

## **El yacimiento Matahambre (Pinar del Río, Cuba): estructura y mineralogía**

### **The Matahambre ore deposit (Pinar del Río, Cuba): structure and mineralogy**

R.G. PÉREZ-VÁZQUEZ<sup>(1)</sup> y J.C. MELGAREJO<sup>(2)</sup>

*(1) Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río. Martí No. 270  
Pinar del Río, 20100, Cuba. E-Mail: monico@geo.upr.edu.cu*

*(2) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona.  
c/ Martí i Franquès s/n., 08028, Barcelona. E-mail: joanc@natura.geo.ub.es*

#### RESUMEN

La mineralización del depósito Matahambre (Occidente de Cuba) está constituida por dos tipos de mineralización encajadas en la formación San Cayetano, del Jurásico Inferior: estratiforme (con Pb-Zn), encajada en pizarras negras, y filoniana (con Cu), a muro de la anterior y encajada en las areniscas infrayacentes. En la mineralización filoniana, además de calcopirita, pirrotina, pirita, esfalerita y arseniuros de Co-Ni, hay pequeñas cantidades de seleniuros y telururos de Bi, Ag y Pb. En la mineralización estratiforme, en cambio, se da una estructura zonal, con predominio de pirita en la base y de galena y esfalerita a techo. Hacia la parte basal abundan texturas de reemplazamiento de esfalerita y otros sulfuros por pirita y calcopirita, indicando reemplazamiento de una mineralización precoz por otra de más alta temperatura. En base al contexto geodinámico extensional en que se desarrollan las series sedimentarias y las mineralizaciones, a la asociación de facies estratiformes con raíces exhalativas y la asociación con secuencias sedimentarias ricas en pizarras negras, se propone un modelo sedex para estas mineralizaciones. El conjunto se encuentra deformado por cabalgamientos que pueden corresponder a la reactivación de fallas normales de la cuenca.

Palabras Clave: Cobre. Plomo. Zinc. Seleniuros. Telururos. Textura. Estratiforme. Stockwork. Sedex. Jurásico. Cuba.

#### ABSTRACT

The Matahambre ore deposit has two types of mineralization: a stratiform mineralization (with Pb-Zn) hosted in black shales, and a vein mineralization (with Cu), hosted in the sandstones of the Lower Jurassic San Cayetano formation. In addition to chalcopirite, pyrite, sphalerite and Co-Ni sulfoarsenides, minor amounts of Bi-, Ag-, and Pb-selenides and tellurides are common in the vein mineralization. Contrastingly, the stratiform mineralization display a zonal structure: pyrite is the dominant sulphide at lower part, and sphalerite and galena at the upper part. In the lower part, sphalerite and other sulphides display evidences to have been replaced by pyrite and chalcopirite, thus indicating the replacement of a low temperature mineralization by another formed at higher temperature. A sedex

model is proposed for these mineralizations, based on the extensional geodynamic setting of the series, the association of stratiform facies with exhalative roots and the association with sedimentary sequences rich in black shales. The whole is deformed by thrusting, possibly caused by reactivation of normal faults in the basin.

Key words: Copper. Lead. Zinc. Selenides. Tellurides. Stockwork. Stratiform. Texture. Sedex. Jurassic. Cuba.

---

## EXTENDED ABSTRACT

### INTRODUCTION

The Matahambre mine is one of the deepest mines in America, reaching up to 1553 meters at level 45. This ore deposit has been continuously exploited for copper 30% concentrate for more than 75 years. During this time, up to 3 Mt of copper ore, 5% Cu in average, have been extracted. Overall, it is believed the deposit would have some 15,000,000 t. (Valdés-Nodarse et al., 1993; Whitehead et al., 1996). A sedex origin for this deposit has been proposed, as well as for many other polymetallic deposits in western Cuba (Simon et al., 1990; Valdés-Nodarse et al., 1993; Whitehead et al., 1996). At present, the mine is not active. The data presented, as obtained from intensive drilling, review the geological characteristics of the deposit and describe its mineralogy and texture.

### GEOGRAPHIC AND GEOLOGICAL LOCATION

The Matahambre ore field is located northwest of the Pinar del Río province in western Cuba (Fig. 1).

The northwest ore district in the Pinar del Río Province in western Cuba is in a Jurassic-Cretaceous sedimentary basin. Deposits in the area are considered to be sedex type deposits (Valdés Nodarse et al., 1993). The Mesozoic sedimentary sequence in western Cuba presents significant lateral changes in thickness and facies (see, for example, Pszczółkowski, 1978), which have been interpreted as the effect of syn-sedimentary extensional tectonics on a continental margin.

The Matahambre field is located within the westernmost stratigraphic sequences of the Guaniguanico terrane (Fig. 2). This region is generally characterized by presence of Triassic (?) to Early Oxfordian Jurassic alluvial-deltaic-marine siliciclastic rocks (especially, sandy and pelitic, with frequent organogenic shales) replaced to the top by marine carbonatic rocks with interbedded siliciclastic layers of Middle Oxfordian to Cenomanian-Turonian Cretaceous age. These last facies formed from shallow to relatively deep waters (Iturralde-Vinent, 1996). Few volcanic or subvolcanic rock outcrops exist (Malinovski, 1967; Cobiella, 1996).

The Matahambre ore field includes the Nieves, Mella, Matahambre and Cuerpo 70 deposits, as well as other minor occurrences. Some deposits (Matahambre, Cuerpo 70 and Mella) are hosted in rocks of the San Cayetano Formation; other, such as the Nieves deposit, are hosted in the basal portion of Late Jurassic series.

The San Cayetano unit, in the zone of the Matahambre deposit, has been divided in 7 series (Pennebaker, 1936; Fig. 3):

- a) Serie areniscas del yacente (300-400 m): sandstones with minor shales.
- b) Esquistos del Este (440-600 m): shales and fine-grained sandstones (lower part) and shales with minor interbedded coarse sandstones (upper part).
- c) Serie Matahambre (120-180 m): 2 thick sandstone units and 2 shale units, these interbedding some sandstones.
- d) Serie Ruiseñor (180-220 m): Sandstones and quartzites interbedded with black shales.
- e) Serie Pozo (200-250 m): shales and black shales interbedded with sandstones.

f) Serie Laguna (500 m): mainly composed by shales.

g) Serie Esquistos del Oeste (50 m): it consists of an interbedding of sandstones and shales formed at low depth (Litavec et al., 1970).

The Jurassic-Paleogene sedimentary basin experienced an Early Eocene-Late Eocene deformation (Iturralde-Vinent, 1996). This deformation occurred in an epizonal surficial environment, developing thrust tectonics (Malinowski, 1967; Piotrowska, 1978). The two major fracture systems are trending E-W (with the Manacas fault), and SW-NE (Pérez-Vázquez, 1988).

The Jurassic to Paleogene series experimented Eocene regional metamorphism with epizonal characteristics, with scarce development of foliation (Iturralde-Vinent, 1996).

## STRUCTURE OF THE MATAHAMBRE MINE DEPOSITS

Two types of deposit occur in the Matahambre mine (Fig. 3): a vein deposit (with several cupriferous bodies, which constitute the deposit proper, with 13,000,000 t total ore, as reserve or already exploited), and a polymetallic stratiform deposit (cuerpo 70 ore body), with Pb+Zn ore reserves estimated in 1,800,000 t (Whitehead et al., 1996).

The vein mineralization zone is 10 m wide and consists of sets of 5-20 cm thick veins (in the surficial levels), and simple veins in deeper levels (30 cm to 5 m and over in thickness, rosary-like). Host rock presents chloritization and, locally, also sulfurization. Copper-bearing bodies occur as vein groups, which are limited to 4 mineralized zones:

1) mineralized zone 14, located in the Serie Matahambre rocks, with 3-5 m thick chalcopyrite veins, separated some 10 to 15 m. The area reaches from surficial levels up to 1,000 m deep, measuring 260 m in average and being 40 m thick. It is now exhausted.

2 and 3) mineralized zones 19 and 30, located in the Serie Ruiseñor sandstones, reaching up to 640 m deep. The zone 19 have veins separated some 10 to 15 m. Their length is in average 130 m, 70 m thick.

4) mineralized zone 44, hosted in the Serie de Esquistos del Este schists and sandstones. This zone probably reaches up to 1,600 m deep.

The Cuerpo 70 mineralized zone, lens-shaped and pyritic-polymetallic in nature (Pb-Zn/Cu) (Fig. 3), is located between the Serie Pozo shales and the Ruiseñor series sandstones. Lateral continuity reaches up to 300 m. At the wall of this lens, a copper-bearing stockwork cuts the Ruiseñor sandstones, but not the pyrite-polymetallic lens. The lens has vertical zonation, presenting pyrite at its base (32% of reserves) and polymetallic mineralization at the top (68% of reserves); its NE flank is pyritic and the NW flank pyrrhotite-rich. The polymetallic mineralization consists mainly of sphalerite and galena, and smaller amounts of chalcopyrite, pyrite and pyrrhotite.

## ORE PETROGRAPHY

### **Chalcopyrite vein mineralization**

Vein structure is massive, and open cavities are infilled with a sequence of carbonates, quartz, sulphides, and minor amounts of other minerals (arsenides and sulphoarsenides, selenides, tellurides). Infilling is usually complete, although locally drusy porosity may be observed. Contacts with the host rock are sharp, though some host rock alteration exists (chloritization and silicification, and local pyritization).

Chalcopyrite is the main ore. Copper content of the bodies ranges between 0.5 - 1.5 % and 15 - 20 % Cu. Main non-metallic minerals (quartz, chlorite, siderite and calcite) are generally to be found in vein selvages. Other sulfides are less

frequent, although pyrite among them is common as coarse-grained crystals. From 1,450 m deep, pyrite and, especially, pyrrhotite content increases considerably with depth (Pérez-Vázquez y Martínez, 1993, 1994).

The vein crystallization sequence is summarized in Figure 4. A first stage starts with quartz crystallization, and continues with Mn-rich calcite, chlorite, apatite and pyrite crystallization. Carbonates are, in turn, replaced by chalcopyrite and other sulfides (pyrrhotite, pyrite, sphalerite, and very scarce galena), sulfoarsenides (cobaltite, CoAsS), tellurides and selenides, with smaller amounts of a second quartz generation. Chalcopyrite forms allotriomorphic crystals and may present small, star-shaped sphalerite inclusions. Pyrite tends to be idiomorphic or, in occasions, collomorphic. The Se- and Te-bearing minerals are rather common, fine-grained and scattered into the chalcopyrite grains: kawazulite ( $\text{Bi}_2(\text{Te},\text{Se},\text{S})_3$ ), hessite ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), bohdanowiczite ( $\text{AgBiSe}_2$ ) and clausthalite ( $\text{PbSe}$ ). Clausthalite ( $\text{PbSe}$ ) is the main Pb-bearing mineral in the veins (Fig. 5, 6).

