probabilidad $P(i \in k)$ se ha calculado para cada fractura, éstas se reagrupan en conjuntos mediante simulaciones de Monte Carlo, de forma que cada fractura es asignada a un grupo k con probabilidad $P(i \in K)$.

En base a los resultados obtenidos, se han podido definir tres grupos o familias de diaclasas en función de su orientación (Fig. 3 y Tabla 1).

1. **Familia E-O**, cuyos polos se agrupan en el N y S del estereograma, representan el 39% de las fracturas medidas y se ajustan a una distribución tipo Fisher con una media que se sitúa en el

polo (352,88) y un coeficiente de dispersión de 11.84 (Fig. 3B).

2. **Familia NE-SO**, cuyos polos se sitúan en los cuadrantes 2 y 4 del estereograma, representan el 36% de las diaclasas medidas, son junto con el grupo anterior cuantitativamente las más importantes y se ajustan a una distribución tipo Fisher con una media de (314,86) y una dispersión de 13.35 (Fig. 3C).

3. **Familia NNO-SSE**, representan el 25% de las fracturas medidas, se agrupan según una distribución tipo Fisher con un coeficiente de dispersión alto en torno al polo medio (247,89) (Fig. 3D). En esta familia de fracturas se optó por definir dos subfamilias, la primera cuya tendencia es más claramente NO-SE agrupándose en torno al polo medio (232,81) y la segunda de tendencia N-S en torno al polo medio (89,79), las

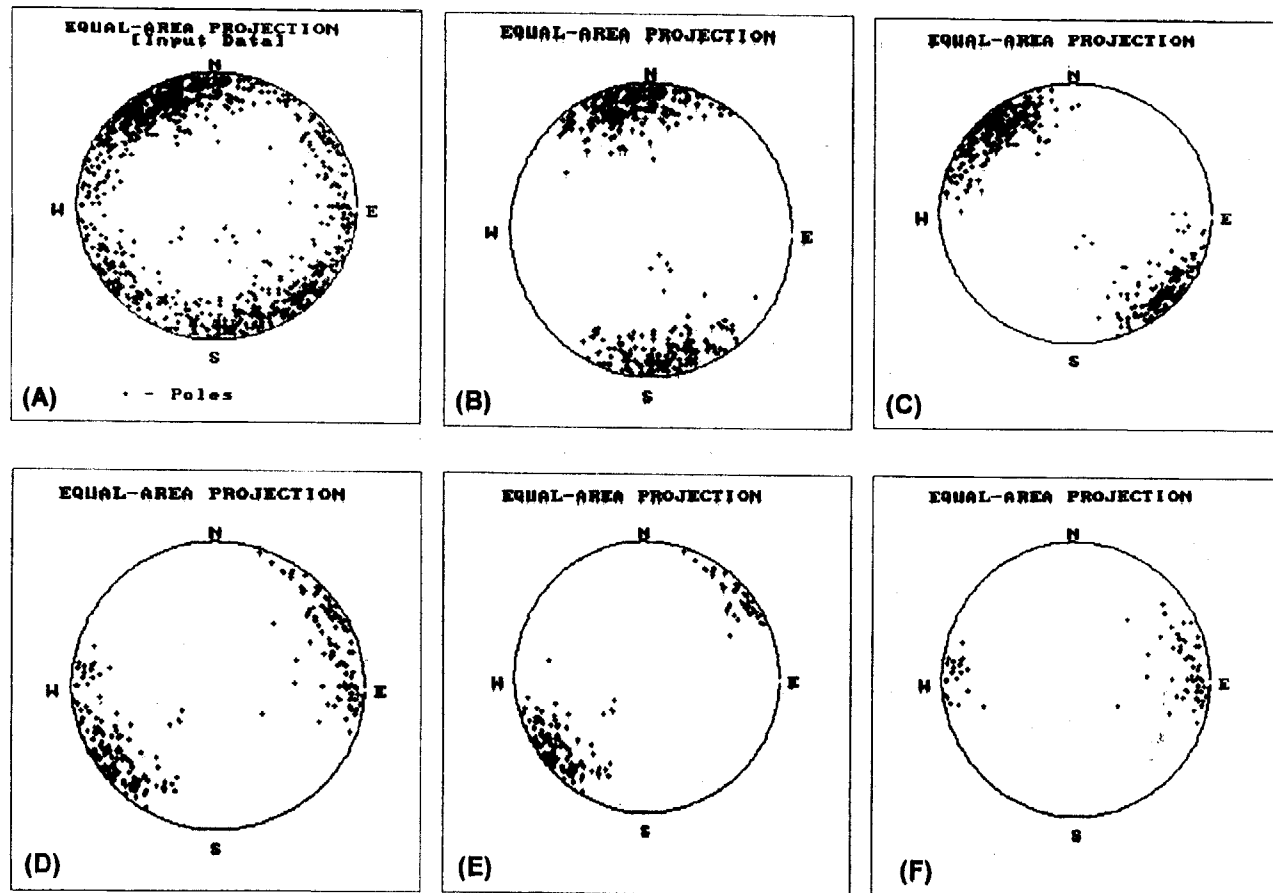


Figura 3. Familias de diaclasas definidas en El Berrocal. (A) Datos totales -1264 FR. (B) Familia E-O - 494 FR. (C) Familia NE-SO - 458 FR. (D) Familia NNO-SSE - 312 FR. (E) Subfamilia NO-SE. (F) Subfamilia N-S.

dos se ajustan a distribuciones tipo Fisher con coeficientes de dispersión de 16.44 y 19.87 respectivamente (Fig. 3 E y F).

Del análisis estadístico de la geometría y distribución del diaclasado en superficie y en profundidad se deducen las siguientes conclusiones:

1. En base a su orientación espacial, las diaclasas se pueden agrupar en las tres familias antes mencionadas, las cuales se ajustan a distribuciones tipo Fisher con los siguientes parámetros (Tabla 1):

| FAMILIAS DE DIACLASAS EN EL BERROCAL | Familia 1 | Familia 2 | Familia 3. Nº Total = 312 | |
|--------------------------------------|----------------|----------------|---------------------------|----------------|
| | Nº Total = 494 | Nº Total = 458 | Subfamilia 3-1 | Subfamilia 3-2 |
| % de fracturas | 39% | 36% | 14% | 11% |
| Polo medio | (352,88) | (314,86) | (232,81) | (89,79) |
| Desv. st. (%) | 11.84 | 13.35 | 16.44 | 19.87 |

Tabla 1. Clasificación de diaclasas en función de su orientación.

2. El espaciado entre diaclasas se ajusta tanto en superficie como en profundidad a distribuciones exponenciales negativas, respondiendo según el origen de los datos, a los siguientes parámetros (Tabla 2).

| DIACLASADO EN: | MEDIA (m) | DESV.STD. (%) |
|----------------|-----------|---------------|
| SUPERFICIE | 1.92 | 2.52 |
| GALERIA | 0.83 | 1.22 |
| SONDEOS | 0.62 | 1.10 |

Tabla 2. Parámetros que definen el espaciado entre fracturas según el origen de los datos.

3. La densidad de fracturación, no es homogénea en todo el entorno de la mina, aumenta al Norte del Dique de Cuarzo Mineralizado, cumpliéndose en un entorno próximo a la Galería de la Mina que, al Norte del Dique la densidad de fracturación es aproximadamente el doble que al Sur tanto en superficie como en profundidad (Tabla 3)

4. Las aperturas de las diaclasas se ajustan a distribuciones aproximadamente lognormales y exponenciales con una media de 7.8 mm y des-

| EL BERROCAL | DENSIDAD (Norte/Dique) | DENSIDAD (Sur/Dique) |
|-------------|------------------------|----------------------|
| GALERIA | 2.15 fr/m | 1.09 fr/m |
| SUPERFICIE | 0.42 fr/m | 0.26 fr/m |

Tabla 3. Diferencias en la densidad de fracturación al Norte y Sur del Dique de Cuarzo Mineralizado.

viación standard de 10.55%. Estos datos se utilizarán en trabajos específicos de cálculo de la dimensión fractal de apertura para los diferentes grupos de fracturas.

GEOMETRIA Y REDES DE CONEXIONES DEL SISTEMA DE FRACTURACION

El estudio de la conectividad de fracturas es un problema complejo y de gran interés en varios campos de aplicación, desde el almacenamiento de residuos, de gran importancia medioambiental, al control estructural de yacimientos filoniosos, pasando por la búsqueda y localización de yacimientos de petróleo y gas, hasta la extracción de energía térmica. El conocimiento de la conectividad de fracturas es también decisivo en estudios sismológicos e hidrológicos.

En El Berrocal se ha realizado un ensayo de conectividad de fracturas, en base al estudio geométrico de la fracturación, tratando de establecer las posibles redes de conexión, mediante las correspondencias entre las fracturas observadas en superficie y las reconocidas en los sondeos, dentro de los tres entornos definidos (S11 + S12, S13 + S15 + S2 + Galería, y S14 + S16 + S18, Fig. 1). Por una parte, se ha calculado el hipotético punto de corte en los sondeos, de cada una de las trazas de fractura observadas en superficie y por otra, se ha utilizado el método inverso, es decir el cálculo de la proyección en superficie de las trazas de fractura detectadas mediante la sonda TLV en los sondeos. La sonda TLV es una de las pocas técnicas existentes que aportan datos sobre la disposición real (dirección y buzamiento) de las fracturas en los sondeos. Es una técnica que basándose en la respuesta acústica de la pared del sondeo, puede llegar a clasificar las fracturas o zonas de fractura según su orden

de magnitud, así las fracturas detectadas de orden 1 podrían corresponder, en el caso de El Berrocal, a pequeñas juntas o diaclasas cerradas, mientras que las fracturas detectadas de orden 3 corresponden a fallas abiertas o con rellenos poco cementados, o bien a brechas de falla o zonas de fracturación bien definidas, todas ellas de gran importancia desde el punto de vista hidráulico.

Se asume que las fracturas sean planares o poligonales, debido a sus intersecciones con otras, de forma que cada fractura tendría una envolvente en forma de "disco" circunscrito, cuyo radio efectivo o área de influencia depende de la longitud de la traza observada en el testigo de sondeo, o en afloramientos en superficie.

En el entorno de los sondeos S11 y S12, se han observado tres direcciones principales de fracturación en superficie, N80-90E (tipo Tarica), N70E y N40E (ramificadas de la anterior) y dos direcciones principales de diaclasado N160-170E y N55-65E. Las direcciones de fracturación detectadas en profundidad mediante la sonda TLV son congruentes con las anteriores, y de esta forma, las conexiones que se establecen entre los sondeos S11 y S12 son las que se reflejan en la figura 4 y Tabla 4.

Debido a la complejidad geométrica de este estudio, hay que tener en cuenta que se han tomado únicamente las fracturas de orden 3 detectadas por la sonda TLV (Tabla 4), es decir las que tienen una mayor entidad y que además ofrecen una clara correspondencia geométrica con otras definidas en los sondeos próximos, o bien con las cartografiadas en superficie.

En la Tabla 4, la 1ª columna corresponde con el número de fractura que se refleja en la figura 4, así por ejemplo la fractura N° 12.8 de dirección y buzamiento N92E/75S, corta al sondeo S12 a 15.71 m y por cálculo geométrico a 16.79m en el sondeo S11, por consiguiente esta fractura conectaría a los dos sondeos aproximadamente a la misma profundidad. De esta forma y considerando cada fractura individualizada como una vía de flujo de fluido, se observa como las zonas de comunicación entre sondeos, que ofrecen un especial interés son las siguientes (Fig.4):

A12. Corresponde a la conexión que se establece entre 12-17m del S12 con cuatro zonas dife-

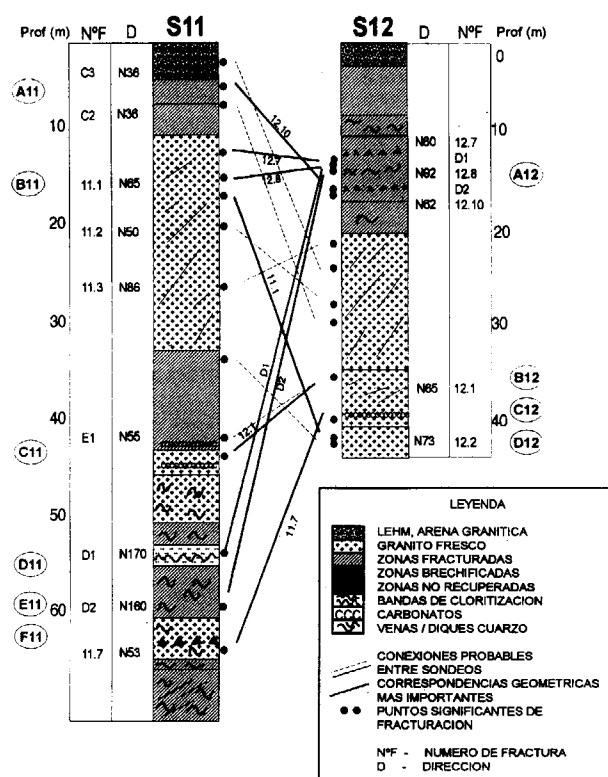


Figura 4. Correspondencias geométricas y conectividad de fracturas en los sondeos S11 y S12. El Berrocal.

rentes del S11 que son: 5-6m (A11), 13-16m (B11), 51-52m (D11) y 58m (E11).

B12. La conexión que se establece entre 36m del S12 con 40-42m (C11) en el S11.

| FR.Nº | BUZ.AZ. | ORDEN | DIR-BUZ | CORTE S11 | CORTE S12 |
|--------------------------------|---------|--------|----------|-----------|-----------|
| 11.1 | 79-157 | 3 | N65-79SE | 17.25 | 43.72 |
| 11.7 | 63-342 | 3 | N53-68N | 64.46 | 38.06 |
| 12.1 | 69-353 | 3 | N65-69N | 40.37 | 36.03 |
| 12.7 | 70-170 | 3 | N80-70S | 13.73 | 15.47 |
| 12.8 | 75-182 | 3 | N92-75S | 16.79 | 15.71 |
| 12.10 | 60-152 | 3 | N62-60SE | 6.06 | 17.20 |
| | 60-153 | 3 | | | 17.33 |
| FRACTURAS SUPERFICIALES | | | | | |
| D1 | 70-260 | DIACL. | N170-70W | 52.20 | 15.11 |
| D2 | 62-250 | DIACL. | N160-62W | 58.47 | 15.38 |

Tabla 4. Resumen de las fracturas de orden 3 detectadas por la sonda TLV, que producen las correspondencias geométricas más importantes entre los sondeos S11 y S12.

C12. La conexión que se establece entre el metro 38 del S12 con el metro 64 (F11) del S11.

D12. La conexión que se establece entre el metro 43 del S12 y el metro 17 (B11) del S11.

Además de estas conexiones entre sondeos que constituyen la denominada Red de Percolación Primaria, se establecen otras redes de menor importancia (secundarias) que están formadas por las vías de flujo que resultan de las intersecciones de las fracturas consideradas. Por ejemplo, la zona A12 del sondeo S12 (Fig. 4) podría estar conectada a través de esta red de percolación secundaria con la zona C11 del S11, mediante la intersección de las fracturas D1, D2 y 12.1 (Tabla 4). De la misma forma, la parte alta y baja de un mismo sondeo pueden estar conectadas mediante una red secundaria de percolación, un ejemplo claro lo constituyen las zonas B11, C11, D11 y E11 del S11 conectadas entre sí a través de las fracturas 11.1, D 1, D2 y 12.1.

En el entorno de los sondeos S13, S15 y galería (Fig.1), las medidas de fracturas en superficie junto con los datos de fracturación tomados en la galería de la mina, definen cinco familias de fracturas, que además quedan corroboradas mediante la sonda TLV con los datos de los sondeos en profundidad. Estas direcciones de fracturación se pueden agrupar en: N90E, N110-120E (tipo Dique de Cuarzo Mineralizado y veining asociado), N80E (tipo Tarica), N50-70E (tipo dique de Q-Ba), N150E y N20-30E. Las dos últimas corresponden a direcciones de fracturación cuantitativamente menos importantes en dicho entorno.

El estudio geométrico de la red de fracturación en el entorno de los sondeos S13 y S15 se representa en la figura 5, y las principales zonas de comunicación son las que se producen en la zona del Dique de Cuarzo Mineralizado entre 95-120m en el S13, y entre 105-115m y 125-135m en el S15. En estas zonas (A13 y A15) la densidad de fractura es muy alta y la correlación geométrica entre estos sondeos y la galería es fácil de establecer.

En el S13 existen además seis zonas de especial interés: B13 a 20m, C13 a 30m, D13 entre 43 y 46m, E13 entre 58 y 60m, F13 a 70m y G13 a 90m. Estas seis zonas, sus conexiones con el sondeo S15 y las zonas A13 y A15 constituyen la

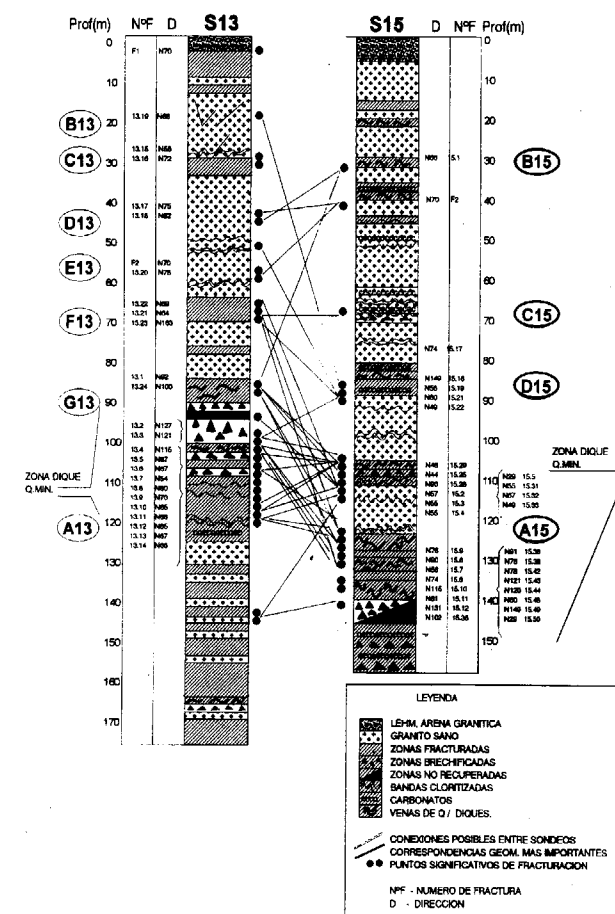


Figura 5. Correspondencias geométricas y conectividad de fracturas en los sondeos S13 y S15. Testificación realizada por J. PARDILLO, M. PELAYO y L. PEREZ DEL VILLAR, síntesis realizada por J. M. DURAN.

red principal de percolación. Así por ejemplo, la zona D13 del sondeo S13 en la cual aparecen dos fracturas de orden 3 (Tabla 5), la N°13.17 (N75E/44SE) y la N°13.18 (N82E/51SE) conectan esta zona con la situada en el sondeo S15 a una profundidad de 41.99 y 34.61 respectivamente (B15). No sólo esto, sino que además estas fracturas pueden conectar con la zona situada a 90m en el sondeo S15 (D15) a través de la red de percolación secundaria que se define como consecuencia de las intersecciones entre diferentes fracturas.

Por último, en el entorno de los sondeos S14, S16 y S18, la dirección tipo Tarica (N80-90E) deja de tener tanta importancia como en los entor-

| FR.Nº | BUZ-AZ. | ORDEN | DIR-BUZ. | CORTE S13 | CORTE S15 |
|-------------------------|---------|-------|----------|-----------|-----------|
| 13.17 | 44-165 | 3 | N75-44SE | 43.50 | 41.99 |
| 13.18 | 51-172 | 3 | N82-51SE | 45.58 | 34.61 |
| 13.22 | 42-159 | 3 | N69-42SE | 68.47 | 62.7 |
| 15.1 | 66-156 | 3 | N66-66SE | 100.53 | 30.09 |
| 15.19 | 57-148 | 3 | N58-57SE | 16.02 | 88.49 |
| FRACTURAS SUPERFICIALES | | | | | |
| F2 | 80-160 | FALLA | N70-80SE | 58.60 | 40.00 |

Tabla 5. Resumen de las fracturas de orden 3 detectadas por la sonda TLV, que producen las correspondencias geométricas más importantes entre los sondeos S13 y S15.

nos anteriores, apareciendo las direcciones N20-30E y N150E mejor representadas, sobre todo en los sondeos S14 y S16.

En la figura 6 queda reflejado el análisis geométrico de la fracturación en los tres sondeos y se han señalado las posibles zonas de conexión más importantes desde el punto de vista hidráulico. En la Tabla 6 y de forma muy resumida, se observan las profundidades de estas zonas (seis en cada sondeo). Un ejemplo muy claro lo constituye la fractura N° 16.20 (Tabla 7) que conecta las zonas F14, F16 y F18.

Este ejemplo de tan fácil correlación desgraciadamente es único en este entorno, ya que cualquiera de las zonas definidas es geométricamente mucho más compleja. Por ejemplo, la zona D14 (105-110m) en la que se detecta la fractura N°14.13 a una profundidad de 107.36m, corta a los sondeos S18 y S16 a profundidades de 61.16 y 63.51 m respectivamente, conectando las zonas D14, C18 y C16, parte de la red de percolación principal. La red secundaria lógicamente es mucho más compleja, y en ella se puede ver como conectan estas zonas con las zonas B14, D18, B16 etc, a través de las intersecciones de las fracturas principales.

Este ensayo de la conectividad de la red de fracturación ha servido como apoyo estructural a los estudios posteriores de tipo hidrogeológico (ensayos de trazadores) que han sido realizados. La caracterización geométrica de las fracturas que definen redes, a través de las cuales va a existir un flujo de fluidos, es de gran importancia y supone un avance en el conocimiento del problema de las trayectorias de flujo en fractu-

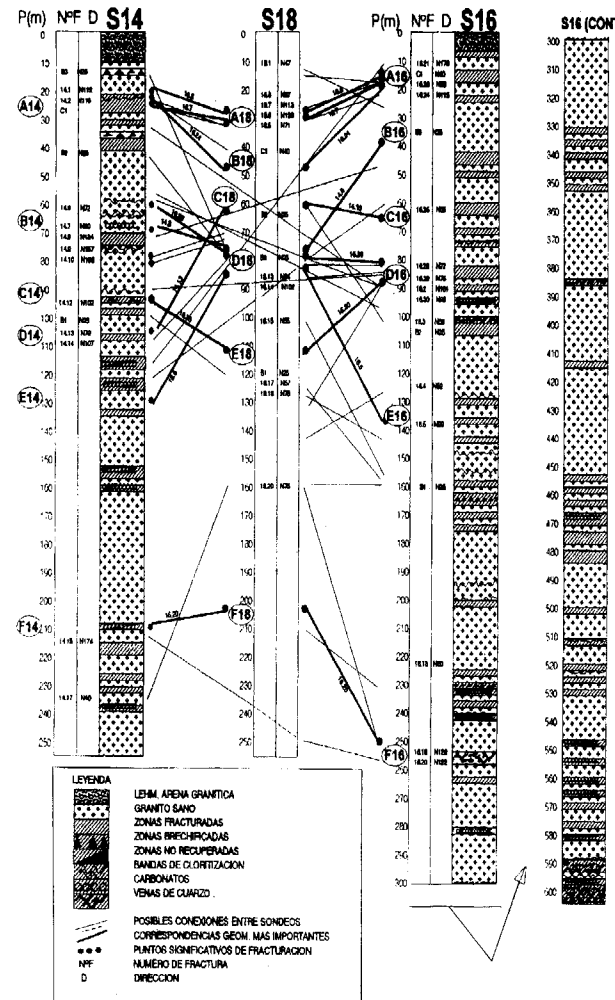


Figura 6. Correspondencias geométricas y conectividad de fracturas en los sondeos S14, S16 y S18. Testificación realizada por J. PARDILLO, M. PELAYO y L. PEREZ DEL VILLAR, síntesis realizada por J. M. DURAN.

| | PROFUNDIDAD (m) | | |
|--------|-----------------|---------|---------|
| | S14 | S18 | S16 |
| ZONA A | 20-27 | 28-32 | 14-20 |
| ZONA B | 60-70 | 48-52 | 35-40 |
| ZONA C | 94-96 | 58-61 | 60-65 |
| ZONA D | 105-110 | 73-86 | 75-92 |
| ZONA E | 128-130 | 108-111 | 132-138 |
| ZONA F | 208-212 | 200-205 | 248-252 |

Tabla 6. Profundidades para las principales zonas de la red primaria de percolación entre los sondeos S14, S16 y S18.

| FR.Nº | BUZ-AZ. | O. | DIR-BUZ. | CORTE 14 | CORTE 16 | CORTE 18 |
|-------|---------|----|-----------|----------|----------|----------|
| 14.8 | 64-224 | 3 | N134-64SW | 69.71 | 38.95 | 74.83 |
| 14.13 | 78-349 | 3 | N79-78NW | 107.36 | 63.51 | 61.16 |
| 16.5 | 62-183 | 3 | N93-62S | 130.7 | 135.88 | 144.81 |
| 16.20 | 71-032 | 3 | N122-71NE | 213.45 | 250.16 | 203.29 |
| 16.24 | 68-205 | 3 | N115-68SW | 32.17 | 15.54 | 47.02 |
| 16.28 | 57-162 | 3 | N72-57SE | 60.8 | 78.91 | 75.45 |
| 16.30 | 66-188 | 3 | N98-66S | 93.21 | 90.95 | 110.05 |
| 18.6 | 33-218 | 3 | N128-33SW | 26.95 | 18.5 | 29.13 |
| 18.7 | 43-203 | 3 | N113-43SW | 23.31 | 16.78 | 29.21 |

Tabla 7. Resumen de las fracturas de orden 3 detectadas por la sonda TLV, que producen las correspondencias geométricas más importantes entre los sondeos S14, S16 y S18.

ras. Estas representan un complejo problema geométrico con muchas conexiones locales y

amplia variación de conductividad o permeabilidad. Las propiedades geométricas de las trayectorias, incluyendo la propiedad escalar dependiente del tamaño del sistema, están íntimamente relacionadas con las propiedades hidráulicas. El análisis de tan complicadas estructuras geométricas es el fundamento de la Teoría de Percolación (STAUFFER 1985), que en definitiva es un formalismo probabilístico que trata sobre la probabilidad de que un sistema aleatorio pueda conducir flujo de un fluido de un lado a otro del sistema.

Actualmente, se sabe que los sistemas de fracturas muestran un comportamiento crítico, de forma que por debajo de una determinada densidad de fractura (*Umbral Crítico de Percolación*), los grupos de fracturas no están conectados y consiguientemente no hay flujo de fluidos. También se conoce que los sistemas críticos obedecen leyes escalares, especialmente cuan-

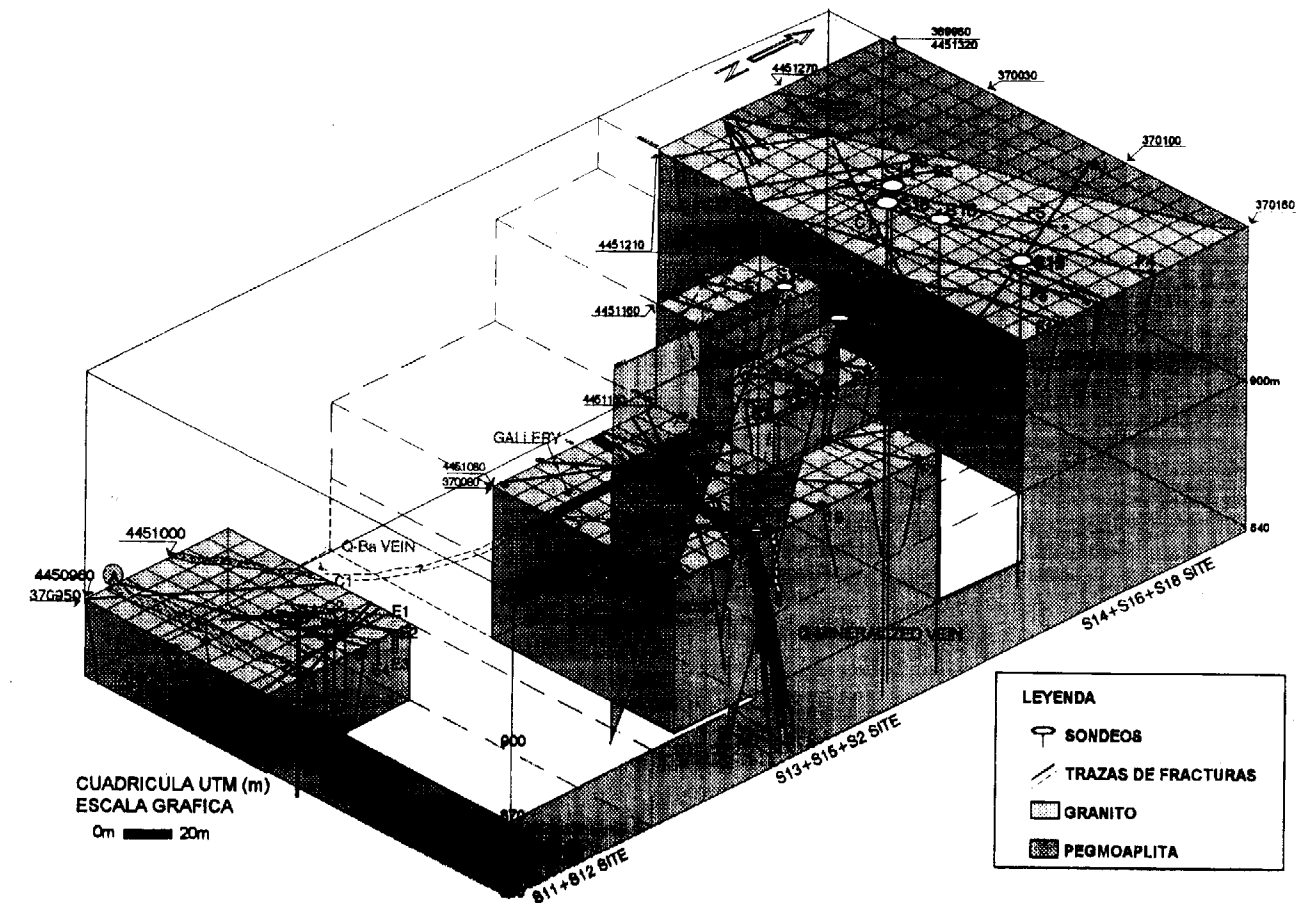


Figura 7. Bloque diagrama de la fracturación en El Berrocal (Toledo-España).

| FR.Nº | BUZ-AZ. | O. | DIR-BUZ. | CORTE 14 | CORTE 16 | CORTE 18 |
|-------|---------|----|-----------|----------|----------|----------|
| 14.8 | 64-224 | 3 | N134-64SW | 69.71 | 38.95 | 74.83 |
| 14.13 | 78-349 | 3 | N79-78NW | 107.36 | 63.51 | 61.16 |
| 16.5 | 62-183 | 3 | N93-62S | 130.7 | 135.88 | 144.81 |
| 16.20 | 71-032 | 3 | N122-71NE | 213.45 | 250.16 | 203.29 |
| 16.24 | 68-205 | 3 | N115-68SW | 32.17 | 15.54 | 47.02 |
| 16.28 | 57-162 | 3 | N72-57SE | 60.8 | 78.91 | 75.45 |
| 16.30 | 66-188 | 3 | N98-66S | 93.21 | 90.95 | 110.05 |
| 18.6 | 33-218 | 3 | N128-33SW | 26.95 | 18.5 | 29.13 |
| 18.7 | 43-203 | 3 | N113-43SW | 23.31 | 16.78 | 29.21 |

Tabla 7. Resumen de las fracturas de orden 3 detectadas por la sonda TLV, que producen las correspondencias geométricas más importantes entre los sondeos S14, S16 y S18.

ras. Estas representan un complejo problema geométrico con muchas conexiones locales y

amplia variación de conductividad o permeabilidad. Las propiedades geométricas de las trayectorias, incluyendo la propiedad escalar dependiente del tamaño del sistema, están íntimamente relacionadas con las propiedades hidráulicas. El análisis de tan complicadas estructuras geométricas es el fundamento de la Teoría de Percolación (STAUFFER 1985), que en definitiva es un formalismo probabilístico que trata sobre la probabilidad de que un sistema aleatorio pueda conducir flujo de un fluido de un lado a otro del sistema.

Actualmente, se sabe que los sistemas de fracturas muestran un comportamiento crítico, de forma que por debajo de una determinada densidad de fractura (*Umbral Crítico de Percolación*), los grupos de fracturas no están conectados y consiguientemente no hay flujo de fluidos. También se conoce que los sistemas críticos obedecen leyes escalares, especialmente cuan-

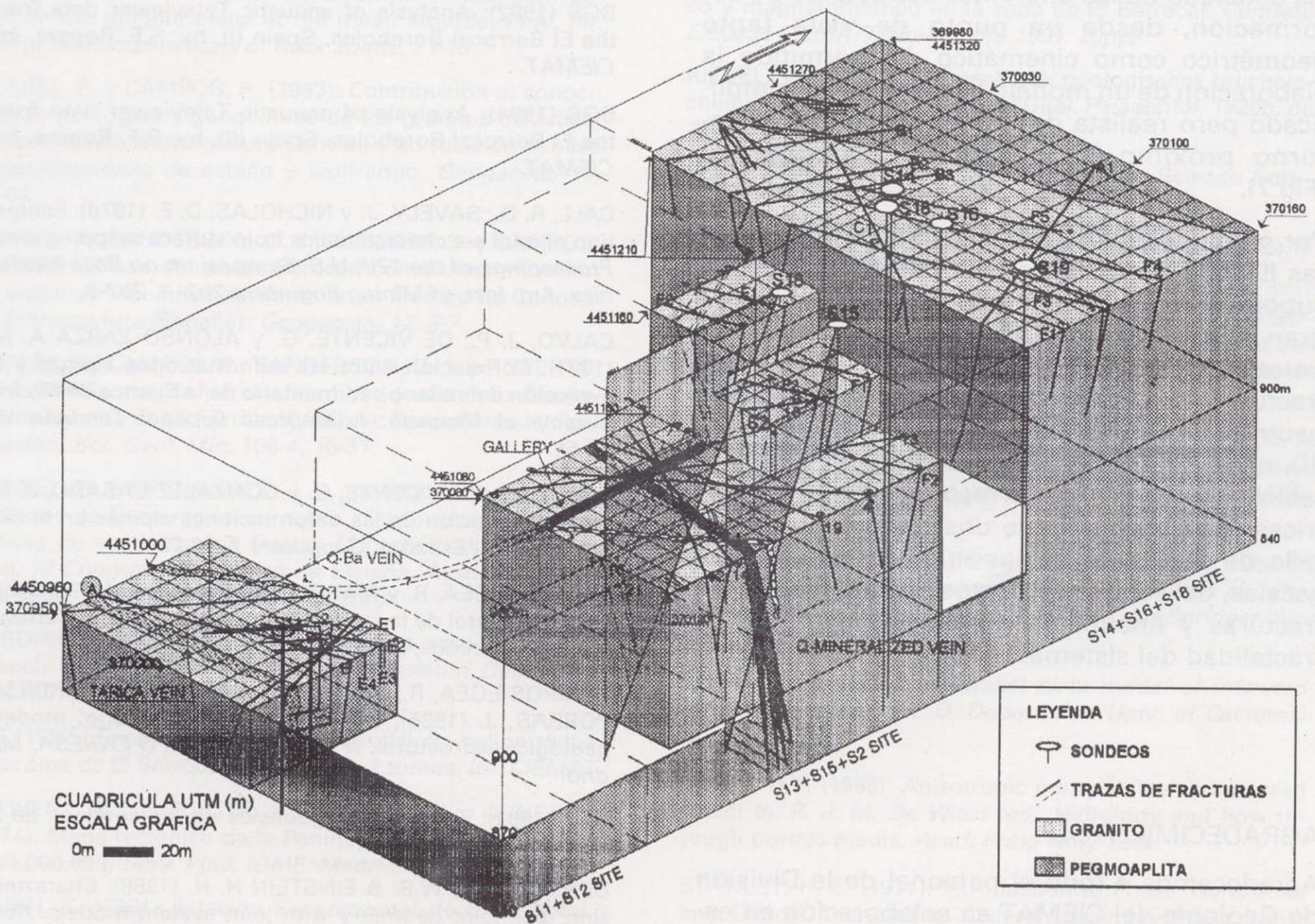


Figura 7. Bloque diagrama de la fracturación en El Berrocal (Toledo-España).

do el sistema está próximo al Umbral Crítico (STANLEY, 1971). En concreto, la probabilidad de que exista una trayectoria conectada en un sistema de fracturas (Probabilidad de Percolación) es función del tamaño, y esta dependencia del tamaño puede utilizarse para identificar el comportamiento escalar de las propiedades hidráulicas del sistema.

El grado de conectividad de un sistema de fracturas puede predecirse a partir de la densidad de fracturas, de su distribución, de la longitud de las trazas de las mismas y del espectro de dimensiones fractales (ZHANG y SANDERSON 1994, GUMIEL y HERNANDEZ in litt), aspectos que actualmente están siendo investigados en la zona de El Berrocal.

De cualquier forma, el estudio de la deformación frágil en el área de El Berrocal ha supuesto por una parte, un avance en el conocimiento geológico-estructural del área, pero además, el análisis detallado de las diferentes estructuras de deformación, desde un punto de vista tanto geométrico como cinemático, ha permitido la elaboración de un modelo tridimensional simplificado pero realista de la fracturación en el entorno próximo a la Estación Experimental (Fig.7).

Por último, el ensayo de conectividad de fracturas llevado a cabo en el entorno de El Berrocal supone una nueva metodología que puede tener gran importancia en los estudios de redes de percolación y trayectorias de flujo hidráulico en fracturas. La resolución del complejo problema geométrico de las conexiones locales en 2D y 3D, necesariamente debe ir acompañado del establecimiento de las correspondencias geométricas entre fracturas, de una cartografía de detalle de las trazas de las mismas a diferentes escalas, del control de puntos de intersección de fracturas y finalmente del conocimiento de la fractalidad del sistema.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a todo el personal de la División de Geología del CIEMAT su colaboración en este trabajo. En concreto a P. Rivas y a C. Marín

por su constante apoyo. A P. Hernán (ENRESA) y a H. Pérez (Grupo Coordinador) por su apoyo y sugerencias. Este trabajo ha estado financiado por CIEMAT-ENRESA y la CEE.

REFERENCIAS

ANGELIER, J. y MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Geol. France (7) TXIX n° 6* pp1309-1318.

BARTLETT, W. L., FRIEDMAN M. y LOGAN, J. M. (1981): Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. *Tectonophysics* 79, pp 255-277.

BARTON C. C. (1978): Analysis of joint traces. *Proceedings of the 19th U.S. Symposium on Rock Mechanics. Am. Inst. of Mining Engineers* 39-40.

BGS (1992): Analysis of acoustic Televiewer data from the El Berrocal Boreholes, Spain (I), by: S.F. Rogers. *Inf. CIEMAT*.

BGS (1994): Analysis of acoustic Televiewer data from the El Berrocal Boreholes, Spain (II), by: S.F. Rogers. *Inf. CIEMAT*.

CALL, R. D.; SAVELY, J. y NICHOLAS, D. E. (1976): Estimation of joint set characteristics from surface mapping data. *Proceedings of the 17th U.S. Symposium on Rock Mechanics. Am. Inst. of Mining Engineers* 2b2- 1, 2b2-9.

CALVO, J. P.; DE VICENTE, G. y ALONSO ZARZA A. M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Congreso Español Terciario Vic* 55-58.

CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZALEZ CASADO, J. M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta* 7, 20-22.

CAMPOS EGEEA, R. y MARIN BENAVENTE, C. (1994): Análisis estructural de la fracturación en el área de El Berrocal (Sierra de Gredos, España) *EB-CIEMAT (93)56*.

CAMPOS EGEEA, R.; MARIN BENAVENTE, C. y PARDILLO PORRAS, J. (1995): El Berrocal como análogo: modelo geológico-estructural. *II Jornadas de I + D ENRESA, Madrid*.

CGS (1992): Testificación geofísica de los sondeos de El Berrocal. Octubre 1992.

DERSHOWITZ, W.S. & EINSTEIN H. H. (1988): Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock Mech. and Rock Engineering* 21, 21-51.

DE VICENTE, G. (1988): Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. *Tesis Doc. Univ. Complutense Madrid* 331pp.

DE VICENTE, G.; GONZALEZ CASADO, J. M.; CALVO, J. P.; MUÑOZ, A.; GINER, J. y RODRIGUEZ, M. (1994): Evolución de las estructuras alpinas en la zona del Centro Peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe. V19. 175-190*.

DOBLAS, M. (1990): Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona Central de Gredos y áreas adyacentes). *UCM. Fac. CC Geológicas. Dto. Geodinámica. Tesis Doc. 465pp*.

DOBLAS, M., UBANEL, A. G. y VILLASECA, C. (1988): Deformed porphyry dikes in the Spanish Central System. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol. V43(2). pp 517-524*.

EINSTEIN, H. H.; BAECHER, G. B. y VENEZIANO, D. (1980): Risk analysis for rock slopes in open pit mines. *Final Report Publ. n°R80- 17 n° 669. Dment. of Civil Engineering Massachusetts. Inst. of Tech. Cambridge Massachusetts*.

GOLDER ASSOCIATES INC. (1993): FracMan version 2.306. Interactive discrete feature data analysis, geometric modeling and exploration simulation.

GROSSMAN, N. F. (1985): The bivariate normal distribution on the tangent plane at the mean attitude. *Proc. Int. Symp. on Fundamentals of Rock Joints. 71-75*.

GUMIEL, P. y CAMPOS, R. (1993): Contribución al conocimiento geológico y geoquímico de los granitos de Albalá y Montánchez (Extremadura Central) y su relación con las mineralizaciones de estaño y wolframio. *Geogaceta*, 13, 57-61.

GUMIEL, P.; SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. y CAMPOS, R. (1992): El uso del análisis fractal como discriminación de sistemas filonianos auríferos en el área de La Codosera, Extremadura (España). *Geogaceta*, 12, 3-7.

GUMIEL, P.; CAMPOS, R.; SANDERSON, D. J. y ROBERTS, S. (1995): Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y Percolación. *Bol. Geol. Min.* 106-4, 16-37.

GUMIEL, P. y HERNANDEZ, J. R. (in litt.): Simulación de patrones de fracturación en rocas, distribución y características de su geometría fractal. Conectividad y percolación. *IV Congreso Geológico de España, Alcalá de Henares, 1996. (Aceptado para publicación)*.

HARDING, T. P. (1974): Petroleum traps associated with wrench faults. *The Amer. Ass. of Petroleum Geol. Bull. V58, n°7, pp 1290-1304*.

IGT (1992): Ensayos de métodos geofísicos heliportados en el área de El Berrocal. Mayo 1992, 2 tomos. *Inf. CIEMAT*

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1/1.000.000. *Serv. Publ. IGME. Madrid*.

MARIN, C. (1991): Estación Experimental de El Berrocal, Nombela (Toledo): Red fotogeológica de Fracturación.

McCOSS, A. M. (1986): Simple constructions for deformation in transpression / transtension zones. *Journ. Struct. Geology, vol.8,6, pp 715-718*.

MORGENSTERN, N. R. y TCHALENKO, J. S. (1967): Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Geotechnique* 17, pp 309-328.

PEREZ DEL VILLAR, L. y PARDILLO, J. (1992): Lithological map of El Berrocal Site. *TR. EB-CIEMAT(92)-46(1). 23pp*.

PEREZ DEL VILLAR, L.; DE LA CRUZ, B.; PARDILLO, J.; PELAYO, M.; TURRERO, M. J.; GOMEZ, P. y RIVAS, P. (1993): Preliminary lithochemical model of the El Berrocal Site. S. de Gredos, Provincia de Toledo. *EB-CIEMAT*.

PRIEST, S. D & HUDSON J. (1976): Discontinuity spacings in rock. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sciences. 13, 135-148*.

PRIEST, S. D. & HUDSON, J. (1981): Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sciences. 18, 183-197*.

PROSPECCION E INGENIERIA (1991a): Estudio de la fracturación en la zona de El Berrocal. *(Contrato E/30034 CIEMAT). Junio 1991. 50pp*.

PROSPECCION E INGENIERIA (1991b): Estudio gravimétrico y magnetométrico en la zona de El Berrocal. *Contrato E/30033 CIEMAT). Noviembre 1991. 20pp*.

RIEDEL, W. (1929): Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Zentralbl. Mineral Geol. Palaeontol. 1929b, pp 354-368*.

ROCKWARE INC. (1991): Rockware, Earth Science Software.

RUIZ, B. (1995): Cartografía geológica en el entorno de la Estación Experimental de El Berrocal *(en preparación)*.

SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S.; Mc GOWAN, J. A. y GUMIEL, P. (1991): Hercynian transpressional tectonics at the Southern margin of the Central Iberian Zone, West Spain. *Journ. Geol. Soc. London. 148, 893-898*.

SANDERSON, D. J., ROBERTS, S. & GUMIEL, P. (1994): A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill-core from La Codosera, Spain. *Econ. Geol., V 89, 168-173*.

SILBERSCHMIDT, V. V. (1994): Fractal Characteristics of joint development in stochastic rocks. *in: Fractals and Dynamic Systems in Geoscience. Ed: Kruhl, J.H Springer Verlag, 65/76*.

SNOW, D. T. (1965): *A parallel plate model of fractured permeable media. Ph. D. Dissertation Univ. of California Berkeley*.

SNOW, D.T. (1968): Anisotropic permeability of fractured rocks. *In: R. J. M. De Wiest (ed). Hydrology and flow through porous media. Acad. Press New York*.

STANLEY, H. E. (1971): Introduction to Phase Transitions and Critical Phenomena. *Oxford University Press, (New York)*

STAUFFER, D. (1985): Introduction to Percolation Theory. *Taylor & Francis, (London)*.

STEFFEN O. K. H. & JENNINGS J. E. (1975): Recent developments in the interpretation of data from joint surveys in rock masses. *Proc. 6th Regional Conference for Africa on Soil Mechanics and Foundation Engineering II, 17-26*.

TCHALENKO, J. S. y AMBRASEYS, N. N. (1970): Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull. 81, pp 41-60*.

TERZAGHI, R. (1964): Sources of error in joint surveys. *Geotechnique Vol. 15 pp 287-304*.

UBANELL, A. G. (1976): Los diques aplíticos de Almorox - Navamorcuende (Sistema Central Español) en relación con los decrochamientos dextrales tardihercínicos. *Com. Serv. Geol. Portugal T60. pp 53-68*.

UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987): Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona - Navamorcuende (SW del Sistema Central Español): Su relación con la intrusión. *En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, Ed. Rueda Madrid, pp393-403*.

VAREA, R. y IGLESIAS, A. (1981): Proyecto Río Alberche. Investigación de U en los materiales graníticos de un sector de el Sistema Central. *Informe 281/6 2T. ADARO-JEN*.

YLLERA DE LLANO, A., GUIMERA J., HERNANDEZ, A. y GARCIA, M. (En Preparación): Ensayo de trazadores en El Berrocal.

ZHANG, X. y SANDERSON, D. J. (1994): *Fractal Structure and Deformation of Fractured Rock Masses. In Fractals and Dynamic Systems in Geoscience, Kruhl J. H. (ed.). Springer Verlag, 37-52*.

Original recibido: Julio de 1995.

Original aceptado: Septiembre de 1995.

Gyrocystis cruzae, una nueva especie de Cincta (Echinodermata Carpoidea) del Cámbrico Medio de El Ferredal de Quintana (Asturias, España).

Por M.^a D. GIL CID y P. DOMINGUEZ ALONSO (*)

RESUMEN

En este trabajo se estudian algunos de los ejemplares de "*Decacystis hispanicus*" de los fondos existentes en el Museo Geominero de Madrid, encontrándose diferencias significativas entre estos y el resto de especies de equinodermos Cincta ya descritos, por lo que se propone la reasignación de estos ejemplares como una nueva especie del género *Gyrocystis*, así como una reconstrucción tentativa de la misma. Adicionalmente se presentan detalles anatómicos inéditos para el conjunto de los Cincta.

Palabras clave: Echinodermata, Carpoidea, Cincta, España, Nuevo taxón, *Gyrocystis*, Cámbrico Medio.

ABSTRACT

In this work we have studied some of the "*Decacystis hispanicus*" housed in the Museo Geominero de Madrid, finding significant differences with the remaining echinoderms Cincta already described. To this purpose we propose the reassignment of this samples as a new *Gyrocystis*. On the other hand we are making a tentative reconstruction of the same. Moreover, unissued anatomical details are being presented.

Key words: Echinodermata, Carpoidea, Cincta, Spain, new taxon, *Gyrocystis*, middle Cambrian.

INTRODUCCION

Desde el punto de vista histórico los primeros Cincta fueron descritos por BARRANDE a mediados del siglo XIX para el Sistema Silúrico del centro de Bohemia (BARRANDE, 1887); este autor definió "*Trochocystites Bohemicus*" como un componente característico de la "fauna primordial", y que más adelante sería conocido como Cámbrico. Las primeras citas de *Trochocystites* dadas por BARRANDE se remontan a 1859, y tan sólo un año después BARRANDE y de VERNEUIL citan "*Trochocystites bohemicus*? n. sp." en la fauna primordial de la Cordillera Cantábrica

(Prado, de VERNEUIL y BARRANDE, 1860), describiéndolos como una estructura semejante a una rueda de carro. Desde los trabajos de BARRANDE han sido relativamente escasos los autores que han estudiado este interesante grupo de equinodermos; no obstante sus resultados han supuesto una notable aportación al conocimiento del grupo. A principios de este siglo, JAEKEL (1918) describe una nueva forma de Cincta (*Gyrocystis platessa*) y ofrece una interesante interpretación funcional donde el opérculo, al abrirse, permitiría la salida de un hipotético penacho de tentáculos que, a manera de lofóforo, captaría los nutrientes en suspensión; esta iconografía será mantenida por diversos autores hasta tiempos muy recientes (MELENDEZ, 1952a, 1982), aunque corrigiendo la posición de

(*) Departamento de Paleontología, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.

la articulación opercular que JAEKEL (1918) situó erróneamente en el margen anterior (DOMINGUEZ *et al.*, 1994).

T. GISLEN, en 1927, sobre material procedente de Adrados (León) crea un nuevo género y especie de Cineta: *Decacystis hispanica*. Este trabajo fue traducido al español en 1952 por B. MELENDEZ quien añade además una valiosa serie de comentarios (1952b).

En el presente trabajo abordamos el estudio del material procedente de El Ferredal de Quintana (Asturias), que corresponde a las piezas MGM 43k, MGM 213k, MGM 212k, MGM 41k y MGM 466k de la colección "Sistemas" del Museo Geominero, ejemplares que fueron descritos y figurados por P. H. SAMPELAYO en su obra "El Sistema Cambriano" (1935), donde determina todos los ejemplares como *Trochocystites bohemicus* Barrande; esto supone un total de doce tecas y dos placas marginales aisladas. Este material fue presumiblemente recolectado con anterioridad a 1878 por MALLADA y BUITRAGO y por P. H. SAMPELAYO con anterioridad a 1931; según consta en la documentación existente en el Museo Geominero, la fecha de ingreso de estos ejemplares se sitúa "con anterioridad a 1934"; por otra parte la pieza 51k, descrita habitualmente como la "base de un pedúnculo gigante", la atribuimos a una punta genal de un trilobites, probablemente "*Paradoxides*" (G. GEYER, comunicación personal; FRIEDRICH, 1993; GIL y DOMINGUEZ, 1994).

