

MINERALIZACIONES ESPAÑOLAS DE Pb-Zn ASOCIADAS A FENOMENOS CARSTICOS EN ROCAS TRIASICAS Y JURASICAS *

A. ARIBAS y C. MORO **

RESUMEN.— En este trabajo se resumen los principales caracteres geológicos y metalogénicos de los yacimientos de Pb-Zn de «San Juan» y «San Carlos», en Ibiza (Islas Baleares), situados en dolomías del Lías-Dogger; «Loma Charra», al O. de Olvega (Soria), en calizas del Oxfordiense; y «San Rafael 2º» al S. de la Unión (Murcia), en dolomías del Trías. Los yacimientos de Ibiza y Soria corresponden a concentraciones de Pb y Ba originados por un enriquecimiento cárstico de mineralizaciones estratoideas de tipo BGPC. Por el contrario, el yacimiento de Murcia se debe a la misma actividad hidrotermal que dió lugar a las mineralizaciones BGPC de la Sierra de Cartagena, y que en este caso actuó a favor de una estructura cárstica originada previamente por procesos de meteorización o por los propios fluídos hidrotermales.

SUMMARY.— This paper summarizes the main geological and metallogenic features of the Pb-Zn ore bodies of «San Juan» and «San Carlos» in Ibiza (Balearic Islands), located in Lias-Dogger dolostones; «Loma Chara», near Olvega (Soria), in Oxfordian limestones; and «San Rafael 2º», in the vicinity La Unión (Murcia), in Triassic dolomites. The Soria and Ibiza deposits correspond to a concentration of Pb and Ba in a karst developed on a previously existing stratabound BGPC mineralization. On the contrary, the Murcia ore body was originated by hydrothermal activity which gave place to the BGPC ores of the Sierra de Cartagena, but following have a karst developed either by weathering processes or the own hydrothermal solutions.

INTRODUCCION

Entre las mineralizaciones de Pb-Zn originadas por procesos de alteración superficial que se conocen en España en formaciones triásicas y jurásicas, sólo dos grupos han podido ser adscritos con seguridad a este tipo de yacimientos pa-

* Este trabajo forma parte de un estudio realizado dentro de un programa de investigación subvencionado por la Fundación Juan March.

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

leocársticos: los de «San Juan» y «San Carlos», en Ibiza, situados en dolomías del Lías-Dogger, y los de «Loma Charra», en Olvega (Soria), en calizas del Oxfordiense.

Como las dos mineralizaciones tienen una edad muy próxima, se puede admitir que ambas se formaron durante un mismo período paleoclimático.

Desde otro punto de vista, algunas de las mineralizaciones de plomo y cinc del Trías alpujárride, p.e., las de «San Rafael 2º», en la Unión (Murcia), pueden ser consideradas como un caso de carst hidrotermal. Sin embargo, la imposibilidad de efectuar observaciones detalladas en las antiguas explotaciones impide llegar a establecer conclusiones definitivas por el momento.

Por ello, y aunque se puede admitir la formación de este último yacimiento por la creación previa, y posterior relleno, de cavidades de disolución en las dolomías triásicas, ya sean debidas estas cavidades a procesos cársticos de meteorización o hidrotermales, se considera como factor más característico su asociación con los fenómenos volcánicos que tuvieron lugar en la Sierra de Cartagena, ya que serían éstos los que, en definitiva, habrían dado lugar al depósito de las mineralizaciones de plomo y cinc.

CALLAHAN (1964), en su clasificación de las mineralizaciones de plomo-cinc en rocas carbonatadas pertenecientes a los yacimientos sinsedimentarios de Missouri, definió los caracteres geológicos y mineralógicos de este tipo de yacimientos cársticos y lo denominó «de Pb-Zn bajo discordancia».

De acuerdo con BERNARD et al. (1972), ha sido el gran avance en el conocimiento de los procesos que intervienen en la geoquímica de superficie lo que ha puesto de relieve la importancia de la meteorización como factor metalogénico. Sin embargo, a pesar de que repetidamente se ha reconocido la relación entre los procesos cársticos y la formación de ciertas concentraciones minerales de Pb y Zn, no hay todavía acuerdo sobre si estas mineralizaciones se deben a una removilización cárstica de dichos elementos por aguas meteóricas, las cuales habrían disuelto y reconcentrado los sulfuros de Pb y Zn diseminados en algunos sedimentos carbonatados (ALTHANS, 1891; FORD y KING, 1966; TAMBURRINI y ZUFFARDI, 1969; ZUFFARDI, 1970; PADALINO et al., 1972; y BERNARD et al., 1972), o bien, si el relleno de las cavidades cársticas ha sido producido, y estas estructuras originadas previamente, por soluciones mineralizadoras de tipo hidrotermal (LOUGHLIN, 1926; HEYL et al., 1955; FORD, 1969; y BOGACZ et al., 1970). Es decir, si las mineralizaciones cársticas son de tipo diplogenético, en el primer caso, o litogénico, en el segundo, de acuerdo con el sentido dado a estos términos metalogénicos por LOVERING (1963).

LOS INDICIOS Y YACIMIENTOS DE IBIZA (BALEARES)

Las mineralizaciones de Ibiza que han sido objeto de estudio se encuentran en el ángulo NE de la isla, en las inmediaciones de las localidades de San Juan y San Carlos (Fig. 1).

Es muy posible que en la isla existen otros yacimientos de esta clase, aunque por ahora no se conozcan. Pero, teniendo en cuenta que los actuales son claramente estratoideos y están asociados a los mismos niveles del Lías-Dogger, es de suponer que no se trata de un fenómeno aislado y que mineralizaciones análogas pueden existir en la misma formación por debajo de las calizas del Kimmeridgiense.

Geología Regional

Entre los pocos trabajos que se ocupan de la geología y tectónica del este de Ibiza, destacan por su interés los de HAANSTRA (1935) y FALLOT (1971), y el de RANGHEARD (1970), que es el más importante.

En líneas generales, se puede decir que Ibiza, con Formentera, son las dos islas más occidentales del archipiélago balear y, como tal, una prolongación de la Cordillera Bética que recorre el sur de la Península y que, en grandes segmentos, está hundida bajo el mar Mediterráneo. Los materiales que constituyen la isla son principalmente calizos y corresponden a los que se depositaron en el geosinclinal mesozoico y fueron después, durante la orogenia alpina, plegados y fallados.

La historia pre-triásica de la isla de Ibiza es desconocida ya que no se han encontrado en ella terrenos paleozoicos «in situ».

Por lo que se refiere al Trías, éste está representado por dos formaciones, una inferior, de 100 a 150 ms. de potencia, formada por calizas y calizas dolomíticas del Muschelkalk, y otra superior, de 50 a 75 ms. de potencia, constituida por margas yesíferas del Keuper, en la que existen intercaladas rocas eruptivas básicas, tales como ofitas y andesitas piroxénicas.

Al Jurásico Inferior, y probablemente al Medio, corresponden las calizas dolomíticas y dolomías grises, de 75 ms. de potencia, atribuidas al Lias-Dogger, las falsas brechas rojas y calizas nodulosas azules, de 8 a 19 ms. de potencia, del Oxfordiense superior, y las calizas compactas, en lajas de 100 a 125 ms. de potencia, del Kimmeridgiense.

Al Jurásico Superior y Cretácico Inferior pertenecen las calizas margas y arenosas y micáceas, y calizas arcillosas que se depositaron desde el Titónico al Albense y dieron lugar a tres dominios paleogeográficos —los correspondientes a

las llamadas series de Eubarca, San José e Ibiza— que, de NW a SE, muestran un rápido cambio lateral de facies neríticas a pelágicas.

Durante el Cretácico superior se depositaron, en las series de Eubarca y San José, además de las margas cenomanenses, las calizas del Cenomanense, Turo-nense y Senonense.

Durante el Eoceno, la isla debió de estar emergida, ya que no se conocen en ella formaciones nummulíticas. Por el contrario, durante el Mioceno Inferior, se depositaron pudingas (100 ms.), atribuidas al Burdigaliense y base del Vindoboniense, que están netamente discordantes sobre los terrenos mesozoicos.

Por último, el Cuaternario está representado en Ibiza por varios niveles de conglomerados atribuidos al Tirreniense, los cuales alternan o están relacionados con las formaciones continentales que se extienden hacia el interior de la isla.

Finalmente, hay que destacar que todas las formaciones geológicas situadas entre el Trías y la base del Mioceno Medio han sido afectadas por una tectónica tangencial que ha dado lugar a la formación de pliegues tumbados hacia el NO. y a mantos de corrimiento que aparecen imbricados según tres unidades estructurales. Estas han sido denominadas (RANGHEARD, 1970) de Eubarca, Llentrisca-Rey e Ibiza, las cuales, salvo la segunda, están constituídas por terrenos pertenecientes a las series de Eubarca, San José e Ibiza respectivamente. La serie de Llentrisca-Rey comprende formaciones pertenecientes tanto a la serie de San José como a la de Eubarca.