The vein mineralization is affected by different styles of deformation: brecciation and mylonitization, with development of cataclastic textures, especially clear in pyrite and the As-minerals. Contrastingly, chalcopyrite and pyrrhotite, when deformed develop foliation (Fig. 6); chalcopyrite is usually twinned. Moreover, some crenulations can also be observed in some veins (Fig. 7), and calcite crystals develop polysynthetic pressure twinning.

### **Stratiform mineralization**

Pyrite layers consist of fine-grained pyrite, probably from recrystallization of framboidal pyrite, in a silicate matrix, although larger idiomorphic pyrite crystals are also frequent. Other sulfides (chalcopyrite, galena, sphalerite) are less frequent and occur interstitially among pyrite crystals (Fig. 8). Framboidal and collomorphic (Fig. 9) textures can be recognized in pyrite. Some overgrowth of framboidal pyrite by idiomorphic poikiloblastic pyrite crystals may be sometimes observed (Figs. 10, 11).

Polymetallic layers consist basically of sphalerite, with minor amounts of other sulfides, calcite, quartz and chlorite. Sphalerite forms aggregates of equidimensional tendency, replaced by fine-grained chalcopyrite (chalcopyrite disease). Pyrite forms idiomorphic crystals corroded by other sulfides, although a late pyrite generation surrounding sphalerite crystals is present (Fig. 12). Chalcopyrite and pyrrhotite are formed late, and found in small veins or exfoliation surfaces in other minerals. Calcite is the main gangue mineral in this mineralization, with subordinate amounts of chlorite and quartz. These minerals are arranged interstitially among sulfide grains.

Sedimentary banding can be observed in this mineralization, although schistosity has overprinted previous banding. Schistosity is characterized by preferred orientation in some minerals, interstitial phyllosilicates especially, and by elongation of sphalerite or galena grains (Fig. 13).

## **DISCUSSION AND CONCLUSIONS**

Textures observed in ores show polyphasic deformation of the stratiform and vein mineralizations. The schistosity affects ores, as specially clear in Cuerpo 70, indicating that these mineralizations are older than the development of thrusts associated to schistosity. Therefore, they must be of pre-Eocene age. In the stratiform mineralization, no replacement textures of previous lithologies occur and, on the other hand, pyrite seems to originate from recrystallization of framboidal pyrite aggregates, which seem to point at formation by bacteriogenic sulphur reduction in a submarine environment.

Mineralizations in the Matahambre mine are exhalative sedex-type deposits. We base our statement in the following criteria:

- 1) Two types of mineralization, vein mineralization (mineralized zones 44, 14, 19, 30) and stratiform mineralization (cuerpo 70), can be observed in the Matahambre mine. The former corresponds to emission channels and the later to bodies formed by hydrothermal venting in a submarine floor. Moreover, vein mineralization is limited to the wall in Cuerpo 70 deposit and does not cut the sediments at the top.

- 2) Stratiform mineralization is hosted in submarine shales rich in organic matter content. Although some sedex deposits hosted in carbonated rocks or non-organogenic detritic sediments are present, sulfide precipitation is favoured by the reducing environment.
- 3) Contemporaneous volcanism occurs in the sedimentary basin where these deposits are located, but not in the vicinity of the deposit. Volcanism can act as thermal motor of hydrothermal fluids, as it favours a high geothermal gradient.
- 4) In the stratiform body vertical zonation can be observed, with pyrite and chalcopyrite at the wall and sphalerite and galena to the top. This zonation is frequent in many polymetallic sedex deposits.

These criteria have been considered by Pouit (1984) as typical of exhalative sedex deposits. If this model is accepted for the whole of the mineralization, the present-day situation of the vein mineralizations is inverted by rapport to the original situation: the deepest parts of the Matahambre veins could correspond to vein mineralizations originally situated close to the sea bottom, and the present-day surficial sectors, to those originally situated in depth.

A further reference to sedex-type deposits in western Cuba is to be found in Whitehead et al. (1996), who describe the Santa Lucía and Castellanos deposits, where significant stratiform bodies occur, and conclude these are sedex-type deposits.

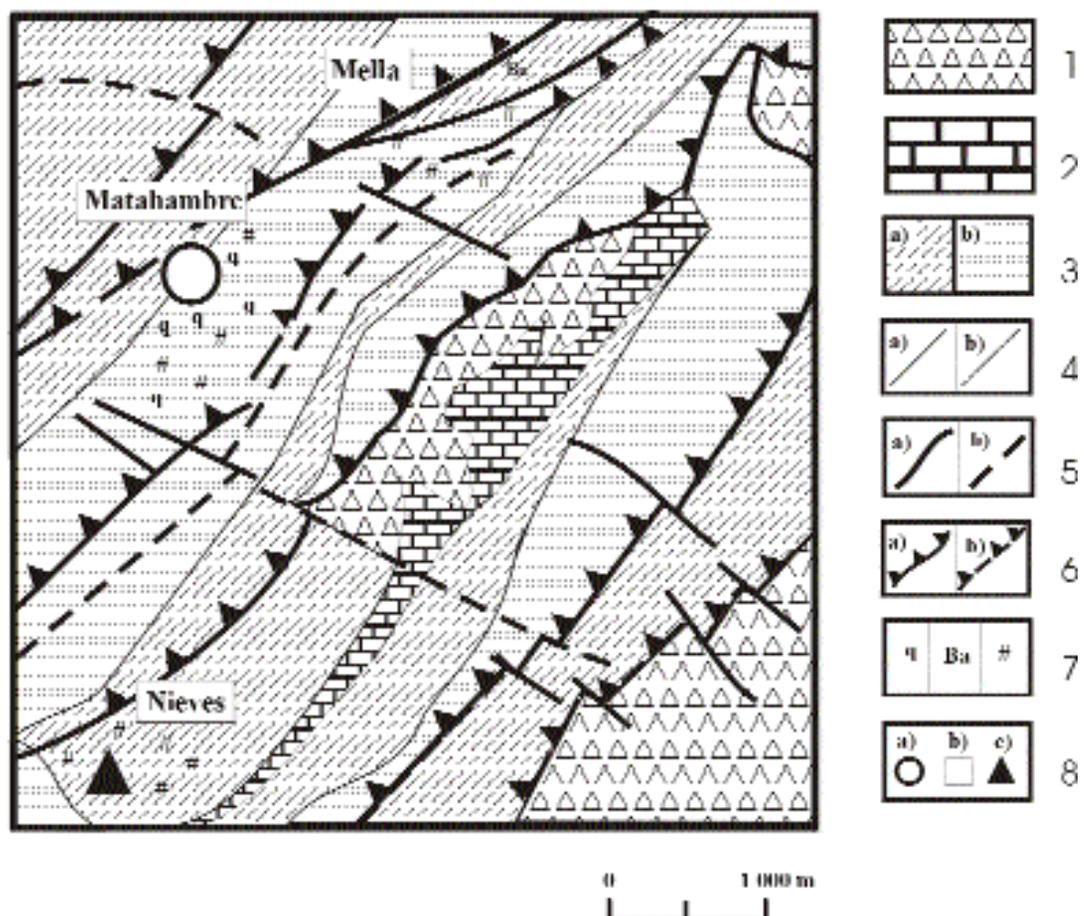
According to the sedex model proposed by Russell (1983), the extensional tectonic stage taking place during the Jurassic is to be taken into consideration as a mechanism activating hydrothermal fluids in convective cells. Fractures occurring during this stage may not only favor circulation of hydrothermal fluids and their emission to a submarine floor, but by creating depressions may even determine the extension of stratiform mineralization. Interaction of these hydrothermal fluids with hosting black shales would favor enrichment of some of the elements which concentrate in black shales, such as Ni, Co, As and Se-Te in the mineralization, although magmatic contribution is possible for Se and Te. Selenides and tellurides concentrate some elements, as Bi, Pb and Ag, in the vein mineralization, indicating a possible zonality in the sulphur fugacity. The scarcity of sulphides of these elements in the veins suggest a low sulphur fugacity in the feeding channels.

Thus, Matahambre mine mineralizations were formed under strong sedimentary and structural control during the Jurassic. Their age can be placed between that of Serie Pozo shales and Serie Ruiseñor sandstones, as the Cuerpo 70 mineralization appears between both units. The original structure of the deposit underwent later changes during the Eocene with the development of thrusting structures. These thrusting may, in part, have been caused by the reactivation as reverse faults of previous low angle normal faults.

## INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene como objetivos exponer las características geológicas y la mineralogía del yacimiento Matahambre, el cual, conjuntamente con Cuerpo 70, Mella, Nieves y varias manifestaciones minerales de pequeño tamaño, forma parte del Campo Mineral Matahambre. La mina Matahambre es una de las explotaciones más profundas de América, alcanzando los 1553 metros en el nivel 45. Durante más de 75 años este depósito ha estado en explotación continua para la obtención de un concentrado de cobre al 30 % por el método de beneficio de flotación, a partir de la calcopirita, mineral principal. En este período se han llegado a explotar hasta 3 Mt de mineral cuprífero, a razón de un promedio de 65.000 tm anuales, con una ley promedio de 5% en Cu. En conjunto, se calcula que el depósito comprendía unos 15 Mt (Whitehead et al., 1996). En la actualidad esta mina está inactiva.

A pesar de que el Yacimiento Matahambre fue descubierto accidentalmente en 1912 en base a afloramientos superficiales de malaquita, no fue hasta 1936 en que el geólogo norteamericano E. Pennebaker realizó el primer trabajo geológico de detalle, titulado "Ore Deposits of Minas de Matahambre". La siguiente etapa contempla estudios que parten de este informe minero, y abarca el período desde 1936 hasta 1944. Esta última fecha marca el descubrimiento de la zona cuprífera denominada 44, así como del cuerpo de piritita y polimetálicos denominado cuerpo 70. Posteriormente investigaron en la zona los geólogos Shanon (1952), Poplavski (1964), Malinovski (1967), Stohl (1963), Orobey (1965), Lavev (1967), Kriukov (1968), Litavec et al. (1970), entre otros. Estos trabajos contribuyeron a clarificar las condiciones geológicas y mineras del yacimiento. Además del yacimiento Matahambre, en Cuba Occidental existen un gran número de depósitos minerales de Pb-Zn-



Cu, barita y manganeso, algunos de los cuales se encuentran actualmente en explotación (Feoktsov et al., 1983).

Los datos que se presentan son una revisión de las características geológicas del depósito, obtenidas a partir de una densa red de sondeos, así como la descripción de la mineralogía del mismo. Los análisis mineralógicos se realizaron en parte en Pinar del Río (microscopía óptica de luz reflejada) y en Barcelona (microscopía óptica de luz reflejada y microscopía electrónica de barrido con análisis de energías).

## SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

### Situación geográfica

El campo mineral Matahambre está situado en la parte noroeste de la Provincia de Pinar del Río, al oeste de la isla de Cuba. Según la división política administrativa pertenece al municipio Minas de Matahambre. Se encuentra a 46 Km al norte de Ciudad de Pinar del Río, con la cual se comunica a través de varias carreteras asfaltadas. El sector estudiado se encuentra en una región de relieve denudado de bajas montañas que pertenece a la Sierra de los Órganos, la cual se extiende dirección SW-NE a través de toda la provincia (Fig. 1). El relieve presenta una cadena de cuevas bajas extendidas conforme al rumbo general de las estructuras geológicas (noreste) con crestas laterales bien contorneadas de rumbo noroeste y sureste. Las divisorias de las aguas son estrechas con cimas agudas, mientras que el descenso general del relieve y el afloramiento de sus formas se observa en el rumbo noreste. Las crestas más altas son las elevaciones Matahambre (243 m) y Rogelia (256 m). Las más bajas corresponden al valle del río Matahambre. Las cimas y pendientes están cubiertas por bosques de pinos, en menor proporción, eucaliptos y otros arbustos tropicales. En los valles Limonar y Matahambre se desarrolla la agricultura y se encuentra asentada la mayor parte de la población.

La mina cuenta con tres pozos en superficie y un pozo ciego, siendo el principal el No. 2, con las coordenadas Lambert Cuba Norte: X = 197 579; Y = 309 937. Sus coordenadas locales son: N = 6050; E = 4180.

### Situación Geológica

El distrito metalífero del noroeste de la Provincia de Pinar del Río, en el Oeste de Cuba, se encuentra situado en una cuenca sedimentaria de edad Jurásica-Cretácica. Los depósitos de esta zona han sido interpretados como pertenecientes al tipo sedex (Valdés-Nodarse et al., 1993; Simón, 1995; Maynard y Morton, 1995) en base a criterios de campo. El depósito Matahambre es el de explotación más antigua, y se encuentra encajado en las rocas de la Formación San Cayetano, de facies deltaica, la cual está constituida por areniscas, lutitas y esquistos. Esta formación, a su vez, pertenece al Terreno Guaniguanico (Iturralde-Vinent, 1996a,b; Fig. 1). La estrecha relación de la mineralización con las rocas sedimentarias de estas unidades estratigráficas precisa trazar con un cierto detalle la estratigrafía y la deformación de las correspondientes unidades, aspecto que se realiza en los siguientes apartados.

### ESTRATIGRAFÍA Y LITOLOGÍA

La secuencia sedimentaria mesozoica de Cuba Occidental presenta importantes cambios laterales de potencia y de facies (véase, por ejemplo, Pszczólkowski, 1978), que han sido interpretados como inducidos por tectónica extensional en un margen continental.

El campo Matahambre se encuentra dentro de las secuencias estratigráficas más occidentales del Terreno Guaniguanico (Fig. 2). Esta región, en sentido general, se caracteriza por la presencia de rocas siliciclásticas aluvio-deltaico-marinas del Triásico (?) al Jurásico Oxfordiense Temprano, que se sustituyen hacia arriba por rocas marinas carbonatadas, con estratos siliciclásticos intercalados,

---

Figura 1. Mapa de ubicación geográfica y geológica. 1, Formación Manacas (Paleoceno). 2, Formación Artemisa del Jurásico Superior (calizas). 3, Formación San Cayetano del Jurásico Inferior: a) pizarras; b) areniscas. 4, Contactos geológicos: a) probados; b), supuestos. 5, Fallas: a) probadas, b) supuestas. 6, Cabalgamientos: a) probados; b) supuestos. 7, Indicios minerales y alteraciones: q, vetas de cuarzo; Ba, vetas de barita; #, gossans. 8, Yacimientos minerales: a) cupríferos; b) piríticos; c) de plomo-zinc.

Figure 1. Geographical and geological location map. 1, Manacas Formation (Paleocene). 2) Artemisa Formation of the Upper Jurassic (limestones). 3, San Cayetano Formation (Lower Jurassic): a) shales; b) sandstones. 4) Geologic contacts: a) probed; b) supposed. 5) Faults: a) proved, b) supposed. 6) Overthrusting: a) proved; b) supposed. Mineral showings and alterations: q, quartz veins; Ba, barite veins; # gossans. 8) Ore deposits: a) copper; b) pyrite; c) lead-zinc.

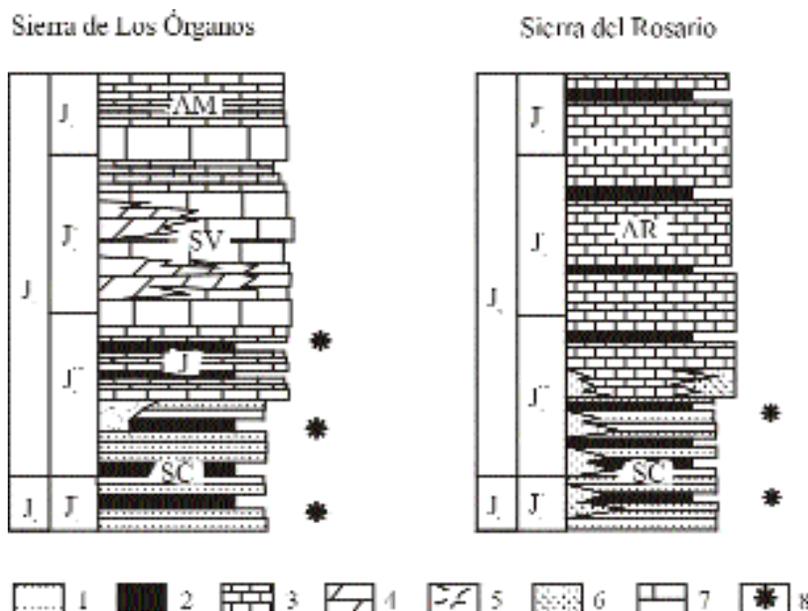


Figura 2. Columnas estratigráficas sintéticas (no a escala) de los materiales de edad Jurásico del Terreno Guaniguanico en las Sierras del Rosario y de Los Órganos (Cobiella, 1996), con la situación de los tramos mineralizados. 1, Areniscas. 2, Pizarras. 3, Calizas micríticas laminadas. 4, Dolomías. 5, Lumaquelas. 6, Rocas volcánicas y subvolcánicas máficas. 7, Calizas masivas. SC, Formación San Cayetano, J, Formación Jagua; SV, Miembro San Vicente de la Formación Guasasa; AM, miembro El Americano de la Formación Guasasa.

Figure 2. Synthetic stratigraphic sections (not to scale) of the Jurassic series in the Guaniguanico Terrane in the Los Órganos and Rosario ranges (Cobiella, 1996), with the situation of the mineralizations. 1, Sandstones. 2, Shales. 3, Laminated micritic limestones. 4, Dolomites. 5, Coquina. 6, Volcanic and subvolcanic mafic rocks. 7, Massive limestones. SC, San Cayetano Formation; J, Jagua Formation; SV, San Vicente Member, Guasasa Formation; AM, El Americano Member, Guasasa Formation.

que datan del Oxfordiense Medio al Cretácico Cenomaniense-Turonense. Estas últimas facies se formaron a profundidad muy variable, desde aguas someras hasta aguas relativamente profundas (Iturralde-Vinent, 1996b).

El campo mineral Matahambre está constituido por los depósitos Nieves, Mella, Matahambre y Cuerpo 70, además de varias manifestaciones de pequeño tamaño. Algunos depósitos (Matahambre, Cuerpo 70 y Mella) están encajados en rocas de la Formación San Cayetano, de edad Jurásico inferior a medio ( $J_1$  - $J_2$ ); otros, como Nieves, en el Miembro Castellano, la parte superior de la Formación San Cayetano.

Cobiella (1996) ha realizado la sistematización de las diferentes unidades sedimentarias del mesozoico de Cuba Occidental. En las series trazadas se distinguen importantes cambios laterales de facies y de potencia (Fig. 2). Se describen a continuación las unidades más importantes, con especial atención en las de la Sierra del Rosario, de base a techo.

### Formación San Cayetano

La Formación San Cayetano está formada por potentes secuencias areno-arcillosas de aguas someras que alternan rítmicamente. Los ritmos, en lo fundamental, están compuestos de areniscas, lutitas y esquistos. En la parte alta de la formación San Cayetano se ha catalogado un contenido faunístico que data el Oxfordiense Medio (Myczyński y Pszczółkowski, 1976), aunque la edad de la base es ambigua, pudiendo encontrarse en el Jurásico Inferior (Areces-Mallea, 1991) o incluso en el Triásico (Iturralde-Vinent, 1988). La Formación San Cayetano se interpreta en el sector de la Sierra de los Órganos como depósitos de llanura costera aluvial, que recibían aportes detríticos desde el sur; en la Sierra del Rosario se desarrolla un flysch con turbiditas proximales (Haczewski, 1976). Es en la formación San Cayetano donde se disponen la mayor parte de los depósitos sedex de Cuba. Por otra parte, cabe destacar que en diversas zonas de la cordillera de Guaniguanico estos materiales intercalan coladas y sills de rocas máficas (Cobiella, 1996).

El Yacimiento Matahambre se encaja en las rocas de la subformación inferior de la Formación San Cayetano. Esta unidad, en la zona del depósito, convencionalmente ha sido subdividida, de abajo hacia arriba, en 7 series bien diferenciadas (Pennebaker, 1936). Éstas son las siguientes (Fig. 3):

- a) *Serie areniscas del yacente*. Está compuesta por capas finamente estratificadas de areniscas con intercalaciones esporádicas de lutitas. La potencia alcanza 300-400 m con tendencia a la disminución hacia el suroeste.
- b) *Esquistos del Este*. Esta serie está compuesta en su mitad inferior por argilitas y areniscas de grano fino. En su parte superior está representada predominantemente por esquistos de composición arcillosa con intercalaciones de capas aisladas de areniscas de grano grueso, con potencia de 3-10 m. La serie tiene un espesor total que oscila entre 400-600 m, aumentando en dirección al suroeste.
- c) *Serie Matahambre*. En los límites de la mina, esta serie está formada por dos potentes horizontes de areniscas de aproximadamente 50-60 metros y dos horizontes de esquistos con intercalaciones de areniscas, las cuales van aumentando paulatinamente con la profundidad. La potencia de la serie oscila entre 120 y 180 m.
- d) *Serie Ruisenor*. Es el horizonte mejor definido en la parte central y noreste del yacimiento, pudiéndose considerar como horizonte clave dentro de ciertos límites. En la zona de los laboreos mineros está formada por gruesas capas de areniscas y cuarcitas con intercalaciones de esquistos carbonosos. Estas intercalaciones juegan un papel importante en la formación de la estructura tectónica de Matahambre en la etapa del plegamiento, pues actúan como niveles de despegue de cabalgamientos. Por esta razón, el contacto entre los esquistos y las areniscas está muy a menudo tectonizado. La potencia estimada de esta unidad es de 180-220 metros.
- e) *Serie Pozo*. Este complejo aparece en la superficie con paquetes de esquistos arcillosos y carbonoarcillosos con frecuentes intercalaciones de areniscas. En los laboreos mineros presenta un carácter análogo también. La potencia de esta serie oscila entre los 200-250 m.
- f) *Serie Laguna*. A diferencia de las anteriores series, ésta se caracteriza por la presencia de lutitas con intercalaciones de esquistos, lo cual se puede apreciar fácilmente en la parte superior del yacimiento. Su potencia alcanza unos 500 m.

