

EL CAMPO FILONIANO DE EL HOYO DE MESTANZA (CIUDAD REAL). SOBRE EL ORIGEN DE LAS MINERALIZACIONES B.G.P.C. ASOCIADAS CON ZONAS DE CIZALLA

F. J. PALERO*

RESUMEN.— El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza, situado en una zona tradicionalmente minera, está constituido por un conjunto de filones de cuarzo que contienen esfalerita, galena, pirita y calcopirita. Estos filones llevan una dirección muy constante ONO-ESE, la que es coincidente con la dirección hercínica principal. Encajan en un sinclinal formado por materiales ordovícicos que se apoyan discordantes sobre la monótona serie del Precámbrico alto conocida con el nombre de «Alcudiense».

Los filones de El Hoyo presentan una serie de características muy peculiares que le distinguen de los otros yacimientos existentes en la zona. No se trata de simples diques de cuarzo con sulfuros, sino de partes de la roca que han sufrido una intensa cataclasis, milonitización y silicificación, que presentan frecuentemente aspecto fluidal y caótico, boudinamientos y contactos muy irregulares generalmente poco marcados.

Estos cuerpos están claramente controlados por los caracteres litológicos y estructurales de la formación Estratos Pochico, situados difectamente encima de la potente Cuarcita Armoricana. Tanto es así, que cuando los cuerpos mineralizados entran en las formaciones supra o infrayacentes, desaparecen rápidamente.

A partir de las observaciones de campo y laboratorio, se puede afirmar que estos cuerpos se formaron y fueron tectonizados durante la primera fase de la deformación hercínica que es la principal en esta zona; razón por la cual, estas mineralizaciones no pueden relacionarse tal como se venía haciendo hasta ahora, con las intrusiones graníticas de Sierra Morena, ya que estas son posteriores a dicha fase.

Por ello, teniendo en cuenta que los filones del Hoyo de Mestanza se encuentran siempre en fallas inversas, relacionadas con los pliegues más apretados de los estratos Pochico, se propone en este trabajo un modelo genético por el que se atribuye la formación de estos filones al relleno de fracturas de tensión asociadas con zonas de cizalla subparalelas al plano axial de los pliegues, y que evolucionaron según un proceso continuo, desde dúctiles (simple flexión) a frágiles (falla inversa).

* Departamento de Geología de Minas de Almadén.

ABSTRACT.— The ore deposits in the Hoyo de Mestanza, placed in a traditional mine area, consists of a group of quartz veins composed of sphalerite, galena, pyrite and chalcopyrite. These veins take an unchanging direction, the WNW-ESE one which coincides with the main hercynian direction. They fit together irregularly on the monotonous series of the later Precambrian called the «Alcudiense».

The veins in the Hoyo show some peculiar characteristics that make them different from other deposits in the same area. They are not just quartz dykes with sulphides, but parts of the rock that have borne an intense cataclasis, mylonitization and silicification and which very often present a chaotic and fluid-like appearance, boudinage and also very irregular and little pronounced contacts.

These bodies are perfectly controlled by the lithological and structural characteristics of the Estratos Pochico formation and are precisely located on the thick cuarcita Armoricana. And indeed, it is so strong a control that mineralised bodies vanish immediately when they get into the lower or upper formations.

According to field work and laboratory research, we can state that these ore bodies were formed and tectonised during the first phase of the hercynian deformation, the most important one in this area, and also the reason why these deposits cannot be related to the granitic intrusions in Sierra Morena (as it had been assumed so far) for they are later than the above mentioned phase.

Another thing to be borne in mind, is that the El Hoyo de Mestanza veins are always located in inverted faults connected with the most compact folds of the Estratos Pochico, because of that, this study intends to explain a genetic model that proves that these veins formation is caused by the filling of tension gashes associated with shear zones, that are not in a clearly parallel position in relation to the folds axial plane, so according to a continuous process these fractures changed their ductility (mere flexion) into fragility (inverted fault).

Palabras clave: Roca metamórfica, génesis yacimiento, indicio mineral, yacimiento hidrotermal, Castilla-La Mancha (Ciudad Real).

Key words: Metamorphic-rock, Genesis-of deposits, Indicator-mineral, Hidrotermal-deposit, Castilla-La Mancha (Ciudad Real).

1. INTRODUCCIÓN

El campo filoniano del Hoyo de Mestanza está situado al Sur de la provincia de Ciudad Real, en el límite con la de Jaén, dentro del término municipal de Mestanza. Todo el campo filoniano aparece dentro de la hoja núm. 631, Solana del Pino, del M.T.N. a escala 1:50.000. Los accesos se realizan desde Puertollano, a través de la población de Mestanza, o desde el Viso del Marqués por San Lorenzo de Calatrava (Fig. 1).

La zona mineralizada está constituida por un gran número de vetas y filones de cuarzo, con esfalerita, galena, pirita y calcopirita, que se extiende sobre una superficie de aproximadamente 75 Km².

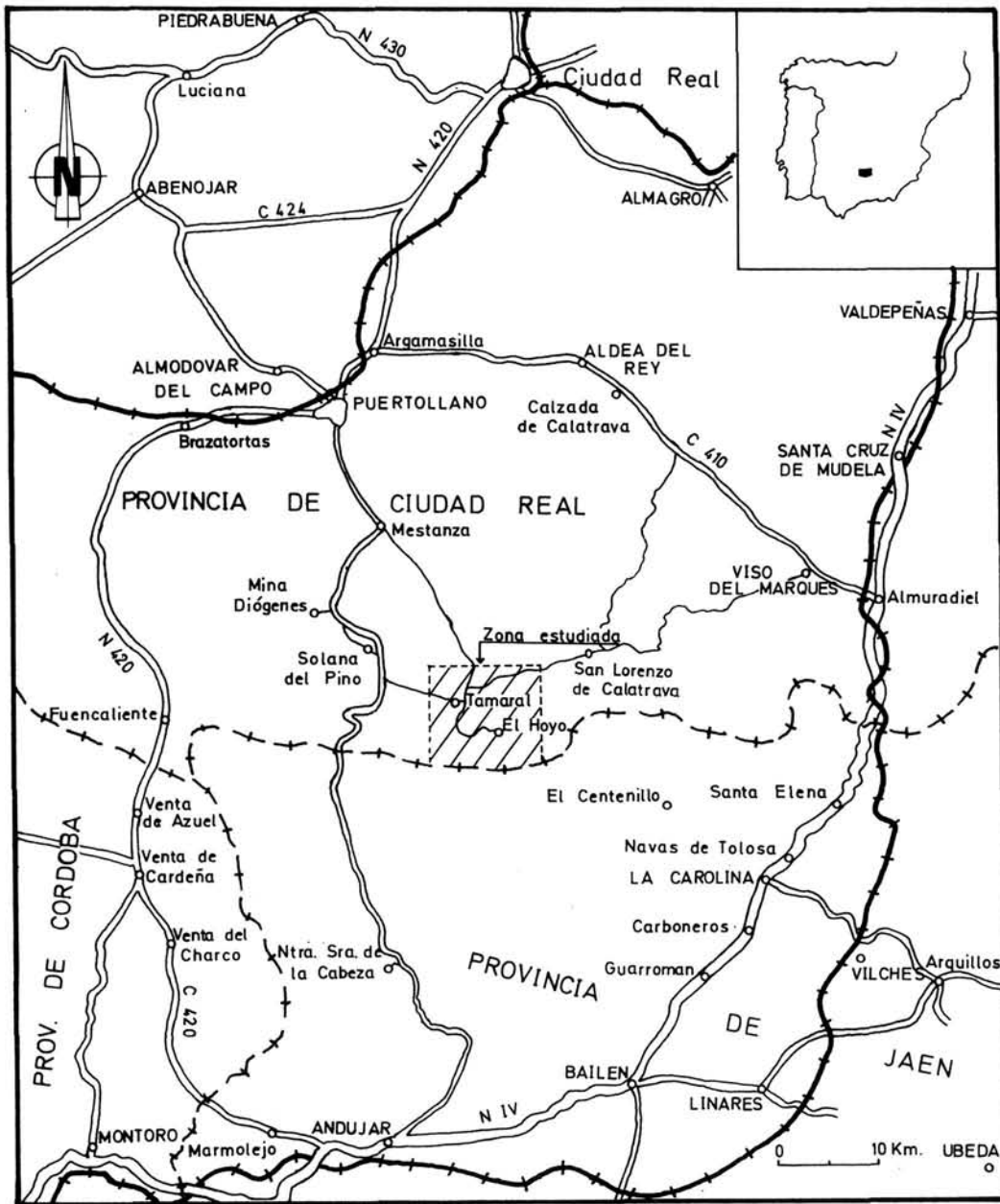


Figura 1. Esquema de situación y accesos al campo filoniano de El Hoyo de Mestanza.

Situado en el centro de una zona tradicionalmente minera, como es la banda de yacimientos Pb-Zn que discurre por el Sur de Ciudad Real y Norte de Jaén, donde se han explotado minas muy importantes tales como El Centenillo, Diógenes, El Horcajo y La Gitana, presenta el campo de El Hoyo un conjunto de características muy homogéneas, que lo hacen esencialmente diferente de los otros grupos mineros de Sierra Morena Oriental.

Aunque el campo de El Hoyo se conoce desde el tiempo de los romanos, sólo algunos filones han sido objeto de explotación durante la década de los años 20 y principio de los 30. No obstante, durante esta época se realizaron muchos socavones y pozos de investigación sobre numerosos indicios.

Las investigaciones realizadas en la zona son más bien escasas. Tan sólo se puede citar las de INZA (1856-1857), GAMBOA ROBLES y PACHECO TALAVERA (1921-1922), y los informes internos de la Sociedad Minero Metalúrgica de Peñarroya. También en algunos trabajos de ámbito regional, como son los de TAMAIN (1972) y CRESPO et. al (1971), se hacen algunas referencias al campo filoniano, pero muy superficiales.

2. GEOLOGÍA

Desde el punto de vista geológico, el campo filoniano está situado en un sinclinal de dirección ONO-ESE formado por materiales de Ordovícico Inferior y Medio. Se le conoce con el nombre de sinclinorio de Solana del Pino-El Hoyo, y forma el flanco Sur del anticlinorio de Alcuía, importante estructura regional donde afloran los materiales del Precámbrico Alto que TAMAIN (1972) y OVTRACHT y TAMAIN (1973) han llamado «Alcudiense».

Estas macroestructuras, formadas durante la orogenia hercínica, corresponden a pliegues que vergen ligeramente al Sur y están flanqueados por la Cuarcita Armoricana del Ordovícico Inferior, causante de las sierras que caracterizan el relieve de esta región.

2.1. Estratigrafía

La serie ordovícica que aflora en el campo filoniano se apoya discordante sobre el «Alcudiense». BOUYX (1970), TAMAIN (1972) y CRESPO et al (1971), dividen a este en dos series; una inferior turbidítica, y otra superior caracterizada por la presencia de conglomerados y lentejones calizos. En la zona colindante del Valle de Alcuía, estas dos series aparecen bien representadas. La serie inferior turbidítica está constituida aquí por una alternancia de cuarcitas feldespáticas

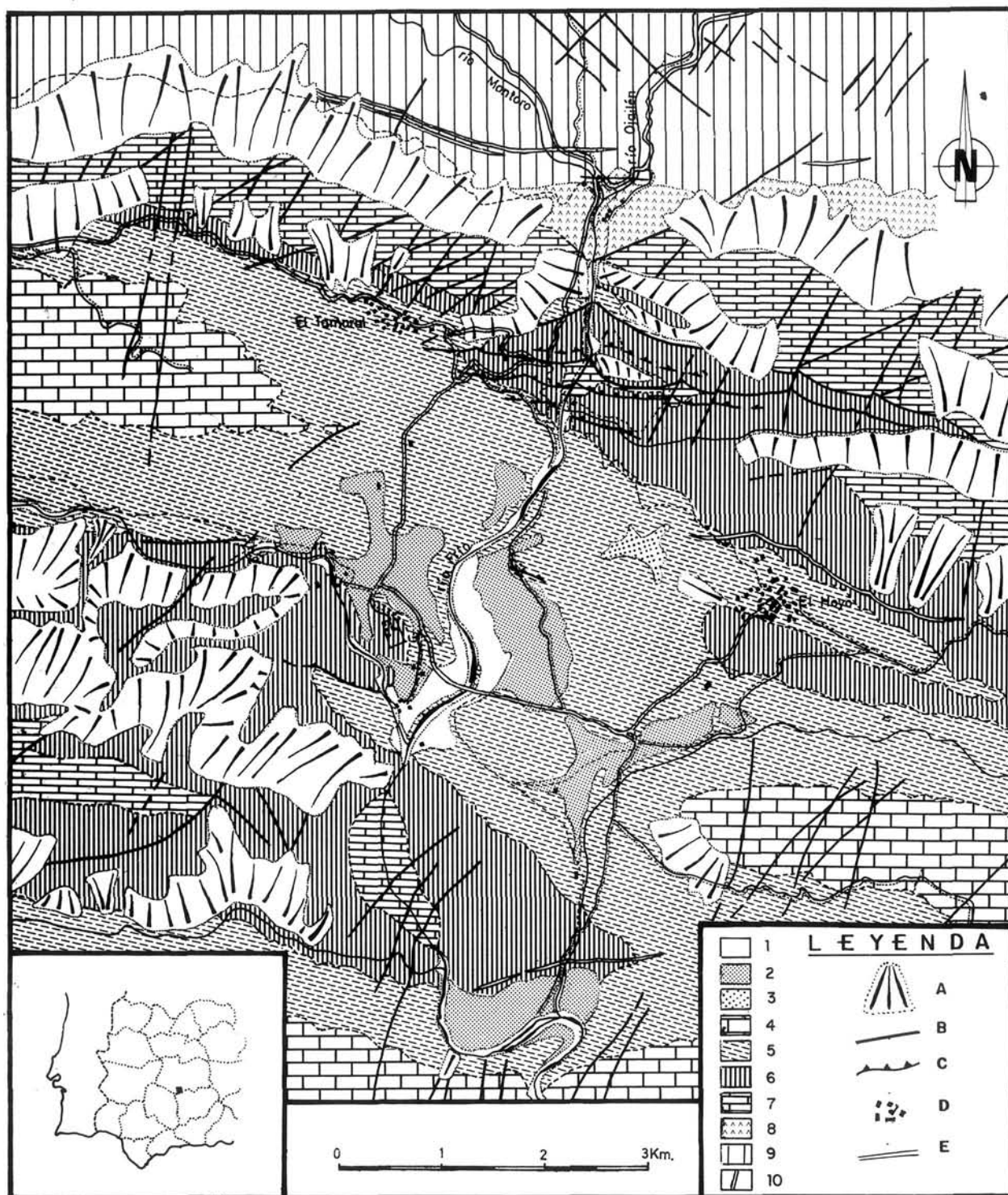


Figura 2. Esquema geológico del campo filoniano.

1. Fluvial, 2. Coluvial, 3. Raña, 4. Ordovícico superior, 5. Esquistos de Río, 6. Estratos Pochico, 7. Cuarzita Armoricana, 8. Alcudiense superior, 9. Alcudiense inferior, 10. Diques de cuarzo.

a. Pedrizas, b. Falla, fractura, c. Falla inversa.

(«grauvacas») y pizarras correspondientes a secuencias de BOUMA incompletas, normalmente del tipo T b-e y T c-e, en las que predominan los términos arenosos sobre los pizarrosos (Foto 17). Intercalada en esta serie, aparece en el río Montoro una brecha intraformacional de gran espesor. La serie superior presenta varios niveles lentejonares de conglomerados intercalados entre pizarras y areniscas finamente laminadas. Los conglomerados son muy oligomícticos de cantos de cuarzo redondeados, con algunos de liditas y cantos blandos en la base. Tienen abundante matriz arenosa, base erosiva y granoselección (Foto 2).

El Ordovícico de Sierra Morena, estudiado a escala regional por TAMAIN (1967 y 1972), presenta dos características muy peculiares: el carácter transgresivo de la serie y su gran potencia y desarrollo, ya que llega a tener 2.500 m. de espesor (Figura 3).

En la zona del Hoyo del Mestanza el Ordovícico no aflora completo, y se reconocen en el las siguientes formaciones:

a) La formación de base. Comienza por un conglomerado basal que sella la discordancia con el Alcudiense. Continúa con una serie de pizarras arenosas y areniscas. La discordancia no es visible en el campo filoniano por ser los afloramientos muy escasos. Normalmente esta formación aparece tapada por derrubios de ladera de las sierras de cuarcita. Además, esta discordancia es cartográfica, poniéndose de manifiesto en trabajos de ámbito regional. En la zona estudiada, la formación de base tiene unos 50 m. de potencia. La edad es discutida, pero BOUYX (1970) dató la unidad que llamó «Nivel Rouge» como Tremadoc.

b) La Cuarcita Armoricana. De gran espesor, unos 550 m. se ha subdividido en tres niveles: Inferior, Medio y Superior. Son sedimentos típicos de plataformas somera y llanura submareal, en los que son muy frecuentes las huellas de reptación y los eskolitos. A techo de la formación aparecen paquetes de cuarcitas masivas, de más de 30 m. de potencia. La edad es claramente Arenig.

c) Los Estratos Pochico. Esta formación tiene una gran importancia en el campo filoniano por ser el medio encajante de la mineralización.

Son sedimentos típicos de llanura mareal, constituidos por una alternancia decimétrica de cuarcita de color gris, areniscas micáceas y pizarras negras. Las crucianas y los skolitos son muy abundantes en la base de la formación, mientras que a techo desaparecen totalmente por hacerse euxínico el medio, predominando las pizarras y las areniscas negras. La potencia total de la formación es de 200 m. La presencia de pistas a muro indican una edad Arenig para el principio de la serie, pero resulta imposible saber si el techo pertenece ya al Llanvirn.

d) Los Esquistos del Río. Corresponden a una potente formación de pizarras ampelíticas formadas en una plataforma reductora. Contienen numerosos restos fósiles de trilobites y graptolitos lo que ha permitido datar esta formación como perteneciente al Llanvirn - Llandeilo medio. Su potencia es de unos 500 m.

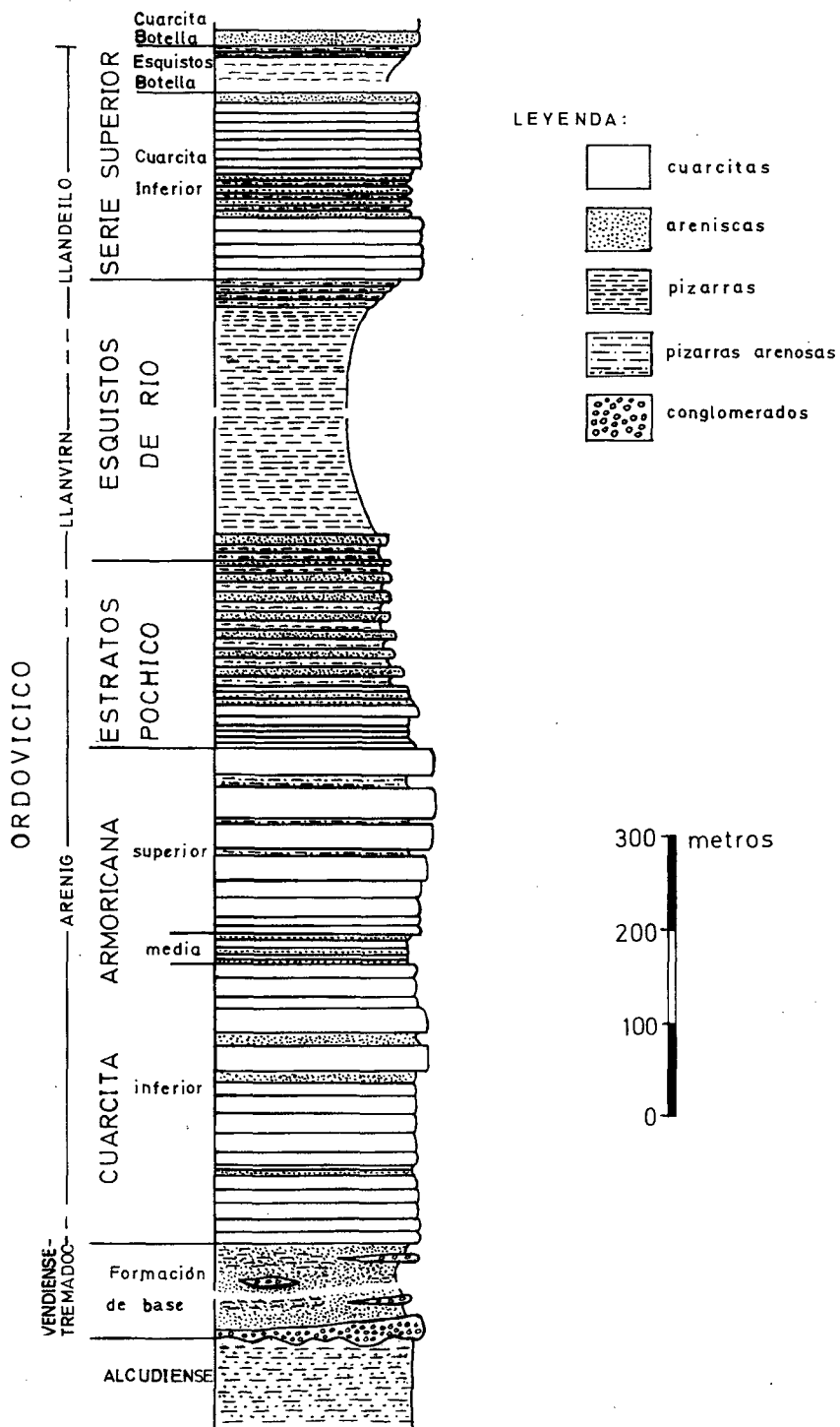


Figura 3. Columna esquemática del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza.

e) Las Cuarcitas Inferiores. Está constituida esta serie por cuarcitas, areniscas y pizarras arenosas. Son sedimentos de plataforma somera datados como Llandeilo alto. El espesor de esta formación es de 250 m.

f) Los Esquistos Botella. Corresponde a 50 mts. de pizarras ampelíticas formadas en una plataforma reductora. Están datadas como Llandeilo terminal.

g) Las Cuarcitas Botellas. La base de esta formación constituye el nivel más alto de la serie ordovícica que aflora en el campo filoniano.

Una descripción más detallada de estas formaciones se encuentra en PALERO (1983).

2.2. Tectónica

Mucho se ha especulado sobre la existencia de movimientos tectónicos preordovícicos que han podido deformar al Alcudiense. Si bien parece claro que el ordovícico se apoya discordante sobre estas series, es igualmente evidente que no se trata de una discordancia angular muy acusada y que esta puede ser explicada por el distinto comportamiento tectónico de las formaciones infraordovícicas ante la gran competencia de la Cuarcita Armoricana.

Un hecho cierto en la región es la ausencia del Cámbrico puesta de manifiesto por TAMAIN (1972), LEAL et al. (1976) y MORENO (1977). Esto indica la existencia al menos de movimientos verticales, bien Asínticos o Sárdicos. Por comparación con el Macizo Armoricano, BOUYX (1970), TAMAIN y OVTRACHT (1971), y TAMAIN (1972) apuntan la posibilidad de que estos movimientos sean Asínticos.

En cualquier caso, los movimientos verticales podían haber dado lugar a una tectónica de bloques, de forma que la serie Alcudiense habría actuado como la «epidermis» de un zócalo rígido, y por ello, haberse plegado suavemente adaptándose a los movimientos de un zócalo.

En este sentido, hay que destacar que en el sector estudiado del Valle de Alcudia, especialmente en el río Ojailén, aparecen unos pliegues suaves, ligeramente vergentes al SO cuyo plano axial tiene una dirección y buzamiento algo diferentes a los de la S1. (Foto 4).