Durante el Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario, las Baleares debieron estar unidas a la Península, pero el hundimiento de grandes bloques a favor de profundas fallas pliocuaternarias dió lugar a la aparición de las islas.

Hay que destacar, por último, que las formaciones geológicas de la isla de Ibiza presentan analogías muy grandes con las formaciones de la zona penibética, media y meridional —entre Alcoy y Gandía—, y con las de la Sierra de Mallorca.

Mineralizaciones

Desde muy antiguo se conoce en Ibiza la existencia de trazas de cobre oxidado en algunas rocas de Trías, y de indicios con plomo en, al menos, dos localidades: una, en el Puig Argentera, y otra cerca de San Juan (Fig. 1).

En principio, las dos mineralizaciones con galena, como mineral esencial, que existen en Ibiza, tienen características generales muy parecidas, si bien muestran algunas diferencias de detalle. Así, ambos yacimientos están encajados en las calizas dolomíticas o en las dolomías del Lias-Dogger, y los dos tienen paragénesis

análogas, las que, salvando pequeñas diferencias, consisten en una asociación de barita, fluorita, galena, esfalerita, pirita, calcita y cuarzo, siendo la barita y la galena los minerales más abundantes.

Los dos yacimientos han sido reconocidos o parcialmente explotados, como ocurre en el Puig Argentera, por labores muy superficiales, y en ambos casos, la mineralización «in situ» parece corresponder a filones que cruzan transversalmente las rocas carbonatadas encajantes, lo que está en evidente contradicción con todas las informaciones anteriores, en las que se decía que los minerales aparecían en capas o en lentejones estratificados (HALLEMANS, 1959). En cuanto a sus diferencias, la principal es que la intensidad de los procesos de enriquecimiento cárstico que existen en el Puig Argentera no se ha observado en la zona de San Juan (Foto 1).

Las mineralizaciones del Puig Argentera

La existencia de las explotaciones mineras situadas entre los cerros de la Argentera y del Miquelet, al sur de San Carlos, se conoce desde el tiempo de los romanos.

Limitándose a épocas recientes, las primeras referencias datan de 1845, en que se cita la existencia de unas minas de galena argentífera en los términos de Santa Eulalia y San Juan Bautista, las cuales sufrieron un intento de explotación por la Sociedad Catalana de Industria y Navegación hacia los años 1827 o 1830. Más adelante, en 1870, se reanudaron las explotaciones, y en 1879 se trabajaba en nueve labores a cielo abierto y en diez subterráneas de reconocimiento. Entre 1885 y 1886 se continuaron las explotaciones por la Compañía de Minas de Ibiza, y en ellas se encontraron indicios de cinabrio. Hacia 1909, la Sociedad Nueva Minera Ibicenca encontró grandes dificultades para continuar los trabajos, y aquéllos debieron interrumpirse.

Más recientemente, HALLEMANS (1959), en un informe para la Sociedad Minero Metalúrgica de Peñarroya, dice que las dolomías del Lias-Dogger del Puig Argentera forman bancos de 25 a 45 ms. de potencia ligeramente inclinados al NNO. En la base de las dolomías aparecen arcillas rojas y calizas arcillosas y blanquecinas en las que existen horizontes concordantes con la estratificación que contienen galena argentífera, más o menos oxidada en granos y nódulos de cerusita, baritina, y cinabrio en escasa proporción. Dado que fué imposible visitar el interior de las antiguas explotaciones, hoy inactivas, se recogen a continuación los datos más importantes contenidos en el informe de HALLEMANS.

Una capa mineralizada de aproximadamente 2 ms. de potencia aflora en la base NE del Puig Argentera, cerca de C'an Pedro d'es Puig de las Minas. La ley

en plomo es del 4% de media, con 800 a 900 grs. de plata por tonelada de galena. Aparte los trabajos de los romanos, las minas fueron explotadas, más o menos intensamente, entre 1881 y 1909, con unos rendimientos variables entre 400 y 1.000 toneladas al año.

La zona explotada alcanzó el nivel hidrostático a 20 ms. por debajo de la superficie topográfica. La pendiente de la capa mineralizada es de 10° a 20° al NW, pero se acentúa rápidamente en la zona inundada (25° a 45° al NW). Para explicar los buzamientos del nivel mineralizado al norte de la zona explotada, por encima de la cota O, HALLEMANS sugiere dos hipótesis: flexión o un pliegue tumbado hacia el NO.

Con objeto de completar la información existente sobre este tema, se ha de añadir que HAANSTRA (1935) atribuye la mineralización a las ofitas que afloran en la base SO del Puig Argentera (andesitas piroxénicas para RANGHEARD). Sin embargo, dado que las ofitas siempre existen en el Keuper, sin que por ello haya mineralización, RANGHEARD supone que los minerales deben ser sinsedimentarios.

Por lo que se refiere a las observaciones realizadas durante el desarrollo de este trabajo, lo cierto es que en las dolomías del Lias-Dogger del Puig Argentera, y tanto en la base como a media ladera, se encuentran concentraciones de galena argentífera acompañada de baritina y algo de cinabrio, y que aquella está más o menos transformada en cerusita (Foto 2).

Las dolomías grises están prácticamente horizontales, lo que se pone muy bien de relieve por la alineación de los nódulos de sílex que contienen. No tienen nada encima, y se apoyan directamente sobre las margas del Trías que afloran en su base, por el oeste, y junto a la carretera que va de Santa Eulalia a San Carlos. Todos los cerros de la zona tienen una constitución semejante y están rodeados por los sedimentos arcillosos del Cuaternario.

Las dolomías están carstificadas, y las cavidades rellenas de arcillas de decalcificación rojas, con nódulos limoníticos y cristales de baritina y galena más o menos oxidada (Foto 3).

Las rocas dolomíticas del Puig Argentera están atravesadas, en la ladera oriental, por tres filones paralelos que llevan dirección aproximada N-S y son prácticamente normales a la estratificación. En algunos puntos han sido vaciados hasta los 20 ms. de profundidad, pero en otros sitios pueden verse aún los materiales que los rellenaban.

El mineral tiene un aspecto macizo, brechoideo, y está constituido por placas de galena, fragmentos de baritina, cuarzo y dolomía, y restos de un material filoniano formado por galena, esfalerita, pirita, cinabrio, y ganga de cuarzo y calcita. La pirita está totalmente oxidada, y todos los elementos citados aparecen envueltos en un material arcilloso-calizo, fuertemente rojizo o amarillento, según

el grado de hidratación de la limonita, que tiene el aspecto de ser una arcilla de decalcificación de relleno cárstico (Foto 4).

Los trabajos mineros, situados junto al km. 11 de la carretera de Santa Eulalia a San Carlos, son de muy fácil acceso, y se extienden sobre una superficie de aproximadamente 4 Has. donde existen todavía unos diez pozos de 12 a 20 ms. de profundidad. A su alrededor el terreno está removido, e importantes cantidades de escombros, de color rojizo por la fuerte oxidación, se acumulan en las proximidades. Estos escombros tienen una concentración relativamente alta en baritina y galena, esta última transformada parcialmente en cerusita, especialmente junto a los pozos Roza y Enhebro, y cerca de las oficinas de la mina, hoy en ruinas. Todo ello produce la sensación de que en las antiguas labores, efectuadas antes de utilizarse la flotación como método de concentración, se empleó el estrío a mano o la concentración por gravedad para la separación de la galena, no beneficiándose ni la baritina ni la cerusita.

Se hicieron, además, algunas otras observaciones que conviene destacar. Así, por ejemplo, llama la atención la escasa profundidad de los pozos de reconocimiento, los cuales, salvo los que están en la zona explotada, no tienen galerías y están excavados en dolomías estériles, atravesadas por fracturas N-S y con muestras de carstificación. Ellos permiten comprobar, además, que las dolomías están cubiertas por arcillas rojas de decalcificación y, a veces, en superficie, por una costra calcárea discontinua.

Otros datos de interés se obtienen en las trincheras que existen en la ladera oriental del Puig Argentera. En ellas se ve claramente que la mineralización residual, explotada en la base norte del cerro, es análoga a la que ocupa aquellas estructuras, y que ambas se han formado a partir de unos materiales originalmente filonianos. Estos fueron destruidos durante el proceso cárstico —probablemente plioceno— que afectó a la zona, y ello permitió la posterior concentración de los materiales pesados más difícilmente atacables: baritina y galena.

Las mineralizaciones de San Juan

Las pequeñas labores de reconocimiento que existen al sur de San Juan, sobre la vertiente norte de Sierra Grossa, representan la única señal de mineralización de este área.

