

El placer lateral de playa Mejías (noreste de Cuba Oriental): un ejemplo de interacción de procesos aluviales y marinos en la concentración de minerales de elementos preciosos

**The Mejías beach placer (NE Oriente, Cuba): a case of interaction of alluvial
and marine processes in the concentration of precious element-bearing minerals**

R. DÍAZ-MARTÍNEZ⁽¹⁾, J.A. PROENZA⁽²⁾, J. COMAS⁽²⁾, O. FERNÁNDEZ-BELLON⁽²⁾,
J.M. FABRA⁽²⁾, O. GUINART⁽²⁾ y J.C. MELGAREJO⁽²⁾

(1) Departamento de Geología, Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. Las Coloradas, s/n, 83320, Moa, Holguín, Cuba

(2) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals de la Universitat de Barcelona.

C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. E-mail: joanc@natura.geo.ub.es

RESUMEN

El placer lateral de playa Mejías es el más importante de Cuba, y su composición mineral principal (magnetita, cromita, rutilo, ilmenita, ortopiroxeno) revela que la principal área fuente son las rocas ofiolíticas de la Faja de Mayarí-Baracoa. No obstante, hay aportes de diversa procedencia, como lo prueban la presencia de hasta 4 tipos de cristales de zircón, así como de minerales típicos de asociaciones listveníticas (calcosilicatos, carbonatos). Se reconocen además partículas de metales preciosos.

Los granos de oro fueron afectados en las áreas fuente por procesos de alteración laterítica, que produjeron un lavado selectivo de oro en relación a la plata. Las partículas de minerales de oro se transportaron en medio fluvial como partículas finas de electrum de diversas composiciones y de amalgama, que se aglutinaron por coalescencia formando granos cada vez mayores. En los granos de electrum se produce, en el medio fluvial, una precipitación de oro en las juntas entre subgranos. Estas partículas se redepositaron en un placer lateral de playa, interaccionando con agua marina y produciéndose una disolución selectiva de Ag y Au del electrum o de Hg de la amalgama.

Las partículas de minerales de elementos del grupo del platino (EGP) consisten en una primera generación de laurita rica en osmio, reemplazada por vetas de laurita muy pura, con crecimientos simplectíticos de otra generación de laurita (de composición intermedia entre las dos anteriores) e iridoarsenita. Estos reemplazamientos tuvieron lugar durante los procesos de serpentinización en las ofiolitas del área fuente. Durante los procesos de interacción con agua marina se produce una lixiviación selectiva de osmio en relación al resto de los EGP.

Palabras clave: Oro. Amalgama. Electrum. Platinoides. Placer lateral. Ofiolitas. Transporte. Estabilidad. Cuba.

ABSTRACT

The playa Mejías lateral placer is the most important placer in Cuba. Its mineralogical composition (magnetite, chromite, rutile, ilmenite, orthopyroxene) reveals that the ophiolites of the Mayarí-Baracoa Belt are the main source area. However, other sources are demonstrated for by the presence of 4 different morphological types of zircon crystals, and minerals related to listvaenitic mineralizations (calcosilicates, carbonates). Also, precious metals have been recognized.

Previous to their fluvial transport, electrum grains were depleted in gold in the lateritic environment, producing silver-rich rims to the electrum grains. The gold particles were transported by rivers as fine-sized particles of electrum with various compositions, and as Au-amalgam. During their fluvial transport, the smaller gold grains coalesced to form larger grains, and a final generation of highly pure gold cemented the subgrains. Then, the particles were deposited in a beach lateral placer, where the grains were leached by sea water, giving rise to corrosion textures.

The particles of EGP minerals found are grains of osmium-rich laurite replaced by laurite veins associated with symplectitic intergrowths of a third laurite generation (having intermediate compositions between the above laurite generation) and iridioarsenite, as a consequence of serpentinization at the source. Leaching by sea water produces a depletion in osmium in the particles.

Key words: Gold. Amalgam. Electrum. PGE. Beach placer. Ophiolite. Transport. Stability. Cuba.

EXTENDED ABSTRACT

INTRODUCTION

The Mejías placer represents the first auriferous marine lateral placer discovered in northeastern Cuba (Kulaskov et al., 1990, Díaz-Martínez, 1995), and is the most important are discovered up to date in Cuba.

The present study establishes the mineralogical composition of the placer, and particularly, the chemistry of the precious metal-bearing particles, to define the possible source areas, transport mechanisms, and postdepositional processes.

GEOLOGICAL SETTING

The area under study is located in northeastern Oriental Cuba (Fig. 1). There are 6 main tectono-stratigraphic units: 1) ophiolite-related rocks; 2) volcanic and volcano-sedimentary rocks associated to a Cretaceous island-arc; 3) sedimentary materials from Late Campanian to Early Danian piggy-back basins; 4) volcanic and volcano-sedimentary rocks associated to a Tertiary island-arc; 5) Mid-Eocene to Oligocene sedimentary materials in piggy-back basins; and 6) platform sedimentary materials from Oligocene times to present (Adamovich and Chejovich, 1964; Iturralde-Vinent, 1976; Nagy et al., 1983; Quintas, 1989; Proenza and Carralero, 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996b; García-Torres et al., 1996; Millán, 1996; Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, in this volume).

THE MEJÍAS PLACER STRUCTURE

The lateral placer, located on both sides of the mouth of the Sagua de Tánamo River, is made up of black, fine-grained sand, with a high content of heavy minerals. The deposit has a maximum width of 350 m and a length of 1300 m (Fig. 2). The sediment bodies have a lenticular shape and lie parallel to the coast line. This geometry indicates that such bodies are not associated to abandoned channels of the Sagua de Tánamo River, and thus must be due to coastal processes (Díaz-Martínez et al., 1997). The heavy-mineral enriched layer has a maximum thickness of 0.8 m, and wanes gradually towards the borders.

A section of the sand shows alternating dark and light layers, with a thickness below 40 mm (Fig. 3). 94% of these sands have grain size below 0.2 mm.

MINERAL COMPOSITION OF THE MEJÍAS PLACER

Twelve samples of sand were collected and separated into fractions of different magnetic susceptibility. Each fraction was afterwards subdivided by the use of dense liquids. Then they were analyzed by X-ray diffraction, and some were studied for precious metals by means of SEM-EDS and EMP.

The main components of the black sands are magnetite and chromite, with that contains less concentrations of ilmenite, epidote, diopside, ankerite, zircon, baddeleyite, rutile, pyrite, gold, and PGE minerals.

SEM analysis of the denser fraction of the low magnetic susceptibility portion of each sample revealed the presence of four morphological types of zircon crystals which implies different sources (Fig. 5a, b). Moreover, some of the baddeleyite crystals (ZrO_2) display a partial replacement by zircon, due to a silicification process (Fig. 5c).

PRECIOUS METAL MINERALS

Gold is found in particles up to 150 μm in length, that are vaguely round-shaped. However, a more complex morphology, with concave or convex borders, and surficial cavities, indicating corrosion processes, can be observed in detail (Fig. 6a). BSE images (Fig. 6b) show that the chemical composition of these particles is very heterogeneous, and are made up of subgrains of varied compositions, some in the field of electrum compositions (Table 1), and some of pure gold or silver. Some of the electrum subgrains are replaced by gold-poor electrum, that forms an outer rim with a diffuse contact. A late generation of gold lies along the subgrain borders or intruding into the grains, in the form of thin veinlets with clean contacts, and frequently cutting the gold-poor electrum. This late gold is of a very homogeneous composition, and very rich in gold and poor in silver (Table 1).

Some single-grained electrum particles are present; they show a sub-rounded morphology and grain-size below 100 μm (Fig. 6c). They have a very homogeneous composition and display evidences of surface corrosion and irregular overgrowths of very fine-grained, highly pure gold.

The PGE particles, composed of three different laurite generations and iridioarsenite, have a very complex internal structure (Fig. 8a-8f). The particles consist of an early generation of osmium-rich laurite, laurite I ($(\text{Ru}_{0.51}\text{Os}_{0.39}\text{Ir}_{0.05}\text{Pt}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{0.98}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$). This laurite I was replaced by veins of a new laurite generation, almost pure in the end-member RuS_2 . In the contact between these laurite generations, a third laurite generation (having intermediate compositions among the above laurite generation) develops symplectitic intergrowths with iridioarsenite.

POSSIBLE SOURCE AREAS: A DISCUSSION

Gold

In the Sagua de Tánamo River basin the geology suggests different potential gold metallotects (see Proenza and Melgarejo, in this volume): ophiolitic complexes, listvaenites, mesozoic massive sulfide deposits, and epithermal veins; many of which are also affected by intense laterization. Proenza (1998) has described very fine-grained gold (5 to 10 μm) in Mayarí-Baracoa chromitites. Listvaenites have been found in other areas of the Cuban ophiolitic complex (Cabrera et al., 1986), although none have been described yet in eastern Cuba. However, the presence of ankerite and epidote (minerals characteristic of listvaenitic rocks) in the placer, does not allow us to rule out the possible existence of these rocks in the Sagua de Tánamo River basin. On the other hand, hydrothermal alteration in the volcanic rocks of the Cretaceous island arc, with an unknown gold-bearing potential, has been described (Rodríguez-Vega, 1995). Unfortunately, little information on the composition of the gold in the different Cuban deposits is available.

The difficulty in the determination of the source of the gold found in the placer lies in the different compositions of the subgrains forming the particles, which could mean either various sources or different alteration mechanisms. In fact, the ob-

served textures in the electrum particles must be explained by a multiple phase formation. The particles would not have been formed by a simple chemical accretion, as some authors suggest (e.g., Clough and Craw, 1989, Mann, 1984), nor from colloids (Seeley and Senden, 1994), due to the variation in chemical composition and alteration of the different subgrains.

Colin et al. (1993) discuss the possible mechanisms for the dissolution of gold in alteration profiles. In sulfide- and carbonate- rich deposits, which can develop acid and alkaline conditions respectively, due to weathering, Au can be transported as thiosulfates ($\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$), or as bisulfide complexes ($\text{Au}(\text{HS})_2^-$) under acidic conditions. This is not possible if we consider the source areas under discussion, as carbonates are lacking, and significative sulphide concentrations seem to be absent. Therefore, other mechanisms must be called for. One of these mechanisms could be the transport in the form of chloride complexes (AuCl_4^-), that require, however, highly acidic and oxidizing conditions with abundance of Cl. Laterites are not prone to produce such conditions, and Colin et al. (1993) have proposed that Au can be transported as organic or inorganic ligands such as $\text{Au}(\text{OH})_3(\text{H}_2\text{O})^0$, AuClOH_7 , or $\text{Au}(\text{OH})_2\text{FA}_7$ (this last one involves fulvic acid, present in tropical soils). These authors consider this would lead to the leaching of gold, which could account for the gold-poor rims observed in many of the electrum subgrains.