2. PALEONTOLOGIA SISTEMATICA:

Phylum **Echinodermata** Klein, 1734
Subphylum **Carpoidea** Jaekel, 1900
Clase **Cincta** Jaekel, 1918

Familia **Gyrocystidae** Jaekel, 1918

Diagnosis: Teca con 10 placas marginales (M5L-M4D) y en ocasiones con 11 (M5LM5D). El contorno de la teca varía de oval a piriforme. El margen anterior de la teca presenta una plataforma frontal de borde agudo situada por debajo del opérculo y labro. La cara inferior de la teca uniformemente plana o con túmulo en la M0,



Figura 1. Posición geográfica de El Ferredal de Quintana, provincia de Oviedo. Tomado de H. SAMPELAYO 1935.

pudiendo existir otros abultamientos bajo las marginales laterales. El orificio oral tiene un surco epitecal izquierdo corto, careciendo de surco derecho. La estela es estrecha con una base ensanchada; las placas esfenoides que la componen presentan la cara inferior plana y la superior abovedada. (GIL y DOMINGUEZ, 1995; basada en FRIEDRICH, 1993).

Géneros atribuidos: *Gyrocystis* JAEKEL 1918 (= *Decacystis* GISLEN 1927), *Progyrocystis* FRIEDRICH 1993, *non Asturicystis* SDZUY 1993.

Observaciones: El género *Asturicystis* SDZUY 1993 posee un labro que alcanza el tercio anterior de M3D y el tercio anterior de M2L y carece de plataforma frontal; por lo tanto queda en nuestra opinión, así como en la de FRIEDRICH (comunicación personal, 1994; FRIEDRICH 1995), en una posición sistemática incierta, quizás cercana a los *Trochocystitidae*.

Genero *Gyrocystis* JAEKEL 1918

Diagnosis: Un género de *Gyrocystidae* con los siguientes caracteres: la teca es más larga que ancha, de contorno oval o ahusado, generalmente con 10 placas marginales, estando las posteriores en contacto y cerrando el cinctus por

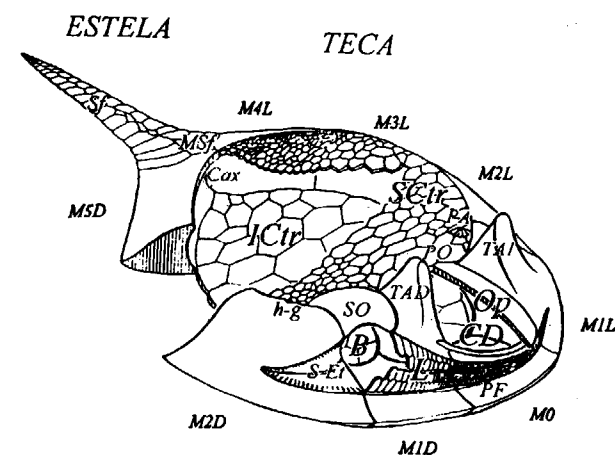


Figura 2. Modelo anatómico de un equinodermo Cineta: Op, opérculo; CD, cámara distal; B, boca; L, labro; S Et, surco epitecal; PF, plataforma frontal; SO, placa supraoral; TAD, tubérculo adopercular derecho; TAI, tubérculo adopercular izquierdo; PO, postoperculares; h-g, hidroporo-gonoporo; ICtr, infracentralia; Sctr, supracentralia; PA, pirámide anal; Cax, canal axial; Sf, esfenoides; MSf, mesoesfenoides; M4L...M1L, M0, M1D...M5D, placas marginales. Basado en GIL y DOMINGUEZ 1995, pág. 263, Fig. 2.

la cara ventral. La teca presenta un túmulo en la cara inferior de la placa M0. Existen 3 ó 4 oscículos postoperculares (GIL y DOMINGUEZ, 1995; basada en FRIEDRICH, 1993).

Especies atribuidas: *G. badulesiensis* FRIEDRICH 1993, *G. erecta* FRIEDRICH 1993, *G. cruzae* nov. sp., *G. platessa* JAEKEL 1918, *G. testudiformis* FRIEDRICH 1993.

Otras formas atribuidas: *G. aff platessa* JAEKEL 1918 (FRIEDRICH, 1993), *G. cf. platessa* JAEKEL 1918 (FRIEDRICH, 1993), *G. cf. testudiformis* (FRIEDRICH, 1993), *G. sp. A* GIL y DOMINGUEZ 1995¹.

Gyrocystis cruzae sp. nov.

v 1933 *Trochocystites bohemicus* Barr., SAMPELAYO, El cambriano de España. Lám. I,

fila superior: figura de la izquierda (MGM 41k).

v 1935 *Trochocystites bohemicus* Barr., SAMPELAYO, El sistema cambriano. Lám. VII, fila superior: figura de la izquierda (MGM 212k) y figura de la derecha (MGM 41k); fila central: figura de la izquierda (MGM 43k)

v 1952 *Trochocystites bohemicus* Barr., MELENDEZ, Los carpoideos de España, Figura 6 E (MGM 43k), Figura 6 F (MGM 41k), Figura 6 H (MGM 212k)

1959 *Trochocystites bohemicus* Barr., BADILO, Catálogo de especies fósiles del Museo del Instituto Geológico y Minero de España. Lám. 15 (MGM 41k)

1972 *Decacystis hispanica* GISLEN 1927, SCHROEDER, Nota preliminar sobre los carpoideos del Cámbrico Medio de Asturias y León, Figura 1 (Coll. Sch. RS/Ca 10), Figura 2 (DPO 2600)

v 1973 *Decacystis hispanica* GISLEN 1927, SCHROEDER, Carpoideen aus dem Mittelkambrium Nordspaniens: 127-133; Abb. 3 A,B; Abb. 5 1, 4, 5, 6; ? Abb. 7 1, 2, 3; Taf. 11 Fig. 1 (DPO 2600), Fig. 2 (MGM 41k), Fig. 3 (CRS RS/Ca 10), Fig. 4 (CRS RS/Ca 8), Fig. 6 (CRS RS/Ca 9), Fig. 7 (CRS RS/Ca 7)

v 1993 *Gyrocystis platessa* JAEKEL 1918, FRIEDRICH, Systematik und Funktionsmorphologie mittelkambrischer Cineta (Carpoidea, Echinodermata), 107-114, Lám. 15 9 (MGM 212k), Lám. 16 10 (PIW 92V62), Lám. 17 5 (PIW 92V66)

Holotipo: MGM 43k a (Lámina I: 1, 2 (a), 3 (a), 4 (a) y 7; Figura 4; Lámina II: 1(a)).

Paratipos: MGM 43k b (Lámina I: 2 (b), 3 (b), 4 (b), 5 y 6; Lámina II: 1(b)), MGM 213k (Lámina II: 6 y 7), MGM 466k a (Lámina II: 2 (a) y 3), MGM 466k d (Lámina II: 2 (d), 4 y 5).

Otro material: DPO 2600-CRS/Ca10, PIW 92V62, PIW 92V66.

⁽¹⁾ El ejemplar Z-5-01 que aparece descrito en GIL y DOMINGUEZ 1995, ha sido donado recientemente (Julio de 1995) al Museo Geominero e inventariado con el n.º 2635K.

Localidad tipo y estrato tipo: Con el deseo de ser lo más objetivos posible y en aras de expresar al máximo la información referente al material, en este epígrafe expresamos los datos originales dados por P.H. SAMPELAYO (1933, 1935), director del Museo en aquel momento, en el cual figura como colector o depositario de este material, basándonos tanto en el texto de "El Sistema cambriano", como en la identificación de la grafía del "Libro de Registro" que amablemente hizo el entonces director del Museo D. RAMON REY (1992). Esta localización es la siguiente: "Ferredal, hacia Belmonte". Actualmente la información que aparece reflejada en las etiquetas y "Ficha de Fósil" de cada muestra indica "El Ferredal de Quintana (Asturias)".

El Sistema Cámbrico está dividido en tres Series: Inferior, Medio y Superior. El material citado anteriormente pertenece al Cámbrico Medio; en España tomando entre otras referencias los trabajos de LOTZE 1961; SDZUY 1968, 1971 y 1972; LIÑAN, PEREJON y SDZUY 1993, donde se recogen las sucesivas subdivisiones propuestas para las diferentes Series del Cámbrico existen actualmente tres subdivisiones propuestas para el Cámbrico Medio: Leoniense, Caesaragustienense y Sin Solenopleuropsidae. No obstante dado que el material está recogido con anterioridad a 1935 y no hay una sección/secciones de referencia fiables, es aventurada una asignación concreta a una precisión estratigráfica superior a la de "Cámbrico Medio". Adicionalmente el material estudiado por SCHROEDER contiene una información estratigráfica precisa que la sitúa en el "Trilobiten-Bänder 25 und 26 des von LOTZE gegebenen biostratigraphischen Schemas". Por último FRIEDRICH (1993, p.9-10) da la siguiente referencia para el nuevo material obtenido para su Tesis Doctoral: "Ferredal-Mergel Stufe mit Solenopleuropsis SDZUY (1971) mittleres Mittel Kambrium". Los autores entendemos que dadas las características de este material como piezas de Museo, el tratamiento debe ser respetuoso con su contexto bioestratigráfico.

Derivación del nombre: Especie dedicada a la Bióloga M.ª CARMEN CRUZ.

Material estudiado: Se han estudiado un total de once tecas y dos placas marginales aisladas,

pertenecientes todas ellas a las colecciones del Museo Geominero del Instituto Tecnológico Geominero de España y que son los siguientes: MGM 43k, 2 ejemplares (a y b) y una placa marginal aislada; MGM 213k, 2 ejemplares (a y b) y una placa marginal aislada; MGM 212k, 3 ejemplares (a, b, y c); MGM 41k; MGM 466k, 2 muestras con 2 ejemplares cada una (a, b, c y d)².

Material adicional atribuido a *G. cruzae* sp. nov.: Instituto de Paleontología de la Universidad de Würzburg: PIW 92V62; PIW 92V66³; PIW 92V92I, II; PIW 92V93; PIW 92V94; PIW 92V95I, II. Colección SCHROEDER: CRS/Ca10 (=cara inferior del DPO 2600), CRS RS/Ca8, CRS/Ca9, CRS/Ca7. Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo: DPO 2600⁴.

⁽²⁾ La consignación de los ejemplares como MGM-XXXX-K es de reciente utilización en esta institución (Rábano comunicación personal, Junio de 1995), apareciendo con anterioridad como XXXXk; en diferentes trabajos este material ha sido designado como XXk (H. SAMPELAYO 1933, 1935; MELENDEZ 1952), IGME-Nr XX (SCHROEDER 1973) y por último IT-GE XXk (FRIEDRICH 1993, 1995).

⁽³⁾ El ejemplar PIW 92V66 (FRIEDRICH 1993, Lám. 17, fig. 5) tiene 11 placas marginales (comunicación personal de FRIEDRICH 1994 y de GEYER 1995), un número anómalo para un *Gyrocystis*. En nuestra opinión, esta circunstancia y la falta de contacto de esta marginal supernumeraria con el tegumento infracentral, puede atribuirse a una teratología.

⁽⁴⁾ Las piezas DPO 2600 y CRS/Ca10 corresponden a las caras dorsal y ventral de un único ejemplar. El Prof. J. TRUYOLS en el transcurso de las X Jornadas de Paleontología celebradas en Madrid (Noviembre de 1994) nos comentó que el ejemplar DPO 2600 fue recogido por él personalmente y que nueve años más tarde en una visita a España de R. SCHROEDER, le acompañó al yacimiento obteniendo entre otras la pieza CRS/Ca10, resultando ser la cara inferior (CRS/Ca10) y la cara superior (DPO 2600) de un mismo ejemplar.

Durante la elaboración del trabajo de R. SCHROEDER "Carpoideen aus dem Mittelkambrium Nordspaniens", publicado en 1973, tuvo la necesidad de consultar el holotipo de *Decacystis hispanicus* y le fue comunicada la desaparición del ejemplar (JAANUSSON, com. pers. a SCHROEDER, 1973), por lo que este autor propuso como lectotipo al ejemplar DPO 2600-CRS/Ca10. Durante el desarrollo de su Tesis Doctoral, W. P. FRIEDRICH consigue el holotipo original de Gislén, que tuvimos ocasión de estudiar en el Instituto de Paleontología de la Universidad de Würzburg en 1992 por mediación de este autor. Como consecuencia del redescubrimiento del holotipo, la designación del lectotipo carece de validez.

Diagnos:

Una especie de *Gyrocystis* JAEKEL 1918 que posee las siguientes características: la teca está formada por un cinctus de 10 placas marginales que definen un contorno subcircular con lóbulos y amplias escotaduras en la región anterior. La cara inferior de la teca es plana; bajo la placa M0 hay un túmulo poco manifiesto. La cara superior de las placas marginales laterales (M3L, M2L, M3D y M4D) presentan una sección sigmoidea. La cara superior de las placas marginales posteriores (M4L y M5D) es uniformemente convexa. La estela intruye en el cingulo por medio de unas placas basiesfenoides estrechas y uniformemente arqueadas tanto en la cara dorsal como en la ventral.

Descripción:

La reconstrucción de *Gyrocystis cruzae* nov. sp. queda plasmada en la Figura 3 mediante el empleo de normas frontal (3), dorsal (1), ventral (2), y laterales (4 y 5); la elaboración de esta reconstrucción se ha efectuado utilizando una lupa binocular equipada con una cámara clara, donde los distintos aspectos de diferentes ejemplares han permitido la ejecución de calcos de cámara clara bajo las diferentes normas consideradas y su posterior integración en un tablero de dibujo. El esqueleto de *Gyrocystis cruzae* nov. sp. ha sido posible describirlo en su práctica totalidad gracias a los datos ofrecidos por los diferentes ejemplares estudiados; si bien de las porciones medias y posteriores de la estela no tenemos ninguna evidencia.

La forma general de la teca es discoidal con la cara ventral aplanada y la dorsal convexa, en el margen anterior presenta amplias escotaduras o lóbulos. Cerrando el cingulo en su cara inferior existe un pavimento subcircular de placas infracentrales planas, comparativamente grandes respecto a otros *Gyrocystidae*; en la cara superior se encuentra una cubierta de placas supra-centrales mucho menores. La base de la estela se encuentra integrada en el cingulo. La descripción pormenorizada la hemos desglosado en una serie de epígrafes atendiendo a su posición anatómica y que desarrollamos a continuación:

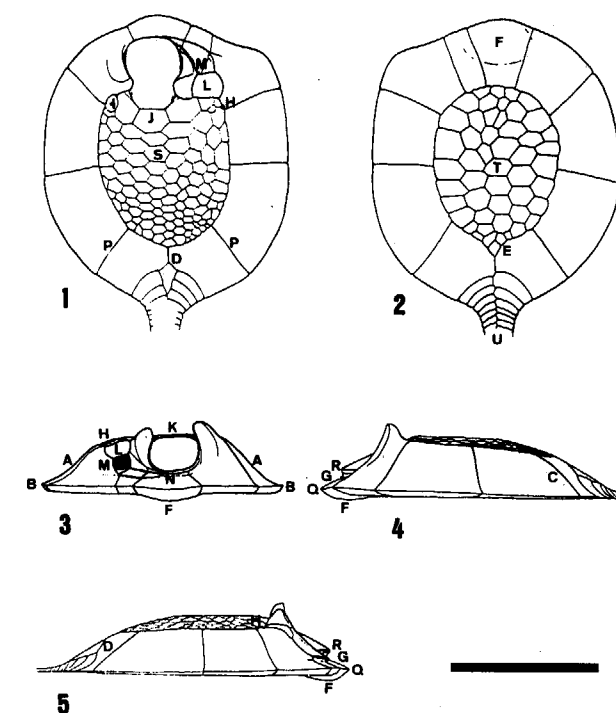


Figura 3. *Gyrocystis cruzae* nov. sp., reconstrucción en diversas normas: 1. norma dorsal, 2. norma ventral, 3. norma frontal, 4. norma lateral izquierda, 5. norma lateral derecha. Explicación en el texto, la barra representa 5 mm. Basado en GIL y DOMINGUEZ 1994, pág. 97, Fig. 1.

El cinctus: región media
(placas M3L, M2L, M4D y M3D;
Fig. 3, 1, 4 y 5):

Esta región del cinctus presenta unas placas poco diferenciadas; las placas marginales laterales (M3L, M2L, M4D y M3D) son dos veces más anchas (tr.) que altas (Fig. 3: 3.a), tan largas (sag.) como anchas (tr.) y su sección transversal se asemeja a una cuña. La cara inferior (MGM 213k b; MGM 212k a, b y c; MGM 416 k a, b, c y d) es plana, curvándose ligeramente cerca del margen, con lo cual queda elevado sobre el plano de reposo del animal (GIL y DOMINGUEZ, 1995). La cara superior de la placa tiene una sección sigmoidea muy aplanada (Figura 3: 3. a; Lámina I: 1, 2 y 7), diferenciándose una región proximal convexa, una región media plana y una región distal cóncava.

La unión de la cara dorsal y ventral forma un borde agudo (Figura 3.3.b) integrado en el plano

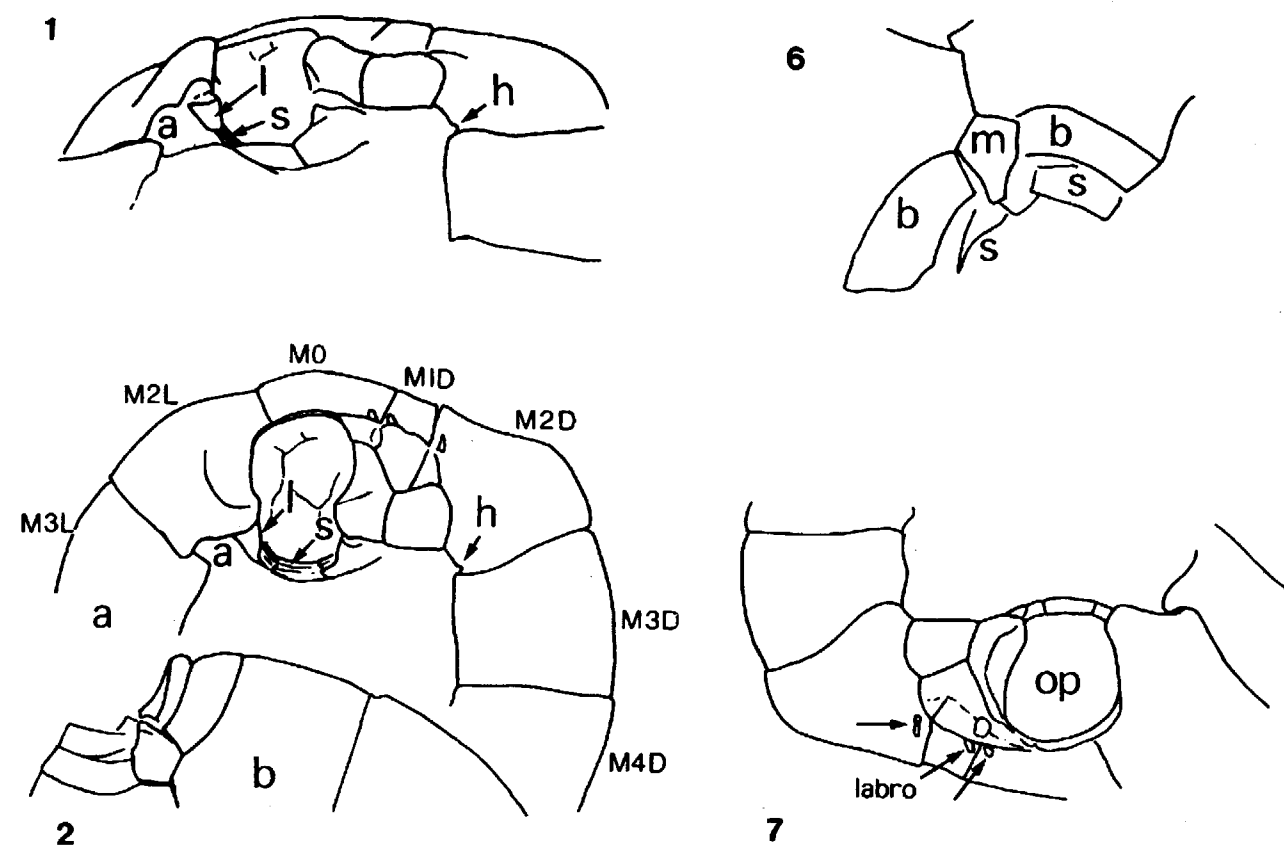
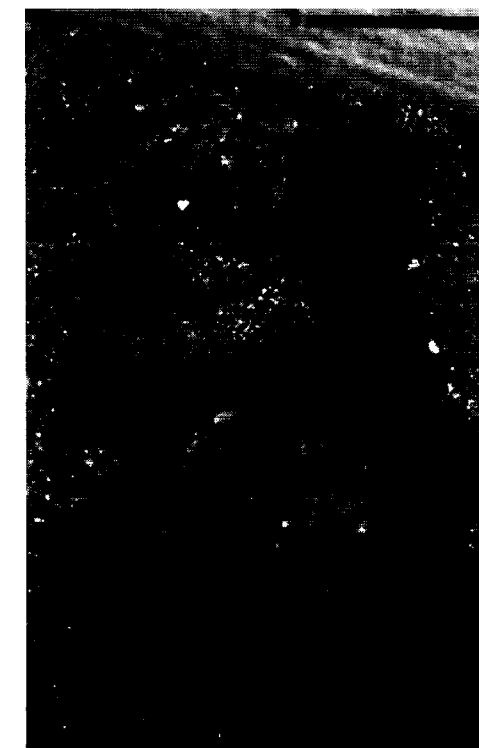
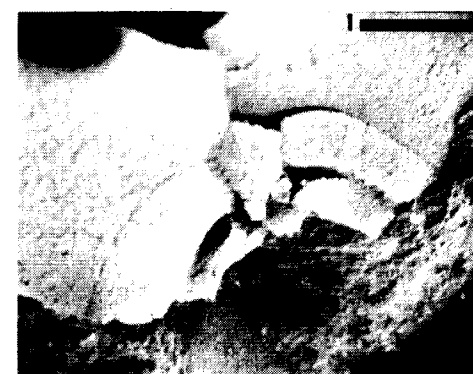
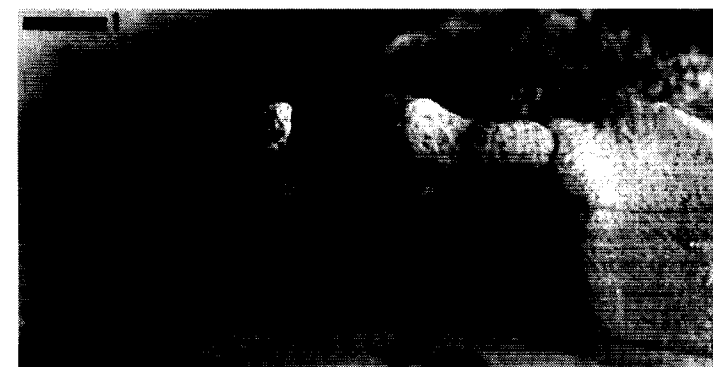


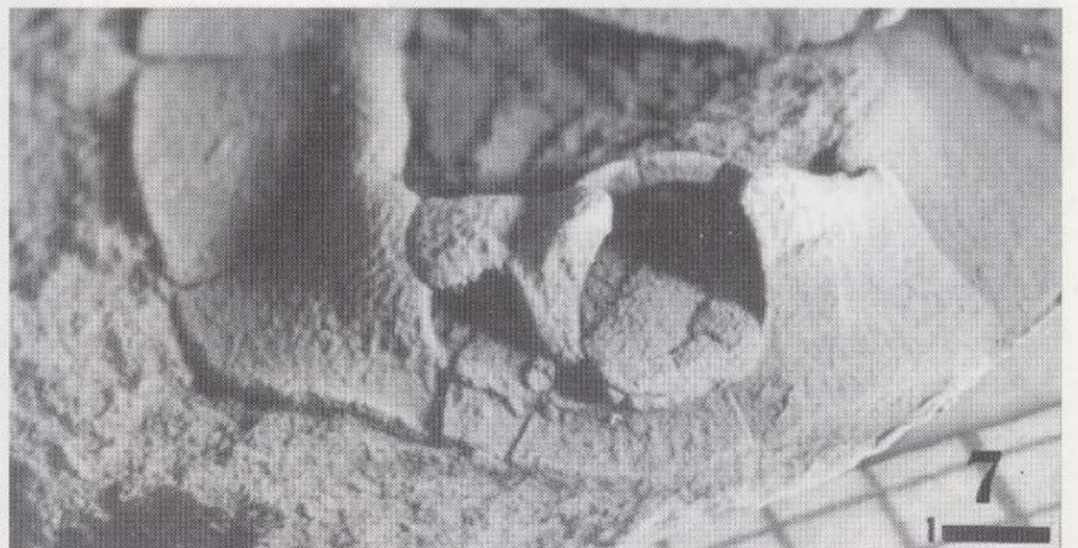
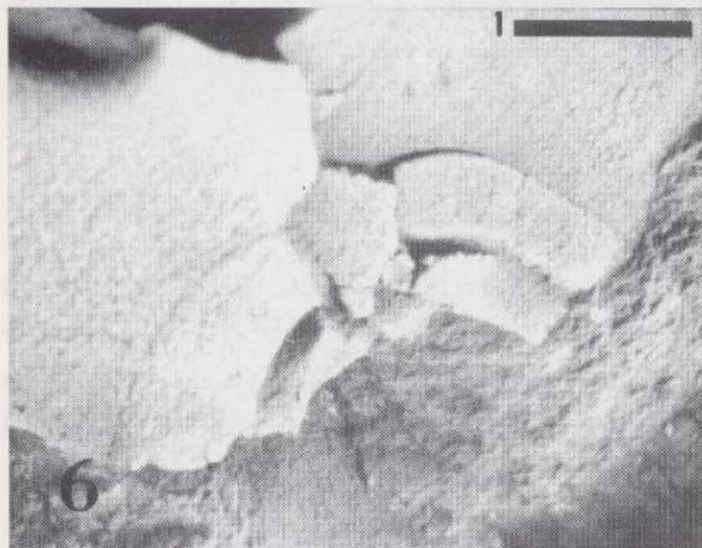
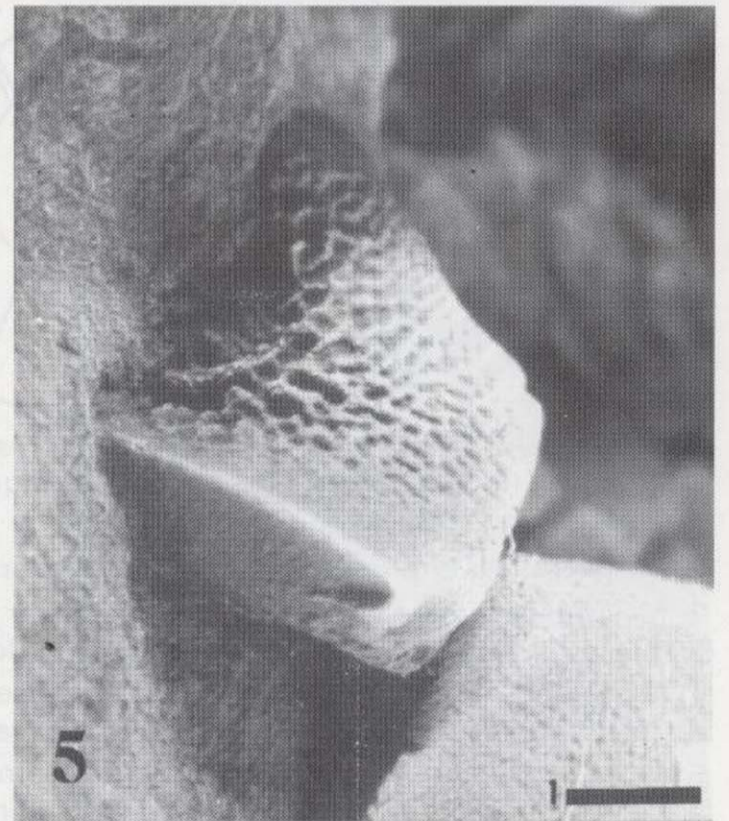
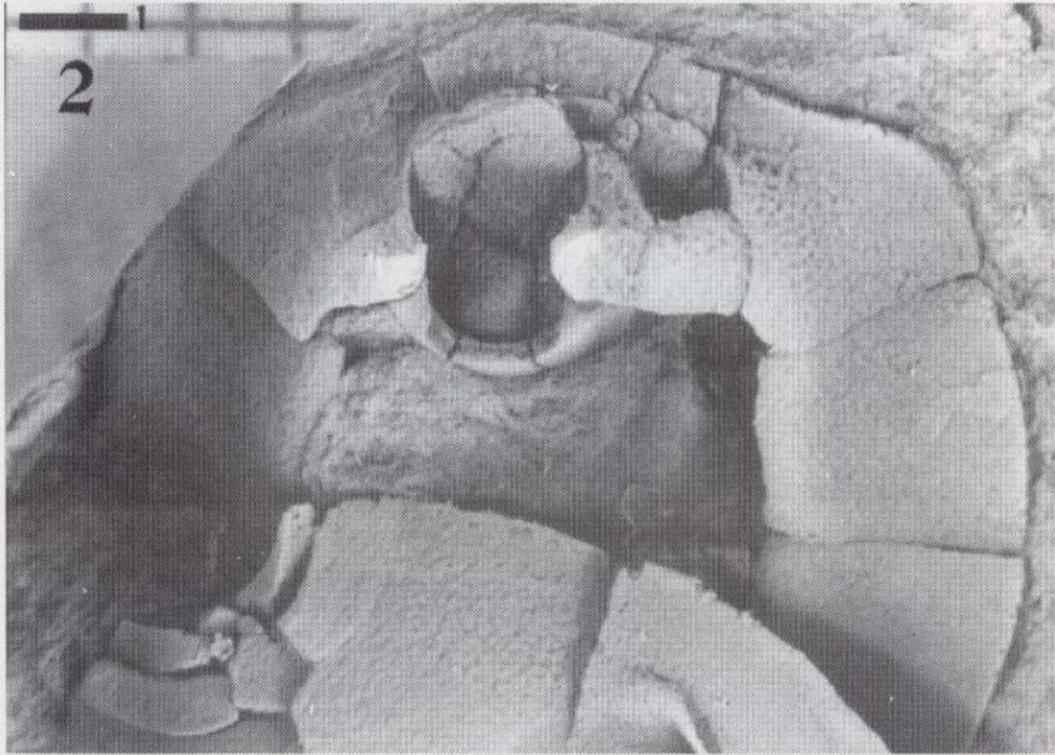
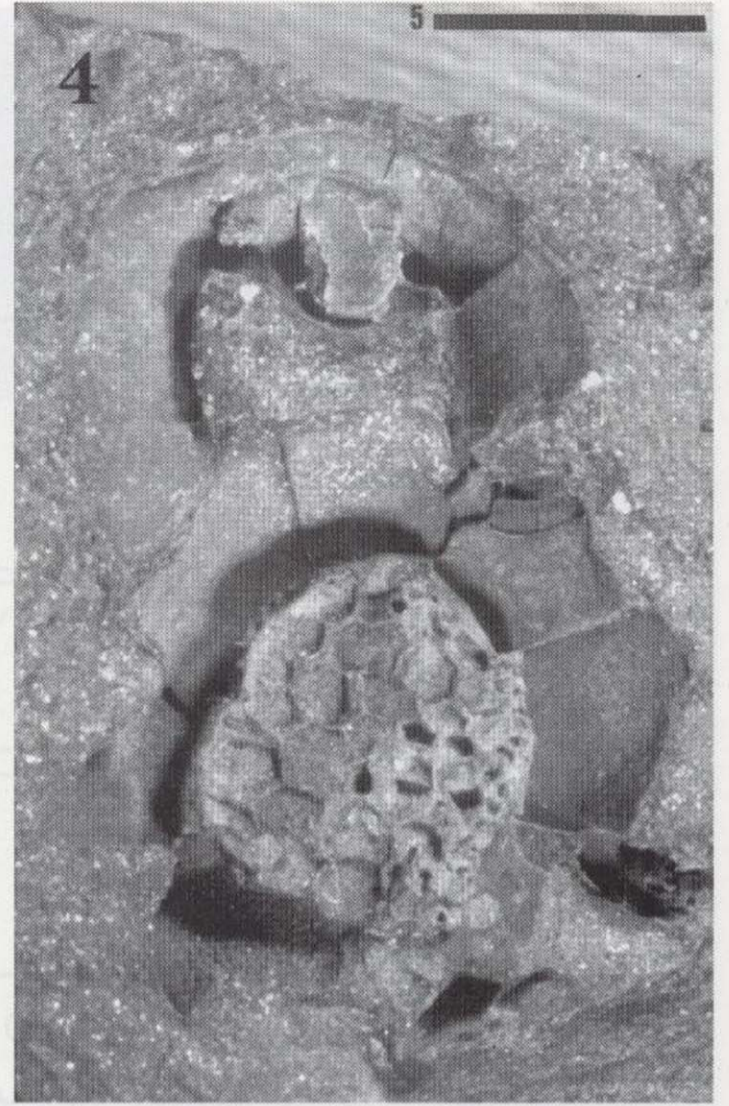
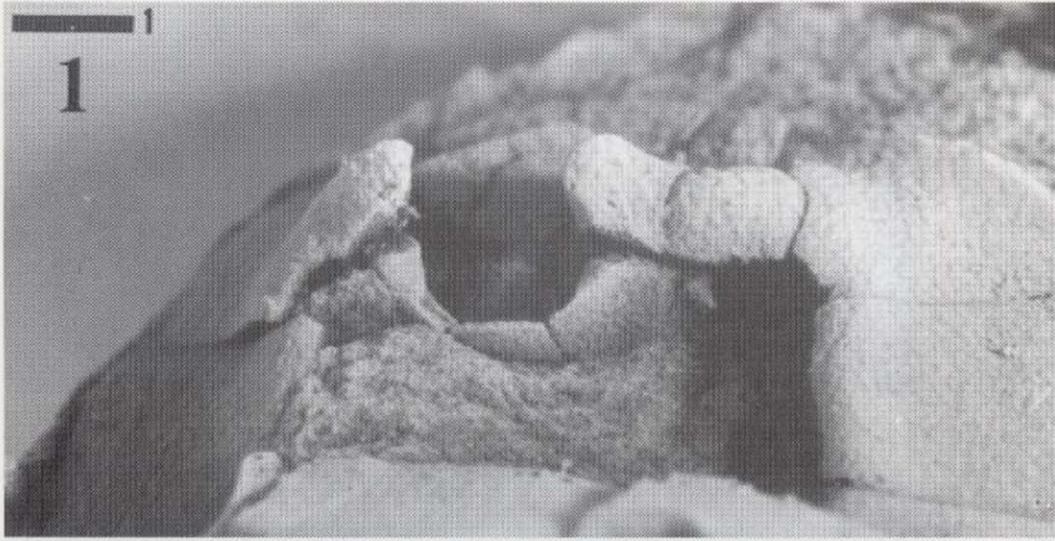
Lámina I: *Gyrocystis cruzae* nov. sp. ejemplar MGM 43k a y b. Réplicas en látex blanqueadas con óxido de magnesio excepto la figura 4 que es una muestra original.

1. Vista postero-dorsal del holotipo (MGM 43k a): O, opérculo; h, hidroporo-gonoporo; a, escotadura anal. Se observa la articulación opercular no lineal, con un surco medial (s) y labios laterales de las postoperculares (l).
2. Ejemplar a: vista dorsal del área anterior del holotipo (MGM 43k a). Ejemplar b: vista dorsal del área posterior de la teca del paratipo (MGM 43k b).
3. Vista oblicua de los ejemplares MGM 43k a y b; se observa la sección de la esfenoides.
4. Ejemplares MGM 43k a y b, muestra original, molde natural.
5. Ornamentación crenulada en la placa M1L del ejemplar MGM 43k b.
6. Inserción de la caudícula en el ejemplar MGM 43k b, vista dorsal. Obsérvese las basiesfenoides (b) estrechas y arqueadas, basiesfenoides izquierda mayor que la derecha y la primera mesoesfenoides (m) en forma de cometa.
7. Vista fronto-dorsal del holotipo (MGM 43k a).

horizontal de referencia (GIL y DOMINGUEZ, 1995). La cara proximal de estas placas y que limita la cavidad corporal, tiene contorno parabólico fuertemente cóncavo; en los extremos superior e inferior presenta facetas de articulación con las placas supra e infracentrales. Las facetas de articulación con las placas infracentrales periféricas poseen un surco medio y su altura representa un quinto de la altura total del osículo marginal (placa marginal aislada en la muestra

MGM 43k); las facetas de articulación con las placas supracentrales son conspicuas y en algunos ejemplares se distinguen tan sólo por el punto de inflexión en la arista superior de la placa (Lámina I: 2 y 7). Las articulaciones anterior y posterior de cada uno de estos osículos marginales son planas y verticales, sin presentar foseitas medias (las articulaciones intermarginales M4L-M3L, M3LM2L, M2L-M1L, M2D-M3D, M3D-M4D y M4D-M5D).





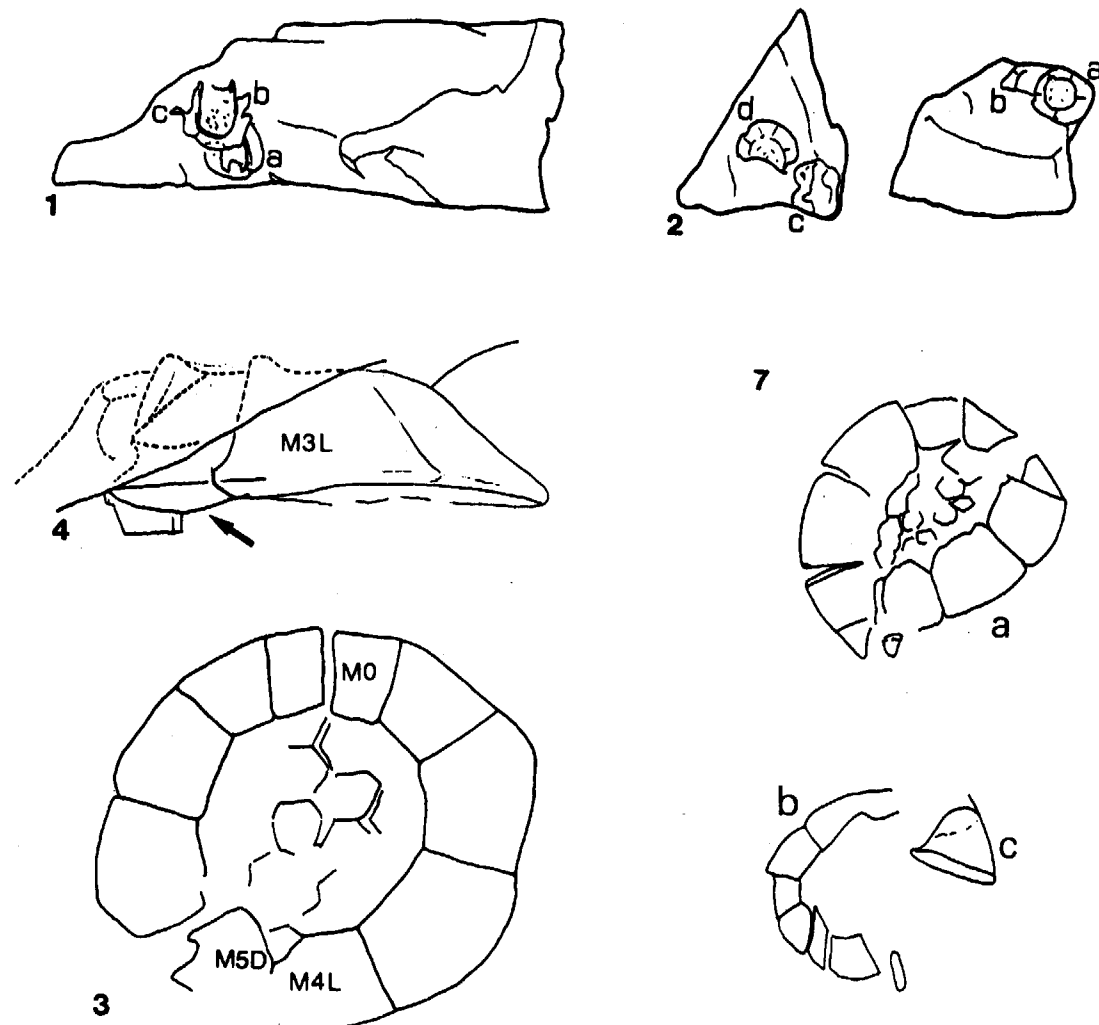


Lámina II: *Gyrocystis cruzae* nov. sp. muestras MGM 43k, MGM 466k y MGM 213k. Las figuras 1, 2 y 7 son muestra original, el resto de las figuras son réplicas en látex blanqueadas con óxido de magnesio.

1. Muestra 43k, ejemplares a, b y c.

2. Muestra 466k (2 piezas independientes), ejemplares a, b, c y d.

3. MGM 466k c, teca con contorno subcircular con amplias escotaduras anteriores; el pavimento infracentral es subcircular con 30 placas, dos de ellas introduciéndose a modo de cuña entre las M4L y M5D; túmulo poco manifiesto.

4. MGM 466k a, vista antero-izquierda, se observa el túmulo en la placa M0 y el margen de la placa M3L; por detrás de la placa M0 se observa la plataforma frontal de la placa M1D que ha rotado.

5. MGM 466k b vista inferior, se aprecia claramente el túmulo en la placa M0, el contorno subcircular de la teca, el pavimento infracentral con contorno igualmente subcircular con al menos 32 placas, M1D estrecha y volteada.

6. MGM 213k a, vista inferior, teca deformada por compresión lateral. Se observa la base del pedúnculo con 4 esfenoides por serie, las basiesfenoides son claramente curvadas en su cara inferior siendo la izquierda mayor que la derecha.

7. MGM 213k a y b, muestra original, molde natural.

El cinctus: región posterior

(placas M4L y M5D; Fig. 3: 1):

Las placas M4L y M5D son similares a las de la región media del cinctus, si bien se han modifi-

cado por la inserción de la estela. Las placas marginales posteriores (M4L y M5D) son tan largas como anchas y parecen simétricas respecto al plano axial formando los bordes anteriores un

Lámina II

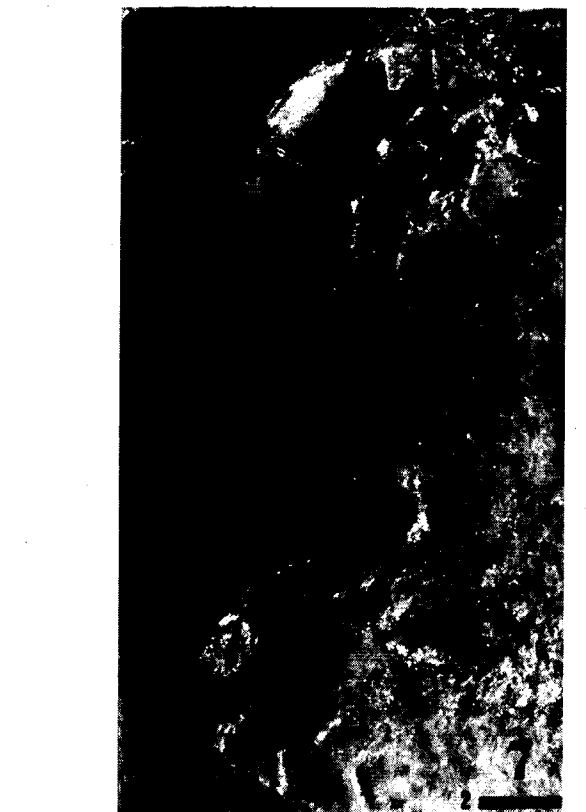
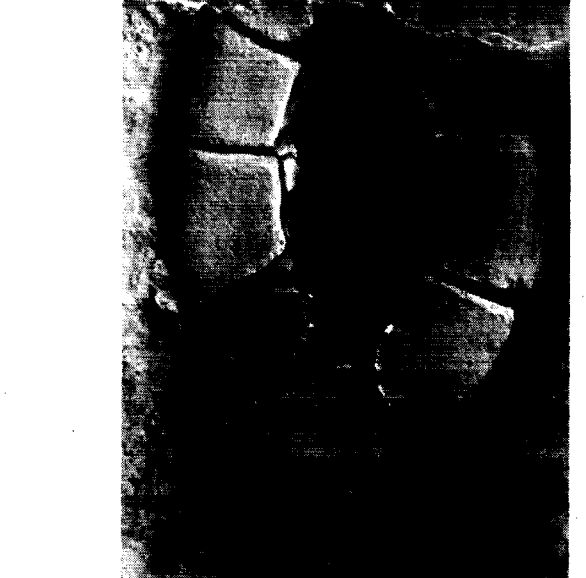
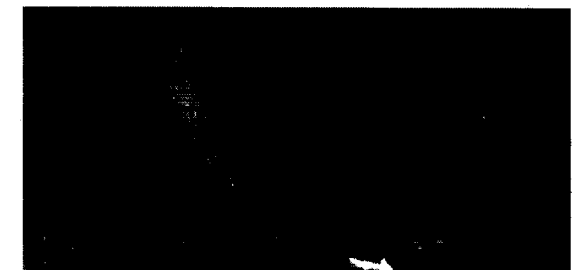
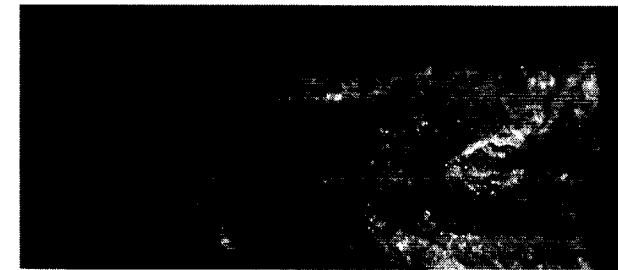
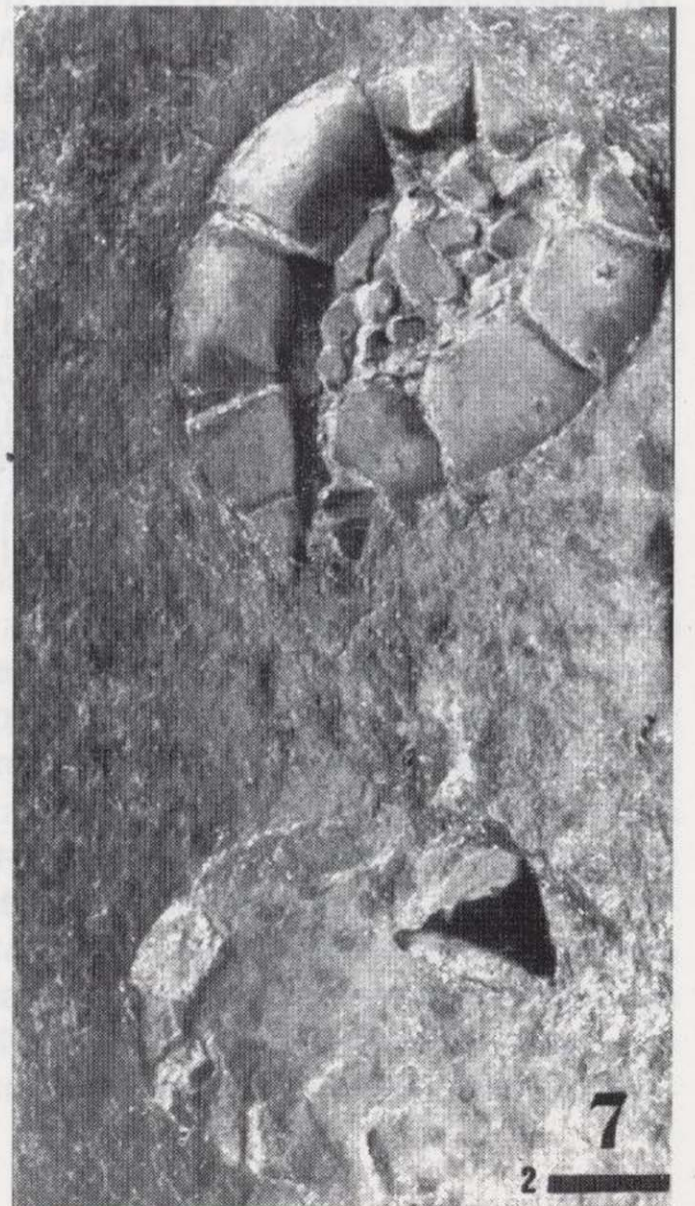
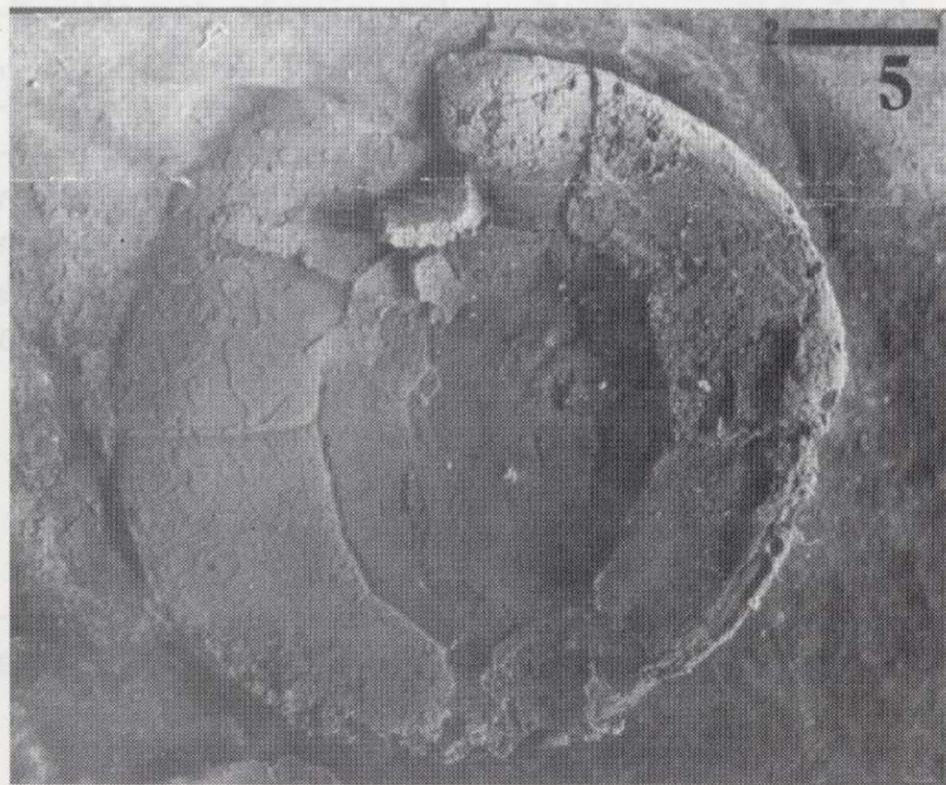
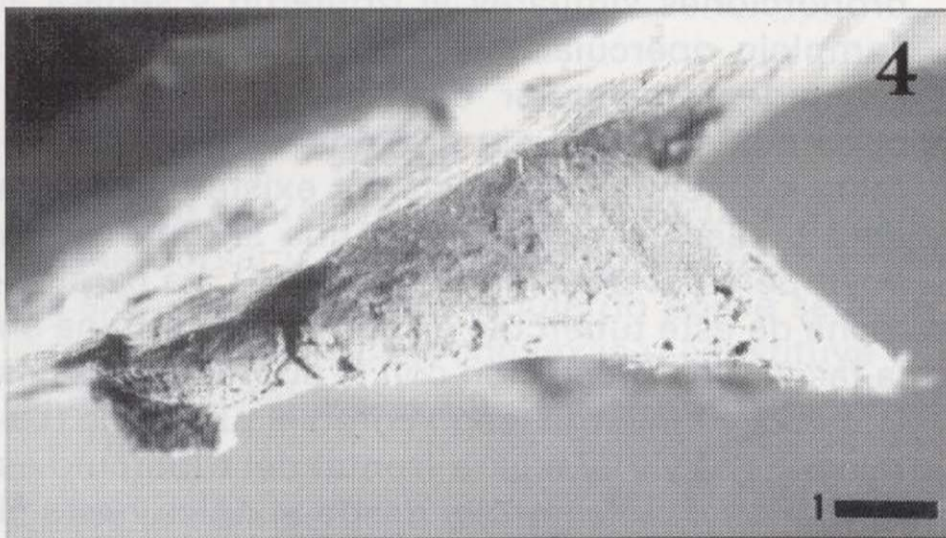
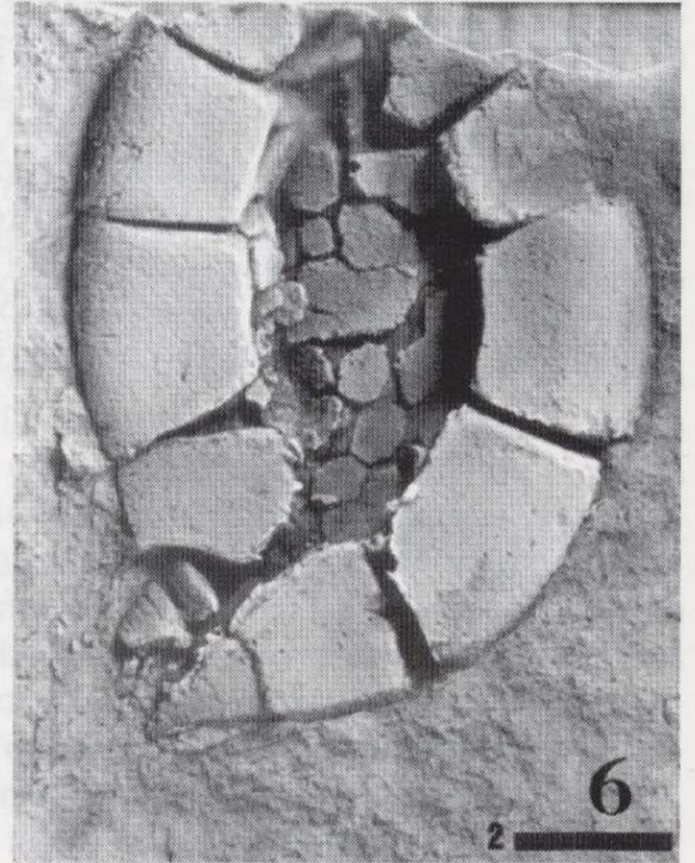
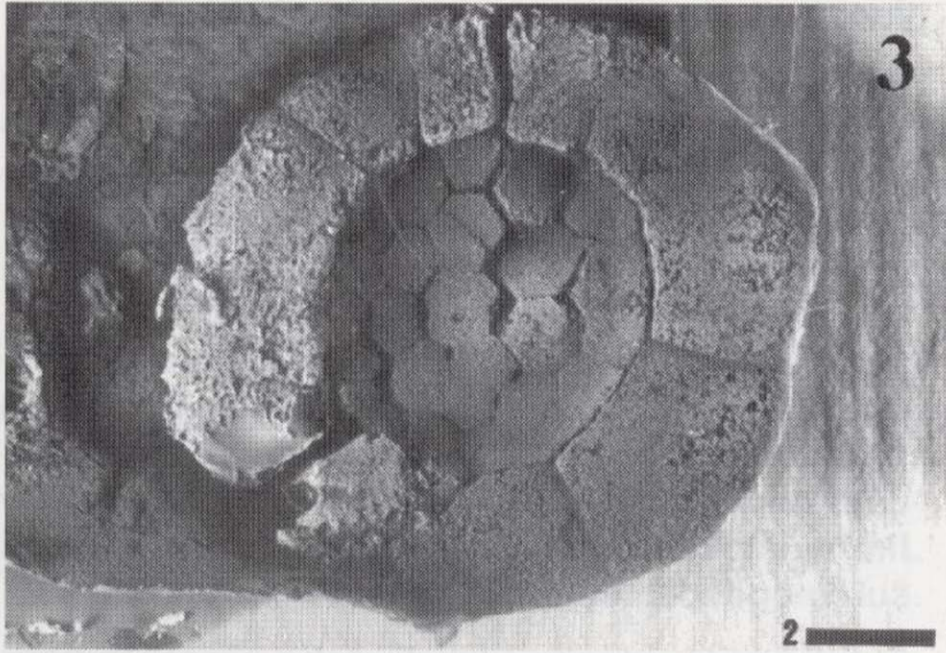
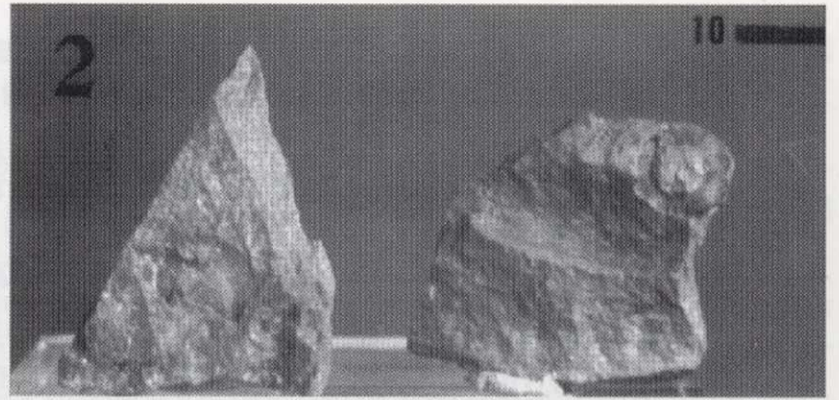
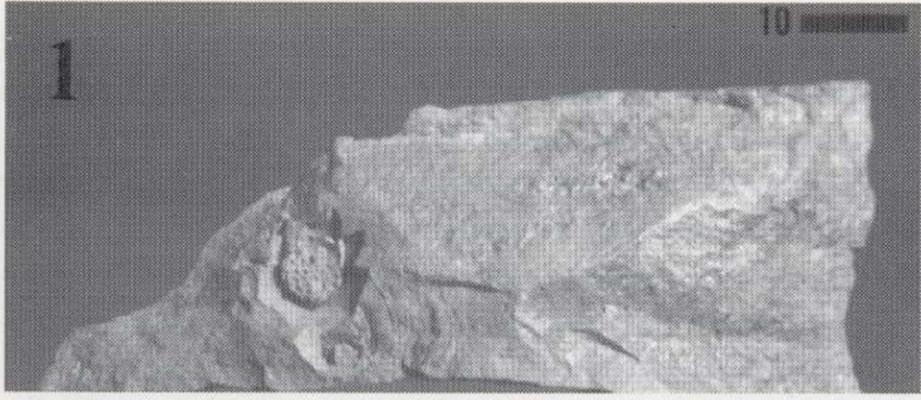