- g) *Serie Esquistos del Oeste*. La Serie Esquistos del Oeste está constituida por un complejo estratificado de areniscas y esquistos, descrito en detalle por Litavec et al. (1970). Estas rocas se sedimentaron en aguas de poca profundidad, apareciendo a veces estratificación cruzada y huellas de oleaje en los planos de estratificación, cambios faciales intensos y una potencia variable en los diferentes horizontes. En general se caracteriza por la presencia de abundantes componentes de origen orgánico y por piritización, especialmente en los horizontes de grano fino. La potencia de la serie es de 50 m. Las areniscas son fundamentalmente cuarzosas (en un 90 %), de color gris verdoso y de grano fino a grueso.

### **Series carbonatadas del Jurásico Superior**

Se distinguen dos formaciones (Fig. 2), que representan cambios laterales de facies en la sedimentación: la Formación Artemisa en la Sierra del Rosario (Oxfordiense Medio-Berriasiense) y las formaciones Jagua y Guasasa en la Sierra de Los Órganos (Oxfordiense Medio-Titoniense).

La Formación Artemisa puede alcanzar hasta 800 m de espesor, pero presenta importantes cambios laterales de potencia. Es esencialmente carbonatada, y se interpreta como depositada en condiciones hemipelágicas.

La Formación Jagua, con unos 160 m de potencia, forma la base de la serie del Jurásico Superior en la Sierra de Los Órganos. Se trata de rocas carbonatadas con pasadas de sedimentos arcillosos. Esta formación se interpreta como formada en un medio submarino somero. La parte más alta de la serie del Jurásico superior en la Sierra de los Órganos ha sido denominada Formación Guasasa. Presenta unos 650 m de potencia total y consta de dos miembros esencialmente carbonatados (micritas y calcarenitas): el Miembro San Vicente, en la base, y el Miembro el Americano, en su parte alta.

En los tramos basales de las series del Jurásico Superior se encuentran también manifestaciones de rocas intrusivas y efusivas máficas (Cobiella, 1996).

### **Series Crétácicas**

No afloran en la zona estudiada, pero constituyen potentes paquetes de rocas carbonatadas en los sectores anejos.

## Series Terciarias

En la zona de la Sierra del Rosario se reconocen diversos materiales de edad Paleoceno tardío-Eoceno (Bralower y Iturralde-Vinent, 1997), agrupados con el nombre de Formación Manacas. Esta formación presenta en su parte inferior series siliciclásticas (Miembro Pica-Pica) y en su parte superior series con olistostromas (Miembro Vieja).

## MAGMATISMO Y VULCANISMO

La presencia de rocas magmáticas y volcánicas en la región fue inicialmente establecida por Malinovski (1967). En esta zona están exclusivamente confinadas a la escama Limonar, situada en la porción suroeste de la misma. Según dicho autor se trata de coladas, facies explosivas y chimeneas. Cobiella (1996) destaca que en algunos puntos de la sierra del Rosario existen afloramientos importantes de intrusivos básicos (gabroides) intercalados en los sedimentos del Jurásico, asociados a coladas y diques de rocas máficas. Estos materiales han sido cartografiados con el nombre de Formación El Sábalo, de edad Calloviense-Oxfordiense, la cual puede alcanzar hasta 400 m de potencia (Fig. 2). No obstante, en la mayor parte de los afloramientos de series jurásicas, estas manifestaciones ígneas son más limitadas, y los cuerpos son de menor potencia. No obstante, estas manifestaciones se encuentran en la mayor parte de los afloramientos del Jurásico, tanto en las series de San Cayetano como en la parte basal de la Formación Artemisa, y están presentes también en otros afloramientos de rocas de edad Jurásico de Cuba.

## TECTÓNICA

La cuenca sedimentaria de edad Jurásico-Paleógena se encuentra afectada por deformación de edad Eoceno Inferior-Tardío; probablemente, la deformación del Terreno Guaniguanico tuvo lugar en varias etapas (Iturralde-Vinent, 1996b). La deformación se realiza en un medio superficial epizonal, traducido en el desarrollo de tectónica tangencial (Piotrowska, 1978) favorecida, asimismo, por la naturaleza de las series (esencialmente pelíticas, con abundantes pasadas de pizarras organógenas).

El campo mineral Matahambre está desarrollado en el flanco noroeste de una escama tectónica de rumbo noroeste y que buza hacia el noreste. En su parte suroeste se encuentra complicado por un sistema de fallas longitudi-

nales regionales que lo cortan con un ángulo agudo (falla Limonar) y asociado a ello una serie de pliegues isoclinales de segundo orden (Fig. 1). Según Malinovski (1967) en el área se pueden observar transiciones graduales de las dislocaciones plicativas a disyuntivas en forma de ruptura por cizallamiento surgidas al final del plegamiento. Entre las dislocaciones disyuntivas pueden ser distinguidos dos sistemas: longitudinal, con rumbo noreste, y transversal, con rumbo suroeste (Pérez-Vázquez, 1988).

El sistema longitudinal lo constituyen una serie de fallas concordantes con el rumbo de los estratos pero con ángulo de buzamiento casi vertical, desarrollados en los extremos norte y sur del campo mineral. A este grupo están referidas las fallas Laguna, Manacas, Limonar y otras sin denominación (Fig. 3). De todas ellas la mejor estudiada es la falla Manacas que, según los diferentes investigadores, representa una falla de tipo rotacional o falla de charnela con movimientos de diferentes signos de bloques a lo largo de su transcurso.

El sistema de falla transversal posee rumbo suroeste sublatitudinal y buzamiento abrupto de alrededor de 60E-75E hacia el norte noroeste. Estas fallas han sido seguidas por su rumbo hacia el suroeste, donde se cruzan con el sistema de fallas longitudinales pertenecientes al Graben Sinclinal Yuquilla, en cuyos límites se encuentra desarrollado el complejo de rocas magmáticas vulcanógenas.

Al sistema de fallas transversales pertenecen el denominado sistema de fallas Alfa - Beta, localizado en el extremo oeste del campo mineral, así como las fallas 44, 51 y otras de menor importancia y sin nombres (Fig. 3). La mutua intersección de los sistemas de fallas antes descritos le dan a la estructura del campo mineral una compleja constitución de estructura de bloques. En el bloque central se encuentra precisamente el Yacimiento Matahambre.

## METAMORFISMO

Las series de edad Jurásico a Paleógenas han sido afectadas por un metamorfismo regional de edad Eoceno, con características epizonales, con escaso desarrollo de esquistosidad (Iturralde-Vinent, 1996a,b).

Como resultado del metamorfismo regional, las areniscas aparecen más o menos recrystalizadas en cuarcitas. Las lutitas, por su parte, devienen esquistos y filitas sericiticas. Las pizarras, originariamente de constitución arcillosa, areno-arcillosa y areno-carbonosa, durante el me-

tamorfismo regional se transformaron en esquistos sericíticos, cuarzo-sericíticos y grafito-sericíticos. Estas últimas rocas presentan abundante material carbonoso y piritita y son de color gris oscuro hasta negro.

#### ESTRUCTURA DE LOS DEPÓSITOS DE LA MINA MATAHAMBRE

En la mina Matahambre se tiene acceso a dos tipos de depósitos (Fig. 3): filoniano (diversos cuerpos cupríferos que constituyen el yacimiento propiamente dicho, con 13.000.000 t de mena total, como reserva o ya explotada) y estratiforme polimetálico (Cuerpo 70), con unas reservas de mena de Pb+Zn evaluadas en 1.800.000 t (Valdés-Nodarse et al., 1993; Whitehead et al., 1996).

El yacimiento Matahambre representa un tipo muy interesante entre los depósitos de minerales ricos en cobre. La morfología de la mineralización depende del nivel en que se encuentra: zonas filonianas con filones suboparalelos en los niveles más superficiales (con una anchura de la zona mineralizada de hasta 10 m, compuesta por un enrejado de filoncillos de 5 a 20 cm), y filones simples en los niveles más profundos (con una anchura mineralizada entre 30 cm a más de 5 m, que representaría una morfología de rosario). El encajante presenta cloritización y silicificación. Localmente se dan, además, sulfuraciones en el encajante, especialmente si éste es arenoso, en cuyo caso existen ligeras impregnaciones de piritita y calcopiritita.

Los cuerpos cupríferos constituyen grupos de filones que están localizados, a su vez, en 4 zonas mineralizadas. Fuera de estos límites es sumamente difícil, por no decir imposible, encontrar cuerpos aislados. Estas zonas, cuyos nombres obedecen al año en que fueron descubiertas o entraron en explotación, presentan formas columnares, tabulares y de filón: zona mineralizada 14, zona mineralizada 19, zona mineralizada 30, zona mineralizada 44 y zona mineralizada Cuerpo 70 (Fig. 3). Tanto la zona 14 como la 19 y 30 fueron muy poco estudiadas y actualmente se encuentran agotadas.

En general, la peculiaridad más sobresaliente en los cuerpos filonianos es el hecho de que tanto los propios filones como las zonas mineralizadas poseen dimensiones extremadamente mucho menores en sentido horizontal que en sentido vertical, lo que les da una forma de listón. Son además las dislocaciones disyuntivas las que determinan el transcurso y morfología de dichos cuerpos.

#### Zona mineralizada 14

La zona mineralizada 14 se encuentra localizada en las rocas de la serie Matahambre. Está limitada en la parte noroeste por la falla Ruiseñor del Pendiente; en el sur por las fallas del sistema Alfa - Beta. De esta manera su localización queda circunscrita al bloque, en forma de cuña, que está limitado por los planos de las fallas, cuyo vértice apunta hacia la intersección de los dos sistemas de fracturas principales. La zona está representada por filones calcopiríticos de 3-5 m de potencia, distanciados entre sí alrededor de 10 a 15 metros.

La zona se extiende desde la superficie hasta el nivel 35, es decir más de mil metros, con una extensión promedio por su rumbo de 260 metros y una potencia de cuarenta metros. En la actualidad esta zona está agotada.

#### Zonas mineralizadas 19 y 30

Por su similitud desde el punto de vista geólogo-estructural, ambas zonas serán descritas simultáneamente. Se encuentran ubicadas en el bloque yacente de la Falla Manacas, dentro de los límites de un área formada por la intersección de esta falla con las del sistema Ruiseñor. Su localización queda limitada a las areniscas de la serie Ruiseñor. Estas zonas no afloran en superficie, manifestándose solamente de forma muy pobre como sectores fracturados y silicificados con escasas vetillas entrecruzadas de sulfuros oxidados. Hacia la profundidad se extiende hasta el nivel 21, es decir unos 640 metros por su buzamiento.