The fact that the electrum particles are made up of subgrains with different composition has been accounted for the mechanical accretion of smaller particles (Youngson and Craw, 1995; Eyles and Kocsis, 1989). Highly pure gold in thin veinlets found between the electrum subgrains is similar to that found in other alluvial placers not affected by sea water (Loen, 1989), and can therefore be interpreted as the result of processes acting during fluvial transport.

The subgrain boundaries have acted as preferential surfaces for the alteration of the particles once these were washed by a Cl-rich water as sea water. Under these conditions, both gold and silver could be leached in the form of chloride complexes.

Therefore, the textures observed in figure 6 must be considered as the result of the following processes: a) gold leaching over the primary mineralization; b) coalescence of gold particles; c) supergenic enrichment of gold in the particles; d) dissolution produced by sea water.

Mercurian gold (“A u-amalgam”)

Mercurian gold has been described as “amalgam” in various volcanogenic deposits (Nysten, 1986; Heal and Petruk, 1990; Ruiz and Samper, 1995), in ultrabasic rocks (Keqiao et al., 1981) and placers derived from these (Krstic and Tarkian, 1997), and in other placers (Oberthür y Saager, 1986). The chemical composition of the mercurian gold is varied (Fig. 7). Groen et al. (1989) point out that thick layers of mercurian gold can precipitate over gold at high temperatures. The described mercurian gold is chemically homogeneous, thus apparently primary. The surficial alteration would be controlled by the different mobilities of Au, Ag and Hg in sea water: pure gold being the hardest to be leached, and mercury the easiest, silver's stability lying in between. Hence, the observed spongy textures of gold and silver on the corroded grain surface can be explained by the solution of mercury and sudden reprecipitation of these metals. Similar textures were experimentally produced by an acid attack on the amalgam (Watterson, 1994).

Platinum group elements

The presence of platinum group element minerals (PGEM) as mineral particles is consistent with the presence of PGEM mineralization in the ultrabasic rocks which are washed by the rivers in this area (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a). The PGEMs in the primary deposits exhibit replacement textures due to the serpentinization under low sulfur and oxygen fugacities, which is common in many other ophiolite complexes (Garuti and Zaccarini, 1997; Burgath, 1988; Augé and Maurizot, 1995; Nakagawa and Franco, 1997; Cabri et al., 1996; Krstic and Tarkian, 1997; Nakagawa and Franco, 1997). The main problem found is the fact that the PGEM grains in the placers are much larger than those in the primary mineralization, which is a generalized problem for alluvial platinum deposits (Cousins and Kinloch, 1976). It has been suggested, therefore, that the PGEM grains are formed by direct crystallization (or recrystallization) in sedimentary environments (Bowles, 1986, 1988, Barker and Lamal, 1989). This controversy has led some research to conduct experi-

ments to evaluate the effective capacity of PGE to be transported in riverine waters (e.g., Wood et al., 1992). However, diverse mineralogical and petrographic evidences all call for a detritic concentration from the primary mineralizations in ultrabasic rocks (Cabri and Harris, 1975; Raicevic and Cabri, 1976; Mertie, 1976; Cabri et al., 1981; Ford, 1981; Hagen et al., 1990; Johan et al., 1990; Nixon et al., 1990; Johan et al., 1990; Slansky et al., 1991; Hattori and Cabri, 1992).

Platinum and palladium are more soluble in hydrothermal fluids than the rest of PGE (Mountain and Wood, 1988), which could help to explain the preferential association of Os-Ir-Ru minerals with serpentinized ophiolites such as the Cuban ones.

Cousins (1973) speaks of greater or lesser maturity of alluvial deposits according to the (Os+Ir)/Pt ratio. In this way, Cuban deposits, lacking Pt, would be of great maturity. In placers derived from Alaska-type intrusive complexes, the dominant phases are Pt-Fe alloys, with scarce Ru (Mertie, 1976; Raicevic and Cabri, 1976; Razin, 1976; Zhdanov and Rudashevskii, 1980; Nixon et al., 1990; Slansky et al., 1991; Weiser and Schmidt-Thomé, 1993), while the Cuban ones are Ru-rich. However, this discussion is difficult to apply to the Cuban case due to the lack of Pt and Pd in the source area.

CONCLUSIONS

The playa Mejías deposit is a lateral placer formed by the action of sea currents on the materials transported by the Sagua de Tánamo river. The denser minerals in the placer have different source rocks that outcrop along the Sagua de Tánamo river basin.

The minerals that represent a greater economic interest are the precious metals, especially gold and some PGE (Ru, Os, Ir), although the high concentration of chromite in the deposit must also be born in mind.

The PGE source must be the chromite deposits occurring in the area, making it of interest to conduct an analysis of these rocks for their PGE content. In ophiolites PGE contents are generally low, but their successive weathering and erosion can produce, after river transport, interesting beach placer deposits. The textures described in the PGE particles reveal the presence of hydrothermal processes in the source.

The source of gold (electrum and amalgam) is less well defined, although ultrabasic rocks (listvaenitized or not) are a possible source. During laterization the originally silver-rich grains were impoverished in gold (and mercury in the case of the mercurian gold). Electrum grains accreted during their fluvial transport, forming larger grains. The fluvial transport also produced the cementation of particles by a late generation of pure gold.

Sea water would then slowly dissolve the particles after their deposition as a beach placer. We should therefore expect the absence of these elements in the lower, and older deposits, as when they should be totally washed away.

INTRODUCCIÓN

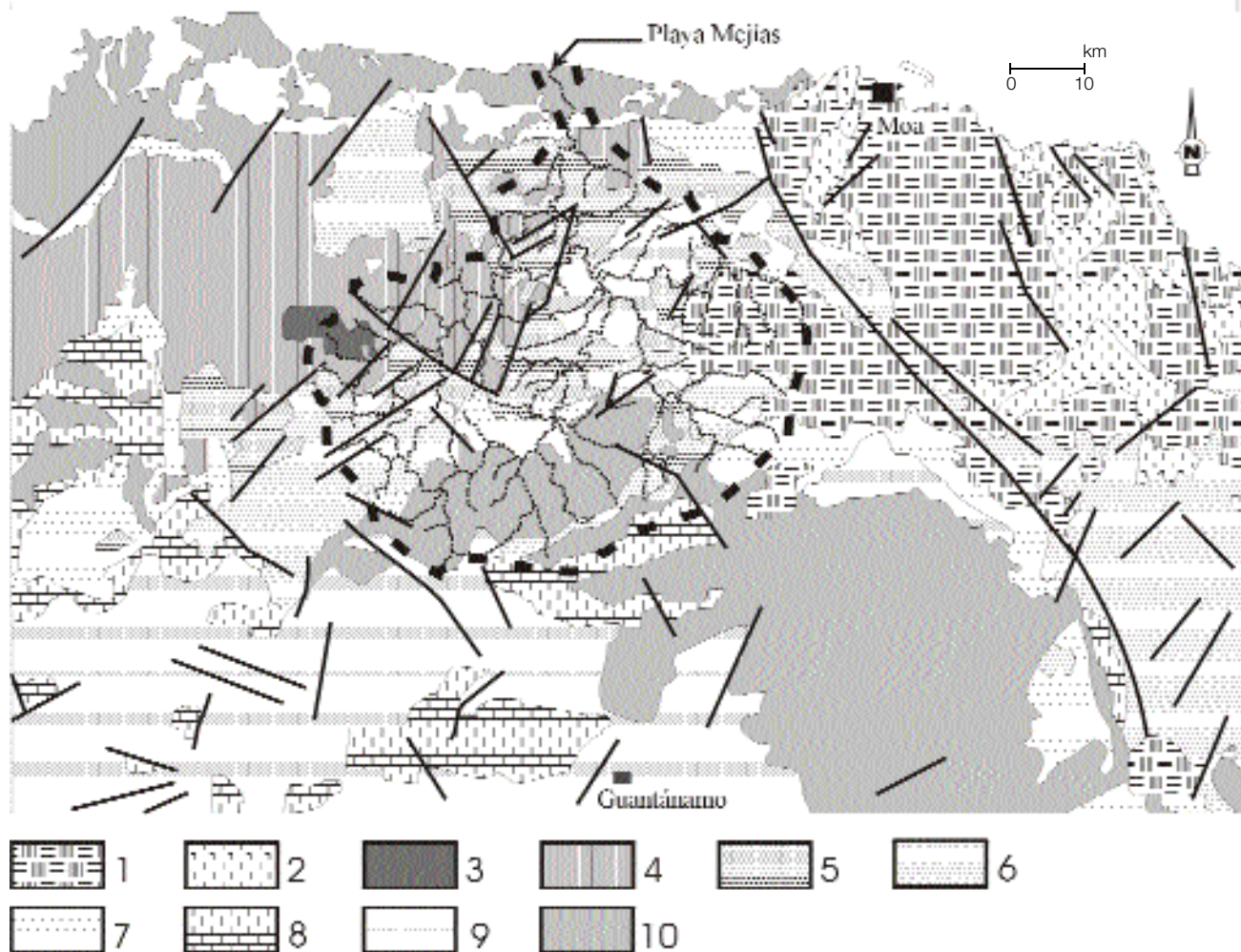
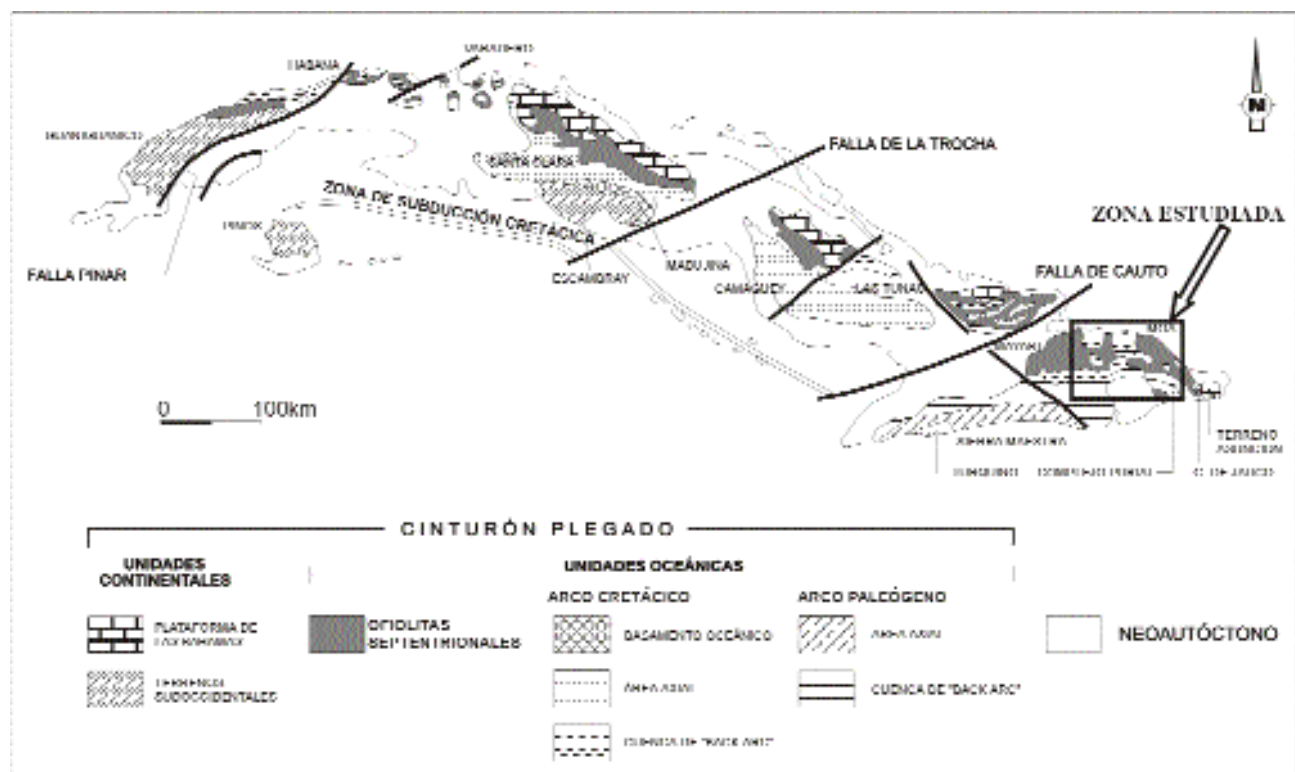
El placer Mejías constituye el primer ejemplo de placeres laterales marinos descubierto en el nordeste de Cuba (Kulaskov et al., 1990). Los trabajos preliminares señalaron la presencia de oro, en asociación a diversos minerales pesados (Díaz-Martínez, 1995), y diversos trabajos de reconocimiento han permitido definirlo como el más importante descubierto en Cuba hasta el presente.