Lámina II



ángulo obtuso de unos 135° respecto a este plano (las articulaciones M4L-M3L y M5D-M4D; Fig. 3: 1, p). La cara inferior de estas placas es similar al de las placas marginales laterales, mientras que la cara superior es uniformemente convexa (Figura 3: 4.c y S; Lámina I: 3, Figura 4). La articulación M4L-M5D está restringida a una pequeña área como consecuencia de la presencia de varios elementos anatómicos: en la cara dorsal, se encuentran la primera placa mesoesfenoide y las basiesfenoides (Lámina I: 3 y 6; Figura 3: 1.d; Figura 4); en la cara inferior se intercalan de una a tres placas infracentrales (Lámina II: 3, 5 y 6; Figura 3: 2.e); internamente y hacia el lumen tecal se encuentra el bulbo proximal del canal axial y, ya en una posición más caudal, el inicio del propio canal axial.

El cinctus: región frontal

(Placas M1L, M0, M1D, M2D; Fig. 3: 1 y 3):

En este área existen un conjunto de elementos anatómicos que serán considerados aparte como "complejo opercular" y "complejo oral". El osículo marginal anterior o subopercular (M0) presenta en la mitad anterior de la cara inferior un ligero abultamiento o túmulo que alcanza a las placas marginales limítrofes (M1L y M1D), donde atenúa su relieve hasta desaparecer (Figura 3: f; Lámina II: 4 y 5). El borde anterior de la placa M0 es agudo (Figura 3: 4.q, 5.q.) y forma la plataforma marginal (= "marginale Lippe" según FRIEDRICH, 1993) en su cara superior (Figura 3: 1.g; Lámina I: 2 y 7; Figura 4); hacia atrás se eleva el rodete opercular donde se apoya el opérculo en su posición de reposo (Lámina I: 7, Figura 3: 4.r). Así mismo, a la derecha de la placa M0 se encuentra la rama izquierda del surco epitecal cuyo ápice no alcanza el plano axial (Lámina I: 7; Figura 3: 3.n).

La placa marginal M1L cierra el complejo opercular por la izquierda mediante la porción derecha del rodete opercular y el tubérculo adopercular izquierdo (Lámina I: 7). Este tubérculo es una estructura piramidal roma de tres caras: la cara derecha se orienta hacia el opérculo, es plana y sin ornamentación; la cara posterior y la cara exterior tienen superficies curvas y poseen ornamentación (Lámina I: 2 y 7). En el borde superior de la placa M1L existe una escotadura

que coincide con la posición de la pirámide anal (Figura 3: 1.i; Lámina I: 2); esta estructura fue descubierta por K. SDZUY, descrita por R.P.S. JEFFERIES en *T. bohemicus* (JEFFERIES, 1991 y comunicación personal) y posteriormente observada por nosotros en el mismo material (ejemplar L 9060 del Museo Nacional de Praga); recientemente han sido descritas por W. P. FRIEDRICH (1993) para *G. testudiformis* y *P. disjuncta*.

La placa marginal M1D es estrecha, un tercio de la longitud del resto de las marginales en el holotipo (MGM 43 k a, Lámina I: 2 y 7), algo menos de la mitad en MGM 212k (Lám. II: 5) y casi tan ancha como la M0 en MGM 466K c (Lám. II: 3). En esta placa se diferencian varios elementos anatómicos. La cara inferior, como se describió anteriormente, es alcanzada por el túmulo de la placa M0 (Lámina II: 5); en posición frontal se encuentra la plataforma frontal de borde agudo y limitada posteriormente por el borde inferior del surco epitecal.

El tubérculo adopercular derecho presenta unas proporciones similares al izquierdo y separa el complejo opercular de la boca, tiene forma de pirámide rectangular con una arista superior orientada según el eje principal del animal (Lámina I: 2); en la cara posterior existe una faceta de articulación plana por donde se une con la postopercular derecha (Lámina I: 1). La cara derecha de este tubérculo es convexa y termina en la faceta de articulación con la supraoral, que es convexa y tan larga (sag.) como el tubérculo (Lámina I: 1, 2 y 7). La cara frontal del tubérculo es aplanada y se desarrolla desde el ápice hasta el surco epitecal (Lámina I: 7). La cara orientada hacia el opérculo tiene las mismas características que la del tubérculo adopercular izquierdo, frontalmente terminan con un borde liso y agudo. La placa marginal M2D tiene una forma general externa muy similar a la M1L y presenta en su extremo superior una faceta de articulación con la placa de forma cóncava, por debajo de la cual se encuentra el borde derecho de la boca (Lámina I: 7).

Complejo opercular (Figura 3: 3.k):

El opérculo es una placa de poco espesor, subrectangular, ligeramente convexa en su cara

exterior y con las regiones anterior y posterior redondeadas. Se articula posteriormente con los tres osículos post-operculares de contorno poligonal (Figura 3: 1.j). El osículo central a lo largo de todo el margen anterior (tr.) posee una faceta de articulación de forma rectangular con un surco medio a lo largo de toda su longitud; en las post-operculares laterales (izquierda y derecha) este surco sólo se desarrolla en la mitad de la superficie ofrecida hacia el opérculo, mientras que las porciones más laterales presentan un borde redondeado en forma de labio coincidente con otra estructura similar en el opérculo (Lámina I: 1 y 2). La articulación opercular no es lineal, sino que tiene forma de U (Figura 3: 1.j; Lámina I: 1).

El borde anterior del opérculo se apoya en un rodete en forma de labio de jarra que posee la placa M0 en su borde superior (Figura 3: 4.r), quedando lateralmente limitado por los tubérculos adoperculares de las marginales M1D y M1L que convergen sobre él (Lámina I: 7; Figura 3: 3.k).

Complejo oral (Figura 3: 3.m-n):

El osículo supraoral tiene forma rectangular en norma dorsal y arqueado en norma frontal; en los extremos derecho e izquierdo posee sendas facetas de articulación convexas y constituye el techo del canal oral (Figura 3: 1.1, 3.1; Lámina I: 2 y 7).

Desde la cara derecha de la placa M1D se desarrolla el surco epitecal con un contorno neto en forma de lambda tumbada (λ) (Figura 3: 3.n), alcanza la sutura M1D-M0 sin llegar a sobrepasar el plano axial del animal. El borde superior del surco se extiende oblicuamente desde el ápice hasta el borde superior de la boca. El borde inferior del surco epitecal se desarrolla horizontalmente paralelo a la plataforma frontal de la que se separa mediante un marcado resalte, cerca de la sutura M1D-M2D sufre una inflexión y asciende rodeando la boca hasta el borde anterior de la articulación M2D-supraoral (Figura 3: 3.m). En el centro del surco epitecal hay un canaliculo (el surco ambulacral izquierdo) que parte desde el borde infero-izquierdo de la apertura oral hasta el extremo izquierdo del surco epitecal. En el

único ejemplar donde se conoce la boca (MGM 43k a) no existe surco epitecal derecho.

En el holotipo (MGM 43k a) se identifican algunas plaquitas del labro dispersas en el suelo del surco epitecal, cuatro de ellas se presentan articuladas pero abatidas reposando sobre el labio anterior. Son de tamaño muy pequeño, la mayor de las conservadas tiene forma acicular (0,2 mm de longitud y 0,07 mm de diámetro) (Lámina I: 7; Figura 4). El orificio oral (Figura 3: 3.m) tiene un contorno trapezoidal de caras algo curvas; está limitado por la derecha por la placa M2D, por la izquierda y debajo por la placa M1D y por encima esta la placa supraoral. La boca se desarrolla, sin solución de continuidad, hacia delante y hacia la izquierda en el surco epitecal izquierdo. El orificio oral da paso al canal oral asociado con la placa M2D; este es un tubo corto de 1,4 mm de longitud y una sección, a la altura de la placa supraoral, de 0,52 mm² (MGM 43K a). En el borde dorsal de la placa M2D y por detrás de la supraoral existe una escotadura que se continúa en la cara interna con un surco muy tenue; estas estructuras son interpretadas como hidroporogonoporo y canal petreo respectivamente (Figura 3: 1.h; Lámina I: 1 y 2).

Cierre superior e inferior del cinctus (tegumentos supracentral e infracentral; Figura 3: 1.s y 2.t):

En la cara inferior, cerrando la cavidad corporal se encuentra el tegumento infracentral (=hipocentral JAEKEL 1918) que forma una lámina subcircular de placas poligonales planas, sin ornamentación exterior y sin estructuras definidas en la cara interior (Lámina II: 3, 5 y 6). Podemos diferenciar dos tipos de placas infracentrales según su ubicación: las infracentrales s. str. y las infracentrales periféricas. Las primeras son placas con un contorno predominantemente exagonal que sólo se articulan con otras infracentrales; las placas periféricas se articulan además con las marginales y poseen un contorno predominantemente pentagonal. Las placas infracentrales son grandes, las mayores alcanzan 1/10 del diámetro mayor de la teca. Entre las marginales M4L y M5D, en su tercio anterior y en forma de cuña se disponen de 1 a 3 infracen-

trales (Figura 3: 2.e), este caracter es considerado por FRIEDRICH como primitivo para los Gyrocystidae (comunicación personal).

En la cara interior de la teca, dispersas en el pavimento que forman las infracentrales, encontramos algunas supracentrales aisladas (MGM 43k b, PIW 92v62); son placas poligonales, aplanadas, de 1/3 a 1/4 del tamaño de las placas infracentrales y disminuyendo su diámetro hacia porciones posteriores y laterales. No se ha encontrado el tegumento dorsal íntegro en ningún ejemplar estudiado, quedando plasmada su hipotética conformación más probable en la figura 3.1.s.

Base de la estela (Figura 3: 1.a):

Las primeras placas esfenoideas (las basiesfenoideas) están en contacto con las placas marginales M4L y M5D; en la cara superior están separadas por la primera mesoesfenoide (Figura 3: 1.d; Lámina I: 3 y 6). El borde anterior de ambas placas es simétrico respecto al eje principal del animal; en las porciones marginales, las articulaciones con las placas M4L y M5D son paralelas a las articulaciones M4L-M3L y M5D-M4D, pero en las porciones medias se arquean la una hacia la otra formando un semicírculo (Figura 3: 1). La basiesfenoide izquierda es más ancha (sag.) que la derecha; aunque los bordes anteriores se encuentran a la misma altura (sag.), el borde posterior de la basiesfenoide izquierda se sitúa a media altura (sag.) de la segunda esfenoide derecha. Con este patrón se alternan las esfenoideas izquierdas con las derechas ofreciendo en la cara inferior una sutura en zig-zag (apreciable en el ejemplar MGM 213 k a, después de su reconstrucción, Lám. II: 6, Figura 3: 2. u); en la cara superior de la estela esto no ocurre por la interposición de las mesoesfenoideas (MGM 43 k b); la primera mesoesfenoide es grande (1,2 mm de longitud por 1 mm de anchura en MGM 43k b), las caras anteriores están en contacto con las M4L y M5D y divergen con un ángulo de 120° (Lámina I: 3 y 6).

Ornamentación:

El osículo M1L presenta ornamentación crenulada, poco manifiesta en el holotipo, pero que re-

sulta patente en los ejemplares de mayor tamaño (MGM 43k b, MGM 212k) y que se extiende desde el tercio marginal hasta el borde superior, alcanzando el tubérculo adopercular izquierdo y la articulación M1L-M0 (Lámina I: 5). La ornamentación de este osículo está constituida por una serie de crestas que irradian desde la proximidad del rodete subopercular (Figura 3: 4.r); en este punto presenta el máximo desarrollo atenuando el relieve hacia áreas posteriores. Existen una serie de septos transversales uniendo estas crestas, adquiriendo el conjunto un característico aspecto en panal. En el área más cercana a la articulación M1L-M2L la ornamentación está constituida por foseas elongadas, transformándose en la región central de la cara superior de la placa M2L en puntuaciones (Lámina I: 5, placa inferior). La ornamentación de la placa M2D es una continuación de la existente en la placa supraopercular (Lámina I: 2 y 7); está formada por pequeñas crestas paralelas entre sí y transversales al eje principal del animal, tienen su origen en la base del tubérculo adopercular de la placa M1D, recorren la cara superior de la supraopercular y descienden por la placa M2D hasta desaparecer en el área de inflexión.

Observaciones, comparación con otras especies y consideraciones finales:

El género *Gyrocystis* fue descrito por JAEKEL en 1918, quien propuso a *Gyrocystis platessa* como especie tipo. El grupo permanece como monoespecífico hasta que en 1993 FRIEDRICH, en su tesis doctoral, revisa el género y propone tres nuevas especies: *G. testudiformis*, *G. badulesiensis* y *G. erecta*, y mantiene *G. platessa* (fig. 4). Estas tres nuevas especies muestran caracteres homogéneos mientras que bajo el taxón *G. platessa* FRIEDRICH (1993) aglutinó diversas formas que, como se aprecia en las láminas de este trabajo donde figura a esta especie, muestran una gran variabilidad interpretada por este autor como de carácter geográfico (FRIEDRICH, comunicación personal 1994).

Gyrocystis cruzae nov. sp. tiene caracteres intermedios entre *G. platessa* y *G. badulesiensis*, si bien posee elementos diagnósticos singulares que justifican nuestra propuesta; estos pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

Gyrocystis Jaekel 1918

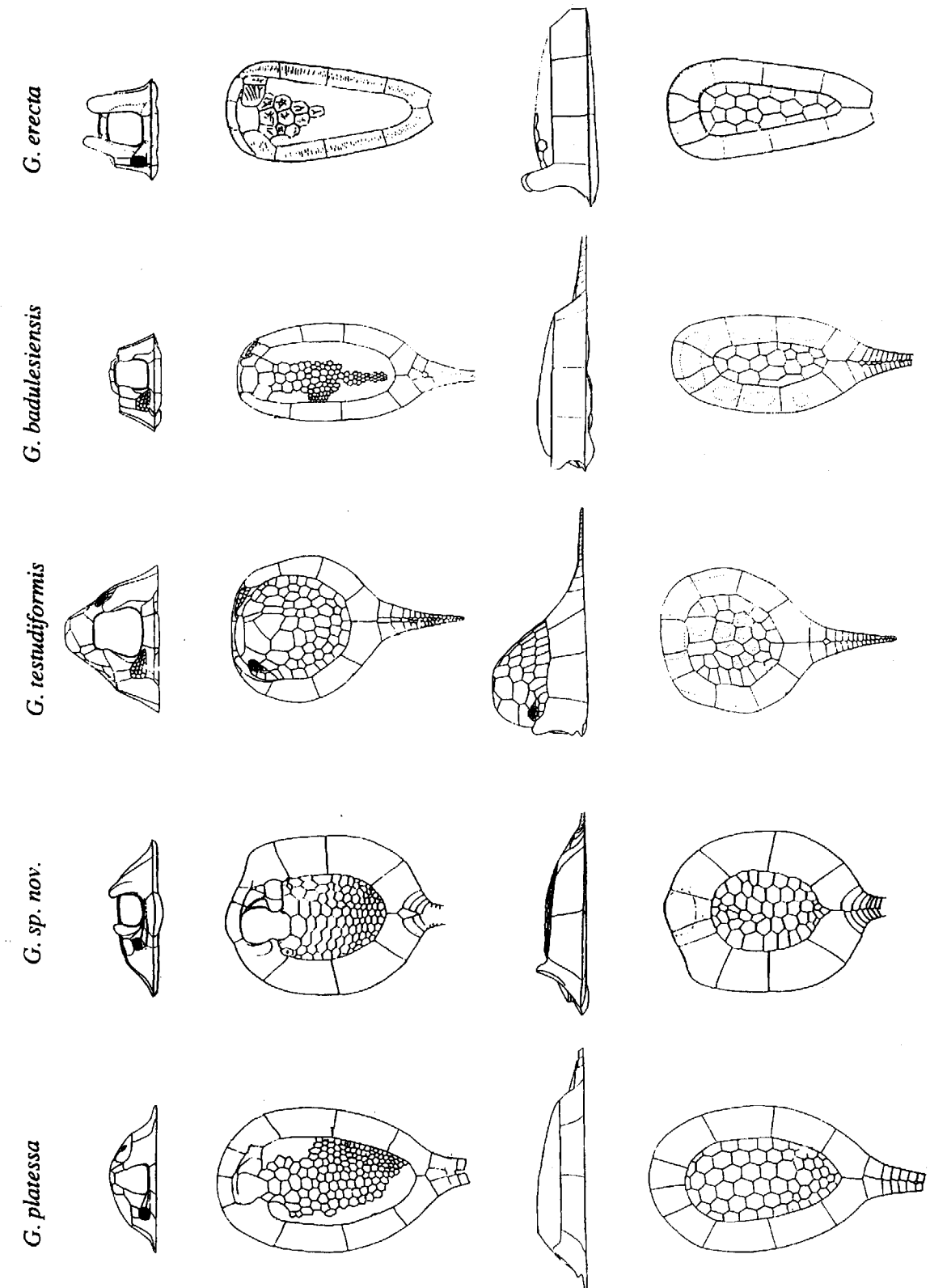


Figura 4. Esquema comparativo de las especies descritas de *Gyrocystis*: *G. platessa*, *G. testudiformis*, *G. badulesiensis* y *G. erecta* tomadas de FRIEDRICH 1993.

Una teca subcircular con amplias escotaduras en el área frontal y una cara inferior plana con un único túmulo bajo la placa frontal; *G. platessa* tiene una cara inferior plana, sin túmulo, mientras que las otras tres especies además del túmulo frontal tiene una serie de túmulos siguiendo patrones diferentes para cada especie.

Un cíngulo con placas marginales anchas, de modo que el tegumento infracentral posee un diámetro que supone la mitad del diámetro de la teca; en las otras especies del género, el pavimento infracentral puede corresponder a tres cuartas partes del diámetro total de la teca.

Las placas marginales laterales tienen una cara superior de sección sigmoidea, mientras que en las marginales posteriores es uniformemente convexa. Este carácter es singular entre los *Gyrocyrtis* ya descritos.

Intrusión de la estela en el cíngulo mediante unas placas basiesfenoides (las primeras de la estela) arqueadas tanto en la cara superior como inferior. Este es un carácter de gran interés puesto que sólo se presenta en *Gyrocyrtis* sp. A (GIL y DOMINGUEZ 1995), siendo desconocido en el resto de los *Cincta* descritos.

Estos últimos puntos establecen diferencias significativas entre la nueva especie y las restantes comprendidas en el género, quedando integrado por seis especies *G. platessa* JAEKEL 1918, *G. badulesiensis* FRIEDRICH 1993, *G. erecta* FRIEDRICH 1993, *G. testudiformis* FRIEDRICH 1993 y *G. Cruzae* nov. sp. Se han descrito adicionalmente otros *Gyrocyrtis* que permanecen en nomenclatura abierta: *G. aff. platessa* (FRIEDRICH 1993), procedente del Sur de Francia y representado por un solo ejemplar (BMNH E 23612) y plantea problemas de asignación específica por la estructura del arco postopercular: *G. sp. A* (GIL Y DOMINGUEZ 1995) basado en un ejemplar carente de cara dorsal (Z-5-01, actualmente 2635K del Museo Geominero) procedente de Zafra (Badajoz) y *G. cf. testudiformis* (FRIEDRICH 1993), que describe la cara ventral de un ejemplar con 12 placas marginales y un amplio túmulo frontal (MGM 42k). Por otra parte, el estudio detallado de este material ha proporcionado nuevos e interesantes datos sobre la anatomía del complejo opercular y biomecánica del cíngulo de los *Cincta*.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar hemos de expresar nuestro agradecimiento al Dr. G. GEYER del Instituto de Paleontología de Würzburg por sus sucesivas aportaciones a los manuscritos. Al Dr. R. P. S. JEFFERIES por su lectura crítica y sugerencias al borrador inicial; así mismo al Dr. W. P. FRIEDRICH por su seguimiento y críticas que han supuesto junto a las anteriores una notable mejora del texto final.

REFERENCIAS

- BADILLO, L. (1959): Catálogo de especies fósiles del Museo del Instituto Geológico y Minero de España. 1. Cámbrico.- Notas Com. Inst. Geol. Min. España, 55 (III): 71-124. 50 Lám. Madrid.
- BARRANDE, J. (1887): Systeme Silurien du Centre de la Boheme. 1. VII, Classe des Echinodermes. Ordre des cystidées. 233 pag. 39 Lám. Praga-Leipzig.
- DOMINGUEZ ALONSO, P.; GIL CID, D.; SILVAN POBES, E. y ESCRIBANO RODENAS, M. (1994): Paleozoología de *Cincta* (Echinodermata Carpoidea) del Cámbrico Medio.- In: *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, (S. Fernández López Ed.), pag. 66-67, Dpto. de Paleontología (U. C. M.), UEL de Paleontología (CSIC-UCM) y Sociedad Española de Paleontología. 252 pag. Madrid.
- FRIEDRICH, W. P. (1993): Systematik und Funktionsmorphologie mittelkambrischer *Cincta* (Carpoidea, Echinodermata).- *Beringeria* 7, 190 pag., 21 Fig., 24 Lám., Würzburg.
- FRIEDRICH, W. P. (1995): Neue Nachweise mittelkambrischer *Cincta* (Carpoidea, Echinodermata) aus Marokko, Sardinien und Süd-Wales. In: *Morocco'95, the Lower-Middle Cambrian standard of Western Gondwana* (G. GEYER y E. LANDING, Eds.). *Beringeria Special Issue* 2: 243-253. Würzburg.
- GIL CID, M. D. y DOMINGUEZ ALONSO, P. (1994): Nueva especie de *Gyrocyrtis* Jaekel 1918 (Echinodermata *Cincta*) del Cámbrico medio de Asturias. In: *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, (S. Fernández López Ed.), pag. 59-60., Dpto. de Paleontología (U. C. M.), UEL de Paleontología (CSIC-UCM) y Sociedad Española de Paleontología. 252 pag. Madrid.
- GIL CID, D. y DOMINGUEZ ALONSO, P. (1995): Presencia de *Gyrocyrtis* Jaekel 1918 en el Cámbrico Medio de Zafra (Badajoz). *Rev. Soc. Geol. España* (1-2): 261-271, Madrid.
- GISLEN, T. (1927): A new Spanish Carpoidea.- *Arkiv Zoologi*, 19B(2): 1-3, 4 fig. Uppsala.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1933): El Cámbrico en España. Memoria presentada en el XVI Congreso Geológico

Internacional de Washington de 1933. Inst. Geol. Minero de España: 1-199, 6 Lám. Madrid.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935): El Sistema Cámbrico. In: Explicación del nuevo mapa geológico de España en escala 1:1.000.000, tomo I. Mem. Inst. Geol. Minero España: 297-514. Lám. I a XIX. Madrid.

JAEKEL, O. (1900): Ueber Carpoideen, eine neue Classe von Pelmatozoen.- *Z. dtsch. geol. Ges.*, 52: 661-677, 11 fig., Berlín.

JAEKEL, O. (1918): Phylogenie und System der Pelmatozoen.- *Paläont. Z.*, 3: 1-128, 114 fig., Berlín.

JEFFERIES, R. P. S. (1991): Two types of bilateral symmetry in the Metazoa: chordate and bilaterian. In Wiley, J. (Ed.) *Biological asymmetry and handedness*: 94-127, 15 fig. *Ciba Foundation Symposium* 162, Chichester.

LIÑAN, E.; PEREJON, A. y SDZUY, K. (1993): The Lower Middle Cambrian Stages and Stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geol. Mag.* 130(6): 817-833.

LOTZE, F. (1961): Sobre la estratigrafía del Cámbrico español. Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. 61: 131-164.

LOTZE, F. (1961): Stratigraphie. In: *Das Kambrium Spaniens*. (LOTZE, F. y SDZUY, K.), T. I, Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. math.- naturw. K1., 1961C: 284-498, 48 Fig., 12 Lám. Wiesbaden.

MELLENDEZ, B. (1952 a): Los carpoideos de España.- *Las Ciencias*, 17: 497-516, 8 fig., 2 Lám., Madrid.

MELLENDEZ, B. (1952 b): Un carpoideo nuevo de España.- (trad. GISLEN, 1927 y consideraciones). *Publ. Extr. Geol. España*, 4:185-191. Madrid.

MELLENDEZ, B. (1982): *Paleontología*. Tomo I: Parte general e invertebrados. 3a Edición. XVI+724 pag. Editorial Paraninfo. Madrid

PRADO, C. de; VERNEUIL E. y BARRANDE, J. (1860): Sur l'existence de la faune primordiale dans la chaîne cantabrique.- *Bull. Soc. géol. France*, 2ª série, XVIII, 516-554, Lám. VI-VII; Paris.

SCHROEDER, R. (1972): Nota preliminar sobre los Carpoideos del Cámbrico medio de Asturias y León. *Brev. Geol. Astúrica*, 1972(2): 17-22, 6 fig., Oviedo.

SCHROEDER, R. (1973): Carpoideen aus dem Mittelkambrium Nordspaniens.- *Palaeontographica A*, 141 (5-6): 119-142, 7 fig., Lám 11-13; Stuttgart.

SDZUY, K. (1971): La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España. *Publ. I Congr. Hisp. Luso Americ. Econ.* 2 Secc. I: 769-782. 2 Lám. Madrid.

SDZUY, K. (1972): Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. Gegenwärtiger Kenntnisstand und Probleme *Zbl. Geol. Paläont. Teil II* 1972(1/2): 1-91. 3 Lám. Stuttgart.

SDZUY, K. (1993): Early *Cincta* (Carpoidea) from the Middle Cambrian of Spain. *Beringeria*, 8, 189-207; Würzburg.

Original recibido: Abril de 1995.

Original aceptado: Noviembre de 1995.

MINERIA

Contexto geológico de las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) de la comarca de La Babia (León)

Por S. CUERVO (*), D. ARIAS (**) y F. TORNOS (*)

RESUMEN

Las mineralizaciones de barita con sulfuros accesorios de la comarca de La Babia (León) encajan en los materiales carbonatados del Cámbrico Inferior de la Unidad Alóctona de Somiedo-Correcillas, en la Zona Cantábrica. Se presentan como cuerpos estratoligados discontinuos de hasta 200 m de longitud y menos de 2 m de potencia, siempre encajados en rocas dolomitizadas e, irregularmente, silicificadas. La mineralización está constituida por barita, esfalerita y galena como minerales principales y calcopirita como accesorio.

La composición isotópica del azufre indica que el de la barita proviene directamente del sulfato marino, mientras que el azufre reducido de los sulfuros deriva de su reducción biogénica. Ambos serían removilizados de los sedimentos por la circulación de los fluidos hidrotermales que han generado estas mineralizaciones. La precipitación de los sulfuros estaría ligada al incremento del pH por la reacción del fluido con los carbonatos. Las relaciones estructurales sugieren que la alteración hidrotermal y precipitación de los sulfuros es posterior a la consolidación de los sedimentos, pero anterior a la tectónica varisca, por lo que se les atribuye un origen diagenético tardío. Las características de la mineralización son muy similares a las del modelo "Zn-Pb en rocas carbonatadas", en parte equivalentes al tipo "Mississippi Valley".

Palabras clave: Barita, Zn, Pb, estratoligado, Zona Cantábrica, roca carbonatada.

ABSTRACT

Minor ore showings of barite with disseminated sulphides occur within the carbonatic rocks of Lower Cambrian age in La Babia (León). Structurally, they belong to the Somiedo-Correcillas Alloctonous Unit of the Cantabrian Zone. The mineralization occurs as stratabound bodies of up to 200 m length and less than 2 m thick. Host rock is always dolomitized and irregularly silicified, with sulphides (sphalerite, galena and minor chalcopyrite) and barite located in the zones with pervasive silicification. Isotopic composition of sulphur of sulphides and barite suggest that they are derived from the marine sulphate, with reduced sulphur generated by the biogenic reduction of the sulphate. Both are probably remobilized of the enclosing sediments. The ore precipitation took place by an increase in the pH due to interaction of the fluids with the carbonate rocks. Structural relationships suggest that the hydrothermal process occurred after the consolidation of the sediments but prior to the Variscan Deformation. So, a late diagenetic origin is proposed. General characteristics of these mineralizations are very similar to the "carbonate-hosted Zn-Pb" model and partially equivalent to the "Mississippi Valley type" deposits.

Key words: Barite, Zn, Pb, stratabound, Cantabrian Zone, carbonated-hosted.

1. INTRODUCCION

Las mineralizaciones estudiadas se encuentran situadas en la vertiente meridional de la Cordi-

llera Cantábrica, en la Hoja núm. 102 (Los Barrios de Luna) a escala 1:50.000 y entre las comarcas leonesas de La Babia y Luna (Fig. 1). Han sido objeto de aprovechamiento minero a pequeña escala y de manera intermitente entre finales del siglo XIX y principios del XX, para beneficio de Ba y Pb. Se encuentra dentro de la

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

(**) Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo.

Zona Cantábrica de la Cordillera Varisca (LOTZE, 1945) y cubre la parte meridional de la Unidad Alóctona de Somiedo-Correcillas (JULIVERT et al., 1968), que está caracterizada por la existencia de una deformación epidérmica, con desarrollo de mantos y escamas con pliegues asociados.

la Zona Cantábrica. La estratigrafía de la zona ha sido estudiada por MEER-MOHR (1969) y revisada por ZAMARREÑO (1972). En el campo metalogénico sólo existe la tesis de licenciatura de FERNANDEZ (1974) en la que se describen los indicios de Pb-Zn-Ba que hay en la parte S de la Unidad de Somiedo-Correcillas, atribuyéndoles

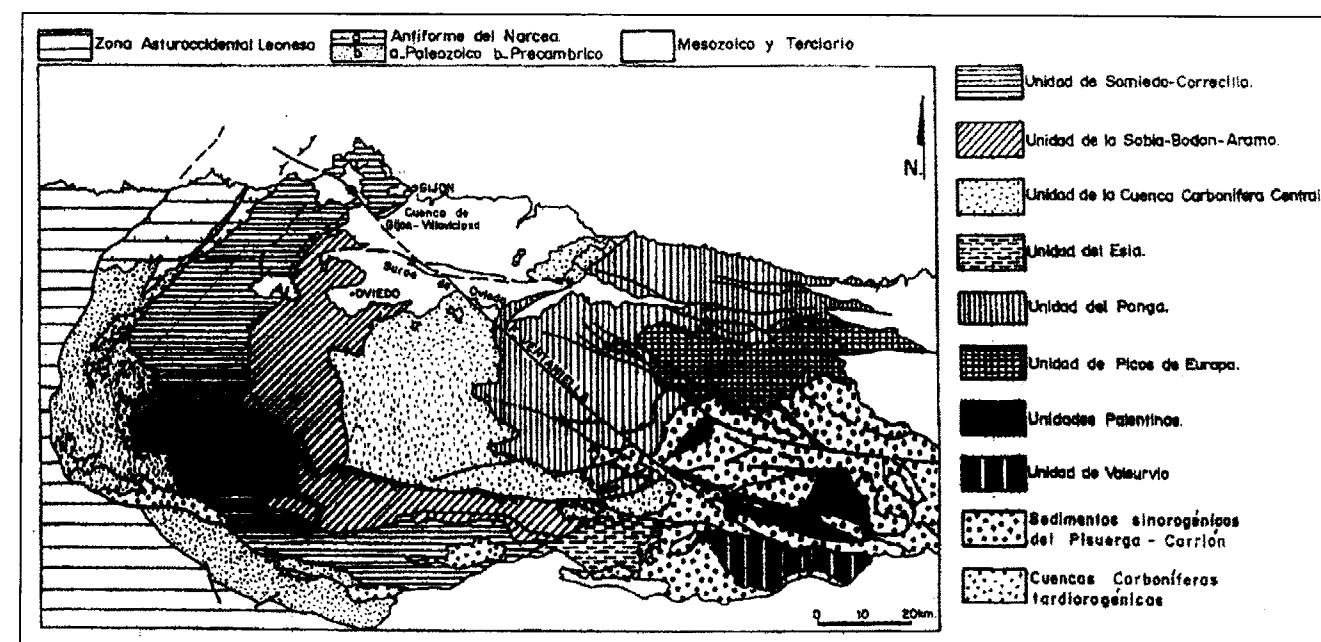


Figura 1. Situación del área estudiada en el contexto de la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945).

Estratigráficamente, en la zona de estudio, aflora una sucesión casi completa del Paleozoico Inferior, constituida por alternancias de niveles carbonatados y detríticos. Las mineralizaciones se localizan siempre en la Fm. Láncara, de edad Cámbrico Inferior-Medio y fundamentalmente carbonatada.

La documentación existente es muy amplia. Desde el punto de vista estructural, los trabajos llevados a cabo por la Facultad de Geología de Oviedo comienzan con los de JULIVERT et al., (1968) en el Manto de Somiedo. Posteriormente, TARRIO (1972) estudia el frente de la Unidad Alóctona de Somiedo-Correcillas, BASTIDA et al. (1984) describen la geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo y TOYOS (1988) se centra en el extremo noroccidental del Manto de Correcillas. Por último, ALONSO et al. (1989) hacen una síntesis cartográfica de la parte SO de

un origen filoniano. En la Hoja del MAGNA nº 102, en el apartado de geología económica, se proponen los modelos Alpino o Irlandés como los más similares a estos yacimientos (PANIGUA, 1991). A pesar de su pequeña importancia económica, estos indicios de Pb-Zn son de los más característicos del Cámbrico de la Zona Cantábrica.

La finalidad del presente trabajo es realizar una descripción e interpretación de las mineralizaciones, estableciendo su cronología relativa con la deformación Varisca y sus relaciones con otras mineralizaciones del Varisco Peninsular.

2. MARCO GEOLOGICO

La Unidad Alóctona de Somiedo-Correcillas (JULIVERT et al., 1968) se caracteriza por ser un sec-

tor donde afloran materiales paleozoicos, abarcando desde el Cámbrico al Carbonífero, apoyados discordantemente sobre el Precámbrico. Dicha Unidad presenta una estructura interna compleja, debida a la presencia de numerosos cabalgamientos y pliegues asociados al nivel de despegue que siempre es la Formación Láncara.

2.1. Estratigrafía local

En el área de estudio afloran una sucesión de materiales que abarcan casi todo el Paleozoico. La Fm. Láncara (Cámbrico Inferior-Medio), fue definida por COMTE (1957) como "Calcaires de Láncara" estableciendo su localidad tipo en Láncara de Luna. Esta es modificada posteriormente por ZAMARREÑO (1972), que establece la sucesión tipo en Los Barrios de Luna.

Ha sido estudiada en detalle por MEER MOHR (1969), el cual distinguió tres miembros: Inferior, Medio y Superior, en base únicamente a las diferencias litológicas.

Esta división presentaba problemas, por lo que ZAMARREÑO (1972) establece una nueva división, basada en las variaciones laterales de facies, en dos Miembros, Inferior y Superior, siendo la actualmente utilizada (Fig. 2).

El Mb. Inferior está formado por dolomías primarias sobre las que se superponen, en ciertas localidades, calizas grises con "birdeseyes" y oncoides. Estas últimas se encuentran parcialmente dolomitizadas en las localidades de Torre de Babia, La Majua, Riolago y Huertas, totalmente dolomitizadas en el resto de los afloramientos estudiados. Este miembro no aparece nunca completo, ya que su contacto inferior es mecánico, pues representa la base de los cabalgamientos en esta zona. El Mb. Superior está constituido por calizas que, a diferencia de las del Mb. Inferior, tienen como constituyentes principales restos de organismos. En este miembro pueden diferenciarse tres litofacies muy claras: en la base son calizas grises con glauconita sobre las que se superponen otras rosadas con estromatactis y finalmente a techo calizas nodulosas rojas, conocidas como "griotte". Encima de todo ello se sitúan las pizarras de la Formación Oville (Ordovícico Inferior). Entre los Miem-

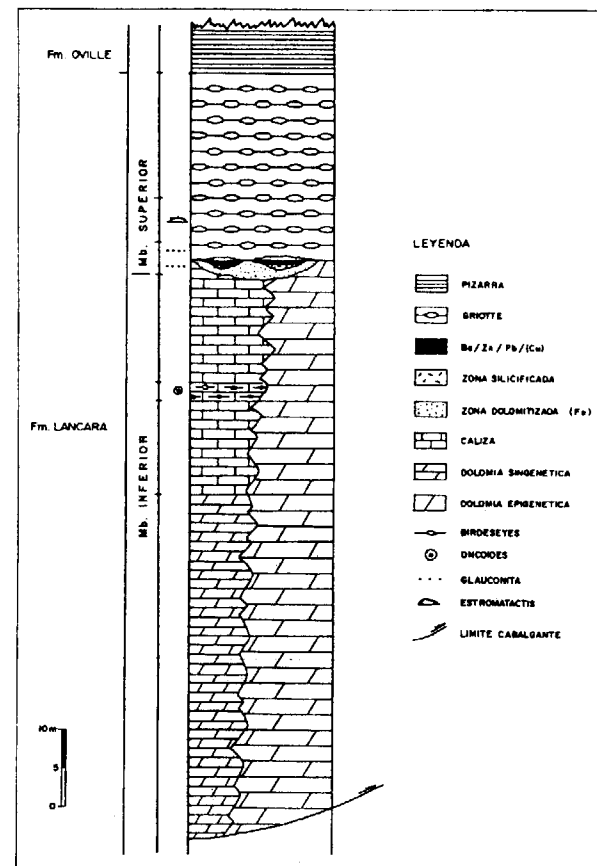


Figura 2. Columna estratigráfica de la Fm. Láncara, mostrando la situación de las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) (modificada de ZAMARREÑO, 1972).

bro Inferior y Superior se encuentran las pequeñas masas mineralizadas que son el motivo de este trabajo (Fig. 2).

2.2. Estructura local: Escamas que se estudian

En áreas situadas algo más al Oeste y ya dentro de la Zona Asturoccidental Leonesa, se ha puesto de manifiesto que la mayor parte de las mineralizaciones de Zn-Pb, en las rocas carbonatadas del Cámbrico Inferior, son de edad tardivarisca y posteriores al desarrollo de los cabalgamientos. Únicamente pequeños cuerpos estratoides parecen ser prehercínicos (TORNOS et al., 1995). En ausencia de datos geocronológicos previos, la única manera de determinar el carác-

ter pre o sinorogénico de la mineralización, es la realización de un estudio estructural de detalle.

Se ha trabajado en la Unidad Alóctona de Somiedo-Correcillas (JULIVERT et al., 1968), que engloba los Mantos de Somiedo y de Correcillas. Cada uno de ellos representa un sistema imbricado de cabalgamientos, de forma que los más importantes individualizan láminas denominadas escamas o mantos en función de su importancia. Así, en el manto de Somiedo se han separado la Escama de Belmonte y la de Villar-Robledo (JULIVERT et al., 1968). En el Manto de Correcillas según ALONSO et al. (1989) se diferencian las Escamas de Aralla-Rozo y Abelgas-Bregón (fig. 3). Todo este conjunto de cabalgamientos tiene una misma dirección de transporte al NE.

La estructura de detalle está constituida por un abanico imbricado de cabalgamientos y "duplex" con geometría en escalera que en conjunto tiene forma de cuña y son vergentes hacia el antepaís. La secuencia de emplazamiento es de

tipo "piggy-back", de modo que los nuevos cabalgamientos se generan sucesivamente en el bloque cabalgado, siendo los cabalgamientos más tempranos transportados pasivamente por los últimos. Tienen el mismo nivel de despegue, situado cerca del contacto basamento-cobertera. Asociados a los cabalgamientos se desarrollan pliegues, principalmente de dos tipos, de acomodación y de propagación (SUPPE, 1983).

Los indicios se localizan en el frente de la Unidad de Somiedo-Correcilla, dentro de la Escama de Aralla-Rozo del Manto de Correcillas y en las dos Escamas del Manto de Somiedo. Estas dos últimas se encuentran muy compartimentadas debido a la existencia de un gran número de cabalgamientos que, bifurcándose llegan a involucrar a materiales de edad Devónica. Estos cabalgamientos se asocian formando tres "duplex", el del Arroyo de Villasecino, Torre de Babia y La Majúa, y un imbricado, el de Robledo (Fig. 4). El Manto de Somiedo se encuentra cabalgando en esta zona a la denominada "Cuenca Carbonífera

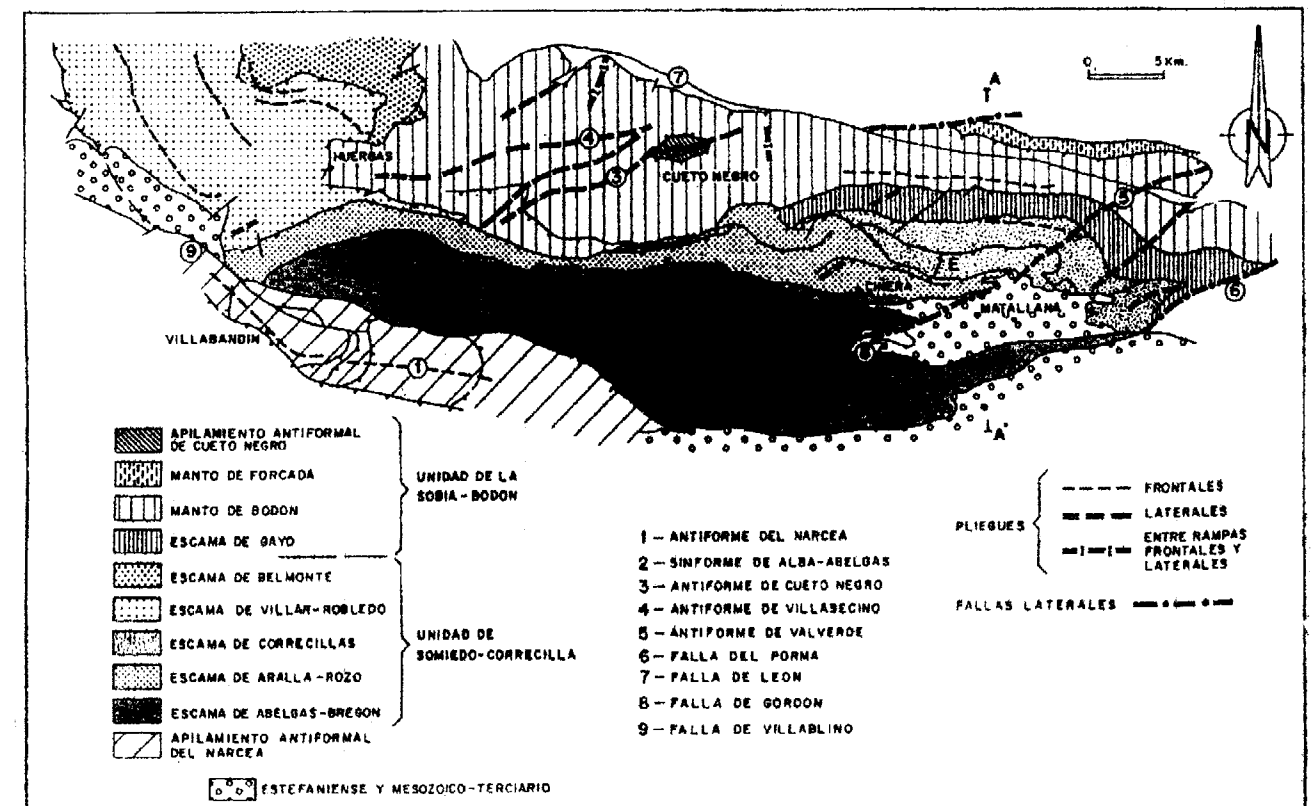


Figura 3. Esquema estructural de los principales mantos y escamas de la Zona Cantábrica.

de Teverga-S. Emiliano", que ya corresponde al Manto de Bodón.

La Escama de Aralla-Rozo es la lámina más adelantada del Manto de Correcillas, siendo los autóctonos relativos en esta zona, el Manto de Somiedo desde la localidad de Rabanal, hacia el O y el Manto de Bodón, hacia el E. Su estructura fue descrita por TOYOS (1988) como un "duplex" modificado por el efecto de cabalgamientos posteriores fuera de secuencia.

En cuanto a la correlación entre el Manto de Somiedo y el de Correcillas es difícil de establecer debido a la existencia de una fractura (Falla de los Grajos), que no afecta a la estructura, aunque produce un distinto nivel de erosión.

3. DESCRIPCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES

La cartografía de detalle de la zona, ha permitido localizar 44 puntos de interés de los cuales 22

tienen mineralización y el resto sólo roca alterada hidrotermalmente.