La comparación entre los estereogramas de uno de estos pliegues (Fig. 4-A) y otro hercínico (Fig. 4-B) pone de manifiesto la existencia en el primer caso, de pliegues cónicos, diferentes a los del hercínico, que son cilíndricos. Igualmente, se puede apreciar que la lineación de intersección (l1) de los planos S0 y S1, que tendría que rodear al eje del pliegue si la esquistosidad y el plegamiento fuera de la misma fase de deformación, no lo hacen así, lo que indica que no existe paralelismo entre la (l1) y el eje del pliegue. Sin embargo, en el caso del pliegue hercínico, esta lineación si se sitúa alrededor del eje del pliegue, lo que

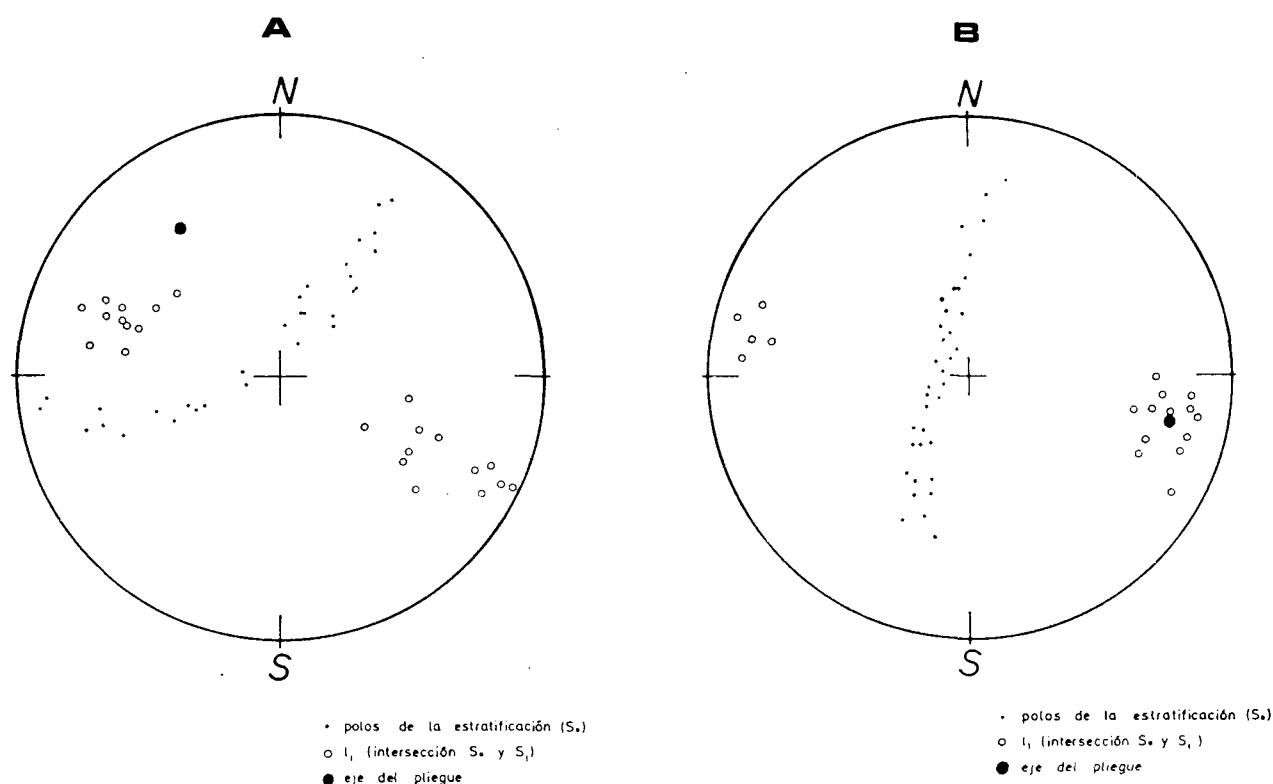


Figura 4. Estereogramas de los polos de los planos de estratificación y de lineaciones de intersección. (A) pliegue prehercínico en el río Ojaílén. (B) pliegue hercínico en el río Robledillo.

quiere decir que los planos de esquistosidad S_1 corresponden a esta fase de deformación.

En conclusión, si la S_1 es claramente hercínica y corta a unas estructuras, estas son anteriores. Como estas estructuras se encuentran exclusivamente en el Alcudiense, se tienen que haber originado en una etapa de deformación pre-ordovícica. Esta deformación no debió ser muy intensa, y apenas habría originado esquistosidad, la cual fue finalmente borrada por la esquistosidad hercínica.

La tectónica hercínica es la que forma las grandes estructuras del campo filoniano, así como la esquistosidad dominante. Se han reconocido tres fases de deformación, si bien sólo la primera tiene importancia, ya que las otras dos se manifiestan tan sólo por crenulaciones y ligeras variaciones en la dirección de los ejes de los pliegues mayores.

La primera fase es la que originó los pliegues y la esquistosidad (S_1) que es del plano axial. La dirección del eje de los pliegues, que tienen una marcada tendencia cilíndrica y son ligeramente vergentes al Sur (Fig. 4-B), es aproximadamente $N 110$ grados E. La esquistosidad es penetrativa en los tramos pizarrosos y de fractura en los cuarcíticos.

Se debe señalar que dependiendo de las características mecánicas de las distintas formaciones, estas se comportan de un modo muy diferente ante el mismo

campo de esfuerzos. Así, mientras la Cuarcita Armoricana da grandes pliegues isopacos, del plano axial recto y vertical, los Estratos Pochico se repliegan mucho y llegan a dar pliegues con engrosamiento de charnela, tumbados, con flanco sur invertido y con plano axial curvo (Foto 5). Este es un hecho muy importante y que se debe tener en cuenta a la hora de explicar la formación del campo filoniano.

Durante esta primera fase de deformación se ha podido establecer la siguiente sucesión continua de fenómenos:

- a) Plegamiento y formación de la esquistosidad S1.
- b) Desarrollo de cizalla en los pliegues más apretados, las cuales evolucionan desde dúctiles a fallas inversas de gran ángulo.
- c) El desarrollo de cizallas subhorizontales en los pliegues muy apretados y tumbados, cuyo flanco sur se fractura y cabalga ligeramente.
- d) Relajación de la deformación y formación de grandes fallas normales (Foto 7).

La segunda fase de deformación es muy poco importante y sólo se aprecia en los materiales más fácilmente deformables como las pizarras negras de los Esquistos de Río. Se manifiesta por una crenulación de la S1 y, en algunos casos, por pequeños pliegues suaves, de plano axial tumbado. Origina una esquistosidad de fractura (S2) que tiene dirección N 125 grados E. y buzamiento al Sur de unos 40 grados.

La tercera fase sólo se manifiesta por un ligero cambio de la dirección de los ejes de los pliegues. Como microestructura, sólo se pueden relacionar con ella y con cierta reserva, unos pequeños kinks, que cortan a la crenulación de segunda fase. RÍOS (1977 y 1978) interpreta estas incurvaciones como la respuesta superficial a desgarres profundos, en este caso dextro.

Los últimos fenómenos tectónicos que afectaron al campo filoniano fueron unos desgarres de dirección general N 60 grados E., senextros y con desplazamientos en ocasiones importantes. Los conjugados, de dirección general N 150 grados E. dextros, son poco importantes. Cortando a estas estructuras aparecen otras fracturas, de dirección más o menos hacia el N., con componente de tijera. Estos dos grupos de desgarres corresponden a la fracturación tardihercínica que se extiende por todo el Macizo Hespérico.

2.3. Magmatismo

El Magmatismo del campo filoniano es insignificante, y se limita en la práctica a los diques de rocas dacíticas y riódacíticas que se encuentran exclusivamente en el Valle de Alcudia y que están claramente atravesados por la S1. Existe también una cierta actividad hidrotermal que se manifiesta por los diques de cuarzo

con clorita y los diques de carbonatos que se emplazaron generalmente en las fracturas tardihercínicas.

3. METALOGENIA

Son muy numerosos los indicios mineralizados y las antiguas explotaciones dentro del campo filoniano. En la figura 5 se relacionan los indicios estudiados y su situación. La mayoría de ellos se agrupan en tres zonas, las cuales han sido denominadas: Chorrillo-Los Pontones, río Robledillo y arroyo Chupón.

Un hecho que llama la atención en todo el campo filoniano es el marcado control litológico de la mineralización. Los cuerpos filonianos se encuentran bien desarrollados y metalizados cuando encajan en los Estratos Pochico. Cuando un filón llega a los Esquistos de Río desaparece rápidamente, y no sólo la mineralización, sino también la caja filoniana. En la Cuarcita Armoricana ocurre lo mismo, si bien, en algunas ocasiones, la estructura de caja puede penetrar en ella algunos metros. Por esta razón, se podría decir que el campo filoniano de El Hoyo de Mestanza está formado por yacimientos de tipo estratoide es decir, equivalentes, a los «strata bound» de los autores anglosajones.

Las tres zonas referidas están situadas esencialmente en afloramientos de los Estratos Pochico; siendo de destacar que, en todos ellos esta formación presenta unas características litológicas y tectónicas muy peculiares. Estas características diferencian a dichas áreas de los restantes afloramientos de los Estratos Pochico, y no sólo con los del campo filoniano, sino con los de todo el sinclinal de Solana del Pino-El Hoyo y son las siguientes:

a) Alternancia muy homogénea de paquetes decimétricos de areniscas y pizarras negras, siendo escasos los niveles que llegan al metro de potencia, sobre todo en la mitad superior de la formación. Sus estructuras sedimentarias manifiestan un medio de deposición de llanura submareal.

b) Marcado carácter reductor de las rocas. Los Estratos Pochico llaman la atención en estas zonas por el color tan oscuro que presentan, ya que areniscas y pizarras contienen abundante materia orgánica y pirita. En la zona del Chorrillo-Los Pontones se han encontrado niveles de piritas diagenéticas algunas parcialmente reemplazadas por cerusita, la cual procede probablemente de la alteración de galena. En el río Robledillo se ha visto un nivel arenoso, acanalado y con cantos blandos, muy rico en pirita.

c) Estilo tectónico caracterizado por un plegamiento mucho más apretado que el del resto de las formaciones. Se llegan a producir engrosamientos de los charnelas mientras que el plegamiento normal de la región es isopaco. Segura-

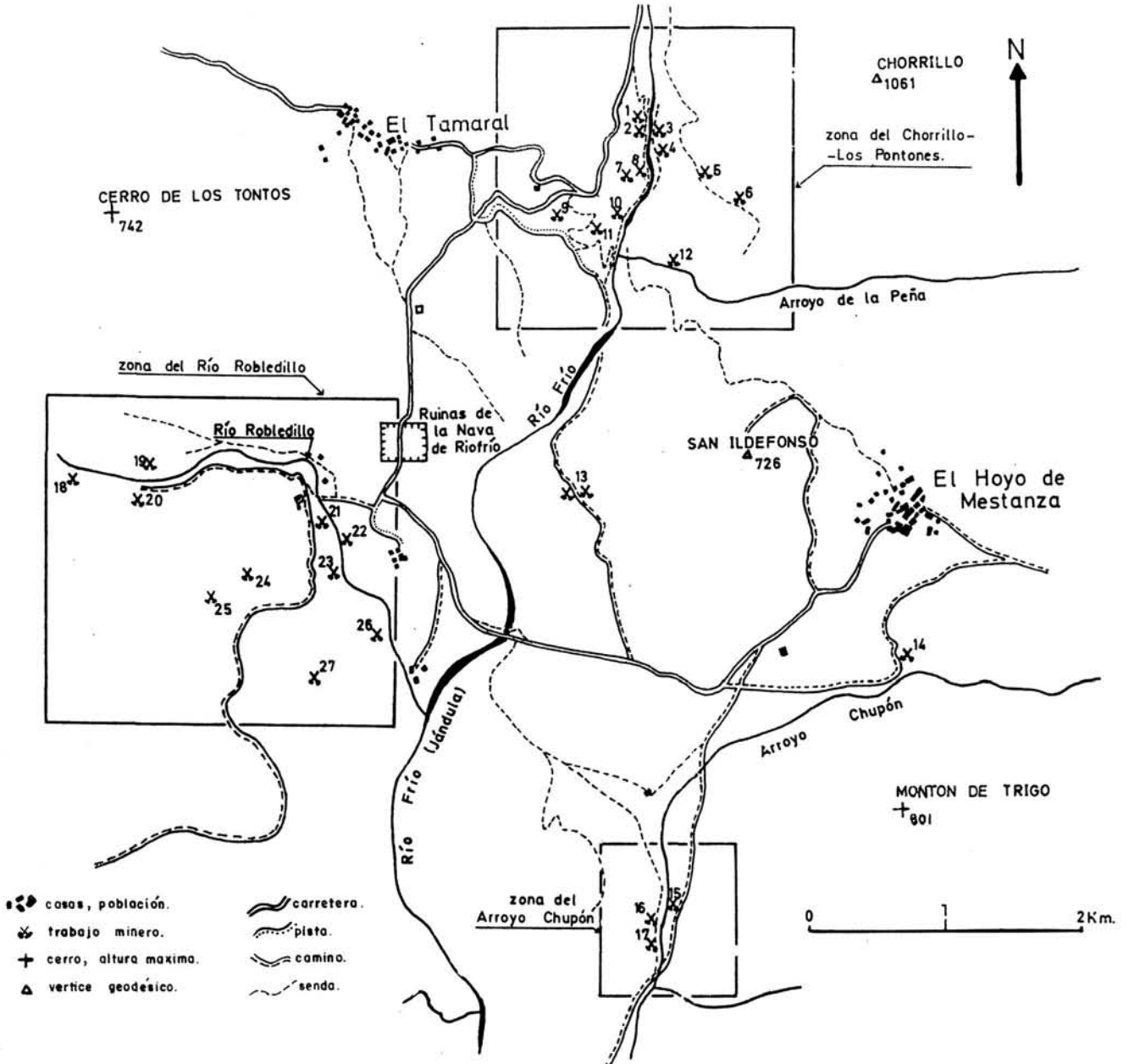


Figura 5. Esquema de situación de los indicios y explotaciones mineras estudiadas.

ZONA CHORRILLO-LOS PONTONES: 1. Pozo Carmen (Filones C1, CS, C3, C4). 2. Socavón Carmen (Filones C2, C3, C4). 3. El Chorrillo. 4. Mina Alhambra (nivel inferior). 5. Mina Alhambra (nivel intermedio). 6. Mina Alhambra (nivel superior). 7. Mina Los Diegos (nivel superior). 8. Mina Los Diegos (nivel inferior). 9. Socavón del Gitano (filón San Justo). 10. Mina San Justo. 11. Pozo Santa Isabel (filón Pontones). 12. Socavón Este (filón Pontones). 13. Mina San Benito. 14. Mina Molinillo. ZONA ARROYO-CHUPÓN: 15. Enero 1°. 16. Enero 2°. 17. Enero 3°. ZONA DEL RÍO ROBLEDILLO: 19. Mina 3^{er} Robledillo. 20. Mina 4^o Robledillo. 21. Mina Puntal. 22. Mina La Nava. 23. Mina 2^o Puntal. 24. La Cabaña. 25. Cercenadero. 26. Mina Consuelo. 27. Mina Pozo Rico.

mente este fenómeno es consecuencia de la propia morfología interna de la formación, es decir, a las alternancias decimétricas, y a su situación en la columna estratigráfica, justo encima de la potente Cuarcita Armoricana. Esta última se comportó de forma muy competente ante la deformación, lo que favoreció el plegamiento de los Estratos Pochico.

Además parece que las zonas mineralizadas están situadas preferentemente en los cierres periclinales, que son lugares muy favorables para que se produzcan plegamientos más acusados.

Los indicios que quedan fuera de las citadas zonas, entre otros los de las minas Molinillo y San Benito, se encuentran también en pequeños afloramientos de Estratos Pochico que presentan aspecto muy similar.

Refiriéndose a los cuerpos filonianos, hay que decir que no se trata de simples diques de cuarzo mineralizado, sino de zonas tabulares en los que la roca está muy endurecida por la silicificación y atravesada por multitud de venillas de cuarzo (Foto 11). Cuando la silicificación ha sido muy intensa, esta ha dado lugar a zonas constituidas por cuarzo prácticamente masivo de contactos muy imprecisos formados por venillas de cuarzo y roca silicificada. Estos cuerpos están a su vez, fuertemente tectonizados y deformados, presentando texturas bandeadas de aspecto fluidal y buodines (Foto 9).

La formación de estos cuerpos ha estado condicionada por un marcado control tectónico. Así, todos ellos se encuentran en fallas inversas que buzanan fuertemente al Norte, situadas cerca de las charnelas de los pliegues más apretados (Foto 10 y 8). Estas fallas, cuya geometría se podría definir como de tipo lístrico pero invertido, son generalmente subparalelas a la esquistosidad S1, si bien, son prácticamente paralelas hacia la parte inferior, y forman un ángulo pequeño con el buzamiento de la esquistosidad hacia la parte superior. Como consecuencia de esta concordancia, la dirección de estos cuerpos es muy constante en todo el campo filoniano, coincidente con la de las estructuras hercínicas de la fase -I es decir, aproximadamente ONO-ESE.

En conclusión, los cuerpos filonianos de El Hoyo de Mestanza están condicionados por un marcado control litológico y estructural de los Estratos Pochico.

3.1. La Mineralización

La intensa deformación sufrida por los cuerpos filonianos condiciona la morfología y situación de la mineralización dentro de ellos. También, por la misma causa, el desarrollo vertical y horizontal de los propios cuerpos es muy irregular.

En sección vertical, es normal encontrar varios filoncillos de algunos centímetros de espesor, poco separados entre sí y claramente individualizados, que hacia arriba se unen para formar un solo cuerpo de 1 m. o más de grosor. Igualmente, es frecuente el desarrollo de boudines, lo que da lugar a numerosos cambios de potencia. Por otra parte, también es frecuente encontrar en estas secciones texturas consistentes en un bandeado de venillas de cuarzo paralelas a los hastiales, que alternan con óxidos y delgadas bandas de roca silicificada, lo que confiere a los cuerpos filonianos un aspecto fluidal muy típico.

En sección horizontal, lo más característico es probablemente la continua variación de potencia y desarrollo de los cuerpos. Así, es frecuente que un filón bien definido se reduzca en pocos metros a una zona de areniscas y pizarras tectonizadas y silicificadas, que puede desaparecer y reaparecer en pocos metros.

Dentro de los cuerpos, la mineralización se distribuye de forma muy irregular (Foto 14). Esta irregularidad es una constante de todo el campo filoniano, siendo imposible establecer cualquier tipo de zonalidad. Por lo general, los filones más mineralizados son los mejor desarrollados, encontrándose zonas de más de 2 m de potencia muy silicificadas que están metalizadas en más de un 70%. Por el contrario, los cuerpos que tienen pocos centímetros de espesor, o corresponden a zonas poco silicificadas, sólo contienen algunas pintas de sulfuros.

La paragénesis es del tipo BGPC, de baja temperatura y con esfalerita clara. No hay un predominio claro de un sulfuro sobre los demás. Se puede decir que los más abundantes son la esfalerita y la pirita, luego la galena y por último la calcopirita. En cualquier caso, es raro encontrar zonas monominerales; lo normal es que haya algunos lentejones de pirita, esfalerita o calcopirita, pero el estudio microscópico demuestra que siempre contienen ciertas cantidades de los otros minerales.

Al microscopio, la mineralización muestra una intensa cataclasis y milonitización que se observan también a simple vista (Foto 19 y 20). Por esta razón el tamaño de grano varía de fino a muy fino, si bien en algunas zonas muy localizadas donde la deformación ha sido menos intensa, el grano es más grueso. En general, los minerales aparecen en masas alotrimorfas, siendo muy raro encontrar cristales idiomorfos los cuales corresponden normalmente a recristalizaciones. La siderita es el único mineral que aparece normalmente formando cristalitos que rellenan los huecos, lo que demuestra su deposición tardía.

La mineralogía de los filones, establecida por un detallado estudio microscópico, apoyada por el microscopio electrónico de barrido, es la siguiente:

— Esfalerita, pirita, galena, calcopirita, y pequeñas cantidades de bournonita y pirrotina, son los principales constituyentes de la mena primaria.

— Convellina, goethita-limonita, malaquita, cuprita, bornita, cerusita, azurita, y pequeñas cantidades de calcantita y melanterita, forman la mena secundaria en las zonas de oxidación y reducción de los filones.

— Como ganga, sólo hay cuarzo y pequeñas cantidades de cloritas y siderita.

Como consecuencia de la milonitización y cataclasis, los minerales primarios aparecen bajo dos formas:

— En masas pequeñas asociadas a las partes más ricas en cuarzo y que tienen generalmente forma variada y grano fino. El mineral se distribuye de manera irregular y caótica dentro de los cuerpos filonianos (Foto 17).

— En lentejones de sulfuros masivos muy ricos en pirita o esfalerita, más normalmente formados por pirita y esfalerita, con galena y calcopirita. Estos lentejones, que están frecuentemente boudinados y dan formas sigmoidales, (foto 12) se encuentran siempre dentro de los filones y están orientados en la misma dirección que éstos. Los lentejones no suelen aparecer asociados a las zonas más silicificadas pero están rodeados de cuarzo. Los minerales metálicos se encuentran dentro de ellos muy milonitizados y dan lugar a texturas bandeadas muy llamativas, formadas por minerales de grano muy fino que rodean a algunos fragmentos aplastados de cuarzo, pirita y esfalerita (Foto 18).

Los minerales secundarios aparecen en las grietas o reemplazan a los minerales primarios en la parte alta de los filones. La zona de oxidación es poco importante, y aunque puede llegar a tener 5 m de profundidad como máximo, también puede faltar. La zona de reducción puede llegar a alcanzar hasta 30 m.

3.2. Hipótesis genética

Las características tan peculiares de los cuerpos que forman este campo filoniano son radicalmente diferentes a las que presentan la mayor parte de los yacimientos de Pb-Zn-Cu de Sierra Morena Oriental. Por esta razón, no se puede aplicar aquí el típico modelo de relleno de fractura abierta o brecha tectónica, al que parece corresponder la mayoría de los filones de esta región.

En caso de El Hoyo de Mestanza, la estrecha relación existente entre la situación tectónica de las fallas inversas silicificadas y los pliegues más apretados de la fase de deformación principal, parece indicar que aquellas corresponden a zonas de cizalla que evolucionaron desde simplemente dúctiles a frágiles, a lo largo de un proceso continuo que se desarrolló durante la etapa comprensiva y una vez que el plegamiento fue lo suficientemente apretado como para permitir el desarrollo de cizallas. Este proceso se habría desarrollado en las siguientes etapas:

- cizalla dúctil.
- cizalla dúctil-fragil.
- cizalla frágil-dúctil.
- milonitización y desarrollo de texturas miloníticas.

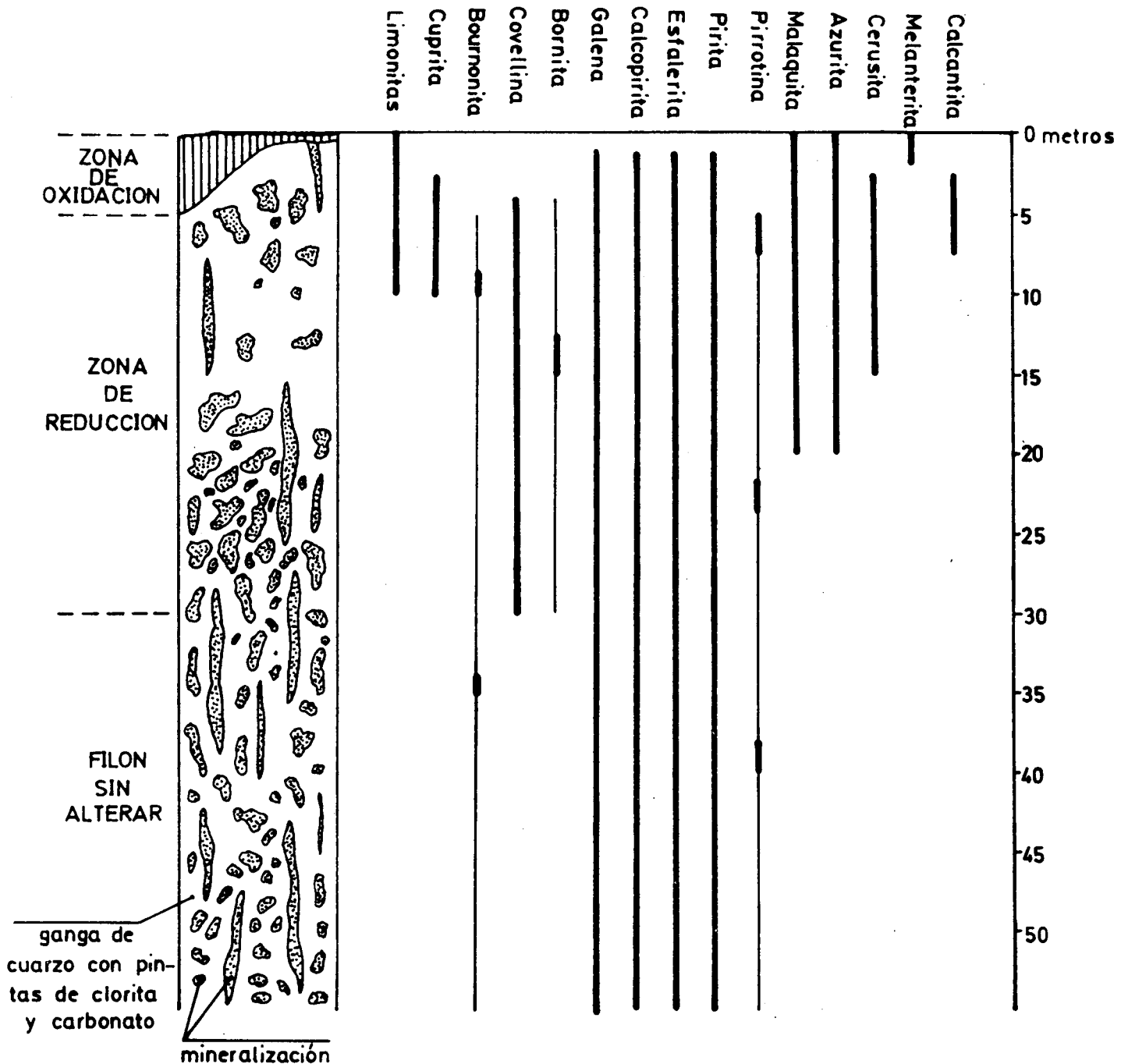


Figura 6. Distribución de la mineralización en una sección hipotética de un filón. El trazo grueso indica el intervalo en que ha sido encontrado un determinado mineral. El trazo fino indica el intervalo teórico en que puede encontrarse.