En este trabajo se define la composición mineral del placer y, en particular, el quimismo mineral de las asocia-

ciones de minerales de elementos preciosos, con fin de determinar posibles áreas fuente, mecanismos de transporte y procesos postdeposicionales.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio está situada en el NE de Cuba Oriental (Fig.1). En esta zona se pueden reconocer 6 unidades tectonoestratigráficas principales: 1) rocas de afinidad ofiolítica, 2) materiales volcánicos y volcánico sedimentarios asociados a un arco de islas Cretácico, 3) materiales asociados a cuencas transportadas (*piggy*



back) del Campaniense tardío al Daniense, 4) materiales volcánicos y volcánicos sedimentarios relacionados con un arco de islas Terciario, 5) materiales asociados a cuencas transportadas del Eoceno medio al Eoceno Superior (Oligoceno?), y 6) materiales asociados a un estadio neoplatafórmico (“neoautóctono”, según Iturralde-Vinent, 1994) desde el Oligoceno a la actualidad.

Las rocas de afinidad ofiolítica están ampliamente distribuidas en la región y se pueden identificar todos los niveles de un corte ofiolítico ideal, aunque desmembrado tectónicamente (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, 1999b): peridotitas con texturas de tectonitas, rocas representativas de la *Moho Transition Zone* (harzburgitas residuales, dunitas, dunitas “impregnadas” de clinopiroxeno y plagioclasa, cromititas y sills de gabro), gabros, diques de diabasas y niveles volcanosedimentarios. Estas secuencias ofiolíticas constituyen la denominada Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Iturralde-Vinent, 1996a; Proenza et al., en este volumen). Las secuencias mantélicas y los acumulados de las ofiolitas Mayarí-Baracoa se han datado como Jurásico-Cretácico temprano y las rocas volcano-sedimentarias como Hauteriviense (?)–Campaniense (?) (Iturralde-Vinent, 1994; 1996a).

En esta faja ofiolítica también existen numerosos cuerpos de cromititas en diferentes niveles estructurales del corte ofiolítico. Las cromititas ricas en Cr se localizan en peridotitas con texturas de tectonitas (tipo Mayarí) y las ricas en Al en la denominada *Moho Transition Zone* (tipo Moa-Baracoa) (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, en este volumen). Sin embargo, en la zona de Sagua de Tánamo (extremo oriental del macizo Mayarí-Cristal) aparecen tanto depósitos de cromita ricos en Cr,

como ricos en Al. En esta zona las rocas de afinidad ofiolíticas (principalmente peridotitas serpentinizadas) forman una zona compleja de “melange” (Proenza et al., en este volumen).

Las rocas de afinidad ofiolítica cabalgan rocas volcanosedimentarias representativas de un arco de islas de edad Cretácica. Por otra parte, en otras regiones los cuerpos ofiolíticos aparecen cubiertos por un conjunto diferente de materiales volcanosedimentarios pertenecientes a un arco de islas de edad Paleógena (Fm. Sabaneta); todo este conjunto se ve, a su vez, recubierto por secuencias terrígenas-carbonatadas más jóvenes (Quintas, 1989; Iturralde-Vinent, 1996b). Los principales afloramientos de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa están representados por los macizos Mayarí-Cristal y Moa-Baracoa (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a; 1999b).

Al sur del Macizo Mayarí-Cristal, se localiza la “melange la Corea” (Iturralde-Vinent, en este volumen), la cual es una zona metamórfica de unos 25 km² (Adamovich y Chejovich, 1964; Nagy et al., 1983; Millán, 1996). Esta zona se compone de diferentes bloques separados por una matriz serpentinitica. Predominan las rocas metamórficas de alta presión, así como metabasitas de baja presión de origen ofiolítico (Millán, 1996). Las rocas metamórficas de alta presión son anfibolitas granatíferas y bloques aislados de esquistos glaucofánicos; además existen esquistos verdes, esquistos tremolíticos, actinolíticos, diques de pegmatitas y granitoides masivos.

Las rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad cretácica están representadas por la Fm. Santo Domingo. Ésta se compone por tobas y tufitas con cuerpos de lavas

Figura 1: A) Situación de la zona estudiada (mapa geológico simplificado de Iturralde-Vinent, 1994). B) Mapa geológico de la zona estudiada, simplificado a partir de Mossakovskiy et al. (1989). Se ha superpuesto el trazado de la red hidrográfica del río Sagua de Tánamo (trazo delgado discontinuo) y el contorno de su cuenca actual (trazo grueso discontinuo). Macizo ofiolítico Moa-Baracoa: 1) peridotitas (principalmente harzburgitas); 2) gabros del complejo de acumulados máficos. Complejo metamórfico de La Corea: 3) anfibolitas, plagiogneises y hornblenditas. Macizo ofiolítico Mayarí-Cristal: 4) peridotitas (harzburgitas, dunitas). 5) Materiales sedimentarios detríticos asociados a las cuencas transportadas (*piggy back*) del Campaniense tardío al Daniense. 6) Rocas volcánicas y volcanosedimentarias del arco de islas volcánico del Cretácico. 7) Rocas volcánicas y volcanosedimentarias asociadas al arco de islas volcánico del Paleógeno. Cuencas transportadas (*piggy back*) del Eoceno medio al Eoceno superior (Oligoceno?): 8) formaciones carbonatadas; 9) Molasa flyschoides. Coverterea Neógena-Cuaternaria: 10) calizas, gravas, arenas, arcillas.

Figure 1: A) Geological setting (geological map after Iturralde-Vinent, 1994). B) Geological map adapted from Mossakovskiy et al. (1989). Overimposed are the Sagua de Tánamo river catchment area (bold line), and its drainage system (dashed line). Moa-Baracoa ophiolitic Massif: 1) peridotites (mainly harzburgites); 2) mafic cumulate complex gabros. La Corea metamorphic Complex: 3) amphibolites, plagiogneisses, hornblendites. Mayarí-Cristal ophiolitic Massif: 4) peridotites (harzburgites, dunitas). 5) Detritic sedimentary rocks related to the Late Campanian to Danian piggy-back basins. 6) Volcanic and volcanosedimentary rocks of the Cretaceous volcanic arc. 7) Volcanic and volcanosedimentary rocks of the Paleogene volcanic arc. Mid-Eocene to Upper Eocene (Oligocene?) piggy-back basins: 8) calcareous formations; 9) flyschoid molasse. Neogene-Quaternary cover materials: 10) limestones, gravels, sands and shales.

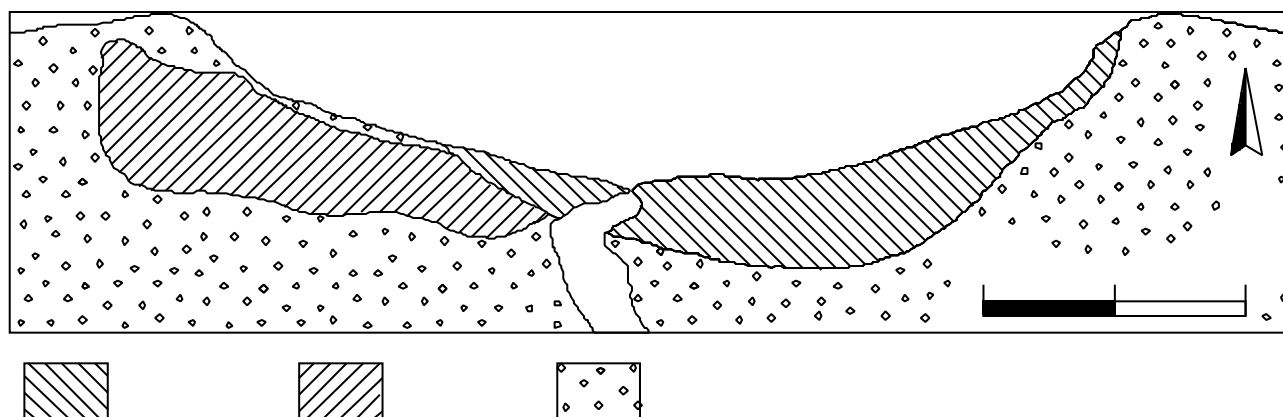


Figura 2. Mapa geológico de detalle del placer de Playa Mejías. 1) arenas grises de dunas costeras; 2) arenas negras del placer Mejías; 3) depósitos aluviales cuaternarios. Modificado a partir de Díaz-Martínez et al., 1997.