La alteración hidrotermal tiene un carácter marcadamente estratoligado, disponiéndose siempre en el mismo nivel estratigráfico de la Fm. Láncara, es decir, entre el techo del Mb. Inferior (calizas grises con "birdeseyes" y oncoides) y las calizas rosadas con estromatactis del Mb. Superior (Fig. 2).

A lo largo de este contacto, pero con carácter discontinuo, hay cuerpos tabulares de barita con potencias de unos pocos centímetros a dos metros y corridas que pueden llegar a alcanzar los 200 m. Generalmente estas lentes de barita presentan diseminaciones de sulfuros, esfalerita y galena esenciales y calcopirita accesoria.

La distribución espacial de los indicios presenta una marcada zonalidad, ya que en los indicios de Torre de Babia y Riolago predomina el Zn, en los del Arroyo de Villasecino y Rabanal el Pb y en los más meridionales el Cu (Fig. 4).

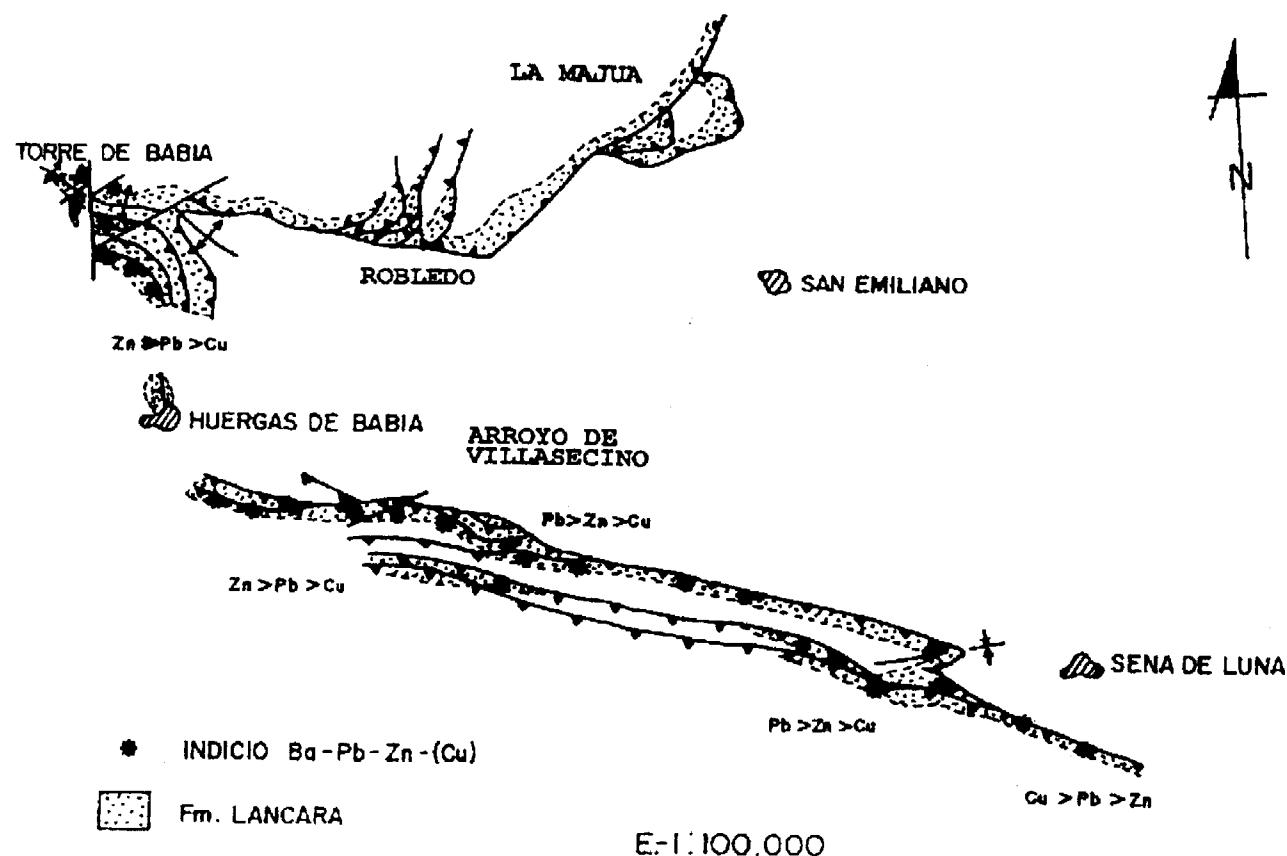


Figura 4. Síntesis cartográfica de la Comarca de La Babia (León).

En conjunto los indicios ocupan una extensión aproximada de 30 Km². Por su importancia destacan las labores de Torre de Babia, donde se observan 2 socavones alineados N-S siguiendo dos niveles mineralizados. En esta localidad la mineralización aparece repetida por la presencia de un apilamiento de cabalgamientos que generan una estructura antiformal (Fig. 4). Los indicios de Riolago se caracterizan por presentar una dirección E-O sobre un único nivel mineralizado. En la localidad de Sena de Luna existe un conjunto de indicios formados por dos pozos y varias trincheras de dimensiones variables. La mineralización, en este caso, está deformada debido a un sinclinal que afecta a toda la estructura.

La roca encajante de estas masas está dolomitizada y, localmente, silicificada. La dolomitización se presenta siempre como una zona metasomática más externa y más extensa que la silicificación y mineralización. En general, parece tener un mayor desarrollo sobre las calizas grises con "birdeseyes" y oncoides situadas a muro de la mineralización. Aquí llega a alcanzar hasta 1 m de espesor, mientras que el reemplazamiento en el techo raramente supera los 10 cm. En estas zonas, la dolomía es rosada a rojiza y de grano grueso y consiste en un mosaico granoblástico equigranular de cristales de dolomita ferrosa con tamaño de grano de unos 4 mm. (fig. 5a). La barita, se presenta en cristales subidiomorfos-alotriomorfos de grano grueso, con tamaños milimétricos a centimétricos, formando agregados columnares o en abanico, reemplazando a la dolomita (Fig. 5b); muestra, por otro lado, signos de deformación tales como extinción ondulante, maclas mecánicas (Fig. 5c), etc. Los cuerpos mineralizados están formados esencialmente por barita con frecuentes diseminaciones de esfalerita, galena, calcopirita y pirita. Como accesorios hay carbonatos, y en menor proporción, sericita y cuarzo.

En el interior de las zonas dolomitizadas, hay áreas irregulares mucho más discontinuas y restringidas, de silicificación y a las que se asocian las concentraciones más importantes de sulfuros. Se caracterizan por el desarrollo de cuarzo microcristalino que reemplaza, junto con los sulfuros, a los cristales de barita y dolomita. Así se generan jasperioides con típicas texturas reticulares (fig. 5d) (e.g., LOVERING 1972).

En cuanto a los minerales metálicos, la esfalerita se presenta en cristales subidiomorfos, redondeados, de tonos ocres y grano grueso, con tamaños de hasta 6 mm de diámetro, y que aparecen reemplazando a la barita y/o dolomita. Su contenido en hierro es siempre alrededor del 0.1% (Tabla 1) y no se observan zonados composicionales. Son remarcablemente elevados los contenidos en Hg (100-1300 ppm), Cd (1600-3400 ppm) y Ag (100-200 ppm). Los contenidos de Cu, entre 200 y 1000 ppm, pueden ser debidos a la presencia local de microinclusiones de calcopirita. Estos contenidos en elementos traza son muy semejantes a los de otras mineralizaciones del NO peninsular también encajadas en rocas carbonatadas del Cámbrico Inferior. Destacan los altos contenidos en Cd y Hg de las esfaleritas de toda la zona (RIBERA et al., 1991; ARIAS et al., 1992).

La galena aparece íntimamente asociada a la esfalerita, generalmente en sus márgenes y llegando en ocasiones a formar una corona a su alrededor (Fig. 5e). También se presenta diseminada en los carbonatos y cuarzo. Se presenta en cristales alotriomorfos con tamaños de grano que varían entre algunas decenas de micras y 1-2 mm. Estas galenas son composicionalmente monótonas y sólo destaca su bajo contenido en Ag, nunca superior a 300 ppm.

La calcopirita es accesoria y se presenta en granos alotriomorfos entre 0.5 y 7 mm incluidos o en el borde de grano de otros sulfuros. Dentro de la esfalerita es frecuente la presencia de calcopirita en gotas de unas 5 micras de diámetro y situadas esencialmente hacia las zonas de borde, lo cual indica que son debidas a un reemplazamiento tardío.

En los granos más gruesos de calcopirita hay localmente pequeñas inclusiones redondeadas de tetraedrita y tenantita. Los valores de Ag y Hg en estos minerales, no son significativos: en el caso de la tenantita varía entre 0.06 y 0.07% de Ag y entre 0.08 y 0.11% en Hg. Para el caso de la tetraedrita la Ag está entre 0.30 y 1.46% y para el Hg entre 0.07 y 0.13%.

La pirita es muy escasa y aparece en cristales alotriomorfos, con tamaños menores de 50 micras en las zonas de borde de los otros sulfuros, especialmente de la esfalerita. También se ha

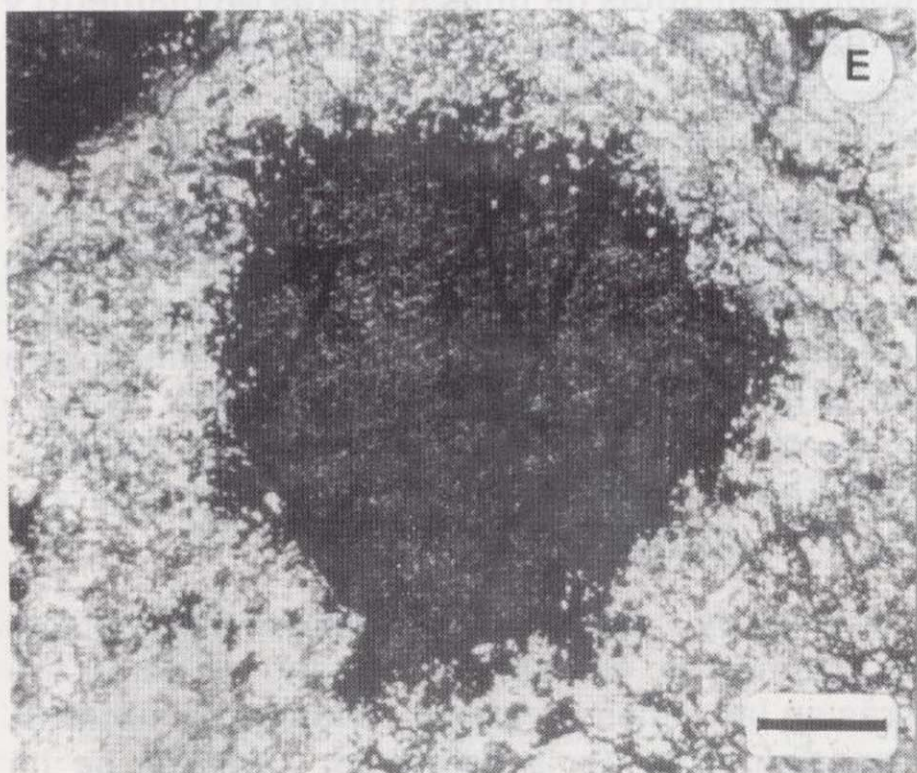
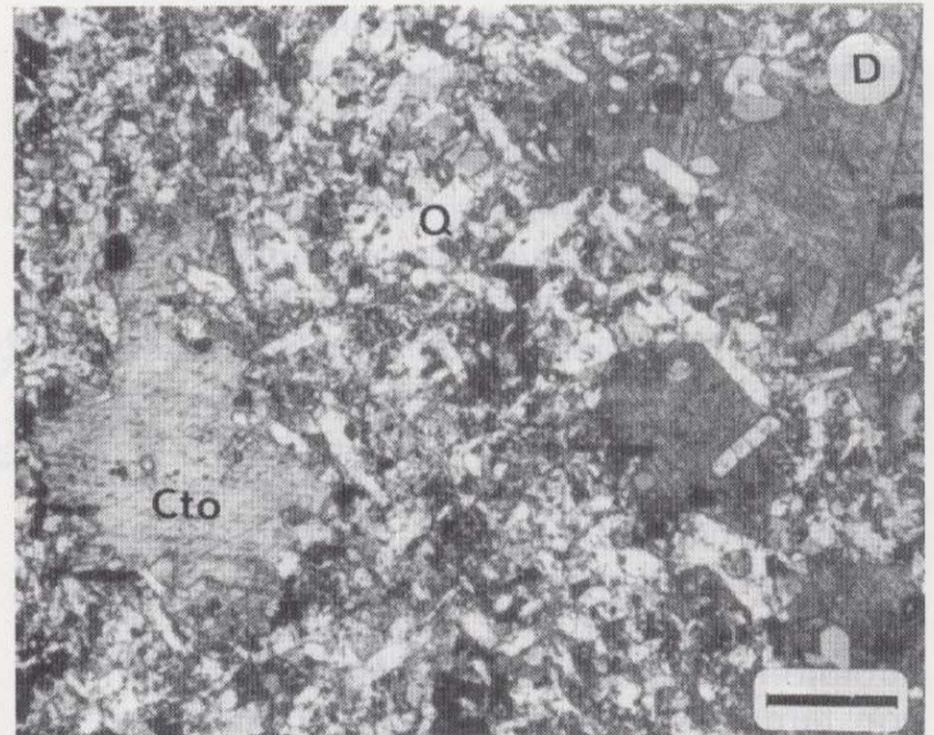
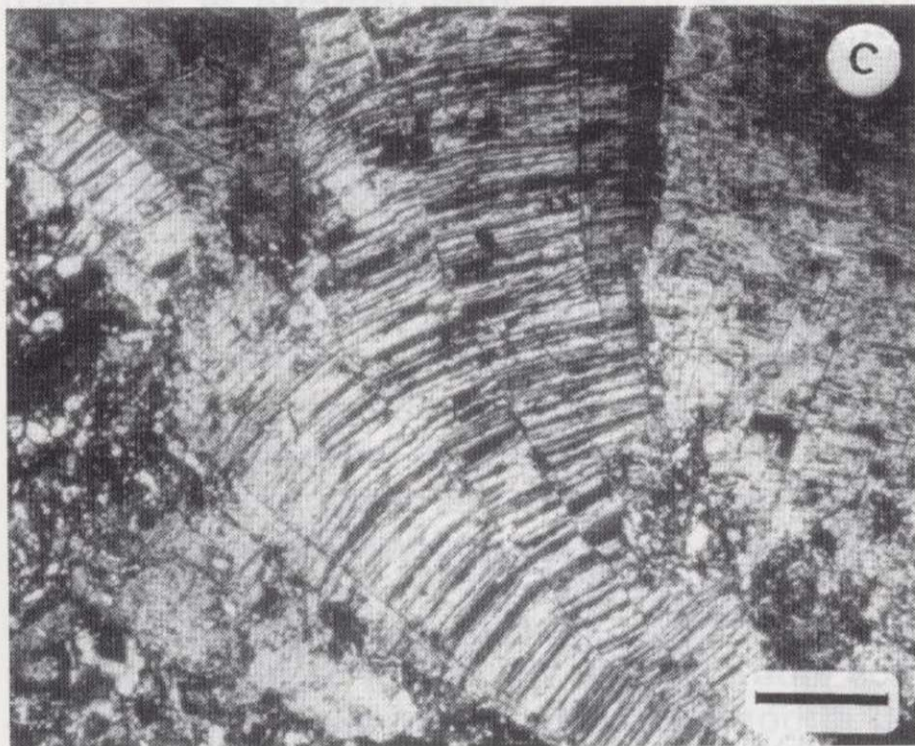
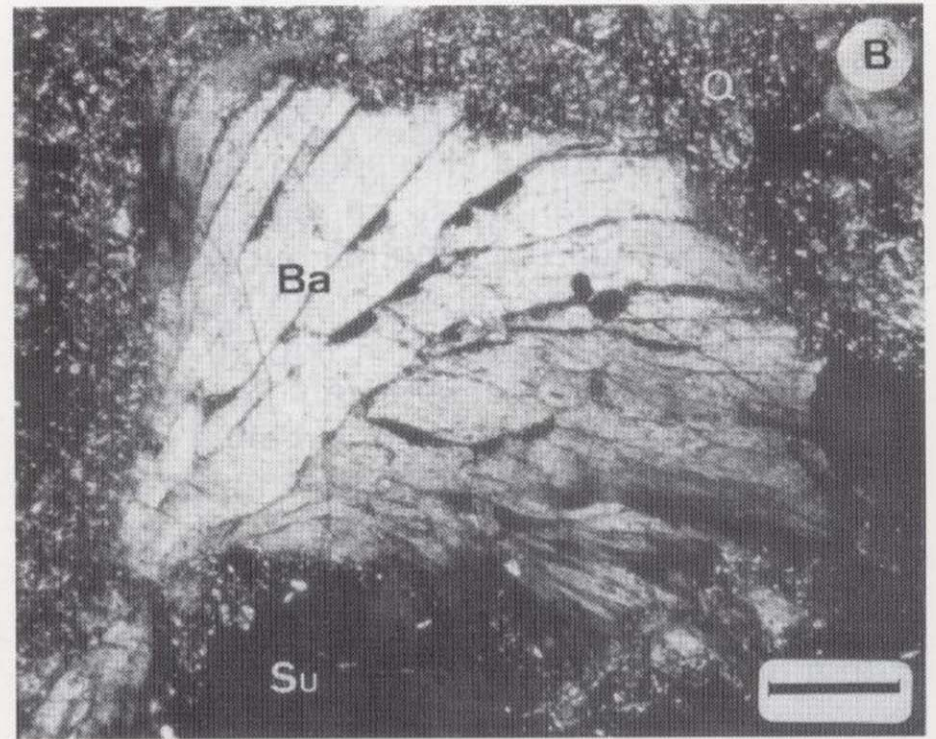
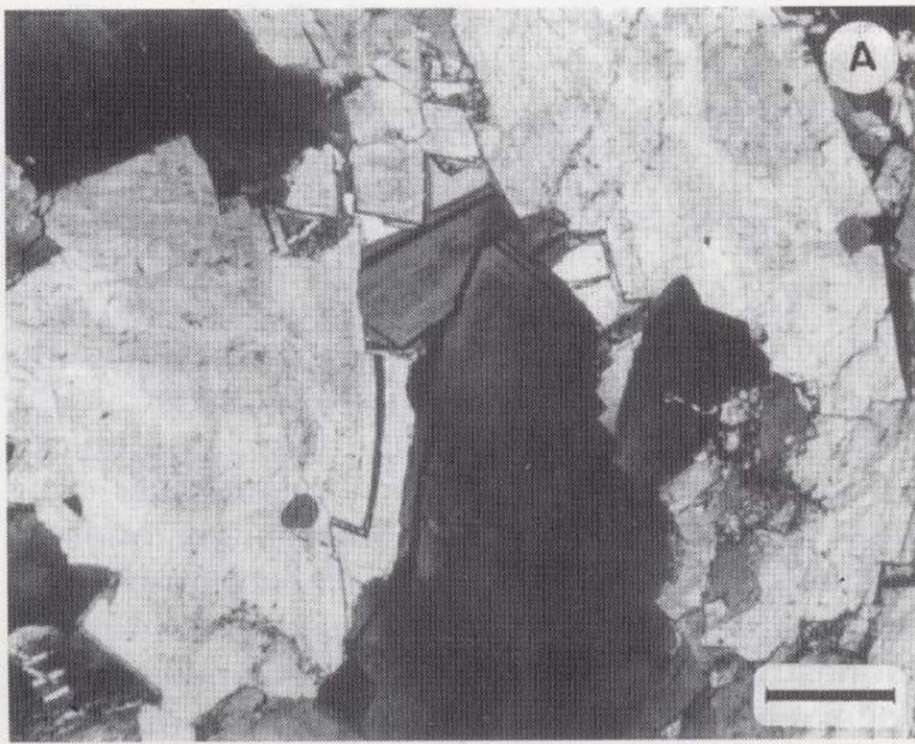


Figura 5. Texturas de la mineralización y de la roca encajante. 5a) Mosaico granoblástico equigranular de dolomita ferrosa. 5b) Barita formando agregados columnares en abanico. 5c) Estructuras de deformación en barita. 5d) Cuarzo microcristalino con textura reticular. 5e) Galena reemplazando, por el borde, a un cristal de esfalerita.

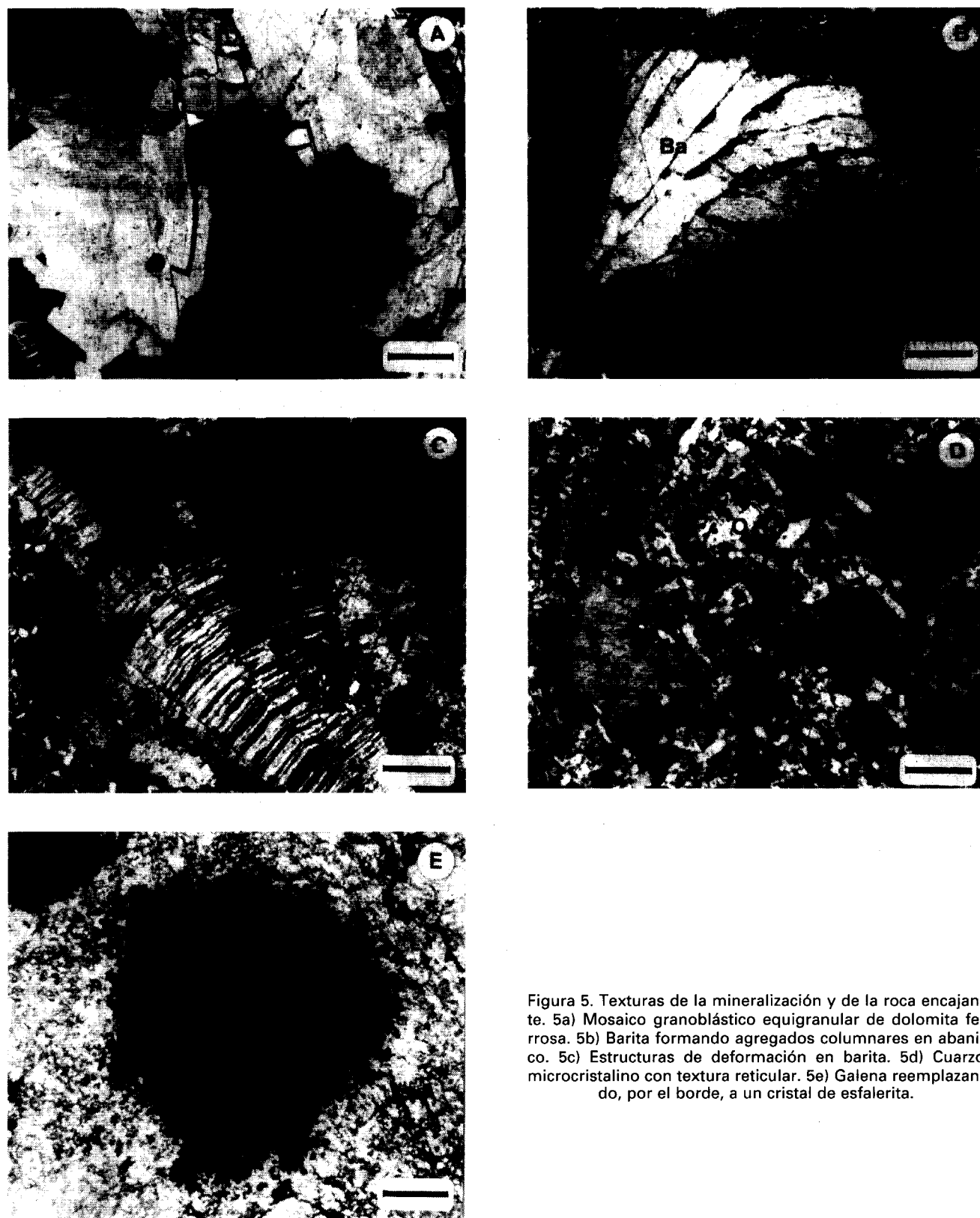


Figura 5. Texturas de la mineralización y de la roca encajante. 5a) Mosaico granoblástico equigranular de dolomita ferroso. 5b) Barita formando agregados columnares en abanico. 5c) Estructuras de deformación en barita. 5d) Cuarzo microcristalino con textura reticular. 5e) Galena reemplazando, por el borde, a un cristal de esfalerita.

Esfalerita (49 análisis)

| | Zn | S | Fe | Cu | Cd | Ag | Hg | Sb | Ca |
|--------|-------|-------|------|------|------|-----|------|-----|-----|
| Mínimo | 66,16 | 32,91 | 0,09 | 200 | 1600 | 100 | 100 | 100 | 20 |
| Máximo | 66,65 | 33,12 | 0,14 | 1100 | 3400 | 200 | 1300 | 400 | 450 |
| Medio | 66,37 | 37,02 | 0,1 | 600 | 2000 | 120 | 600 | 200 | 35 |

(Zn, S, Fe en %, los otros elementos en ppm)

Galena (37 análisis)

| | Pb | S | Ag | Hg |
|--------|-------|-------|------|-----|
| Mínimo | 85,66 | 13,52 | n.d. | 400 |
| Máximo | 86,45 | 13,21 | 300 | 600 |
| Medio | 86,1 | 13,14 | 100 | 500 |

(Pb, S en %; Ag, Hg en ppm)

(n.d. por debajo del límite de detección)

Tetraedrita (9 análisis)

| | Cu | S | Sb | Zn | As | Fe | Ag | Hg |
|--------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|
| Mínimo | 37,04 | 25,19 | 24,03 | 7,32 | 2,02 | 0,23 | 0,3 | 0,07 |
| Máximo | 37,73 | 25,28 | 26,54 | 7,5 | 3,96 | 0,49 | 1,46 | 0,13 |
| Medio | 37,48 | 25,24 | 25,59 | 7,42 | 2,8 | 0,36 | 0,79 | 0,1 |

(Todos los análisis en %)

Tenantita (8 análisis)

| | Cu | S | As | Zn | Fe | Sb | Ag | Hg |
|--------|---------|-------|-------|------|------|------|------|------|
| Mínimo | 41,91 | 25,19 | 18,02 | 6,93 | 1,25 | 1,12 | 0,06 | 0,08 |
| Máximo | 4242,26 | 25,28 | 18,94 | 7,24 | 2,15 | 2,6 | 0,07 | 0,11 |
| Medio | 42,08 | 25,24 | 18,48 | 7,08 | 1,7 | 1,86 | 0,07 | 0,1 |

(Todos los análisis en %)

Tabla 1. Análisis por microsonda de las principales fases metálicas.

encontrado como disseminaciones escasas en los carbonatos.

Son frecuentes los minerales secundarios de Zn y Pb de origen supergénico. Por difracción de rayos X se han identificado calamina, smithsonita y cerusita. En las zonas con calcopirita, suelen encontrarse como productos de alteración malaquita y azurita. La goethita también es un mineral frecuente como producto de alteración de los sulfuros.

4. GEOQUIMICA ISOTOPICA

Se ha determinado la composición isotópica del azufre en 5 esfaleritas, 6 galenas y 3 baritas de diferentes mineralizaciones, que varía entre +10.6 y +15.5, -4.1‰ y +11.2 y +27.1 y +27.9 por mil, respectivamente (Tabla 2).

La relación isotópica relativamente pesada de la barita y su estrecho rango de variación sugiere que el sulfato es de origen marino, bien precipitado directamente o bien lavado de evaporitas

| MINERALOGIA | $^{34}\text{S} \text{ ‰ CDT}$ |
|--------------|-------------------------------|
| Galena-1 | +0.8 |
| Esfalerita-1 | +10.9 |
| Barita-1 | +27.9 |
| Esfalerita-2 | +10.6 |
| Barita-2 | +27.1 |
| Galena-3 | +1.4 |
| Esfalerita-3 | +12.8 |
| Barita-3 | +27.2 |
| Galena-4 | +1.0 |
| Galena-5 | +11.2 |
| Esfalerita-5 | +11.3 |
| Barita-5 | +24.2 |
| Galena-6 | +9.3 |
| Esfalerita-6 | +15.5 |
| Galena-7 | -4.1 |

Tabla II. Análisis isotópico.

interestratificadas en la serie. Estos valores están en el rango inferior de los sulfatos marinos de edad cámbrica (o entre +26.4 y +34.4 por mil; CLAYPOOL et al., 1980), edad de la roca encajante. La composición isotópica de los sulfuros es significativamente más variable y ligera. La interpretación más sencilla es que el azufre reducido es también de origen marino y deriva de la reducción biogénica incompleta del sulfato marino durante la sedimentación y/o diagénesis temprana (e.g. OHMOTO, 1986). Este origen es congruente con la abundancia de materia orgánica y la presencia de pirita, irregularmente diseminada, en las calizas encajantes. Una reducción abiogénica daría composiciones isotópicas más constantes y pesadas, mientras que un origen profundo es incompatible con estos valores. A pesar de existir una secuencia de $\delta^{34}\text{S}_{\text{bar}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{sph}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{gal}}$, los fraccionamientos isotópicos calculados sugieren que no hay equilibrio isotópico entre los tres minerales ya que las temperaturas calculadas carecen de significado geológico.

5. DISCUSION

Estas mineralizaciones tienen muchas de las características de los depósitos de Zn-Pb en rocas carbonatadas, tales como su relación directa con procesos de dolomitización y silicificación, el carácter estratoligado, la paragénesis con dominio de esfalerita y galena sobre los otros sulfuros y el origen aparentemente sedimentario del azufre y no relacionado con rocas ígneas. Mineralizaciones similares se encuentran en las rocas carbonatadas paleozoicas del Norte de la Península Ibérica, desde el Cámbrico Inferior al Carbonífero (e.g. LUQUE et al., 1990; RIBERA et al., 1991). Parece haber tres grandes grupos de mineralizaciones: (1) las ligadas a procesos diagenéticos como las situadas en el muro de la Fm. Vegadeo (RIBERA et al., 1991), (2) las ligadas a movimiento de fluidos durante la Orogenia Varisca (Techo de la Fm. Vegadeo, TORNOS et al., 1995; ARIAS et al., 1992), (3) los formados durante procesos tardiorogénicos (Picos de Europa, GOMEZ, 1992). En nuestro caso la mineralización parece ser claramente prevarisca, ya que la cartografía realizada muestra que las masas de barita están deformadas por pliegues de acomodación de los cabalgamientos (zona de Torre de Babia y Rabanal) y desplazadas por fracturas tardivariscas. Esto es congruente con la abundancia de texturas de deformación tales como extinciones ondulantes, maclas mecánicas, fisuración o cataclasis tanto en la mineralización como en la roca alterada.

Los rasgos descriptivos de la mineralización son similares a los del modelo "mineralizaciones de Pb-Zn en rocas carbonatadas", equivalente a grandes rasgos al tipo "Mississippi Valley" (e.g., SVERJENSKY, 1989; SANGSTER, 1990). Se propone que la formación de las mineralizaciones de La Babia está asociada a la circulación regional de fluidos hidrotermales de baja temperatura (<200°C?) debido a la compactación de los sedimentos profundos de la cuenca o, más probablemente, a la existencia de una etapa extensional durante el Paleozoico Inferior (MARTINEZ-CATALAN et al., 1992). En cualquier caso, fluidos en desequilibrio con las calizas percolarían a lo largo del contacto entre los dos Miembros de la Fm. Láncara, produciendo una dolomitización con incremento asociado de la porosidad. La presencia de barita reemplazando a la dolomita sugiere que en esta zona hay una mezcla de azu-

fre oxidado (derivado de la disolución de evaporitas cámbricas?) con el bario, liberado durante la dolomitización de los carbonatos. Sobre esta roca se superpone localmente un tercer evento hidrotermal con silicificación y precipitación de sulfuros. Este proceso ha de estar ligado a la entrada de fluidos en equilibrio y más reducidos que los anteriores. La reacción con los carbonatos daría lugar a la silicificación y precipitación de sulfuros por basificación del fluido. El origen último del azufre parece ser el lavado de sulfuros derivados de la reducción biogénica de sulfato marino de las zonas cercanas, tanto de los carbonatos como de las rocas detríticas. La ausencia de equilibrio isotópico entre los sulfuros parece sugerir que el origen es proximal y que el proceso es muy lento, lo que inhibe la homogeneización isotópica. El origen de los metales es desconocido, pero por comparación con sistemas similares también podría derivar de las rocas detríticas (TORNOS et al., 1995).

CONCLUSIONES

Las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) de la comarca leonesa de La Babia se presentan con carácter estratoligado en el contacto entre el Mb. Inferior y el Superior de la Fm. Láncara. Se presenta como cuerpos tabulares de barita de pequeñas dimensiones, con morfología lentejona y encajados en una dolomita ferrosa. En sus zonas más internas hay sílice con sulfuros (esfalerita, galena y calcopirita) diseminados, ligados a procesos de silicificación.

Estas mineralizaciones son de origen diagenético tardío, posiblemente ligadas a los procesos extensionales que tuvieron lugar durante el Paleozoico Inferior. Aparecen por tanto deformadas por la Orogenia Varisca.

Los rasgos descriptivos de la mineralización son muy parecidos a los del modelo "mineralizaciones de Pb-Zn en rocas carbonatadas", equivalente, en parte, al modelo "Mississippi Valley".

AGRADECIMIENTO

Quiero expresar mi agradecimiento a la compañía OUTOKUMPU MINERA ESPAÑOLA S.A. y a

todo su personal técnico sin cuyo apoyo no habría sido posible la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

- ALONSO, J. L., ALVAREZ MARRON & PULGAR, J. A. (1989): Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geol., Univ. de Oviedo*, 18, 145-153.
- ARIAS, D., BOIXEREU, E. ZAPARDIEL, J. M., BERNABE, M. & SANCHEZ, A. (1992): Estudio geoquímico de la esfalerita del yacimiento de Pb-Zn de Rubiales (Lugo, España): implicaciones genéticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 5, (1-2), 135-144.
- BASTIDA, F., MARCO, A., PEREZ-ESTAUN, A. & PULGAR, J. A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo. *Bol. IGME*, 95, 517-539.
- CLAYPOOL, G. E., HOLSTER, W. T., KAPLAN, I. R., SAKAI, H., ZAK, I. (1980): The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, 28, 199-260.
- COMTE, P. (1957): Les Séries Cambrienne et Silurienne du León (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 204, 604-606.
- FERNANDEZ, C. J. (1974): Estudio de las mineralizaciones de baritina de la Babia baja (León). *Tesis de Licenciatura*. Univ. de Oviedo.
- GOMEZ, Z. (1992): "Metalogenia de los yacimientos de Pb-Zn del sector SE de Picos de Europa". *Tesis Univ. Salamanca*. 241 pp.
- JULIVERT, M. PELLO, J. & FERNANDEZ G.ª, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geol. Univ. de Oviedo*, 2-1-44.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberisch en Mesetas Geotert Forsch 6: 78-92. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España V*, 149-166.
- LOVERING, T. G. (1972): Jasperoid in the United States and its characteristics, origin and economic significance. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*. 710-164.
- LUQUE, C. (1985): Las mineralizaciones de mercurio en la Cordillera Cantábrica. *PhD Thesis* (unpublished), Univ Oviedo, (coord).
- MARTINEZ CATALAN, J. R., HACAR, M. P., VILLAR, P., PEREZ ESTAUN, A. & GONZALEZ-LODEIRO, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West-Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81, 545-560.
- MEER MOHR, C. G. VEN DER (1969): The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna river

and the Esla river in the Cantabrian Mountains, *Spain-Leidse Geologische*, 43, 233-316.

OHMOTO, H. (1986): Stable isotope geochemistry of ore deposits. J. W. Valley; H. P. TAYLOR Jr. y J. R. O'Neil (Eds) *Stable isotope in high temperature geological processes, Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 491-556.

PANIAGUA, A. (1991): Memoria del mapa geológico de España 1:50.000, nº 102 "Los Barrios de Luna": Geología Económica. *Publicaciones del ITGE*, 100-110.

RIBERA, F., TORNOS, F. & LOCUTURA, J. (1991): Las mineralizaciones estratoides Pb-Zn de la serie de Vegadeo en la zona de Ponferrada (ZAOL, NO de España). *Geogaceta*, 11.

SANGSTER, D. F. (1983): Mississippi Valley-type deposits: a geological melange. Kisvarsanyi, G., Grant, S. K. Pratt, W. P., Koenig, J. W. (eds) *International Conference on Mississippi Valley Type Lead-Zinc deposits* pp 7-19.

SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, 283, pp. 684-721.

SVERJENSKY, D. A. (1989): The diverse origins of Mississippi Valley-type Zn-Pb-Ba-F deposits. *Chron. Rech. Min.* 495, 5-13.

TARRIO, L. (1972): Estudio geológico del frente de la Unidad de Somiedo-Correcillas en la región comprendida entre los ríos Bernesga y Luna. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Oviedo.

TORNOS, F., RIBERA, F., SHEPHERD, Th. J. & SPIRO, B. (1995): The geological and metallogenic setting of stratabound carbonate-hosted Zn-Pb mineralizations in the West Asturian Leonese Zone (NW Spain). *Mineralium Deposita* (in press).

TOYOS, J. M. (1988): Estructura del extremo noroccidental del Manto de Correcillas (Zona Cantábrica, NO de España). *Seminario de Investigación III Ciclo*. Univ. Oviedo.

ZAMARREÑO, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico en la Zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geol.* Univ. Oviedo, 5, 3-118.

Original recibido: Octubre de 1995.

Original aceptado: Noviembre de 1995.

Aspectos mineralógicos, termodinámicos e isotópicos de los sulfuros "Sedex" de Fe (Zn y Cu) de Latedo - Sejas de Aliste (Zamora, España)

Por S. M. TIMON SANCHEZ, M. C. MORO BENITO y A. FERNANDEZ FERNANDEZ (*)

RESUMEN

Los sulfuros de Latedo y Sejas de Aliste están constituidos por pirita y pirrotina esencialmente y esfalerita, calcopirita y arsenopirita como minerales accesorios. En ellos se han diferenciado, por sus características texto-estructurales, dos fases: una, sin diagenética y/o metamórfica (pre o sin Fase 1) y otra posterior sin Fase 3; y por su mineralogía predominante, tres tipos: tipo 1: po (py, sp, cp), tipo 2: py (po, sp, cp) y tipo 3: py±po (sp, cp). La P=5.4 Kb y la T=415°C obtenidas de la utilización de la esfalerita como geobarómetro y la arsenopirita como geotermómetro confirman que un metamorfismo regional perteneciente a la facies de los esquistos verdes afectó a los sulfuros estudiados y a los metasedimentos silúricos encajantes. La relación Co/Ni y la $\delta^{34}\text{S}$ de la pirita y pirrotina analizadas reflejan mayoritariamente para estos sulfuros un origen sedimentario contaminado debilmente por una actividad hidrotermal.

Palabras clave: sulfuros Fe (Zn y Cu), "sedex", termodinámica, $\delta^{34}\text{S}$, Silúrico, Zamora.

ABSTRACT

The sulphides of Latedo and Sejas de Aliste consist mainly of pyrite and pyrrhotite and sphalerite, chalcopyrite and arsenopyrite are accessory minerals. On the basis of their textural and structural characteristics, two phases have been differentiated: syndiagenetic and/or metamorphic (pre or sin Phase 1) and the other sin-Phase 3 later; and in relation to their predominant mineralogy, three types: type 1: po (py, sp, cp), type 2: py (po, sp, cp) and type 3: py±po (sp, cp). P=5.4 Kb and T=415°C obtained by sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry confirm that a regionally metamorphism, belong to greenschist facies, had an effect on the studied sulphides and on the silurian host metasediments. Co/Ni ratio and the $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite and pyrrhotite analyzed reflect a sedimentary origin but lightly contaminated by a hydrothermal activity.

Key words: Fe (Zn y Cu) sulphides, sedex, thermodynamic, $\delta^{34}\text{S}$, Silurian, Zamora.

1. INTRODUCCION

En las investigaciones que se llevan a cabo sobre las mineralizaciones fosfatadas asociadas a las series silúricas del NO de la Península Ibérica se han estudiado, las mineralizaciones de sulfuros silúricos de Fe (Zn y Cu) de Latedo y Sejas de Aliste, en la provincia de Zamora.

Estas mineralizaciones de sulfuros, dado el escaso desarrollo que parecen presentar, no tienen por el momento interés económico sin embargo, su estudio es importante para el conocimiento metalogénico global de las series silúricas. No afloran en superficie o por lo menos, hasta el momento, no han sido reconocidas. Para su estudio se han utilizado cinco sondeos mecánicos de testigo continuo realizados de 1982 a 1985, dentro del Proyecto de Investigación "Samir de los Caños", por el Instituto

(*) Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Univ. Salamanca. 37008 Salamanca.

Tecnológico y Geominero de España (ITGE), Promotora de Recursos Naturales (PRN) y Billinton Española S.A. (BESA).

El objetivo de este trabajo es describir la composición mineralógica, química e isotópica de estos sulfuros y discutir los parámetros termodinámicos (P y T) obtenidos de la utilización de la esfalerita y arsenopirita como geobarómetro y geotermómetro respectivamente.

2. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

La región centro occidental de la provincia de Zamora se caracteriza por la presencia de un zócalo gneísico, de edad Cámbrico superior-Ordovícico inferior (GEBAUER et al, 1993), sobre el que se depositó el Ordovícico, en general bien desarrollado. El Silúrico y Devónico inferior de naturaleza volcánico-sedimentaria presentan litologías muy variadas y por último, los materiales del Devónico superior-Carbonífero inferior, de carácter flyschoides que constituyen la denominada por MARTINEZ GARCIA (1973) Formación San Vitero. De acuerdo con QUIROGA (1981) y VACAS y MARTINEZ CATALAN (1987) estos materiales fueron afectados por cuatro fases de deformación hercínicas y una de fracturación tardihercínica.

3. EL SILURICO ENCAJANTE

Los materiales silúricos de la región de Alcañices presentan litologías muy variadas y abundantes cambios laterales de facies. Una columna estratigráfica general no existe a nivel regional, solamente columnas locales levantadas y datadas por diversos autores [MARTINEZ GARCIA (1973), QUIROGA (1981), VACAS y MARTINEZ CATALAN (1987), TURRION (1988) y MORO et al. (1995)].

El Silúrico encajante de los sulfuros estudiados corresponde a una alternancia de pizarras arenosas, pizarras negras con chert, lutitas con cantos, pizarras versicolores y chert (Fig. 1). Todos ellos están afectados por lo menos por dos fases de deformación: la F1 que es subparalela a la S₀ y genera la orientación preferente de los minerales dando lugar a una verdadera esquistosidad

de flujo y la F3, que produce una esquistosidad de crenulación. Debido a la similitud existente en las litologías y en las mineralizaciones presentes, los materiales estudiados parecen corresponder a los denominados por TURRION (1988) "Formación San Vicente de la Cabeza" de edad Silúrico inferior.

De cada uno de los sondeos mecánicos realizados en la zona de Latedo y Sejas de Aliste se levantó su correspondiente columna litoestratigráfica. A continuación se describe únicamente la más representativa de cada zona. Estas columnas son bidimensionales de bordes rectos, reales y locales y se han realizado tratando de resaltar las características litológicas y los tipos de mineralización diferenciados, así como, la forma de presentarse.

Sondeo Sejas 1

En este sondeo se han diferenciado dos tramos uno, inferior formado por 200 m de una alternancia de argilitas con cantos ocasionales y de pizarras grises con intercalaciones de metalimolitas y otro, superior constituido, de muro a techo, por 72 m de una alternancia rítmica de pizarras grises y calizas, 6 m de filitas y finalmente 23 m de aluvial (Figs. 2 y 3, a). También destaca la presencia de niveles de chert (Fig. 3, b). Este tramo superior es correlacionable con los sondeos de Latedo debido a la cantidad de materia carbonosa y a la presencia de niveles de caliza interestratificados (Fig. 4). El tramo inferior puede correlacionarse con el sondeo Sejas 2 el cual corresponde a una alternancia de pizarras grises, argilitas y filitas (Figs. 3, c y 13).

Sondeo Latedo 5

En este sondeo se han diferenciado tres tramos. El inferior tiene 140 m de potencia y está formado por pizarras grises con intercalaciones de vulcanitas, epiclastitas y pizarras grafitosas. El tramo medio presenta 89 m de potencia y está constituido por 57 m de epiclastitas y 32 m de pizarras areno-limosas con cantos. Y por último, el tramo superior que tiene 170 m de potencia y está constituido fundamentalmente por pizarras grafitosas con intercalaciones de grauvacas,

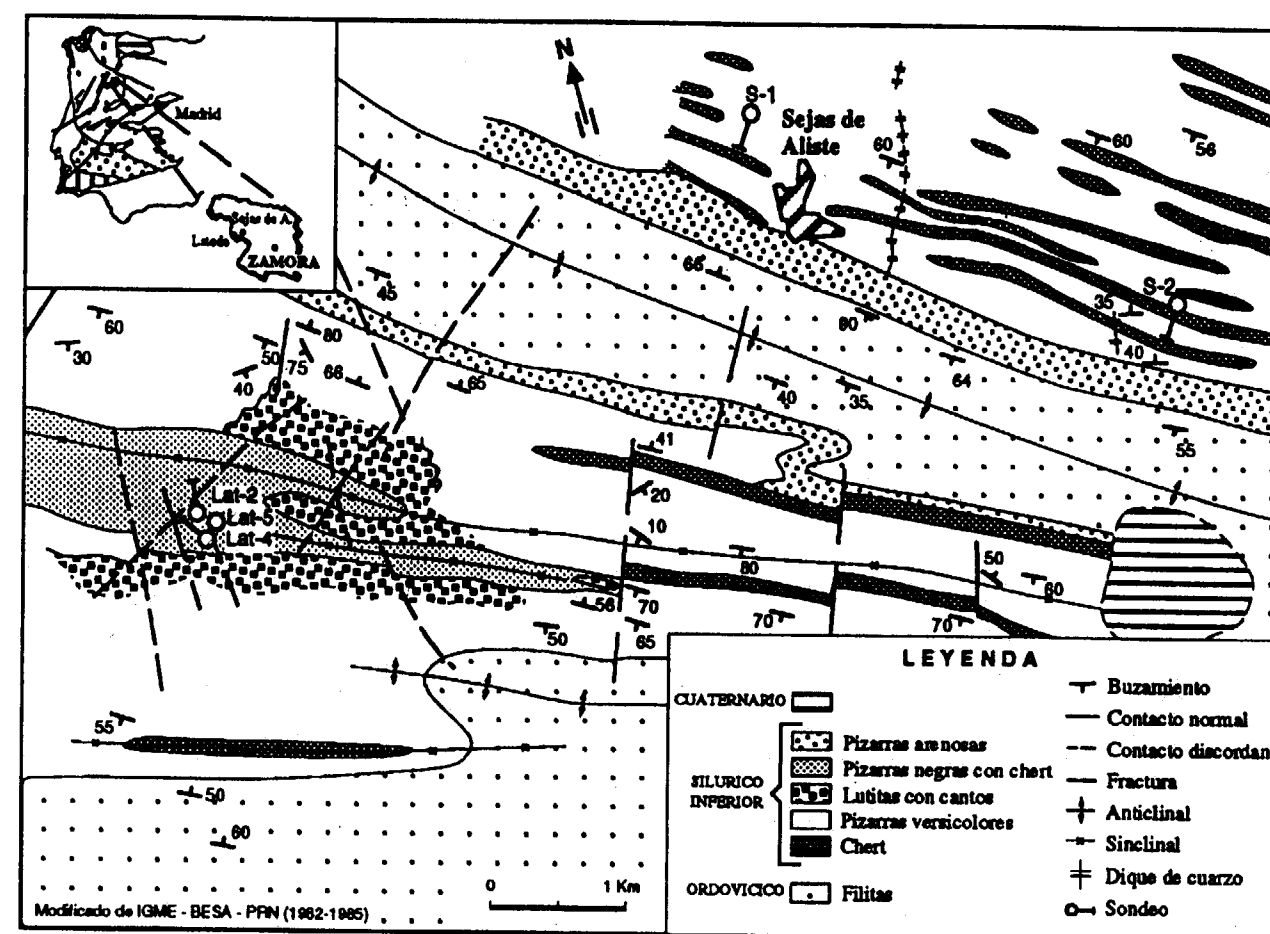


Figura 1. Esquema geológico de la zona Latedo-Sejas de Aliste con la situación de los sondeos mecánicos realizados.

conglomerados y rocas detrítico-carbonatadas (Figs. 2 y 3, d). Este tramo superior de Latedo 5 puede correlacionarse con todo el sondeo de Latedo 2 y con el tramo superior de Latedo 4 (Fig.14).

Con el objeto de visualizar si existe alguna relación entre las litologías y los niveles mineralizados se efectuó la correspondiente correlación litoestratigráfica entre ellos (Fig.4). Observándose una línea de correlación que separa dos cuerpos litológicos uno, superior y otro, inferior. El cuerpo litológico superior está presente, excepto en Sejas 2, en todos los sondeos y está formado por pizarras negras que hacia el E pasan a pizarras grises con niveles de carbonatos, tobas y metalimolitas intercalados. El cuerpo litológico inferior se encuentra únicamente en los dos sondeos de Sejas y está constituido por filitas, argi-

litas, pizarras grises y metavulcanitas con numerosas interdigitaciones entre sí (Fig. 4). Las dos características esenciales que determinan la separación de estos dos cuerpos litológicos son por un lado, la presencia de abundante materia carbonosa y por otro, la de carbonatos en el cuerpo superior respecto al inferior. La zona más mineralizada se localiza en el cuerpo superior.