- cizalla frágil.
- milonitización y cataclasis, boudinamientos.
- cataclasis y brechificación.

De acuerdo con esta idea, los cuerpos filonianos habrían sido producto de los siguientes procesos:

1º) Una silicificación que fue acompañada por la mineralización durante las etapas en que se produjeron tensiones dentro de la zona de cizalla, es decir, mien-

tras ésta funcionó como dúctil-frágil y frágil-dúctil. Seguramente la movilidad de los fluidos hacia estas zonas, favorecida por la porosidad de las areniscas, debió jugar un papel importante en la silicificación y posible movilización y reconcentración de un hipotético stock-metal existente en los Estratos Pochico. En este caso, es factible pensar en un gradiente de la presión de fluidos por el cual estos se movilizarían hacia las zonas de cizalla, donde tiene lugar una liberación de tensión.

2º) Una milonitización y cataclasis, cuando la componente frágil predominó sobre la dúctil.

3º) Una brechificación, generalmente localizada hacia los hastiales, cuando la cizalla funcionó ya como simple falla inversa.

Esta hipótesis para explicar la génesis del campo filoniano implica evidentemente que los cuerpos se formaron durante la fase de deformación principal, es decir que son sin fase -1. Para apoyar esta idea, se dispone de otros factores aparte de los hasta ahora enunciados, entre ellos:

— El control litológico de los Estratos Pochico.

- El control tectónico que ejercen los pliegues más apretados sobre las fallas inversas. En este punto se debe destacar un caso muy importante: el del filón San Justo, que es el único caso en que un cuerpo bien desarrollado y metalizado llega a penetrar hasta 50 m. en la Cuarcita Armoricana. Este competente filón encaja en esta formación porque es el único punto donde se da en ella un pliegue apretado; siendo de destacar que este pliegue se amortigua en profundidad y la falla desaparece.

- La morfología de los propios cuerpos.

- La intensa milonitización y cataclasis.

- La homogeneidad de caracteres que presentan todos los cuerpos del campo filoniano.

Además tanto en el campo filoniano como en sus alrededores no se registra, aparte de la F-1, ningún proceso geológico lo suficientemente importante como para justificar la intensa deformación sufrida por los cuerpos filonianos. Por otro lado, aunque, a escala métrica, la esquistosidad (S1) forma un ligero ángulo con los cuerpos mineralizados, cuando se observa en detalle, aquella aparece ligeramente doblada y adoptada a los bordes según un difuso contacto.

Dos hechos en especial han permitido situar con precisión el momento de la formación de los cuerpos con respecto a los fenómenos tectónicos que tuvieron lugar durante la primera fase tectónica. Por una parte, el filón San Justo, en el nivel intermedio (socavón SJ-2), está pinzado por uno de los pequeños cabalgamientos tardíos en la fase -1, último fenómeno registrado en el campo filoniano de la etapa compresiva; lo que significa que la formación de los cuerpos minerali-

zados es anterior a la de estos pequeños cabalgamientos. Por otra parte, en el estudio microscópico de los hastiales del filón Los Diegos, se observa que las venillas de cuarzo perpendiculares al contacto están plegadas, y que el plano axial de estos pliegues es precisamente la esquistosidad (S1). Además tanto los pliegues como la esquistosidad están rotados por una componente cizallante de igual sentido (Foto 22), mientras que en la parte central del citado filón aparecen restos de roca, no muy silicificada, que conservan también la esquistosidad S1 algo doblada por la cizalla (Foto 23). Es decir, que si el cuerpo filoniano engloba fragmentos de roca que conservan la esquistosidad (S1) y ésta, a su vez, afecta a las venillas de cuarzo existentes en los hastiales de los filones, ambos fenómenos han tenido que ser producidos por un mismo proceso de deformación el cual habría tenido lugar en etapas sucesivas, formándose primero la esquistosidad y luego el cuarzo, pero sin que en ningún momento cesara la compresión.

Parece evidente por lo tanto, que los cuerpos filonianos de El Hoyo de Mesanza se formaron durante la primera fase de deformación hercínica, lo que significa que la hipótesis genética propuesta es coherente con las observaciones realizadas, habiéndose concentrado la mineralización en zonas de cizalla que evolucionaron desde dúctiles a frágiles. Estas zonas comenzaron a funcionar cuando el plegamiento fue lo suficientemente apretado, y terminaron cuando la componente frágil superó con mucho a la dúctil. Se trataría en consecuencia de filones producidos por segregación de cuarzo y sulfuros, a los que se ha denominado ya «filones de segregación tectónica» (PALERO, 1983).

3.3. Explicación del modelo genético y evolución de los filones de El Hoyo

Para desarrollar en detalle el modelo genético de los filones de El Hoyo, hay que tener en cuenta dos factores muy importantes que se refieren a la situación y las características litológicas de los Estratos Pochico antes de la deformación hercínica (Fig. 7-A).

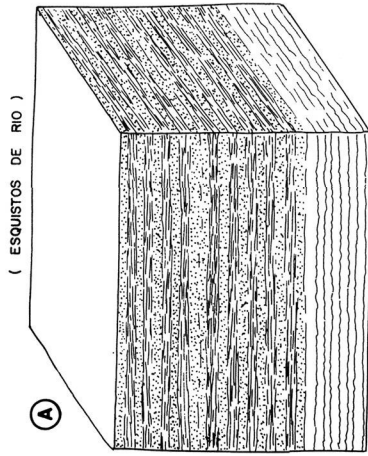
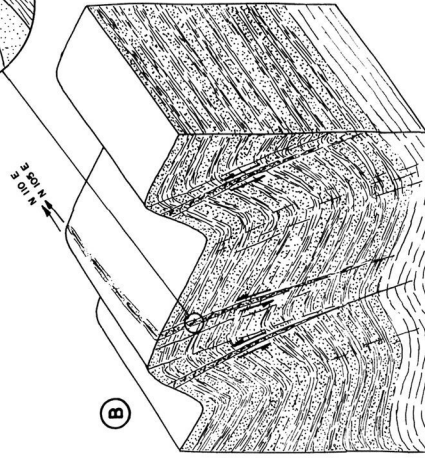
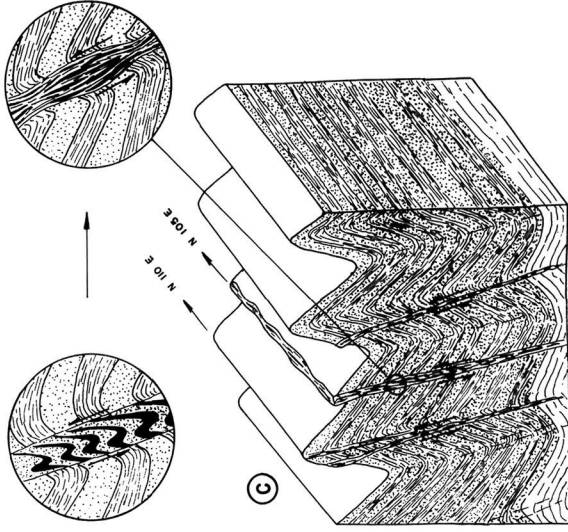
— Están situados encima de la Cuarcita Armoricana y debajo de los Esquistos de Río.

— La base de los Estratos Pochico es más cuarcítica, y por su proximidad a la Cuarcita Armoricana, se va a deformar menos que la parte superior, que es mucho más pizarrosa y arenosa.

Cuando comenzó la deformación hercínica y empezaron a formarse los grandes pliegues, los Estratos Pochico se plegaron más deprisa e intensamente que la Cuarcita Armoricana por su diferente competencia. Por esta razón, comenzaron a formarse zonas de cizalla frágiles-dúctiles cerca de las charnelas anticlinales, en las cuales se inició un proceso de silicificación y se abrieron grietas de tensión

**EVOLUCION DE LAS ZONAS DE CIZALLA JUNTO CON LOS
PLIEGOS DURANTE LA 1ª FASE DE DEFORMACION HERCINICA**

DETALLE DE LA EVOLUCION



MOMENTO ANTEOROGENICO

A.- Situación ídeal en la columna estratigráfica de los Estreos Pechico antes de la deformación

COMIENZO DEL PLEGAMIENTO HERCINICO

B.- Cizalla ductil - frágil. Se producen grietas de tensión con rellenos de cuarzo y sulfuros. A la vez se produce una intensa silicificación de la zona de cizalla, favorecida por la presión de fluidos.

AL FINAL DE LA 1ª FASE HERCINICA

C.- La cizalla ductil - frágil pasa a ser frágil. Se deja de producir la silicificación y se mitonizan los filones. Cuando la silicificación fue muy intensa se producen zonas de cuarzo prácticamente puro. Cuando este cizalla no fue muy intensa los cuerpos filoníticos se boudinaron.

Figura 7. Evolución de las zonas de cizalla junto con los pliegues durante la primera fase de deformación hercínica.

(Fig. 7-B). En estas condiciones, al proseguir el plegamiento y desarrollarse las zonas de cizalla, aumentó el grado de silicificación, las grietas de tensión se agrandaron y se formaron sigmoides que se rellenaron de cuarzo y sulfuros, a la vez que sulfuros dispersos impregnaron las zonas más silicificadas.

Las primeras zonas de cizalla se formaron hacia la parte superior de la formación, ya que es aquí donde se nota más la diferencia de longitud de onda de los pliegues de una y otra formación. En la parte inferior, por el contrario, como se plegó suavemente ya que estaba «pegada» a la Cuarcita Armoricana, no se desarrollan por el momento las cizallas. Por ello, estas últimas van a evolucionar de arriba a abajo, con lo que las formadas arriba, además de ser las más desarrolladas, tienen tendencia a bifurcarse en varias pequeñas cuando avanzan hacia la parte inferior.

En estos momentos, el material que ocupaba la zona de cizalla estaba formado principalmente por cuarzo y sulfuros, mientras que, con el aumento de la deformación aquélla pudo aumentar de grosor por silicificación de los bordes. Las cizallas menos evolucionadas del campo filoniano se encuentran en este estado, presentando sigmoides muy grandes, con marcada forma en «S» y los bordes muy alargados. (Foto 15).

El siguiente paso fue la deformación, cataclasis y milonitización de las zonas de cizalla (Fig. 7-C). Así, donde la segregación de sulfuros fue muy importante, éstos resultados afectados y dieron lugar a lentejones con texturas fluidales bandeadas. Los trozos de cuarzo englobados dentro de estos lentejones fueron deformados y girados, por ello muestran marcada extinción ondulante (Foto 21). Igualmente, las zonas de cuarzo y roca silicificada se rompieron y/o aplastaron, dando lugar a los bandeados de los hastiales, mientras que el cuarzo y los sulfuros formaron estructuras de cizalla o se trituraron dando el aspecto caótico típico de estos cuerpos filonianos.

Por lo que se refiere a este último caso, las estructuras de cizalla se produjeron sobre todo en el cuarzo y piritita, ya que son éstos los dos materiales más duros. La consecuencia del aplastamiento fue la aparición de un bandeo muy fino de piritita y cuarzo que coincide con la esquistosidad asociada a la cizalla, la cual es paralela a la (S1), —lo que indica que se han producido a la vez— y está cortada por otra «esquistosidad», a unos 15 grados, que marca el sentido de desplazamiento de la cizalla. Un magnífico ejemplo se encuentra en el afloramiento del filón 2º puntal (Foto 16).

Este momento de la deformación, que señala el paso de cizalla frágil-dúctil a cizalla frágil, sucedió al final de la primera fase de deformación hercínica. Por ello, los filones que se encuentran en este caso tienen un aspecto fluidad muy característico.

Cuando la cizalla funcionó ya como frágil, pasó a ser una falla inversa. Aquí pueden ocurrir dos casos:

— Que el desplazamiento de la falla sea pequeño: No se pierde entonces el aspecto fluidal pero se forman boudines.

— Que el desplazamiento sea importante: Se produce entonces una cataclasis y brechificación de la zona de cizalla.

En este último caso, pudo ocurrir que fuera sólo uno de los hastiales el que sufrió la cataclasis y brechificación, produciéndose entonces un contacto mecánico con las rocas encajantes.

Por último, en tiempos muy posteriores, pudo tener lugar una reactivación de las fracturas con una nueva brechificación. No es un fenómeno frecuente ni tampoco importante. El mejor ejemplo es el del filón Los Diegos en su frente oeste.

La segregación de minerales metálicos se debió producir mientras la cizalla funcionó como dúctil-frágil y frágil-dúctil, cesando cuando terminó la silicificación, es decir, cuando la cizalla pasó a ser predominantemente frágil.

Como se puede ver, este modelo genético y evolutivo se adapta al control litológico y tectónico de los cuerpos mineralizados que se expuso anteriormente. Igualmente, explica porqué las zonas más metalizadas están asociadas a zonas de cizalla potentes y muy silicificadas, ya que serían éstas las primeras que funcionaron y donde se produjo la mayor segregación. De la misma forma esta hipótesis explica bien el desarrollo vertical y horizontal de los filones, así como las relaciones existente entre la silicificación y la esquistosidad (S1).

El desarrollo de este tipo de filones puede realizarse en cualquier formación semejante a los Estratos Pochico, tales como el Alcudiense o el Ordovícico superior, siempre que se den las condiciones de plegamiento adecuadas para el desarrollo de cizallas.

Resumiendo, los filones del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza se han producido por una segregación de cuarzo, acompañada por sulfuros de Pb, Zn y Cu en zonas de cizalla producidas por la primera fase de deformación hercínica. Tal y como se ha dicho anteriormente, este tipo de mineralización coincide con la formación de yacimientos por «segregación tectónica».

IV. CONCLUSIONES

Como consecuencia de todo lo expuesto, queda claro que el campo filoniano de El Hoyo de Mestanza es un yacimiento imposible de relacionar con las intrusiones graníticas de la región, tal y como hace TAMAIN (1968 a y b), aflorantes o no, y que son claramente posteriores a la fase-I. El caso de El Hoyo de Mestanza seguramente no es único en Sierra Morena por lo que esta hipótesis puede ser aplicada quizás a otros yacimientos del Macizo Hespérico, donde los filones presentan unas características similares.

Esta idea de la segregación presupone la existencia de un stock-metal inicial en los Estratos Pochico. En la actualidad no se disponen de datos suficientes, salvo unos pocos análisis realizados en las zonas mejor mineralizadas que mostraban unos contenidos ligeramente elevados en cobre; pero estos análisis no son evidentemente concluyentes para determinar la existencia de un posible stock-metal. No obstante, existen datos indirectos que apuntan hacia esta posibilidad. Tal es el caso de los niveles areniscosos, muy ricos en pirritas diagenéticas, en uno de los cuales se han visto reemplazamientos de cerusita seguramente procedente de la alteración de galena. Igualmente, se han observado casos en los que estas pirritas diagenéticas son removilizadas por venas de cuarzo en el contacto de una de estas cizallas silicificadas (Foto 24).

Otro hecho muy importante a escala regional, es que en los Estratos Pochico aparecen las primeras manifestaciones volcánicas del Ordovícico. Si bien no se han localizado estas en el campo filoniano de El Hoyo, en la zona de El Centenillo, situada unos kilómetros al Este, TAMAIN (1967 y 1972) cita la presencia de un nivel volcano-cinerítico dentro de la formación.

Teniendo en cuenta este dato, se podría pensar también en la presencia de focos volcánicos mientras se sedimentaban los Estratos Pochico. Este vulcanismo podría haber aportado los metales al medio sedimentario, mientras que las zonas reductoras de la cuenca los fijarían. En este caso, dadas las características litológicas de las zonas mineralizadas de El Hoyo, bien pudieran ser las áreas reductoras de esa cuenca sedimentaria del final del Arenig. La realización de una futura campaña de litogeoquímica detallada de la formación podría esclarecer muchas dudas a este respecto.

La ausencia de niveles con contenidos anómalos en metales en la literatura se debe esencialmente a una ausencia casi total de estudios sobre este aspecto. Prueba de ello fue el trabajo realizado por JACQUIN y PINEDA (1980) en la región de El Centenillo, donde localizaron un stock-metal importante en el Ordovícico Superior.

Por ello, el modelo propuesto de segregación tectónica no sería más que un proceso concentrador de una mineralización dispersa preexistente en los Estratos Pochico.

5. BIBLIOGRAFÍA

- BOUYX, E. (1970). «Contribution a l'étude des formations ante-Ordoviciennes de la Mesa Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*; T. 73.
- CODERCH, J. (1975). «Provincia de Ciudad Real. Región de Río Frío. Grupo de Hoyo de Mestanza». *Informe interno de la SMMP España*. Inédito.

- CRESPO, J. L. (1975). «Grupos Hoyo y Mestanza (Ciudad Real)». *Informe interno de la SMMP España*. Inédito.
- CRESPO, V.; REY, J., VILCHEZ, L. y PAZ, C. (1971). «Memoria sobre la investigación minera estatal en la reserva del Valle de Alcudia» *Jornadas minero-metalúrgicas*, Cartagena. Sec. III, 131-152.
- GAMBOA ROBLES, L. y PACHECO TALAVERA, J. (1921-22). Estudio industrial de los criaderos en los términos de San Lorenzo y El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real)». *Bol. Ofic. Minas y Metal. Madrid*; 55, 56 y 57.
- INZA, J. (1856-57). «Minas de plata (plomo) en Sierra Madrona». *Rev. Min.* T. 7 y 8.
- JACQUIN, J. P. y PINEDA VELASCO, A. (1980). Sobre la metalogenia del subdistrito de la Carolina (Sierra Morena Oriental, España). Una nueva interpretación posible. Reflexiones sobre su investigación». *Stvd. Geol.*, XVI, 59-70.
- LEAL, G.; CAPOTE, R.; GALÁN, E. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1976). «Génesis de las mineralizaciones del área Pedroches Linares en relación con la evolución geotectónica del cinturón hercínico de Sierra Morena Oriental». *Fundación Juan March*. Inédito.
- MORENO, F. (1977). «Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y El Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico». *Stvd. Geol.*, XII, 123-126.
- OVTRACHT, A. y TAMAIN, G. (1973). «Tectonique migration des "centres chaudes" et mineralisations dans le sud de la Meseta Ibérica (Espagne)» *Colloque scientifique internationale E. Raguin. Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gites minéraux*. pp. 191-221.
- PALERO, F. J. (1983). «Estudio geológico y metalogénico del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza. Un nuevo modelo genético de filones de Pb-Zn en Sierra Morena Oriental». *Tesis de licenciatura*. Univ. Salamanca.
- RÍOS ARAGUES, S. (1977). «Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXVIII, 99-108.
- RÍOS ARAGUES, S. (1978). Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Jaén, España). *Bol. Geol. y Min.*, LXXXIX (VI), 550-561.
- TAMAIN, G. (1967). «El Centenillo-Zona de reference pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris*, 265, 389-392.
- TAMAIN, G. (1968a). «Esquisse metallogénique de la Sierra Morena Orientale (Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris*, 266, 1364-1366.
- TAMAIN, G. (1968b). «Le district minier de Linares-La Carolina et son cadre metallogénique en Sierra Morena Orientale». *Bull. Soc. Geol. France*, X, 97-102.
- TAMAIN, G. (1972). «Recherches géologique et minières en Sierra Morena Orientale, Espagne». *These 3 eme cycles*, Orsay (Paris XI).
- TAMAIN, G. y OVTRACHT, A. (1971). «Essai de correlation entre la Meseta Iberica et le Massif Armoricaín au Precambrien superior et au paleozoique inferieur». *C.R. Acad. Sc. Paris*, (D.), 272, 2289-2292.

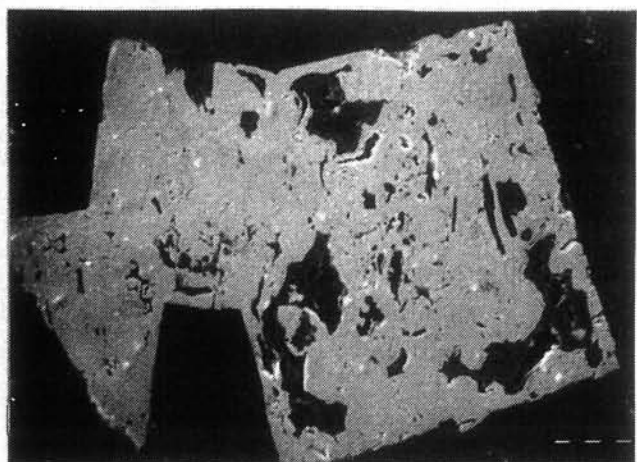
Nombre del filón	Longitud	Potencia media	Profundidad ⁽²⁾	Dirección	Observaciones
ZONA DEL RIO ROBLLEDILLO					
2° Robledillo	600 m*	3 m	?	E - W	Sólo visto en superficie.
3° Robledillo	N 550 m*	+ de 2 m*	110-160 m	N80-N90	Antigua explotación romana
	S 200 m*	indetermin.	?	N80	
4° Robledillo	100 m*	1 m	muy pequeña	N 70 E	
La Cabaña	620 m*	1-2 m*	5 m	N 100 E	
Punta1	100m ⁽¹⁾	3 m	?	N 100 E	Investigado sólo en el río
La Nava	100m ⁽¹⁾	1.5 m	40 m	N 100 E	
2° Punta1	75 m ⁽¹⁾	2 m	60 m	N 95 E	Afloramiento muy imp.
Alisios	50 m*	1 m	60 m	N 95 E	Termina en una falla N10
4° Punta1	200 m ⁽¹⁾	1.5 m	?	N 100 E	
Pozo Rico	700 m*	1 m	125-300 m	N 110 E	
ZONA ARROYO CHUPON					
Enero 1	50 m ⁽¹⁾	1 m	?	N 90 E	
Enero 2	200 m ⁽¹⁾	1 m	?	N 100 E	Fuertement.mineraliz.
Enero 3	50 m ⁽¹⁾	2 m	?	N 100 E	
ZONA EL CHORRILLO - LOS PONTONES					
Mina Carmen	C1 150 m*	2 m*	?	N 140 E	Muy explotado
	C2 50 m*	1 m*	?	N 130 E	
	C3 40 m*	1 m*	?	N 140 E	
	C4 50 m*	1 m*	?	N 140 E	
Pontones	950 m*	1.50 m*	300 m	N90-N110	Hay varios filones
Los Diegos	800 m*	1 m	110 m	N 110	Varios filones
San Justo	+600 m	1 a 2m	+200m ⁽¹⁾	N 110	En Cuarcita Armoric.
Alhambra	500 m	variable	?	N 110	Varios filones
SIN SITUACION ESPECIFICA					
San Benito	300 m*	1 m	200 m	N 80 E	
Mina Molinillo	200 m*	0.80 m*	300 m	N 115 E	

* Tomado de CRESPO (1975) y CODERCH (1975)

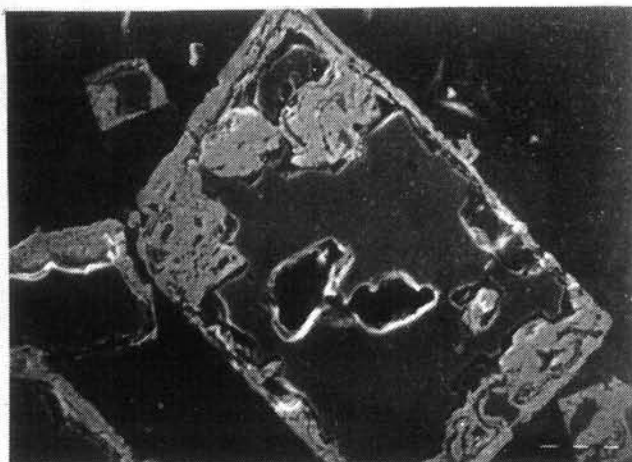
(1) Estudiado sólo en esos metros. CRESPO (1975) y CODERCH (1975) proponen longitudes mayores.

(2) Tomadas de CRESPO (1975) teniendo en cuenta como límite el contacto Cuarcita Armoricana-Estratos Pochico.