Figure 2. Detailed geological map of the Playa Mejías placer. 1) Coastal dune grey sands; 2) black Mejías placer sands; 3) Quaternary alluvial deposits. Adapted after Díaz-Martínez et al., 1997.

y calizas intercalados (Iturralde-Vinent, 1976; Proenza y Carralero, 1994). Los materiales de la Fm. Santo Domingo se encuentran imbricados tectónicamente con las ofiolitas de la Faja Mayarí-Baracoa. Muchas veces los contactos coinciden con zonas que presentan una mezcla de bloques de rocas volcánicas pertenecientes al arco y de ofiolitas. La actividad volcánica se extendió desde el Aptiense al Campaniense Medio (Iturralde-Vinent, 1994) y fue el resultado de una subducción intraoceánica.

Los materiales asociados a las cuencas transportadas del Campaniense tardío-Daniense se agrupan en las formaciones Mícará y La Picota. Dentro de estas formaciones se encuentran secuencias típicamente olistostromáticas y con características de melange (Fm. La Picota y parte de la Fm. Mícará), las cuales están compuestas por fragmentos y bloques procedentes de la secuencia ofiolítica y de las rocas volcánicas Cretácicas. En consecuencia, estas unidades litoestratigráficas constituyen un registro temporal del proceso de emplazamiento tectónico (obducción) de las ofiolitas, el cual estuvo enmarcado en el tiempo de desarrollo de estas cuencas.

Las rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad Paleoceno (Daniense)-Eoceno medio inferior están representadas, en la zona, por la formación Sabaneta, la cuál ha sido depositada en una cuenca de trasarco (Iturralde-Vinent, 1996b; García-Torres et al., 1996). La unidad se compone de rocas volcanosedimentarias (tobas, tufitas) (Iturralde-Vinent, 1976, 1996b; Proenza y Carralero, 1994; Quintas et al., 1996, García-Torres et al., 1996).

Las rocas pertenecientes al arco de islas volcánico del Paleógeno yacen sobre los materiales deformados del arco cretácico, las ofiolitas y los olistostromas y melanges depositados en las cuencas de *piggy back* del Campaniense tardío-Daniense.

Las series asociadas a las cuencas transportadas del Eoceno medio al Oligoceno se agrupan en tres formaciones terrígenas carbonatadas (Quintas, 1989; Quintas y Blanco, 1993; Proenza y Carralero, 1995): a) la Formación Charco Redondo (calizas microcristalinas, calizas margosas); b) la Formación San Luis (areniscas y facies terrígenas carbonatadas hacia el norte); y la Formación Maquey (margas, areniscas calcáreas, calizas organógeno-detriticas).

ESTRUCTURA DEL PLACER DE MEJÍAS

El depósito de placer lateral en estudio está compuesto por arenas negras de grano fino con elevados contenidos de minerales pesados. La parte más importante de estas arenas mineralizadas se halla a ambos lados de la desembocadura del río Sagua de Tánamo, cuya mitad occidental corresponde a la Playa El Canal y la oriental a Playa Mejías. Ésta está cubierta por mangles excepto en la parte expuesta a la acción del oleaje.

La parte de la Playa Mejías tiene forma de hoz con una anchura máxima de 350 m, siendo su longitud de 1300 m (Fig. 2). Se ha realizado una exploración magnética para determinar la forma de los cuerpos minera-

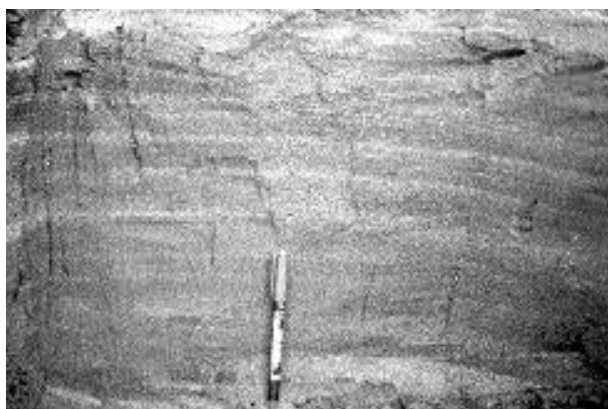


Figura 3. Detalle de las alternancias de arenas negras con arenas de color claro. Nótese la laminación.

Figure 3. Close-up of the alternating laminae of black and light-colored sands.

lizados. Los resultados de esta exploración indican que dichos cuerpos tienen forma lenticular y se disponen de forma paralela a la línea de costa, de lo que se deduce que su formación no está vinculada a paleocauces del río Sagua de Tánamo sino a sedimentación costera, por lo que pueden ser descritos como placeres laterales de playa (Díaz-Martínez et al., 1997). La capa de arena enriquecida con minerales pesados alcanza una potencia de 0.8 m, disminuyendo en forma de cuña hacia los extremos.

En el corte de estas arenas se hallan capas oscuras y claras alternadas, de una potencia variable entre 1 y 40 mm (Fig. 3). El 94% de estas arenas presentan un tamaño de grano con diámetro inferior a los 0.2 mm.

MUESTREO Y MÉTODOS ANALÍTICOS

Se tomaron 12 muestras de sedimento. Con el fin de obtener fracciones de los diferentes tipos de minerales, que facilitarían la concentración de minerales con elementos preciosos, se siguió un método secuencial de separación magnética y por densidades, descrito en la figura 4. A partir de cada muestra se seleccionó la fracción con diámetro comprendido entre 0,08 y 0,2 mm. En primer lugar se realizó una primera separación de minerales por medio de un imán, entre materiales diamagnéticos y paramagnéticos por un lado, y ferromagnéticos por el otro. Al hacer esta separación se obtienen dos fracciones de peso prácticamente idéntico. Puesto que la magnetita es el mineral dominante en la fracción ferromagnética, y

en la otra fracción hay una amplia diversidad de minerales con proporciones muy variadas entre ellos, se deduce que la magnetita es el mineral más abundante en el placer de Mejías.

El segundo grupo de separaciones se realizó con la ayuda de un separador magnético Franz Isodynamic, a partir de la susceptibilidad magnética de los minerales. La separación se hizo con una inclinación de 131° , y bajo diferentes intensidades (0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 1 A). En total se obtuvieron, por consiguiente, 7 fracciones magnéticas.

La composición mineral de las diferentes fracciones de una muestra promedio de la mineralización se estudió mediante el método de difracción de polvo de rayos-X. El equipo utilizado fue un difractómetro de polvo automático Siemens D500 trabajando a 0.5° $2\theta/\text{min.}$, con radiación monocromática de CuK α a 40 kV y 30 nA.

La fracción de menor susceptibilidad magnética (o sea la no magnética con corriente de un amperio) de cada una de las muestras fue separada de nuevo en dos fracciones con la ayuda de líquidos densos. En nuestro caso, utilizamos el licor de Thoulet, de densidad 3.0 g/cc, pues su densidad está entre la del cuarzo y la del oro.

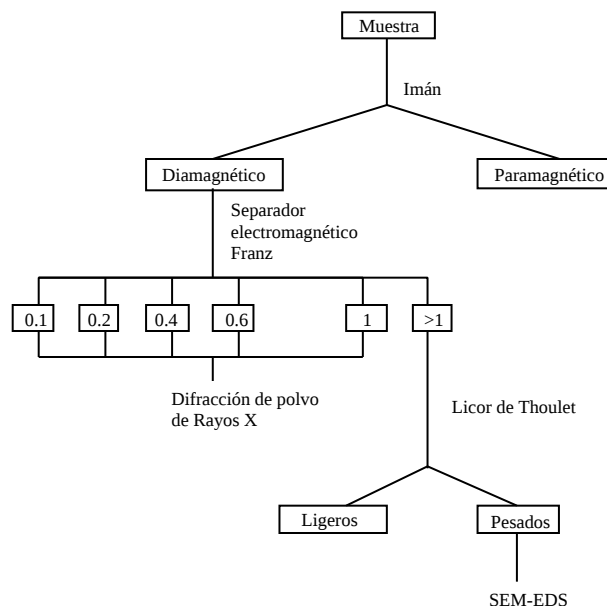


Figura 4: Secuencia de procesos utilizados en la separación de los diferentes minerales del placer de Mejías.

Figure 4. Methodology used in the separation of the different heavy minerals in the Mejías placer.

Las nuevas fracciones, obtenidas en función de su mayor o menor densidad, fueron analizadas a través del SEM-EDS (microscopio electrónico de barrido con analizador de energías). El equipo utilizado fue un equipo Cambridge Stereoscan-120. El analizador de energías acoplado es un

EDS constituido por un cristal de Si(Li) con ventana de Be distribuido por LINK. Mediante este método se realizaron análisis químicos cualitativos de los elementos presentes en las muestras. También se realizaron análisis cuantitativos mediante microsonda electrónica de los granos de aleaciones de oro y de minerales de elementos del grupo del platino (EGP). Las condiciones de trabajo fueron las siguientes para éstos últimos minerales: una tensión de aceleración de 25 keV y una corriente de sonda de 20 nA, midiendo sobre las líneas espectrales *La* del Ir y del Pt con un cristal LiF, *La* del Ru y Rh con un cristal PET, *Lb* del Os y As con un LiF, *Lb* del Pd con un PET, *Ka* del S con un PET. Los patrones utilizados fueron metales puros para los EGP, GaAs para el arsénico y calcopirita para el azufre. Las aleaciones de oro, plata y mercurio fueron analizadas con 25 keV y 20 nA, utilizando los siguientes cristales, patrones y líneas espectrales: Au, oro metal *La* (LIF); Ag, plata metal *La* (PET); Cu, cobre metal *Ka* (LIF); Ni, níquel metal *Ka* (LIF) y Fe, hierro metal *Ka* (LIF).