Las rocas encajantes, dolomías y calizas dolomíticas grises, finamente granudas, del Lias-Dogger, con buzamiento de 25° al SE y atravesadas por fracturas N-S casi verticales, afloran a media ladera entre las calizas y margas del Trías que asuman en la base y las calizas del Kimmeridgiense que constituyen lo alto de la Sierra.

Los trabajos de reconocimiento consisten simplemente en un pozo de anchura irregular, de aproximadamente 20 ms. de profundidad, y un socavón de anchura variable e inclinación creciente que parece ir a unirse con el fondo del pozo. La cantidad de escombros acumulados, tanto al pie del pozo óxidos de hierro. Las segundas son de color gris claro a oscuro, a veces algo azulado, rugosas al tacto y, en ocasiones, celulares o brechoideas. Están también atravesadas por vénulas de calcita y pueden contener algunas zonas silíceas.

Al microscopio, las dolomías o calizas dolomíticas de ambas facies son finamente granudas, con cristales xenomorfos engranados entre sí y pigmentados por óxidos de hierro; otras veces contienen grumos arcillosos. Debido a la recristalización, no se encuentra en ellas fauna. El análisis químico demuestra que se trata en realidad de calizas dolomíticas (CaO, 27 a 33%; MgO, 17 a 22%). El contenido en minerales pesados es: turmalina, 42%; zircón, 14%; epidota, 3%; granate, 5%; rutilo, 2%; anatasa, 30%; esfena, 20%; y anfíbol, 2%. Como dice RANGHEARD, se trata de los mismos minerales conocidos en el Keuper. Hay que destacar también que entre estas rocas se intercalan estratos de margas y de calizas arcillosas, ambos sin fósiles.

La ausencia total de fauna hace imposible datar con certeza la edad de estas rocas. Solamente se puede decir que las dolomías y calizas dolomíticas se encuentran entre las margas de Keuper y las falsas brechas y calizas nodulosas del Oxfordiense Superior, datado por sus ammonites. Por ello, supone RANGHEARD que aquellas rocas deben pertenecer a la parte alta del Trías, ó a la base del Lías, quizás al Dogger.

Y por lo que se refiere a la mineralización, se ha observado que, macroscópicamente, la de San Juan se presenta en forma de filoncillos de galena y barita en una brecha de las dolomías encajantes. Pero, aquí, quizá porque la mineralización es muy pequeña, no ha habido procesos cársticos de importancia.

En Ses Mines, tanto al pie del cerro como en la ladera oriental del Puig Argentera, el aspecto de la mena es el de un material brechoideo, residual, en el que quedan restos de minerales metálicos más o menos oxidados.

Macroscópicamente, se observa que la mena está compuesta por fragmentos de las dolomías encajantes, baritina, galena, cerusita, cuarzo microcristalino y arcillas de decalcificación rojas y con abundantes oolitos y pisolitos de limonita. Todos ellos reunidos por calcita recristalizada.

Las características de los minerales presentes en los dos yacimientos son los siguientes.

Galena. Generalmente idiomorfa, está frecuentemente transformada, total o parcialmente, en cerusita. Unas veces, la cerusita es pseudomórfica de la galena; en otros casos, la oxidación de la galena es centrípeta, en anillos concéntricos.

Esto facilita el reemplazamiento posterior de la cerusita por hidróxidos de hierro, así como la formación de colitos de limonita, los cuales quedan englobados en las arcillas de decalcificación que rellenan las estructuras filonianas de las calizas carstificadas (Foto 5).

Pirita. Los sulfuros de hierro que han podido existir en el yacimiento están completamente limonitizados, lo que es lógico, dada la intensidad de los procesos de oxidación sufridos por el mineral. A ello se debe la fuerte coloración roja que tienen todos los materiales en los que se encuentra mineralización.

Esfalerita. Se ha visto en una sola sección pulida. Sin embargo, aunque es muy escasa, es posible que originalmente fuera más abundante, pero debido a la intensidad de los procesos cársticos, el sulfuro de cinc ha debido ser lixiviado casi por completo.

Cinabrio. Solo aparece en el Puig Argentera, en forma pulverulenta, diseminado junto con los fragmentos de barita, cuarzo microcristalino y calcita que constituyan la ganga de los filones originales. Es posible que se haya formado durante los procesos cársticos como consecuencia de una concentración residual a partir del mercurio contenido en la esfalerita originalmente presente, bien fuera diseminada o en filoncillos, en las rocas sedimentarias (Foto 6).

Baritina. Muy abundante, aparece en cristales tabulares sencillos o en agregados flabeliformes. Su difícil solubilidad hizo que se concentrara, junto con la galena, en los materiales de relleno cársticos (Foto 3).

Fluorita. Solo se ha visto en los indicios de San Juan, pero es probable que exista también en el Puig Argentera.

Cuarzo. En general, microcristalino y escaso. La mayor parte procede de los granos detríticos que hay en las dolomías y calizas encajantes, y fueron concentrados en las estructuras filonianas después de disueltos los materiales originales.

Calcita. Muy abundante, la hay de varios tipos: macrogranuda, microgranuda y travertínica. Este tipo ha sido el último en depositarse y aparece generalmente formando costras sobre las salbandas de los antiguos filones o sobre las grietas de las rocas encajantes.

Limonita. Muy frecuente y abundante, se formó como consecuencia de la alteración de los sulfuros de hierro. Tiñe las arcillas de decalcificación y forma los nódulos de goethita, de variable tamaño, incluidos en aquellas. En otros casos, la limonita dió lugar a la formación de boxworks por disolución de la calcita que cementaba los materiales de relleno cárstico.

Origen de la mineralización

De todo lo dicho anteriormente se deduce que las mineralizaciones de plomo de Ibiza corresponden a un sistema de filoncillos con barita y galena —eventualmente, también, con fluorita, cinabrio, esfalerita, y pirita que está totalmente oxidada— encajados dentro de las calizas y calizas dolomíticas del Lías-Dogger. Estos filoncillos han sido afectados posteriormente por una circulación freática de soluciones ácidas, la cual dió lugar al desarrollo de un proceso cárstico representado por la formación de cavidades de disolución, arcillas de decalcificación, brechas de hundimiento, hematización, y todos los demás fenómenos derivados de la disolución de los carbonatos. Las cavidades cársticas están rellenas por los productos menos solubles, tales como galena, baritina y cuarzo, que formaban los yacimientos originales encajados en los sedimentos del Lías-Dogger.

Sin embargo, en contra de la opinión de HALLEMANS (1959), parece debe descartarse la idea de que estos yacimientos correspondan a una capa con la mineralización diseminada, ya que los datos obtenidos no dan base para ello. En efecto los caracteres geológicos y mineralógicos de los yacimientos de San Juan y del Puig Argentera parecen no dejar lugar a dudas sobre la estructura filoniana de la mineralización, si bien ésta se ha enriquecido posteriormente como consecuencia de los procesos cársticos desarrollados sobre y a favor de dichas estructuras.

Ahora bien, descartada la idea de que la mineralización, tal y como se presenta hoy en el Puig Argentera, haya sido originada por el relleno hidrotermal de un carst preexistente, se debe admitir que los indicios encontrados hasta ahora en Baleares, asociados siempre a algunos niveles calco-dolomíticos del Lías-Dogger, deben corresponder a una removilización cárstica de mineralizaciones estratoideas preexistentes. Es decir, que los yacimientos originales, aún siendo filonianos, habrían estado asociados a un mismo estrato y fueron destruidos por procesos de carstificación que, dada la analogía de edad con los indicios de Soria, debieron actuar a lo largo de un extenso período de tiempo.

LOS INDICIOS Y YACIMIENTOS DE OLVEGA (SORIA)

El yacimiento «Loma Charra» está situado 4 km. al NO de Olvega (Soria), en la zona que se extiende al norte de las formaciones paleozoicas y mesozoicas que forman las Sierras del Madero y Toranzo, al oeste del Moncayo, y en el límite entre los materiales carbonatados del Jurásico Superior y los de la facies wealdense que constituyen la rama occidental del sinclinal de Olvega (Fig. 2).

El yacimiento ha estado en explotación hasta muy recientemente y las labores mineras, efectuadas por galerías y a cielo abierto, han permitido constatar de forma inequívoca el carácter cárstico de las concentraciones de plomo y cinc.

Geología regional

En el área del yacimiento aparecen sólo formaciones pertenecientes al Dogger-Malm y al Wealdense. Al Jurásico corresponden las calizas conglomeráticas, calcarenitas, calizas margosas y arenosas, y calizas biohérticas del Calloviense-Oxfordiense, muy fracturadas, en las que se encuentra la mineralización. Al Jurásico Superior o Cretácico, las areniscas, micritas limosas y limolitas rojizas, de facies Wealdense, que forman las laderas orientales del cerro Los Arenales donde se encuentra el yacimiento.