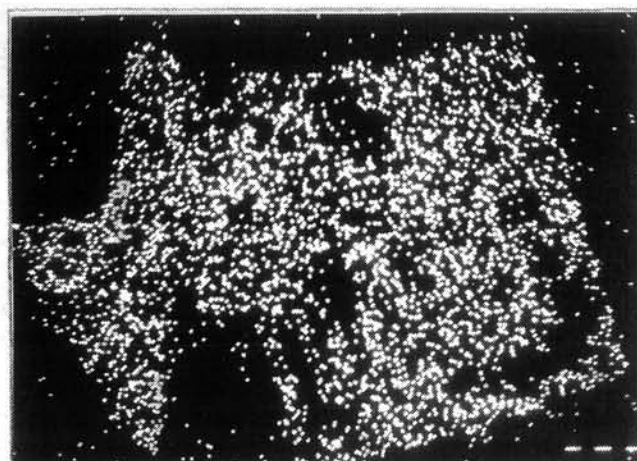
TABLA I. Datos geométricos de los principales cuerpos mineralizados del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza.



1



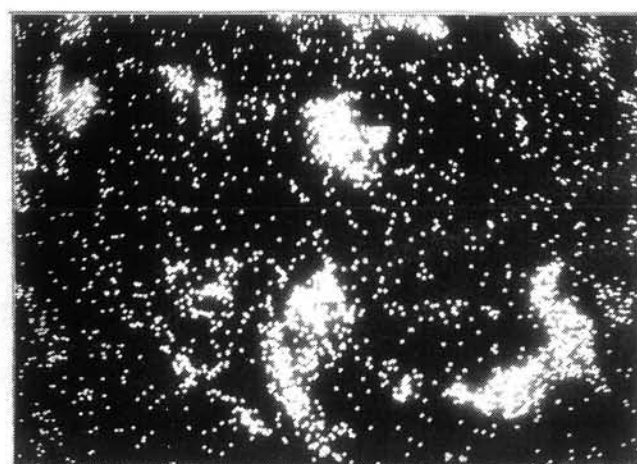
2



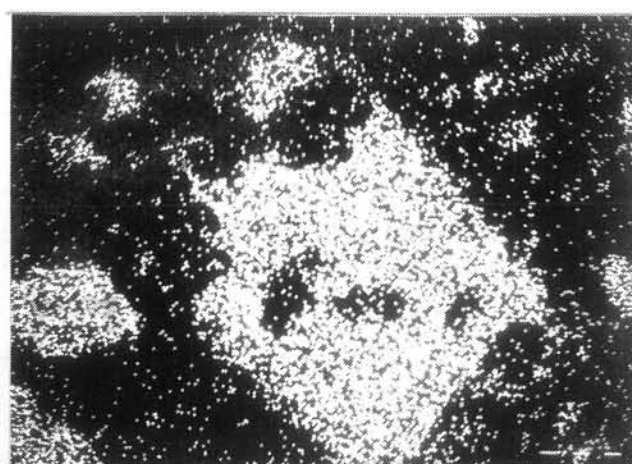
3



4



5



6

Figura 8. (1) y (2) Microfotografías en el microscopio de barrido electrónico de cubos de piritas diagenéticas reemplazados por cerusita. (3) y (4) barrido de Pb. (5) y (6) barrido de Fe.

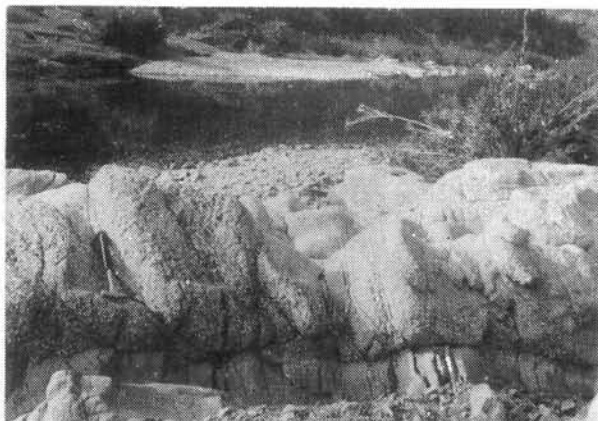
LÁMINA I

- Foto 1. Secuencia de Bouma del tipo T_{b-d} en la serie turbidítica del Alcudiense Inferior.
- Foto 2. Afloramiento de conglomerado del Alcudiense Superior en el río Ojailén.
- Foto 3. Ripples de oscilación asimétricos en las areniscas de los Estratos Pochico.
- Foto 4. Pliegues prehercínicos en el Alcudiense Inferior del río Ojailén. Aunque la esquistosidad que se aprecia parece ser de plano axial, el estudio de lineaciones de intersecciones de esta con la estratificación, indica que no es así.
- Foto 5. Pliegue apretado vergente al Sur en los Estratos Pochico.
- Foto 6. Sinclinal en los Estratos Pochico donde se aprecia el plegamiento por buckling con la aparición en los bancos competentes de grietas de tensión ortogonales al plano de estratificación.
- Foto 7. La falla normal de Los Pontones.
- Foto 8. Aspecto del corte de los Estratos Pochico en la zona del Chorrillo-Los Pontones. Se puede apreciar los filones de cuarzo en relación con las zonas más deformadas.

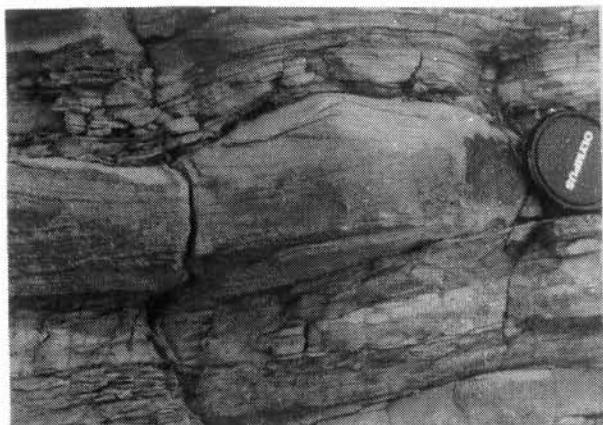
LAMINA I



1



2



3



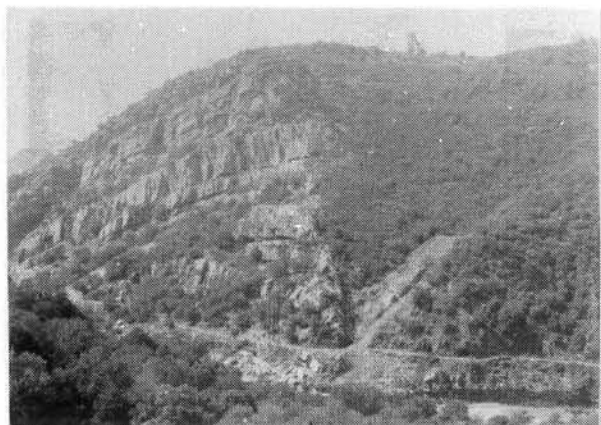
4



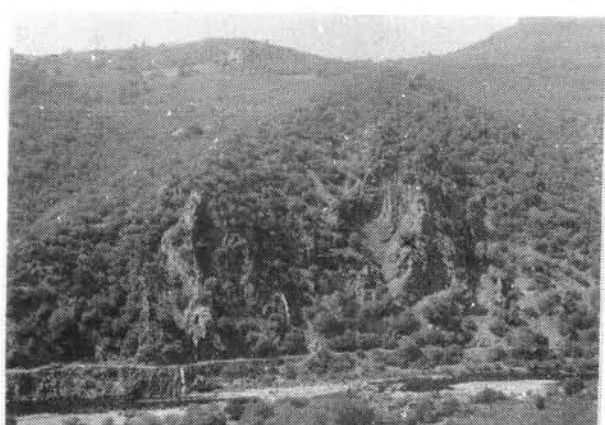
5



6



7



8

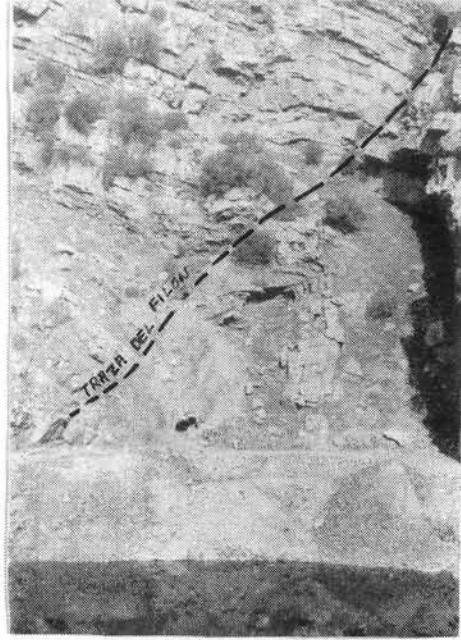
LÁMINA II

- Foto 9. Aspecto fluidal y ligero boudinamiento de uno de los cuerpos mineralizados en la zona de El Chorrillo-Los Pontones.
- Foto 10. Falla inversa donde se encuentra el filón San Justo.
- Foto 11. Aspecto típico de uno de los cuerpos mineralizados. Obsérvese el «enrejado» de venillas de cuarzo entre la roca silicificada. La masa de la izquierda son sulfuros. Filón Alhambra.
- Foto 12. Afloramiento del filón 2º Puntal en el río Robledillo. Obsérvese la forma sigmoidal del lentejón de pirita de la parte inferior derecha de la fotografía.

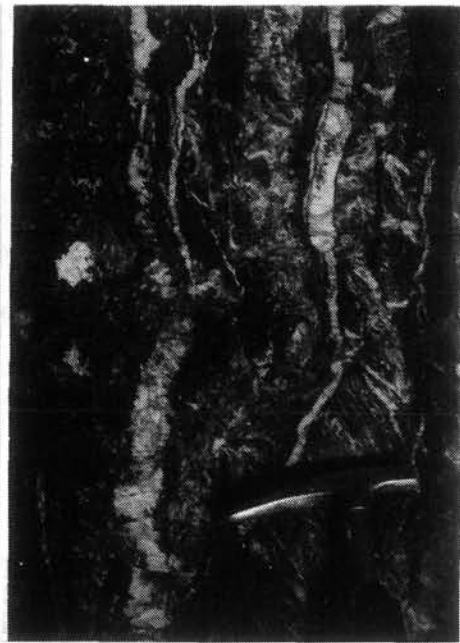
LAMINA II



9



10



11

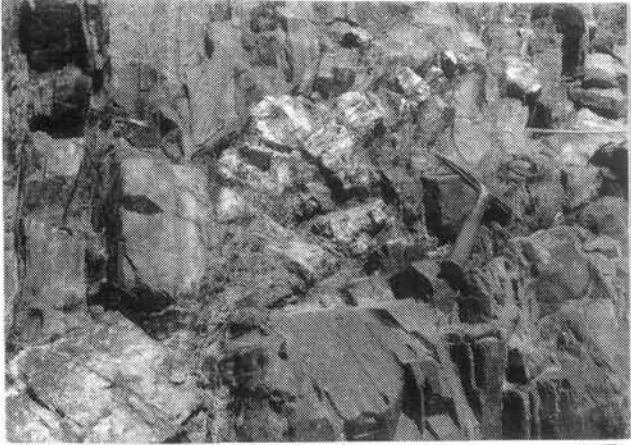


12

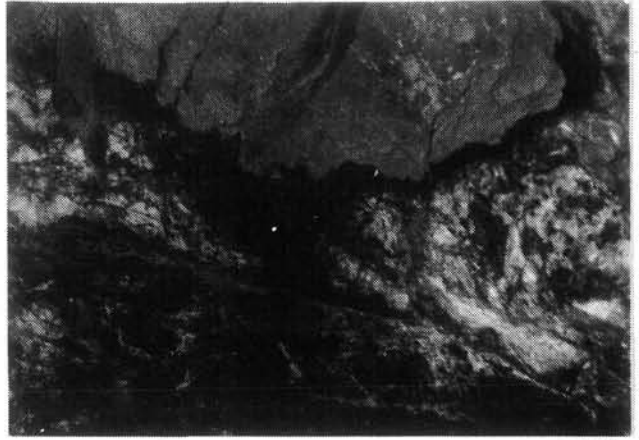
LÁMINA III

- Foto 13. Boudines formados por la deformación de una de las ramificaciones del filón Pontones.
- Foto 14. Aspecto caótico y desordenado de la mineralización producida por la intensa deformación que ha sufrido el filón San Justo.
- Foto 15. Pequeña banda de cizalla donde el desarrollo de sucesivas grietas de tensión llega a dar un pequeño dique de cuarzo.
- Foto 16. Esquistosidad milonítica desarrollada entre cuarzo y pirita en el filón 2º Puntal.
- Foto 17. Aspecto característico de la mineralización en muestra de mano.
- Foto 18. Milonita desarrollada en un lentejón de sulfuros en uno de los filones de la mina Alhambra.

LAMINA III



13



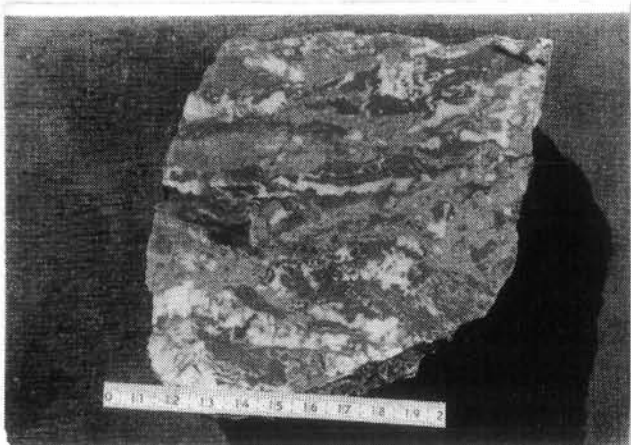
14



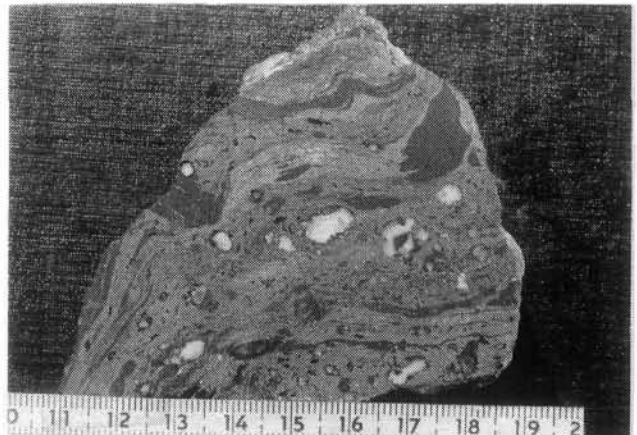
15



16



17

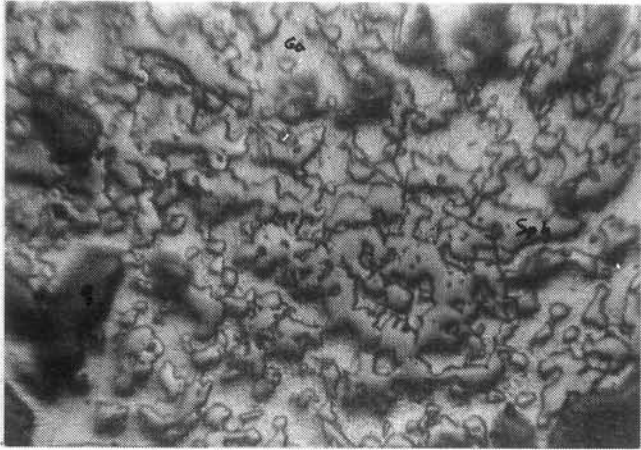


18

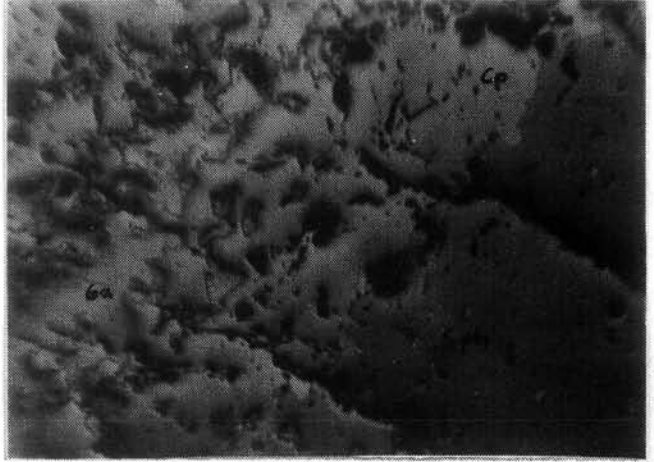
LÁMINA IV

- Foto 19. (Sección pulida, x 35, L.N.). Aspecto microscópico de la mineralización. Se puede apreciar que se trata de una mezcla de sulfuros de grano muy fino producida por la deformación. (Ga-galena, Sph-esfalerita, q-cuarzo).
- Foto 20. (Sección pulida, x 35, L.N.). Aspecto microscópico de un bandeo milonítico de sulfuros. (Ga-galena, Cp-calcopirita, Sph-esfalerita).
- Foto 21. (Sección transparente, x 10, N.C.). Cuarzo aplastado y con marcada extinción ondulante. Estos cuarzos aparecen englobados en los bandeos miloníticos de sulfuros.
- Foto 22. (Sección transparente, x 25, N.C.). Vena de cuarzo plegada en el contacto del filón Los Diegos con el encajante. Obsérvese que la esquistosidad (S_1) es de plano axial.
- Foto 23. (Sección transparente, x 35, N.C.). Fragmento de pizarra encajante englobada dentro del filón Los Diegos. La silicificación que ha sufrido es poco intensa y se ha conservado la esquistosidad (S_1).
- Foto 24. (Sección transparente, x 10, L.N.). Removilización de piritas diagenéticas de un nivel arenoso, por una vena de cuarzo en el contacto del filón Los Diegos.

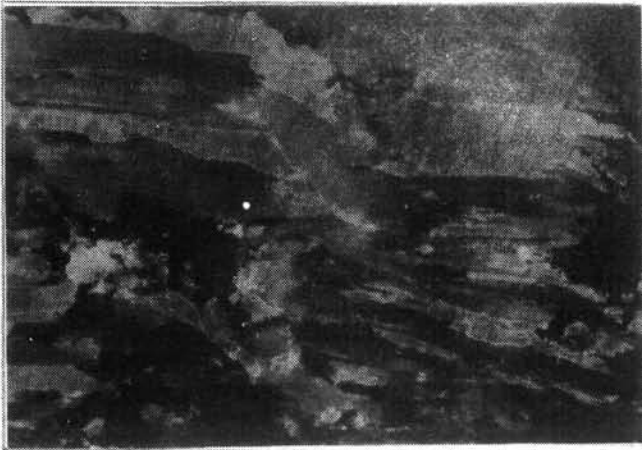
LAMINA IV



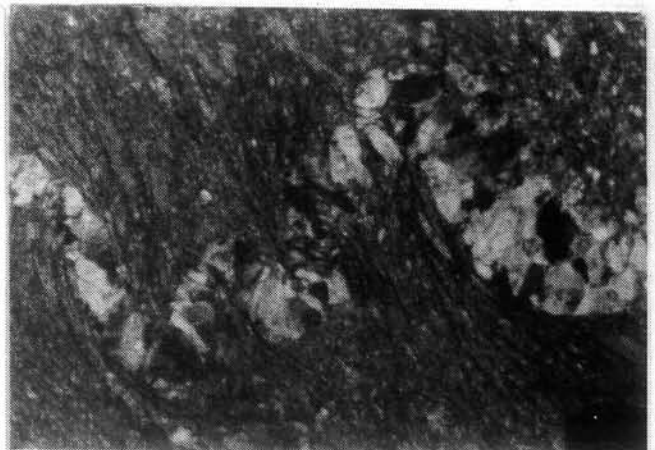
19



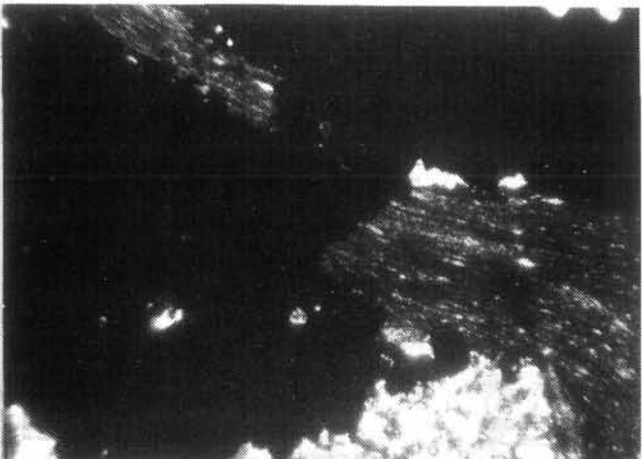
20



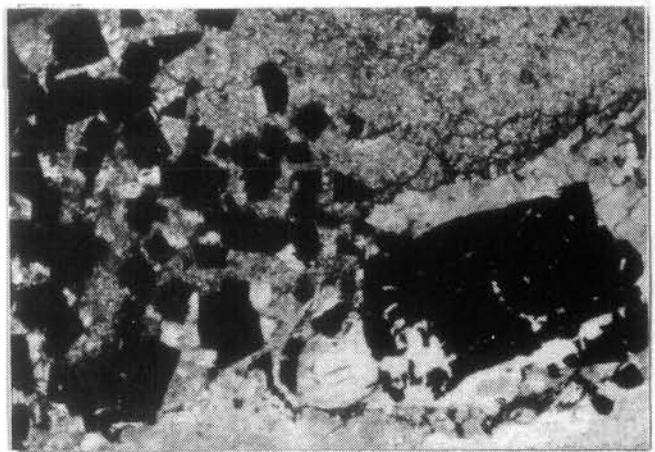
21



22



23



24

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS Y MINERALÓGICAS DE SUELOS DESARROLLADOS SOBRE MATERIAL BÁSICO DEL GRAN DIQUE DE ALENTEJO-PLASENCIA

M.^a L. CEMBRANOS PÉREZ*

RESUMEN.— En este trabajo se ponen de manifiesto las características químicas y mineralógicas de cinco suelos desarrollados sobre el material básico del dique de Alentejo-Plasencia, en dos áreas diferentes —extremos NE y SW—. Son suelos ligeramente ácidos, con texturas equilibradas y moderadamente ricos en materia orgánica. La saturación está de acuerdo con el pH, superior al 50%; y con gran liberación de óxidos de hierro y aluminio libres, mientras que el contenido en sílice libre es bajo.

La arena se caracteriza por la escasez de fracción pesada, con un valor medio de un 13%, y la asociación mineralógica de dicha fracción es: piroxenos-magnetita-epidota. En la fracción arcilla los componentes fundamentales son Illita y Caolinita.

SUMMARY.— The main chemical and mineralogical features of five soils developed on basic rocks in the big dike of Alentejo-Plasencia, in two different areas —NE and SW extremes— are described in this paper. The soils are lightly acid, with balancing textures and moderate rich in organic matter. The saturation is in agreement with the pH, wich is higher than 50%; and with large liberation of free iron and aluminium oxides, but the content in free silice is low.

The sand is poor in heavy fraction, with a middle value of 13%, and the mineralogical association in this fraction is: pyroxenes-magnetite-epidote. In the clay fraction the essentials components are Illite and Kaolinite.

Palabras clave: Alteración, estructura suelo, roca ígnea, arcilla mineral, Castilla-León (Ávila), Extremadura.

Key words: Weathering, Soil-structure, Igneous-rock, Clay-mineral, Castilla-Leon (Avila), Extremadura.

* Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Salamanca.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo forma parte de un conjunto dedicado al estudio de las características químicas y mineralógicas de suelos desarrollados sobre diferentes materiales, CEMBRANOS, M. L. (1978).

SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL MATERIAL DE ESTUDIO

Los suelos objeto de este estudio se han desarrollado sobre el gran dique básico de Alentejo-Plasencia, en dos áreas diferentes. (Figura 1, tomada de GARCÍA DE FIGUEROLA y TEIXEIRA, 1975). Tres de ellos (MC-3, 8 y 9) en el extremo

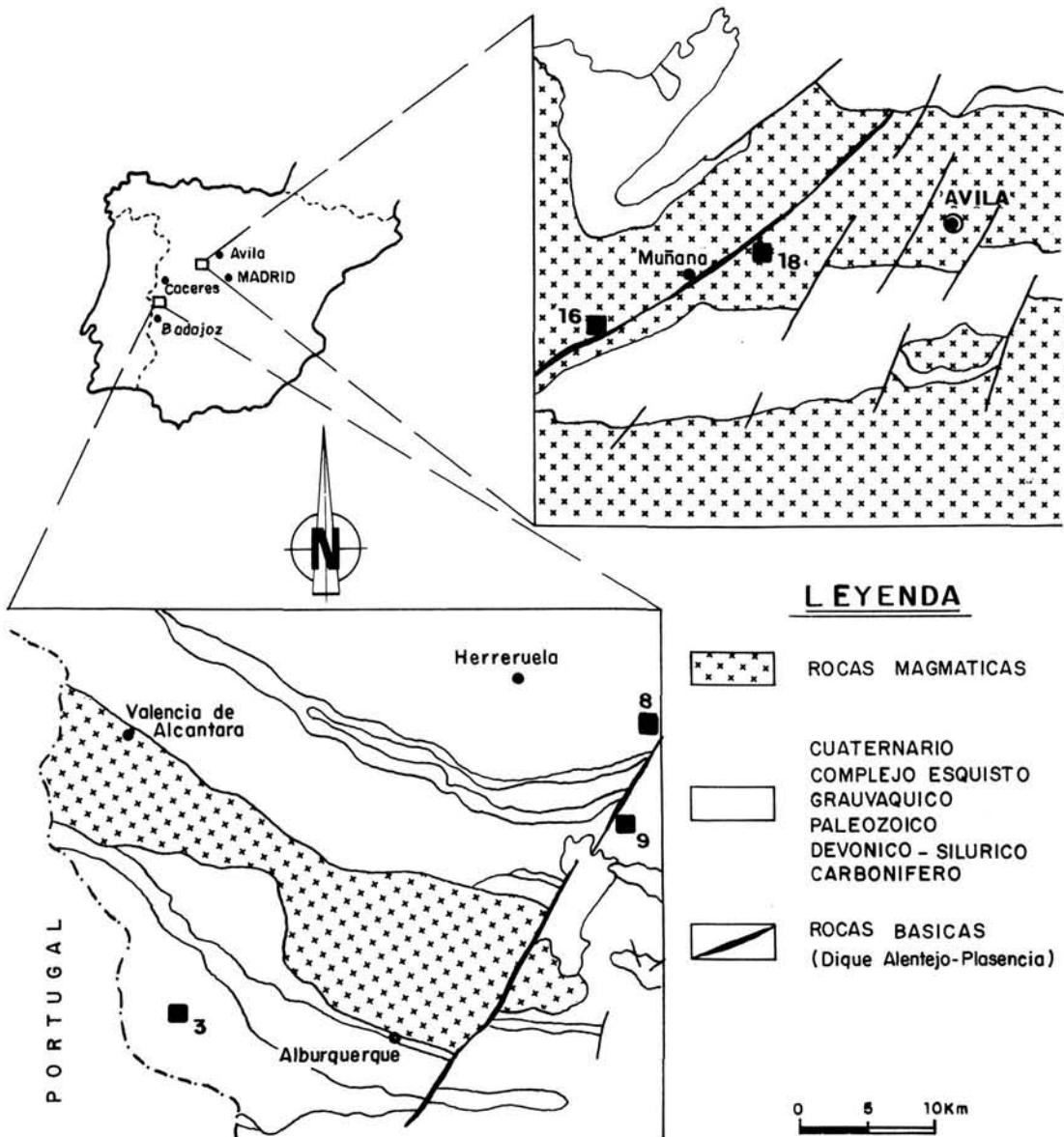


Figura 1. Situación de las muestras.

SW del citado dique, en las provincias de Cáceres y Badajoz, zona de altitud inferior a 500 m., de clima continental mediterráneo y vegetación *Quercus ilex* y gramíneas. Otros dos (MC-16 y 18) en la provincia de Ávila, en el extremo NE del dique, con altitudes superiores a los 1.000 m., clima húmedo frío y vegetación de gramíneas, compuestas y labiadas.

A continuación se exponen las características de los suelos estudiados.

PERFIL MC-3

Situación: Codosera (Badajoz).

Altitud: 250 m.

Topografía: Colinas onduladas.

Orientación: Oeste.

Clima: Continental mediterráneo.

Roca madre: Diabasas.

Drenaje: Externo: bueno.

Interno: regular o malo.

Vegetación: Gramíneas, compuestas, *Q. ilex*, *Cistus sp.*

Agricultura: Pastos.

Tipo de suelo: Suelo pardo rojizo lixiviado (Luvisol Cámbrico).

Profundidad en cm.	Horizonte	Morfología
0-20	A	5 YR 3/3 pardo rojizo oscuro, semihúmedo, arenoarcilloso, subangular, moderada, con cutanes, algo poroso, con placas de pizarras alóctonas, colonizado, bastantes raíces finas y medianas, límite plano y neto a.
20-60	B _t	5 YR 5/6 rojo amarillento, abigarrado de 2.5 y 6/6 amarillo oliva, húmedo, arcillosa, sin estructura, masivo, muy adherente, pocos poros, pocas raíces muy finas, límite difuso e interrumpido con
+ 60	R	Roca alterada, con fractura amarillenta y diabasas en profundidad. Diabasa, intercalaciones de pizarras y liditas, de potencia máxima 60 cms. Ancho total 30 m.

PERFIL MC-8

Situación: Aliseda (Cáceres).

Altitud: 350 m.

Topografía: Ladera suave 3%.

Orientación: Oeste.

Clima: Continental mediterráneo.

Roca madre: Rocas básicas (Paleozoico).

Drenaje: Externo: bueno.

Interno: lento.

Vegetación: *Q. ilex*, *Cistus ladaníferus*, labiadas.

Agricultura: Monte.

Tipo de suelo: Suelo rojo (Cambisol Crómico).

<u>Profundidad en cm.</u>	<u>Horizonte</u>	<u>Morfología</u>
0-20	A	10 R 3/4 rojo oscuro, húmedo, limoarcilloso, grumoso (en superficie) a subpoliédrico (en profundidad), fuerte. Se aprecian concreciones negras (de manganeso), actividad biológica, con abundantes raíces finas.
+ 20	(B)/C ₁	10 R 4/6 rojo, con fractura amarillenta, húmedo granular, arenoarcilloso, muy friable, más masivo en profundidad, pero conservando la estructura original de la roca, la alteración es muy profunda. Concreciones negras (de Mn) abundantísimas. Con cutanes muy finos. Raíces gruesas frecuentes verticales y horizontales.

PERFIL MC-9

Situación: Lomas de Santino (Badajoz).

Altitud: 550 m.

Topografía: Ladera 10%.

Orientación: Este.

Clima: Continental mediterráneo.

Roca madre: Rocas básicas (Paleozoico).

Drenaje: Externo: bueno.

Interno: malo.

Vegetación: Gramíneas, *Q. ilex*, *Cistus sp.*, *Q. suber*.

Agricultura: Pastos y monte.

Tipo de suelo: Suelo pardo gleyzado (Luvisol Gleyco).

<u>Profundidad en cm.</u>	<u>Horizonte</u>	<u>Morfología</u>
0-15	A	2.5 YR 3/4 pardo rojizo oscuro, semihúmedo, limoso, grumoso, muy enraizado, raíces finas, transición difusa a
15-40	B ₁	2.5 YR 4/4 pardo rojizo, húmedo, arcillolimoso, subangular poco estable, poco estructurado, pocas concreciones negras, algún cutan muy fino, con grava de roca básica negra, meteorizada.
40-60	B _{2g}	5Y 5/4 oliva, muy húmedo, arcilloso, masivo, concreciones negras, manchas rojas, con alguna grava de roca básica. Con transición neta sobre el horizonte C ₁ .
+ 60	C ₁	Roca ígnea básica muy alterada, formando gravas redondeadas de unos 5 cm de longitud.

PERFIL MC-16

Situación: Muñana (Ávila).

Altitud: 1.200 m.

Topografía: Ladera, 5%.

Orientación: Suroeste.

Clima: Húmedo frío.

Roca madre: Dique de roca básica.

Drenaje: Externo: bueno.

Interno: lento a malo.

Vegetación: *Thymus sp.*, *Lavandula sp.*, gramíneas, compuestas.

Agricultura: Pastos.

Tipo de suelo: Suelo pardo lixiviado (Luvisol Orthico).

<u>Profundidad en cm.</u>	<u>Horizonte</u>	<u>Morfología</u>
0-30	A	7.5 YR 4/4 pardo, húmedo, limoso, granular, moderado, ligeramente adherente, ligeramente plástico, frecuentes poros, con gravilla frecuente, poco colonizado, con raíces medianas y finas, transición gradual a
30-80	B _t	10 YR 3/4 pardo amarillento oscuro, húmedo, angular, adherente, muy plástico, con cutanes continuos, poco poroso, algunas raíces muy finas y pocas gruesas.

PERFIL MC-18

Situación: Sanchorreja (Ávila).

Altitud: 1.340 m.

Topografía: Inclinado, 7%.

Orientación: Suroeste.

Clima: Húmedo frío.

Roca madre: Rocas básicas (Diabasa).

Drenaje: Externo: excesivo.

Interno: bueno.

Vegetación: Césped de gramíneas, labiadas.

Agricultura: Pastos.

Tipo de suelo: Suelo pardo (Cambisol Crómico).

<u>Profundidad en cm.</u>	<u>Horizonte</u>	<u>Morfología</u>
0-20	A	5 YR 2.5/2 pardo rojizo oscuro, algo húmedo, arenolimoarcilloso, grumoso fino, suelto, muy poroso, con fragmentos grandes de rocas angulares, abundantes raíces medianas y finas, sin reacción al CIH, transición gradual a
20-60	(B)/C ₁	5 YR 3/3 pardo rojizo oscuro, seco, arenolimoso, granular, moderado, friable, cutanes localizados, pocas raíces gruesas y muy finas, sin reacción al CIH, transición difusa a roca madre alterada.

Características de la roca madre de los suelos de la provincia de Ávila:

MC-16. Este suelo se desarrolla sobre un *Gabro*, de textura compacta, grano fino, constituido esencialmente por: cristales subidiomorfos de plagioclasas de diferente tamaño, parcialmente sericitizados, caolinizados y ligeramente sausuritizados, la mayoría de estos cristales presentan texturas mirmequíticas y abundantes crecimientos gráficos de cuarzo muy desarrollados. Las medidas efectuadas con la platina universal indican una composición de An que oscila entre un 45 y 47%. Cristales idiomorfos o subidiomorfos de augita, algunos en parte cloritizados y uralitizados y hornblenda. Cuarzo con aspecto esquelético y calcita en cristales irregulares como minerales accesorios y sericita, caolinita, calcita, clorita, serpentina y uralita como secundarios.

MC-18. También se ha desarrollado sobre un *Gabro* de características mineralógicas similares al anterior, pero de grano grueso y textura diabásica o subofítica.

Características de la roca madre de los suelos de las provincias de Cáceres y Badajoz:

MC-3. Este suelo se desarrolla sobre un *Gabro* de grano fino, de textura diabásica o subofítica, constituido esencialmente por: plagioclasas, con abundantes microlitos de tamaño medio a fino, y frecuentes maclas tipo Ab y Carlsbad. Las medidas efectuadas con la platina universal dan un porcentaje de An alrededor del 45%. Estos cristales presentan una ligera sausuritización. Y piroxenos, parcialmente uralitizados. Opacos como minerales accesorios y calcita, clorita y uralita como secundarios.

MC-8. Este suelo se desarrolla sobre un *Gabro*, de estructura compacta, textura holocristalina subofítica, constituido esencialmente por: cristales subidiomorfos de plagioclasas ligeramente sericitizados y sausuritizados, con frecuente maclas tipo Ab y Carlsbad. Las medidas efectuadas con la platina universal indican un porcentaje de An alrededor del 40% y augita. Ilmenita con frecuencia alterada a leucoxeno como mineral accesorio y calcita, clorita y uralita como secundarios.

Los espacios dejados por las plagioclasas y los piroxenos están ocupados por una masa clorítica entre la que a veces se pueden distinguir láminas de biotita y más frecuentemente carbonatos.

MC-9. Este suelo se desarrolla sobre una *Andesita hornbléndica*, de estructura compacta de grano muy fino y textura hipocristalina afanítica microlítica, constituida esencialmente por: microlitos tabulares de plagioclasas, parcialmente sericitizados, bien terminados, de tamaños desde casi submicroscópicos a 0,6 mm de longitud y sin que aparezca ninguna ordenación paralela de los mismos, y cristales idiomorfos de piroxenos totalmente reemplazados por calcita. Epidota como mineral accesorio.

La roca aparece atravesada por venillas de calcita, clorita y esfena. La matriz de la roca es un vidrio mostrando ligera recristalización. Las secciones hexagonales de los minerales ferromagnesianos alterados, parecen corresponder a anfíboles, por lo que se puede definir la roca como una andesita hornbléndica.

MÉTODOS EXPERIMENTALES

Para este estudio se llevaron a cabo determinaciones en suelos y análisis mineralógicos de la fracción arena y la fracción arcilla según los métodos ya descritos en un trabajo anterior, CEMBRANOS (1985). Los resultados se expresan en las tablas 1 y 2 respectivamente.

CONSIDERACIONES SOBRE LA MINERALOGÍA DE ESTOS SUELOS

Todos estos suelos se caracterizan por la escasez de fracción densa en la arena, (tabla 2), con un valor medio de un 13%.

En el perfil MC-3 el análisis mineralógico de la fracción pesada demuestra un proceso de alteración muy intenso, debido a esto no se hizo el análisis cuantitativo de dicha fracción, pero se identificaron los siguientes minerales pesados: circón, turmalina y piroxenos en una proporción no superior al 1%.

Para el resto de los suelos se ha calculado la frecuencia relativa de los minerales con los valores de la concentración relativa de los diferentes minerales de cada perfil.

La suma de las concentraciones relativas de un mineral dividida por el total de perfiles es la «concentración media» de cada especie mineral en el grupo estudiado.

Ordenados según el valor de su «concentración media», los minerales se disponen así:

Piroxenos ...	36,3%	Apatito	2%
Magnetita ..	23,8%	Biotita	2%
Epidota	17,5%	Turmalina ..	1,4%
Topacio	8,1%	Anfíboles ...	0,8%
Andalucita .	6,9%	Moscovita ..	0,4%
Circón	2,6%	Granate	0,3%
Rutilo	2,3%		

Tabla 1. Determinaciones en los suelos (Sg = arena gruesa, Sf = arena fina, L = limo, A = arcilla, A.F. = ácidos fúlvicos, A.H. = ácidos húmicos, Hna E = humina extraíble, R = residuo, n.d. = no determinado).

Perfil Horizonte	MC-3		MC-8		MC-9			MC-16		MC-18	
	A	B _t	A	(B)/C ₁	A	B _t	B _{2g}	A	B _t	A	(B)/C ₁
pH H ₂ O	6.2	5.9	6.2	6.2	6.0	5.9	6.0	6.0	5.6	6.3	6.6
CIK	5.0	4.7	4.8	4.6	4.8	4.5	4.6	4.5	4.1	5.0	5.0
C%	0.98	0.41	2.12	0.47	3.23	1.16	0.36	1.60	0.42	2.91	0.48
N%	.081	.041	.140	.047	.252	.101	.036	.153	.085	.239	.050
C/N	12.1	10.0	15.1	10.0	12.4	11.4	10.0	10.4	4.9	12.1	9.6
Sg%	23.0	17.5	17.5	46.5	15.0	18.0	33.0	42.0	10.0	20.5	35.0
Sf%	33.0	21.0	36.5	17.0	24.0	21.0	15.0	23.0	33.4	32.5	30.5
L%	23.0	18.5	18.2	11.5	22.7	15.3	13.0	14.2	26.5	16.0	11.6
A%	22.0	41.0	24.4	24.2	33.0	43.0	39.0	16.6	26.0	24.2	19.4
T (meq/100g)	15.3	18.1	19.5	22.9	29.5	37.2	40.6	25.1	54.5	22.1	28.3
S (meq/100g)	15.0	15.0	16.3	22.5	19.4	24.9	23.1	20.0	31.1	18.3	21.0
V%	97.9	82.8	83.5	98.3	65.7	67.0	56.9	79.9	57.0	83.0	71.4
Fe ₂ O ₃ 1%	4.0	4.1	3.0	3.1	3.0	3.0	4.3	2.5	4.4	3.7	3.7
Al ₂ O ₃ 1%	2.5	2.1	1.7	1.9	2.2	3.0	2.5	1.3	2.5	2.0	2.0
SiO ₂ 1%	0.7	0.2	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.5
A.F. %	8.2	n.d.	4.7	n.d.	9.9	12.1	n.d.	8.8	n.d.	10.0	n.d.
A.H. %	4.0	n.d.	3.7	n.d.	6.5	4.2	n.d.	2.8	n.d.	4.8	n.d.
Hna E. %	10.0	n.d.	8.5	n.d.	11.8	11.2	n.d.	13.8	n.d.	10.6	n.d.
R %	77.5	n.d.	70.3	n.d.	57.3	68.1	n.d.	53.1	n.d.	61.8	n.d.

Tabla 2. Análisis mineralógico (i = indicios, n.d. = no determinado).

Perfil Horizonte	MC-3		MC-8		MC-9			MC-16		MC-18	
	A	B _t	A	(B)/C ₁	A	B _t	B _{2g}	A	B _t	A	(B)/C ₁
Ligeros	88.6	95.7	79.1	83.2	97.6	98.7	99.9	96.8	87.7	65.0	73.4
Pesados	11.4	4.3	20.9	16.8	2.4	1.3	0.1	3.2	12.3	35.0	26.6
Cuarzo	18	20	5	1	10	10	1	18	20	40	61
Feldespatos	44	25	68	35	38	34	—	49	58	50	30
Biotita	3	2	3	—	20	26	—	5	2	6	6
Alteritas	32	30	24	64	32	30	99	28	20	4	3
Circón	i	i	1	1	10	11	2	2	1	—	—
Turmalina	i	i	—	—	6	6	3	1	1	2	1
Andalucita	n.d.	n.d.	—	—	5	13	10	2	1	20	14
Rutilo	n.d.	n.d.	1	1	6	3	15	—	—	—	—
Granate	n.d.	n.d.	—	—	—	—	—	1	1	—	—
Topacio	n.d.	n.d.	—	—	—	—	—	—	—	16	49
Apatito	n.d.	n.d.	—	—	—	—	—	4	12	—	—
Biotita	n.d.	n.d.	—	—	—	—	—	15	1	—	—
Moscovita	n.d.	n.d.	—	—	—	—	—	2	1	—	—
Anfiboles	n.d.	n.d.	1	1	—	—	—	—	—	3	1
Piroxenos	i	i	97	97	—	—	—	28	22	8	4
Magnetita	n.d.	n.d.	—	—	—	—	—	45	60	51	31
Epidota	n.d.	n.d.	—	—	73	67	70	—	—	—	—
Opacos	n.d.	n.d.	148	277	3	17	8	2	1	—	—
Alteritas	n.d.	n.d.	72	193	132	150	210	20	58	125	137
Óxidos	n.d.	n.d.	—	—	40	53	41	5	2	—	—
Esmectita	9	—	17	20	8	9	46	44	49	—	—
Illita	10	42	27	19	42	38	23	28	25	43	33
Caolinita	51	26	27	39	28	32	17	8	8	24	41
Gibbsita	i	—	—	—	i	i	i	i	—	—	—
Goethita	i	2	i	i	i	i	i	i	—	i	2
Cuarzo	23	18	17	11	11	10	9	11	7	25	16
Ortosa	i	i	3	i	3	4	2	4	5	3	4
Plagioclasas	2	i	3	2	4	4	i	2	5	3	4
Clorita	—	8	4	4	—	—	—	—	—	—	—

Consideramos como minerales «abundantes» aquellos cuyas concentraciones superan el valor medio.

Piroxenos-Magnetita-Epidota

También estos suelos muestran un índice de ataque (HOYOS, A. y col, 1981) muy intenso, pues en todos ellos el contenido en alteritas es elevado.

A la vista de la tabla 2, se observa la presencia de magnetita únicamente en los suelos de la provincia de Ávila, frente a la total ausencia en los otros tres, a pesar de que la roca madre contiene el citado mineral.

En la fracción ligera de la arena, en general predominan los feldespatos sobre el cuarzo, existen también algunas micas, todo biotita. La morfología que ofrecen los granos minerales, en general, es subangular y subredondeada y los feldespatos aparecen con zonas turbias superficiales, signos de alteración a minerales arcillosos.

En la fracción arcilla los componentes fundamentales son Illita y Caolinita, apareciendo también minerales de la familia de la Esmectita, cuya concentración aumenta con la profundidad del perfil. La hidrólisis de este tipo de rocas con concentraciones en bases y pH relativamente altos favorece la formación de este mineral arcilloso, como indican HELGENSON, BROWN y LEEPER (1969) en los diagramas de equilibrio para minerales de la arcilla.

Para la representación de la mineralogía de la arcilla se ha empleado el diagrama triangular representado en la figura 2 (a), ajustándose a 100 los porcentajes correspondientes a los tres minerales. En él se observa que el área de dominio de estos suelos es el lado Illita-Caolinita, pero aparecen también valores altos de concentración para minerales del tipo Esmectita, destacando el perfil MC-16 sobre todos los demás, que posee un ambiente favorable para la formación de dichos minerales.

INTERPRETACIÓN

En Codosera (Badajoz) asentado sobre un Braunlehm y diabasas se desarrolla un suelo pardo rojizo lixiviado (MC-3), que posee un horizonte B_t fuertemente texturado. La roca madre es dura, pero fácilmente alterable, rica en hierro y calcio. El suelo es débilmente ácido y se encuentra prácticamente saturado, más en superficie (ciclo biogeoquímico), pobre en materia orgánica, bien humificada (mull). Aunque se observa potente migración de arcilla, no así de los abundantes sesquióxidos; hay que notar un moderado contenido en sílice libre en el horizonte superficial (tabla 1).

Los suelos de Aliseda (MC-6) y Sanchorreja (MC-18) de color rojizo, pertenecen a un suelo rojo y suelo pardo respectivamente, en general jóvenes. Ambos poseen un pH próximo a la neutralidad y son moderadamente ricos en materia orgánica. En el suelo de Aliseda la humificación es profunda, siendo la proporción de fracciones fúlvicas escasa. Sin embargo, el de Sanchorreja posee una alta proporción tanto de fracciones fúlvicas como de húmicas extraíbles. Las concentraciones de sesquióxidos libres, hierro y aluminio son altos, dándoles color rojizo a los suelos, pero sin movilización alguna; el contenido en sílice libre por el contrario aparece moderado. Esto es, no hay movimiento alguno de arcillas ni de amorfos en estos suelos. La capacidad de cambio es acorde con el pH, indicando que los suelos están en gran parte saturados.

Los otros dos suelos de este estudio: suelo pardo gleyzado de Lomas de Santino (MC-9) y suelo pardo lixiviado de Muñana (MC-16) son suelos más evolucionados que los anteriores. Los suelos son débilmente ácidos, con concentraciones altas de sesquióxidos libres, que parecen emigrar junto con la arcilla, pero la sílice libre es baja. La capacidad de cambio es elevada, la saturación es sólo mediana, algo superior en el perfil de Muñana. La materia orgánica, bien humificada y abundante (mull), es rica tanto en fracciones fúlvicas como en humina extraíble.

En la figura 2 (b) se ha representado el diagrama de texturas para este grupo de suelos, observándose texturas variables, con predominio de las equilibradas, a continuación las arenos arcillosas y arcillosas y por último las arenos limosas. No se aprecian diferenciaciones acusadas entre los horizontes de un mismo perfil.

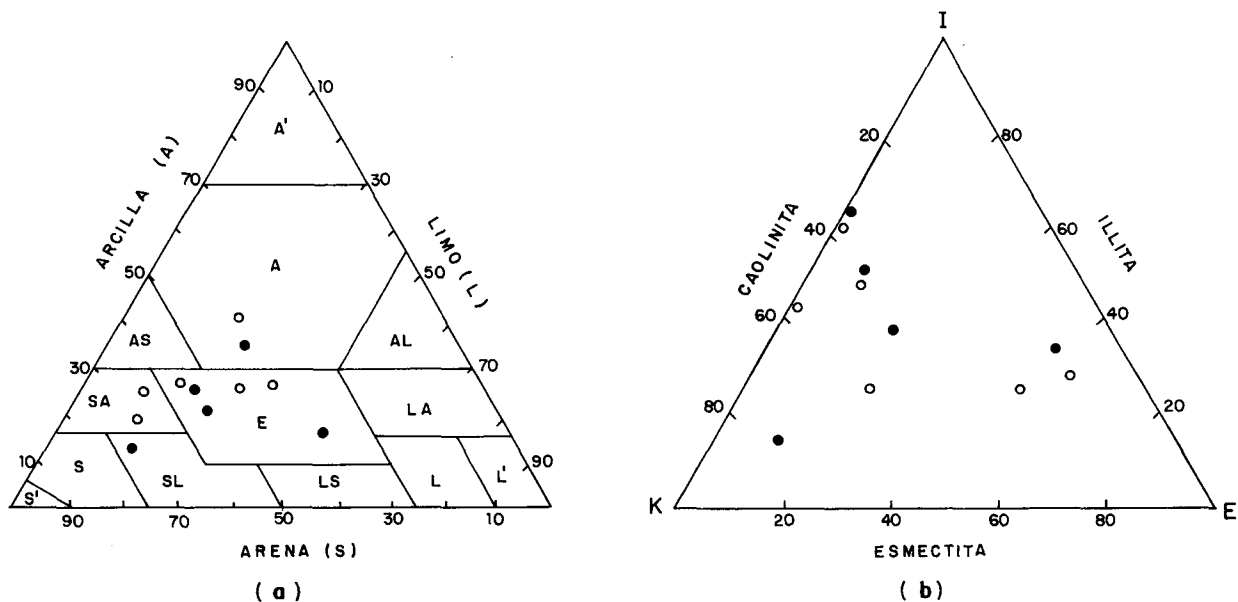


Fig- 2

a) Diagrama de texturas

b) Mineralogía de la fracción arcilla

● HORIZONTES SUPERFICIALES

○ " SUBSUPERFICIALES

Figura 2.