COMPOSICIÓN MINERAL DEL PLACER MEJÍAS

A partir del análisis de las fracciones diamagnéticas por difracción de rayos X de una muestra promedio se obtuvieron los siguientes resultados:

- Fracción de susceptibilidad mayor que $500 \cdot 10^{-6}$ C.G.S.E.M: ilmenita (FeTiO_3); cromita $((\text{Mg,Fe}) (\text{Cr,Al})_2\text{O}_4)$;

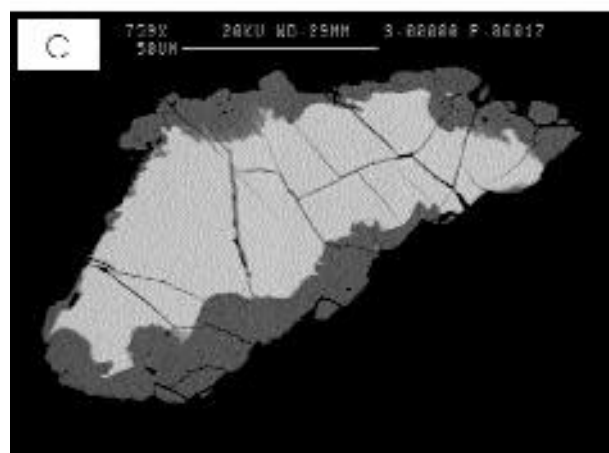
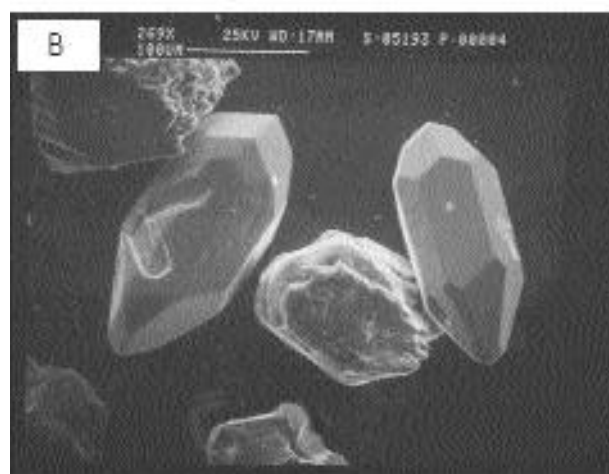
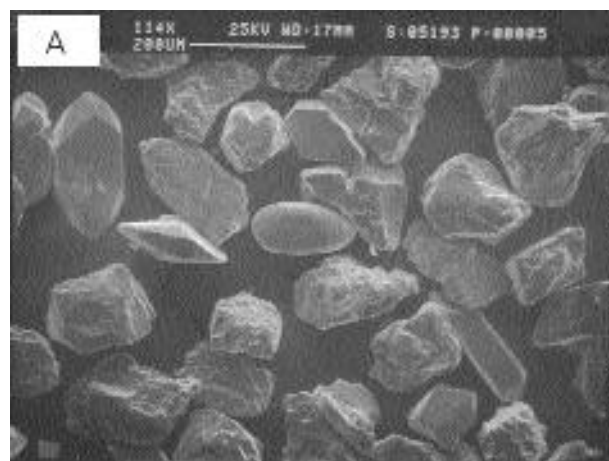


Figura 5. A: Imagen de electrones secundarios obtenida mediante microscopio electrónico de barrido de los minerales pesados. Se distinguen cristales de zircón de diferentes morfologías, siendo algunos de hábito prismático y escaso desarrollo de caras dipiramidales, otro de hábito prismático con acusado desarrollo de las caras dipiramidales y otro presentando sólo caras de dipirámide. Adviértase, además, algunos de morfología muy ovalada. B: detalle de algunos cristales de zircón con diferente desarrollo de las caras dipiramidales, asociados a cristales de diópsido (nótese la exfoliación). C: baddeleyita (núcleo más claro) reemplazada por zircón (aureola más oscura). Sección pulida. Microscopio electrónico de barrido, imagen de electrones retrodispersados.

Figure 5. A: Secondary electron image (SEM) of the heavy minerals. Four morphological types of zircons are observable: one with a prismatic growth and bare bipyramidal growth, one with prismatic growth and bipyramidal growth, one with an exclusive bipyramidal development, and one of greatly rounded morphology. B: detailed image of zircon crystal with different degrees of bipyramidal development, next to diopsid crystals. C: baddeleyite (lighter nucleus) replaced by zircon (outer dark rim). SEM, Backscattered electron image.

hematites (Fe_2O_3); titanita (CaTiSiO_5), siendo esta última muy escasa en la muestra.

- Fracción de susceptibilidad entre $500 \cdot 10^{-6}$ y $120 \cdot 10^{-6}$ C.G.S.E.M.: cromita ($(\text{Mg,Fe})(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$); ilmenita (FeTiO_3); hematites (Fe_2O_3); vesubianita férrica ($\text{Ca}_{19}(\text{Al,Mg,Fe})_{11}(\text{Si,Al})_{18}\text{O}_{69}(\text{OH})_9$); diópsido ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), en menor cantidad.
- Fracción de susceptibilidad entre $120 \cdot 10^{-6}$ y $30 \cdot 10^{-6}$ C.G.S.E.M.: cromita ($\text{Fe}(\text{Al,Cr})_2\text{O}_4$); ilmenita (FeTiO_3); hematites (Fe_2O_3); diópsido ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), en poca cantidad.
- Fracción de susceptibilidad entre $30 \cdot 10^{-6}$ y $13 \cdot 10^{-6}$ C.G.S.E.M.: cromita aluminica ($(\text{Mg,Fe})(\text{Al,Cr})_2\text{O}_4$); ilmenita (FeTiO_3); vesubianita férrica ($\text{Ca}_{19}(\text{Al,Mg,Fe})_{11}(\text{Si,Al})_{18}\text{O}_{69}(\text{OH})_9$); hematites (Fe_2O_3); pumpellyita ($\text{Ca}_2\text{MgAl}_2(\text{Si}_3\text{O}_{11})(\text{OH})_2\text{AH}_2\text{O}$); diópsido ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$); talco ($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$); rutilo (TiO_2).
- Fracción de susceptibilidad entre $13 \cdot 10^{-6}$ y $5 \cdot 10^{-6}$ C.G.S.E.M.: cromita ($(\text{Mg,Fe})(\text{Al,Cr})_2\text{O}_4$); zircón (ZrSiO_4); diópsido ($\text{Ca}(\text{MgFe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$); ankerita ($\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2$); epidota ($\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), estas dos últimas en bajas proporciones.

A partir del análisis mediante SEM de los concentrados en la fracción pesada de baja susceptibilidad magnética se observaron cuatro tipos de cristales de zircón (Fig. 5a, b). Tres de ellos presentan formas idiomórficas: el primero, idiomórfico y prismático con pinacoides, con cantidades variables de hafnio; el segundo, también idiomórfico con forma de bipirámide; y el tercero de hábito prismático con bipirámides. El cuarto tipo es muy redondeado y con forma de elipsoide de revolución. La existencia de estas cuatro formas de cristalización del zircón sugiere diversas fuentes de procedencia de estos cristales. Por otra parte, existen granos de baddeleyita (ZrO_2) que, en ocasiones, se encuentran parcialmente reemplazados por zircón, indicando un proceso de silicificación (Fig. 5c). El área fuente de la baddeleyita es difícil de precisar. Este mineral es muy común como accesorio en rocas muy deficitarias en sílice, como las carbonatitas (de las cuales no existe ninguna referencia en la zona), aunque también ha sido descrito en gabros.

También se detectaron pequeñas cantidades de rutilo, minerales de tierras raras ligeras, níquel nativo y arseniuros de níquel, oro, oro mercurial y sulfuros y arseniuros de EGP. El níquel nativo es frecuente en las cromititas ofio-

	Au	Ag	Cu	Fe	Hg	Total
1	74.191	24.765	0.032	0.049	0.000	99.037
2	74.821	25.072	0.007	0.039	0.249	99.988
3	97.859	2.449	0.011	0.000	0.000	100.319
4	98.135	1.546	0.041	0.066	0.000	99.808
5	94.478	2.119	0.018	0.196	0.044	96.853
6	95.020	5.637	0.008	0.036	0.000	100.701
7	98.634	3.067	0.014	0.087	0.000	99.802
8	63.192	48.228	0.040	0.005	0.000	99.463
9	64.218	44.602	0.017	0.015	0.075	98.827
10	74.245	25.124	0.009	0.028	0.196	99.602
11	74.694	24.622	0.025	0.007	0.223	99.471
12	92.481	6.658	0.031	0.039	0.005	99.214
13	64.034	38.281	0.033	0.000	0.000	102.348
14	98.840	35.823	0.050	0.005	0.078	102.394
15	89.233	31.780	0.025	0.015	0.000	101.053
16	97.447	2.962	0.037	0.014	0.000	100.459
17	73.301	25.389	0.000	0.014	0.060	98.761
18	73.435	28.318	0.064	0.039	0.182	100.038

	# Au	# Ag	# Cu	# Fe	# Hg	Total
1	0.6199	0.3778	0.0008	0.0014	0.000	1.00
2	0.6177	0.3790	0.0002	0.0011	0.0020	1.00
3	0.9580	0.0457	0.0003	0.0000	0.0000	1.00
4	0.9879	0.0278	0.0013	0.0030	0.0000	1.00
5	0.9530	0.0390	0.0006	0.0070	0.0004	1.00
6	0.9010	0.0978	0.0002	0.0012	0.0000	1.00
7	0.9420	0.0546	0.0004	0.0080	0.0000	1.00
8	0.3862	0.6128	0.0009	0.0001	0.0000	1.00
9	0.9937	0.5990	0.0004	0.0004	0.0005	1.00
10	0.8185	0.3809	0.0002	0.0008	0.0018	1.00
11	0.8223	0.3761	0.0008	0.0002	0.0018	1.00
12	0.8818	0.1166	0.0009	0.0019	0.0001	1.00
13	0.4777	0.5215	0.0008	0.0000	0.0000	1.00
14	0.5061	0.4830	0.0012	0.0001	0.0006	1.00
15	0.5438	0.4565	0.0008	0.0004	0.0000	1.00
16	0.9469	0.0525	0.0011	0.0005	0.0000	1.00
17	0.8120	0.3870	0.0009	0.0004	0.0006	1.00
18	0.6019	0.3939	0.0018	0.0011	0.0015	1.00

Tabla 1. Análisis mediante microsonda electrónica de la composición química de los minerales de oro. Arriba, resultados en % en peso; abajo, proporción atómica en base a 1 átomo por fórmula.