De acuerdo con los datos contenidos en los detallados estudios de la Cordillera Ibérica efectuados por RICHIER (1929) y BEUTHER et al. (1966), las características petrográficas más significativas de estas dos formaciones en el área de Olvega son las siguientes.

Calloviense-Oxfordiense. Comienza por unas calizas detríticas que pasan lateralmente a areniscas y conglomerados formados por cantos de cuarzo con cemento calcáreo. Las calizas corresponden a micritas y esparitas, arcillosas y arenosas, con Ammonites, Braquiópodos y Lamelibranquios. Tienen más de 250 m. de potencia.

Sobre las calizas detríticas se depositaron otras arrecifales, muy fosilíferas, con fragmentos de corales y pecten, y tallos de crinoides, bituminosas, que contienen a veces niveles de gravas. Su potencia oscila entre 60 y 140 ms.

Constituyen estas calizas la roca encajante de la mineralización. En el área del yacimiento están constituídas por brechas calizas y niveles de oolitos, cantos calcáreos y restos de conchas, y tienen unos 100 m. de potencia. Al techo de estas calizas pararrecifales aparecen otras de tipo lacustre que sirven de paso a la facies Weald.

Kimmeridgiense. Los materiales weáldicos del sinclinal Muro-Olvega están representados por una serie continental de ambiente deltaíco, constituída por conglomerados, cuarzoarenitas, micritas limosas, limolitas, calizas y margas, de colores abigarrados, frecuentemente rojizos. La fauna más frecuente está constituída por ostrácodos, gasterópodos y algas (Charáceas).

El contacto entre el Jurásico Superior marino y el de facies Wealdense se efectúa por una pequeña discordancia, fácilmente observable en las labores a cielo abier-

to, entre las calizas y las areniscas, que rompe la discontinuidad de la estratificación. Esta se sigue fácilmente en los materiales wealdenses, en los que se aprecia con claridad el buzamiento ENE, mientras que en las calizas es más difícil de observar a causa de la fracturación y las alteraciones producidas por los fenómenos de carstificación que precedieron al depósito de las areniscas del Kimmeridgiense.

El yacimiento «Loma Charra» se encuentra situado en la unidad estructural de la Cordillera Ibérica llamada del Moncayo-Olvega. Esta gran estructura está limitada al sur por una gran falla en tijera, de dirección ONO, que, hacia el sur de Olvega, pone en contacto anormal los materiales del Ordovícico y del Cretácico a través de un salto superior a 3.000 m.

La estructura está constituida, al este, por el Anticlinal del Moncayo, y por el sinclinal Muro-Olvega al oeste. Es en la rama occidental del sinclinal, y siguiendo el afloramiento de las calizas pararecificales del Kimmeridgiense, donde se encuentran el yacimiento y la serie de indicios con plomo y cinc situados al norte del mismo.

Mineralizaciones

Además del yacimiento «Loma Charra», otros dos indicios del área de Olvega (Fig. 2) han sido objeto de un estudio geoquímico por el I.G.M.E. Uno está situado 3 km. al ENE de Noviercas, y otro a 4 km. al NNE de Pozalmuro.

En «Loma Charra», la mineralización coincide con una estructura paleocársica desarrollada sobre una serie de filoncillos paralelos, de dirección dominante N 25° O, que atraviesan las calizas del Jurásico Superior formando una banda más o menos paralela con el límite de los materiales wealdenses. Esta dirección N-S predomina también en las anomalías geoquímicas de los indicios de Noviercas y Pozalmuro (REY, 1973).

En «Loma Charra», las formaciones mineralizadas tienen una potencia variable de varios milímetros a algunos decímetros, excepcionalmente más de un metro, y están formadas principalmente por minerales secundarios de plomo y cinc, lo que se explica por el hecho de que las observaciones solo se han realizado hasta ahora en la zona de oxidación (Fig. 7).

Caracteres metalogénicos

La mineralogía del yacimiento «Loma Charra» es muy sencilla. Al microscopio, en luz reflejada, y en algunos casos macroscópicamente, se ven cristales

de galena y esfalerita con tendencia al idiomorfismo, frecuentemente brechificados, reunidos por los minerales secundarios, cerusita y smithsonita, especialmente la primera, que es el mineral más importante desde el punto de vista económicos, y los minerales de la ganga. De éstos, el principal es la calcita, si bien, en determinadas zonas han sido relativamente intensos los procesos de silicificación, los cuales se ponen de manifiesto por la abundancia de calcedonia. Se ha citado también la presencia de fluorita.

En una de las muestras estudiadas al microscopio se observó la presencia de barita, si bien en una escasa cantidad. Todo ello confirma que la mineralización corresponde a una paragénesis típica en las formaciones mesozoicas españolas: galena, esfalerita, calcita, pirita, cuarzo y barita. La pirita, escasa, está totalmente oxidada en las zonas del yacimiento expuestas por las labores mineras. Hay que destacar, además, la existencia de concentraciones de caolín en determinados puntos del yacimiento.

Origen de la mineralización

Desde el punto de vista genético, interesa destacar especialmente dos características de la zona mineralizada.

La primera es la intensa fracturación de las calizas, la cual ha favorecido el acceso de las soluciones mineralizadoras e, independientemente de la existencia de vetas y filones bien definidos, permitido la amplia distribución de los minerales metálicos a través de las rocas encajantes (Fig. 8).

La segunda se refiere al intenso proceso de carstificación que afecta a las calizas jurásicas. Esta acción erosiva ha sido facilitada por las estructuras filonianas, ya que éstas constituyen una importante solución de continuidad en la estructura de las rocas encajantes de la mineralización.

Por ello, las torcas, grietas, canales, etc., se desarrollan especialmente en la zona mineralizada, favoreciendo la circulación de las aguas superficiales en la zona de oxidación y, en consecuencia, la alteración de los sulfuros y el relleno de las fracturas por minerales secundarios de plomo y cinc. En consecuencia, el área mineralizada, tal y como se presenta en la actualidad, corresponde a una impregnación de las calizas por carbonatos e hidróxidos de Pb y Zn que se extiende a lo largo de, por lo menos, 400 ms. de longitud y que se puede seguir en la superficie por los registros, pozos y trincheras de los antiguos reconocimientos mineros.

LAS MINERALIZACIONES «CARSTICAS» HIDROTERMALES DE LA SIERRA DE CARTAGENA

De los yacimientos estudiados en la Sierra de Cartagena, (ARRIBAS et al., 1983) el de «San Rafael 2º», situado en las calizas dolomíticas triásicas que constituyen el bloque tectónico del Machón, unos 2 km. al SE de Alumbres, presenta en su zona oriental, en la que corresponde a la antigua mina de «El Concilio» (parte sur del filón «Prodigio»), una serie de características, tales como cavidades de disolución, brechas de hundimiento y otras estructuras análogas, debidas a la disolución de materiales carbonatados. Estas estructuras cársticas, puestas de manifiesto muy claramente en las zonas ya explotadas del yacimiento, donde aparecen todavía rellenas o tapizadas por sulfuros BGPC, parecen haber sido producidas por soluciones mineralizadoras que habrían dado lugar, primero, a los procesos de disolución y hundimiento, y posteriormente a la deposición de los sulfuros de plomo y cinc.

Aunque no se excluye la posibilidad de que los procesos cársticos podrían ser debidos también a la acción de aguas meteóricas, especialmente en aquellos casos en los que las rocas triásicas podrían haber quedado expuestas a la acción de aguas subterráneas, aquí solo se consideran las estructuras de disolución contemporáneas o penicontemporáneas con el depósito de los sulfuros. Es decir, aquellas que parecen ser debidas a la acción de fluídos hidrotermales.

Geología regional

Las rocas encajantes son mármoles bandeados pertenecientes a la Serie Filábride, es decir, a la llamada también Serie Intermedia (Mischung Zone). Debajo se encuentran los esquistos, anfibolitas y gneises albiticos de la Serie Filábride, y encima, los esquistos sericíticos y las calizas dolomíticas de las dos unidades del Complejo Alpujárride. Unas y otras separadas por superficies de contacto mecánico.

Mineralizaciones y caracteres metalogénicos

La mineralización aparece tanto en los esquistos como en los mármoles nevado-filábrides. En los primeros es claramente filoniana, y rellena fracturas abiertas. En los mármoles, por el contrario, dominan las estructuras en disolución, sin límites bien definidos, los cuales fueron rellenos, en deposición alternante, por los sulfuros y las gangas.

Los minerales metálicos son principalmente esfalerita, pirita, galena, calcopirita y pirrotina. La ganga dominante es calcita. En alguna de las antiguas labores se puede ver aún como los sulfuros se depositaron sobre los huecos irregulares producidos en las rocas encajantes dando lugar a costras y estalactitas.