En consecuencia, en las zonas de Latedo y Sejas se produjo una sedimentación de tamaño de grano muy fino con algunas diferencias entre ellas. Así, en la zona de Sejas existieron probablemente unas condiciones de inestabilidad en la cuenca importantes como indican los abundantes cambios laterales de facies existentes (Fig. 4). Sin embargo, en la zona de Latedo estas condiciones fueron de mayor estabilidad y por

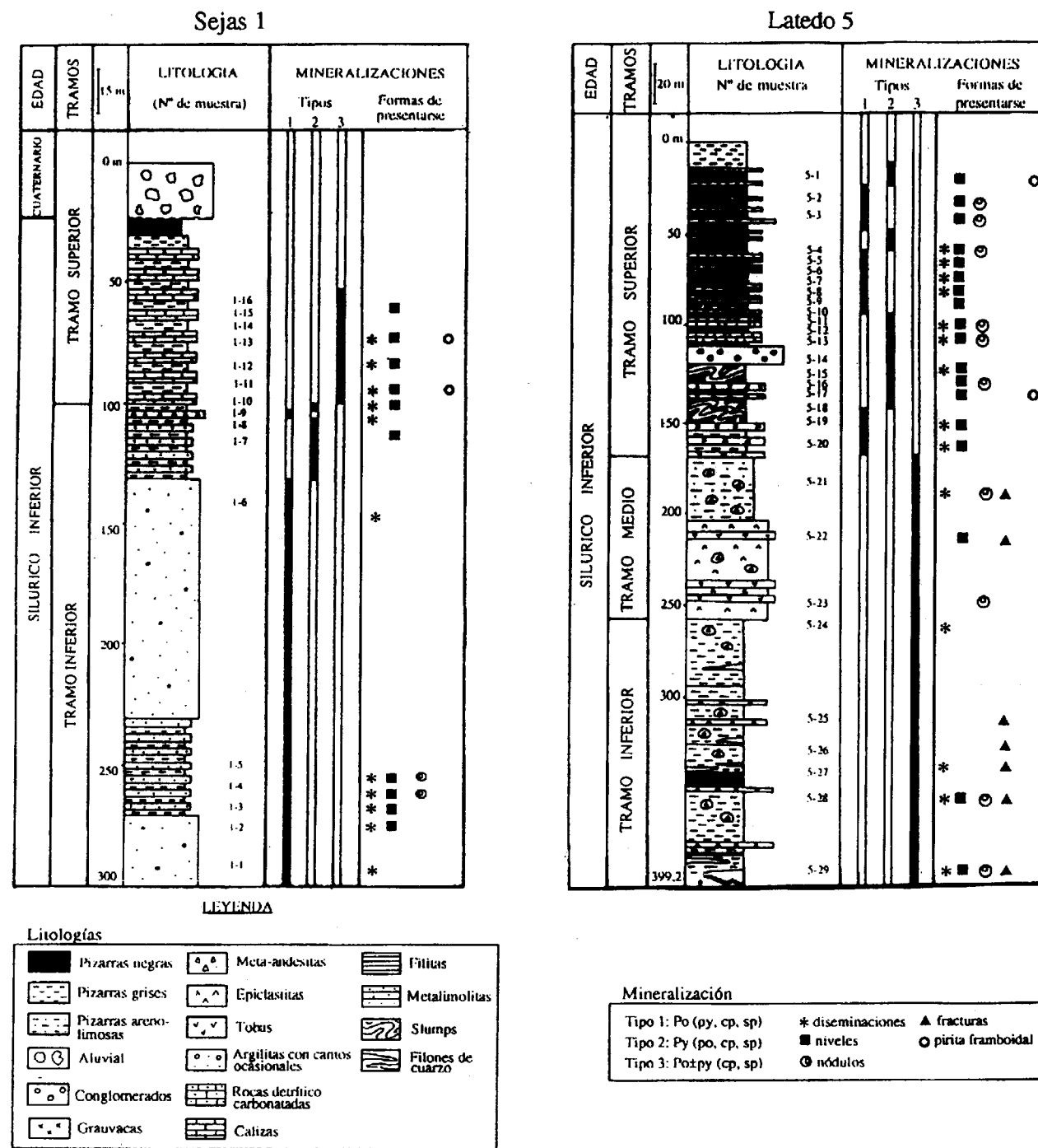


Figura 2. Columnas litoestratigráficas de los Sondeos Sejas 1 y Latedo 5. En ellas se diferencian los tipos de mineralización y las formas de presentarse.

lo tanto, más adecuadas para producirse una acumulación de materia orgánica y, al mismo tiempo de sulfuros importante. El cuerpo supe-

rior que está más desarrollado hacia el SO indicaría una zona en la cuenca de sedimentación con condiciones probablemente más euxínicas.

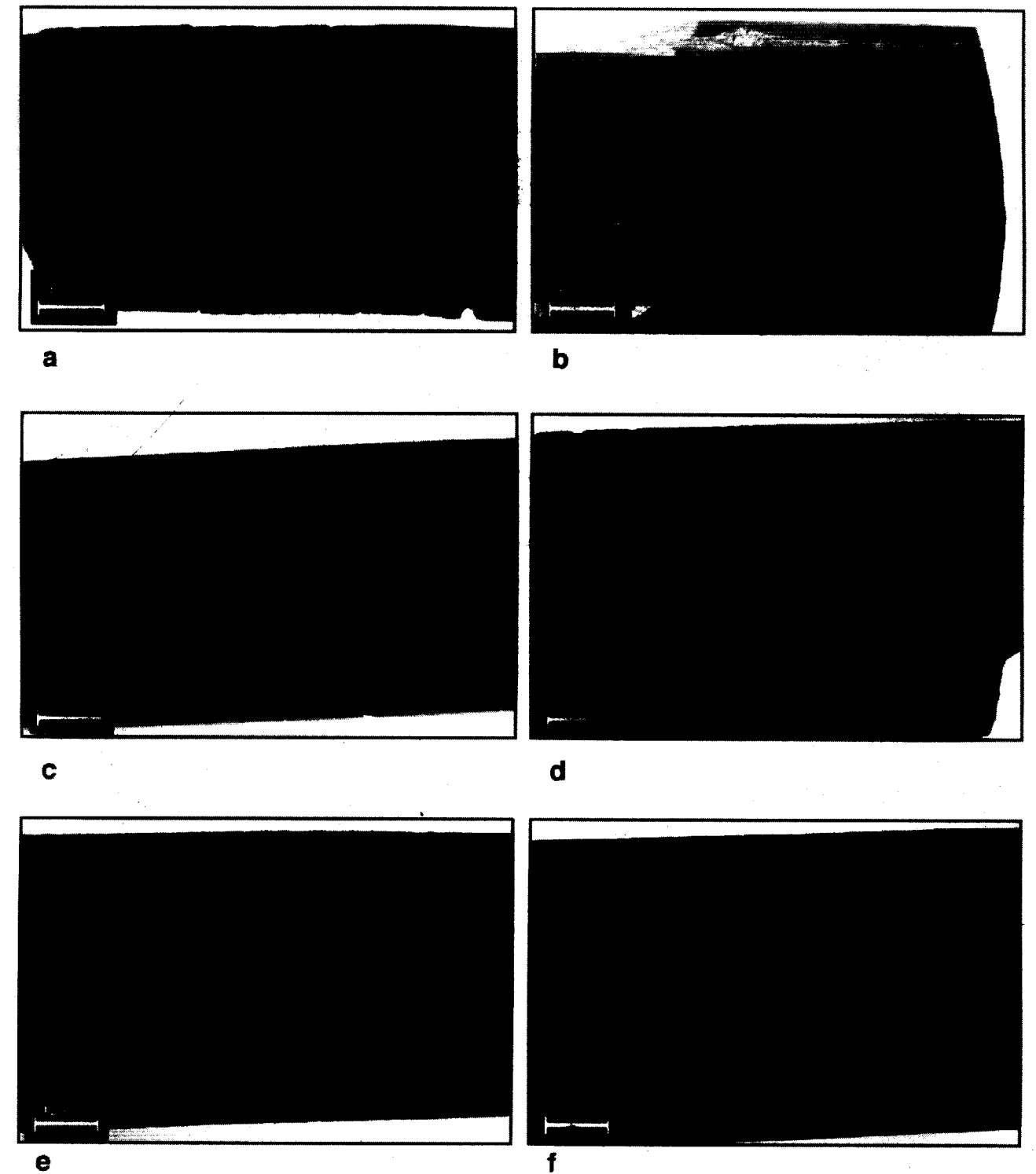


Figura 3. (a) Alternancia de pizarras grises, calizas y lechos de sulfuros. (b) Niveles de liditas con lechos de sulfuros interestratificados. (c) Bandeado neto de filitas, pizarras grises, argilitas y sulfuros. (d) Pizarra negra con carbonatos y pirrotina mostrando pliegues tipo slumping. (e) Lechos de sulfuros syndiagenéticos alternando con filitas, pizarras grises y argilitas crenuladas. (f) Alternancia de pizarras grafitosas y niveles tobaceos fuertemente crenulados con pirita sin Fase 3.

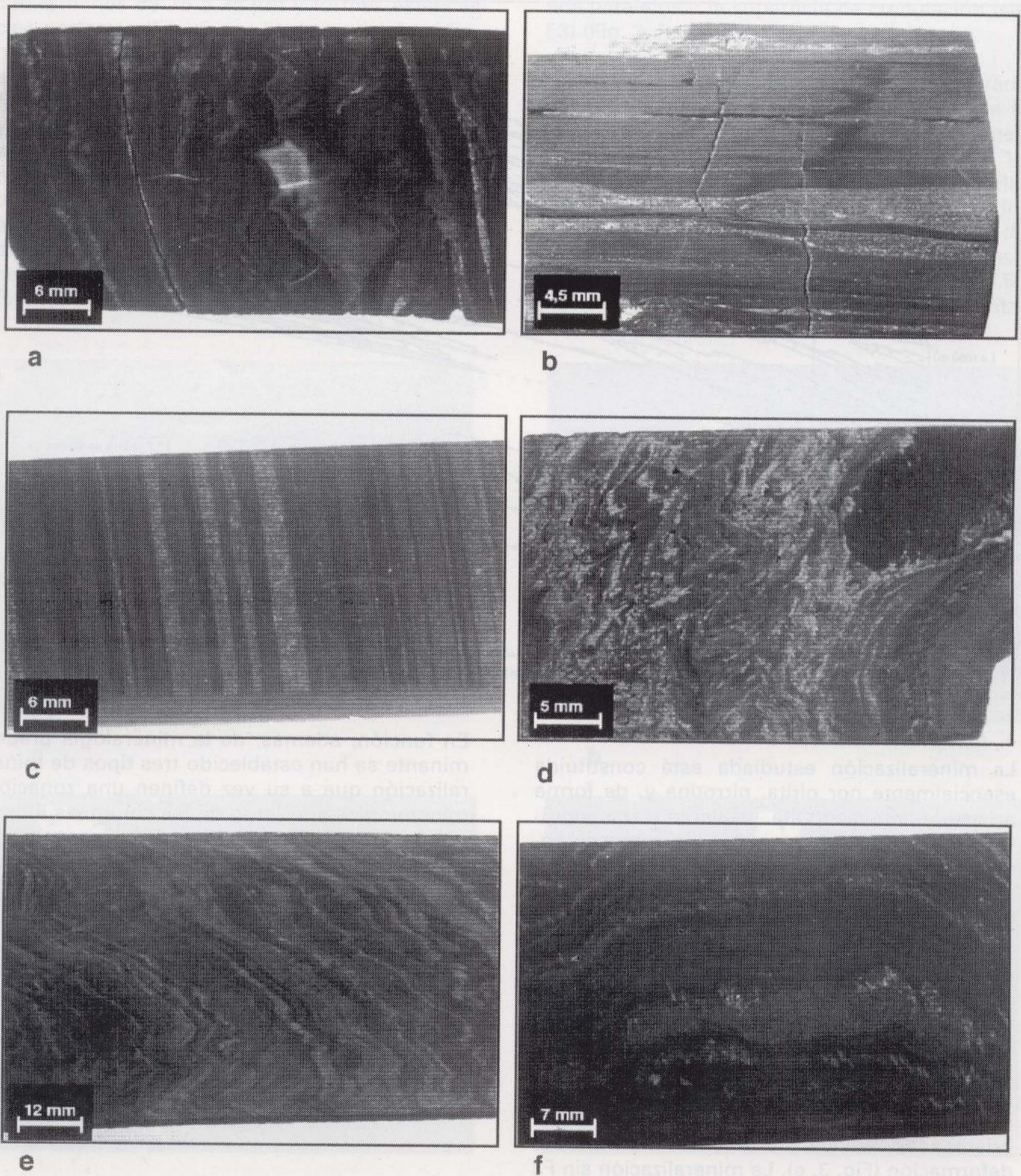


Figura 3. (a) Alternancia de pizarras grises, calizas y lechos de sulfuros. (b) Niveles de liditas con lechos de sulfuros interestratificados. (c) Bandedo neto de filitas, pizarras grises, argilitas y sulfuros. (d) Pizarra negra con carbonatos y pirrotina mostrando pliegues tipo slumping. (e) Lechos de sulfuros sindiagenéticos alternando con filitas, pizarras grises y argilitas crenuladas. (f) Alternancia de pizarras grafitosas y niveles tobaceos fuertemente crenulados con pirita sin Fase 3.

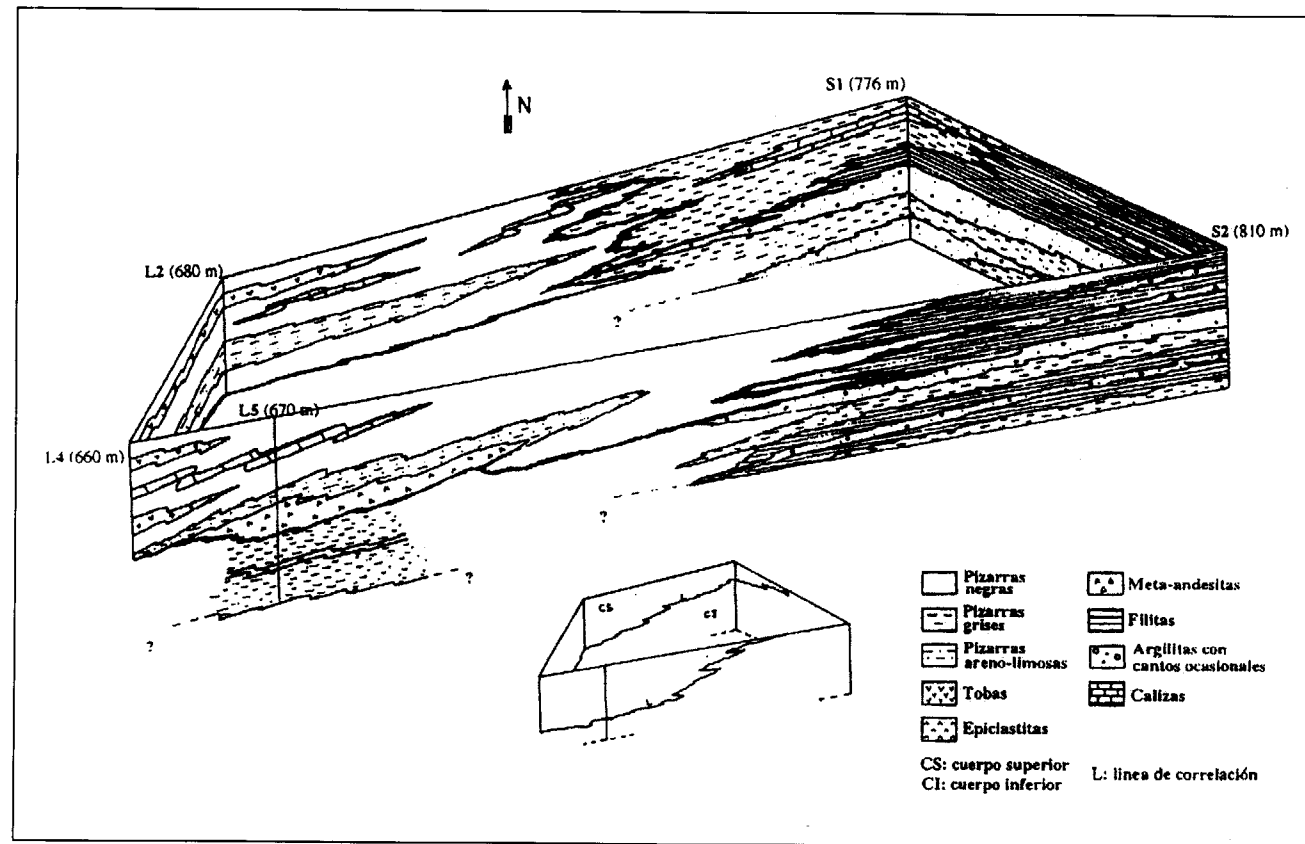


Figura 4. Panel de correlación litoestratigráfica de las zonas de Latedo y Sejas de Aliste.

4. LA MINERALIZACION

La mineralización estudiada está constituida esencialmente por pirita, pirrotina y, de forma accesoria por calcopirita, esfalerita y arsenopirita. Estos sulfuros se presentan en lechos de potencia milimétrica a centimétrica interestratificados en los metasedimentos silúricos encajantes descritos anteriormente.

En esta mineralización, teniendo en cuenta sus características texto-estructurales, se han diferenciado dos fases una, sindiagenética y/o metamórfica (pre o sin F1) y otra posterior, sin F3. En la fase sindiagenética los sulfuros pueden haberse formado antes o al mismo tiempo que la primera fase de deformación ya que corresponden a niveles paralelos a la S_0 y posteriormente orientados y crenulados por la tercera fase de deformación (Fig. 3, e). La mineralización sin F3 se caracteriza por la presencia de agregados de sulfuros orientados según la esquistosidad de crenulación que corresponde probablemente a una removilización de la anterior (Fig. 3, f).

En función, además, de la mineralogía predominante se han establecido tres tipos de mineralización que a su vez definen una zonación mineralógica a lo largo de las columnas litoestratigráficas de los sondeos. Estos son: tipo 1, con pirrotina fundamentalmente y pirita, calcopirita, esfalerita y arsenopirita como minerales accesorios; tipo 2, con pirita como sulfuro fundamental y la pirrotina, calcopirita, esfalerita y arsenopirita como minerales accesorios y por último, el tipo 3, en el que la pirita y la pirrotina, en proporciones semejantes, son los sulfuros fundamentales y el resto se encuentra igualmente de forma accesoria.

4.1. Características mineralógicas y químicas

La **pirita** es el sulfuro más abundante y se presenta en framboides aislados o en agregados

con tamaños de 15 a 35 μm y formas esféricas casi perfectas (Fig. 5 a y b). Los cristales idiomorfos son frecuentes así como las texturas en atolón procedentes de la recristalización de la pirita framboidal durante la diagénesis (Fig. 5 a, c y d). Los framboides están asociados a las zonas más pelíticas que contienen niveles de carbonatos. Estas formas de pirita cuando son abundantes determinan lechos paralelos a la S_0 que se encuentran total o parcialmente recristalizados y débilmente removilizados como consecuencia de estar afectados por la deformación. Este sulfuro también se encuentra en agregados cristali-

nos paralelos a la superficie de crenulación (sin F3) (Fig. 3, f).

De la composición química de la pirita analizada por M.E. (Camebax-50) cabe destacar en ella la relación Co/Ni por ser indicativa de su origen (LOFTUS-HILLS y SOLOMON, 1976) (Tabla 1). Así la pirita de origen volcánico tienen una relación superior a 1 y la de origen sedimentario inferior. En ella el contenido medio de Co es de 286 ppm y en Ni es de 1470 ppm. Por consiguiente la relación Co/Ni varía de 0.02 a 3.58 siendo el valor medio 0.74 indicando, mayorita-

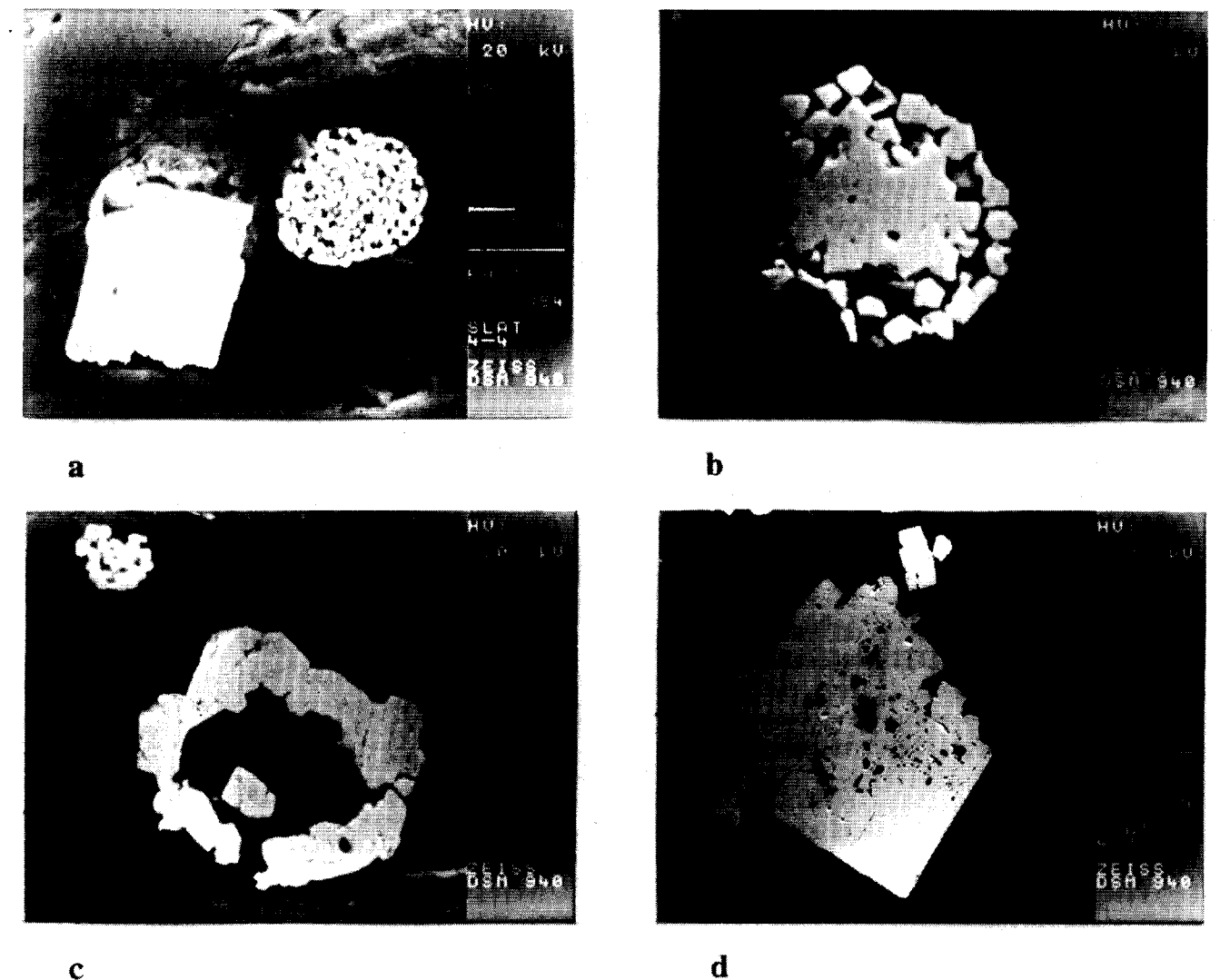
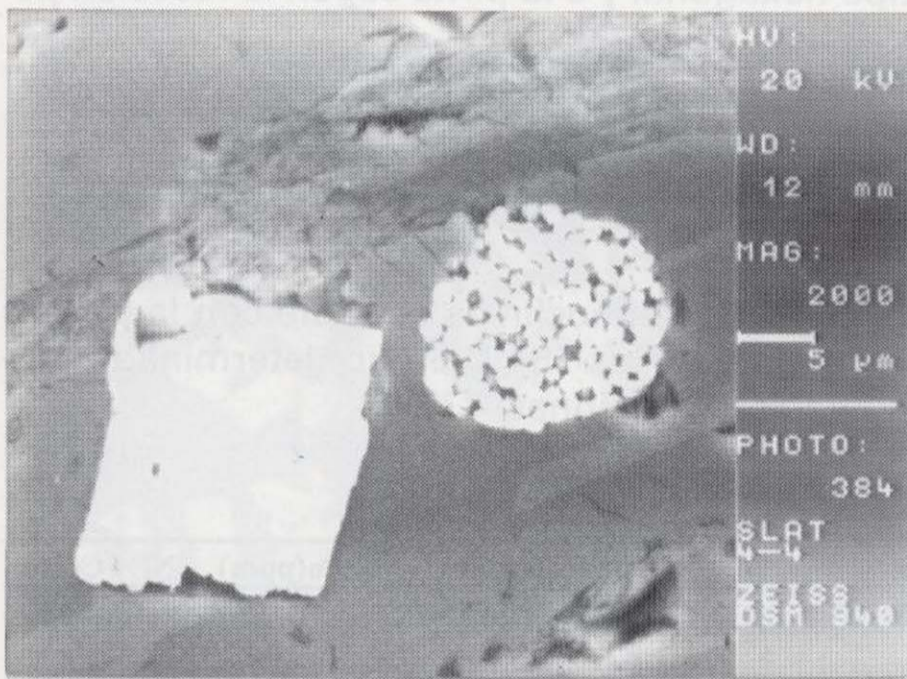


Figura 5. (a) Framboide junto a un cristal cúbico de pirita originado durante la recristalización diagenética. (b) Framboide prácticamente relleno por la adición de pirita. (c) Textura en atolón con un núcleo de pirita. (d) Cristal euhedral con inclusiones de la roca encajante.

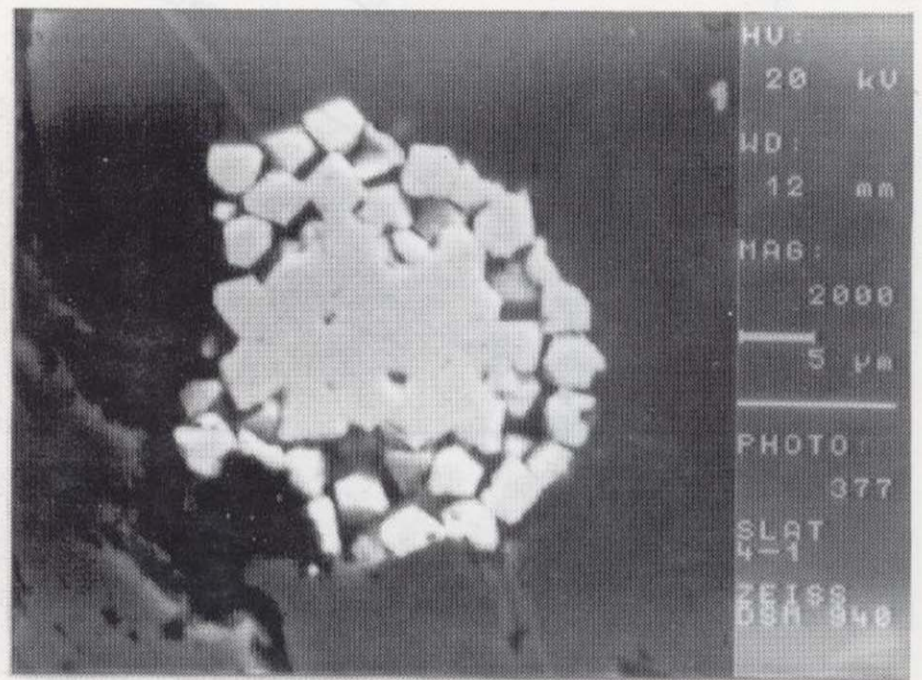
con tamaños de 15 a 35 μm y formas esféricas casi perfectas (Fig. 5 a y b). Los cristales idiomorfos son frecuentes así como las texturas en atolón procedentes de la recristalización de la pirita framboidal durante la diagénesis (Fig. 5 a, c y d). Los framboides están asociados a las zonas más pelíticas que contienen niveles de carbonatos. Estas formas de pirita cuando son abundantes determinan lechos paralelos a la S_0 que se encuentran total o parcialmente recristalizados y debilmente removilizados como consecuencia de estar afectados por la deformación. Este sulfuro también se encuentra en agregados cristali-

nos paralelos a la superficie de crenulación (sin F3) (Fig. 3, f).

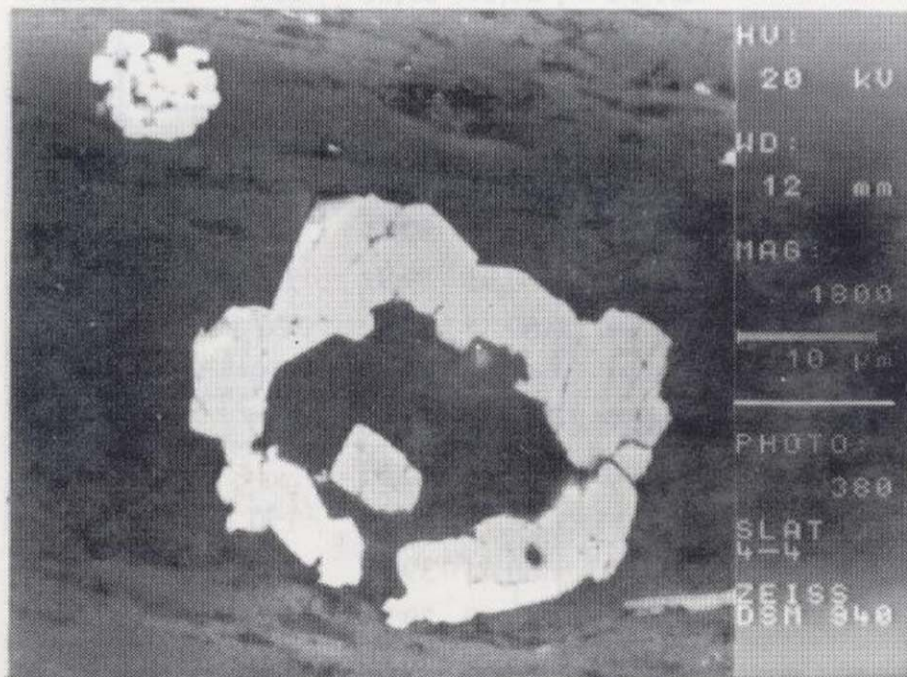
De la composición química de la pirita analizada por M.E. (Camebax-50) cabe destacar en ella la relación Co/Ni por ser indicativa de su origen (LOFTUS-HILLS y SOLOMON, 1976) (Tabla 1). Así la pirita de origen volcánico tienen una relación superior a 1 y la de origen sedimentario inferior. En ella el contenido medio de Co es de 286 ppm y en Ni es de 1470 ppm. Por consiguiente la relación Co/Ni varía de 0.02 a 3.58 siendo el valor medio 0.74 indicando, mayorita-



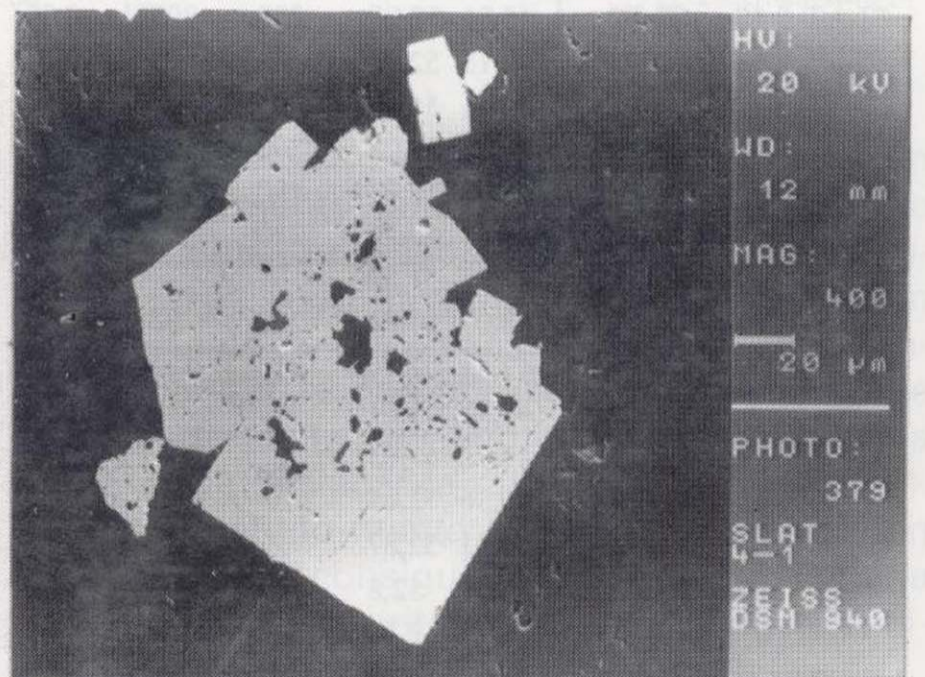
a



b



c



d

Figura 5. (a) Framboide junto a un cristal cúbico de pirita originado durante la recristalización diagenética. (b) Framboide prácticamente relleno por la adición de pirita. (c) Textura en atolón con un núcleo de pirita. (d) Cristal euhedral con inclusiones de la roca encajante.

riamente, un origen sedimentario. La pirita que presenta una relación Co/Ni superior a 1 correspondería, de acuerdo con los autores anteriormente citados, a la de origen volcánico (Fig. 6).

La **pirrotina** es el sulfuro más abundante, después de la pirita, y se encuentra con formas masivas bien, de forma aislada o asociada a la pirita en los lechos paralelos a la S_0 que están normalmente recrystalizados (Fig. 7 a y b). El estudio de R-X realizado en un concentrado de es-

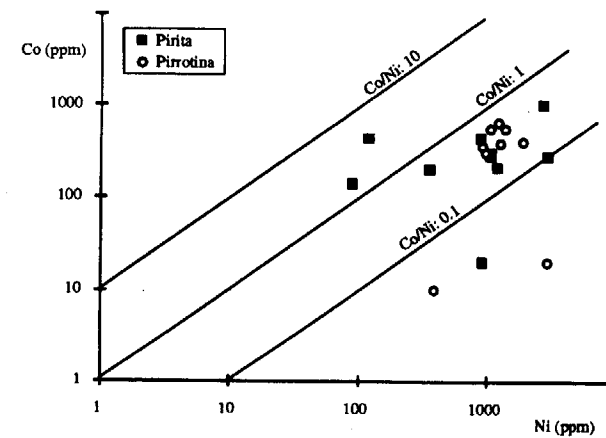
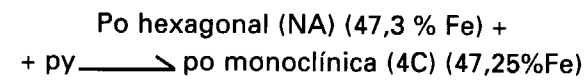


Figura 6. Relación Co/Ni en la pirita y pirrotina.

| | | Fe(%) | S | Co (ppm) | Ni | Co/Ni |
|-----------|---------|-------|-------|----------|------|-------|
| SLAT-5-12 | C1-P1 | 47,61 | 53,19 | 430 | 120 | 3,58 |
| | C1-P4 | 47,95 | 52,74 | 440 | 910 | 0,48 |
| SLAT 5-17 | C3-P2 | 45,91 | 52,97 | 280 | 3070 | 0,09 |
| | C1-P1 | 47,15 | 52,92 | 20 | 930 | 0,02 |
| | C2-P1 | 46,41 | 51,18 | 0 | 0 | |
| | C5-P1 | 46,19 | 53,22 | 300 | 1070 | 0,28 |
| SLAT-5-7 | Pto. 9 | 48,02 | 52,27 | 190 | | |
| | Pto. 10 | 48,82 | 50,56 | 230 | | |
| | Pto. 11 | 47,87 | 51,52 | | | |
| SSEJ-1-2 | C4-P2 | 48,03 | 51,81 | 200 | 360 | 0,56 |
| | C5-P4 | 47,41 | 52,14 | 210 | 1210 | 0,17 |
| | C6-P3 | 47,95 | 53,07 | 140 | 90 | 1,55 |
| | | | | | | |
| SSEJ-2-6 | Pto. 8 | 46,92 | 53,83 | | | |
| | Pto. 9 | 46,36 | 52,81 | 70 | | |
| | Pto. 13 | 46,31 | 52,87 | | 5300 | |
| | Pto. 14 | 46,54 | 52,8 | | | |
| | Pto. 15 | 47,76 | 52,78 | 210 | | |
| | Pto. 16 | 46,51 | 53,08 | | | |
| SSEJ-2-1 | C1-P1 | 44,39 | 54,11 | 1010 | 2820 | 0,36 |
| | C2-P1 | 44,92 | 55,11 | 0 | 680 | 0 |
| | C3-P1 | 44,52 | 55,17 | 280 | 1080 | 0,26 |

Tabla 1. Composición química de la pirita.

te sulfuro ha puesto de manifiesto que mayoritariamente cristaliza en el sistema monoclinico (Fig. 8). Sin embargo, no se descarta la presencia de la pirrotina hexagonal dado que cuando existe un 20% en peso de este tipo y un 80% en peso de la monoclinica, la fase hexagonal no se detecta en el difractograma (DESBOROUGH y CARPENTER, 1965). KISSIN y SCOTT (1982) demostraron que la pirita coexiste con una variedad de pirrotina hexagonal (1C) hasta los 308°C, desde esa T hasta los 262°C lo hace con la variedad de pirrotina hexagonal (MC) y hasta los 254°C con la variedad (NA). A partir de esa T, la pirrotina monoclinica puede existir junto a la de tipo hexagonal y a la pirita según la reacción peritética siguiente:



La pirrotina monoclinica coexiste con la pirita a T inferiores a los 254°C en un determinado rango de composiciones.

| | | Fe(%) | S | Co(ppm) | Ni | Co/Ni |
|-----------|---------|-------|-------|---------|------|-------|
| SLAT 5-6 | C1-P1 | 57,73 | 41,71 | 410 | 1960 | 0,21 |
| | C2-P4 | 57,64 | 41,82 | 650 | 1260 | 0,52 |
| SLAT-5-12 | C3-P3 | 59,63 | 40,61 | 10 | 390 | 0,03 |
| | C4-P1 | 60,17 | 39,96 | 350 | 940 | 0,37 |
| SLAT-5-7 | Pto. 5 | 59,51 | 39,92 | 260 | | |
| | Pto. 7 | 59,79 | 39,64 | 220 | | |
| LAT-4-7 | Pto. 22 | 59,98 | 39,92 | 50 | | |
| SLAT-4-11 | Pto 38 | 59,6 | 39,31 | | | |
| SSEJ-1-2 | C5-P1 | 60,17 | 39,79 | 560 | 1410 | 0,4 |
| | C5-P3 | 60,91 | 39,91 | 300 | 990 | 0,3 |
| | C6-P1 | 60,85 | 38,42 | 20 | 3040 | 0 |
| | C4-P1 | 61,31 | 40,18 | 380 | 1280 | 0,3 |
| SSEJ-1-3 | Pto. 55 | 61,01 | 39,68 | 330 | | |
| SEJ-2-6 | Pto. 10 | 59,76 | 40,66 | | | |
| | Pto. 11 | 58,75 | 40,91 | 150 | | |
| | Pto. 3 | 60,44 | 39,72 | 210 | | |
| | Pto. 8 | 60,19 | 39,81 | 80 | | |
| | Pto. 9 | 60,41 | 39,61 | 330 | | |
| | Pto. 11 | 60,65 | 40,29 | 200 | | |
| | Pto. 19 | 60,18 | 39,46 | 530 | | |
| | Pto. 21 | 60,33 | 39,45 | 350 | | |

Tabla 2. Composición química de la pirrotina

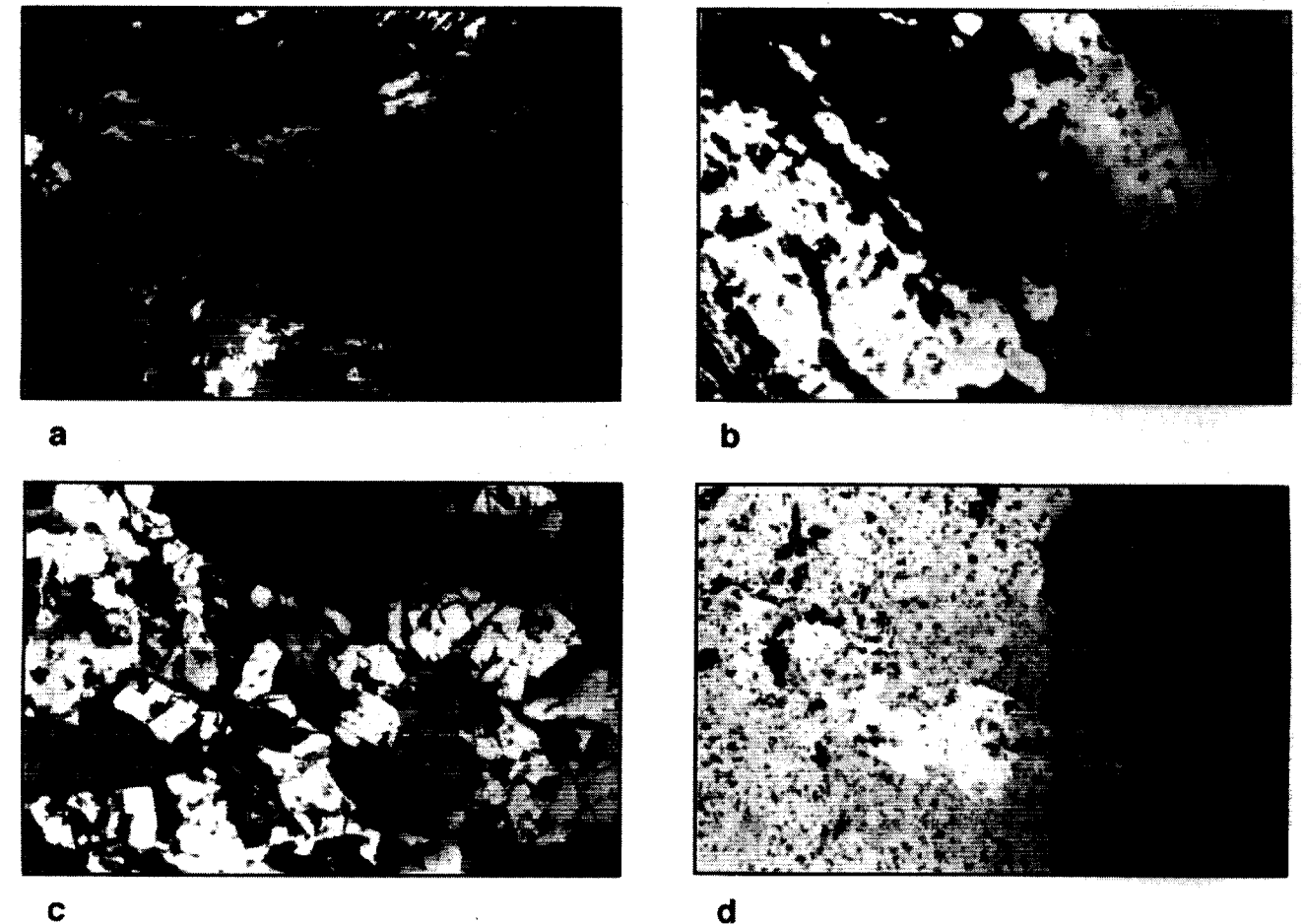


Figura 7. (a) Lechos crenulados de pirrotina sindiagenética, LNx200. (b) Asociación pirrotina-calcopirita en lechos recrystalizados, LNx200. (c) Agregado masivo de pirrotina y esfalerita, LNx200. (d) Cristal poiquiloblástico de arsenopirita en una masa de pirrotina, LNx200.

Respecto a la pirrotina estudiada, dada la presencia de la pirita y la pirrotina monoclinica en

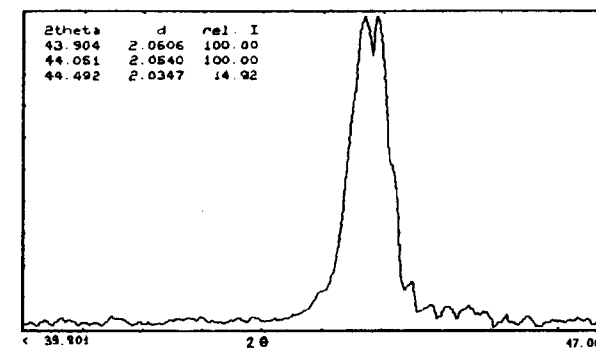


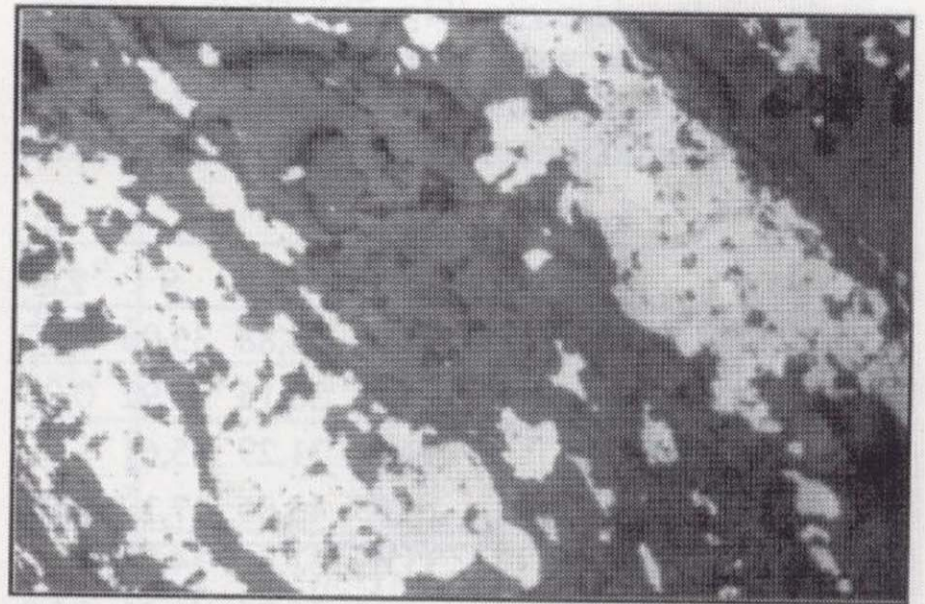
Figura 8. Difractograma de Rayos-X de la pirrotina.

la mineralización, es posible que existiese en un primer momento una pirrotina hexagonal que por descenso de la T hasta los 254°C (como mínimo) diese lugar, siempre que existiese el % en Fe adecuado, a la formación de la pirrotina monoclinica. De la composición química de este sulfuro, al igual y por la misma razón que en la pirita, cabe destacar la relación Co/Ni (Tabla 2). Así el contenido medio en Co es 297 ppm y en Ni 0.13% por consiguiente, la relación media Co/Ni refleja mayoritariamente un origen sedimentario (Fig. 6).

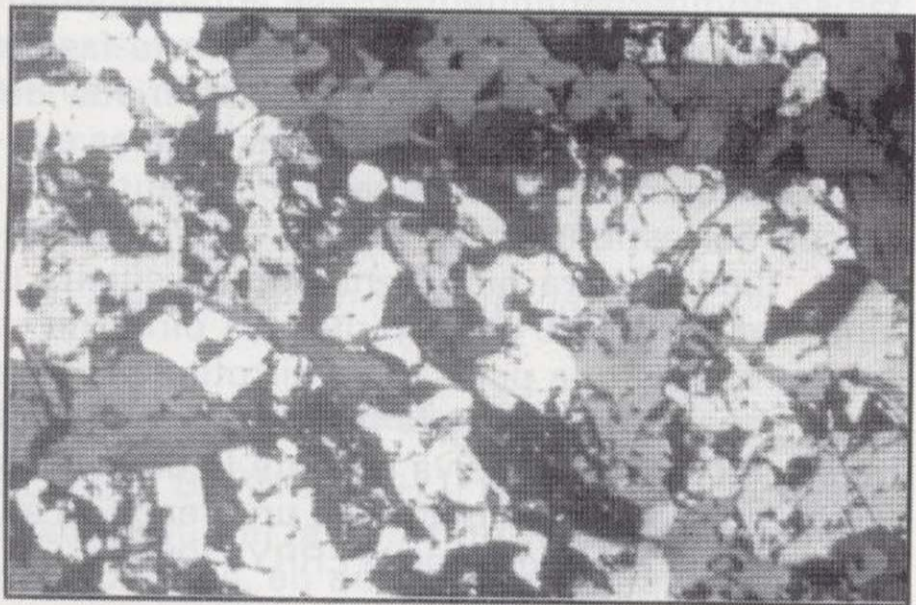
La **calcopirita** es poco abundante y solamente ha sido reconocida bajo el microscopio. Con frecuencia se diferencia en los lechos recrystalizados de la pirrotina y también, de forma más ac-



a



b



c



d

Figura 7. (a) Lechos crenulados de pirrotina sindiagenética, LNx200. (b) Asociación pirrotina-calcopirita en lechos recrystalizados, LNx200. (c) Agregado masivo de pirrotina y esfalerita, LNx200. (d) Cristal poiquiloblástico de arsenopirita en una masa de pirrotina, LNx200.

Respecto a la pirrotina estudiada, dada la presencia de la pirita y la pirrotina monoclinica en

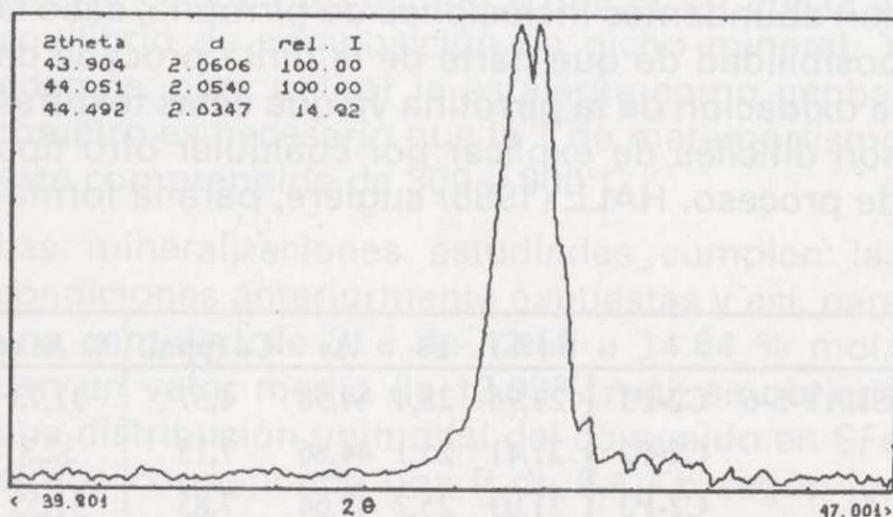


Figura 8. Difractograma de Rayos-X de la pirrotina.

la mineralización, es posible que existiese en un primer momento una pirrotina hexagonal que por descenso de la T hasta los 254°C (como mínimo) diese lugar, siempre que existiese el % en Fe adecuado, a la formación de la pirrotina monoclinica. De la composición química de este sulfuro, al igual y por la misma razón que en la pirita, cabe destacar la relación Co/Ni (Tabla 2). Así el contenido medio en Co es 297 ppm y en Ni 0.13% por consiguiente, la relación media Co/Ni refleja mayoritariamente un origen sedimentario (Fig. 6).

La **calcopirita** es poco abundante y solamente ha sido reconocida bajo el microscopio. Con frecuencia se diferencia en los lechos recrystalizados de la pirrotina y también, de forma más ac-

cesoria, en los de piritita (Fig. 7b). De la composición química de este sulfuro, determinada al igual que en los casos anteriores por M.E. (Cambax-50), cabe destacar los altos contenidos

| | | Cu (%) | Fe | S | Zn |
|-----------|---------|--------|-------|-------|------|
| SLAT 5-6 | C1-P2 | 35,35 | 28,88 | 35,95 | 0,57 |
| SLAT 5-12 | C1-P2 | 34,29 | 30,15 | 34,92 | 0,08 |
| SLAT 5-7 | Pto.6 | 33,64 | 31,29 | 35,61 | |
| | Pto. 32 | 16,55 | 45,05 | 37,12 | 1,07 |
| SLAT 4-11 | Pto. 33 | 33,69 | 31,31 | 34,74 | |
| | Pto. 35 | 16,92 | 25,74 | 41,51 | 14,8 |
| SSEJ 1-3 | C5-P2 | 27,17 | 36,46 | 35,51 | |
| | Pto. 52 | 33,32 | 32,24 | 35,31 | |
| | Pto. 4 | 33,14 | 31 | 35,06 | |
| SSEJ 2-6 | Pto. 5 | 34,93 | 30,85 | 34,95 | |
| | Pto. 18 | 32,76 | 29,68 | 33,38 | |

Tabla 3. Composición química de la calcopirita.

en Zn (11,7%) que pueden ser interpretados por la existencia de una solución sólida entre el Cu-FeS₂ y el SZn que es típica de las calcopiritas formadas a T alta (Tabla 3).

La **esfalerita** también se encuentra en cantidades muy pequeñas y con formas masivas y tamaño de grano muy fino (Fig. 7c). La composición química de este sulfuro se recoge en la Tabla 4. En ella se observa que el contenido medio en S es de 33%, en Zn de 60% y en Fe de 8%. Se sabe que el contenido en SFe de las esfaleritas está relacionado con la naturaleza de los sulfuros de Fe coexistentes. Así, en las esfaleritas estudiadas el contenido medio en SFe es de

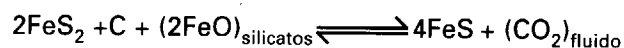
| | | Zn (%) | Fe | S | Cd (ppm) | % mol FeS |
|----------|--------|--------|------|-------|----------|-----------|
| SLAT-5-7 | Pto. 1 | 59,66 | 8,48 | 33,6 | 3750 | 14,46 |
| | Pto. 2 | 60,22 | 8,46 | 33,11 | 2970 | 14,64 |
| | Pto. 3 | 58,93 | 8,09 | 33,47 | 3720 | 13,84 |
| | Pto. 4 | 60 | 8,33 | 33,45 | 3220 | 14,26 |
| SEJ-2-6 | Pto. 1 | 67,44 | 0,07 | 33,27 | 790 | 0,12 |
| | Pto. 6 | 59,96 | 8,17 | 33 | 2600 | 14,18 |
| | Pto. 7 | 60,16 | 8,15 | 33,65 | 3400 | 13,88 |
| SSEJ-2-7 | Pto. 8 | 58,5 | 7,4 | 33,4 | 14640 | 12,69 |

Tabla 4. Composición química de la esfalerita.