Morfológicamente la zona 19 está representada por estructuras metalíferas en forma de filones separados entre sí alrededor de 10 a 15 metros. Las ramificaciones de las mismas crean un cuadro de estructuras filonianas complicadas. Al norte de la zona se localiza la zona 30. Su longitud por el rumbo es como promedio de 130 metros, con una potencia de 70 metros. La dirección del rumbo general es noroeste y buza 55E al suroeste.

#### Zona Mineralizada 44

Las rocas encajantes de esta zona lo constituyen la secuencia de los esquistos y areniscas de la serie Esquistos del Este. Desde el punto de vista estructural su posición queda bien definida en el bloque constituido por la intersección de las Fallas Beta, por el suroeste, y por la Falla 44, por el noreste. Esta zona se conoce desde el nivel 14

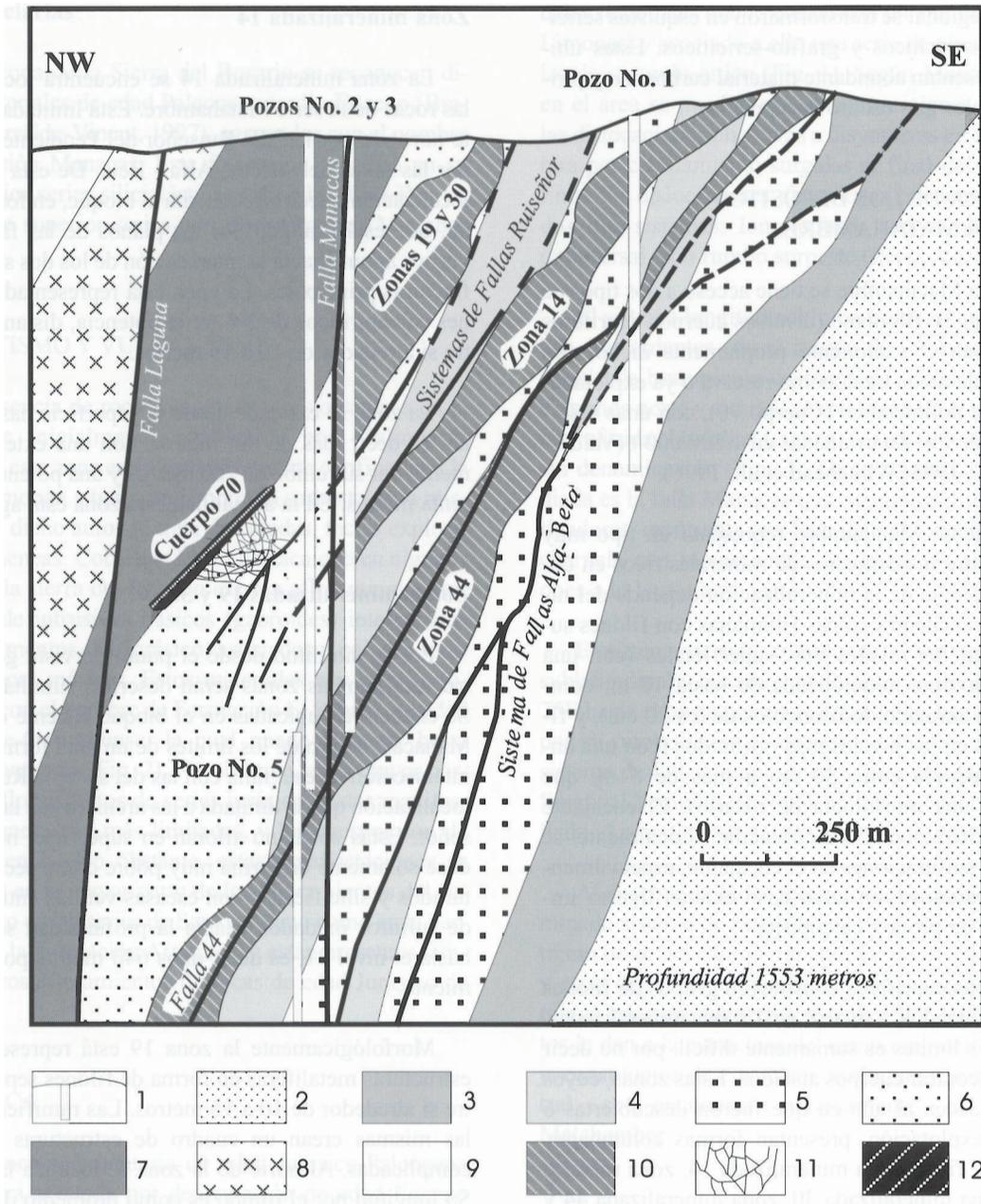


Figura 3. Corte geológico simplificado mostrando las zonas mineralizadas filonianas y estratiformes (cuerpo 70 y su stockwork correspondiente), las zonas de fallas y los pozos de minas. 1, pozos; 2, areniscas de la serie del yacente; 3, esquistos de la serie del Este; 4, tramos con predominio de pizarras (serie Matahambre); 5, tramos con predominio de areniscas (serie Matahambre); 6, areniscas y cuarcitas con pasadas de esquistos carbonosos (serie Ruisseñor); 7, esquistos y esquistos carbonosos (serie Pozo); 8, Lutitas con pasadas de esquistos (Serie Laguna); 9, Areniscas y esquistos (serie Esquistos del Oeste); 10, zona mineralizada en calcopirita (filones); 11, stockwork en la base de cuerpo 70; 12, mineralización estratiforme de sulfuros masivos.

Figure 3. Simplified geological cross-section showing the vein-bearing areas and the stratiform lenses (cuerpo 70 with its corresponding stockwork), the fault areas and the mine shafts. 1, Mine shaft; 2, Yacente series sandstones; 3, Serie del Este schists; 4, units mainly constituted by shales (Matahambre series); 5, units mainly constituted by sandstones (Matahambre series); 6, sandstones and quartzites interbedded with black shales (Ruisseñor series); 7, schists and carbonaceous schists (Pozo series); 8, schists (Laguna series); 9, Sandstones and schists (Esquistos del Oeste series); 10, chalcopyrite-mineralized zone (veins); 11, stockwork at the bottom of Cuerpo 70; 12, stratiform massive sulfide deposit.

hasta el nivel 45, es decir desde los 30 metros aproximadamente hasta los 1450 metros de profundidad. Los últimos trabajos realizados en el área del yacimiento atestiguan que esta zona continúa hasta la superficie o muy cercana a ella y también en profundidad, superando probablemente los 1600 metros.

En la superficie la zona se manifiesta en forma de limonización, desarrollo de filones de sulfuros oxidados, agrietamiento intenso y elevada silicificación.

### **Zona Mineralizada Cuerpo 70**

En el pendiente de las cuatro zonas estudiadas anteriormente se encuentra el depósito estratiforme de sulfuros masivos (Pb-Zn/Cu) denominado cuerpo 70 (Fig. 3). Esta mineralización, de forma lenticular, se encuentra emplazada entre las pizarras negras de la serie Pozo y las areniscas de la serie Ruiseñor. Se extiende desde el nivel 19 hasta por debajo del nivel 28, es decir desde los 600 metros hasta los 900 metros aproximadamente; la potencia del cuerpo ha sido estimada en 10-25 m.

A muro de esta lente existe una red de vetillas entrecruzadas de cuarzo con pirita y calcopirita. Esta mineralización filoniana en stockwork corta a las areniscas de la serie Ruiseñor pero no atraviesa el techo del lente pirítico-polimetálico. La densidad de vetas disminuye a medida que se alejan en profundidad de la mineralización estratiforme. Su potencia es variable, desde pocos milímetros hasta vetas potentes de carácter industrial que, en ocasiones, miden más de 1.5 metros de espesor.

La mineralización estratiforme es masiva y está representada en el plano por una lente alargada de más de 300 m de longitud, concordante con la estratificación. La potencia de la mineralización presenta cambios locales (entre 10-25 m), en parte debido a boudinage relacionado con la deformación eocena.

A partir de la parte superior del cuerpo es característico observar una clara zonación mineralógica vertical gradual. En base a la composición mineral predominante, las zonas que pueden distinguirse de base a techo son:

- a) Mineralización pirítica, la cual se localiza en todo el yacente del cuerpo mineral, representando el 32 % de las reservas totales.
- b) Mineralización polimetálica, que se localiza en la parte superior del cuerpo y que representa el 68% de las

reservas totales de cuerpo 70; en su flanco NE es pirítico y en el NW es pirrotínico. Se encuentra constituida por esfalerita y galena dominantes, con menores cantidades de calcopirita, pirita y pirrotina.

### **PETROGRAFÍA DE LAS MENAS**

Como se ha indicado anteriormente, cabe diferenciar dos tipos de mineralización en el grupo de depósitos de la mina Matahambre: las mineralizaciones filonianas, esencialmente con menas calcopiríticas, y las mineralizaciones estratiformes, esencialmente polimetálicas.

#### **Mineralización filoniana calcopirítica**

La estructura de las vetas es masiva, de relleno de cavidades abiertas, lo cual se traduce a menudo en el desarrollo de cristales idiomorfos. El relleno es generalmente completo, si bien localmente se aprecia porosidad drúsica. Los contactos con el encajante son netos, aunque se da alteración de las rocas de caja (cloritización y silicificación, con piritización local). En algunos casos, el relleno filoniano presenta textura brechoide, con fragmentos de las rocas de caja, en los cuales se observa la alteración hidrotermal, cementados por la mineralización.

La calcopirita es el componente dominante de la inmensa mayoría de las vetas, aunque en los cuerpos brechosos aumenta la proporción de ganga. El contenido de cobre de los cuerpos varía desde 0.5 - 1.5 % hasta 15 - 20 % de cobre. Los principales minerales no metálicos (cuarzo, clorita, siderita y calcita) se encuentran generalmente en las salbandas de los filones. Otros sulfuros son menos frecuentes, aunque entre ellos la pirita es común en cristales de grano grueso. Durante toda la extensión del yacimiento por su buzamiento no se han observado cambios cualitativos en la mineralización, pero a partir de los 1450 metros de profundidad el contenido de pirita, y sobre todo el de pirrotina, aumenta considerablemente con la profundidad y hacia los flancos oeste y oeste noroeste del yacimiento (Pérez-Vázquez y Martínez, 1993, 1994).