Las estructuras de disolución más importantes, fácilmente reconocibles en las antiguas explotaciones, se pueden reducir a los tipos siguientes:

Cavidades de disolución. Fueron producidas por soluciones ácidas que dieron lugar a una red de conductos irregulares, claramente controlado por las diaclasas de las rocas encajantes. Al igual que los fragmentos de estas últimas, los huecos fueron recubiertos por los sulfuros en forma de estructuras bandeadas y orbiculares (Fig. 10).

Brechas de hundimiento. Las cavidades aparecen enlazadas por sistemas de drenaje cuyos techos se desplomaron y dieron lugar a brechas de hundimiento. Estas consisten en bloques y fragmentos de dolomita rodeados y cementados por sulfuros y calcita, entre los cuales quedaron huecos que fueron tapizados por cristales idiomorfos de los minerales metálicos (Fig. 11).

Estas brechas han sido consideradas como de origen tectónico, pero su distribución irregular, discontinuidad y localización preferente a lo largo del contacto entre las pizarras del muro y los mármoles, y su coincidencia y relaciones texturales con las zonas mineralizadas, prueban claramente que los procesos de disolución y colapso, y la mineralización son más o menos contemporáneos (Fig. 12).

Fracturas mineralizadas. Las brechas y cavidades se continúan, lateralmente y hacia arriba, por una red de fracturas rellenas de sulfuros que pueden o no estar controlados por los planos de estratificación y las diaclasas de los mármoles.

Arcillas de decalcificación. Algunos de los filones, principalmente los subhorizontales, están ocupados frecuentemente, a lo largo de la salbanda inferior, por arcillas de decalcificación. Aunque el aspecto y la disposición de estos materiales arcillosos sugiere la existencia de un proceso de alteración hidrotermal, éste se reduce, en definitiva, a la disolución del carbonato cálcico y a la acumulación, más o menos «in situ», de las arcillas contenidas en las rocas encajantes (Fig. 19).

EL ORIGEN DE LAS CONCENTRACIONES CARSTICAS DE IBIZA, SORIA Y CARTAGENA

Las analogías que muestran entre sí las mineralizaciones cársticas en rocas carbonatadas de Ibiza y Soria, especialmente en lo que se refiere a la edad de las

rocas encajantes y estar situadas debajo una discordancia, así como con otros yacimientos europeos, p.e., los de Cerdeña, en cuanto a la edad de la carstificación, permiten suponer que aquellas mineralizaciones se formaron en condiciones paleoclimáticas similares; y que, además, en determinadas épocas, estas condiciones debieron ser muy parecidas en extensas zonas del área mediterránea.

Hay una diferencia, sin embargo. En los otros yacimientos, p.e., en los de Cerdeña, la mineralización se atribuye principalmente a una concentración de los elementos dispersos en las rocas sedimentarias carbonatadas afectadas por los procesos cársticos. En Soria e Ibiza, por el contrario, donde los contenidos en plomo y cinc de las rocas encajantes son muy bajos, hay que suponer que dichos procesos actuaron sobre mineralizaciones estratoideas preexistentes, tal como los filoncillos que atraviesan a las calizas de «San Juan» y «Loma Charra».

De acuerdo con esta idea, los procesos que dieron lugar a las concentraciones de Pb y Zn en las calizas y dolomías jurásicas descritas en este capítulo se podrían explicar aplicando un esquema de erosión cárstica, p.e., el de CVIJIC (1918), a una estructura filoniana. Los procesos de alteración y concentración se habrían producido tal y como se indica a continuación.

Las aguas superficiales circularían a través de las rocas carbonatadas por una *zona de percolación* superior, constituida por una red de fisuras y diaclasas, y estructuras filonianas tales como las que aún existen en San Juan y Loma Charra. El movimiento del agua sería en esta zona principalmente vertical y los caudales irregulares, predominando la erosión mecánica sobre la química.

Por el contrario, en la *zona de circulación permanente*, situada inmediatamente debajo de la anterior, el movimiento de las aguas subterráneas habría sido esencialmente lateral, unas veces libre y otras forzado, predominando los procesos de erosión química.

Por último, en la *zona de imbibición*, permanentemente inundada y con las aguas prácticamente estancadas, el sistema cárstico solo habría permitido una circulación reducida y forzada, favoreciendo claramente la sedimentación química y ultradetritica.

En la zona superior, las aguas freáticas, ácidas, por su alto contenido en CO_2 , habrían dado lugar a la rápida oxidación de los minerales metálicos, especialmente la pirita, contenidos en los filoncillos que atraviesan las rocas encajantes. En cambio, en la zona de imbibición, la más profunda del carst, donde el agua tiene propiedades reductoras por la falta de oxígeno y por la posible actividad biológica, habrían tenido lugar la concentración residual y la precipitación de los sulfuros y los minerales acompañantes. Entre ellos, los sulfatos (barita), carbonatos (cerusita) y las arcillas de decalcificación son los más importantes.

El depósito de los minerales que constituyen la paragénesis habría tenido lugar en tres fases. Durante la primera, la roca encajante carbonatada habría expe-

rimentado una dolomitización y silicificación en la zona de percolación. Se trataría, en este caso, de un proceso pericárstico análogo al que tiene lugar en las superficies de emersión. Durante el mismo, se habrían depositado los materiales arcilloso-ferruginosos que recubren las paredes y cavidades de la zona de oxidación, y los pisolitos ferruginosos y manganesíferos que tanto abundan en ellos.

En la zona de circulación permanente se habrían ido formando los cristales de barita (paralelamente a las paredes, primero, y perpendiculares, después), y reduciendo los sulfuros, lo que habría dado lugar a la deposición de la galena (el sulfuro con menor producto de solubilidad) sobre la barita, e incluso al reemplazamiento pseudomórfico de esta última. Es entonces cuando se habrían formado también la fluorita y el cuarzo que generalmente acompañan a la galena. Igualmente, cuando la concentración de Zn es suficiente, la esfalerita; la cual, aunque no es un mineral frecuentemente en los yacimientos españoles de esta clase, aparece como cristales colofórmicos, poco coloreados e impuros (*schalenblende*).

Posteriormente, debido a los frecuentes rejuvenecimientos del carst, los minerales citados fueron oxidados y lixiviados, y ello dió lugar a la formación de anglesita, cerusita y smithsonita, más o menos hematizadas.

Después de la formación de la red cárstica, la colmatación casi total de las cavidades en la zona de imbibición dió paso a una etapa de senilidad y a la fosilización del carst, probablemente costero, por los sedimentos deltaicos y marinos del Jurásico Superior o de la base del Cretácico, de facies *wealdense*.

En la actualidad, tanto en Soria como en Ibiza, los procesos erosivos han dejado al descubierto las zonas profundas de los sistemas cársticos originales. Por ello, en las estructuras mineralizadas, predominan los materiales característicos de la zona de imbibición, es decir, los sulfuros, las calcarenitas, los limos arcillosos más o menos arcillosos y crustificados, y los depósitos varvados ultralaminares, todos ellos teñidos frecuentemente por los óxidos de hierro originados por oxidación de los sulfuros de hierro.

Finalmente, respecto al origen de las mineralizaciones cársticas de la Sierra de Cartagena, conviene destacar que, al igual que los otros yacimientos de esta región, las mineralizaciones de «San Rafael 2º» están claramente relacionadas con los fenómenos volcánicos postmiocenos. Así, pues, a diferencia de lo que ocurre con otros tipos de carst hidrotermales, tales como los de Silesia (BOGACZ et al. 1970 y 1973), la fuente del plomo y el cinc no presenta problemas, ya que las soluciones mineralizadoras que atravesaron el complejo Nevado-Filábride se habrían depositado en las fisuras de los esquistos paleozoicos, en el contacto de éstos con los mármoles suprayacentes, y a lo largo de la red de cavidades abiertas en estos últimos por las soluciones hidrotermales ascendentes.