BIBLIOGRAFÍA

- CEMBRANOS, M.^a L. (1978). «Influencia de la roca madre en la constitución química y mineralógica de diferentes tipos de suelos del Centro-Oeste de España». *Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca*.
- CEMBRANOS, M.^a L. (1985). «Características químico-mineralógicas de suelos desarrollados sobre granodioritas y granitos en la provincia de Ávila». *Anal. Edaf. y Agrobiol.* (en prensa).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y TEIXEIRA, C. (1973). «Esquema geológico del Macizo Hespérico del Sudoeste de la Península Ibérica». *Univ. de Salamanca*.
- HOYOS DE CASTRO, A., PALOMAR, M. L. y FERNÁNDEZ BERMEJO, M. C. (1981). «Estudio mineralógico y alteración de la fracción arena de dos suelos sobre material silíceo». *Anal. Edaf. y Agrobiol.* XL, 817-832.
- HELGENSON, H. C.; BROWN, T. H.; LEEPER, R. H. (1969). «Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving and aqueous phase and one atm O° to 300° C». *Preman, Cooper and Company. San Francisco*.

UN NUEVO EJEMPLAR DE TORTUGA GIGANTE DEL MIOCENO DE ARÉVALO (ÁVILA)**

E. JIMÉNEZ FUENTES*, P. ACOSTA*, B. FINCIAS*, S. MARTÍN DE JESÚS*

RESUMEN.— Se describe un nuevo ejemplar de tortuga gigante, encontrado en el Mioceno (Vallesiense-Inferior) de Arévalo (Ávila), clasificado como un macho adulto de *Cheirogaster (s.l.) richardi* (Bergounioux 1938; emend. Jiménez 1984).

ABSTRACT.— A new specimen of giant turtle from Miocene deposits (Lower Vallesian) in Arévalo (Ávila territory, Castilla, Central Spain) is described.

It is classified as an adult male of *Cheirogaster (s.l.) richardi* (Bergounioux 1938; emend. Jiménez 1984).

Palabras clave: Chelonia (*Cheirogaster*), Anatomía esqueleto, Mioceno Superior (Vallesiense), Castilla-León (Ávila).

Key words: Chelonia (*Cheirogaster*), Skeleton, Upper Miocene (Vallesian), Castilla-Leon (Avila).

INTRODUCCIÓN

A mediados de septiembre de 1985, durante el curso de sus pesquisas, el profesor Ildefonso Armenteros, del Departamento de Estratigrafía de Salamanca, encontró en Arévalo (Ávila) unos restos que identificó acertadamente como de un Quelonio gigante. Con muy buen criterio, optó por dejarlos en su sitio, ocultándolos, y comunicó a uno de nosotros (E.J.) la localización del ejemplar, situado en las proximidades del cementerio de dicha población (coordenadas UL 559484).

Habiendo sido efectuada una exploración previa y comprobada la importancia del hallazgo, éste fue extraído el 4 de octubre de 1985, después de una jornada de duro trabajo debido a la gran compacidad de la arcilla aglutinante. Para evitar

* Dep. de Paleontología, F. de Ciencias, 37008 Salamanca.

** Proyecto C.A.I.C.Y.T. 2620/84.

accidentes en el terreno, le fue aplicada a la pieza endurecedor Paraloid muy diluido en xileno. Para su levantamiento se utilizaron poliuretanos líquidos Urate + Urene, probándose también por primera vez poliuretanos en aerosol, más cómodos, pero que no demostraron tener la capacidad de expansión necesaria para estos fines, aunque sí una gran rapidez de secado.

En todas estas operaciones intervinieron Santiago Martín, Santiago Gil, Carlos Blázquez y los autores de esta nota, todos del equipo de Paleoqueloniología de la Universidad de Salamanca.

Ya en el laboratorio del Departamento de Mineralogía de Salamanca, cedido por su Director, Antonio Arribas Moreno, las operaciones de limpieza del fósil, reconstrucción y montaje fueron eficazmente realizadas por Patricia Acosta, en una ardua labor que requirió numerosas y pacientes jornadas. Para el relleno de grietas fue empleada una resina epoxílica, Feb-Fix, diluida en agua, mezclada con polvo de Arenisca de Villamayor cribada al 0.1 mm. Con ello, se ha logrado que todo el ejemplar esté formado por una sola pieza de una gran rigidez. Se exhibe en una vitrina del Museo de Salamanca con el número 5137.

ANTECEDENTES

De nuevo Arévalo, capital de los arevacos, ilustre pueblo vacceo que jugó un importante papel en la guerra celtibérica, durante el siglo II a. de C., nos suministra un importante quelonio fósil, tal y como ya sucediera en 1933, 1935, (ROYO GÓMEZ), 1968 (GARCÍA & ALBERDI) y 1982 (JIMÉNEZ & CARBAJOSA).

En la publicación de 1982, en la que por primera vez se alude a sexo y edad de una tortuga gigante, se sugirió la posibilidad de diferenciación de dos especies (al menos) de estos animales en el Neógeno ibérico, posibilidad que es afirmada posteriormente (JIMÉNEZ 1984).

Tal diferenciación viene a coincidir con el límite Astaraciense-Vallesiense y establece que la pieza descrita en 1982 no corresponde a *Geochelone bolivari* (Hernández Pacheco 1917; emend. Royo 1935), sino a *Geochelone richardi* (Bergounioux 1938; emend. Jiménez 1984), especie de la cual el ejemplar de Arévalo MGUS 2414 resulta ser *NEOTIPO*, ya que el holotipo —que se encontraba en el Museo de Geología del Seminario Conciliar de Barcelona—, descrito y figurado por Bergounioux en 1938 y 1958, fue destruido durante la guerra civil española, en 1936-39.

Insistimos en que aquel holotipo, procedente de Hostalet de Piérola no es oligocénico, sino vallesiense, como fue aclarado ya por BATALLER (1956), BERGOUNIOUX (1958), JIMÉNEZ & CARBAJOSA (1982) y JIMÉNEZ (1984). No obstan-

te, esta corrección ha pasado desapercibida u olvidada por AUFFENBERG (1974), MLYNARSKI (1976), BOURGAT & BOUR (1983) y BOUR (1983).

Una reciente visita a Barcelona nos ha permitido comprobar que los hallazgos de tortugas gigantes en el Mioceno de Cataluña son frecuentes pero, por desgracia, no permiten aún realizar ninguna determinación precisa.

De aquí la importancia de este nuevo ejemplar arevalino como pieza que puede añadir datos, no sólo que confirmen los ya dados por el perdido holotipo y por el neotipo, sino también otros nuevos que no daban ninguna de las piezas anteriores.

DESCRIPCIÓN

En el terreno, el ejemplar se encontraba en posición normal, cortado por la excavación de la cuneta de la carretera a Donhierro.

Fue extraído en un bloque, tratando de deteriorarlo lo menos posible. Asimismo, se recogieron otros restos dispersos a su alrededor.

La pieza consiste en un fragmento de un individuo, roto longitudinalmente, conservándose algo menos de su mitad derecha. Mide 117 cm. de longitud, 52 de anchura y 48 de altura (Figs. 1 a 3).

El epiplastron se encuentra en su superficie visceral muy erosionado. Pese a ello se deduce un perfil longitudinal similar al del ejemplar 2414, también procedente de Arévalo.

Las dimensiones parciales son (en cm):

PLACAS ÓSEAS

EPIPLASTRON: Sutura epi-hioplastral, 11; s. epi-entoplastral, mayor de 12.

ENTOPLASTRON: Longitud mayor de 20.

HIOPLASTRON: Longitud sagital aproximada, 17.

HIPOPLASTRON: Longitud sagital aproximada, 26.

XIFIPLASTRON: Longitud sagital aproximada, 21.

ESCUDOS DÉRMICOS

Surco gulo-humeral, mayor de 22.

Surco húmero-pectoral, 11 + (18).

PECTORAL: Longitud sagital, 4,5.

ABDOMINAL: Longitud sagital, 36.

LONGITUD TOTAL DEL PETO: 99.

LÓBULO ANTERIOR: anchura 40; longitud 29.

LÓBULO POSTERIOR: anchura 57; longitud 25.

Distancia del Entoplastron al pectoral, 3.

El fragmento de espaldar muestra 10 placas periferales y 9 escudos marginales con suturas y surcos alternando a distancias sucesivas de 0,5-9-7,5-10-5,5-8,5-

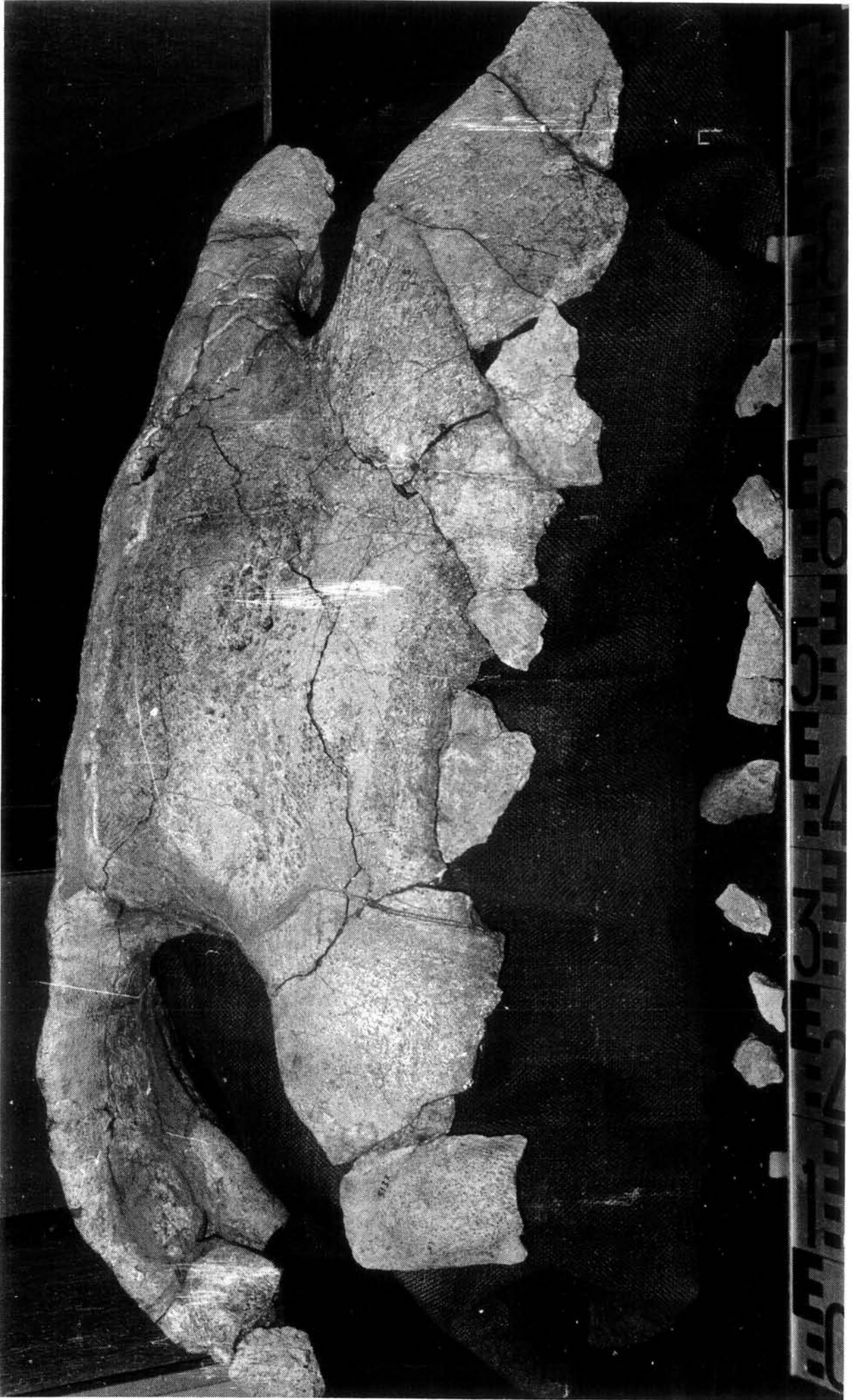
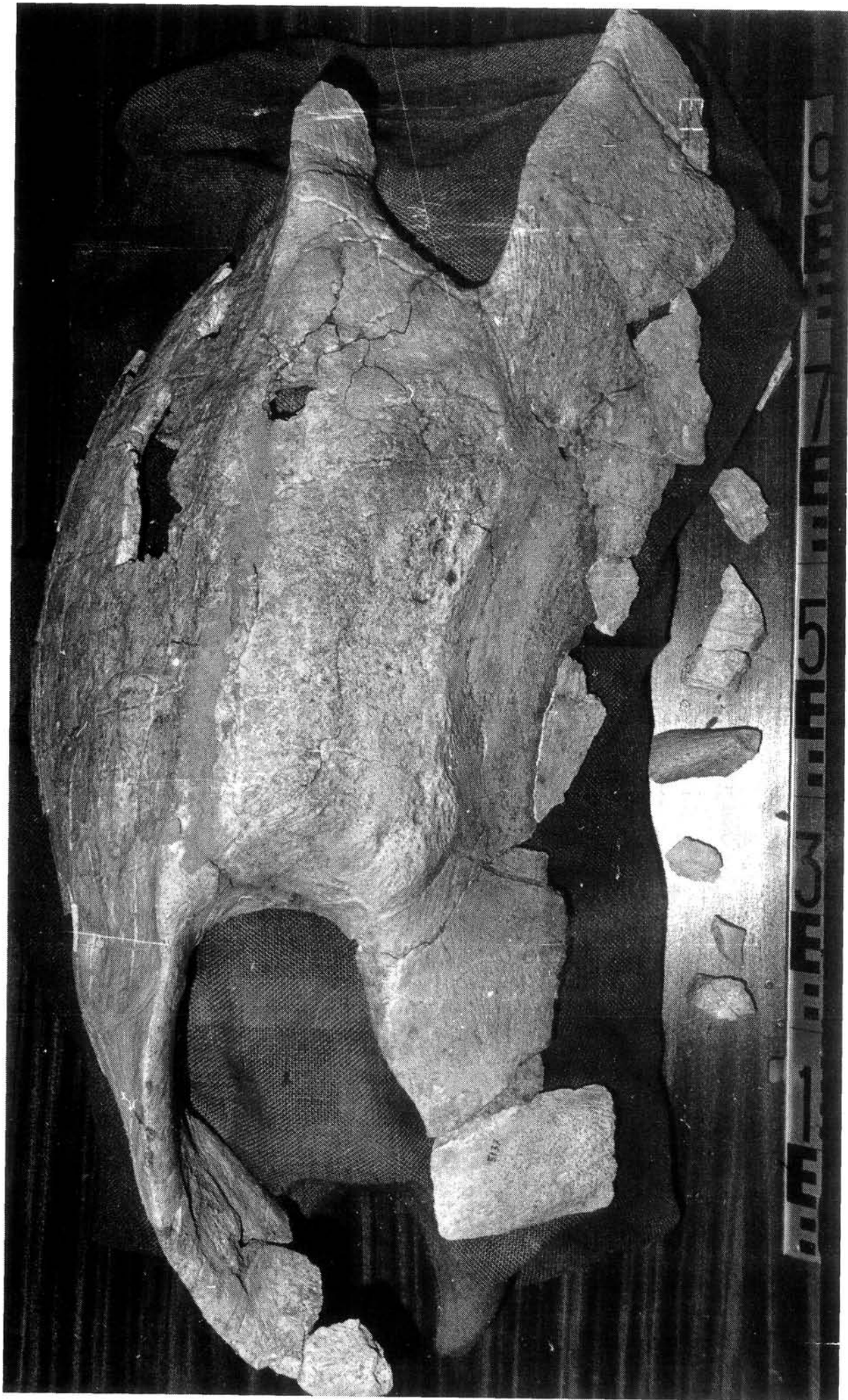


Figura 2. *Cheirogaster (s.l.) richardi* (Bergounioux 1938; emend. Jiménez 1984). MCNUS 5137. Norma lateralis (levantada 45° para hacer resaltar la concavidad del plastron). Mioceno Superior (Vallesiense). Arévalo (Ávila).



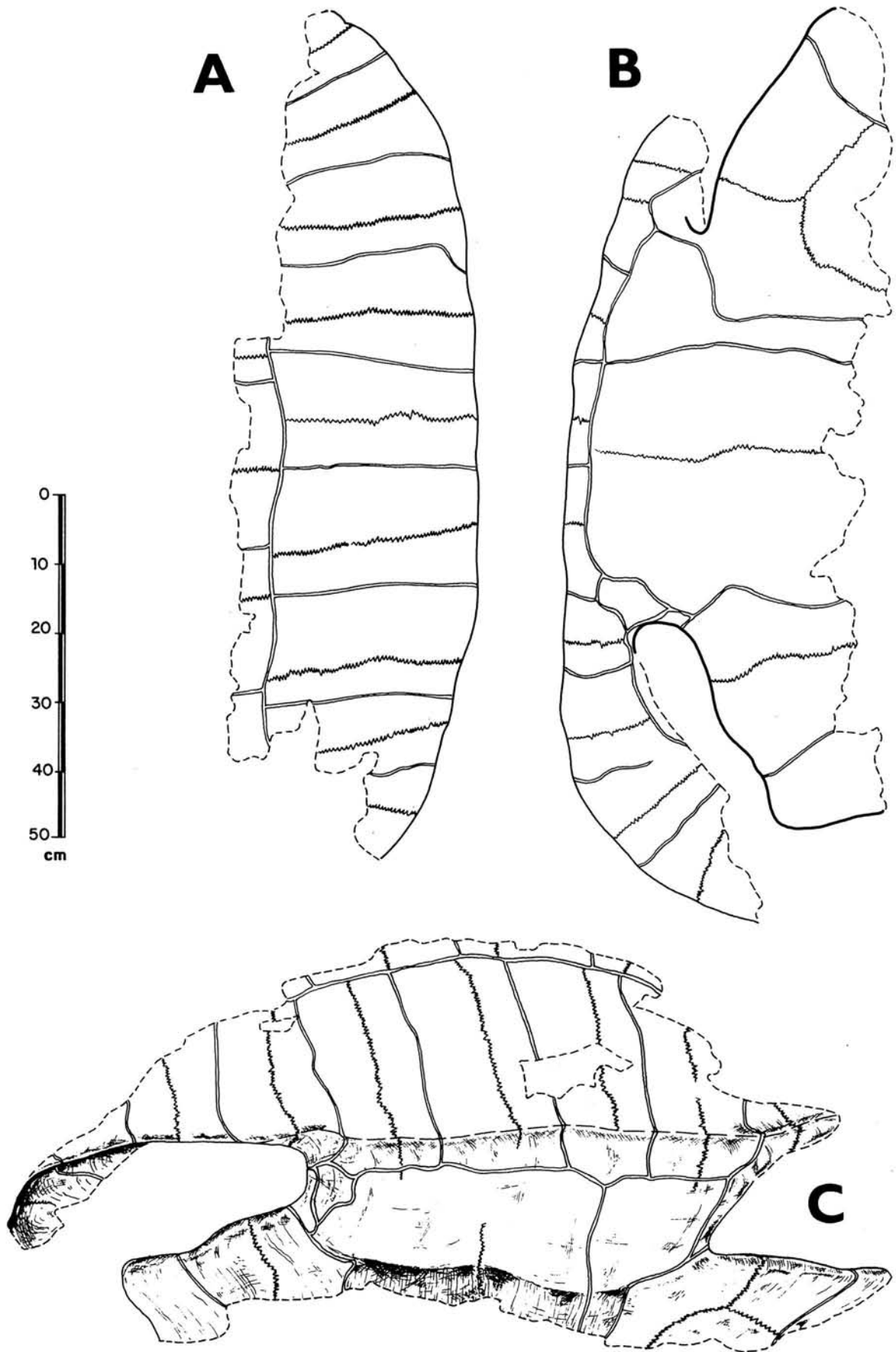


Figura 3. *Cheirogaster (s.l.) richardi* (Bergounioux 1938; emend. Jiménez 1984). MCNUS 5137. A: Norma dorsalis. B: Norma ventralis. C: Norma lateralis (levantada 30°). Mioceno Superior (Vallesiense). Arévalo (Ávila).

3,5-7-6-6,5-7-7,5-8-5-7,5-6,5-6,5-8,5 cm, comenzando las medidas por delante y con un fragmento de placa. La anchura máxima de la cubierta margino-periferal es de 29 cm. Los surcos costo-marginales coinciden con las suturas pleuroperiferales en su totalidad. La parte más posterior del espaldar tiene tendencia a incurvarse y plegarse hacia delante.

La distancia de la axila a la ingle es de 52 cm. Hay dos escudos inguinales, el interior romboidal, de 6 x 5 cm. El externo mide 11 x 10.

El peto presenta su superficie ventral cóncava (carácter masculino). El escudo anal está replegado visceralmente. Puntas xifiplastrales muy abiertas.

El puente esternal, en su parte ventral, se encuentra muy corroído, pero no se trata de una acción *post-mortem*, sino de una erosión en vida del animal, que probablemente llegase a alcanzar una edad avanzada.

El peto tiene una longitud vista de 99 cm. a la que habría que añadir 3 o 4 cm más, de la punta gular. Su anchura (incluyendo el puente) es de 40 cm vista, más 2 o 3 cm hasta la línea sagital que, duplicado, nos da una anchura total del animal de 85 cm aproximadamente. Con el recubrimiento del espaldar, su longitud (el fragmento mide 117 cm) podría alcanzar fácilmente 1,2 a 1,3 m.

SEXO Y MADUREZ

Tres caracteres secundarios permiten afirmar el sexo masculino del nuevo ejemplar de Arévalo:

— *La concavidad del peto, que se manifiesta tanto en su perfil longitudinal como en el transversal.*

— *La forma general del xifiplastron, con las puntas muy abiertas y reborde visceral.*

— *La forma de la región caudal, que tiende a incurvarse hacia el peto y hacia delante.*

Por otra parte, su *edad adulta* queda confirmada por *tener las fontanelas pleuro-periferales totalmente cerradas.*

CRONOESTRATIGRAFÍA

Ni el ejemplar, ni las observaciones de campo añaden nada nuevo a la datación vallesiense apuntada por los ejemplares anteriores para el Mioceno de Aré-

valo. Sigue sin haber datos sobre la posible presencia del Astaraciense en la parte inferior de los escarpes de los ríos Arevalillo (poco probable) y Adaja pero, en cualquier caso, la situación estratigráfica del nuevo ejemplar en lo más alto de la serie no deja lugar a dudas sobre su ubicación en el Vallesiense (ver CUESTA, MORALES & JIMÉNEZ 1983).

CLASIFICACIÓN

Los caracteres apuntados por el ejemplar 5137 permiten definir su identidad específica con el 2414 de la misma localidad. Clasificado éste (en 1982) como *Geochelone bolivari* (Hernández Pacheco 1917; emend. Royo 1935), una revisión posterior, ya apuntada en 1983 (CUESTA, MORALES & JIMÉNEZ) la ha reclasificado como *Geochelone richardi* (Bergounioux 1938; emend. Jiménez 1984) (JIMÉNEZ 1984).

Desde hace algún tiempo se viene pensando que la atribución genérica de las tortugas gigantes de Europa Occidental como *Geochelone*, propuesta por LOVE-RIDGE & WILLIAMS (1957) y aceptada por AUFFENBERG (1974), dejaba algunos puntos sin aclarar.

Diversas soluciones a esos problemas, bien como género distinto —*Ergilemys* (CKHIKVADZE 1972)— o bien como subgénero —*Geochelone (Ergilemys)* (MLYNARSKI 1980)—, no han sido suficientemente satisfactorias para todos. Así, DE BROIN (1977, pg. 244) prefiere nombrarlas *Geochelone* «sensu lato».