La secuencia de cristalización se encuentra resumida en la figura 4. Un primer estadio contempla la cristalización de una primera generación de cuarzo, a menudo en cristales idiomorfos de pequeño tamaño (1-2 mm). Sigue una generación de carbonato (calcita rica en Mn), clorita, apatito y pirita. Diversos minerales de elementos de las tierras raras (monacita, que concentra los elementos de las tierras raras ligeras y un silicato de Y, que concentra

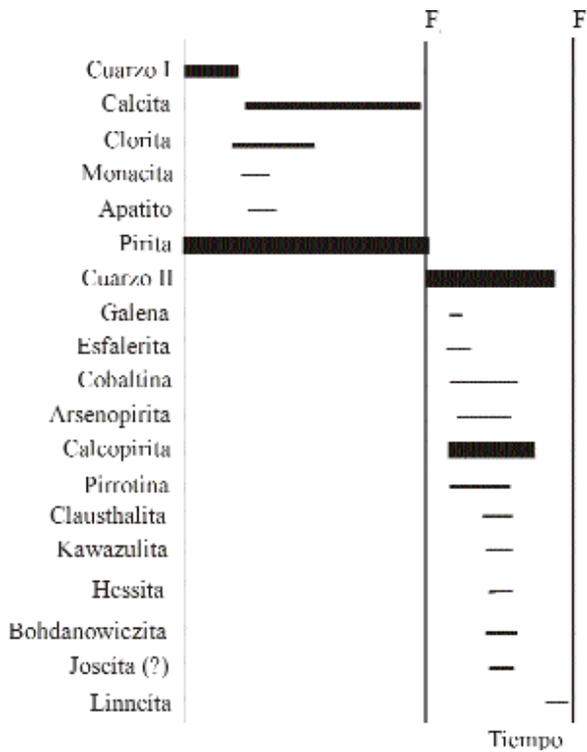


Figura 4. Secuencia de cristalización en la mineralización filoniana de cobre.

Figure 4. Crystallization sequence in the copper ore veins.

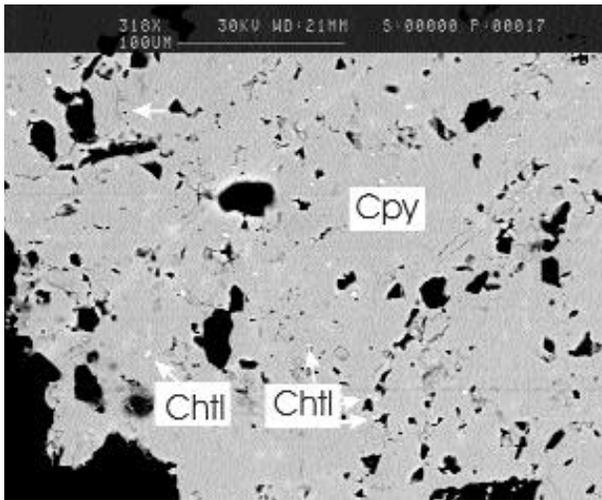


Figura 5. Cristales de clausenthalita (Chtl) dispersos entre calcopirita (Cpy). Imagen de electrones retrodispersados, microscopio electrónico.

Figure 5. Clausenthalite crystals (Chtl) included in chalcopyrite grains (Cpy). SEM, BSE image.

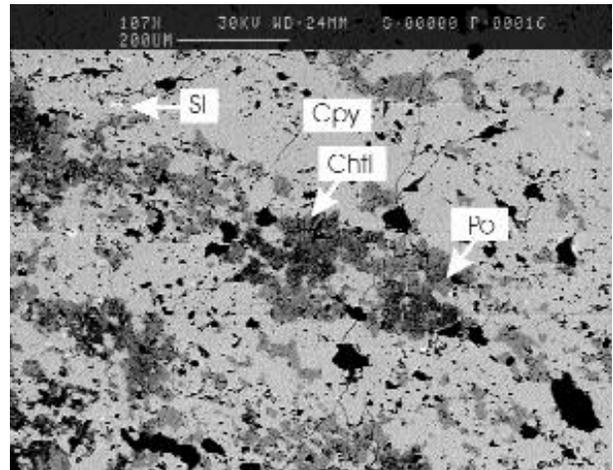


Figura 6. Asociación de calcopirita (Cpy), pirrotina (Po), esfalerita (Sl) y clausenthalita (Chtl) milonitizada, con desarrollo de foliación y texturas granoblásticas. Imagen de electrones retrodispersados, microscopio electrónico.

Figure 6. Association of chalcopyrite (Cpy), pyrrhotite (Po), sphalerite (Sl) and clausenthalite (Chtl). Mylonitization produced foliation and granoblastic textures. SEM, BSE image.

los elementos de las tierras raras pesadas) se encuentran en muy poca cantidad diseminados en esta asociación, en forma de cristales de tamaño de grano muy fino (menos de 5 micras). Algunos cristales de carbonato muestran evidencias de deformación (maclado polisintético, kink bands). Los carbonatos son, a su vez, reemplazados por calcopirita y otros sulfuros, sulfoarseniuros, telururos y seleniuros, con menores cantidades de una segunda generación de cuarzo. El reemplazamiento se hace efectivo a partir de bordes de grano, planos de macla, fracturas y planos de kink bands. Se aprecia corrosión de superficies de cristales idiomorfos de carbonato por los sulfuros en las zonas en que existía porosidad drúsica antes del relleno de sulfuros tardíos.

En detalle, la calcopirita se presenta en granos alotriomórficos de tamaño variable, mientras que la pirita tiende a ser idiomórfica o, a veces, colomórfica. La calcopirita puede presentar inclusiones de esfalerita de pequeño tamaño y morfología estrellada. No obstante, los sulfuros de cinc y plomo son raros y sólo se observan en las cercanías de las principales fallas. Estos últimos minerales están asociados generalmente a los carbonatos y a la pirita.

El resto de minerales (seleniuros, arseniuros, telururos y sulfoarseniuros) se encuentran dispersos entre los

granos de calcopirita o bien se disponen en cristales hipidiomorfos en la zona de contacto entre la calcita y la calcopirita. Son localmente abundantes aunque siempre de grano muy fino: el tamaño de los seleniuros y telururos oscila entre 1-20 micras, aunque los sulfoarseniuros (esencialmente, cobaltina, con menores cantidades de arsenopirita) son algo mayores (10-100 micras). La cobaltina se encuentra en cristales hipidiomorfos con zonación reflejada en cambios en la relación Fe/Co. La hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) es el telururo más abundante, a la vez que la principal fase portadora de plata en los niveles más superficiales, aunque se encuentra en granos de menos de 10 micras de diámetro. En cambio, el análisis por microscopía electrónica con analizador de emergencias revela que en los niveles más profundos de la zona 44 la calcopirita presenta, a menudo, inclusiones de un seleniuro de plata y bismuto, probablemente, bohdanowiczita ( $\text{AgBiSe}_2$ ), en forma de granos subredondeados de tamaño inferior a 3 micras. Por otra parte, la clausthalita ( $\text{PbSe}$ ) se encuentra en el conjunto del yacimiento en cantidades comparables a las de la galena, y en los niveles inferiores parece ser el mineral predominante de plomo; este mineral aparece en cristales alotriomorfos incluidos en calcopirita o pirrotina (Fig. 5). En estos mismos niveles se ha encontrado, además, cristales de un sulfuro-seleniuro-telururo de bismuto, probablemente, kawazulita ( $\text{Bi}_2(\text{Te,Se,S})_3$ ), en forma de cristales idiomorfos de hábito tabular de pocas micras de diámetro, incluidos en calcopirita. Finalmente, la violarita ( $\text{Fe-Ni}_2\text{S}_4$ ) se encuentra en vetillas muy tardías que cortan calcopirita. Trabajos anteriores (Litavec et al., 1970) han determinado, además, la presencia de pequeñas cantidades de cubanita, calcosina (ésta, seguramente, ligada a enriquecimiento supergénico) y, menos frecuentemente, bismuto nativo, siempre en las cercanías de las fallas principales y en la periferia de las zonas cupríferas.

La mineralización filoniana se encuentra afectada por diversos estilos de deformación. Algunos filones se encuentran muy fuertemente deformados por efecto de cizallamiento. En estos casos, las texturas resultantes dependen del tipo de mineral afectado: la piritita y la arsenopirita desarrollan texturas porfiroclásticas, mientras que en la calcopirita y en la pirrotina se producen texturas granoblásticas poligonales o, en ocasiones, desarrollo de una foliación acusada (Fig. 6), marcada especialmente con polarizadores cruzados o mediante corrosión. Además, en la calcopirita se distingue maclado polisintético. En la calcita se desarrollan maclas de presión, como lo indica la paralelización de los planos de macla entre diferentes granos. Estas foliaciones se desarrollan paralelamente a la superficie de la fractura que contiene

a la mineralización, y pueden responder, por lo tanto, a deformación sindeposicional o a reactivación de la fractura posteriormente al fenómeno mineralizante.

Mucho más raramente se puede apreciar, en cambio, el desarrollo de esquistosidad incipiente que corte a los filones de cuarzo o carbonatos (Fig. 7). Estas texturas son

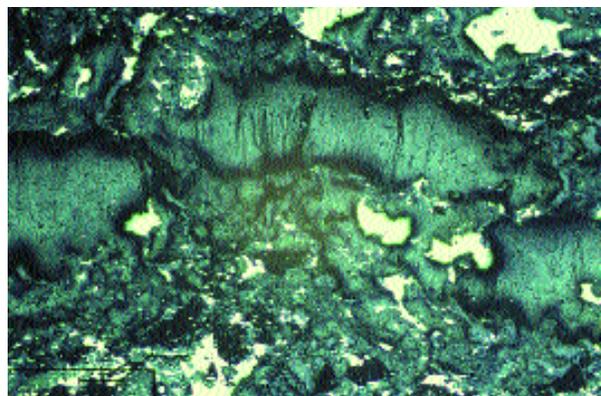


Figura 7. Texturas de deformación en la mineralización filoniana: vetas de cuarzo y calcita con sulfuros afectadas por crenulación. Filones de Matahambre. Campo, 11.2 mm.

Figure 7. Textural patterns of deformation affecting vein mineralizations: sulphide-bearing quartz-calcite veins affected by crenulation. Matahambre veins. Width of image, 11.2 mm.

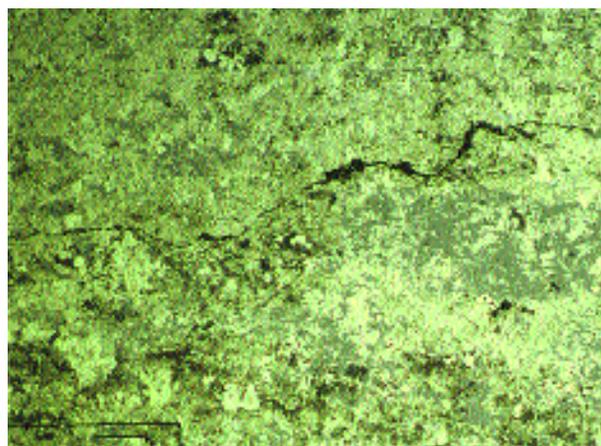


Figura 8. Detalle de la textura de los tramos piríticos: agregados masivos de piritita de grano muy fino, con esfalerita en posición intersticial. Campo, 2.8 mm.

Figure 8. Detail of the texture in the pyritic beds: massive, fine-grained pyrite aggregates, with interstitial sphalerite. Width of image, 2.8 mm.

más raras, pues la intensa silicificación de la roca de caja y la propia composición silícica de los filones dificulta comportamientos dúctiles de la mineralización filoniana y de su encajante durante los procesos de deformación.