Table 1. Microprobe analysis of the chemical composition of the gold minerals. Above, data in % weight; below, atomic ratios respect to a 1 atom per formula.

líticas de la Faja Mayarí-Baracoa (Proenza, 1998), y se produce en el marco de procesos fuertemente reductores, con baja fugacidad de oxígeno y de azufre, durante la serpentinización de olivino (Eckstrand, 1975; Frost, 1985).

MINERALES DE ELEMENTOS PRECIOSOS

Durante el análisis mediante microscopía óptica de luz reflejada de los concentrados de minerales pesados no

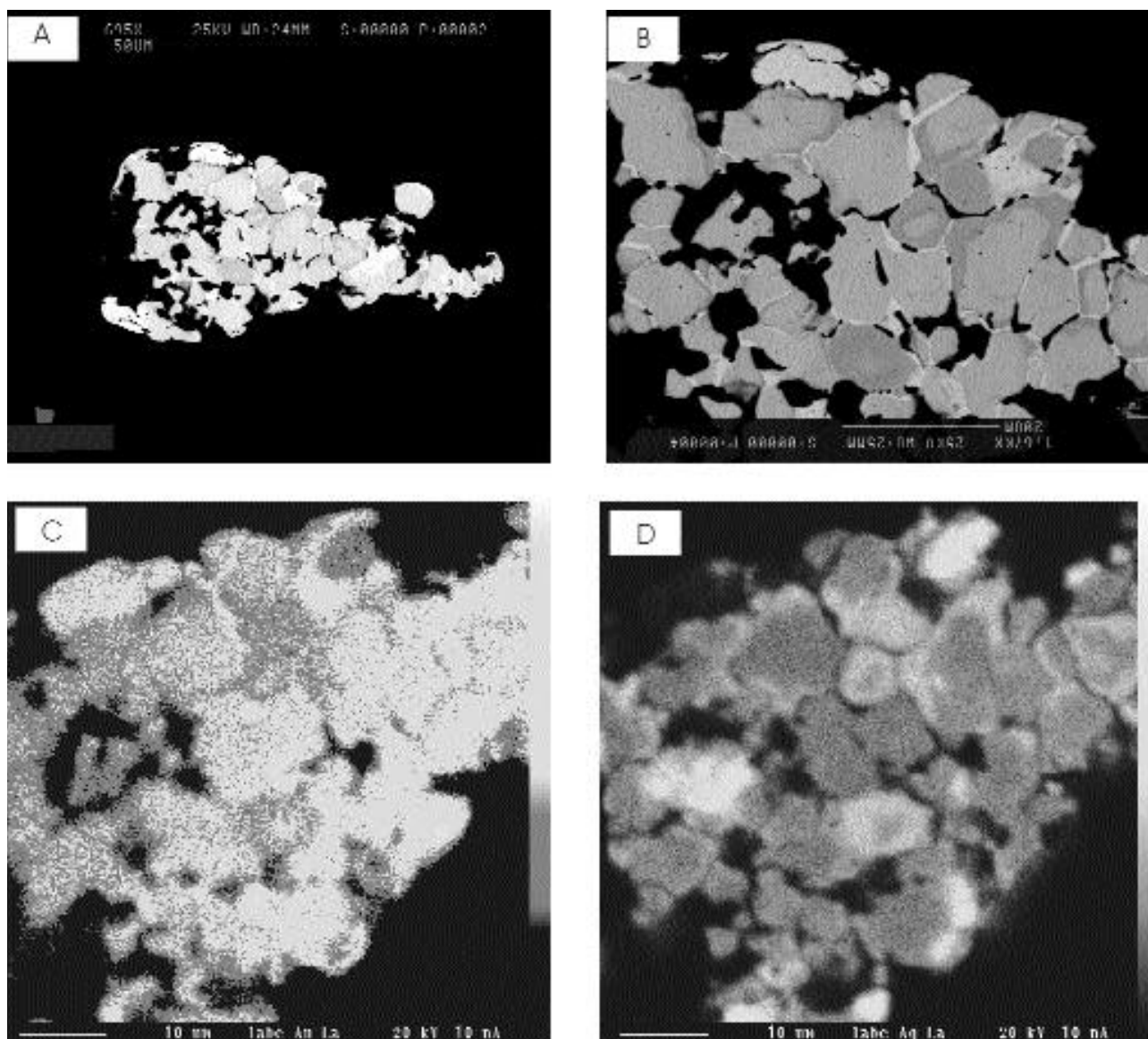


Figura 6. A: Partícula de oro de estructura compleja observada en sección pulida mediante el microscopio electrónico de barrido (imagen de electrones retrodispersados). Nótese el aspecto corroído en los bordes de la partícula y en los bordes de los subgranos. B: Detalle de la imagen anterior. Se distinguen granos de oro de diferente composición, generalmente ricos en Au (tonos intermedios de gris, O), parcialmente corroídos a electrum (gris oscuro, E). El conjunto está cementado por oro muy puro (color claro, A) y finalmente corroído (nótese los bordes cóncavos y convexos). C: Mapa de distribución de Au en la partícula anterior (imagen de rayos X), obtenido mediante microsonda electrónica. Se distinguen diferentes subgranos con diferente proporción de oro, y una generación tardía rica en oro. D: Mapa de distribución de Ag de la misma muestra. Nótese los subgranos inicialmente más ricos en Ag, así como las envueltas de electrum a partir de subgranos más ricos en oro.

Figure 6. A: Complex-structured gold particle observed in thin section under SEM (backscattered electrons). The corroded particle and subgrain margins can be observed. B: close-up of the former image. Gold grains of different composition, basically gold-rich (pale grey tones, O), and some grains partly corroded to electrum compositions (dark grey, E) can be distinguished. The grains are cemented by highly pure gold (lightest color, A), and finally are corroded (irregular convex and concave margins). C: mapping of gold distribution in the former particle (X-ray image, electron microprobe). There are grains with varying compositions of gold, and a late generation of highly rich gold. D: mapping of silver distribution in the same nugget. Note the originally silver-rich grains, and the electrum rims on the gold-rich grains.

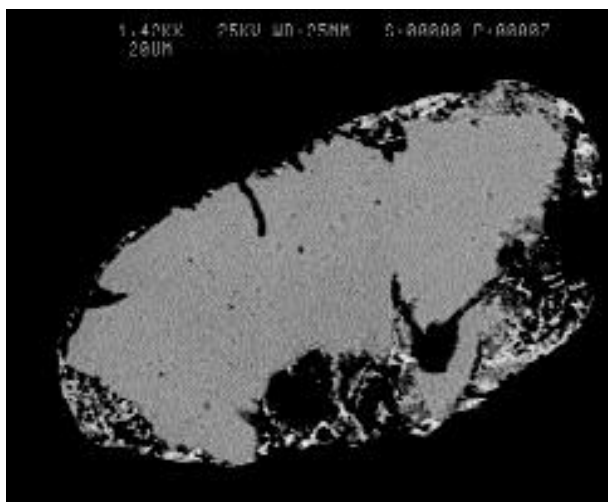


Figura 7: Partículas de amalgama, observadas con microscopio electrónico de barrido (imagen de electrones retrodispersados). Nótese los bordes corroídos, en los que se da una generación de oro esponjiforme.

Figure 7. Amalgam particle (backscattered electron image, SEM). The chemical corrosion yields a spongiform gold phase.

magnéticos se han descubierto diversas partículas de minerales de oro y de elementos del grupo del platino (MEGP).

Partículas de oro

El oro nativo se encuentra en forma de partículas que pueden alcanzar hasta 150 micras de longitud. Estas partículas son de forma vagamente redondeada. No obstante, en detalle la morfología es muy compleja y pueden reconocerse bordes cóncavos o convexos, así como cariado de los granos, todo lo cual evidencia fenómenos de corrosión (Fig. 6a). La composición química de estas partículas es muy heterogénea en detalle, como lo prueban las imágenes de electrones retrodispersados (Fig. 6b) o los mapas de distribución elemental a partir de rayos X (Fig. 6c, 6d). Se trata de partículas compuestas por subgranos de composición diversa, alterados en sus bordes y empobrecidos en oro en relación a plata, y finalmente cementados por una generación tardía de oro puro. El conjunto se encuentra corroído de forma variable.

Los subgranos pueden ser de composición muy variable, y algunos de ellos presentan composiciones correspondientes a electrum (tabla 1), mientras que otros son de composiciones próximas a los términos extremos, oro o

plata. Algunos subgranos de electrum se encuentran reemplazados por una generación de electrum más pobre en oro, mientras que en otros este reemplazamiento no se da. El contacto entre ambos tipos de electrum es a menudo difuso.

La generación tardía de oro, en forma de películas intergranulares o vetillas de contactos muy netos, se encuentra dispuesta según los bordes de grano o penetrando dentro de los mismos a partir de los contactos entre los subgranos. A menudo esta generación de oro corta a la generación de electrum más pobre en oro. Esta generación tardía de oro es de composición muy homogénea (rica en Au y pobre en Ag, Tabla 1). Se asocia casi siempre con porosidad localizada en los contactos entre los subgranos.

Partículas de oro mercurial (“amalgama”)

Aunque no está aceptado el término amalgama para designar una especie mineral, diversos autores lo utilizan con fines descriptivos. Este término es muy impreciso, pues se usó inicialmente para describir aleaciones de plata-mercurio (“kongsbergita”); no obstante, últimamente también se ha usado para describir aleaciones de mercurio con oro. Pese a todo ello, de acuerdo con las normas de la IMA estos compuestos deberán ser designados con el nombre de plata mercurial u oro mercurial; no obstante, en nuestro trabajo, como en los de muchos otros autores, usaremos localmente el término amalgama por su simplicidad y popularidad.