13.9% at. lo cual está de acuerdo con el 12.3% dado por BARTON y SKINNER (1979) para las esfaleritas en equilibrio con piritita y pirrotina.

La **arsenopirita** también es muy poco abundante. Solamente en el sondeo Latedo 5 ha sido identificada en los lechos de pirrotina con formas subidiomorfas esqueléticas (Fig. 7d). Su composición química está recogida en la tabla 5.

Y por último, la **secuencia paragenética** establecida en estos sulfuros es la siguiente. En la fase sindiagenética y debido a la presencia de abundantes framboides de piritita se podría diferenciar una fase temprana (pre F1) en la que dichas pirititas se originarían en la interfase agua-sedimento de los medios anóxicos. Durante esta fase el S₂H generado por la reducción bacteriana del sulfato marino en contacto con los metales existentes en el medio daría lugar a los sulfuros metálicos correspondientes (LOVE, 1967 y ELLISTON, 1969). Ahora bien, teniendo en cuenta la similitud de la δ³⁴S de la piritita y la pirrotina es muy probable que parte de la pirrotina proceda de la transformación de la piritita framboidal por una reducción progresiva durante la diagénesis y/o el metamorfismo mediante una reacción semejante a la propuesta por FERRY (1981):

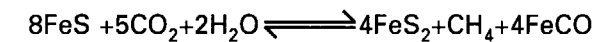


El C procedería de la materia orgánica existente en el medio y parte de la piritita se transformaría en pirrotina. Por lo tanto, cabe la posibilidad de que las texturas diagenéticas conservadas y anteriormente descritas sea debido a la incapacidad de los fluidos diagenéticos y/o metamórficos a reducir toda la piritita. No obstante, debido a la presencia de lechos de piritita recristalizados con abundantes inclusiones de pirrotina, cabe la posibilidad de que parte de la piritita proceda de la oxidación de la pirrotina ya que estas texturas son difíciles de explicar por cualquier otro tipo de proceso. HALL (1986) sugiere, para la forma-

| | | S (%) | Fe | As | Co (ppm) | % As at. |
|----------|-------|-------|------|-------|----------|----------|
| SLAT-5-6 | C2-P1 | 21,95 | 28,4 | 44,58 | 4,57 | 31,73 |
| | C2-P2 | 21,41 | 25,1 | 44,86 | 7,15 | 32,3 |
| | C2-P3 | 21,03 | 25,2 | 43,64 | 7,85 | 31,55 |

Tabla 5. Composición química de la arsenopirita.

ción de la piritita a partir de la pirrotina en un suceso post-metamórfico regresivo, la siguiente reacción:



Con posterioridad, los lechos recristalizados de po±py o bien, py±po fueron estirados, crenulados e incluso fracturados como consecuencia de la F1 y F3 de deformación. Los sulfuros sin F3 se desarrollaron en relación con dicha fase de deformación y están representados, fundamentalmente, por la presencia de agregados de cristales de piritita subparalelos a la esquistosidad de crenulación. La piritita es el único sulfuro, hasta el momento, que ha sido identificado sin embargo, no existe ninguna razón para que no se encuentren los demás.

4.2. Aspectos termodinámicos

La esfalerita como geobarómetro

SCOTT y BARNES (1971) confirmaron la posibilidad de utilizar la esfalerita como geobarómetro debido a que, en un episodio metamórfico, con el aumento de la P el contenido en Fe de este sulfuro en equilibrio con piritita y pirrotina disminuye. Ahora bien, para dar una interpretación correcta de la P metamórfica HUTCHINSON y SCOTT (1980) proponen, tras el estudio textural de los granos de esfalerita, que el valor de la P que más se adaptaba al real, se obtiene de las esfaleritas "encapsuladas" en porfiroblastos de piritita. HUTCHINSON en 1981 demostró que tampoco se podían utilizar esfaleritas con inclusiones de calcopirita, debido a que el Cu afecta al equilibrio de composición de dicho mineral. Y además, para utilizar la esfalerita como geobarómetro es necesario que la T de metamorfismo esté comprendida de 300 a 600°C.

Las mineralizaciones estudiadas cumplen las condiciones anteriormente expuestas y así, para una cantidad de SFe de 12.69 a 14.64 % mol., con un valor medio de 13.99% mol. se obtiene una distribución unimodal del contenido en SFe al que corresponde una P de 5.4 Kb según los datos experimentales de los autores anteriormente mencionados (Fig. 9).

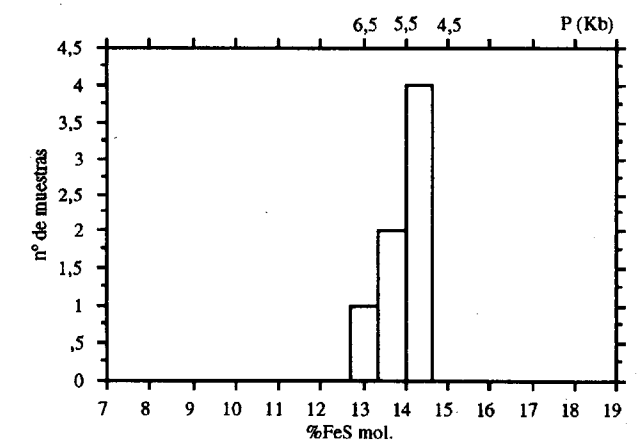


Figura 9. Histograma del contenido medio de SFe en la esfalerita.

La arsenopirita como geotermómetro

El contenido medio en As de la arsenopirita en equilibrio con piritita y pirrotina aumenta con la T de formación y por consiguiente, la composición química de este sulfuro puede utilizarse como geotermómetro (KRETSCHMAR y SCOTT, 1976). La arsenopirita estudiada al ser tan escasa sólo se ha encontrado incluida en la pirrotina y así, la asociación anteriormente mencionada no se ha podido establecer. No obstante, en la muestra estudiada se encontraban los tres minerales. Por otra parte, según estos autores la arsenopirita asociada a la piritita presenta valores en As inferiores a 33.3% atm., la que está asociada a la piritita y pirrotina en un intervalo de 33 a 33.4 % en As y la que está asociada sólo a pirrotina superiores al 33% atm. La tabla 5 recoge la composición química de la arsenopirita estudiada. En ella se observa que los contenidos en As son muy homogéneos y varían desde 31.5 a 32.2% atm. y en el histograma de la figura 10, que los contenidos medios en As son de 31.85% y la T estimada por consiguiente es de 415°C.

De acuerdo con TOULMIN et al. (1991), si se representa la composición química media de las esfaleritas en relación con la T de formación estimada a partir de la utilización de la arsenopirita como geotermómetro (Fig. 11), se observa que la P obtenida está próxima a la isobara de 5 Kb lo cual es concordante con la obtenida a partir de la utilización de la esfalerita como geobarómetro. En consecuencia, si en un diagrama

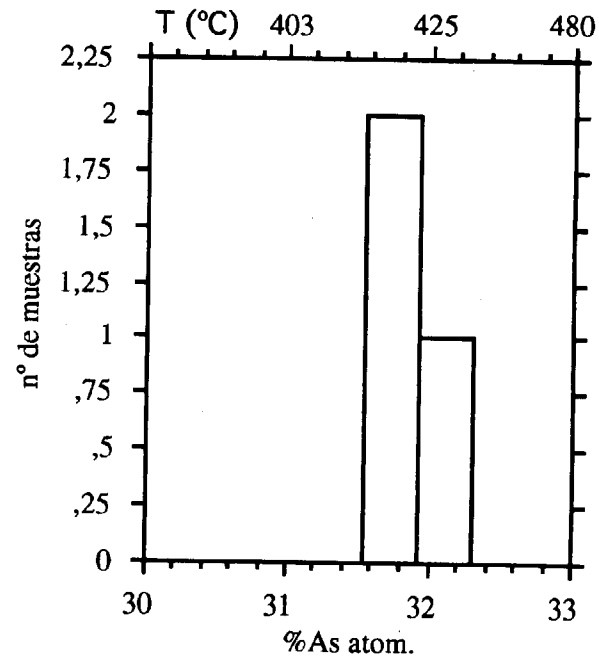


Figura 10. Histograma del contenido medio en As de la arsenopirita.

P-T standard se representan la P (5.4 Kb) y T (415°C) obtenidas de la utilización de la esfalerita como geobarómetro y la arsenopirita como geotermómetro se observa que las mineralizaciones de Latedo y Sejas de Aliste y los metasedimentos silúricos encajantes fueron afectados por un metamorfismo de la facies de los Esquistos Verdes (Fig 12). Por otra parte, si se comparan estos datos con los valores obtenidos por diferentes autores QUIROGA (1981), VACAS y MARTINEZ CATALAN (1987), ANTONA (1989) y FERNANDEZ Y MORO (1993) en otras zonas del Sinforme, se observa que la P metamórfica obtenida en este estudio es superior a la de los autores citados.

Esta variación, de acuerdo con SCOTT (1976), podría deberse al equilibrio incompleto de los sulfuros asociados durante el metamorfismo o bien, al equilibrio de la esfalerita con la pirita que proporcionaría contenidos más bajos en FeS lo cual invalidaría la utilización de la esfalerita como geobarómetro. Igualmente, esta variación también puede ser debida a que se hubiera producido un reequilibrio retrógrado de la esfalerita con la pirita y con la pirrotina monoclinica

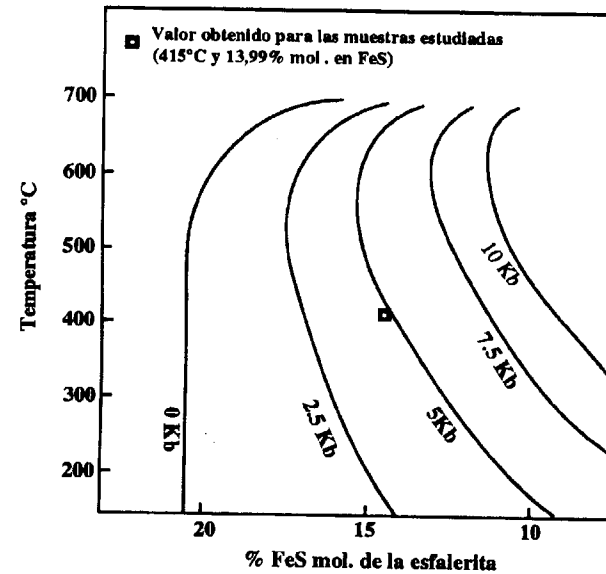


Figura 11. Composición química de la esfalerita en equilibrio con la pirita y la pirrotina en función de la T. Modificado de TOULMIN et al. (1991).

como consecuencia de la existencia de un retro-metamorfismo en la zona estudiada que es, probablemente la explicación más acertada. Además, esta justificación se ve apoyada por la existencia de biotita total o parcialmente cloritizada y también por la presencia de la pirita asociada a la pirrotina monoclinica que procedería de la ruptura de una o más fases de alta temperatura al descender esta hasta los 254°C como mínimo.

4.3 Características isotópicas

La caracterización isotópica de los sulfuros estudiados se ha realizado en base al análisis de la $\delta^{34}\text{S}$ de 15 muestras de pirita y pirrotina y de la $\delta^{13}\text{C}$ de 8 muestras de carbonatos.

Isótopos de S. Las muestras de la pirita y la pirrotina analizadas se tomaron de muro a techo en cada uno de los sondeos (Figs.13 y 14). En la tabla 6 se muestran los valores de la $\delta^{34}\text{S}$ (CDT) obtenidos poniéndose de manifiesto los siguientes aspectos:

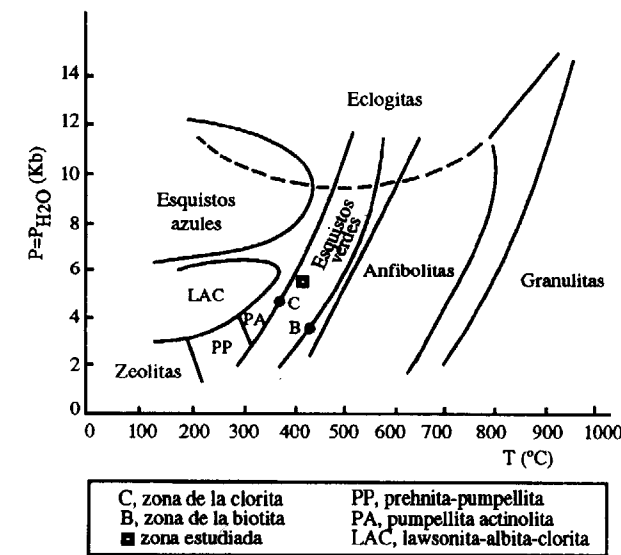


Figura 12. Diagrama standard de las facies metamórficas con los valores de la P y T obtenidos de la utilización de esfalerita y arsenopirita como geobarómetro y geotermómetro respectivamente.

- Los valores de la $\delta^{34}\text{S}$ presentan una gran dispersión variando de 18.2 a -15.3 y, al mismo tiempo, una tendencia generalizada hacia el em-

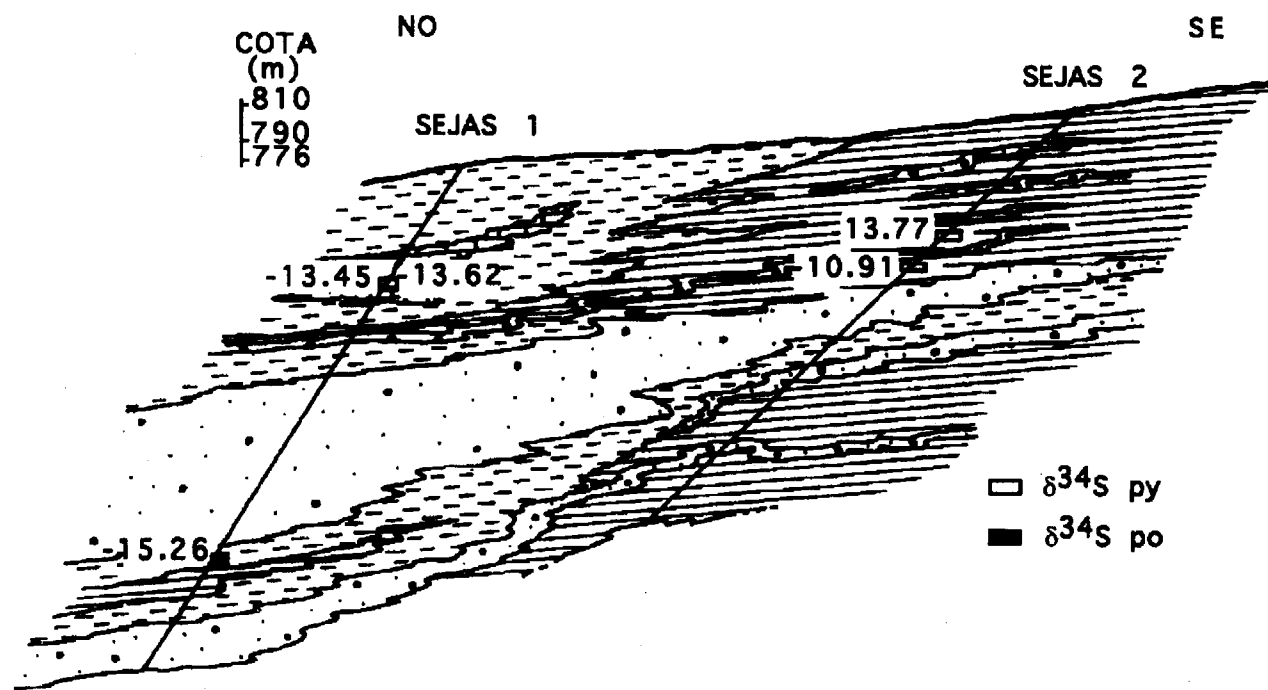
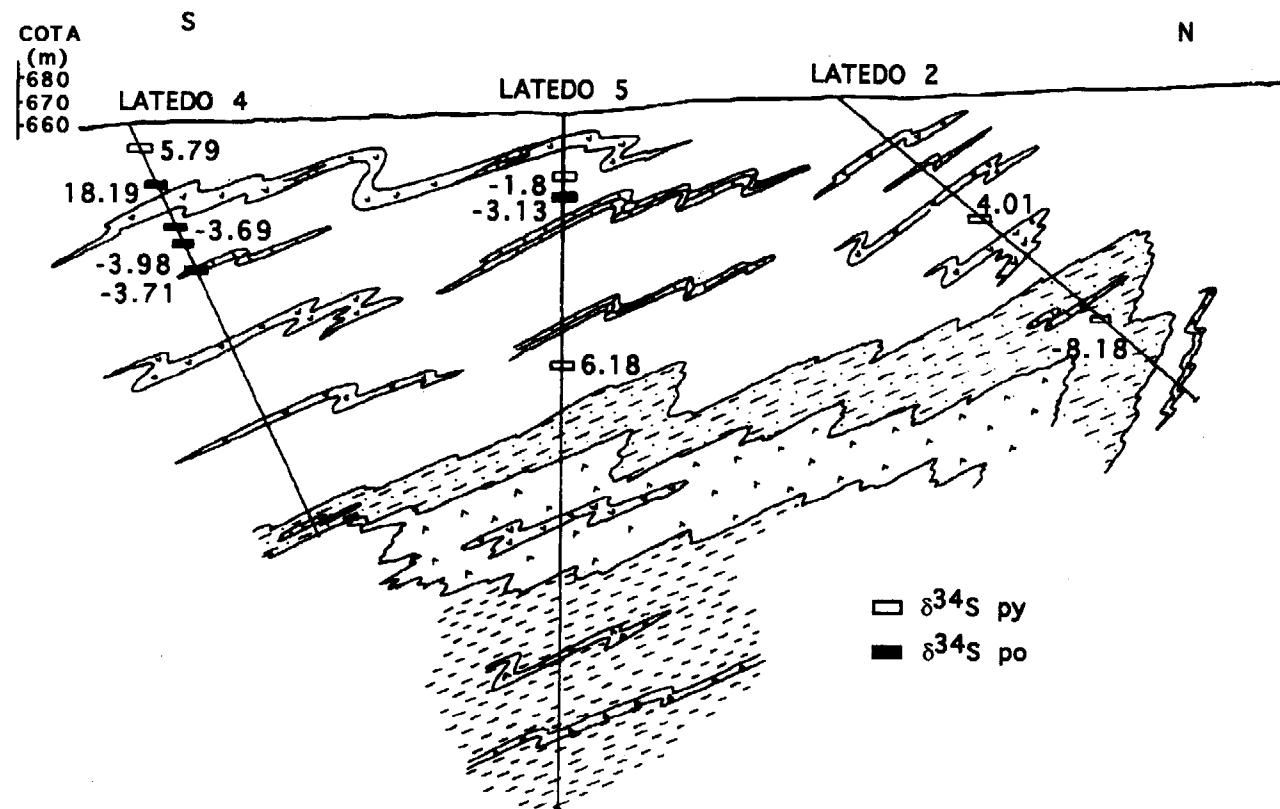
| Sondeo | Muestra | Descripción | $\delta^{34}\text{S}$ (CDT) |
|----------|----------|----------------------|-----------------------------|
| Sejas 1 | nº 1-10 | Pirrotina en lechos | -13.6 |
| | nº 1-10' | Pirrotina en lechos | -13.4 |
| | nº 1-4 | Pirrotina en nódulos | -15.3 |
| Sejas 2 | nº 2-4 | Pirita en lechos | 13.8 |
| | nº 2-6 | Pirita en lechos | -10.9 |
| Latedo 2 | nº 2-6 | Pirita en nódulos | 4.0 |
| | nº 2-9 | Pirita removilizada | -8.2 |
| Latedo 4 | nº 4-2 | Pirita en nódulos | 5.8 |
| | nº 4-4 | Pirita en lechos | 18.2 |
| | nº 4-7 | Pirrotina en lechos | -3.7 |
| | nº 4-6 | Pirrotina en lechos | -3.9 |
| | nº 4-10 | Pirrotina en lechos | -3.7 |
| Latedo 5 | nº 5-4 | Pirita en lechos | -1.8 |
| | nº 5-6 | Pirrotina en nódulos | -3.1 |
| | nº 5-17 | Pirita en lechos | 6.2 |

Tabla 6. $\delta^{34}\text{S}$ de la pirita y la pirrotina.

pobrecimiento en el isótopo pesado. Por lo tanto, al S de los sulfuros estudiados se le puede atribuir mayoritariamente un origen biogénico [OHMOTO (1972), NIELSEN (1979) y OHMOTO y RYE (1979)].

-Los valores de la $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros de Sejas y Latedo muestran algunas diferencias entre sí. Así, mientras en Sejas el valor medio de la $\delta^{34}\text{S}$ es de -13.3 en Latedo es de -4.1. En este sentido, OHMOTO (1986) puso de manifiesto que en las $\delta^{34}\text{S}$ de los depósitos sedex está presente por un lado, el S de los sulfuros biogénicos y por otro, el S de los sulfuros hidrotermales. Además, mientras el S biogénico se fija en la pirita, el S hidrotermal lo hace en la esfalerita, la galena y también en la pirita. En las mineralizaciones estudiadas debido al tamaño microscópico de la esfalerita y la calcopirita y a lo accesorio de las mismas no fue posible separarlas y como consecuencia no se ha podido probar este hecho. Por consiguiente si es así, en la zona de Latedo, como los valores están más enriquecidos en el isótopo pesado, existió probablemente una mayor contaminación hidrotermal. No obstante, OHMOTO en 1972 demostró que el pH de un fluido mineralizado y la proporción de las especies oxidadas y reducidas eran muy importantes a la hora de interpretar los datos de la $\delta^{34}\text{S}$ en los sulfuros. Así, a un pH=5, el S disuelto es H_2S no disociado, mientras que a un pH=9, el S disuelto es H_2S completamente disociado. Como en el primer caso concentra al ^{32}S en relación al segundo, un incremento en el pH conlleva un incremento en el $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros precipitados. Además, las condiciones de $f\text{O}_2$ tienen en la $\delta^{34}\text{S}$ un efecto mucho mayor debido al fuerte fraccionamiento isotópico existente entre el sulfato y el sulfuro.

- Por último, en los sondeos de Sejas y mayoritariamente en los de Latedo se observa, de muro a techo, cierta tendencia al enriquecimiento en el isótopo pesado (Figs. 13 y 14). En este sentido, OHMOTO y RYE (1979) ponen de manifiesto que la $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros sedimentarios depende, además de los factores ya expuestos, de la $\delta^{34}\text{S}$ del sulfato marino, del efecto isotópico cinético asociado a la reducción bacteriana y de si el sistema es abierto o cerrado con respecto al sulfato. Así, un sistema se considera abierto cuando el ritmo de la reducción del sulfato es

Figura 13. Correlación litoestratigráfica de los sondeos de Sejas con los valores de la $\delta^{34}\text{S}$.Figura 14. Correlación litoestratigráfica de los sondeos de Latedo con los valores de la $\delta^{34}\text{S}$.

| Sondeo | Muestra | Descripción | $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) |
|----------|---------|---------------------------------|-----------------------------|
| Sejas 1 | nº 1-12 | ankerita (niveles) | (-5.2) |
| | nº 1-10 | calcita y ankerita (nódulos) | (-6.4) |
| | nº 1-10 | calcita y ankerita (nódulos) | (-7.6) |
| Latedo 4 | nº 4-11 | dolomita en lechos | (-11.3) |
| | nº 4-11 | calcita removilizada | (-9.4) |
| Latedo 5 | nº 5-11 | dolomita en lechos | (-11.5) |
| | nº 5-11 | calcita removilizada | (-11.0) |
| | nº 5-11 | calcita (dolomita) removilizada | (-11.1) |

Tabla 7. $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos.

más lento que el de la entrada de este al sistema, situación que corresponde a cuencas euxínicas profundas en las que los valores de la $\delta^{34}\text{S}$ son inferiores a la del sulfato marino. En cambio, un sistema se considera cerrado, cuando la reducción del sulfato es más rápida que su aporte, situación que corresponde a cuencas poco profundas en las que el aligeramiento de la $\delta^{34}\text{S}$ es menor que en un sistema abierto. Por lo tanto, los cambios observados hacia valores más positivos en la $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros estudiados de muro a techo de la serie mineralizada se deben probablemente, al tránsito, en la cuenca de sedimentación de un medio profundo anóxico a otro más somero y costero (Figs. 13 y 14).

Isótopos de C. La tabla 7 recoge los valores de la $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de los carbonatos analizados. En ellas se observan diferencias entre los pertenecientes a la zona de Sejas (-6,4) y a los de Latedo (-10,9). Todos los carbonatos en general, están empobrecidos en ^{13}C y sobre todo, los de la zona de Latedo indicando para ellos un origen orgánico ya que el CO_2 procede de la oxidación del CH_4 generado por la descomposición de la abundante materia orgánica existente en la cuenca. Esto confirma las razones expuestas anteriormente para explicar las diferencias existentes entre la $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros de Sejas y Latedo ya que, si la $f\text{O}_2$ es baja, la cantidad de C reducido aumenta e influye en los valores de la $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos al estar fuertemente enriquecido en ^{12}C (OHMOTO, 72; OHMOTO y RYE, 74).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos de Investigación de la D.G.I.C.Y.T. nº PB 91-0563 y de la Comunidad Autónoma de Castilla y León SA 15/09/92. Los autores del mismo agradecen a D. Pedro Florido del Instituto Tecnológico y Geominero de Salamanca la autorización para el desmuestre y estudio de los sondeos.

REFERENCIAS

- ANTONA BLAZQUEZ, J. F. (1989): *Interpretación de la Formación San Vitero en relación con la Orogenia Hercínica. Análisis de la deformación del Sinclinal de Alcañices (Áreas de Domez)*. Memoria de licenciatura. Universidad de Salamanca, 94 págs.
- BARTON, P. B. y SKINNER, B. J. (1979): Sulfide mineral stabilities. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (H. L. Barnes, edit.) Wiley-Interscience New York, 278-403.
- DESBOROUGH, G. A. y CARPENTER, R. H. (1965): Phase relations of pyrrhotite. *Econ. Geol.*, 60, 1431-1450.
- ELLISTON, J. N. W. (1969): The genesis of some epigenetic type ore deposits: *Int. Geol. Congr. 23 rd.* (Prague, August, 1968). *Organ. Czech. Soc. Min. Geol.*, 14 (2), 129-139.
- FERNANDEZ, A. y MORO, M. C. (1993): Presencia de cloritoide en las pizarras ordovícicas del Sinforme de Alcañices (Zamora). *Geogaceta*, 14, 140-142.
- FERRY, J. M. (1981): Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during prograde regional metamorphism. *Am. Mineral.*, 66, 908-930.
- GEBAUER, D., MARTINEZ GARCIA, E. y HEPBURN, C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *Abstract for: Annual meeting of the Geological of America*, Boston, October 1993. (Nº3958 Abstract and Programs).
- HALL, A. J. (1986): Pyrite-pyrrhotite redox reactions in nature. *Min. Mag.*, 50, 223-229.
- HUTCHINSON, M. N. y SCOTT, S. D. (1980): Sphalerite geobarometry applied to metamorphosed sulfide ores of the Swedish Caledonides and U.S. Appalachians. *Norges Geol. Undersökelse*, 360, 59-71.
- HUTCHINSON, R. W. (1981): Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution. In: *The continental crust and its mineral deposits*. (Strangway, D.W., edit.) Geol. Assoc. Canada Spec. Paper. Toronto, 20, 659-684.
- KRETSCHMAR, U. y SCOTT, S. D. (1976): Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can. Mineral.*, 14, 364-386.

KISSIN, S. A. y SCOTT, S. D. (1982): Phase relations involving pyrrhothite below 350°C. *Econ. Geol.*, 77, 1739-1754.

LOFTUS-HILLS, G. y SOLOMON, M. (1976): Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis. *Mineral. Deposita*, 2, 228-242.

LOVE, L. G. (1967): Early diagenetic iron sulphide of the Wash (England). *Sedimentology*, 9, 327-352.

MARTINEZ GARCIA, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 5, 7-106.

MORO, M. C.; FERNANDEZ, A.; CEMBRANOS, M. L. y TIMON, S. M. (1995): The sulphide mineralization of the Silurian black shales of the Zamora Province (Spain). Pasa-va, Kříbek y Zák (eds.). *Mineral Deposits. Czech Geological Survey*. Prague 1995, 961-965.

NIELSEN, H. (1979): Sulfur isotopes. In: *Lectures in isotope geology* (E. Jäger, y J.C. Hunziker, edit.) Springer-Verlag, Berlin, 283-310.

OHMOTO, H. (1972). Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: *Econ. Geol.*, 67, 551-578.

OHMOTO, H. y RYE, R. O. (1974): Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review *Econ. Geol.*, 69, 826-842.

OHMOTO, H. y RYE, R. O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (H.L. Barnes, edit.) John Wiley and Sons, New York, 509-561.

OHMOTO, H. (1986): Stable isotope geochemistry of ore deposit. *Am. Soc. Mineral., Rev. Mineral.*, 16, 491-559.

QUIROGA, J. L. (1981): *Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo, 210 págs.

SCOTT, S. D. y BARNES, H. L. (1971): Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Econ. Geol.*, 66, 653-669.

SCOTT, S. D. (1976). Application of the sphalerite geobarometer to regionally metamorphosed terrains. *Amer. Mineral.*, 61, 661-670.

TOULMIN, P.; BARTON, P.B. JR. y WIGGINS, L. B. (1991): Commentary on the sphalerite geobarometer. *Amer. Mineral.*, 76, 1038-1051.

TURRION, J.F. (1988): *Estudio geoquímico y metalogénico de las mineralizaciones de Mn asociadas al Sinforme de Alcañices*. Memoria de licenciatura. Universidad de Salamanca, 144 págs.

VACAS, J. M. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1987): El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, XXIV, 151-175.

Original recibido: Octubre de 1995.

Original aceptado: Diciembre de 1995.

Geoquímica del yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias. (Cuenca de Madrid)

Por A. MORENO (*), M. POZO (*) y J. A. MARTIN RUBI (**)

RESUMEN

Se estudia la distribución de elementos mayores, menores y trazas en arcillas magnéticas pertenecientes a la unidad intermedia del mioceno de la Cuenca de Madrid. Las 72 muestras analizadas se han tomado en tres columnas estratigráficas levantadas en las proximidades de Esquivias.

La excelente correlación positiva existente entre los elementos Al, K, Fe, Ti, Nb, Y, Sc, Rb, y La y su clara vinculación con la facies litológica de mudstones verdes nos habla del carácter marcadamente detrítico de estos materiales. En las lutitas marrón-rosáceas y las sepiolitas se concentran preferentemente Mg y F. Dos elementos bien correlacionados entre sí y que tienen un claro antagonismo geoquímico con el grupo antes citado.

Los resultados corroboran un origen para las arcillas magnéticas tanto por transformación-neoformación en depósitos de llanura lutítica (mudflat) como por neoformación a partir de geles sílico-magnésicos en depósitos someros palustres.

El quimismo que caracteriza las alternancias de mudstones verdes y lutitas marrón-rosáceas es el reflejo de las fluctuaciones periódicas del margen lacustre con asociaciones mineralógicas que sugieren condiciones climáticas semiáridas.

Palabras clave: Cuenca de Madrid. Arcillas magnéticas. Geoquímica. Ambiente lacustre-palustre.

ABSTRACT

The distribution of major, minor and trace elements in Mg clays belonging to the intermediate unit of Miocene from Madrid Basin have been studied. Seventy two samples from three lithological sections near Esquivias village were chemically analyzed.

The positive correlation among Al, K, Fe, Ti, Nb, Y, Sc, Rb, La and their relation with green mudstones is in agreement with the inherited character of them. Mg and F are specially associated to pink lutites and sepiolites, showing both elements positive correlation between them but opposite (negative correlation) with the association above mentioned.

Results let us to corroborate the origin of the Mg clays both by transformation of detrital clays and neoformation in mudflat deposits, or by neoformation from silica-magnesium gels in shallow paludal deposits.

The geochemistry of green mudstones and pinkish-brown lutites sequences indicates cyclic shift of the lake shoreline during expansive and regressive episodes where mineralogical assemblages suggest semiarid climatic conditions.

Key words: Madrid Basin. Magnesium clays. Geochemistry. Lacustrine-paludal environment.

INTRODUCCION

El registro sedimentario mioceno de la Cuenca de Madrid se caracteriza por la existencia de depósitos de arcillas magnéticas de interés econó-

mico, que se asocian a un episodio de transición entre facies aluviales y lacustres marginales dentro de la Unidad Intermedia del Mioceno (ALBERDI et al. 1984, JUNCO y CALVO 1983). Estos depósitos afloran en una banda que, con dirección aproximada NE-SW, es reconocible desde Madrid capital hasta la zona de Cabañas de la Sagra en Toledo (ORDOÑEZ et al. 1991)

(*) Dpto. de Q. A. Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma de Madrid.

(**) Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE)

La existencia de litofacies con lutitas magnésicas constituidas por kerolita-estevensita, es una de las características mineralógicas más notables del Neógeno de la Cuenca de Madrid (MARTIN DE VIDALES et al. 1991), mostrando su mejor desarrollo en la zona comprendida entre Pinto y Esquivias donde los niveles arcillosos son objeto de explotación. Los depósitos de kerolita-estevensita se presentan en litofacies de lutitas marrón-rosáceas con términos masivos e intraclásticos que alternan con mudstones verde-grisáceos conteniendo intercalaciones arenosas en proporción variable.

El estudio mineralógico y sedimentológico de estas facies pone de manifiesto que las alteraciones de lutitas rosas y mudstones verdes se pueden incluir en una unidad (unidad lutítica magnésica) limitada a base y techo por depósitos progradantes siliciclásticos. Desde el punto de vista composicional las asociaciones mineralógicas representativas de estas litofacies se relacionan a continuación (POZO Y CASAS 1995a):

a) Lutitas rosas: Filosilicatos (kerolita/estevensita-estevensita-illita)-cuarzo-calcita-dolomita.

b) Mudstones verdes: Filosilicatos (esmectitas magnésico-alumínicas-illita/mica-caolinita)-feldespato-cuarzo-dolomita-calcita-ceolitas.

Asociadas a las litofacies de lutitas rosas se presentan lutitas blancas muy compactas constituidas por sepiolita que se disponen en nódulos o lentejones discontinuos.

Sedimentológicamente el ambiente se interpreta como lacustre salino-alkalino marginal con buen desarrollo de la llanura lutítica (mudflat) caracterizada por depósitos de mudstones verdes, que pasan superiormente a depósitos de encharcamiento palustre (ponds) representados por las lutitas rosas, estando sometidas ambas litofacies a procesos edáficos en diverso grado.

El objetivo de este trabajo se centra en el estudio del quimismo de estos materiales con intención de determinar la homogeneidad lateral y vertical de los mismos; así como tratar de establecer si existe algún tipo de relación geoquímica que implique genéticamente a mudstones verdes y lutitas rosas.

MATERIALES Y METODOS

El estudio geoquímico se ha realizado a partir del análisis de elementos mayores, menores y traza de 72 muestras seleccionadas en tres columnas litológicas situadas en el sector de Esquivias (Fig. 1). Las litofacies estudiadas y sus características mineralógicas y texturales se muestran en la tabla 1, donde en la descripción de materiales finos masivos, con proporciones variables en arcilla y limo, se ha optado por emplear el término anglosajón "mudstone".

El análisis químico de los elementos mayores se realizó mediante fluorescencia de rayos X (FRX) sobre perlas, con excepción del sodio que se determinó por espectrofotometría de absorción atómica con llama. Los elementos traza Rb, Sr y Zr se analizaron por FRX sobre pastilla prensada y el Li mediante absorción atómica con llama. El F se determinó, previa pirolisis, por colorimetría con alizarina. Los elementos restantes se analizaron mediante espectrofotometría de emisión I. C. P. con ataque ácido. Otros elementos traza analizados como Ag, As, Be, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Sb, Pb y W se encuentran, para la mayoría de las muestras, en concentraciones inferiores a los límites de detección de la técnica analítica empleada.

La concentración en elementos mayores y menores se ha expresado en porcentajes en forma de óxido y la de elementos traza en partes por millón (ppm).

RESULTADOS

Distribución y correlación de elementos

No se ha considerado interesante presentar las tablas de análisis químicos dado la gran extensión de las mismas. En su lugar se presenta una selección de las litofacies más representativas con sus contenidos en elementos mayores, menores y trazas (Tabla 2)

En la Tabla 3, se recogen los parámetros estadísticos más significativos de los elementos analizados: media aritmética (\bar{x}), desviación típica (s), coeficiente porcentual de variación (CV) y el rango (valor mínimo - valor máximo).

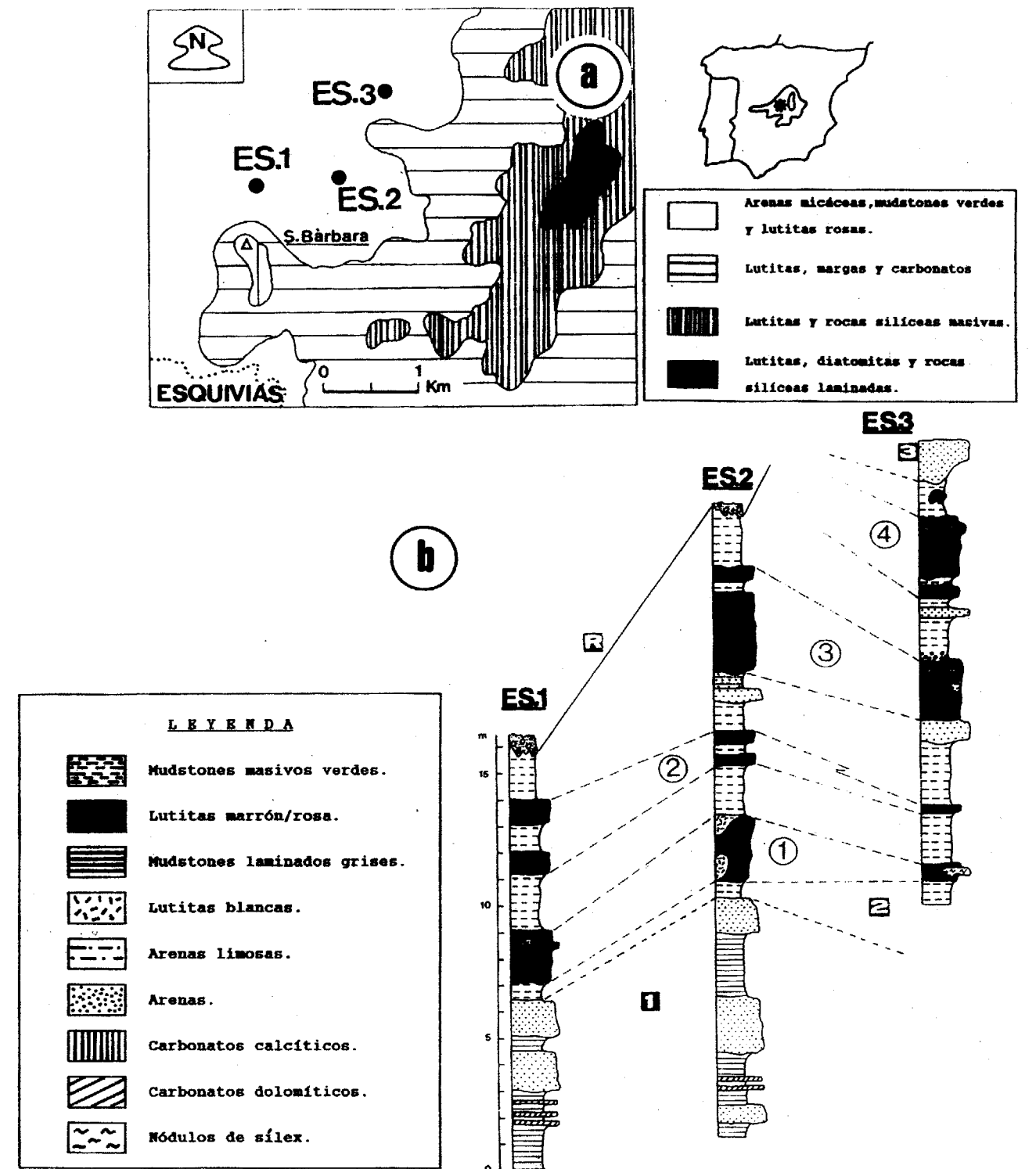


Figura 1. a) Mapa geológico de la zona estudiada con indicación de los puntos muestreados (ES1, ES2 y ES3). b) Columnas litológicas representativas del yacimiento de Esquivias. Los números blancos indican las unidades establecidas (1: Unidad detrítica inferior, 2: Unidad lutítica magnésica, 3: Unidad detrítica superior, R: recubrimiento reciente). Los números incluidos en círculos corresponden a las cuatro capas de kerolita-estevensita diferenciadas en el yacimiento.

| Litofacies | Mineral. total | Miner. arcilla | Textura |
|------------------------------------|-----------------------------|-----------------|----------------------------|
| Brechas intracl. marrón-rosáceas | Filo+(Q+Fto+Ca) | K-S+Et+Sp+(I+C) | Clástica |
| Intrarenitas marrón-rosáceas | Filo+(Q+Fto)+Ca | K-S-(Et-I) | Clástica |
| Lutitas bentoni. marrón rosáceas | Filo+(Q+Fto+Ca) | K-S+Et+(I,Sp) | Masiva Laminada |
| Lutitas sepiol. blanco grisáceas | Filo+(Ca) | Sp-(Et) | Masiva Laminada |
| Mudstones verdes | Filo+Fto+Q+(m.pesados+Z+Ba) | Et+I+(C+Ed) | Masiva intraclas. granular |
| Mudstones verdes con intrac. rosas | Filo+Fto+Q+(m.pesados) | Et+I-(Sp-C) | Masiva |
| Ed. esmectita dioctaédrica | Ca. calcita | C. caolinita | |
| Et. esmectita trioctaédrica | Ba. baritina | Z. zeolita | |
| K-S. kerolita-estevensita | Q. cuarzo | Pto. feldespato | |
| Filo. filosilicatos | I. illita | Sp. sepiolita | |

Tabla 1. Cuadro de síntesis de características mineralógicas y texturales de los materiales estudiados.

Destaca el amplio rango de valores que presenta el calcio, reflejado en el alto valor de su coeficiente de variación, resultado de los procesos de carbonatación que, a veces presentan a techo las lutitas rosas. En la mayoría de los elementos analizados la desviación típica suele superar en valor a la mitad de la media aritmética indicando así que estamos ante dispersiones más bien grandes de valores. Elementos como aluminio, hierro y potasio presentan distribuciones de frecuencias con marcado sesgo positivo, mientras que en el caso del magnesio el sesgo es claramente negativo.

Suponiendo, para elementos mayores y menores, que sus valores siguen distribuciones de tipo normal se han representado estos en papel probabilístico. En las figura 2 se muestran dichos gráficos para potasio y magnesio. En ambos casos se observa que la recta de Henry se parte claramente en dos. En el caso del potasio las muestras con valores superiores al 1% vienen a constituir una población. Casi todas ellas corresponden a mudstones verdes y su composición mineralógica se caracteriza por tener pro-

| | ELEMENTOS MAYORES Y MENORES | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 50.72 | 53.38 | 51.84 | 54.44 | 49.38 | 54.69 |
| Al ₂ O ₃ | 15.92 | 2.96 | 3.78 | 1.85 | 12.01 | 0.67 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.00 | 1.15 | 1.77 | 0.64 | 4.58 | 0.20 |
| CaO | 0.59 | 0.31 | 0.49 | 0.34 | 0.66 | 0.04 |
| TiO ₂ | 0.78 | 0.15 | 0.19 | 0.10 | 0.58 | 0.04 |
| MnO | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.01 |
| K ₂ O | 3.40 | 0.58 | 0.82 | 0.38 | 2.66 | 0.10 |
| MgO | 9.36 | 25.02 | 23.39 | 26.43 | 12.98 | 24.15 |
| Na ₂ O | 0.74 | 0.11 | 0.16 | 0.07 | 0.47 | 0.04 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.01 | 0.08 | 0.02 | 0.06 | 0.01 |
| ppc | 12.35 | 16.32 | 17.44 | 16.00 | 16.57 | 20.06 |

| | ELEMENTOS TRAZA | | | | | |
|----|-----------------|------|------|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| F | 2285 | 5215 | 5145 | 6225 | 2690 | 5775 |
| Li | 200 | 305 | 240 | 260 | 205 | 45 |
| Rb | 202 | 26 | 45 | 21 | 156 | 6 |
| Sr | 108 | 43 | 114 | 99 | 108 | 12 |
| Zr | 108 | 57 | 60 | 43 | 98 | 30 |
| Ba | 260 | 91 | 88 | 57 | 234 | 75 |
| La | 29 | 6 | 9 | 4 | 30 | 4 |
| Nb | 23 | 12 | 14 | 9 | 21 | 9 |
| Sc | 12 | 2 | 3 | 2 | 10 | 2 |
| V | 64 | 65 | 42 | 56 | 58 | 57 |
| Y | 22 | 4 | 9 | 2 | 21 | 2 |
| Zn | 114 | 42 | 36 | 17 | 95 | 76 |

1) Mudstone verde, 2) Lutita rosa intraclástica, 3) Lutita rosa-marrón laminada, 4) Lutita rosa-marrón cementada, 5) Gravel formado por mudstones verdes con clastos rosas, 6) Lutita sepiolítica laminada.

Tabla 2. Litofacies más representativas con sus concentraciones en elementos mayores, menores y traza.

porciones elevadas de illita (8-45%) y de otros minerales detríticos. En el caso del magnesio la población de menor fondo geoquímico corresponde a los mudstones verdes con elevada proporción de minerales detríticos. La población restante, constituida por muestras con porcentajes de MgO superiores al 22%, está integrada por sepiolitas, situadas preferentemente en la parte inferior de la recta, y muestras de kerolita-estevensita que se corresponden con lutitas de tonos rosados y marrones.

En la figura 3a se muestra gráficamente la correlación negativa existente entre Al₂O₃ y MgO.

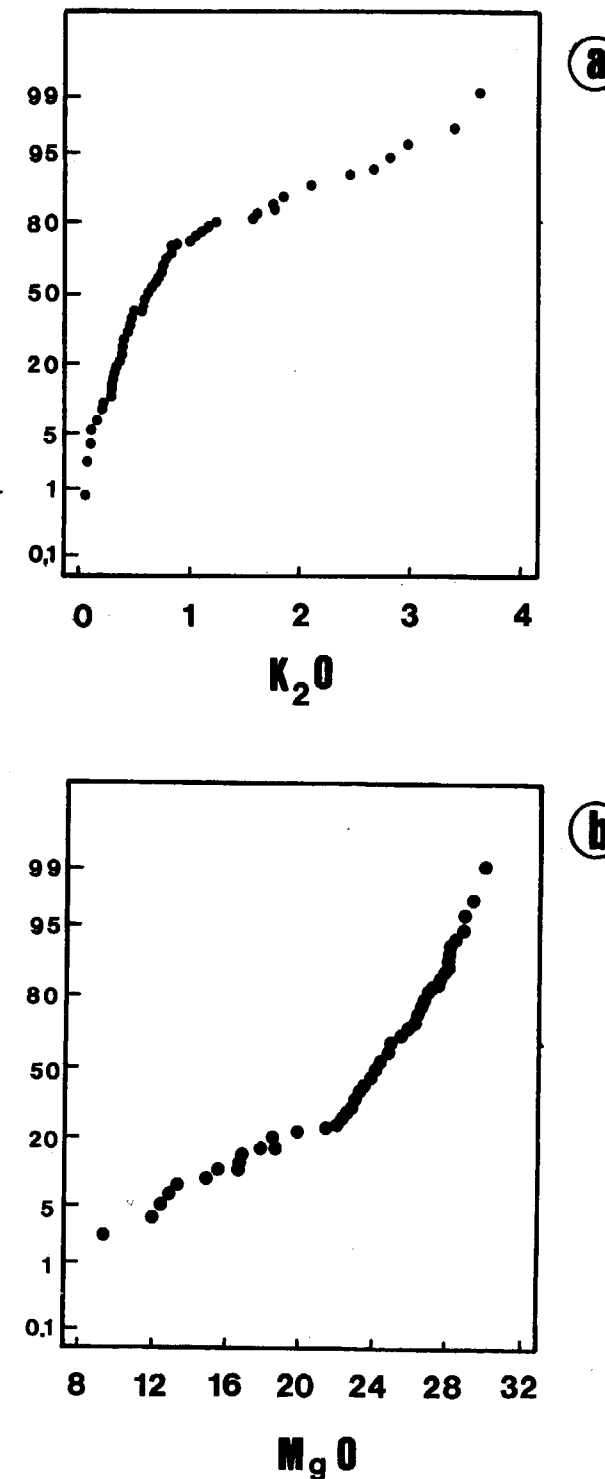


Figura 2. a) Proyección de las concentraciones de K₂O en papel probabilístico normal. b) Proyección de las concentraciones de MgO en papel probabilístico normal. (Dada la alta densidad de puntos no se han trazado las rectas de población).

En la figura 3b se puede ver la variación vertical, a lo largo de las tres columnas, de algunos elementos representativos como aluminio, hierro y magnesio. Los dos primeros elementos muestran variaciones similares en sus concentraciones observándose las más altas en los mudstones verdes. El magnesio, por su parte, presenta los valores más elevados en las lutitas rosáceas, destacando la existencia de zonas transicionales donde los porcentajes de aluminio y magnesio resultan similares.

Análisis de componentes principales (ACP)

Como paso previo se ha obtenido la matriz de correlación entre los elementos analizados, tomándose como parámetro el coeficiente de correlación lineal de Pearson (r). Asimismo se han comprobado los diagramas de nubes de puntos entre todos los pares posibles de elementos analizados. Dada la gran extensión de la matriz de correlación no se ha considerado oportuna su publicación; ahora bien, de la misma se puede concluir lo siguiente:

Existe una correlación positiva excelente, con $r > 0.9$, entre los elementos siguientes: Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, K₂O, Y, Sc, La, Nb y Rb. Teniendo en cuenta el tamaño de la muestra se puede considerar correlación significativa para $r > 0.37$ con $p = 0.01$.

El conjunto de elementos antes citado tiene también buena correlación positiva, con valores de r entre 0.7 y 0.8 con Zr, Ba y Zn.

El magnesio se correlaciona positivamente con el flúor y ambos elementos lo hacen de manera negativa con todos los anteriormente citados.

Otras correlaciones positivas de interés son las que se dan entre P₂O₅-MnO y entre CaO-Sr, si exceptuamos en este último caso a las muestras con valores mayores del 10% en CaO.

En el análisis de componentes principales (ACP) de elementos mayores y menores se han seleccionado un total de tres factores cuyos valores propios explican de forma conjunta el 90.3% de la varianza total. El primero de ellos (F1) contribuye a la misma en un 50.7%, el segundo (F2) en un 29.8% y el último (F3) en un 9.8%.