BIBLIOGRAFIA

- ALTHANS, R. (1891). Die Erzformation des Muschelkalks in Oberschleisien, *Jb. Konigl. Preuss. Geol. L-A*, 12. Berlin.
- ARRIBAS, A., ESPINOSA, J. y MORO, C. (1983). Distribución de elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de las mineralizaciones españolas asociadas con rocas volcánicas. *Tecniterrae*; 31; 1-27.
- BERNARD, A., LAGNY P. y LELEU, M.G. (1972). A propos de la métallogénie du Karst. *24 Int. Geol. Congr. Montreal*; 4; 411-422.
- BEUTHER, A., DAHM, H., KNEUPERHAACK, F., MENSINK, K., y TISCHER, G. (1966). Der jura und Wealden in Nordost-Spanien. *Beith. zum. Geol. Jahrb.*, Hannover; 44, 225 p.
- BOGACZ, K., DZULYNSKI, S., y HARANCZYK, C. (1970). Ore filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. *Acta Geol. Polonica*; 20 (2); 247-267.
- CALLAHAN, W.H. (1964). Paleogeographic premises for prospecting for stratabound base metal deposits in carbonate rocks. *CENTO Symp. ou Min. Geol. Base Met.*, 1; 191-248.
- CVIJIC, J. (1918). Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Trans. Inst. Geogr. Alp. Univ. Grenoble*; 6; 1-56.
- FALLOT, P. (1954). Comparaison entre Cordilleres bétiques et Alpes Orientales. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*; Tomo extr.; 259-279.
- FALLOT, P. (1971). Sur la tectonique de l'île d'Ibiza (Balears). *C.R. Acad. Sci.*, Paris; 164, 186.
- FORD, T.D. y KING, R.J. (1966). The Golconda caverns. Brassington. Berbyshire. *Trans. Cave Res. Gr. Great Britain*; 7; 2.
- FORD, T.D. (1969). The stratiform ore deposits of Derbyshire. *Prof. 15 Int. Univ. Geol. Congr. 1967*. Leicester.
- HAANSTRA, V. (1935). Geologie von Ost-Ibiza. *Tesis Doctoral. Universidad de Utrecht* (Holanda).
- HAALLEMANS, J.J. (1959). Informe geológico sobre la mina de San Carlos. *S.M.M. Peñarroya-España*. Madrid.
- HEYL, A.V., LYONS, E.J., AGNEV, A.F. y BEHERE, Ch.H. (1955). Zinc-lead-copper resources and general geology of the Upper Mississippi Valley district, *U.S. Geol. Surv. Bull*; 1015-GG; Washington.
- LOUGHLIN, G.F. (1926). Guides to ore in the Iradville district, Colorado. *U.S. Geol. Surv. Bull.*; 779; Washington.
- LOVERING, T.S. (1963). Epigenetic, diplogenic, syngenetic and lithogene deposits. *Econ. Geol.*; 58; 315-331.

- PADALINO, GG.; PRETTI, S.; TAMBURRINI, D.; TOCCO, S.; URAS, I.; VILOM, y ZUFFARDI, P. (1972). Carsismi e mineralizzazioni. *Rend. della Soc. Ita. Min. e letr.*; 28; 215-230.
- RANGHEARD, Y. (1970). Principales données stratigraphiques et tectoniques des îles d'Ibiza et de Formentera (Balears); situation paléogéographique et structurale de ces îles dans les Cordillères bétiques.
- REY, J. (1973). Trabajo de investigación de Pb-Zn en la Reserva de «Loma Charra», en la provincia de Soria. *Bol. I.G.M.E.*; 84; 32-43.
- RICHTER, G. (1929). Las cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Inst. Inv. Geol. Lucas Mallada*; 9; Madrid.
- TAMBURRINI, D. y ZUFFARDI, P. (1969). Field evidences of supergene remobilization of barium (and possibly of barite) in Sardinia. *Remob. of Ores and Min.: a Symposium*, Cagliari.
- ZUFFARDI, P. (1970). La metallogenèse du plomb, du zinc et du barium en Sardaigne: un exemple de permanence, de polygénétisme et du transformisme. 92; 3; *Am. Soc. Géol. Belgique*. Bruxelles.

(entregado el 11 de Octubre 1985)

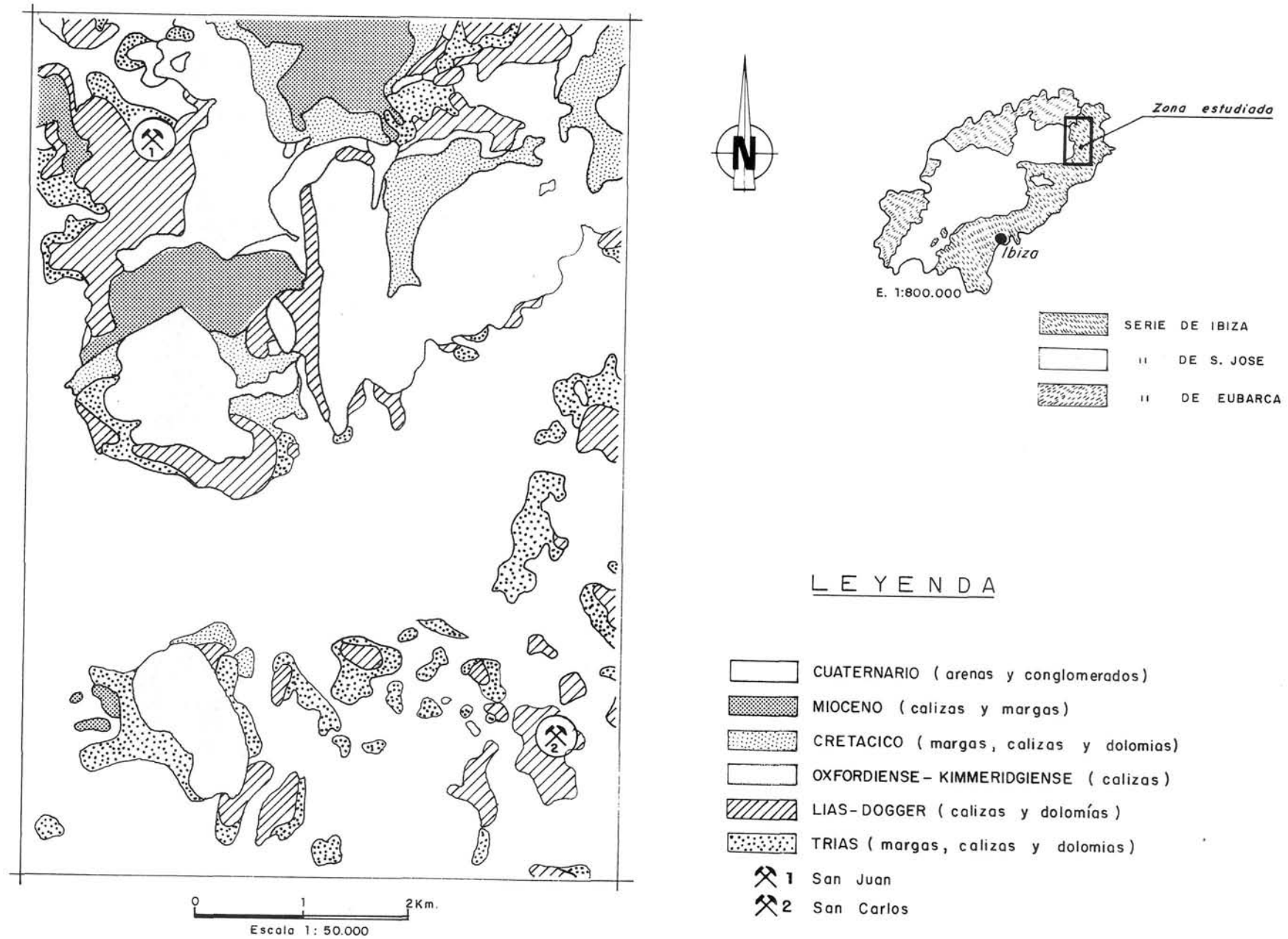
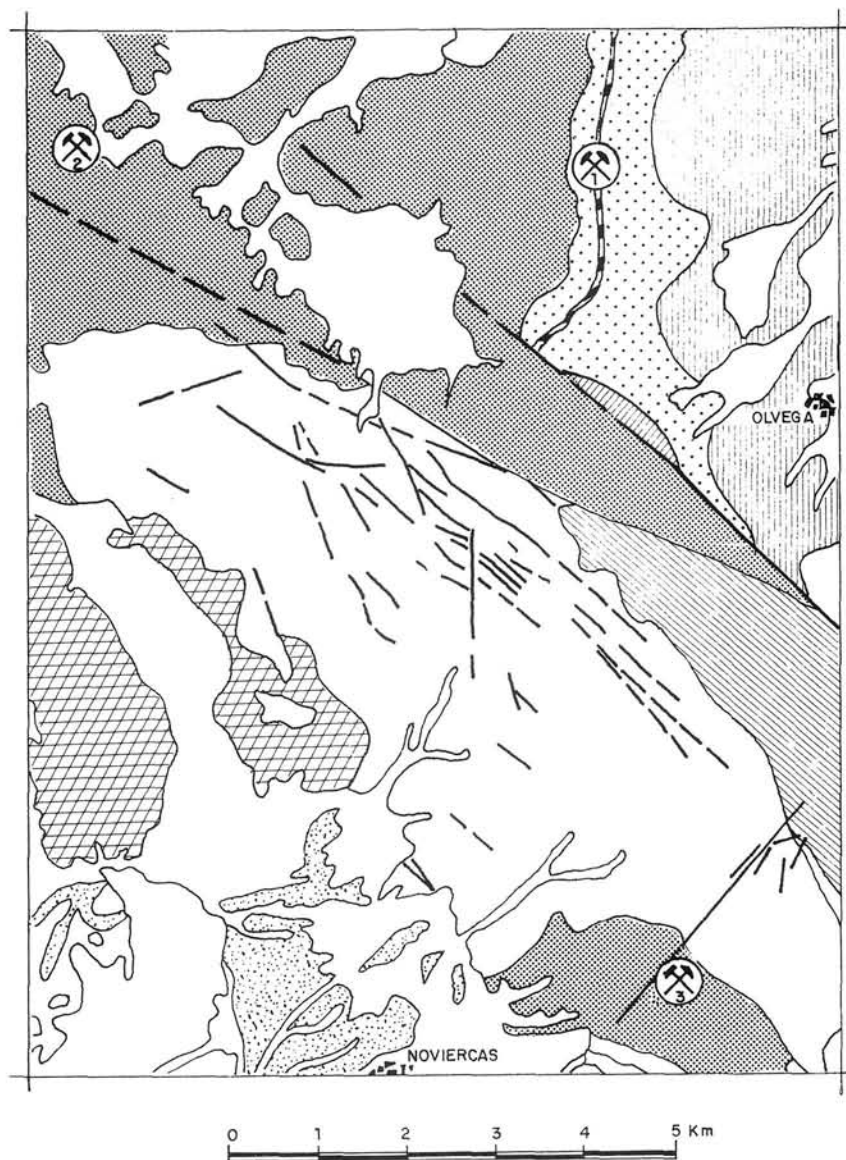