En el caso del placer de playa Mejías, este mineral se presenta en forma de granos subredondeados de menos de 100 micras de dimensión máxima (Fig. 7). Su composición química es muy homogénea (Tabla 2). Es, además, muy diferente de la de otros granos de amalgama descritos en otros yacimientos, lo cual parece sugerir la existencia de un amplio espectro de soluciones sólidas en condiciones naturales en el sistema Ag-Au-Hg. En los bordes de grano presentan evidencias de corrosión, así como crecimientos irregulares de oro muy puro de grano muy fino, de aspecto esponjoso y corroído.

Partículas de EGP

Las partículas de EGP presentan una estructura interna muy compleja, como puede observarse en las imágenes de electrones retrodispersados (Fig. 8a) y de mapas de composición a partir de rayos X mediante microsonda

	Au	Ag	Fe	Cu	Hg	Total
1	29.264	51.486	0.016	0.047	18.764	99.577
2	29.201	50.442	0.006	0.019	18.024	97.692
3	29.474	49.964	0.000	0.000	20.124	99.562
4	28.585	49.863	0.000	0.085	19.295	97.728
5	28.173	50.471	0.000	0.000	19.282	97.826
6	27.395	50.009	0.000	0.000	19.300	96.674
7	28.849	50.852	0.002	0.043	18.785	98.331
8	28.682	51.895	0.049	0.035	17.559	98.220

	# Au	# Ag	# Fe	# Cu	# Hg	Total
1	0.2062	0.6825	0.0004	0.0010	0.1288	1.00
2	0.2100	0.6822	0.0001	0.0004	0.1273	1.00
3	0.2042	0.6642	0.0000	0.0000	0.1417	1.00
4	0.2087	0.6655	0.0000	0.0008	0.1370	1.00
5	0.2023	0.6617	0.0000	0.0000	0.1380	1.00
6	0.1988	0.6635	0.0000	0.0000	0.1377	1.00
7	0.2082	0.6610	0.0000	0.0010	0.1318	1.00
8	0.2081	0.6708	0.0012	0.0008	0.1241	1.00

Tabla 2. Composición química de las amalgamas. Arriba, resultados en % en peso; abajo, proporción atómica en base a 1 átomo fórmula.

Table 2. Microprobe analysis of the amalgam particles. Above, data in % weight; below, atomic ratios respect to a 1 atom formula.

electrónica (Fig. 8 b-8f). Los minerales presentes son de diversas composiciones dentro de la serie laurita-erlichmanita, e iridoarsenita, aunque no se ha podido obtener análisis cuantitativo mediante microsonda electrónica en todas las fases debido al pequeño tamaño de los intercrecimientos entre los granos de los diferentes minerales. Por consiguiente, sólo se ha podido hacer una aproximación a la composición mineral de las fases mediante SEM-EDS.

Los mapas de rayos X muestran que se dan composiciones variables, intermedias en la serie laurita-erlichmanita, y en ellas pueden reconocerse zonas con proporciones variables de S, lo que sugiere una composición no estequiométrica. Términos ricos en componente laurita son los únicos minerales de EGP del placer de Mejías que han podido ser analizados, hasta el presente momento, mediante microsonda electrónica. La fórmula estructural promedia obtenida es $(\text{Ru}_{0.51}\text{Os}_{0.39}\text{Ir}_{0.05}\text{Pt}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{0.98}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$. Una primera generación de laurita (laurita I, rica en el componente erlichmanita), presentando estas composiciones, es de formación precoz. Además, existe laurita de composición muy pura (laurita II), muy cercana a la del término extremo RuS_2 de la serie laurita-erlichmanita, que se encuentra en forma de finas vetas, paralelas entre sí, que cortan a la anterior, muy probablemente a partir de superficies de exfoliación.

Entre las vetas de laurita I y la laurita II se reconoce una zona de reemplazamiento de la laurita I por una mezcla consistente en intercrecimientos simplectíticos de grano muy fino de una nueva generación de laurita (laurita III, de composición intermedia entre las otras dos) y de iridoarsenita. Esta iridoarsenita es de composición muy pura, y se encuentra en forma de cristales cúbicos idiomórficos de hasta 4 micras de arista, pero que generalmente son de tamaño muy inferior.

Las partículas de minerales de EGP de Mejías se encuentran afectadas por fenómenos de corrosión, de forma análoga a lo que acontece en las partículas de oro y de amalgama. Los bordes se encuentran parcialmente disueltos y lixiviados, y se aprecia lixiviación selectiva de las zonas más ricas en osmio.

POSIBLES ÁREAS FUENTE: DISCUSIÓN

Oro

En primer lugar, un problema importante para determinar la posible fuente del oro de los placeres de Mejías es que en la cuenca del río Sagua de Tánamo se dan, potencialmente, diversos posibles metalotectos para oro (véase Proenza y Melgarejo, en este volumen): unidades de afinidad ofiolítica, listvenitas, mineralizaciones epitermales o de sulfuros masivos mesozoicos. A todo ello cabe añadir la presencia de fenómenos intensos de lateritización, cuya influencia sobre cualquier tipo de mineralización debe ser analizada.

En relación a la posibilidad de una fuente en los materiales ofiolíticos, cabe recordar que Proenza (1998) encuentra granos de oro libre en las cromititas serpentinizadas de la faja Mayarí-Baracoa. Estos granos tienen tamaño muy pequeño (entre 5 y 10 micras). En estos granos se da una amplia variación composicional en cuanto a la relación Au/Ag, de forma análoga a lo que acontece en el placer de Mejías.

Por otra parte, hay que considerar que se pueden formar mineralizaciones de Au en relación con procesos de carbonatación de las rocas ultramáficas ofiolíticas (listvenitización). Mineralizaciones de este tipo se han descrito en otros sectores del Cinturón Ofiolítico Cubano (Cabrera et al., 1986), aunque hasta ahora no se han descrito en la parte Oriental de Cuba. No obstante, la presencia de ankerita y epidota (minerales típicos de rocas listveníticas) en las muestras del placer analizadas, es un indicador indirecto de que una fuente listvenítica del oro

no puede ser, en principio, desechada. Además, cabe tener en cuenta que la característica común de estos depósitos de Au en las listvenitas cubanas es la presencia de mercurio en asociación con el oro, siendo tanto el oro nativo como el electrum ricos en mercurio (López-Kramer et al., 1998).

Por último, se han descrito zonas de alteración hidrotermal en rocas volcánicas del arco Cretácico, que son también drenadas por la red fluvial de la cuenca del río Sagua (Rodríguez-Vega, 1995), en los que se desconoce, por el momento, el potencial en oro.

Desafortunadamente, se conocen todavía pocos datos sobre la composición del oro de los diferentes tipos de depósitos cubanos que puedan servir para comparar con las composiciones de las posibles áreas fuente.

El problema más complejo para determinar la fuente de las partículas de minerales de oro es, no obstante, la diferente composición química interna de los granos, que podría indicar una diferente procedencia o diferentes mecanismos de reemplazamiento. En efecto, las texturas observadas en los granos de electrum indican un proceso multiepisódico de formación de las partículas. En primer lugar, las partículas no pueden haberse formado por un proceso simple de acreción química, como sugieren algunos autores (por ejemplo, Clough y Craw, 1989; Mann, 1984) o por coloides (Seeley y Senden, 1994), debido a la existencia de subgranos de diferente composición química y, además, con alteraciones diferentes. Por tanto, en la generación de texturas como las observadas en la figura 6 deben tenerse en cuenta los siguientes episodios: a) etapa de lixiviación de oro sobre los minerales primarios; b) coalescencia de partículas; c) enriquecimiento supergénico de oro en las partículas.