R. BOUR, durante el I SIMPOSIUM INTERNACIONAL SOBRE QUELONIOS FÓSILES (París, 1983) nos comunicó verbalmente su convicción de que el problema podría ser resuelto clasificando genéricamente como *Cheirogaster*, nombre creado por BERGOUNIOUX (1935) y redefinido por DE BROIN (1977, pg. 242), idea que nos pareció sugerente pero no definitiva, tal como hemos apuntado recientemente (JIMÉNEZ 1985, pg. 232).

Prosiguiendo con este tema, BOURGAT & BOUR (1983) comparan el cráneo de "*Geochelone*" *perpiniana* (Depèret 1885) con el de la actual tortuga gigante de África Oriental *Geochelone sulcata* (Miller 1779), observando claras diferencias que las separan genéricamente.

Habiéndose pues demostrado que *perpiniana* y casi con total seguridad *bolivari* y *richardi* no pertenecen al género *Geochelone*, BOURGAT & BOUR se definen por clasificarlas a todas dentro del mismo género *Cheirogaster*. El tipo de éste es *Ch. maurini* Bergounioux 1935, del Eoceno de Aquitania, deduciéndose de ello que una línea evolutiva derivaría hacia *bolivari-richardi-perpiniana-gymnesica*.

Pese a parecernos razonable esta idea, un carácter primitivo se pierde en las especies miocénicas: la incoincidencia de los surcos costo-marginales con las suturas pleuro-periferales, que sólo permanecen superpuestos en el primer escudo. Si este carácter es primario, *perpiniana* no es *Cheirogaster*, ni tampoco *Geochelone*, ni ningún otro nombre genérico aún creado. Lo que es necesario conocer es si realmente es primario o no, para lo cual confesamos nuestra insuficiencia de datos.

Lo que sí parece cierto es que la coincidencia de surcos y suturas se alcanza en Europa Occidental en el Mioceno Inferior o en la base del Medio, como parece corroborar una única placa periferal gigantesca encontrada en Benavente (Zamora) (n.º 5138 MGUS Salamanca). Corresponde a un Mioceno Medio bajo y sería un auténtico *Cheirogaster*, si bien de un tamaño sumamente grande.

A falta de datos y en espera de poderse diferenciar los *Cheirogaster* paleógenos y del Mioceno Inferior —cuya talla es «semigigante» (60 a 80 cm de longitud)—, de las gigantes tortugas del Mioceno Medio a Pleistoceno de Europa Occidental —de un tamaño superior al metro—, consideramos preferible y aceptamos la idea de R. BOUR, de agrupar a todos juntos, si bien a las últimas con la restricción de «sensu lato».

Por tanto, el ejemplar 5137, del Vallesiense Inferior de Arévalo (Ávila) queda clasificado como un macho adulto de:

Cheirogaster (s.l.) richardi (Bergounioux 1938; emend. Jiménez 1984).

BIBLIOGRAFÍA

- AUFFENBERG, W. (1974): Checklist of fossil land Tortoises (Testudinidae). *Bull. Florida State Mus.*, (Biol. Ser.), 18 (3); 121-251; 10 fgs. Gainesville.
- BATALLER, J. R. (1956): Contribución al conocimiento de los vertebrados terciarios de España. *Curs. Conf. Inst. "Lucas Mallada"*; 3; 11-28; 1 fg; 7 láms; Madrid.
- BERGOUNIOUX, F. M. (1935): Contribution a l'étude paléontologique des Chéloniens: Chéloniens fossiles du Bassin d'Aquitaine. *Mém. Soc. Géol. France* (n.s.), 11 (25); 7-215; pls. 1-16; Paris.
- BERGOUNIOUX, F. M. (1938): Chéloniens fossiles d'Espagne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*; 72; 257-288; 7 fgs.
- BERGOUNIOUX, F. M. (1958): Les reptiles fossiles du Tertiaire de la Catalogne. *Estudios Geol.*; 14; 129-219; 50 fgs., 20 láms. Madrid.
- BOUR, R. (1985). Una nova Tortuga terrestre del Pleistocè d'Eivissa: La Tortuga de la Cova de Ca Na Reia. *ENDINS*, 10/11; 57-62; 7 fgs; Ciutat de Mallorca.
- BOURGAT, R. & BOUR, R. (1983). La Tortue géante de Perpignan: *Cheirogaster perpiniana* (Depèret, 1885). *Bull. Soc. Agric.-Sci.-Litt. Pyrénées-Orientales*; 1983; 167-177, 2 tbs; 2 pls.

- BROIN, F. DE (1977). Contribution a l'étude des Chéloniens: Chéloniens continentaux du Crétacé et du Tertiaire de la France. *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur. Paris*; (n.s.) 38; 1-366; 115 fgs; 38 pls.
- CKHIKVADZE, V. M. (1972). (Sobre la posición sistemática de las tortugas gigantes terrestres del Terciario del Paleártico) (en ruso). *Bull. Ac. Ci. Georgia*; 65 (3); 745-748, 2 fgs. Tiflis.
- CUESTA, M. A., MORALES, J. & JIMÉNEZ, E. (1983). Vertebrados del Aragoniense Superior de Coca (Segovia). *Stydia Geol. Salmanticensia*; 19; 161-185; 11 fgs. Salamanca.
- GARCÍA, J. & ALBERDI, M. T. (1968): Nueva Tortuga fósil en el Mioceno de Arévalo. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (B.)*; 66; 141-149; 6 fgs. Madrid.
- LOVERIDGE, A. & WILLIAMS, E. E. (1957): Revision of the African Tortoises and Turtles of the Suborder Cryptodira. *Bull. Mus. Comp. Zool.*; 115 (6); 163-557; 62 fgs, Harvard.
- JIMÉNEZ-FUENTES, E. (1984). Chéloniens géants fossiles de l'Espagne. *Stydia Palaeocheloniologica*, 1; 159-167; 3 fgs. Salamanca.
- JIMÉNEZ-FUENTES, E. (1985): Quelonios. In B. MELÉNDEZ: «Paleontología». Tomo 2 (2ª edic.). (Vertebrados). Cap. IX. pp. 229-251. *Edit. Paraninfo*. Madrid.
- JIMÉNEZ-FUENTES, E. & CARBAJOSA-TAMARGO, E. (1982): Un macho adulto de tortuga gigante del Mioceno de Arévalo (Ávila). *Styd. Geol. Salmanticensia*; 17; 21-31; 3 fgs. Salamanca.
- MLYNARSKI, M. (1976): Testudines. *Handbuch der Paläoherpetologie*. Teil 7, part 7. pp. 1-130; 116 fgs. *Gustav Fischer Verlag*, Stuttgart.
- MLYNARSKI, M. (1980): Die Pleistocänen Schildkröten Mittel-und Östeuropas. (Bestimmungsschlüssel). *Folia Quaternaria*; 52; 1-44; 24 fgs. Krakow.
- ROYO GÓMEZ, J. (1935): Las grandes tortugas delseudodiluvial castellano. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 35; 463-486; 6 fgs; pls. 47-54. Madrid.

(recibido el 17-Feb-1986)

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA MIOCENA EN EL SURESTE DE LA DEPRESIÓN DEL DUERO**

I. ARMENTEROS ARMENTEROS*

RESUMEN.— A partir de la infraestructura estratigráfica y sedimentológica elaborada en trabajos anteriores, se llega a una sinopsis final de la evolución de medios sedimentarios en el Mioceno Medio y Superior de la región suroriental de la Depresión del Duero (Fig. 1).

En esta región se observa, en general, una interrelación espacio-temporal de tres grupos de facies: 1) De ABANICOS ALUVIALES, restringido a la zona meridional que orla el zócalo de Honbia; 2) FLUVIAL, situado inmediatamente al norte del anterior y en relación con el siguiente; 3) LACUSTRE-PALUSTRE, de naturaleza fundamentalmente carbonatada, que se instala en las márgenes de los ambientes aluviales y fluviales (Fig. 2).

La distribución de facies conduce al establecimiento de tres situaciones paleogeográficas extremas, entre las que hay otras intermedias. La situación A (Fig. 3) revela una máxima extensión de los sistemas de abanico aluvial y fluvial procedentes de los relieves situados al sur y al este respectivamente. El estadio B (Fig. 4) significa la instalación de un sistema lacustre que forma una faja intermedia entre el sistema de abanicos aluviales meridionales y el fluvial, desplazado hacia el N. El estadio C (Fig. 5) supone una gran extensión de los dominios lacustres que traslapan a los de aquellos, en franco retroceso.

Esta distribución es una consecuencia de las variaciones en la relación entre la tasa de levantamiento (en intensidad y en el tiempo) en los bordes de la cuenca y la de subsidencia de la propia cuenca. A estos efectos se suman los relacionados con los gradientes climáticos que afectan los procesos erosivos, depositarios y postsedimentarios.

ABSTRACT.— The evolution of sedimentary environment during the Middle and Upper Miocene times at the southeastern region of the Duero Basin (Fig. 1) is dominated by the interrelation in space and time of three groups of facies: ALLUVIAL FANS attached to the mountainous Honrubia socle. FLUVIATILE placed just northwards from the former and LACUSTRINE-PALUDAL made up of carbonate sediments and placed at the edges of the two former facies (Fig. 2).

* Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

** Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto nº 1785/82 «Bioestratigrafía del Terciario de la Cuenca del Duero» subvencionado por la C.A.I.C.Y.T. y fue presentado en el 6th European Regional Meeting, Lleida 1985.

The analysis of the distribution of facies leads to the distinction of three paleogeographic situations considered as end members and intermediate stages. Stage A (Fig. 3) shows the maximum extent of the alluvial and fluvial realms related to the paleoreliefs placed toward the south and east respectively. Stage B (Fig. 4) represents the implantation of a lacustrine realm between the coalescent alluvial fans and the fluvial system that, consequently, is displaced towards the north. Stage C (Fig. 5) represents the maximum extension of the lacustrine realms that overlap the adjacent ones.

These different models result from the variations of the balance between the surrection of the edges of the basin and the subsidence of the basin. Additional effects result from climatic gradients, affecting the erosional, depositional and postsedimentary processes.

Palabras clave: Abanicos aluviales, fluvial, lacustre-palustre, Mioceno, Depresión del Duero.

Key words: Alluvial fans, fluvial, lacustrine-paludal, Miocene, Duero Basin.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es una contribución al conocimiento de la distribución de medios sedimentarios y de la evolución paleogeográfica del Mioceno medio y superior en la región suroriental de la Depresión del Duero. Se pretende, además, explicar el armazón litoestratigráfico general en términos de los efectos causados por fenómenos alocíclicos (fundamentalmente) sobre la evolución de los medios sedimentarios.

Los primeros aportes al conocimiento estratigráfico del Neógeno de la Depresión, dignos de mención, corresponden a los trabajos de HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915) y de HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1930), quienes dentro del Mioceno palentino y vallisoletano, respectivamente, realizan una división de la columna estratigráfica en tres horizontes, que han marcado profundamente los estudios subsiguientes.

Hasta época reciente, la división litoestratigráfica de HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915) en tres horizontes con valor cronoestratigráfico se vio como algo estático y fue aplicada sin fundamentos sólidos a otras zonas de la Depresión en base a la comparación o semejanza de facies litológicas. De esta forma, y valga como ejemplo, se ha denominado de «calizas páramo» a niveles claramente diferenciados no tanto por su naturaleza litológica como por su significación cronoestratigráfica, por lo que los tramos situados inmediatamente encima, o debajo, de dichos niveles carbonatados sufrían la correspondiente traslación vertical en la columna estratigráfica (ARMENTEROS, 1985 b; MOLINA y ARMENTEROS, in litt). No obstante, ROYO GÓMEZ (1926) describió dos niveles de calizas de los páramos en la región de Burgos.

De todo esto, se desprende claramente que se tuvo muy poco en cuenta la limitación espacio-temporal de las litofacies y la evidencia de los frecuentes cambios de facies. Estas ideas estuvieron fomentadas por la escasa atención prestada a la significación sedimentológica de las facies, así como por el bajo desarrollo alcanzado en la sedimentología de medios continentales hasta la década de los años 70 en nuestro país.

Dentro de la región suroriental de la Depresión del Duero (Fig. 1) y ya en época reciente, cabe advertir un cambio en el tratamiento de la estratigrafía y sedimentología del Neógeno. GARCÍA DEL CURA (1984, 1975) realiza una división litoestratigráfica que, por primera vez, se aparta de la división de HERNÁNDEZ-PACHECO, E. y refiere las peculiaridades estratigráficas regionales. A su vez, los estudios de ORDÓÑEZ et al. (1980), ORDÓÑEZ et al. (1982) y GARCÍA DEL CURA y ORDÓÑEZ (1982) contribuyen al conocimiento de la distribución de facies y de sus tendencias de evolución, así como al análisis sedimentológico de facies.

Por su parte, ARMENTEROS (1978) describe el cambio de facies entre los depósitos de abanicos aluviales provenientes del relieve meridional de Honrubia y los depósitos fluvio-lacustres de centro de cuenca, indicando la distinta procedencia del sistema fluvial con respecto al de abanicos aluviales. ARMENTEROS et al. (1982) analizan el funcionamiento de los sistemas de abanicos aluviales en relación con el borde meridional de Honrubia-Pradales. El análisis sedimentológico de los niveles de costras carbonatadas (ARMENTEROS y ALONSO GAVILÁN, 1984), sirve, entre otras cosas, para caracterizar un ambiente climático seco para el sistema aluvial enraizado en el zócalo de Honrubia. Recientemente, ARMENTEROS (1985a y b) hace un completo análisis de la Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno de la región, en el que se incluye la descripción e interpretación de facies, su evolución secuencial y distribución, así como una división litoestratigráfica a base de la dinámica de la sucesión de estados paleogeográficos durante el Neógeno medio y superior.

SITUACIÓN GEOLÓGICA (Fig. 1)

Los sedimentos miocenos estudiados forman parte del relleno neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero (España). Ocupan una franja este-oeste entre el meridiano de Peñafiel (Valladolid), al oeste, y otro situado al este de Aranda de Duero (Burgos). Se disponen al norte del zócalo preneógeno representado por el relieve actual de la S.^a de Honrubia-Pradales. Dicho zócalo está integrado por rocas paleozoicas con metamorfismo hercínico y por una cobertura mesozoica detrítico-carbonatada, constituyendo un horst-isla al norte del Sistema Central español.

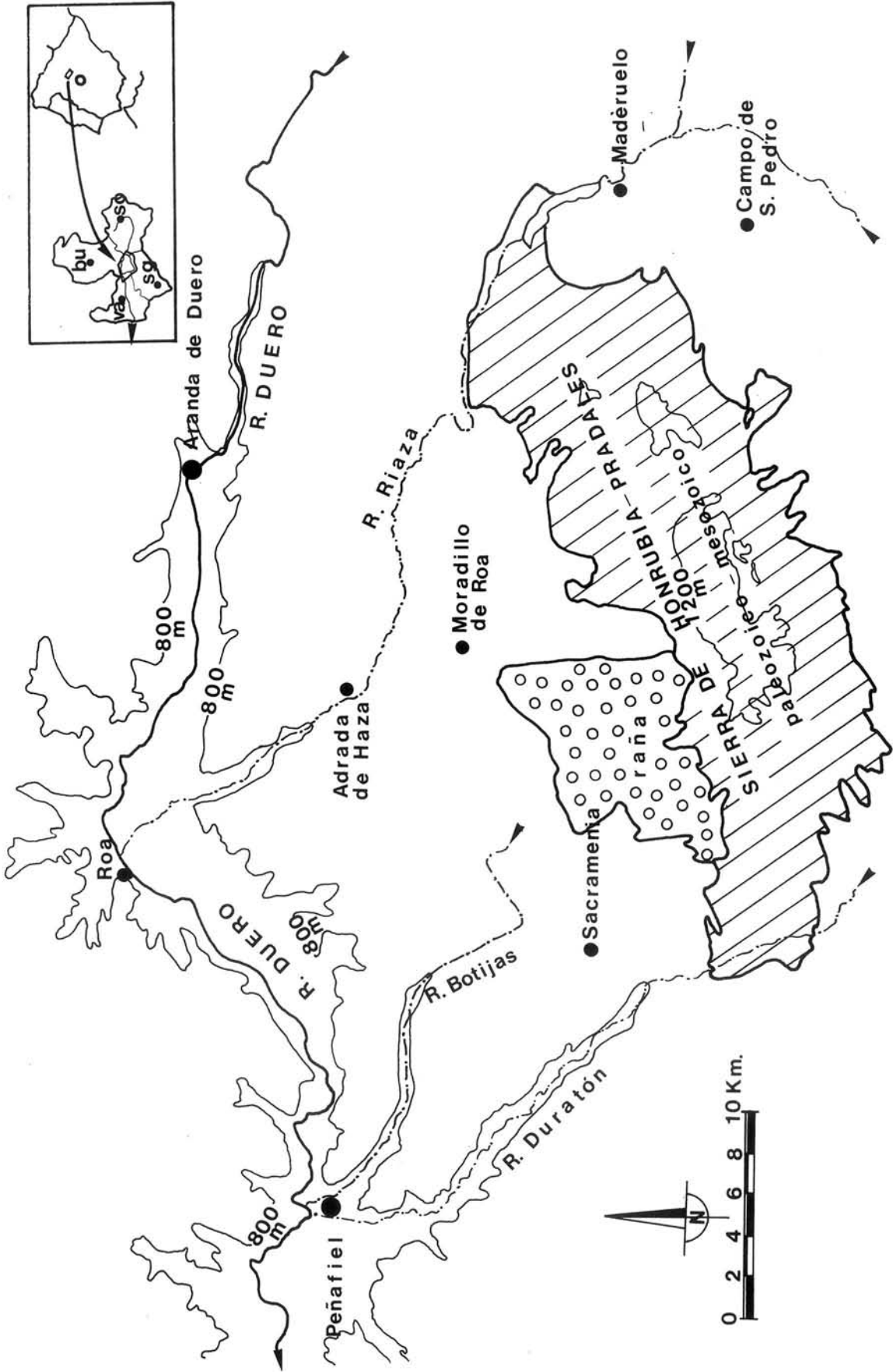


Figura 1. Área de estudio: Situación geográfica y geológica.

Los depósitos miocenos pertenecen a la parte superior del Mioceno medio y al Mioceno superior, correspondiéndose aproximadamente con el Astaraciense superior y Vallesiense (división cronoestratigráfica del Neógeno continental adoptada en el Simposio de Munich 1975, FAHLBUSCH, 1976) de acuerdo con la datación de los yacimientos de vertebrados fósiles de los Valles de Fuentidueña (ALBERDI et al. 1981), Aranda de Duero (CRUSAFONT y CELORRIO, 1959) y, recientemente, el de Montejo de la Vega (datación provisional realizado por MORALES, comun. pers. 1984).

MEDIOS SEDIMENTARIOS

A partir del estudio de las facies y a su distribución (ARMENTEROS 1985a y b) se han determinado tres grupos de facies que se corresponden con otros tanto medios sedimentarios:

- Abanicos aluviales.
- Sistemas fluviales.
- Sistemas lacustres/palustres.

1) **Medio de abanicos aluviales.** Sus depósitos presentan facies Gms, Fm y, en menor medida, Gm (siguiendo la terminología de MIALL, 1978). Presentan secuencias granodecrescentes, no siempre bien definidas, y es frecuente la existencia de megasecuencias negativas (Fm → Gm). Comportan frecuentes niveles de encostramientos carbonatados en los que cabe reconocer carbonataciones singulares en forma de costra nodular, costra laminar, costra masiva (con ooides y pisoides-vadosos) y costra bréichica (ARMENTEROS y ALONSO GAVILÁN, 1984 y ARMENTEROS, 1985a).

Este medio ocupa un asentamiento paleogeográfico bien definido y se desarrolla en torno al relieve de Honrubia-Pradales que representaba el área de alimentación de los abanicos (Fig. 2). Las facies son el producto de corrientes en masa (*mass flows: debris y mud flows*) y, en ocasiones (facies Gm), son el resultado de corrientes menos viscosas con cierta canalización (*stream-channel*). Estas características indican un sistema de abanicos aluviales áridos (ARMENTEROS et al. 1982; ARMENTEROS y ALONSO GAVILÁN, 1984; ARMENTEROS 1985a). La extensión de los abanicos rara vez supera los 6-8 Km. y está condicionada por la actividad tectónica del borde meridional de esta cuenca en cada momento y lugar y por los cambios climáticos dentro de un ambiente, por lo general seco y cálido.

2) **Medio fluvial.** Sus depósitos se agrupan en dos grupos de facies: canalizadas y de fuera de canal. Entre las del primero cabe destacar las facies de arenas y grava con estratificaciones cruzadas en surco y en menor medida, facies de are-

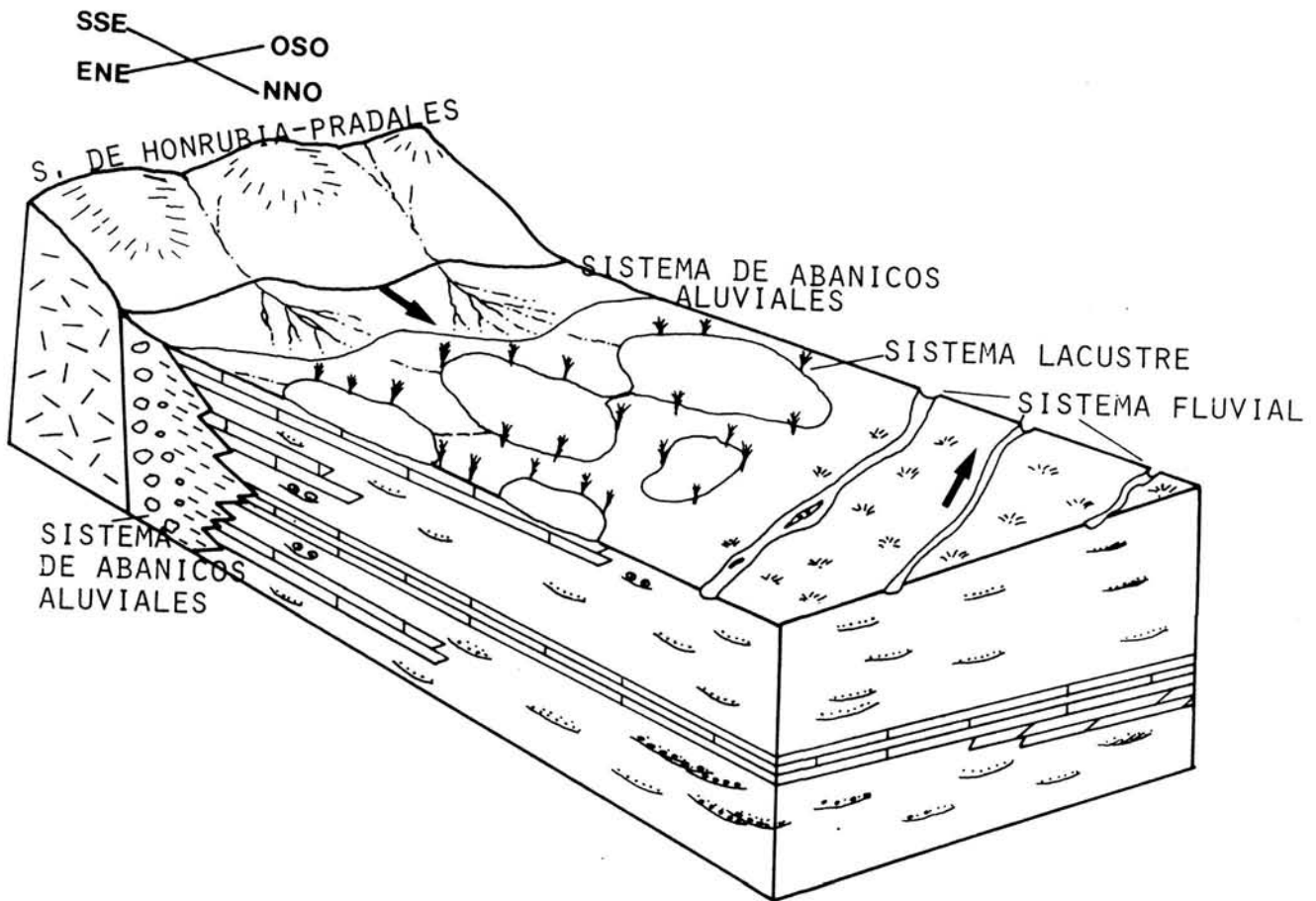


Figura 2. Esquema paleogeográfico general para el Mioceno del sector suroriental de la Depresión del Duero (área de Aranda de Duero-Peñafiel).

nas con estratificación cruzada tabular y de bajo ángulo (subhorizontal). El segundo grupo está caracterizado por lutitas y arenas lutíticas masivas.