Figura 1: Esquema geológico de Ibiza y localización de las mineralizaciones de «San Juan» y «San Carlos».



L E Y E N D A

-  CUATERNARIO (limos y arenas)
-  OLIGOCENO (arcillas rojas y limos)
-  PORTLANDIENSE (micritas limosas)
-  II — KIMMERIDGIENSE (limolitas y areniscas)
-  II II (micritas algo limosas)
-  KIMMERIDGIENSE (calizas pararrecifales)
-  CALLOVIENSE (biosparita con arena y grava)
-  II (esparitas limosas)
-  LIAS - DOGGER (calizos, margas y calizas dolomíticas)
-  TRIASICO (conglomerados, areniscas y limolitas)

-  1 Loma Charra
-  2 El Madero
-  3 Noviercas

Figura 2: Esquema geológico del área de Olvega (Soria).



Foto 1: San Carlos (Ibiza). En las labores a cielo abierto de la vertiente sur del Puig Argentera se puede observar muy bien el carst que se desarrolló sobre las dolomías liásicas, casi horizontales. El carst está relleno por materiales limoníticos con nódulos de óxido de hierro y manganeso.



Foto 2: San Carlos (Ibiza). Aspecto de uno de los filones explotados en la vertiente oriental del Puig S'Argentera. Las dolomías del Lias aparecen atravesadas por los conductos cársticos que estaban rellenos de sulfuros BGPC, barita e indicios de cinabrio.



Foto 3: Mina Sex, San Carlos (Ibiza). Detalle de la mineralización en las dolomías del Lias-Dogger de la vertiente septentrional del Puig S'Argentera, en Sex Mines. Sobre la roca de la caja se ven adheridos los restos de la ganga (materiales arcillosos limonitizados) con cristales de barita (izquierda) y galena oxidada en cerusita (derecha).



Foto 4: Mina La Argentera, San Carlos (Ibiza). Aspecto típico de la mineralización: Galena (gris), barita (blanco) y cinabrio (puntos rojos) rodeados por una matriz arcilloso-calcárea limonítica. Corresponde al relleno de un conducto cárstico en las dolomías liásicas.

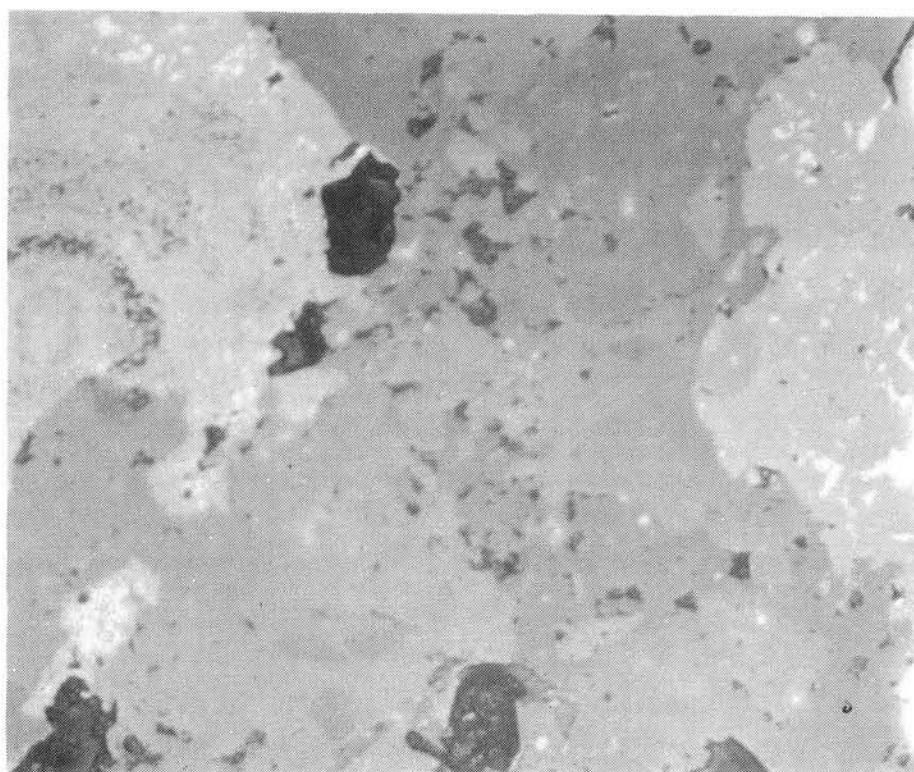


Foto 5: Mina La Argentera, San Carlos (Ibiza). Sec. pul. LN x 50. Los cristales de galena, y las estructuras concrecionadas coloidales, de este mismo mineral, están fuertemente alteradas y transformadas en cerusita. Sin embargo, los carbonatos de plomo tienen mayor reflectividad que los de la roca encajante, claramente pleocroicos.

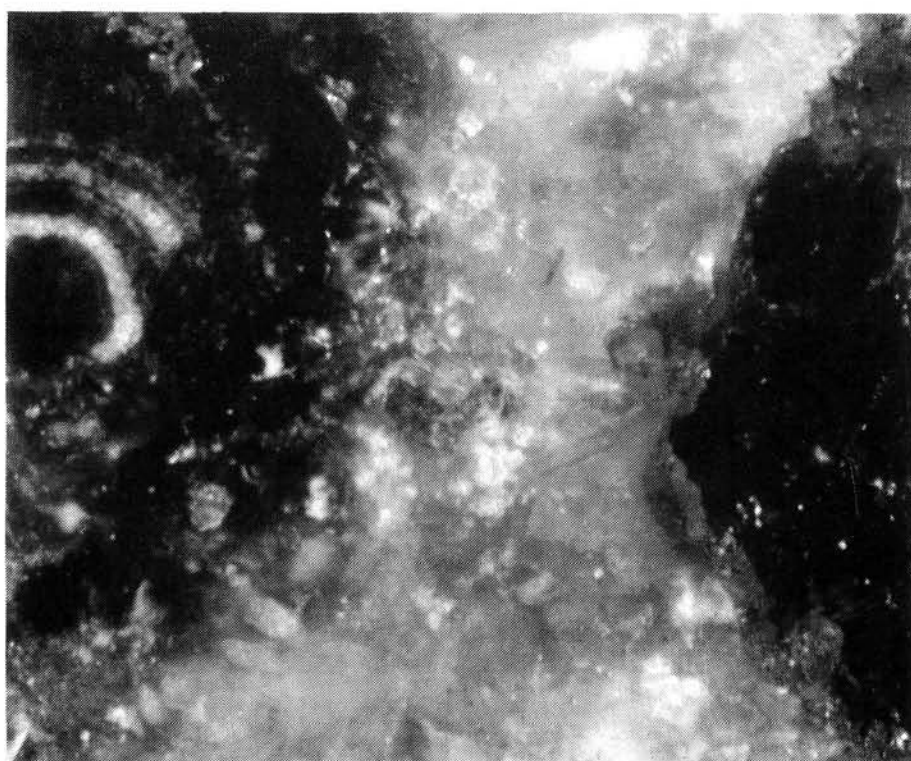


Foto 6: Mina La Argentera, San Carlos (Ibiza). Sec. pul. Nc x 150. Entre nícoles cruzados, se ve que la cerusita, prácticamente opaca, contiene aún mucha galena sin transformar. También se comprueba así como el cinabrio (rojo) aparece diseminado entre los carbonatos de la matriz y rellenando los huecos de la roca.