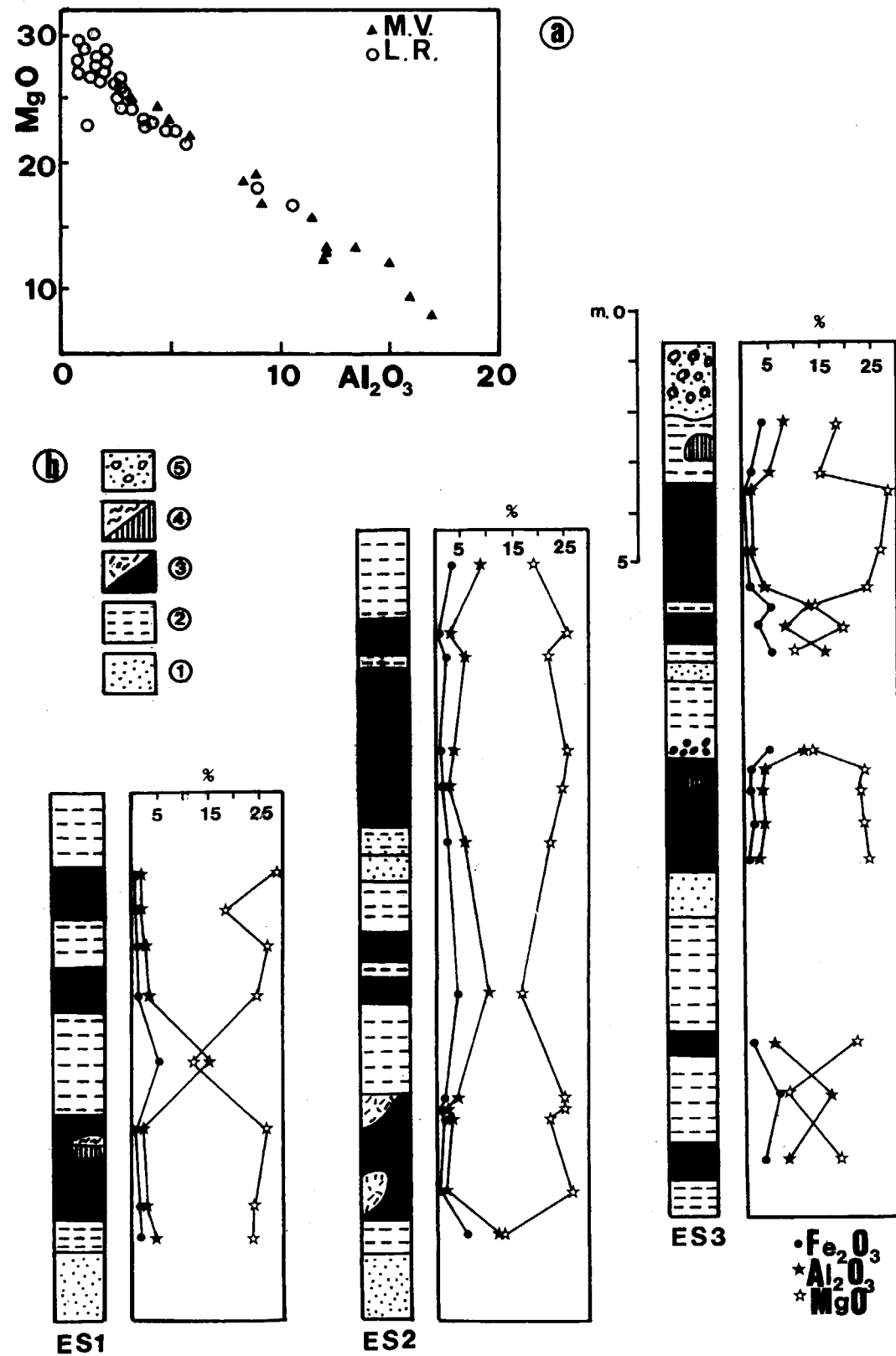


Figura 3. a) Diagrama de nube de puntos que muestra la correlación negativa entre Al₂O₃ y MgO (M.V.: mudstones verdes, L.R.: lutitas rosas). b) Variación vertical de las concentraciones de Fe₂O₃, Al₂O₃ y MgO en las tres columnas estudiadas (1: arenas, 2: mudstones verdes, 3: sepiolita/lutita rosa, 4: sílex/caliza, 5: arenas de la unidad detrítica superior).

| ELEMENTOS MAYORES Y MENORES | | | | | |
|--------------------------------|-----------|-------|--------|-------|-------|
| | \bar{x} | s | CV | Min. | Max. |
| SiO ₂ | 50.81 | 3.79 | 7.46 | 32.99 | 55.95 |
| Al ₂ O ₃ | 4.34 | 3.96 | 91.15 | 0.35 | 16.89 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.69 | 1.57 | 93.05 | 0.10 | 6.82 |
| CaO | 1.19 | 3.58 | 299.67 | 0.04 | 19.03 |
| TiO ₂ | 0.22 | 0.18 | 81.34 | 0.03 | 0.82 |
| MnO | 0.04 | 0.04 | 100.00 | 0.004 | 0.24 |
| K ₂ O | 0.88 | 0.81 | 92.23 | 0.05 | 3.63 |
| MgO | 22.97 | 5.03 | 21.87 | 8.09 | 29.95 |
| Na ₂ O | 0.32 | 0.27 | 86.55 | 0.01 | 1.79 |
| P ₂ O ₅ | 0.039 | 0.037 | 94.27 | 0.001 | 0.20 |

| ELEMENTOS TRAZA | | | | | |
|-----------------|-----------|--------|------|------|------|
| | \bar{x} | s | CV | Min. | Max. |
| F | 4229.9 | 1364.8 | 32.3 | 2075 | 7105 |
| Li | 248.3 | 89.2 | 35.9 | 35 | 490 |
| Rb | 64.1 | 54.4 | 84.8 | 2 | 208 |
| Sr | 94.5 | 70.6 | 74.7 | 7 | 421 |
| Zr | 66.6 | 21.5 | 32.2 | 29 | 137 |
| Ba | 149.1 | 139.1 | 93.3 | 4 | 769 |
| Cr | 22.8 | 17.6 | 77.0 | 4 | 115 |
| V | 62.4 | 17.1 | 27.4 | 36 | 121 |
| Y | 8.8 | 6.9 | 79.4 | 1 | 24 |
| Zn | 48.2 | 34.5 | 71.6 | 9 | 160 |
| Sc | 4.7 | 3.8 | 81.4 | 1 | 15 |
| La | 13.1 | 9.3 | 70.9 | 4 | 33 |
| Nb | 13.8 | 3.8 | 27.8 | 9 | 23 |

Tabla 3. Parámetros estadísticos más representativos de los elementos analizados (\bar{x} =media aritmética, s=desviación típica, CV=coeficiente de variación, Min.=valor menor, Máx.=valor máximo).

En la tabla 4a se muestran los coeficientes de correlación entre los tres factores y los elementos mayores-menores. El primer factor (F1) refleja perfectamente el antagonismo geoquímico existente entre el MgO, con el que se correlaciona positivamente, y elementos como Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O y TiO₂ que son claramente representativos de la fracción detrítica.

El factor (F2) está controlado por la sílice de forma positiva y por el CaO y pérdida por calcinación (ppc) de manera negativa. Los elementos P₂O₅ y MnO presentan correlación negativa con F1 y F2 indicando así su vinculación a fases de-

tríticas no silicatadas. La comunalidad del tercer factor (F3) resulta explicada por el Na₂O en su mayor parte.

La proyección de los individuos en el espacio formado por los factores F1 y F2 se muestra en la figura 4a. En el gráfico se puede observar una clara separación entre los mudstones verdes y las lutitas marrón-rosáceas. Los primeros, que mineralógicamente tienen proporciones más altas de illita, caolinita y de otros constituyentes detríticos, como cuarzo y feldespato, se sitúan

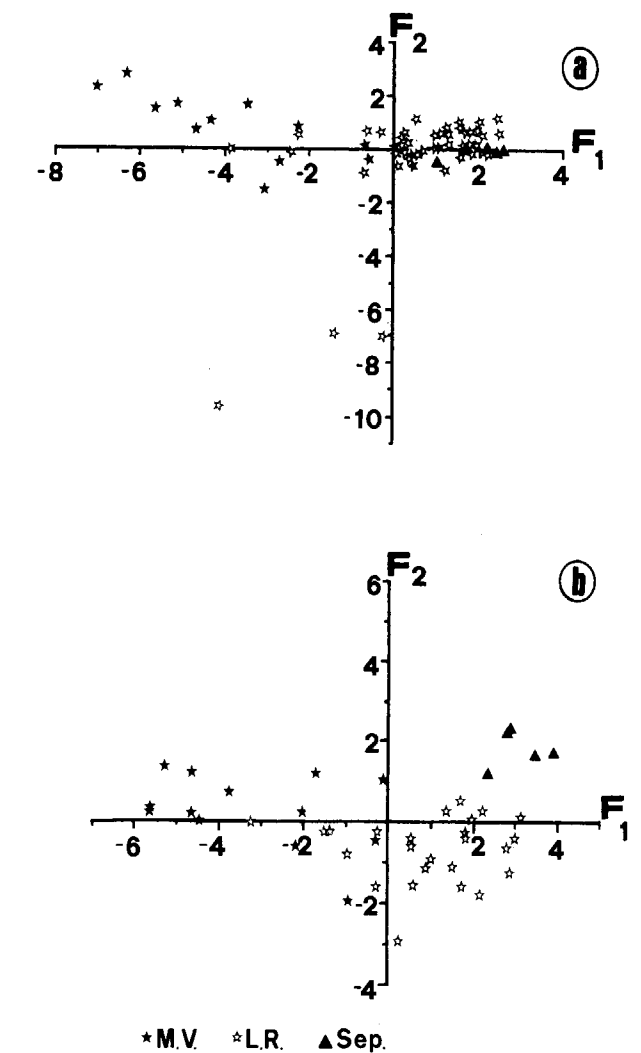


Figura 4. a) Proyección de individuos en el espacio formado por los dos factores principales (F1 y F2) obtenidos en el ACP con elementos mayores y menores. b) Proyección de individuos en el espacio formado por los dos factores principales (F1 y F2) obtenidos en el ACP con elementos traza.

hacia la parte negativa del factor 1 mientras que los segundos que representan fases de mayor carácter magnésico ocupan la parte positiva del eje donde se sitúa el factor 1. Las muestras se-

| a | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|
| | F1 | F2 | F3 |
| SiO ₂ | 0.49 | 0.79 | -0.28 |
| Al ₂ O ₃ | -0.96 | 0.28 | -0.03 |
| Fe ₂ O ₃ | -0.94 | 0.30 | 0.04 |
| CaO | -0.21 | -0.91 | 0.09 |
| TiO ₂ | -0.94 | 0.32 | 0.02 |
| MnO | -0.62 | -0.65 | -0.15 |
| K ₂ O | -0.95 | 0.30 | -0.01 |
| MgO | 0.95 | 0.07 | 0.05 |
| Na ₂ O | -0.15 | 0.20 | 0.94 |
| P ₂ O ₅ | -0.60 | -0.52 | -0.24 |
| ppc | 0.23 | -0.86 | 0.14 |

| b | | | |
|----------|-------|-------|-------|
| | F1 | F2 | F3 |
| Li | 0.05 | -0.73 | 0.52 |
| F | 0.81 | 0.20 | 0.28 |
| Rb | -0.97 | 0.03 | 0.07 |
| Sr | -0.42 | -0.47 | -0.65 |
| Zr | -0.69 | -0.27 | -0.01 |
| Ba | -0.69 | 0.02 | -0.25 |
| Cr | -0.42 | -0.26 | 0.57 |
| V | -0.13 | 0.78 | 0.13 |
| Y | -0.96 | 0.04 | 0.05 |
| Zn | -0.69 | 0.52 | 0.12 |
| Sc | -0.96 | 0.09 | 0.09 |
| La | -0.97 | 0.04 | 0.02 |
| Nb | -0.91 | -0.05 | 0.16 |

Tabla 4. a) Matriz factorial para elementos mayores y menores. b) Matriz factorial para elementos traza.

piolíticas y aquellas de carácter más kerolítico se ubican hacia el extremo magnésico del factor principal (F1). Las muestras situadas en el extremo negativo del factor 2 se caracterizan por presentar importantes procesos de carbonatación.

En el ACP realizado con los elementos traza se han obtenido igualmente tres factores que explican el 77.2% de la varianza total. El principal (F1)

el 53.8%, el segundo (F2) el 14% y el último de ellos (F3) el 9.4%.

La matriz factorial se puede ver en la tabla 4b. El factor principal (F1) refleja el antagonismo geoquímico existente entre elementos que como el Rb, Y, Zn, Sc, La y Nb están vinculados a la fracción detrítica y el F que aparece ligado a fases magnésicas. Las principales correlaciones del factor 2 son con V, de forma positiva, y con Li, de forma negativa.

La proyección de los individuos en el espacio de los dos factores principales (Fig. 4b) sitúa a los mudstones verdes en la parte negativa de F1. Es decir, en estrecha vinculación con Sc, Y, Rb, La, Nb, Zn, Ba y Zr. Las muestras de sepiolita muestran su estrecha relación con el F e independencia del Li. Las lutitas marrón-rosáceas se colocan preferentemente en el cuadrante inferior derecho, pero aquellas que son más ricas en kerolita están más próximas a la zona del flúor.

Estudio comparativo lateral

Mediante el análisis de la varianza se ha realizado un estudio geoquímico comparativo entre las tres columnas estratigráficas (ES1, ES2 y ES3). Primeramente se ha comparado la geoquímica de los mudstones verdes entre sí, observándose que desde ES1 a ES3 hay un aumento progresivo en los valores medios de Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, TiO₂, K₂O y P₂O₅. Contrariamente el valor medio del magnesio disminuye en ese mismo sentido.

Según el análisis de la varianza encontramos que para ninguno de los elementos mayores o menores se puede rechazar la hipótesis nula de igualdad de las medias aritméticas, con un nivel de seguridad del 5%.

Idéntico estudio se ha realizado para las lutitas marrón-rosáceas. En este caso también se observa un aumento de los valores medios de Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, TiO₂, MnO, K₂O y P₂O₅ desde ES1 a ES3 e incremento en sentido contrario en el caso del MgO. En esta litología el quimismo entre ES2 y ES3 es muy similar y ambos difieren sustancialmente de ES1.

El análisis de la varianza, en este caso, indica que para las lutitas marrón-rosáceas el factor si-

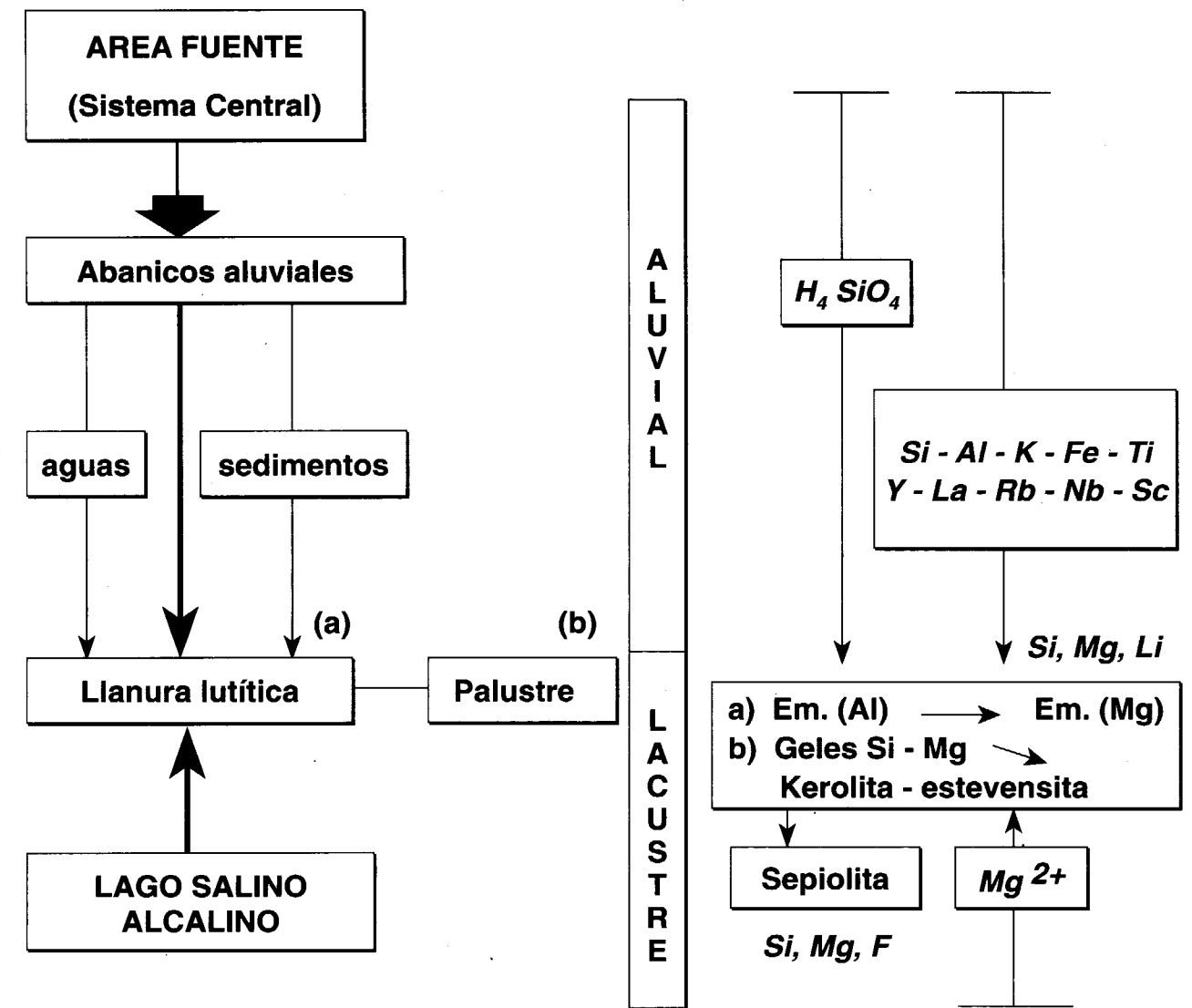


Figura 5. Esquema genético del yacimiento de Esquivias mostrando las asociaciones geoquímicas más representativas y los ambientes sedimentarios implicados con las arcillas autigénicas asociadas.

tuación de la columna es determinante para los elementos Mn, P y Mg para un nivel de seguridad del 1% y para Al, Ti, K y Na con un nivel de seguridad del 5%.

Estudio comparativo vertical

Se ha comparado el quimismo entre las cuatro capas de lutitas rosas que aparecen en la zona de Esquivias. Los elementos mayores y menores muestran un progresivo, aunque tenue, aumen-

to de los contenidos medios de Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ y K₂O desde la capa inferior a la superior. Para chequear si la diferencia es significativa desde el punto de vista estadístico se ha realizado un análisis de la varianza. Según esto el factor capa no influye en el diferente quimismo observado. Es decir, que con un nivel de seguridad del 1% las diferencias entre los valores medios no son estadísticamente significativas.

Realizando la misma prueba con los elementos traza tampoco se aprecian diferencias estadísti-

cas significativas, con un nivel de seguridad del 1%, entre el quimismo de las capas, salvo en el caso del Zr debido a los bajos valores que en este elemento presenta la capa inferior.

DISCUSION

El estudio realizado pone de manifiesto las claras diferencias existentes, desde el punto de vista geoquímico, entre los mudstones verdes y las lutitas marrón-rosáceas. Esta diferencia se ve reflejada en la excelente correlación negativa que presentan aluminio y magnesio.

Mudstones verdes

Los mudstones verdes presentan las mayores concentraciones en elementos como Al, Fe, Ti, K, Rb, La, Y, Sc y Nb, destacando la excelente correlación positiva que existe entre todos ellos. Esta asociación de elementos se puede considerar como claramente representativa de materiales heredados, estando este hecho refrendado por su relación con facies arenosas y por la mineralogía típicamente heredada que tienen estas litofacies (cuarzo, feldespatos, illita-mica, caolinita, esmectita dioctaédrica y minerales pesados).

La relación de Al, Fe y K con fases minerales de illita y caolinita, fundamentalmente detríticas, se pone de manifiesto en SANCHEZ Y GALAN (1995). La excelente correlación positiva de aluminio y potasio puede derivarse de la presencia de illita (EBERL et al., 1982), asimismo, correlación positiva del hierro con los elementos de este grupo indica que se encuentra vinculado a minerales heredados de la arcilla y a mica biotita. Por otra parte, La, Y, Nb y Ti suelen estar claramente vinculados a minerales pesados de sedimentos (DEER et al., 1961 y MOSSER et al. 1991). No es de extrañar que el Rb esté relacionado con este grupo ya que su correlación positiva con Al y Fe está mencionada en la literatura (BAULUZ et al., 1994) y además hay que tener en cuenta que debido a su tamaño puede ser admitido en minerales con potasio, como la biotita o el feldespato potásico.

El que otros elementos como Zn, Zr y Ba también se encuentren, aunque en menor grado, co-

rrrelacionados con el grupo anterior es lógico dada su vinculación con materiales detríticos. Así, el Zn es un elemento que puede ir asociado a esmectitas heredadas (TRAUTH 1977; POZO et al. 1993). El Zr, elemento típicamente asociado a terrígenos (ROBINSON 1994), se correlaciona bien, salvo para alguna muestra, con el grupo que encabeza el Al.

La facilidad del Ba para ser capturado por minerales potásicos justifica que pueda estar fundamentalmente vinculado a materiales detríticos. Los diagramas de nubes de puntos entre el bario y los elementos típicos de la fracción detrítica reflejan una buena correlación positiva para la mayoría de las muestras. La existencia de concentraciones de bario anormalmente altas en mudstones verdes, se correlaciona con la existencia de nódulos de baritina, detectada petrográficamente y confirmada por DRX. La existencia de minerales autigénicos de bario hace que el coeficiente de variación de este elemento sea el mayor entre los elementos traza.

El incremento de Mg observado en los niveles más arcillosos se debe al predominio de esmectitas trioctaédricas, tipo saponita, que parecen ser el resultado de transformación de esmectitas aluminicas y neoformación, en procesos similares a los citados en facies equivalentes por POZO et al. (1987) o en bentonitas asociadas a depósitos distales de abanicos aluviales (POZO et al. 1992, 1993).

Lutitas marrón-rosáceas

Estas lutitas presentan un quimismo muy distinto al de los mudstones verdes, disminuyendo su contenido en elementos típicos de la fracción detrítica y aumentando las concentraciones en sílice, magnesio y flúor. Las lutitas rosas que presentan concentraciones elevadas en elementos del grupo encabezado por el aluminio indican episodios de removilización de mudstones verdes, frecuentes en zonas de contacto entre ambas litofacies.

El Mg se concentra especialmente en fases minerales neoformadas, donde se correlaciona positivamente con el F. La especial vinculación de

este elemento con las sepiolitas, como muestra de análisis multivariante, de debe a la similitud de electronegatividad y radio iónico entre F^- y OH^- que hace que el primero pueda sustituir a los grupos hidróxilos tanto en sepiolitas como en otros minerales de la arcilla (KORITNIG, 1963). Correlaciones positivas entre Mg y F en sepiolitas o esmectitas magnésicas han sido descritas por HAY et al. (1986), TORRES et al. (1994) y SANTAREN (1990).

Las muestras sepiolíticas presentan concentraciones muy pobres en Li en comparación con las esmectitas magnésicas. Esto se debe tanto a la interpretación genética del mineral fibroso, como a la tendencia que tiene el litio para fijarse en posición interlamina y compensar el déficit de carga octaédrica. (TARDY et al. 1972).

Interpretación genética

Las alternancias de mudstones verdes y lutitas rosas son un reflejo de la dinámica lacustre en el que alternan episodios expansivos y retractivos. En depósitos de llanura lutítica con mudstones verdes se producen procesos diagenéticos tempranos que conducen a la formación de esmectitas trioctaédricas (saponita) en un medio rico en magnesio y posteriormente de ceolitas y baritina cuando este elemento es removido del sistema e intervienen procesos edáficos.

En condiciones palustres se daría lugar a medios confinados enriquecidos en sílice y magnesio donde a partir de geles sílico-magnésicos se formaría el interestratificado kerolita-estevensita.

La génesis de la sepiolita se ha interpretado como resultado de la inestabilización, en condiciones de menor salinidad, de las arcillas magnésicas previamente formadas (MARTIN DE VIDALES et al. 1988). Este cambio hidroquímico también se puede considerar responsable de la aparición de encostramientos calcíticos que conllevan incrementos en las concentraciones de Sr y Mn. El esquema genético con las asociaciones geoquímicas observadas se muestran en la figura 5.

El enriquecimiento en magnesio en relación con secuencias de somerización sugieren condiciones paleoclimáticas semiáridas.

Otras características como la asociación de minerales autigénicos (saponita, kerolita-estevensita, sepiolita, baritina, heulandita-clinoptilolita), escasa alteración de feldespatos y apatito (POZO y CASAS 1995b) y la existencia de calcetas, silcretas y especialmente dolocretas en zonas próximas (POZO et al. 1995) corroboran esta afirmación, que es coherente con interpretaciones paleoambientales obtenidas en el estudio de micromamíferos (LOPEZ-MARTINEZ et al. 1987).

CONCLUSIONES

Los resultados ponen de manifiesto que no hay una relación genética entre las facies de mudstones verdes y lutitas rosáceas, es decir las últimas no se forman a expensas de las primeras.

La evolución geoquímica observada y la asociación de minerales autigénicos presentes indican condiciones paleoclimáticas semiáridas.

Desde el punto de vista estadístico no hay diferencias geoquímicas significativas entre las cuatro capas de lutitas rosas que se distinguen en la zona de Esquivias.

Comparando las tres columnas estudiadas se observa el mayor carácter magnésico en las lutitas rosas de la sección más occidental (ES1), mientras que en ES3 esta facies se incrementa en elementos representativos de la fracción detrítica. El motivo de esta zonación puede deberse a aspectos paleogeográficos estando la columna ES1 en una zona de llanura lutítica más externa o bien al diverso grado de actuación de procesos diagenéticos tempranos relacionados con la hidroquímica del medio.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto PB91-0023 subvencionado por la D.G.I.C.Y.T.

Deseamos agradecer a D. Juan Manuel Teodoro de la Compañía Minas de Gádor las facilidades dadas a las visitas y muestreo de las canteras.

REFERENCIAS

- ALBERDI, M. T., HOYOS, M., JUNCO, F., LOPEZ MARTINEZ, N., MORALES, C. y SORIA, D. (1984): *Biostratigraphy and sedimentary evolution of continental Neogene in the Madrid area*. Paleobio. Continent, 14, 47-68.
- BAULUZ, B., ARENAS, C., FERNANDEZ, C. y GONZALEZ, J. M. (1994): *Mineralogy and geochemistry of miocene deposits at Alcubierre Sierra, central sector of the Ebro basin, Spain*. Clay Minerals 29, 391-400.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J. (1967): *An introduction to the rock forming minerals*. Longmans, 2nd Ed., 687 pp.
- EBERL, D. D., JONES, B. F. y KHOURY, H. N. (1982): *Mixed-layer kerolite-stevensite from the Amargosa desert, Nevada*. Clays and clay minerals 30, 321-326.
- HAY, R., PEXTON, R., TEAGUE, T. y KYSER, T. (1986): *Spring-related carbonate rocks, Mg clays, and associated minerals in Pliocene deposits of the Amargosa Desert, Nevada and California*. Geological Society of America Bulletin 97, 1488-1503.
- JUNCO, F. y CALVO, J. P. (1983): *Cuenca de Madrid. En geología de España Vol. 2, 534-543*. I.G.M.E. Madrid.
- KORITNIG, S. (1963): *Zur Geochemie des Fluors in Sedimenten*. Fortschr. Geol. Rheinl. Westfalen. 435, 1-6.
- LOPEZ-MARTINEZ, N., SESE, C. y HERRAEZ, E. (1987): *Los yacimientos de micromamíferos del área de Madrid*. Bol. Geol. Min. 98, 17-34.
- MARTIN DE VIDALES, J. L., POZO, M., MEDINA, J. A. y LEGUEY, S. (1988): *Formación de sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquivias (Cuenca de Madrid)*. Estudios Geol., 44, 7-18.
- MARTIN DE VIDALES, J. L., POZO, M., ALIA, J. M., GARCIA NAVARRO, F. y RULL, F. (1991): *Kerolite-stevensite mixed-layers from the Madrid basin, Central Spain*. Clay Miner., 26, 329-342.
- MOSSER, CH., BRILLANCEAU, A. y BESNUS, Y. (1991): *Relationship between sediments and their igneous source rocks using clay mineral multi-element chemistry: the Cenozoic lacustrine Anloua basin (Adamaoua, Cameroon)*. Chemical Geology 90, 319-342.
- ORDOÑEZ, S., CALVO, J. P., GARCIA DEL CURA, M. A., ALONSO A. M. y HOYOS, M. (1991): *Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays in lacustrine sequences of the tertiary Madrid basin (España)*. I.A.S. Spec. Publ. 13, 37-53.
- POZO, M., MARTIN DE VIDALES, J. L., VIGIL, R., MEDINA, J. A. y LEGUEY, S. (1987): *Neoformación de esmectitas magnésicas relacionadas con procesos de paleovertisolización en sedimentos fluvio-lacustres de la "Unidad intermedia del Mioceno" en la Cuenca de Madrid*. Acta Geol. Hispánica. 21-22, 63-71.
- POZO, M., CASAS, J., MORENO, A. y MEDINA, J. A. (1992): *Origin of sedimentary magnesium bentonites in marginal lacustrine deposits (Madrid basin, Spain)*. Miner. Petrogr. Acta, 35-A, 45-54.
- POZO, M., MORENO, A., CASAS, J. y MARTIN RUBI, J. A. (1993): *Mineralogy and geochemistry of sedimentary bentonites related to alluvial fan arkosic facies (Neogene Madrid basin, Spain)*. Chemical Geology, 107, 457-461.
- POZO, M. y CASAS, J. (1995a): *Distribución y caracterización de litofacies en el yacimiento de arcillas magnésicas de Esquivias (Neógeno de la Cuenca de Madrid)*. Bol. Geol. y Min. Vol. 106-3, 265-282.
- POZO, M., y CASAS, J. (1995b): *Interpretación paleoambiental de depósitos siliciclásticos en el sector de Esquivias (Cuenca de Madrid)*. Cuadernos de Geología Ibérica (en prensa).
- POZO, M., CASAS, J., MORENO, A. y MARTIN RUBI, J. A. (1995): *Sedimentología y geoquímica de litofacies lacustres marginales en el sector de Pinto (Cuenca de Madrid)*. Cuadernos de Geología Ibérica (en prensa).
- ROBINSON, C. (1994): *Lago Grande di Monticchio, southern Italy: a long record of environmental change illustrated by sediment geochemistry*. Chemical Geology 118, 235-254.
- SANCHEZ, C. y GALAN, E. (1995): *An approach to the genesis of palygorskite in neogene-quadernary continental basin using principal factor analysis*. Clay Minerals, 30, 225-238.
- SANTAREN, J., SANZ, J. y RUIZ, E. (1990): *Structural fluorine in sepiolite*. Clays and Clay Minerals 38, 63-68.
- TARDY, Y., KREMP, G. y TRAUTH, N. (1972): *Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols*. Geoch. Cosmoch. Acta 36, 397-412.
- TORRES, J., LOPEZ, A., GONZALEZ, J. M. y DELGADO, A. (1994): *Geochemistry of Spanish sepiolite-palygorskite deposits: Genetic considerations based on trace elements and isotopes*. Chemical Geology 112, 221-245.
- TRAUTH, N. (1977): *Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire*. Ed. Inst. de Geologie Université Louis-Pasteur (Strasbourg). Memoire 49, 195 pp.

Original recibido: Octubre de 1995.

Original aceptado: Noviembre de 1995.

INFORMACION

Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLI Campamento para Prácticas de Geología "Pirineo Central 1995"

Por L. M.^a RIOS, J. M. CHARLET y F. BODEGA

INTRODUCCION

Durante los veinte primeros días del mes de Julio de 1995 tuvo lugar el Campamento para Prácticas de Geología en el Pirineo Central, ya en su 41ª versión desde su fundación en 1955 (cf. J. M.^a Ríos García, 1955).

Una vez cubierta la labor conducente al conocimiento de la geología básica en las partes fronterizas más altas (cf. L. M.^a Ríos Aragües *et al.*, 1991) reflejado en 6 Hojas del Mapa Geológico Nacional, y partes importantes de otras, el Campamento ha tomado la modalidad de cursillo itinerante sobre un terreno conocido con magníficos ejemplos de afloramientos y panorámicas en diversidad de lugares y temas que ilustrar, y en los que se realizan algunos ejercicios de modo personal por los alumnos.

Este año se han tomado como bases sucesivas las localidades de Hecho, Morillo de Tou y Castejón de Sos, desde las cuales cubrir algunos segmentos de transversales en el lado meridional de la Cordillera, desde los terrenos recientes (Mioceno postectónico) pasando por los mesozoicos y paleógenos propios del ciclo alpino hasta los más antiguos constituyentes del basamento metamórfico y granítico paleozoico.

Los alumnos participantes fueron 16, todos de la Escuela de Minas de Madrid.

Jose Miguel Galera y Daniel Baretino no pudieron asistir como instructores en años pasados debido a sus ocupaciones de trabajo. No obstante sabemos que contamos con su apoyo moral así como el de Fernando Bodega.

El montante de gastos de este Campamento asciende a la suma de 1.864.192 pesetas que dividido entre dieciséis resulta un coste de 116.512 pesetas por alumno.

Por ello es esencial el apoyo por parte de la Escuela y del Instituto Tecnológico Geominero de España así como de las Empresas que vienen contribuyendo sustancialmente con su ayuda, para que el coste de matriculación del alumno sea sufragado en una parte importante de esa cantidad.

Este verano gozamos de un tiempo excelente sin demasiado calor y escasas nubes y lluvias que no llegaron a interferir con la marcha de las actividades.

También este año contamos con el eficaz apoyo logístico de un vehículo todoterreno del ITGE, así como el de su conductor Alberto Rodríguez Mar-

tín a quien nuestra afición por la montaña se le hizo algo contagiosa.

Mención especial merece también D. Julián Vega Esteban, el cual desde 1963 viene realizando diligentemente las labores de secretariado.

Vaya nuestro agradecimiento también a la buena voluntad de los alumnos quienes en la última salida expusieron sus sugerencias para favorecer el aprendizaje en estos Campamentos. Tomamos buena nota y hacemos propósito de mejora.

DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

Día 1. Sábado. Recepción y alojamiento en Hecho.

Día 2. Jornada de aclimatación. Recorrido del alto valle del Subordán. Se inicia por el Permiano rojo de Aguas Tuertas al que se sube a pie durante media hora. Rasgos de la cuenca intramontañosa tardi-hercínica y volcánicas asociadas. Recorrido de vuelta con la ayuda de los vehículos: Carbonífero calcáreo y de facies Culm, Cretáceo superior discordante. *Pic-nic* en la Selva de Oza. Travesía del Cretáceo superior y Paleoceno de las Sierras

Surpirenaicas por la angostura de la Boca del Infierno. Flysch de la cuenca Surpirenaica en el Eoceno. Estudio de una megacapa, intercalada, con base olitostómica y problema que plantea.

Día 3. Corte del Oligoceno continental entre el embalse de La Peña y la Peña Oroel. A media tarde visita turístico-comercial a la ciudad de Jaca.

Día 4. Descanso coincidiendo con un día lluvioso. Construcción sobre el papel del corte tectónico del recorrido del día anterior. Aprendizaje del empleo de la foto aérea y de su visión estereoscópica.

Día 5. Visita a las facies de transición de continentales a marinas en el Eoceno superior entre Puente La Reina y Jaca. Ida en vehículos por pista hasta los contrafuertes meridionales del macizo del Aspe. Vista al corte tectónico del macizo de Collarada y a las dos fases tectónicas de las Sierras Surpirenaicas.

Flysch eoceno con enormes olistolitos dispersos en el paisaje.

Estudio de un tramo de serie turbidítica y de la secuencia unitaria tipo. Introducción al análisis de cuencas de tipo flysch.

Día 6. Carretera de Aragüés del Puerto. Ejercicio de levantamiento de un corte tectónico replegado. Adecuación del detalle de las descripciones a la escala pedida para su representación final. Utilización de polaridades estructural y sedimentológica de capas. Comida en Hecho y por la tarde dibujo del corte con aplicación a la previsión geométrica de un posible objetivo en profundidad.

Día 7. Subida a pie al collado de Foratón, 400 m por encima del final de la carretera. Ejercicio de cartografía geo-

lógica, directamente sobre la foto aérea, de las formaciones y accidentes visibles en el paisaje.

Día 8. Traslado a Morillo de Tou, pueblo rehabilitado en complejo turístico. A media tarde: charla divulgatoria sobre la historia y estructura geológicas del Pirineo. Introducción a la tectónica de mantos de corrimiento en la transversal del lugar. El centro pone a nuestra disposición un aula bien diseñada para jornadas de trabajo, seminarios, etc...

Día 9. Domingo. Descanso a discreción.

Día 10. Visita al valle de Ordesa y subida al mirador de Las Proas. Cortados de 1000 m en capas subhorizontales del Cretáceo superior y Terciario basal. Relaciones de las unidades tectónicas de Monte Perdido y de Gavarnie.

Día 11. En el río Cinca, análisis de mini-discontinuidades en el Bunt basal de la parte trasera de los mantos de corrimiento. Visita al valle de Pineta y subida (200 m) a la venta tectónica de La Larri, autóctono de Gavarnie.

Día 12. Excursión a la cabecera del cañón de Añisclo recorriendo la cuerda divisoria con la parte de Escuin. Dispositivos en *piggy-back* a partir de la parte alta del Cretáceo.

Día 13. Traslado a Castejón de Sos. En la carretera, corte del Cretáceo del río Esera. Comida de *pic-nic* y café con mus en el pueblo de Campo.

Día 14. Recorrido por las facies transicionales marino-continental en el Eoceno de los ríos Esera e Isábena. Regreso por el Cretáceo marino del río Noguera-Ribagorzana. Discordancia basal del flysch senonense. Estribos de las presas de los embalses de Seira y Canelles.

Día 15. Primer recorrido por la Alta Cadena. Paseo por el Siluriano y Devoniano en la pista al N de Cerler: estratigrafía y tectónica. Mina abandonada de sulfuros complejos. Ascensión en telesilla al pico Cerler: panorámica introductoria a los terrenos paleozoicos y a sus macizos graníticos.

Día 16. Domingo. Viaje en vehículos al collado de Gelada (2075 m). Corte por el Devoniano plegado de la cuerda situada al N de dicho collado: 400 m de desnivel. Vista sobre el estilo de los pliegues en la cuerda contigua.

A media tarde, ya de vuelta en Castejón, dibujo del corte.

Día 17. Alto río Isábena. Serie del Devoniano tipo Baliera. Interferencia cartográfica de pliegues y control de las mini-estructuras correspondientes.

A media tarde. Exposición de J. M. CHARLET sobre la geología del macizo granítico de Maladeta-Bohí.

Día 18. Conducidos por el Profesor CHARLET. Facies graníticas del macizo de La Maladeta y facies de su orla metamórfica. Recorrido a pie desde el final de la pista en Vallibierna hasta los lagos del mismo nombre.

Día 19. Visita al pliegue anticlinal sinforme de Las Paules ("*tête plongeante*") de la zona de los Nogueras.

Serie del Jurásico cerca de Bonansa con los tramos dolomíticos productores de gas en Aquitania.

Conversación evaluadora del desarrollo y resultados del Campamento; sugerencias.

Cena final.

Día 20. Por la mañana. Recogida del material y salida de Castejón.

Notas sobre la historia de la minería del carbón en Puertollano

Por J. A. ILLESCAS BOLAÑOS (*)

El descubrimiento del carbón en Puertollano se sitúa en el año 1873 cuando se realizaban estudios mineros de yacimientos de hierro, y fue consecuencia de la apreciación entre la tierra extraída de un pozo de noria en construcción de unas rocas con fósiles vegetales propios del Carbonífero.

A partir de ese momento se registraron un gran número de concesiones (la primera de ellas fue denominada "*La Extranjera*"), y se iniciaron diversos pozos y sondeos, siendo en 1877 cuando se cortó a 50 m de profundidad la primera capa explotable de 2,5 m de potencia, en la mina **Asdrúbal**.

Las primeras cantidades extraídas significativas fueron de 4.800 toneladas en el año 1881, si bien el precio de venta estaba muy encarecido por el transporte, que se efectuaba en carros hasta la estación de ferrocarril.

Desde ese momento y hasta finales de siglo la producción de la cuenca fue ascendente llegándose a alcanzar la cifra de 300.000 toneladas, producción que prácticamente se conservaría constante y no se elevaría significativamente hasta el año 1915.

Los problemas fundamentales de la cuenca se derivaron de un lado de la baja calidad del carbón, y de otro de

las dificultades de transporte por ferrocarril.

Con el comienzo de siglo, el número de obreros alcanzó por primera vez cifras superiores al millar. Se perforan nuevos pozos y se instalan máquinas, entrando en funcionamiento algunos lavaderos así como un cargadero de carbón sobre la línea de ferrocarril Madrid-Badajoz.

En estos años, la situación era buena, pero sólo relativamente, ya que si las minas de Puertollano tenían reservas y medios de extracción suficientes para un mayor rendimiento, este no llegaba a alcanzarse por falta de medios adecuados de transporte. Asimismo el mercado de carbón procedente de Puertollano, en Madrid, se restringía y sólo encontraba colocación en las calderas de las grandes industrias.

En el ámbito laboral, se empieza a hacer uso de la huelga en 1910, y en 1911 se produjo la primera huelga general en toda la cuenca, que tuvo una duración de 16 días.

Pese a todo ello, la demanda continuó aumentando en 1912, año en que las explotaciones más importantes de Puertollano fueron adquiridas por la Sociedad Minera y Metalúrgica de Peñarroya y prácticamente se alcanzaron las 400.000 t.

A través de todos estos años se demandó con insistencia la construcción

de un ferrocarril Puertollano-Linares que serviría para hacer llegar el carbón hasta las costas del Sur y Levante y que uniría entre sí a varios centros mineros de importancia. Pero este ferrocarril ni el de Puertollano-Córdoba, que serviría para enlazar las líneas de Extremadura y Andalucía pasaron de la fase de proyecto.

La Primera Guerra Mundial, supuso una etapa bien definida en la vida de las minas de Puertollano, ya que las circunstancias creadas por la guerra europea favorecieron los negocios mineros, dada la imposibilidad de importar carbón del extranjero.

Así, si en los primeros meses de 1914 la paralización de diversas industrias consumidoras y la falta de personal técnico francés hizo bajar la producción, a lo largo del resto del año la falta de carbón extranjero multiplicó la actividad de las minas, se montaron nuevas instalaciones y se aumentó el rendimiento por obrero.

A lo largo del segundo año de guerra, la extracción de mineral se mantuvo prácticamente igual al año anterior como consecuencia de huelgas, carencia de vagones e insuficiencia de instalaciones ferroviarias.

El número de obreros ascendió a más de 2.200, en parte como consecuencia de las obras de encauzamiento del río Ojailén al paso por la cuenca, a las obras del ferrocarril del servicio inte-

(*) Dr. Ingeniero de Minas.

rior entre pozo Asdrúbal y Argüelles, y a las obras del gran Lavadero Central de la Sociedad Minero-Metalúrgica de Peñarroya.

A lo largo del año 1916 la producción llegó a alcanzar 750.000 toneladas, dando ocupación a 3.500 obreros, poniéndose en marcha nuevas pequeñas minas. En cuanto a los precios de venta en bocamina tan sólo en este período de 3 años llegaron a cuadruplicarse.

No obstante estos aumentos de producción, la extracción no llegaba a alcanzar los volúmenes que las instalaciones hacían posible debido a las limitaciones impuestas por el transporte por ferrocarril perjudicando con ello a la vida industrial de la nación que estaba imposibilitada de importar carbones. Por ello, a mediados de 1917 se establecieron trenes rápidos directos para la salida de carbones de Puertollano y se intensificó la dotación diaria de material móvil a la estación de la cuenca.

En 1918 se hallaban en producción veinticinco minas, dando ocupación a unos 5.400 obreros (incluidos los aproximadamente 1.500 operarios que montaban ferrocarriles mineros u otras instalaciones), y se producían casi 1 millón de toneladas.

Este nivel de producción, si bien fué disminuyendo en 1919 y 1920 se mantuvo alto como consecuencia de la prolongación de las especiales circunstancias de la guerra.

En 1921 se inició una grave crisis en la cuenca que se extendió a lo largo del año siguiente, y que se derivaba de que la hulla de Puertollano siendo de calidad inferior, resultaba la más cara del país. Para mejorar la calidad se inició una clasificación por tamaños y lavado en las minas principales hasta obtener un carbón del 12 al 14% de cenizas. Para disminuir los costos de producción se pusieron en marcha rozadoras en algunas de las empresas con la consiguiente reducción del número de obreros.

Ante esta situación, en 1923 se produjo una concesión de primas a la producción minera que tuvo como efecto un sensible crecimiento de producción.

A lo largo de los años siguientes, y hasta 1928 se produce un gran incremento en el empleo de los medios mecánicos, que conllevó un gran aumento en el rendimiento de cada operario.

A partir de 1929 se produce una nueva crisis debido al agotamiento inminente de las primeras capas en algunos de los grupos mineros, por lo que se paralizaron varias minas en actividad. Esta crisis enlazó poco después con la derivada en nuestro país del crack de 1929.

Los efectos de esta crisis, durante la que se produjeron múltiples huelgas se extendieron hasta el comienzo de nuestra guerra civil. El período de la guerra civil se caracterizó por una producción anárquica motivada por una gran necesidad de producción con el agravante de falta de obreros especializados ya que debido a las movilizaciones, estos obreros fueron sustituidos por personal no especializado. Esta situación provocó un gran deterioro de equipos e instalaciones sin que se produjeran aumentos significativos de producción.

Con el comienzo de la Segunda Guerra Mundial se produce una situación especialmente favorable para la minería del carbón ya que se produce un gran aumento de la demanda consecuencia de la falta de carbón importado.

A pesar de las circunstancias excepcionalmente favorables de aquellos años, los defectos tradicionales de la hulla de Puertollano no dejaron de hacerse sentir, aumentados por el hecho de que, al estar ya muy explotada la cuenca, el porcentaje de cenizas se hacía cada vez más elevado.

Una vez pasados los años en que se aceptaba todo, el comprador comenzó a exigir nuevamente calidad, disminuyendo por tanto el mercado de Puertollano, para el que en ocasiones se producían rechazos en los suministros por la mala calidad de estos.

Pese a todos estos inconvenientes, la producción siguió creciendo hasta rebasar en 1953 el millón de toneladas, que se produjo gracias a la gran demanda de carbón existente y al consumo de carbones de peor calidad por la central térmica de la Empresa Na-

cional Calvo Sotelo que fué inaugurada en ese mismo año.

Sin embargo, la situación económica al comienzo de la década de los cincuenta no era tan optimista como pudiera hacer creer los tonelajes producidos, pues si bien las grandes empresas podían mantenerse sin apuros, las minas pequeñas, a causa de la dificultad (por razones económicas) de emplear medios mecánicos que abaratasen la producción y mejorasen los rendimientos, se veían obligadas a la realización de labores manuales con el consiguiente encarecimiento de costes de arranque.

El inicio del agotamiento de la cuenca se refleja en el abandono de pozos y en el comienzo de nuevas labores en zonas no explotadas.

A partir de 1958 se acrecientan las dificultades de las explotaciones a causa del progresivo agotamiento de capas primera y segunda y a causa de la crisis de venta del carbón que pese a no sentirse en esta cuenca con la misma intensidad que en el resto del país, tuvo una gran incidencia negativa.

Como única solución a las dificultades de explotación y de mercado se trató de conseguir un aumento de los rendimientos, por lo que se incrementó la utilización de rozadoras y perforadoras eléctricas para el barrenado, así como cucharas de arrastre para la carga de las vagonetas en la galería general. En este año de 1958 con casi 1.150.000 toneladas se logró la producción máxima alcanzada en la explotación de la cuenca de Puertollano.

En 1959, debido a la contracción de actividades industriales fruto del Plan de Estabilización se disminuyó aunque no apreciablemente la producción del año anterior, a la vez que por quiebra voluntaria de algunas minas o por otras incidencias se iniciaba el despido de personal.

En 1960 se produce una ligera mejoría de la situación de la cuenca, pero se continuaron los abandonos de explotaciones, en alguna de las cuales ante las dificultades económicas por las que pasaban, se cedían las acciones a los obreros que las explotaron por su cuenta con resultados poco satisfactorios.

En 1961 la crisis parecía ya superada y se produjo una demanda de carbón para esta cuenca superior a la producción obtenida por lo que los precios del carbón aumentaron y con ello se recuperaron algunas minas.

No obstante, en estos años, se produjeron dos hechos que iban a llevar al declinar de la cuenca en la década de los sesenta y los setenta. De un lado la sucesiva mayor utilización de combustibles derivados del petróleo en detrimento del carbón, y de otro el agotamiento total de algunas minas de la cuenca.

Para hacer frente al problema del agotamiento, desde 1962 se introdujo por

parte de la Sociedad Minero Metalúrgica de Peñarroya, donde era posible, el sistema de explotación por grandes tajos, lo que permite su mecanización, con un aumento de la seguridad y del rendimiento.

En los años siguientes y hasta el final de los años setenta se produce una contracción progresiva del mercado de carbón que iba a culminar, pese a la orientación del carbón de la cuenca hacia la producción de energía eléctrica en centrales a bocamina, con la paralización de las actividades en la cuenca.

En 1976, y tras los primeros efectos de la crisis del petróleo iniciada en 1973,

se comenzaba nuevamente la explotación de la cuenca por ENCASUR, si bien a partir de ese momento dicha explotación se efectúa a cielo abierto, obteniéndose producciones que desde dicho año se sitúan entre las 700.000 y 900.000 toneladas/año.

Con este nuevo florecer de la cuenca de Puertollano, con el comienzo de los años ochenta se iniciaron otras explotaciones particulares a cielo abierto.

Simultáneamente con el desarrollo de la minería a cielo abierto se ha profundizado en la investigación y conocimiento de la cuenca que dispone de importantes reservas explotables económicamente a cielo abierto.

Minería Ibero-Americana (UE-AL): ¿Una coyuntura para el desarrollo?

Por R. CASTROVIEJO (*)

INTRODUCCION

La minería tradicional, metálica particularmente, ha pasado en la Unión Europea a ser una actividad casi residual, aunque ha habido un cierto relevo por el aprovechamiento de MRI (Minerales y Rocas Industriales). Ello se debe a varios factores entre los cuales los problemas de seguridad y ambientales están de actualidad pero no son los únicos y los de globalización del mercado juegan un papel importante.

Esta tendencia no es exclusiva del continente europeo y, aunque incipiente, se observa incluso en los emporios mineros del mundo desarrollado, como USA, con el corolario inevitable -aunque prematuro- del cuestionamiento de las instituciones relacionadas con dicha actividad (vbgr. el Bureau of Mines en USA, hoy en el punto de mira de los partidarios de cierta manera de entender el "ahorro público") y de la posible migración de las potentes multinacionales o TNC (*Trans-National Corporations*) hacia países más atractivos, generalmente del llamado Tercer Mundo o PVD (Países en Vías de Desarrollo).

En cualquier caso, este desarrollo se produce, en el Primer Mundo, cuando la infraestructura de investigación/exploración y explotación de minas ha llegado a alcanzar niveles de eficiencia y diversificación sin precedentes. Las inversiones se re-orientan a países con un potencial grande pero poco explorado generalmente y con escasa infraestructura (PVD). Estos tienden no pocas veces, asfixiados por la deuda externa, a reducir todavía más la infraestructura pública y el

papel del estado, al tiempo que ponen sus recursos en manos de las TNC.