Tanto el tamaño del centil como la densidad de los rellenos canalizados y la relación gruesos/finos disminuyen hacia el oeste en las distintas unidades fluviales miocenas, lo cual es compatible con las medidas de paleocorrientes que indican flujos hacia el mismo sentido (ARMENTEROS, 1985a). Además, la arquitectura de los rellenos de canal y el estudio de su evolución tridimensional y de las secuencias de estructuras revelan tipos de red de escasa a moderada sinuosidad (5 a 3b de SCHUMM, 1981). Las acreciones laterales son poco frecuentes y aparecen, con preferencia, en las partes más occidentales de la región (ARMENTEROS, 1985a). Además de los cambios experimentados en horizontal de este a oeste, se pueden observar cambios en la evolución vertical de los sistemas fluviales, consistentes fundamentalmente en el paso de redes fluviales de carácter distal a otras más proximales, lo que se traduce en megasecuencias negativas claramente expuestas en la Litofacies de Aranda de Duero (ARMENTEROS, 1985a).

En conjunto, los depósitos fluviales están adscritos a sistemas fluviales de baja a moderada sinuosidad que drenan la región de este a oeste perpendicular-

mente a la dirección general de los aportes del sistema de abanicos aluviales que proceden del sur (Fig. 2).

En la parte más distal de la red pueden apreciarse signos de acusada aridez, patentes en la forma de yeso intersticial en los sedimentos de desbordamiento y, en ocasiones, cementando los depósitos de canal, fenómeno que apoya la idea de que hacia el oeste existía una amplia zona de centro de cuenca con aridez más intensa que en los bordes.

3) **Medio lacustre/palustre.** Está representado por facies calizas fundamentalmente, salvo en el sector occidental (zona de Peñafiel) donde alternan con facies dolomíticas y se asocian a yeso formado en el interior de los depósitos. Las arcillas verdegrisáceas y las margas se encuentran representadas sobre todo en el sector más occidental en relación con la zona de tránsito de las facies aluviales (fluviales y de abanicos aluviales) a las propiamente lacustres.

Entre las calizas destaca la facies micrítica (mudstone) y otra compleja que varía gradualmente entre los polos grumoso, peletoidal e intraclástico; en menor medida, biomicritas (con gasterópodos, ostrácodos, girogonitos y talos de caráceas y fragmentos criptalgales de cianofíceas) y oncomicritas. Son frecuentes las modificaciones postsedimentarias que llevan a los fenómenos de nodulización, brechificación y neomorfismo, sobre todo agrandante. Las facies dolomíticas se presentan como un material homogéneo de dolomicrita o dolomicrosparita. En determinadas zonas de cambio de facies entre las partes distales de los abanicos aluviales y el comienzo del dominio lacustre existe una característica asociación de arcillas, magnesianas neoformadas, niveles carbonatados y nódulos de sílex. Cerca de estas zonas, más hacia el centro de cuenca, suele aparecer yeso diagenético (ARMENTEROS 1985a).

Corresponden, en general, a un ambiente lacustre-palustre con sedimentación predominantemente carbonatada de carácter autóctono. Del conjunto de facies y de sus asociaciones, se deduce la presencia de lagos someros fuertemente afectados por cambios de nivel y, en ocasiones, por otros en la posición. De igual manera, el ambiente climático se hallaría caracterizado por etapas especialmente secas. El grado de aridez aumenta hacia el oeste, como lo indica la aparición, en esa zona, de yeso y dolomía penecontemporáneos de forma cuantitativa importante.

PALEOGEOGRAFÍA

En la evolución paleogeográfica del Mioceno en la región caben diferenciarse tres situaciones diferentes de la distribución de los conjuntos ambientales antes

considerados. El paso de un estadio a otro está indefectiblemente ligado a las vicisitudes de la tectónica en el Mioceno medio y superior que se reflejan en elevación en los bordes de la cuenca y subsidencia hacia el centro. Hay que reconocer, sin embargo, que las variaciones climáticas observadas a largo plazo han debido ejercer un papel coadyuvante en el devenir paleogeográfico en la región.

Los tres estadios paleogeográficos representan situaciones extremas entre las que se intercalan otros de carácter intermedio.

Situación A (Fig. 3). Se aprecia un máximo desarrollo del sistema de abanicos aluviales procedentes del relieve meridional de la S.^a de Honrubia-Pradales y con aportes dirigidos hacia el norte. No obstante, el desarrollo de este ambiente presenta un dominio local y se halla confinado a una estrecha orla en torno a dicho relieve. Al mismo tiempo y al norte de este sistema aluvial, se detecta un dominio del sistema fluvial dirigido perpendicularmente al anterior: hacia el oeste. El medio lacustre está muy restringido y se reduce a dominios interlóbulo.

Este esquema paleogeográfico responde a una marcada actividad de los bordes de cuenca respectivos de las áreas fuentes de ambos sistemas aluviales. El sistema de abanicos aluviales meridional, que constituye una acumulación de sedimentos localizada, es una consecuencia del movimiento a lo largo del escarpe de falla que limita el bloque levantado de Honrubia. El sistema fluvial, en cambio, estaría influenciado no por episodios tectónicos a lo largo de un escarpe de falla en el borde, sino por levantamientos de mayor rango tectónico en el área madre oriental del Sistema Ibérico (Rama Castellana).

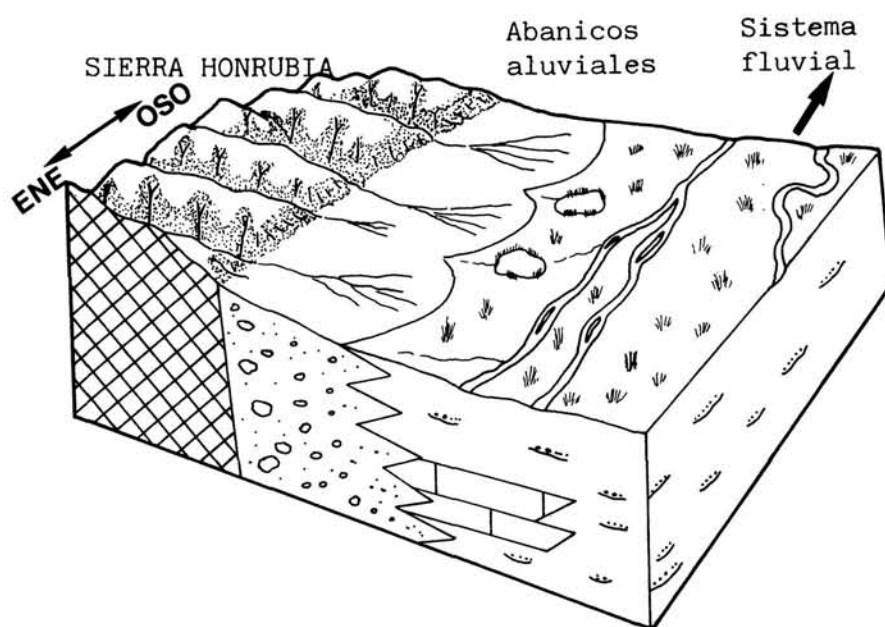


Figura 3. Situación A: coexistencia de los sistemas fluvial y de abanicos aluviales.

Situación B (Fig. 4). En ella se constata un menor desarrollo del sistema de abanicos aluviales meridional, en cuyas partes distales se desarrolla una faja de lagos someros de naturaleza principalmente carbonatada, con una anchura de 2 a 6 Km. Al norte del sistema lacustre, se evidencia el mismo desenvolvimiento del sistema fluvial que en el caso anterior. Esta situación es el resultado de una notable disminución en la actividad tectónica del borde meridional de Honrubia lo que causa un menor desarrollo de los depósitos de abanicos aluviales y, en consecuencia, mengua la tasa de subsidencia del bloque septentrional hundido de este borde, determinando, en buena medida, un marco favorable para la instalación de un complejo lacustre intermedio (figura 4). La disminución de la subsidencia en esta zona podría ejercer un efecto sobre la extensión de la sedimentación correspondiente al sistema fluvial que resulta desplazado a zonas más deprimidas.

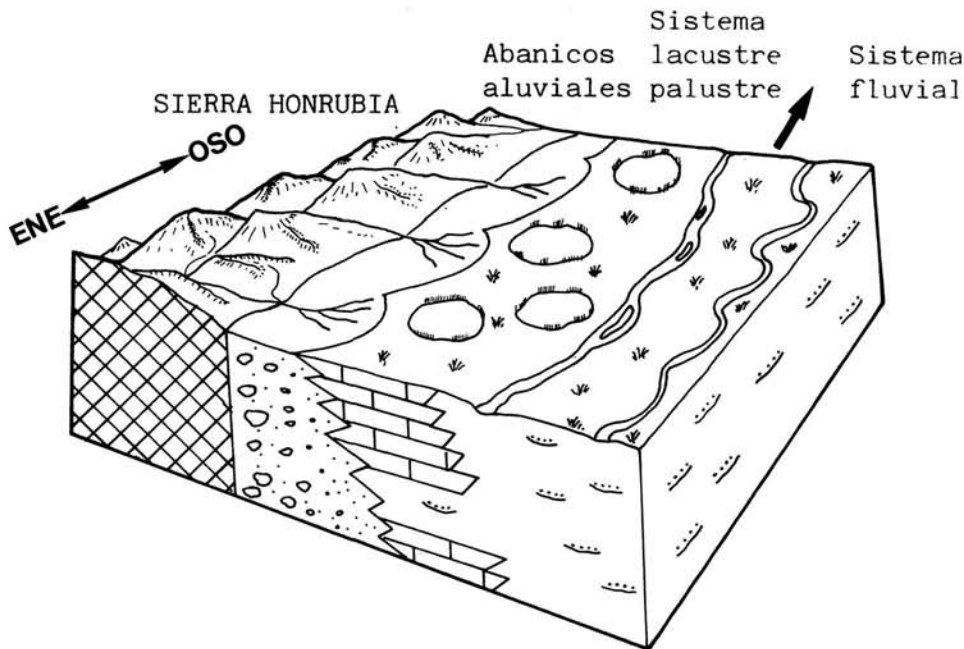


Figura 4. Situación B: Interposición de una faja lacustre/palustre entre los sistemas fluvial y de abanicos aluviales.

Situación C (Fig. 5). En la disposición y extensión de los diferentes sistemas queda patente que tanto el sistema de abanicos aluviales procedente del sur, como el sistema fluvial longitudinal —que en las situaciones A y B drenaba a la región de este a oeste— remiten notoriamente, y los amplios dominios por ellos ocupados anteriormente lo están, en gran parte, ahora por un sistema lacustre carbonatado. El sistema fluvial pasa a ser intermitente ocupando una extensión más limitada cerca de las áreas fuentes orientales. En estas circunstancias, muestra ca-

racterísticas muy similares a las imperantes habitualmente en el sistema de abanicos aluviales meridionales.

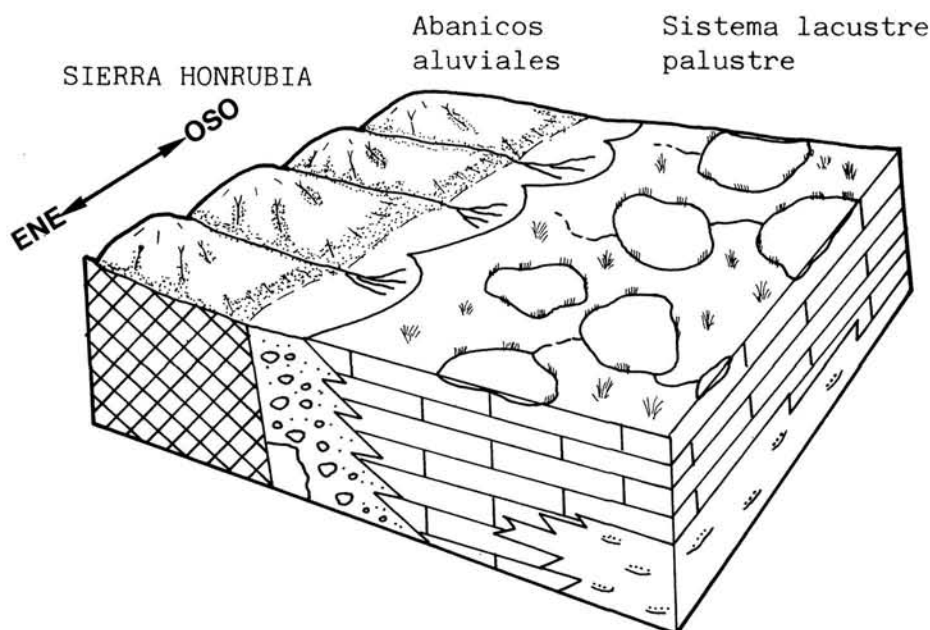


Figura 5. Situación C: Dominio de los medios lacustres/palustres que llegan a ser expansivos hacia los bordes de cuenca.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De la consideración de estas tres situaciones paleogeográficas y de sus estadios intermedios se desprende que la distribución de los diferentes medios sedimentarios responde a las diversas relaciones entre las actividades tectónicas en los bordes, a la subsidencia en la cuenca y a las variaciones y gradientes (precipitación, temperatura) climáticos en el tiempo y en la cuenca.

La situación A y la C son fáciles de explicar. La primera (A) refiere condiciones adversas al desarrollo de zonas lacustres y palustres y está ligada al normal funcionamiento de los dos sistemas aluviales implicados en la sedimentación miocena regional: sistema de abanicos meridional —de carácter local— y sistema fluvial longitudinal —de extensión regional—. Ello es una respuesta a condiciones inestables en los respectivos bordes de cuenca y (o) una tasa de subsidencia superior a la de sedimentación en la cuenca.

La situación C refleja un neto dominio de la sedimentación lacustre carbonatada (evaporítica en algún momento en la zona occidental) autóctona. Esta expansividad de la paleogeografía lacustre a escala regional implica un periodo de calma (tectónica) en los bordes, o bien, expresa un descenso de la tasa de subsidencia en la cuenca con respecto a la de acumulación de sedimentos. Existen dos episodios de expansión de los sistemas lacustres en el Mioceno Medio y Superior en la región que no comienzan sincrónicamente en toda la cuenca, sino que se implantan gradualmente de oeste a este. Se sitúan en el lapso Astaraciense superior-Vallesiense inferior y en el período Vallesiense superior-Turolense, (?), respectivamente (ARMENTEROS, 1985a).

A los efectos tectónicos reconocidos en las situaciones A y C, se superponen los propios debidos a las variaciones y gradientes climáticos que incrementarán o contrarrestarán a aquellos en virtud de su carácter. Cuando el clima es más seco, los últimos se traducen en un aumento de las zonas encharcadas (lacustres y palustres) con precipitación de carbonato cálcico y, en la zona más occidental, de yeso. Durante las etapas con mayor precipitación, domina el influjo terrígeno a la cuenca favoreciéndose el desarrollo de los sistemas aluviales. La presencia en éstos de niveles de encostramientos carbonatados puede significar períodos más cortos en los que se manifiesta un clima contrastado y seco de forma menos permanente que la que favorece una paleogeografía lacustre. Por otro lado, las condiciones de aridez más acusada se presentan en torno al borde meridional de Honrubia, que captaba escasa precipitación, y en la parte más occidental de la región (centro de cuenca).

El establecimiento de la faja lacustre intermedia característica de B está determinada por el desplazamiento hacia el norte del sistema fluvial longitudinal inducido probablemente por una subsidencia más acusada en aquella dirección.

También pudiera explicarse en función de dos condicionantes: 1) la baja actividad del borde meridional que condiciona un pobre desarrollo de los abanicos aluviales a él relacionados y/o una escasa subsidencia de la cuenca receptora de sedimentos; 2) fase de disminución de los aportes relativos a la red fluvial longitudinal (de amplia distribución regional). Si ambos hechos fueran coevos, se establecerían las condiciones propicias a la implantación de la situación C.

La primera posibilidad parece más plausible en vista de que en esta situación, (B), no se observa una disminución relativa muy marcada de cualesquiera de los dos sistemas aluviales con respecto a A.

AGRADECIMIENTOS

El Dr. Cristino Dabrío González realizó una lectura crítica del original, propuso algunas sugerencias que fueron incorporadas al texto, y tradujo el resumen al inglés.

BIBLIOGRAFÍA

- ALBERDI, M. T.; DABRÍO, I.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; HOYOS, M.; JIMÉNEZ, E.; LÓPEZ, N.; MARTÍN ESCORZA, C.; MAZO, A. V.; MORALES, J.; ORDÓÑEZ, S.; SANCHIZ, F. B.; SESE, C. y SORIA, D. (1981). Estudio Paleocológico del yacimiento del Neógeno continental de los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Serie Universitaria. Fundación Juan March*, 154, 1-53.
- ARMENTEROS, A. I. (1978). Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del Sector suroriental de la Cuenca del Duero (zona de Torregalindo-Milagros-Aldeanueva de la Serrezuela. Prov. de Burgos y Segovia). *Tesis de Licenciatura Univ. Salamanca*, 52 pág. (Inédita).
- ARMENTEROS, I. (1985a). Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñafiel). *Tesis Doctoral Univ. Salamanca, F. de Ciencias*. 692 pág. Inédita.
- ARMENTEROS, I. (1985b). Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñafiel). *Edic. Univ. Salamanca. Serie Resúmenes de Tesis Doctorales. Facultad de Ciencias*.
- ARMENTEROS, I. y ALONSO GAVILÁN, G. (1984). Génesis y evolución de los caliches miocenos del sureste de la Depresión del Duero. *Estudios Geol.*, 40, 153-163.
- ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; CORRALES, I. y ALONSO GAVILÁN, G. (1982). Los abanicos aluviales terciarios del flanco norte de la Sierra de Honrubia-Pradales. *Temas Geológico Mineros*, 6 (1ª), 109-123; I.G.M.E.
- CRUSAFONT PAIRO, M. y CELORRIO, J. M. (1959). Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero (Burgos). *Estudios Geol.*, 25, 41-44.
- FAHLBUSCH, V. (1976). Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. *Newsl. Stratigr.* 5, 2/3, 160-167.
- GARCÍA DEL CURA, A. (1974). Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.*, 30, 579-597.
- GARCÍA DEL CURA, A. (1975). Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la cuenca del Duero (zona oriental). *Actas I Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior* (M.T. ALBERDI y E. AGUIRRE, ed.). p. 77-82.

- GARCÍA DEL CURA; M. A. y ORDÓÑEZ, S. (1982). Texturas y Estructuras en calizas continentales: un ejemplo de heterogeneidad textural: las rocas carbonáticas de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros*, 6 (1ª), 227-252; I.G.M.E.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915). Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Com. Inv. Paleont. Prehist., Mem.*, 5, 295 pág.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1930). Fisiografía, geología y paleontología del territorio de Valladolid. *Com. Inv. Paleont. y Prehis., Mem.* número 37: 205 pág.
- MIALL, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Can. Soc. Petrol. Geologists, Mem.*, 5, 597-604.
- MOLINA, E. y ARMENTEROS, I. (1986). Los arrasamientos plioceno y plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.* XXII, vol. esp.
- ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M^a A. y BRELL, J. M. (1982). Relación entre las facies de abanico aluvial y facies carbonáticas del sector S.E. de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros*, 6 (2ª), 463-482. I.G.M.E.
- ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1980). Contribución al conocimiento sedimentológico del sector centro-oriental de la Cuenca del Duero (Sector Roa-Baltanás). *Estudios Geol.*, 36: 361-369.
- ROYO y GÓMEZ, J. (1926). El Terciario continental de Burgos. Excursión A-6. *XIV Congreso Geológico Internacional*. Madrid.
- SCHUMM, S.A. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *SEPM. Spec. Publ.*, 31, 19-29.

ÍNDICE

C. POL MÉNDEZ y J. CARBALLEIRA: <i>El sinclinal de Santo Domingo de Silos: Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos continentales (borde Este de la Cuenca del Duero)</i>	7
G. ALONSO GAVILÁN, C. RECIO, B. FERNÁNDEZ MACARRO y J. A. BLANCO: <i>Control sedimentológico de los procesos de alteración y rubefacción en la formación Areniscas de Aldearrubia (Eoceno Superior, Salamanca)</i>	37
E. JIMÉNEZ FUENTES: <i>Redescubrimiento de unos fósiles hallados por J. Ro-yo Gómez en Corrales (Zamora) en 1922</i>	61
G. ALONSO GAVILÁN: <i>Paleogeografía del Eoceno Superior-Oligoceno en el SO de la Cuenca del Duero (España)</i>	71
A. CORROCHANO, B. FERNÁNDEZ MACARRO, C. RECIO, J. A. BLANCO y I. VALLADARES: <i>Modelo sedimentario de los lagos neógenos de la Cuenca del Duero. Sector Centro-Occidental</i>	93
R. M. MEDIAVILLA y C. J. DABRIO: <i>La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la depresión del Duero (Provincia de Palencia)</i>	111
R. RIVAS CARBALLO y M. F. VALLE: <i>Nuevas aportaciones a la palinología del Terciario de la Cuenca del Duero. Torremormojón (Palencia)</i>	133
M. A. ÁLVAREZ SIERRA y E. GARCÍA MORENO: <i>New Gliridae and Cricetidae (Mamm. Rod.) from the Middle and Upper Miocene of the Duero basin, Spain</i>	145
N. LÓPEZ MARTÍNEZ, E. GARCÍA MORENO y M. A. ÁLVAREZ SIERRA: <i>Paleontología y bioestratigrafía (micromamíferos) del Mioceno medio y superior del Sector Central de la Cuenca del Duero</i>	191
J. CARBALLEIRA CUETO y C. POL MÉNDEZ: <i>Características y evolución de los sedimentos lacustres miocenos de la región de Tordesillas («Facies de las Cuestas») en el Sector Central de la Cuenca del Duero</i>	213
I. ARMENTEROS, B. FERNÁNDEZ MACARRO, C. RECIO y J. A. BLANCO: <i>Análisis sedimentológico y paleogeografía en el Mioceno del Sector de Sacramenia (Segovia)-Peñafiel (Valladolid)</i>	247
I. ARMENTEROS, J. A. GONZÁLEZ DELGADO, J. CIVIS y C. J. DABRIO: <i>El problema del Neógeno superior en la Cuenca del Duero: Nuevos datos paleontológicos (invertebrados) en el Sector Peñafiel-Almazán</i>	263
J. A. GONZÁLEZ DELGADO, J. CIVIS, M. F. VALLE, F. J. SIERRA y J. A. FLORES: <i>Distribución de los Foraminíferos, Moluscos y Ostrácodos en el Neógeno de la Cuenca del Duero. Aspectos más significativos</i>	277
E. MOLINA y I. ARMENTEROS: <i>Los arrasamientos Plioceno y Plio Pleistoceno en el Sector Sur-Oriental de la Cuenca del Duero</i>	293
A. CORROCHANO y R. PENA DOS REIS: <i>Analogías y diferencias en la evolución sedimentaria de las Cuencas del Duero, Occidental Portuguesa y Lousã (Península Ibérica)</i>	309

ÍNDICE

A. MARTÍN IZARD: <i>Las mineralizaciones uraníferas del CEG en la Provincia de Salamanca</i>	7
J. A. GONZÁLEZ DELGADO: <i>Estudio sistemático de los Gasterópodos del Plioceno de Huelva (SW de España). II: Mesogastropoda (Rissoacea, Cerithiacea)</i>	61
F. J. SIERRO: <i>Estudio sistemático de los Foraminíferos planctónicos del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir: Género Globorotalia</i>	121
A. MARTÍN IZARD, F. J. PALERO RODRÍGUEZ, R. REGUILÓN BRAGADO, E. VINDEL CATENA: <i>El Skarn de Carracedo (San Salvador de Cantamuda). Un ejemplo de mineralización pirometasomática en el N. de la Provincia de Palencia</i>	171
M. P. FRANCO GONZÁLEZ, L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA: <i>Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo Occidental de la Sierra de Ávila (Provincias de Ávila y Salamanca)</i>	193
J. A. FLORES VILLAREJO: <i>Estudio sistemático de los asterolitos de algunas series del sector NO de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España) y sondeos oceánicos D.S.D.P. Próximos. I</i>	219
F. J. PALERO: <i>El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Sobre el origen de las mineralizaciones B.G.P.C. asociadas con zonas de cizalla</i>	265
M ^a L. CEMBRANOS PÉREZ: <i>Características químicas y mineralógicas de suelos desarrollados sobre material básico del gran dique de Alentejo-Plasencia</i>	299
E. JIMÉNEZ FUENTES, P. ACOSTA, B. FINCIAS, S. MARTÍN DE JESÚS: <i>Un nuevo ejemplar de tortuga gigante del Mioceno de Arévalo (Ávila)</i>	313
I. ARMENTEROS ARMENTEROS: <i>Evolución paleogeográfica Miocena en el Sureste de la Depresión del Duero</i>	323