Foto 7: Mina Loma Charra, Olvega (Soria). En el borde norte de la explotación a cielo abierto se ve una sección transversal de una de las numerosas torcas que se desarrollaron en las calizas wealdenses. Las labores mineras recuperan los sulfuros, barita y cerusita existentes en los materiales de relleno.



Foto 8: Mina Loma Charra, Olvega (Soria). Aspecto de los filoncillos de galena y pirita y esfalerita en menor proporción, que atraviesan las calizas jurásicas. A partir de ellas se han formado las concreciones de cerusita que tanto abundan en la mina.

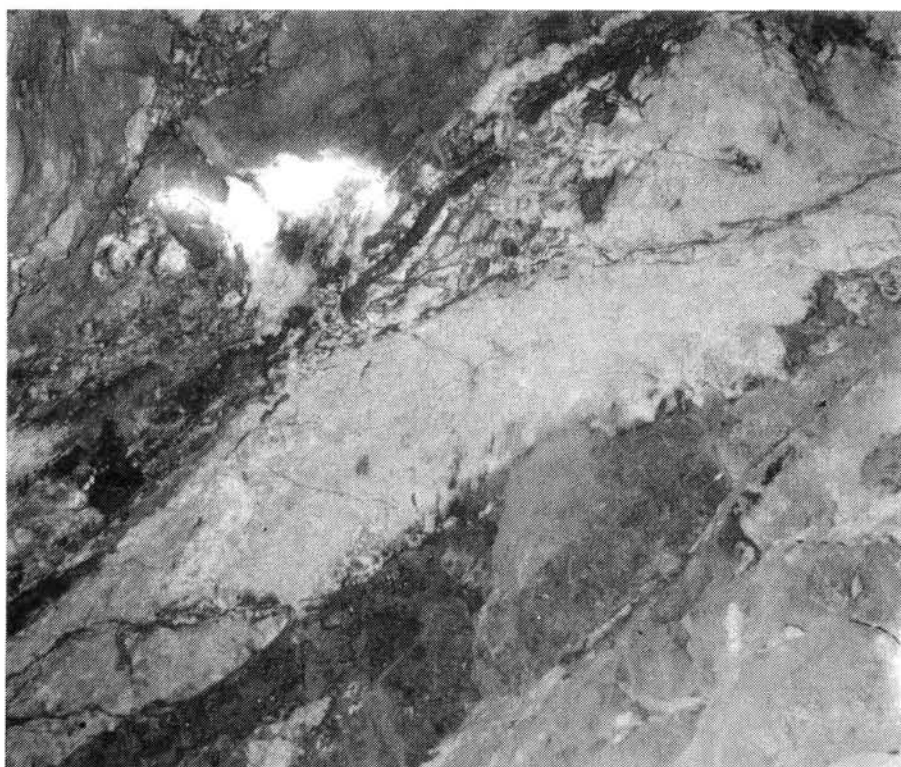


Foto 9: Mina San Rafael 2º, Alumbres (Murcia). El proceso de arcillización de los mármoles de la Mischungzone es muy acusado en el nivel 135. La alteración se extiende a ambos lados del filoncillo de esfalerita que atraviesa oblicuamente los mármoles, de izquierda a derecha de la figura.

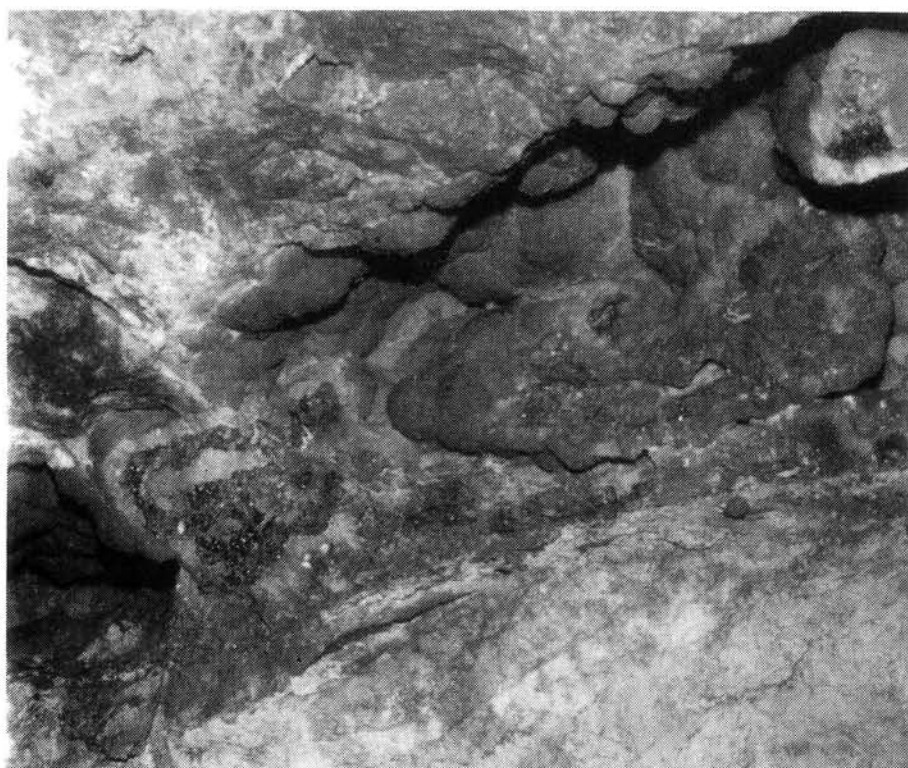


Foto 10: Mina San Rafael 2º, Alumbres (Murcia). Aspecto de un conducto cárstico en los mármoles bandeados de la Serie Filábride (Nivel 142) relleno con sulfuros BGPC y calcita concrecionada. El canal pudo formarse por un proceso previo de disolución de origen hidrotermal.



Foto 11: Mina San Rafael 2º, Alumbres (Murcia). Contacto entre los mármoles bandeados de la Serie Intermedia (Niv el 135 del Filón Prodigio) y los sulfuros. Obsérvese el claro aspecto cárstico que tiene el contacto entre las rocas encajantes y la mineralización.

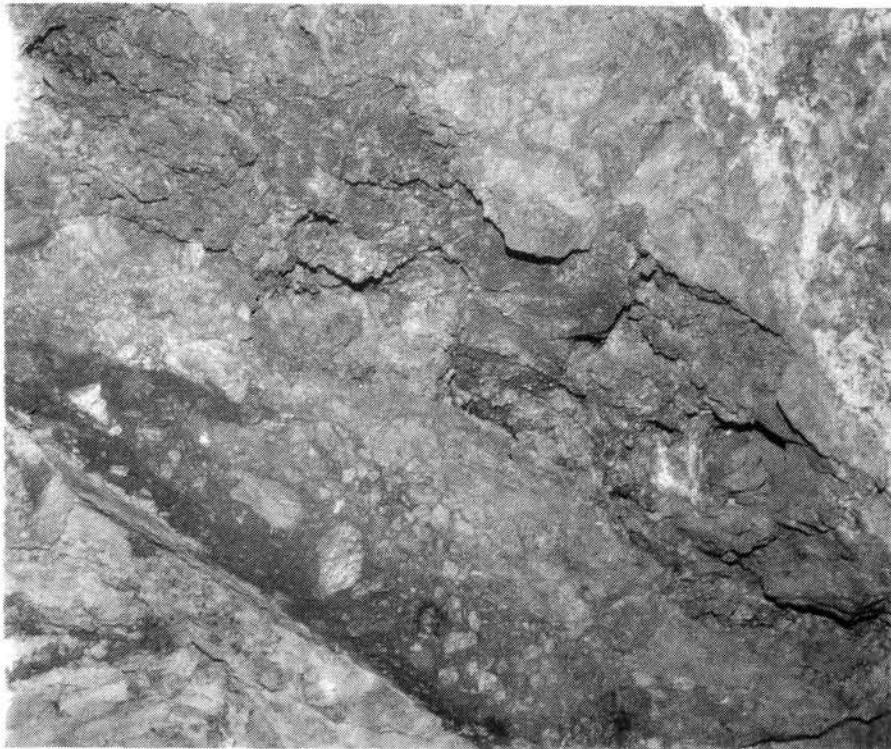


Foto 12: Mina San Rafael 2º, Alumbres (Murcia). Aspecto del contacto entre las pizarras (abajo) y mármoles (arriba) de la Serie Filábride. La brecha de colapso, con matriz de sulfuros, que aparece a lo largo del contacto, tiene todo el aspecto de llenar un canal de disolución.