### Mineralización estratiforme

Los tramos piríticos, en la base del cuerpo, están constituidos por pirita de grano fino, que llega a constituir agregados masivos de pirita; otros sulfuros (calcopirita, galena, esfalerita) son mucho menos abundantes y ocupan posición intersticial entre los cristales de pirita (Fig. 8). En muchos casos se distinguen texturas framboi-

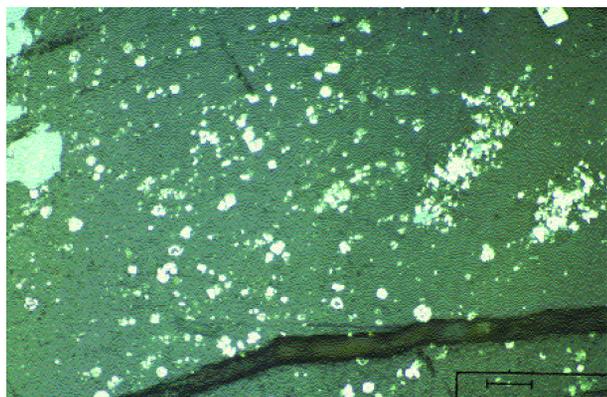


Figura 9. Texturas framboidales en pirita. Campo, 1.4 mm.

Figure 9. Framboidal textures in pyrite. Width of image, 1.4 mm.

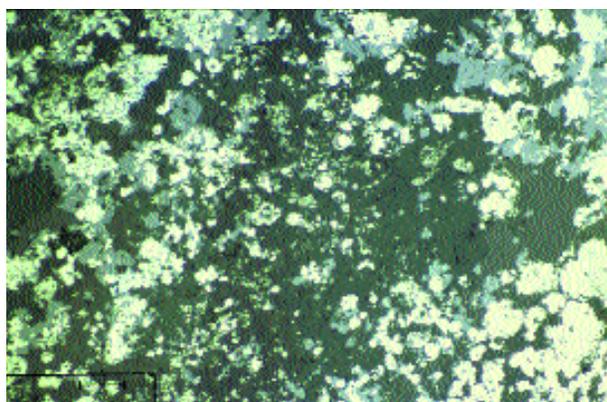


Figura 10. Texturas framboidales en pirita, mostrando sobrecrecimientos de pirita idiomorfa. Campo, 1.4 mm.

Figure 10. Framboidal textures in pyrite, showing some grade of overgrowth by euhedral crystals. Width of image, 1.4 mm.

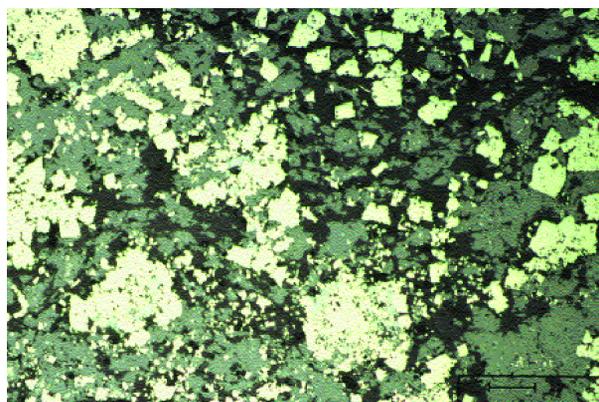


Figura 11. Cristales poiquiloblásticos de pirita formados por recristalización de agregados framboidales. Campo, 2.8 mm.

Figure 11. Poikiloblastic pyrite crystals, produced by recrystallization of framboidal aggregates. Width of image, 2.8 mm.

dales (Fig. 9, 10), bien preservadas especialmente cuando la pirita se encuentra con carácter local mezclada con silicatos. Texturas framboidales muy similares fueron descritas en la mina de Santa Lucía (Valdés-Nodarse, 1993). Se dan, asimismo, diversos estadios intermedios en la recristalización de estos framboides, cuyo estadio final sería el desarrollo generalizado de cristales idiomorfos (cubos) de pirita, que pueden alcanzar hasta 5 mm (Fig. 11).

Los tramos polimetálicos están constituidos esencialmente por esfalerita, con proporciones menores de calcopirita, galena, calcita, cuarzo y clorita. La esfalerita forma agregados de tendencia equidimensional (aunque deformados por la esquistosidad) constituidos por granos alotriomorfos, que están reemplazados por calcopirita de grano fino (chalcopyrite disease) y pirrotina, siguiendo discontinuidades como bordes de grano, planos de macla, exfoliaciones y zonación. Existen diversas generaciones de pirita. La primera generación de pirita forma cristales idiomórficos, con evidencias de corrosión por otros sulfuros (especialmente, galena), o puede formar intercrecimientos botrioidales con otros sulfuros (galena y esfalerita); no obstante, se reconoce una generación tardía de pirita que envuelve a los cristales de esfalerita (Fig. 12). Calcopirita y pirrotina son más escasas y de formación tardía, y se encuentran en vetillas o en superficies de exfoliación de otros minerales. El principal mineral de ganga en esta mineralización es calcita, con cantidades subordinadas de clorita y cuarzo. Estos minerales se disponen en posiciones intersticiales entre los granos de sulfuros, y son de formación algo más tardía. Toda esta secuencia de minerales evidencia procesos hidrotermales

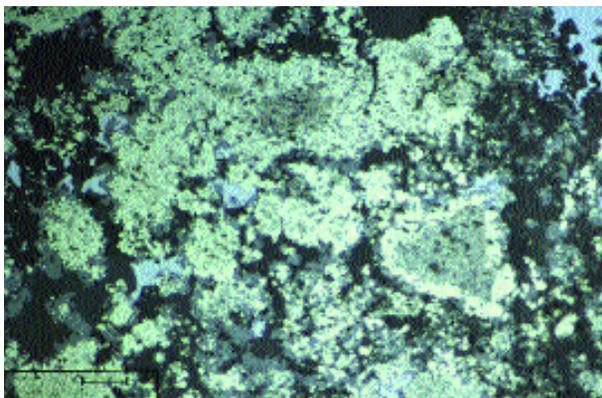


Figura 12. Granos de esfalerita envueltos por una generación más tardía de pirita en la mineralización polimetálica de cuerpo 70. Campo, 2.8 mm.

Figure 12. Sphalerite grains rimmed by late pyrite generation. Cuerpo 70 orebody. Width of image, 2.8 mm.

polifásicos sobreimpuestos a otros, y sugieren el reemplazamiento de una mineralización de baja temperatura con Pb-Zn, formada en un primer estadio, por otra de mayor temperatura más tardía, con cobre. Fenómenos parecidos son conocidos en muchos depósitos de sulfuros masivos, especialmente del tipo vulcanogénico.

En algunos tramos del cuerpo polimetálico se reconoce bandeo sedimentario, especialmente en los tramos en que la mineralización está más diseminada, aunque la esquistosidad se ha superpuesto al bandeo anterior. La esquistosidad queda marcada por la orientación preferencial de algunos minerales, especialmente filosilicatos intersticiales, y por la elongación de granos de esfalerita o galena (Fig. 13). Pese a que la esfalerita presenta un comportamiento algo más rígido que la galena en relación a la deformación, se puede distinguir generalmente una cierta foliación en los granos de esfalerita y el desarrollo de maclado; en cambio, la pirita presenta generalmente un comportamiento cataclástico.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las texturas observadas en las menas indican la existencia de una deformación polifásica que afecta a las mineralizaciones estratiformes y filonianas. La presencia de esquistosidad en las menas, especialmente visible en las de cuerpo 70, demuestra que la edad de esta mineralización es anterior a la del desarrollo de los mantos de cabalgamiento con los que la esquistosidad se en-

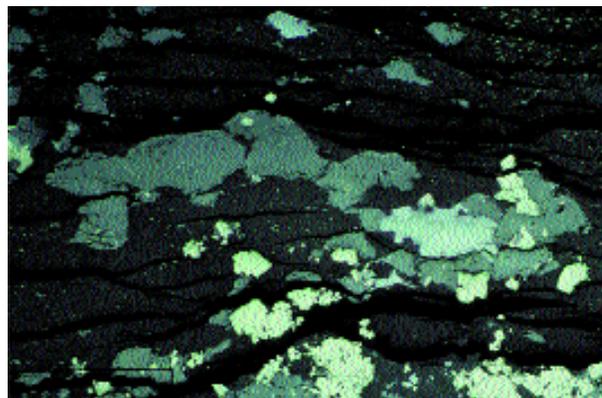


Figura 13. Desarrollo de foliación en granos de esfalerita en la mineralización polimetálica de cuerpo 70. Campo, 11.2 mm.

Figure 13. Development of foliation in the sphalerite grains in the cuerpo 70 polymetallic mineralization. Width of image, 11.2 mm.

cuentra asociada. Por tanto, la edad de las mineralizaciones filonianas es pre-Eocena (s.l.). En la mineralización estratiforme no se dan de forma generalizada texturas de reemplazamiento de litologías anteriores y, por otra parte, la pirita parece corresponder a la recristalización de piritas framboidales, aunque también se dan crecimientos botrioidales. Todas estas características apuntan a su formación por precipitación química en un medio submarino.

Así pues, las mineralizaciones de la mina Matahambre corresponden a depósitos exhalativos y, más concretamente, a depósitos de tipo sedex. Los criterios en que se basa esta conclusión son los siguientes:

- 1) En la mina Matahambre se reconocen dos tipos de mineralización, filoniana (zonas mineralizadas 44, 14, 19, 30) y estratiforme (cuerpo 70). La primera puede corresponder a los canales de emisión, y la segunda a cuerpos formados por descarga en un fondo submarino. Además, en cuerpo 70 se aprecia mineralización filoniana en stockwork confinada a la base, que no corta a su techo sedimentario.
- 2) La mineralización concordante encaja en sedimentos pizarrosos submarinos, los cuales presentan un elevado contenido en materia orgánica. Aunque existen depósitos sedex encajados en rocas carbonatadas o sedimentos detríticos no organógenos, la existencia de un ambiente reductor favorece la precipitación de los sulfuros. Por otra parte, la mayoría de depósitos sedex,

incluyendo otros depósitos cubanos, parecen estar asociados con episodios anóxicos (Goodfellow et al., 1993).

- 3) Existe vulcanismo contemporáneo en la cuenca sedimentaria en la que se dan estos depósitos, pero no en las inmediaciones del depósito. El vulcanismo, en efecto, puede actuar como motor térmico de los fluidos hidrotermales al propiciar un gradiente geotérmico elevado.
- 4) En el cuerpo estratiforme se reconoce zonación vertical, con pirita y calcopirita en la base y esfalerita y galena a techo. Este tipo de zonación es común en muchos depósitos polimetálicos de tipo sedex.

Todos estos criterios han sido enumerados por Pouit (1984) como característicos de los depósitos exhalativos de tipo sedex.