Esta breve reflexión intenta analizar dicha tendencia, sus posibles repercusiones para las poblaciones afectadas y el papel que a las instituciones públicas relacionadas con la investigación minera puede incumbir en un problema que trasciende las fronteras y que hay que entender en el marco del Mercado Mundo, no sólo en cuanto a inversión sino también en cuanto a sus efectos medio-ambientales.

La primera consideración que debe hacerse es que el problema, desde el punto de vista del desarrollo, es muy complejo. El realismo más elemental basta para descartar cualquier pretensión de enunciar respuestas definitivas. Además, explícitamente se desea renunciar a todo tecnicismo, para centrarse en la problemática del desarrollo sostenible, haciendo un esfuerzo para que los planteamientos sean comprensibles a cualquier ciudadano, que es en definitiva el contribuyente.

NUEVA Y VIEJA COYUNTURA

El control de los recursos minerales estuvo en la raíz de las estrategias tradicionales de las grandes potencias y de no pocos conflictos, incluso bélicos, y ha sido típicamente una de las reivindicaciones esenciales de los movimientos de liberación en PVD. Sin embargo, actualmente la actividad minera, en la mayor parte de los casos, ha sido prácticamente borrada no sólo de las reivindicaciones sino incluso de los programas de cooperación al desarrollo. Este fenómeno, imprevisible hace unos años, ha de tenerse en cuenta para comprender la situación y valorar sus consecuencias, así como para encontrar alguna vía constructiva hacia un desarrollo sostenible. ¿Cómo se explica?

La industria minera, la más antigua y primer motor de las demás, ha sido también la primera en sufrir las consecuencias de un desarrollo incontrastado, a veces *affairismo* violento, del que la historia abunda en ejemplos¹. No obstante, por duras que sean, estas condiciones no son las que han decidido la crisis minera del presente, sino la conjugación de diversos factores económicos y técnicos, entre los que se puede destacar:

-El éxito de la intensa exploración minera desarrollada a partir de la década de los sesenta contribuyó a saturar el mercado y a bajar los precios de los metales, haciendo inviables diversas explotaciones hasta entonces económicas. Esa fiebre de exploración se acentuó por la crisis de las materias primas y por los temores del mundo

¹ En los Imperios de la Edad Antigua, la minería era cosa de esclavos, a los que se llegaba a encadenar permanentemente en las galerías, de forma que desde que entraban ya no volverían a ver la luz del sol: sólo saldrían muertos. Las célebres minas de Potosí eran conocidas como "la boca del infierno" por los campesinos andinos en la época colonial; situaciones similares o peores todavía se encontraban, incluso en épocas muy recientes, en la mayor parte de las colonias ricas en materias primas minerales, hasta el punto de que en algunas regiones el nivel de vida de la población subía cuando se cerraba la actividad minera colonial, p. ej. en Shaba/Zaire (SHAMOLOLO T. E., 1988) o en otras se llegó a imponer métodos prácticamente esclavistas al estilo nazi (como el régimen de Apartheid, hoy felizmente superado, en la República Sudafricana, iniciado en las grandes minas). En cuanto a Europa, baste con recordar el sistema impuestos por los Fúcares (los banqueros Fugger de Carlos V) en las Minas de Almadén, mientras les duró la concesión, el puro realismo de *Germinál* (E. Zola, Francia) o el trabajo de los niños en las minas inglesas durante la Revolución Industrial.

desarrollado a la excesiva dependencia del exterior para su abastecimiento. En cuanto a la primera, el primer informe del Club de Roma (MEADOWS et al., 1972; veinte años después *-ibíd.*, 1992-, los autores se ratifican en lo esencial de sus conclusiones, en especial por lo que se refiere al desarrollo sostenible) es una muestra decisiva de su repercusión en las prioridades del mundo desarrollado de entonces. En cuanto a los segundos, se vieron acentuados por el desmoronamiento del mundo colonial y por conflictos como el del Petróleo del 73, etc. Curiosamente, el resultado de este sonado éxito de investigación fue el acentuar la dependencia exterior de Europa Occidental para el abastecimiento de materias primas minerales, ya que los mejores yacimientos se encontraron en América, África, Australia, etc. y la globalización del Mercado conduce a cerrar toda explotación que no sea competitiva a nivel mundial (caso general en la UE).

-El tradicional -y actual: todavía no abolido- descuido de todos los planteamientos desarrollistas por el medio ambiente. La industria minera, moviéndose con márgenes económicos muy estrechos en el contexto de supervivencia en el Mercado Mundo, no fue ajena a este descuido y ha empezado a pagar las consecuencias en forma de leyes restrictivas que obedecen a la justificada alarma de la opinión pública en buena parte de Europa, Estados Unidos, etc.² No obstante, suele ser en los PVD donde el riesgo ambiental es mayor y las medidas de protección más débiles, cuando no inexistentes, entre otras cosas por la escasa información que llega a la opinión pública y por el cada vez más reducido control estatal.

-La sofisticación y elevado coste de las técnicas de exploración y explotación de minas actuales, especialmen-

te si se tienen en cuenta los condicionamientos ambientales que todo desarrollo responsable exige, conduciendo a una concentración cada vez mayor de las industrias en grandes TNC o corporaciones transnacionales, las mejor situadas para asumir grandes inversiones, competir con ventaja y controlar el mercado. Los intentos de diversos PVD para controlar sus industrias minera y metalúrgica han tropezado con muy serios obstáculos, entre los cuales -y prescindiendo de otros condicionantes de índole política- no pueden menos de mencionarse las dificultades inherentes a la formación técnica del personal autóctono, a la disponibilidad de *know-how*, a la capacidad financiera e institucional (administrativa e infraestructura), etc. Por ello, frecuentemente los intentos de control o de desarrollo autónomo de su industria minera se han visto saldados en los PVD con el fracaso.

Se dibujan, pues, unas tendencias -no sólo, aunque sí muy particularmente, en el sector minero- que tienden a configurar un escenario similar al vivido en otras épocas. Actualmente se tiende a ceder la iniciativa a las TNC (*Trans-National Corporations*), que son cada vez más dueñas del terreno. La infraestructura pública de investigación disminuye o tiende a desaparecer, lo cual no puede sino acentuar el control por los grandes grupos capaces de suplirla, mientras que las industrias y minas de propiedad estatal son privatizadas.

Por otra parte, el despertar de la nueva conciencia ecológica ha favorecido -era ya una exigencia económica impostergable en los países desarrollados- el reciclado de metales y el desarrollo de nuevos materiales industriales alternativos, lo que limita la demanda minera de los países desarrollados³, mientras que las previsiones apuntan a un considerable in-

³ Esto ha de entenderse referido específicamente a la minería metálica; en el sector de Minerales y Rocas Industriales, típicamente ligado a una industria local desarrollada, hay una actividad mucho mayor en los países industrializados que en los PVD. Y no porque estos carezcan de recursos, sino porque su demanda o sus posibilidades de inversión/comercialización o acceso al mercado son muy limitadas (GARCIA DEL AMO, 1994; CASTROVIEJO, 1994).

cremento de ésta en los PVD: basta considerar las espectaculares necesidades -ya están haciéndose sentir en el mercado mundial- que una economía como la china puede generar para situar su industria a niveles comparables a los del Primer Mundo. Es probable, pues, que la crisis actual dé lugar en los próximos años a nuevas fiebres mineras (E&MJ, 1995).

¿Y EL DESARROLLO?

La diferencia con el pasado está en que los PVD parecen haber renunciado a la iniciativa en el desarrollo/control de sus recursos mineros o en la definición de una estrategia propia para el aprovechamiento de los mismos. No hay duda del peso de las razones que han movido a estas opciones, sin duda fruto, entre otras cosas, de dolorosos fracasos para muchos PVD, particularmente por la dificultad de lograr una explotación eficaz de dichos recursos sin disponer de *know-how* e infraestructura científico-técnica y financiera adecuadas. Pero ello no hace sino plantear cuestiones esenciales para los PVD, aunque puedan parecer ociosas a las TNC: ¿cómo va a ser este desarrollo?, ¿a quién va a favorecer?, ¿cómo lograr que responda a criterios sostenibles?

Es evidente -ya se ha señalado- que el responder cumplidamente a estos interrogantes escapa al ámbito de este trabajo, aunque es de esperar que no escape a las inquietudes de un profesional con sentido de la responsabilidad, teniendo en cuenta la situación dramática de tantos PVD. Sobre este problema, objeto de trabajos y de un Curso de Doctorado en la ETSI Minas, se volverá en otra ocasión. Ahora se señalará únicamente un aspecto relacionado directamente con las instituciones públicas.

No es menos evidente que el conducir dicho proceso por vías constructivas exige una implicación de los poderes públicos con, al menos, un doble objetivo:

-garantizar unas condiciones mínimas de higiene y seguridad laboral, así como de protección ambiental, que evi-

(*) E.T.S. Ing. Minas (U.P. Madrid).
c/. Ríos Rosas, 21, 28003 Madrid.

ten la repetición de errores que han sido tan frecuentes en el mundo desarrollado y que están poniendo en peligro incluso el futuro de una minería metálica tan potente como la de USA, con sus gigantescas TNC; más todavía, si se tiene en cuenta que los problemas ambientales ya afectan a todo el planeta y que una industrialización no-ecológica es hoy no-sostenible.

-lograr, mediante las medidas de control e incentivos adecuados, que dicho proceso se produzca de acuerdo con las necesidades del país y no sólo sirviendo a las necesidades del mercado internacional (o TNC's); por ejemplo, el desarrollo de una minería extractiva basada en el cobre o el oro -hoy estrellas de la inversión minera en PVD- podría contribuir al desarrollo del país si se aprovecha su dinamismo coyuntural para crear infraestructuras o desarrollar actividades permanentes -sin ir más lejos, minería no metálica, como ha ocurrido en Occidente: según el US Bureau of Mines (CLEVA, 1995) dicho sector produjo en 1994 unos 23.000 millones de dólares, es decir, 2/3 del total de la producción minera del país (no energética)-, pero podría no hacerlo si, como ocurre tantas veces⁴, se reduce a la exportación de dichos metales y a la consiguiente repatriación de beneficios, tras un efímero impacto en la actividad local.

También es evidente, para quien conozca la realidad del subdesarrollo, que para muchos PVD es hoy un sueño imposible el crear por sí solos una infraestructura administrativa y técnica capaz de garantizar estos objetivos mínimos, por no hablar ya de una puesta en valor de sus propios recursos (con lo que implica de investigación geológica, exploración minera, inversiones, etc.).

Y sigue siendo igual de evidente que es de las instituciones públicas de paí-

ses oficialmente colaboradores de donde más lógicamente cabe esperar apoyo para la creación de una tal infraestructura técnico-administrativa. ¿No es este el momento de alentar una cooperación científica y técnica al efecto, en el marco de los programas oficiales de cooperación al desarrollo? ¿Cómo puede explicarse que un sector de vital importancia para muchos PVD -vgr. el caso del Perú, la mitad de cuyos ingresos por exportación durante los últimos diez años se deben a la minería- reciba tan poca atención en dichos programas?

La pertinencia de estas cuestiones queda subrayada todavía por el hecho de que en estos momentos en España, como en la UE, se dispone del *know-how* y de la infraestructura técnica precisa para este tipo de actividad, lo que define claramente, para el sector minero, un marco económico complementario, por ejemplo, con el de Iberoamérica. La política oficial de la UE, plasmada por ejemplo en el programa ALFA (América Latina Formación Académica), es favorecer las actividades de cooperación en sectores complementarios, que suponen mutuo interés. Es el momento, pues, de aprovechar una coyuntura objetivamente complementaria -abundancia de *know-how* e infraestructura tecnológica, pero escasez de recursos en la UE, lo contrario en AL- para resolver de forma constructiva problemas acuciantes para los dos continentes. De nada servirá lamentar la degradación de las instituciones públicas e infraestructura de investigación minera europeas, en lugar de acometer tareas importantes que, bien concebidas y desarrolladas con seriedad, podrían suponer una revitalización de las mismas y, lo que es tal vez más importante para todos, una contribución decisiva al desarrollo sostenible.

Este interés mutuo, general para la cooperación de la UE y los PVD, es particularmente válido para el caso español con Iberoamérica, ya que se añade el factor cultural, también importante, precisamente en un sector en el que la presión de la terminología anglosajona es avasalladora, hasta el punto de que las expresiones científicas españolas -que fueron pioneras- están en riesgo de desaparición o ato-

mización, por falta de comunicación técnica entre los países iberoamericanos: el participar en programas de desarrollo en el sector geológico-minero no podría sino favorecer la recuperación de una base científico-técnica común.

REFERENCIAS

BONILLA, H. (1990): *Guano y crisis en el Perú del XIX*. p. 123-136, in: Lumbrales L. G. et al., eds. Nueva Historia General del Perú. Mosca Azul eds., Lima, 270 p.

CASTROVIEJO, R. (1994): *Sobre el desarrollo de la Minería metálica y no metálica en América: un análisis introductorio. Mesa Redonda sobre Minerías y Rocas Industriales*. VIII Congreso Peruano de Geología, 20-22 Julio 1994, Aula B.

CLEVA, S. (1995): *Industrial minerals contribute to GNP*. Geotimes, sept. 1995, p. 7-8.

E&MJ (1995): *Nonferrous Metals & Mining Outlook*. Engineering and Mining Journal, 196, 3, p. 36.

GARCIA DEL AMO, D. (1994): *Utilización de los Recursos de RMI (Rocas y Minerías Industriales) para el Desarrollo*. Mesa Red. MRI. VIII Congr. Peruano de Geología, 20-22 Julio 1994, Aula B.

MEADOWS, D. H. et al. (1972): *Los límites del Crecimiento*. Universe Books, N. York.

(1992): *Más allá de los Límites del Crecimiento*. El País Aguilar, Madrid, 355 p.

SALAM, A. (1990): *Science, Technology and Science Education in the Development of the South*. The Third World Academy of Sciences, Trieste, Italy, 323 p.

SHAMOLOLO, T. E. (1988): *Entreprises Minières et Développement de l'Economie Capitaliste au Zaïre*. Cahiers Cedef, 3, Bruselas, 109 pp.

Nota Necrológica sobre el Dr. Ingeniero de Minas

JOSE SUAREZ FEITO

El año 1995 ha deparado la triste noticia del fallecimiento del ilustre Doctor Ingeniero de Minas José Suárez Feito, hecho que tuvo lugar el día 2 de Julio cuando contaba 72 años de edad.

A la consternación y dolor que este hecho produjo entre sus familiares y amigos, se une la profunda tristeza de todos los que tuvieron ocasión de tratarlo y trabajar con él. En particular en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid y en el Instituto Tecnológico Geominero de España, centros en los que ha transcurrido la mayor parte de su vida profesional, donde era una persona entrañable, admirada y querida por todos los que lo conocieron.

Al término de sus estudios de Ingeniería de Minas y sin solución de continuidad inició en 1952 su vida profesional en la recién creada Junta de Energía Nuclear, con una especial dedicación a la Metalurgia del uranio y la preparación de elementos combustibles para reactores.

Los cuatro años que permaneció en la JEN le permitieron familiarizarse con unas tecnologías nuevas en España, con enormes posibilidades de aplicación en múltiples campos de la actividad humana.

En este período fue uno de los primeros ingenieros españoles que siguieron cursos de especialización en centros extranjeros, estando en Knokke (Bélgica) en el año 1956 y Sackay (Francia) en el año 1958, obteniendo títulos tan prestigiosos como el Diploma Nuclear de Directores de Empresa del Centro de Estudios Nucleares de Madrid en 1957 y el Diploma de Energía Nuclear en 1959.

Sin embargo, y como consecuencia de su confianza en el futuro de la Energía Nuclear, desde un primer momento comenzó a promocionar la idea de crear en la ETS de Ingenieros una cátedra para enseñanza de esta disciplina.

En 1957 se constituyó la cátedra de Energía Nuclear en dicha Escuela con el nombramiento de José Suárez Feito como primer Profesor Numerario con carácter interino.

Esta actividad académica es el segundo pilar de su actividad profesional a la que dedicó su cariño y esfuerzo durante treinta y dos años de su vida, en una fecunda comunión con sus alumnos.

El año 1959 obtiene el título de Doctor Ingeniero de Minas con una tesis doctoral titulada: "Aplicaciones industriales de los isótopos radiactivos" calificada con sobresaliente Cum Laudem y en marzo de 1963 consigue por oposición el título de Catedrático Numerario de Energía Nuclear de la ETS de Ingenieros de Minas de Madrid, puesto que desempeñó hasta su jubilación en 1987.

En este tiempo es extraordinaria la labor desarrollada, siendo artífice del crecimiento de la enseñanza, que hizo necesario el desdoblamiento de la asignatura en dos cursos, uno denominado Energía Nuclear que cubre Prospección y Metalurgia de Minerías Radiactivas y otro que incluye Física Nuclear y Sistema de Reactores Nucleares, lo que sigue manteniendo en la ETS de Ingenieros de Minas de 1995.

Durante sus años de docencia publicó varios libros sobre Prospección y Explotación de Minerías Radiactivas, Concentración y Metalurgia del Uranio y Torio, Preparación de Elementos Combustibles de Uranio y Enriquecimiento del Uranio, libros que en el día de hoy siguen siendo de texto o consulta en la enseñanza de esta Asignatura.

La tercera gran línea profesional del profesor Suárez Feito fue su dedicación al, entonces, Instituto Geológico y Minero de España, donde ingresa como ingeniero auxiliar, mediante concurso, el 9 de julio de 1956 y permanece durante veintiocho años, hasta el 30 de septiembre de 1984 en que cesa mediante excedencia voluntaria.

En el Instituto Geológico y Minero de España fue destinado al Departamento de Laboratorios donde se encargó de crear y dirigir el Laboratorio de Radiactividad y Energía Nuclear, hasta 1960 en que fue destinado como Ingeniero de la División de Cartografía Geológica.

En 1966 fue designado adjunto a la Secretaría General, hasta 1973 en que fue nombrado Jefe de la División de Laboratorios y Servicios Comunes, puesto en el que continuó hasta 1979, año en el que pasó a la Dirección de Planificación y Gestión, encargándose del Servicio de Programación y Coordinación. Fruto de su intensa actividad en el Instituto Geológico y Minero de España son más de veinticinco publicaciones sobre temas geológicos, metalogénicos, de aplicaciones de los isótopos radiactivos a los estudios sobre aguas naturales, minería y metalogénica química analítica, etc., muchos de los cuales han sido publicados en Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y en publicaciones cartográficas específicas, como la parte española de las Hojas de Bayona y Tolosa de la Carta de Gites Mineraux de la France. Escala 1:320.000 (1964). Mapa Tectónico de España, escala 1:1.000.000 (1966) y Mapa Geológico de España, escala 1:1.000.000 (1968).

Actividades relevantes fueron las derivadas de su nombramiento en 1964 como Miembro Colaborador de la Academia de Doctores de Madrid y en 1973 como Vocal de la Comisión para estudiar la posibilidad de aumentar las reservas de uranio en España.

Otras actividades desarrolladas fueron las de Asesor de la Sociedad de Estudios Tecnatom, de la Sección Nuclear de Hidrola, de Técnicas Nucleares, etc.

Si extraordinaria y brillante fue la trayectoria profesional de José Suárez Feito, más importante, si cabe, fue su perfil humano. Todos los que conocimos a José Suárez Feito, lamentamos profundamente tan importante pérdida profesional y humana y nunca olvidaremos su aire bonachón, su carácter afable, su laboriosidad y disposición para ayudar al que lo necesitara, su capacidad para asumir responsabilidades. Esa magnífica lección práctica que nos daba permanentemente con su quehacer diario.

Madrid, Diciembre 1995

M. A. Artazcoz Borda

A. Ilarri Junquera

⁴ Vbgr. el problema del guano y el salitre en el Perú del s. XIX (BONILLA, 1990), por no hablar de casos extremos como el estudiado por SHAMOLOLO (1988) en el Zaire o ¿los actuales del petróleo en Nigeria, en Guinea Ecuatorial?

INDICE DE MATERIAS

Tomo 106

| | <u>Páginas</u> |
|---|----------------|
| GEOLOGIA | |
| A. ARRIBAS: Consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas del yacimiento Cuaternario de Villacastín (Segovia, España) | 3 |
| C. IÑIGO: El rinoceronte del Pleistoceno Superior de la Cueva del Búho (Segovia) | 107 |
| A. A. ARAUJO y A. RIBEIRO: Tangential transpressive strain regime in the Evora-Ara-cena Domain (Ossa-Morena Zone) | 111 |
| L. GAGO-DUPORT, J. M. GUTIERREZ MAS, J. M. PARRADO-ROMAN, A. SANTOS, A. LOPEZ GALINDO y F. LOPEZ-AGUAYO: La fracción carbonatada en los sedimentos recientes de la plataforma continental entre el Guadalquivir y el Cabo de Trafalgar | 118 |
| R. D. DALLMEYER, J. L. GARCIA-CASQUERO y C. QUESADA: ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous complex (Ossa-Morena zone, SW Iberia) | 203 |
| J. REY, L. REDONDO y R. AGUADO: Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Ubeda (provincia de Jaén) | 215 |
| B. ABALOS: Aplicación de la Función de Auto-Correlación al Análisis Estructural de Medios Fisurados | 219 |
| J. ESCUDER VIRUETE, P. VILLAR, L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ, V. MONTESERIN y J. I. SANTISTEBAN: Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España) | 303 |
| V. M. ORTUÑO y A. ARILLO: La entomofauna del Mioceno Superior de la depresión ceretana (Lleida, NE de España). Coleópteros I | 407 |
| R. CAMPOS EGEA, P. GUMIEL MARTINEZ y J. PARDILLO PORRAS: Caracterización cinemática y geométrica de la fracturación en El Berrocal (Toledo, España) | 503 |
| M ^a D. GIL CID y P. DOMINGUEZ ALONSO: Gyrocystis cruzae, una nueva especie de Cineta (Echinodermata Carpoidea) del Cámbrico Medio de El Ferredal de Quintana (Asturias, España) | 517 |
| MINERIA | |
| A. ARRIBAS ROSADO y A. ARRIBAS MORENO: Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del su- reste de España | 23 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| J. RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR y S. MAROTO ARANDA: Metodología de investigación aplicada a los yacimientos de Manganeso en Huelva | 125 |
| E. ORCHE: Evaluación de reservas del yacimiento de Buseiro (Asturias) | 136 |
| M. C. MORO, M. GIL, M. L. CEMBRANOS, L. PEREZ DEL VILLAR y A. FERNANDEZ: Las Mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinfor-mes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España) | 233 |
| L. GAVETE CORVINOS, J. GOMEZ DE LAS HERAS y S. FALCON DE ANDRES: Funda-mentos del cálculo numérico del programa "Contsub" y su utilización en estudios de subsidencia minera | 250 |
| P. GUMIEL, R. CAMPOS, D. J. SANDERSON y S. ROBERTS: Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y percolación | 316 |
| A. I. GARCIA LUIS, M. L. CEMBRANOS y M. PEDRAZA: Geoquímica y mineralizaciones de Cu (Ni), Zn y Pb en el macizo de Lumbrales. Oeste de la provincia de Salamanca | 338 |
| A. FERNANDEZ FERNANDEZ, J. M. MONTERO GOMEZ y M. C. MORO BENITO: Los hierros sedimentarios ordovícicos del sinformes de Alcañices (Prov. de Zamora, Es-paña) | 415 |
| S. CUERVO; D. ARIAS y F. TORNOS: Contexto geológico de las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) de la comarca de la Babia (León) | 532 |
| S. M. TIMON SANCHEZ; M. C. MORO BENITO y A. FERNANDEZ FERNANDEZ: Aspectos mineralógicos, termodinámicos e isotópicos de los sulfuros "sedex" de Fe (Zn y Cu) de Latedo - Sejas de Aliste (Zamora, España) | 543 |
| AGUAS SUBTERRANEAS | |
| J. CARDENAL, J. BENAVENTE y J. J. CRUZ-SANJULIAN: Características Hidrodinámicas y funcionamiento del acuífero carbonatado de la Sierra de Lújar (Granada) | 63 |
| E. SANZ PEREZ: Los manantiales de España: clasificación según caudales y litologías y sus aportaciones | 77 |
| L. MORENO MERINO, C. GONZALEZ HUECAS y A. LOPEZ LAFUENTE: Características edáficas condicionantes de la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subte-rráneas situadas bajo fluvisoles calcáricos | 149 |
| B. BOUHMADI, J. BENAVENTE, J. JAVIER CRUZ-SANJULIAN y A. SANROMA: Carac-terización hidrodinámica e hidroquímica de los acuíferos de la Cuenca Baja del río Loukkos (Marruecos) | 161 |
| A. O. HERNANDEZ VALDES: Determinación de las propiedades hidrogeológicas equi-valentes a un medio estratificado con régimen no lineal | 259 |
| J. DIAZ CURIEL, D. MARTIN SANCHEZ, A. MALDONADO ZAMORA Y M ^a GOMEZ MAR-TOS: red de control σ/T para el estudio de intrusión marina en Almuñécar (Granada)... .. | 358 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| A. TAHIRI y A. PULIDO-BOSCH: Hidrogeoquímica del acuífero de Temara (Rabat, Marruecos) | 429 |
| GEOESTADISTICA | |
| M. CHICA, G. LEAL, A. SALGUERO y J. DELGADO: Análisis espacial y cartografía de anomalías radiométricas | 89 |
| GEOQUIMICA | |
| A. MORENO; M. POZO y J. A. MARTIN RUBI: Geoquímica del yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias. (Cuenca de Madrid) | 559 |
| INGENIERIA GEOAMBIENTAL | |
| A. ERASO, Y. TRZHTSINSKIY y A. CASTRILLO: Dolinas de colapso y karst en yeso en la plataforma cámbrica del Este de Siberia | 373 |
| ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES | |
| M. LEON, M. I. CARRETERO y J. ROBREDO: Caracterización y posibilidades de aprovechamiento de las arenas silíceas de la unidad del Aljibe (Olvera, Cádiz) | 178 |
| M. POZO y J. CASAS: Distribución y caracterización de litofacies en el yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias (Neógeno de la cuenca de Madrid) | 265 |
| M.A. RODRIGUEZ, F. RUBIO, J. RUBIO, M. J. LISO y J. L. OTEO: Caracterización estructural y comportamiento térmico de una muestra de pizarra empleada como material para la edificación | 437 |
| ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS | |
| A. NAVARRO y O. PUCHE: Descubrimiento de helvina y manganochamosita en la Sierra de Madrid | 283 |
| J.L. GARCIA CASQUERO: Intrusión múltiple y cuerpos ígneos politípicos: El Complejo Igneo de Burguillos del Cerro, un "macizo diorítico zonado" en el Basamento Varisco de la Península Ibérica... .. | 379 |
| A. APARICIO, J. M. BRELL y R. GARCIA: El metamorfismo de bajo grado de la Cordillera Bética | 446 |
| A. APARICIO y R. GARCIA: El volcanismo de las Islas Columbretes (Mediterráneo Occidental). Quimismo y mineralogía | 468 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| INFORMACION | |
| L. APARICIO: Necrológica de Juan Manuel López de Azcona | 98 |
| O. PUCHE RIART y F. J. AYALA CARCEDO: Notas sobre la minería y metalurgia españolas en la época del Imperio | 186 |
| F. J. AYALA CARCEDO: El significado científico y tecnológico de Manuel Fernández de Castro (1825-1895) cien años después | 293 |
| Libros (Número 4) | 399 |
| L. F. MAZADIEGO y O. PUCHE: Mitos, Genios, Duendes y Supersticiones en las Minas. | 489 |
| L. M. ^a RIOS, J. M. CHARLET y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLI Campamento para Prácticas de Geología | 571 |
| J. A. ILLESCAS BOLAÑOS: Notas sobre la historia de la minería del carbón en Puerto-llano | 573 |
| R. CASTROVIEJO: Minería Ibero-Americana (UE-AL): ¿Una coyuntura para el desarrollo? | 576 |
| M. A. ARTAZCOZ y A. ILARRI: Necrológica de José Suárez Feito | 579 |
| Indice anual de Materias | 580 |
| Indice anual de Autores | 584 |

INDICE DE AUTORES

Tomo 106

| | <u>Páginas</u> |
|---|----------------|
| ABALOS, B.: Aplicación de la Función de Auto-Correlación al Análisis Estructural de Medios Fisurados | 219 |
| AGUADO, R.; REY, J. y REDONDO L.: Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Ubeda (provincia de Jaén)... .. | 215 |
| APARICIO, A.; BRELL, J. M. y GARCIA, R.: El metamorfismo de bajo grado de la Cordillera Bética... .. | 446 |
| APARICIO, A. y GARCIA, R.: El volcanismo de las Islas Columbretes (Mediterráneo Occidental). Quimismo y mineralogía... .. | 468 |
| APARICIO, L.: Necrológica de Juan Manuel López de Azcona | 98 |
| ARAUJO, A. A. y RIBEIRO, A.: Tangential transpressive strain regime in the Evora-Araucena Domain (Ossa-Morena Zone)... .. | 111 |
| ARIAS, D.; CUERVO, S. y TORNOS, F.: Contexto geológico de las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) de la comarca de la Babia (León) | 532 |
| ARILLO, A. y ORTUÑO, V. M.: La entomofauna del Mioceno Superior de la depresión ceretana (Lleida, NE de España). Coleópteros I | 407 |
| ARRIBAS, A.: Consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas del yacimiento Cuaternario de Villacastín (Segovia, España) | 3 |
| ARRIBAS MORENO, A. y ARRIBAS ROSADO, A.: Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del sureste de España | 23 |
| ARRIBAS ROSADO, A. y ARRIBAS MORENO, A.: Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del sureste de España | 23 |
| ARTAZCOZ, M. A. y ILARRI, A.: Necrológica de José Suárez Feito | 579 |
| AYALA CARCEDO, F. J.: El significado científico y tecnológico de Manuel Fernández de Castro (1825-1895) cien años después | 293 |
| AYALA CARCEDO, F. J. y PUCHE RIART, O.: Notas sobre la minería y metalurgia españolas en la época del Imperio | 186 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| BENAVENTE, J.; CARDENAL, J. y CRUZ-SANJULIAN, J. J.: Características hidrodinámicas y funcionamiento del acuífero carbonatado de la Sierra de Lújar (Granada) | 63 |
| BENAVENTE, J.; BOUHMADI, B.; CRUZ-SANJULIAN, J. J. y SANROMA, A.: Caracterización hidrodinámica e hidroquímica de los acuíferos de la Cuenca Baja del río Loukkos (Marruecos) | 161 |
| BODEGA, F.; RIOS, L. M. ^a y CHARLET, J. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLI Campamento para Prácticas de Geología | 571 |
| BOUHMADI, B.; BENAVENTE, J.; CRUZ-SANJULIAN, J. J. y SANROMA, A.: Caracterización hidrodinámica e hidroquímica de los acuíferos de la Cuenca Baja del río Loukkos (Marruecos) | 161 |
| BRELL, J. M.; APARICIO, A. y GARCIA, R.: El metamorfismo de bajo grado de la Cordillera Bética | 446 |
| CAMPOS, R.; GUMIEL, P.; ROBERTS, S. y SANDERSON, D. J.: Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y percolación | 316 |
| CAMPOS EGEA, R.; GUMIEL MARTINEZ, P. y PARDILLO PORRAS, J.: Caracterización cinemática y geométrica de la fracturación en El Berrocal (Toledo, España) | 503 |
| CARDENAL, J.; BENAVENTE, J. y CRUZ-SANJULIAN, J. J.: Características hidrodinámicas y funcionamiento del acuífero carbonatado de la Sierra de Lújar (Granada) | 63 |
| CARRETERO, M. I.; LEON, M. y ROBREDO, J.: Caracterización y posibilidades de aprovechamiento de las arenas silíceas de la unidad del Aljibe (Olvera, Cádiz) | 178 |
| CASAS, J. y POZO, M.: Distribución y caracterización de litofacies en el yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias (Neógeno de la cuenca de Madrid) | 265 |
| CASTRILLO, A.; ERASO, A. y TRZHTSINSKIY, Y.: Dolinas de colapso y karst en yeso en la plataforma cámbrica del Este de Siberia | 373 |
| CASTROVIEJO, R.: Minería Ibero-Americana (UE-AL): ¿Una coyuntura para el desarrollo? | 576 |
| CEMBRANOS, M. L.; GARCIA LUIS, A. I. y PEDRAZA, M.: Geoquímica y mineralizaciones de Cu(Ni), Zn y Pb en el macizo de Lumbrales. Oeste de la provincia de Salamanca | 338 |
| CEMBRANOS, M. L.; MORO, M. C.; FERNANDEZ, A.; GIL, M. y PEREZ DEL VILLAR, L.: Las Mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España) | 233 |
| CHARLET, J. M.; RIOS, L. M. ^a y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLI Campamento para Prácticas de Geología | 571 |
| CHICA, M.; DELGADO, J.; LEAL, G. y SALGUERO, A.: Análisis espacial y cartografía de anomalías radiométricas | 89 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| CRUZ-SANJULIAN, J. J.; CARDENAL, J. y BENAVENTE, J.: Características hidrodinámicas y funcionamiento del acuífero carbonatado de la Sierra de Lújar (Granada) ... | 63 |
| CRUZ-SANJULIAN, J. J.; BOUHMAI, B.; BENAVENTE, J. y SANROMA, A.: Caracterización hidrodinámica e hidroquímica de los acuíferos de la Cuenca Baja del río Loukos (Marruecos) ... | 161 |
| CUERVO, S.; ARIAS, D. y TORNOS, F.: Contexto geológico de las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) de la comarca de la Babia (León) ... | 532 |
| DALLMEYER, R. D.; GARCIA-CASQUERO, J. L. y QUESADA, C.: ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous complex (Ossa-Morena zone, SW Iberia) ... | 203 |
| DELGADO, J.; CHICA, M.; LEAL, G. y SALGUERO, A.: Análisis espacial y cartografía de anomalías radiométricas ... | 89 |
| DIAZ CUIEL, J.; MARTIN SANCHEZ, D.; MALDONADO ZAMORA, A. y GOMEZ MARTOS, M ^a .: Red de control σ/T para el estudio de intrusión marina en Almuñécar (Granada) ... | 358 |
| DOMINGUEZ ALONSO, P. y GIL CID, M ^a . D.: Gyrocystis cruzae, una nueva especie de Cincta (Echinodermata Carpoidea) del Cámbrico Medio de El Ferredal de Quintana (Asturias, España) ... | 517 |
| ERASO, A.; CASTRILLO, A. y TRZHTSINSKIJ, Y.: Dolinas de colapso y karst en yeso en la plataforma cámbrica del Este de Siberia ... | 373 |
| ESCUDER VIRUETE, J.; VILLAR, P.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; MONTESERIN, V. y SANTISTEBAN, J. I.: Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España) ... | 303 |
| FALCON DE ANDRES, S.; GAVETE CORVINOS, L. y GOMEZ DE LAS HERAS, J.: Fundamentos del cálculo numérico del programa "Contsub" y su utilización en estudios de subsidencia minera ... | 250 |
| FERNANDEZ, A.; CEMBRANOS, M. L.; MORO, M. C.; GIL, M. y PEREZ DEL VILLAR, L.: Las Mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España) ... | 233 |
| FERNANDEZ FERNANDEZ, A.; MONTERO GOMEZ, J. M. y MORO BENITO, M. C.: Los hierros sedimentarios ordovícicos del sinforme de Alcañices (Prov. de Zamora, España) ... | 415 |
| FERNANDEZ FERNANDEZ, A.; MORO BENITO, M. C. y TIMON SANCHEZ, S. M.: Aspectos mineralógicos, termodinámicos e isotópicos de los sulfuros "sedex" de Fe (Zn y Cu) de Latedo-Sejas de Aliste (Zamora, España) ... | 543 |
| GAGO-DUPORT, L.; GUTIERREZ MAS, J. M.; PARRADO-ROMAN, J. M.; LOPEZ GALINDO, A.; LOPEZ-AGUAYO, F. y SANTOS, A.: La fracción carbonatada en los sedimentos recientes de la plataforma continental entre el Guadalquivir y el Cabo de Trafalgar ... | 118 |
| GARCIA, R.; APARICIO, A. y BRELL, J. M.: El metamorfismo de bajo grado de la Cordillera Bética ... | 446 |
| GARCIA, R. y APARICIO, A.: El volcanismo de las Islas Columbretes (Mediterráneo Occidental). Quimismo y mineralogía ... | 468 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| GARCIA CASQUERO, J. L.: Intrusión múltiple y cuerpos igneos politípicos: El Complejo Igneo de Burguillos del Cerro, un "macizo diorítico zonado" en el Basamento Varisco de la Península Ibérica ... | 379 |
| GARCIA-CASQUERO, J. L.; DALLMEYER, R. D. y QUESADA, C.: ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous complex (Ossa-Morena zone, SW Iberia) ... | 203 |
| GARCIA LUIS, A. I.; CEMBRANOS, M. L. y PEDRAZA, M.: Geoquímica y mineralizaciones de Cu(Ni), Zn y Pb en el macizo de Lumbrales. Oeste de la provincia de Salamanca ... | 338 |
| GAVETE CORVINOS, L.; FALCON DE ANDRES, S. y GOMEZ DE LAS HERAS, J.: Fundamentos del cálculo numérico del programa "Contsub" y su utilización en estudios de subsidencia minera ... | 250 |
| GIL, M.; FERNANDEZ, A.; CEMBRANOS, M. L.; MORO, M. C. y PEREZ DEL VILLAR, L.: Las Mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España) ... | 233 |
| GIL CID, M ^a . D. y DOMINGUEZ ALONSO, P.: Gyrocystis cruzae, una nueva especie de Cincta (Echinodermata Carpoidea) del Cámbrico Medio de El Ferredal de Quintana (Asturias, España) ... | 517 |
| GOMEZ DE LAS HERAS, J.; GAVETE CORVINOS, L. y FALCON DE ANDRES, S.: Fundamentos del cálculo numérico del programa "Contsub" y su utilización en estudios de subsidencia minera ... | 250 |
| GOMEZ MARTOS, M ^a .; DIAZ CUIEL, J.; MARTIN SANCHEZ, D. y MALDONADO ZAMORA, A.: Red de control σ/T para el estudio de intrusión marina en Almuñécar (Granada) ... | 358 |
| GONZALEZ HUECAS, C.; LOPEZ LAFUENTÉ, A. y MORENO MERINO, L.: Características edáficas condicionantes de la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas situadas bajo fluvisoles calcáricos ... | 149 |
| GUMIEL, P.; CAMPOS, R.; ROBERTS, S. y SANDERSON, D. J.: Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y percolación ... | 316 |
| GUMIEL MARTINEZ, P.; CAMPOS EGEA, R. y PARDILLO PORRAS, J.: Caracterización cinemática y geométrica de la fracturación en El Berrocal (Toledo, España) ... | 503 |
| GUTIERREZ MAS, J. M.; GAGO-DUPORT, L.; PARRADO-ROMAN, J. M.; LOPEZ GALINDO, A.; LOPEZ-AGUAYO, F. y SANTOS, A.: La fracción carbonatada en los sedimentos recientes de la plataforma continental entre el Guadalquivir y el Cabo de Trafalgar ... | 118 |
| HERNANDEZ VALDES, A. O.: Determinación de las propiedades hidrogeológicas equivalentes a un medio estratificado con régimen no lineal ... | 259 |
| ILARRI, A. y ARTAZCOZ, M. A.: Necrológica de José Suárez Feito ... | 579 |
| ILLESCAS BOLAÑOS, J. A.: Notas sobre la historia de la minería del carbón en Puertollano ... | 573 |
| IÑIGO, C.: El rinoceronte del Pleistoceno Superior de la Cueva del Búho (Segovia) ... | 107 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| LEAL, G.; DELGADO, J.; CHICA, M. y SALGUERO, A.: Análisis espacial y cartografía de anomalías radiométricas | 89 |
| LEON, M.; CARRETERO, M. I. y ROBREDO, J.: Caracterización y posibilidades de aprovechamiento de las arenas silíceas de la unidad del Aljibe (Olvera, Cádiz) | 178 |
| LISO, M. J.; OTEO, J. L.; RODRIGUEZ, M. A.; RUBIO, F. y RUBIO, J.: Caracterización estructural y comportamiento térmico de una muestra de pizarra empleada como material para la edificación | 437 |
| LOPEZ-AGUAYO, F.; GUTIERREZ MAS, J. M.; GAGO-DUPORT, L.; PARRADO-ROMAN, J. M.; LOPEZ GALINDO, A. y SANTOS, A.: La fracción carbonatada en los sedimentos recientes de la plataforma continental entre el Guadalquivir y el Cabo de Trafalgar ... | 118 |
| LOPEZ GALINDO, A.; GUTIERREZ MAS, J. M.; GAGO-DUPORT, L.; PARRADO-ROMAN, J.M.; LOPEZ-AGUAYO, F. y SANTOS, A.: La fracción carbonatada en los sedimentos recientes de la plataforma continental entre el Guadalquivir y el Cabo de Trafalgar ... | 118 |
| LOPEZ LAFUENTE, A.; GONZALEZ HUECAS, C. y MORENO MERINO, L.: Características edáficas condicionantes de la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas situadas bajo fluvisoles calcáricos | 149 |
| MALDONADO ZAMORA, A.; GOMEZ MARTOS, M ^a .; DIAZ CURIEL, J. y MARTIN SANCHEZ, D.: Red de control σ/T para el estudio de intrusión marina en Almuñécar (Granada) | 358 |
| MAROTO ARANDA, S. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.: Metodología de investigación aplicada a los yacimientos de Manganeso en Huelva | 125 |
| MARTIN RUBI, J. A.; MORENO, A. y POZO, M.: Geoquímica del yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias (Cuenca de Madrid) | 559 |
| MARTIN SANCHEZ, D.; MALDONADO ZAMORA, A.; GOMEZ MARTOS, M ^a . y DIAZ CURIEL, J.: Red de control σ/T para el estudio de intrusión marina en Almuñécar (Granada) | 358 |
| MAZADIEGO, L. F. y PUCHE, O.: Mitos, Genios, Duendes y Supersticiones en las Minas | 489 |
| MONTERO GOMEZ, J. M.; FERNANDEZ FERNANDEZ, A. y MORO BENITO, M. C.: Los hierros sedimentarios ordovícicos del sinforme de Alcañices (Prov. de Zamora, España) | 415 |
| MONTESERIN, V.; ESCUDER VIRUETE, J.; VILLAR, P.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y SANTISTEBAN, J. I.: Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España) | 303 |
| MORENO, A.; MARTIN RUBI, J. A. y POZO, M.: Geoquímica del yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias. (Cuenca de Madrid) | 559 |
| MORENO MERINO, L.; LOPEZ LAFUENTE, A. y GONZALEZ HUECAS, C.: Características edáficas condicionantes de la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas situadas bajo fluvisoles calcáricos | 149 |

| | <u>Páginas</u> |
|---|----------------|
| MORO, M. C.; GIL, M.; FERNANDEZ, A.; CEMBRANOS, M. L. y PEREZ DEL VILLAR, L.: Las Mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España) | 233 |
| MORO BENITO, M. C.; MONTERO GOMEZ, J. M. y FERNANDEZ FERNANDEZ, A.: Los hierros sedimentarios ordovícicos del sinforme de Alcañices (Prov. de Zamora, España) | 415 |
| MORO BENITO, M. C.; TIMON SANCHEZ, S. M. y FERNANDEZ FERNANDEZ, A.: Aspectos mineralógicos, termodinámicos e isotópicos de los sulfuros "sedex" de Fe (Zn y Cu) de Latedo-Sejas de Aliste (Zamora, España) | 543 |
| NAVARRO, A. y PUCHE, O.: Descubrimiento de helvina y manganochamosita en la Sierra de Madrid | 283 |
| ORCHE, E.: Evaluación de reservas del yacimiento de Buseiro (Asturias) | 136 |
| ORTUÑO, V. M. y ARILLO, A.: La entomofauna del Mioceno Superior de la depresión ceretana (Lleida, NE de España). Coleópteros I | 407 |
| OTEO, J. L.; LISO, M. J.; RODRIGUEZ, M. A.; RUBIO, F. y RUBIO, J.: Caracterización estructural y comportamiento térmico de una muestra de pizarra empleada como material para la edificación | 437 |
| PARDILLO PORRAS, J.; GUMIEL MARTINEZ, P. y CAMPOS EGEA, R.: Caracterización cinemática y geométrica de la fracturación en El Berrocal (Toledo, España) | 503 |
| PARRADO-ROMAN, J. M.; LOPEZ GALINDO, A.; GUTIERREZ MAS, J. M.; GAGO-DUPORT, L.; LOPEZ-AGUAYO, F. y SANTOS, A.: La fracción carbonatada en los sedimentos recientes de la plataforma continental entre el Guadalquivir y el Cabo de Trafalgar | 118 |
| PEDRAZA, M.; GARCIA LUIS, A. I. y CEMBRANOS, M. L.: Geoquímica y mineralizaciones de Cu (Ni), Zn y Pb en el macizo de Lumbrales. Oeste de la provincia de Salamanca | 338 |
| PEREZ DEL VILLAR, L.; MORO, M. C.; GIL, M., FERNANDEZ, A. y CEMBRANOS, M.L.: Las Mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España) | 233 |
| POZO, M. y CASAS, J.: Distribución y caracterización de litofacies en el yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias (Neógeno de la cuenca de Madrid) | 265 |
| POZO, M.; MORENO, A. y MARTIN RUBI, J. A.: Geoquímica del yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias (Cuenca de Madrid) | 559 |
| PUCHE, O. y NAVARRO, A.: Descubrimiento de helvina y manganochamosita en la Sierra de Madrid | 283 |
| PUCHE, O. y MAZADIEGO, L. F.: Mitos, Genios, Duendes y Supersticiones en las Minas | 489 |
| PUCHE RIART, O y AYALA CARCEDO, F. J.: Notas sobre la minería y metalurgia españolas en la época del Imperio | 186 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| PULIDO-BOSCH, A. y TAHIRI, A.: Hidrogeoquímica del acuífero de Temara (Rabat, Marruecos) | 429 |
| QUESADA, C.; GARCIA-CASQUERO, J. L. y DALLMEYER, R. D.: ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous complex (Ossa-Morena zone, SW Iberia) | 203 |
| RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y MAROTO ARANDA, S.: Metodología de investigación aplicada a los yacimientos de Manganeso en Huelva | 125 |
| REDONDO L.; AGUADO, R. y REY, J.: Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Ubeda (provincia de Jaén) | 215 |
| REY, J.; REDONDO L. y AGUADO, R.: Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Ubeda (provincia de Jaén) | 215 |
| RIBEIRO, A. y ARAUJO, A. A.: Tangential transpressive strain regime in the Evora-Aracena Domain (Ossa-Morena Zone) | 111 |
| RIOS, L. M. ^º ; CHARLET, J. M. y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLI Campamento para Prácticas de Geología | 571 |
| ROBERTS, S.; GUMIEL, P.; CAMPOS, R. y SANDERSON, D. J.: Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y percolación | 316 |
| ROBREDO, J.; LEON, M. y CARRETERO, M. I.: Caracterización y posibilidades de aprovechamiento de las arenas silíceas de la unidad del Aljibe (Olvera, Cádiz) | 178 |
| RODRIGUEZ, M. A.; OTEO, J. L.; LISO, M. J.; RUBIO, F. y RUBIO, J.: Caracterización estructural y comportamiento térmico de una muestra de pizarra empleada como material para la edificación | 437 |
| RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; MONTESERIN, V.; ESCUDER VIRUETE, J.; VILLAR, P. y SANTISTEBAN, J. I.: Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España) | 303 |
| RUBIO, F.; RUBIO, J.; RODRIGUEZ, M. A.; OTEO, J. L. y LISO, M. J.: Caracterización estructural y comportamiento térmico de una muestra de pizarra empleada como material para la edificación | 437 |
| RUBIO, J.; RUBIO, F.; RODRIGUEZ, M. A.; OTEO, J. L. y LISO, M. J.: Caracterización estructural y comportamiento térmico de una muestra de pizarra empleada como material para la edificación | 437 |
| SALGUERO, A.; LEAL, G.; DELGADO, J. y CHICA, M.: Análisis espacial y cartografía de anomalías radiométricas | 89 |
| SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S.; GUMIEL, P. y CAMPOS, R.: Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y percolación | 316 |
| SANTISTEBAN, J. I.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; MONTESERIN, V.; ESCUDER VIRUETE, J. y VILLAR, P.: Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España) | 303 |

| | <u>Páginas</u> |
|--|----------------|
| SANTOS, A.; PARRADO-ROMAN, J. M.; LOPEZ GALINDO, A.; GUTIERREZ MAS, J.M.; GAGO-DUPORT, L. y LOPEZ-AGUAYO, F.: La fracción carbonatada en los sedimentos recientes de la plataforma continental entre el Guadalquivir y el Cabo de Trafalgar | 118 |
| SANZ PEREZ, E.: Los manantiales de España: clasificación según caudales y litologías y sus aportaciones | 77 |
| TAHIRI, A. y PULIDO-BOSCH, A.: Hidrogeoquímica del acuífero de Temara (Rabat, Marruecos) | 429 |
| TIMON SANCHEZ, S. M.; FERNANDEZ FERNANDEZ, A. y MORO BENITO, M. C.: Aspectos mineralógicos, termodinámicos e isotópicos de los sulfuros "sedex" de Fe (Zn y Cu) de Latedo-Sejas de Aliste (Zamora, España) | 543 |
| TORNOS, F.; CUERVO, S. y ARIAS, D.: Contexto geológico de las mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-(Cu) de la comarca de la Babia (León) | 532 |
| TRZHTSINSKIY, Y.; CASTRILLO, A. y ERASO, A.: Dolinas de colapso y karst en yeso en la plataforma cámbrica del Este de Siberia | 373 |
| VILLAR, P.; SANTISTEBAN, J. I.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; MONTESERIN, V. y ESCUDER VIRUETE, J.: Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España) | 303 |

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia)

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:
Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara
Jefe del Servicio de Publicaciones
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería
y ciencias conexas

Precio suscripción anual (6 números). Año 1996:
6.000 ptas. Igual precio para años anteriores.

DIRECCION Y ADMINISTRACION

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 - Madrid. España.

Teléf./Fax (91) 349 57 62

Nombre

Organismo o Empresa

Dirección Teléfono

Ciudad C.P.

País FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería
Agua subterráneas, y Disciplinas conexas*



GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOLOGIA MARINA



RECURSOS MINERALES

EXPLORACION MINERA E INVESTIGACION DE YACIMIENTOS
METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS
PROCESOS, TECNOLOGIA Y ECONOMIA MINERAS
NORMATIVA Y SEGURIDAD MINERA



AGUAS SUBTERRANEAS

CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS



INGENIERIA GEOAMBIENTAL

RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
ESTUDIOS MEDIOAMBIENTALES



LABORATORIOS Y ENSAYOS

ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
GEOFISICA Y TELEDETECCION APLICADA
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS MECANICOS Y ENSAYOS DE BOMBEO



INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
LITOTECA
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES

CARTOGRAFIA TEMATICA A DIVERSAS ESCALAS
PUBLICACIONES SOBRE GEOLOGIA, MINERIA Y CIENCIAS CONEXAS
«BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO»
«REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGIA»



MUSEO GEOMINERO

PALEONTOLOGIA Y MINERALOGIA
CATALOGACION Y GESTION DE COLECCIONES GEOLOGICAS
EXPOSICIONES: TEMPORALES Y PERMANENTES
DIVULGACION CIENTIFICA

Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID
☎: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)
☎: 803 22 00