Existen otras citas de depósitos tipo sedex en Occidente de Cuba. Whitehead et al. (1996) y Valdés-Nodarse et al. (1993) describen los depósitos de Santa Lucía y Castellanos, en los que se encuentran importantes cuerpos estratiformes, y concluyen que se trata de depósitos de tipo sedex. Estos autores, además, realizaron un total de seis análisis isotópicos de S en la pirita y calcopirita de la zona de stockwork, obteniendo valores de azufre cercanos a 0, lo que atribuyeron a azufre de origen hidrotermal aportado por un magma. Por otra parte, en las facies estratiformes del depósito de Santa Lucía encontraron niveles ricos en pirita framboidal con valores muy ligeros de  $^{34}\text{S}$  (del orden de  $-27\text{‰}$ ), característicos de reducción bacteriana de sulfato del agua marina. Similares texturas, como hemos indicado, se encuentran en cuerpo 70.

La existencia de una etapa tectónica extensional durante el Jurásico es un factor a tener en cuenta como mecanismo de activación de fluidos hidrotermales en células convectivas, de acuerdo con el modelo de Russell (1983). Las fracturas producidas en esta etapa pueden no sólo favorecer la circulación de fluidos hidrotermales y su emisión a un fondo submarino, sino incluso determinar la extensión de la mineralización estratiforme, con la creación de depresiones. La interacción de los fluidos hidrotermales con las pizarras negras de caja puede explicar el enriquecimiento en la mineralización de algunos componentes que se concentran generalmente en pizarras negras, como por ejemplo níquel y cobalto.

Un aspecto a destacar es la presencia de cantidades pequeñas pero significativas de selenio y telurio. Este

hecho puede explicarse también por contaminación con las pizarras negras, donde a veces se dan preconcentraciones de estos elementos, si bien para el selenio y el telurio en ocasiones se han propuesto fuentes magmáticas. Por otra parte, cabe señalar la escasa presencia de galena en los niveles filonianos, con excepción de los niveles actualmente más profundos pero que, en su situación original, hubieran sido los más próximos a los niveles estratiformes, donde la galena es el mineral predominante de plomo. Un hecho muy parecido acontece con la plata, que aparece principalmente en forma de telururos, y sólo en los niveles originalmente más superficiales se ha podido notar la presencia de minerales sulfurados de plata.

Parece existir, pues, una zonación que revelaría un aumento de la fugacidad de azufre hacia los niveles más superficiales.

Así pues, las mineralizaciones de la mina Matahambre se formaron bajo un fuerte control sedimentario y estructural durante el Jurásico, y su edad se sitúa entre la de las pizarras de la Serie Pozo y las areniscas de la serie Ruiseñor, pues la mineralización cuerpo 70 se encuentra intercalada entre ambas unidades. No obstante, la estructura original del depósito ha sido modificada durante el Eoceno, debido al desarrollo de la estructura de cabalgamientos. En parte, estos cabalgamientos pueden corresponder a la reactivación como fallas inversas de antiguas fallas normales de bajo ángulo. Este último aspecto, por la importancia que puede revestir como criterio de exploración de nuevos depósitos en Occidente de Cuba, debería ser profundamente estudiado mediante levantamiento de series estratigráficas de detalle y cortes geológicos compensados, que permitieran reconstruir la geometría de la cuenca jurásica y la situación original de los depósitos sedex en la misma.

## AGRADECIMIENTOS

Los técnicos y especialistas de la Mina de Matahambre nos facilitaron la información de sus archivos y nos transmitieron su valiosa experiencia. Los amigos de la Casa del Geólogo y de la Oficina Territorial de Recursos Minerales de Pinar del Río ofrecieron su ayuda incondicional. Mariana Martínez colaboró en la realización de los análisis de las menas mediante microscopía de luz reflejada. Los análisis de SEM-EDS fueron realizados en los Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona, en el marco de una estancia apoyada por la Universitat de Barcelona. Este trabajo ha sido realizado con apoyo de fondos del proyecto CICYT AMB94-0953-CO2-01.

## BIBLIOGRAFÍA

- Areces-Mallea, A., 1991. Consideraciones paleogeográficas sobre la presencia de *Piazopteris branneri* (Pterophyta) en el Jurásico de Cuba. *Rev. Esp. Paleontología* 6(2), 126-134.
- Bralower, T.J., Iturralde-Vinent, M.A., 1997. Micropaleontological dating of the collision between the North American plate and Greater Antilles arc in Western Cuba. *Palaeios*, 12, 133-150.
- Brown, T., 1932. Theory of the Thirty Orebody of Matahambre. Informe Geológico inédito. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 17 pp.
- Cobiella, J.L., 1996. Estratigrafía y eventos jurásicos en la cordillera de Guaniguanico, Cuba Occidental. *Minería y Geología*, 13(3), 11-25.
- Feoktistov, V.P., Aniyatov, I.A., Norman, A., 1983. Metallogeny of Western Cuba. *Int. Geol. Rev.*, 25(3), 309-318.
- Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., Turner, R.J.W., 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits. In R.U. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, J.M. Duke (eds.), *Mineral deposit modeling*. GAC Spec. Paper, 40, 201-237.
- Haczewski, G., 1976. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano formation: an accumulative continental margin in the Jurassic of western Cuba. *Acta Geol. Pol.*, 26(2), 331-353.
- Hudnall, R.M., 1937. Magnetic Survey at Matahambre Mine. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 44 pp.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1988. *Naturaleza geológica de Cuba*. La Habana, Editorial Científico-Técnica, 246 pp.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996a. Magmatismo de Margen Continental en Cuba. *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. Project 364. Caribbean Ophiolites and Volcanic Arc. Special Contribution No. 1, 121-130.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996b. Introduction to Cuban Geology and Geophysics. *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. Project 364. Caribbean Ophiolites and Volcanic Arc. Special Contribution No. 1, 3-35.
- Kesler, S.E., 1997. Metallogenic evolution of convergent margins: selected ore deposit models. *Ore Geol. Rev.* 12, 153-171.
- Kriukov, E., 1968. Proyecto Técnico Económico para la Búsqueda y Exploración Preliminar de la Parte Superior de la Zona Mineralizada No. 44 del Yacimiento Matahambre. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 62 pp.
- Laverov, A., 1967. Estructura Geológica y Algunas Cuestiones Sobre la Génesis del Yacimiento Cuprífero Matahambre. Academia de Ciencias de la URSS. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 38 pp.
- Litavec, J., Bandera, I., Kral, V., Pérez, A., 1970. Informe Geológico del Yacimiento Matahambre, Estado Actual y sus Perspectivas. Informe Geológico. Archivo Mina Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 74 pp.
- Malinowski, E.P., 1967. Informe Preliminar Sobre las Investigaciones Geológico Estructural efectuada en el Campo Mineral Matahambre, Provincia de Pinar del Río. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 56 pp.
- Maynard, J.B., Morton, J., 1995. Lead-zinc-barite deposits in Jurassic rocks of Western Cuba: indicators of a cratonic rift tectonic setting. *GSA Annual Meeting, Abstracts with Programs*, 239.
- Myczyński, R., Pszczółkowski, A. 1976. The ammonites and age of the San Cayetano formation from the Sierra del Rosario, Western Cuba. *Acta Geol. Polon.*, 26(2), 321-330.
- Orobey, B., 1965. Particularidades de la Composición Geológica del Yacimiento Matahambre y sus Perspectivas. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 49 pp.
- Pennebaker, E.N., 1936. Ore Deposits of Minas de Matahambre Años 1936-1943. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 32 pp.
- Pennebaker, E.N., 1944. Structural Relation of the Copper Deposits at Matahambre. *Economic Geology*, 39, 78-85.
- Pennebaker, E.N., 1946. Resumen Informativo de los Trabajos en la Región Matahambre. Años 1931-1941. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 136 pp.
- Pérez-Vázquez, R.G., 1988. Análisis de la Tectónica de los Bloques en Explotación del Yacimiento Matahambre. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 43 pp.
- Pérez-Vázquez, R.G., Martínez, M., 1993. Estudio de la composición mineralógica del cuerpo 59 en el yacimiento Matahambre. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 62 pp.
- Pérez-Vázquez, R.G., Martínez, M., 1994. Estudio mineralógico de los cuerpos cupríferos de las estructuras metalíferas 44 y 63 en los niveles más profundos del yacimiento Matahambre. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 58 pp.
- Piotrowska, K., 1978. Nappe structures in the Sierra de Los Organos, Western Cuba. *Acta Geol. Pol.*, 28(1), 98-170.
- Poplavski, Y.T., 1964. Informe Sobre los Resultados de los Trabajos de Exploración Geológica Realizados en los Años 1962-1964 para la Evaluación de las Perspectivas de los Filones del Yacimiento Matahambre. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 128 pp.

- Pouit, G., 1984. Les gisements à sulfures massifs exhalatifs-sédimentaires: une mise au point sur leur classification et la méthodologie de leur recherche. *Chron. Rech. Min.*, 476, 31-34.
- Pszczółkowski, A., 1978. Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba; their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography. *Acta Geol. Pol.*, 28(1), 1-98.
- Russell, M. J., 1983. Major sediment-hosted exhalative zinc + lead deposits: formation from hydrothermal convection cells that deepen during crustal extension. In Sangster, D.F. (ed.). *Short Course in sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits. Mineralogical Association of Canada short course handbook 8*, 251-282.
- Shanon, F.K., 1952. Geophysical Survey Inc. Report on a Geophysical Survey for the Minas de Matahambre S.A., Havana, Cuba on the Beta Fault, Ruiseñor and Cándida Areas, Near Matahambre, Cuba. Informe Geofísico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 76 pp.
- Simón, A.A., 1995. The Matahambre-Santa Lucía ore district, Western Cuba. GSA Annual Meeting, Abstracts with Programs, 239.
- Simón, A.A., García, L.A., Barzana, J.A., 1990. Jurassic metallogenesis in the Greater Antilles: the Matahambre-Santa Lucía ore district, Western Cuba. Abs. 8th. IAGOD Symposium, Ottawa, Canada, 184-185.
- Stohl, A., 1963a. Cálculo de Reservas de Cobre Hasta la fecha 1-1-1963. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 38 pp.
- Stohl, A., 1963b. Proyecto de Exploración de la Zona entre Matahambre y Julio Antonio Mella. Informe Geológico. Archivo Empresa Minera de Occidente. Minas de Matahambre. Pinar del Río. Cuba. 78 pp.
- Valdés-Nodarse, E.L., Díaz Carmona, A., Davies, J.F., Whitehead, R.E., Fonseca, L., 1993. Cogenetic sedex Zn-Pb and stockwork Cu ore, Western Cuba. *Exploration & Mining Geology*, 2, 297-305.
- Valdés-Nodarse, E.L., 1998. Pb-Zn sedex deposits and their copper stockwork roots, Western Cuba. *Mineralium Deposita*, 33, 560-567.
- Whitehead, R.E., Davies, J.F., Valdés-Nodarse, E.L., Díaz Carmona, A., 1996. Mineralogical and chemical variations, Castellanos Shale-hosted Zn-Pb-Ba deposit, Northwestern Cuba. *Econ. Geol.*, 91, 713-722.