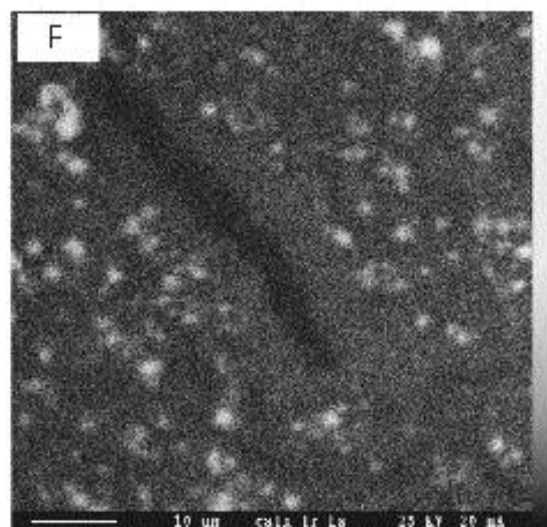
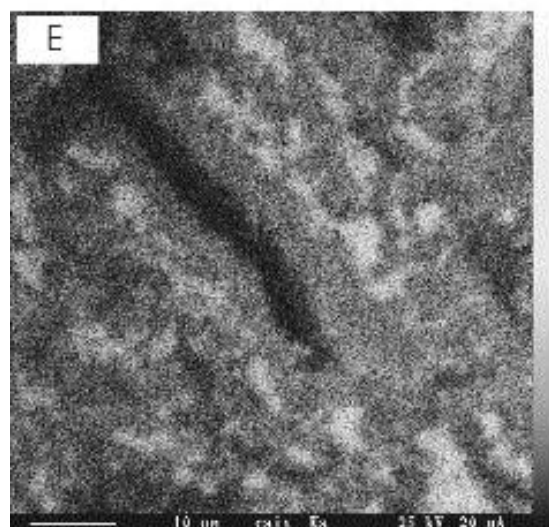
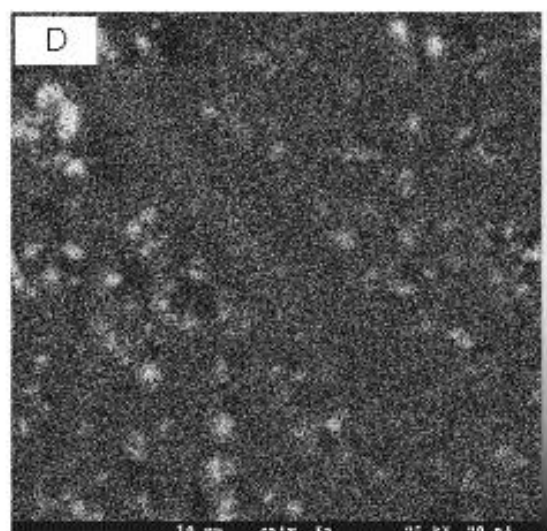
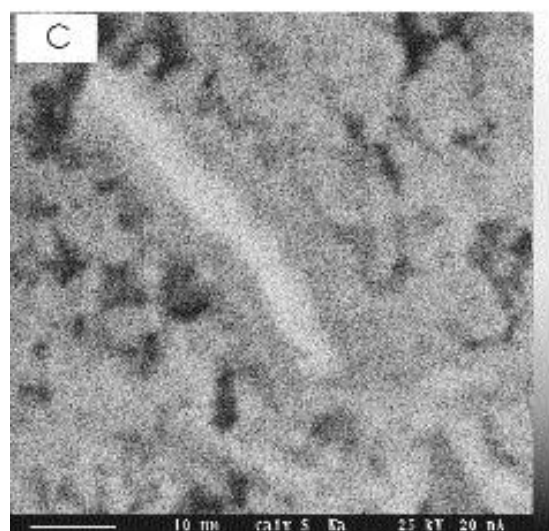
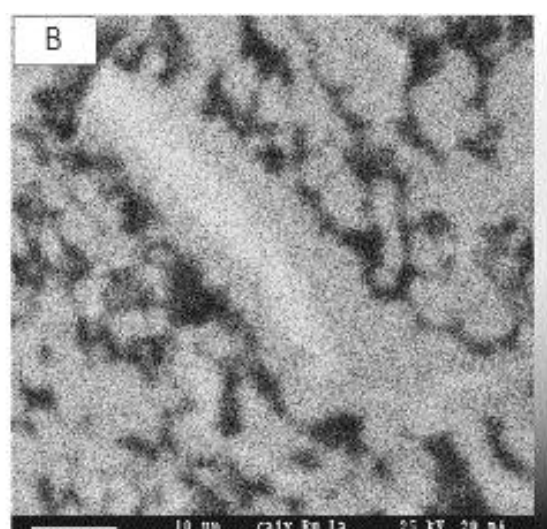
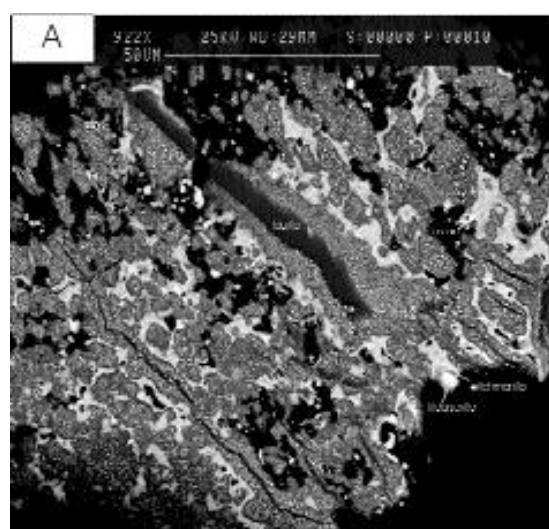
La lixiviación de oro en perfiles de alteración es un hecho comunmente observado y abundantemente descrito, pese a que antiguamente se pensaba que el oro, por su baja movilidad, quedaba fijado en los perfiles de alteración. Colin et al. (1993) discuten los mecanismos por los que el oro puede ser puesto en solución. Así, en depósitos ricos en sulfuros y carbonatos, capaces de generar durante su meteorización un medio ácido y alcalino, respectivamente, el Au puede transportarse en forma de complejos como tiosulfatos ($\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$), o como complejos bisulfuro ($(\text{Au}(\text{HS})_2^-)$ si el medio es más ácido. En el caso que nos ocupa, en el área fuente no parecen darse las condiciones para la formación de estos complejos, pues hasta el presente momento no se han descubierto depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos, ni en ninguno de

los posibles depósitos primarios se dan concentraciones significativas de sulfuros. En estos casos, otro mecanismo propuesto para la lixiviación y transporte de oro es en forma de complejos clorurados (AuCl_4^-), los cuales requieren, no obstante, ambiente muy ácido, altamente oxidante y medio extremadamente rico en Cl. En las lateritas tampoco se dan estas condiciones, y Colin et al. (1993) proponen el transporte de Au como ligandos inorgánicos u orgánicos: $\text{Au}(\text{OH})_3(\text{H}_2\text{O})^0$, AuClOH^- o $\text{Au}(\text{OH})_2\text{FA}^-$ (éste último, por acción de ácido fúlvico presente en los suelos tropicales). Estos autores, además, concluyen que este proceso no comporta enriquecimiento supergénico en oro sino todo lo contrario, y muestran que en estas condiciones se produce un lavado selectivo del oro en la estructura del electrum. Esta circunstancia puede explicar las diferencias composicionales en el electrum del centro de los subgranos.

El segundo problema en la textura de los granos de oro hace referencia a la propia existencia de subgranos de diferente composición en una misma partícula. En efecto, cada subgrano presenta aureolas de alteración con diferente grado de desarrollo y composición. Esta alteración consiste en una lixiviación de oro, generando una aureola rica en plata alrededor de los granos. Hay, además, oro muy puro en forma de finas películas en las juntas entre subgranos. Texturas muy similares han sido encontradas en otros placeres aluviales sin participación de agua marina, como en los de Gold Creek en Montana (Loen, 1989). Por tanto, estas texturas pueden ser el resultado de procesos acaecidos durante el transporte del oro en medio fluvial.

En cambio, la existencia de diversos subgranos de diferente composición dentro de una misma partícula es difícil de explicarla por un mismo proceso. Partículas de oro con subgranos de composición diversa han sido también descritos por Youngson y Craw (1995). Estas texturas se pueden haber formado por acreción mecánica de partículas de oro, favorecidas por la maleabilidad de este metal. Eyles y Kocsis (1989) también sugieren un mecanismo de acreción mecánica de partículas de oro para formar granos mayores.

Las superficies de separación de los subgranos se han comportado, por otra parte, como superficies de debilidad estructural que han posibilitado la alteración química de la partícula, como se deduce del análisis de la porosidad. Como se aprecia en la figura 6, existe un cierto grado de corrosión tanto de los subgranos como de las películas intersticiales de oro, que debe haberse producido al ser sometidas las partículas a la acción de un fluido rico



en componentes clorurados como es el agua marina. En estas condiciones, tanto la plata como el oro pueden ser extraídos en forma de complejos clorurados, como se discutía anteriormente.

Oro mercurial (“Amalgama”)

Los granos de amalgama introducen una cierta problemática, pues se conocen pocas referencias sobre la presencia de este mineral. La amalgama se ha descrito en diversos depósitos volcanogénicos, como los de Langsele en Suecia (Nysten, 1986), los de Trout Creek en Canadá (Heal y Petruk, 1990) y los de La Zarza, en la Faja Pirítica Ibérica (Ruiz y Samper, 1995). No obstante, también ha sido citada en depósitos asociados a rocas ultrabásicas en China (Keqiao et al., 1981) y, más recientemente, en placeres producidos por erosión de rocas ofiolíticas, en asociación con platinoideos (Krstic y Tarkian, 1997). Es común, por otra parte, en los depósitos de placeres fósiles de Witwatersrand (Oberthür y Saager, 1986).

Se conocen pocos datos sobre la estabilidad de este mineral. Groen et al. (1989) señalan que la precipitación de gruesas capas de amalgama sobre oro se ve favorecida por temperaturas más altas. La amalgama de la zona estudiada aparenta ser primaria, pues es homogénea internamente. La alteración de los bordes parece estar relacionada con diferente movilidad de Au, Ag y Hg en agua marina: el oro más puro parece ser mucho más estable que la plata y ésta, que el mercurio. El resultado es la formación de texturas de oro y plata espongiiformes en los bordes corroidos de los granos. Texturas muy similares han sido producidas por ataque químico ácido sobre amalgamas (Watterson, 1994).

Elementos del grupo del platino

La presencia de partículas de minerales con elementos del grupo del platino sugiere la existencia de mineralizaciones en las rocas ultrabásicas atravesadas por los

cursos fluviales de la zona. Proenza (1998) y Proenza et al. (1999a) citan la presencia de granos de minerales de la serie laurita-erlichmanita en cromititas de la mina Mercedita, así como en otros depósitos de cromititas a lo largo de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa, entre ellos, los de Sagua de Tánamo y Mayarí, atravesados por la cuenca del río Sagua. Se distinguen en la faja dos tipos de paragénesis minerales con elementos del grupo del platino: a) minerales de EGP incluidos en cristales de cromita en cromititas y b) minerales de EGP intersticiales en cromititas con textura cataclástica.

Los cristales de laurita-erlichmanita incluidos en cristales de cromita de cromititas de la Faja Mayarí-Baracoa tienen un tamaño de grano de hasta unas 10-15 micras de diámetro, aunque en algunos casos alcanzan las 20 micras. Suelen ser idiomórficos o muy redondeados. Estos granos son composicionalmente homogéneos y corresponden a laurita prácticamente pura, aunque en ocasiones se dan granos con hasta 30% de componente erlichmanita.

En cambio, los cristales de minerales de la serie laurita-erlichmanita intersticiales en cromititas con textura cataclástica de la Faja Mayarí-Baracoa presentan variaciones composicionales intensas, dentro del rango de $\text{Ru}_{0.96}\text{Ni}_{0.03}\text{Rh}_{0.02}$ hasta $\text{Ru}_{0.97}\text{Ni}_{0.14}\text{Os}_{0.19}\text{Ir}_{0.06}\text{Rh}_{0.02}$. Además, se dan cambios en la relación metal/S, de forma que el compuesto deviene no estequiométrico, deficitario en azufre y relativamente enriquecido en arsénico. Este proceso se interpreta que se produjo durante la serpentinización, bajo muy bajas fugacidades de azufre y de oxígeno (Proenza, 1998). Este tipo de procesos producen texturas muy parecidas a las que se dan en los minerales de EGP del placer de Mejías. Estas texturas han sido muy frecuentemente observadas en diversas asociaciones de EGP: en menas primarias en cromititas, como los de las cromititas serpentinizadas del complejo de Vourinos en Grecia (Garuti y Zaccarini, 1997), o en los placeres aluviales derivados de erosión de complejos ofiolíticos, como en los de Kalimantan en Borneo (Burgath, 1988), en los de Nueva Caledonia (Augé y Maurizot, 1995), o en los de Hokkaido en Japón y de Samar en Filipinas

Figura 8. A: Detalle de la estructura interna de una partícula compuesta por diferentes minerales de EGP. Imagen de electrones retrodispersados. Nótese los intercrecimientos de laurita III (tonos intermedios de gris) con iridoarsenita (más brillante, grano fino) que reemplazan a la laurita I (gris más claro). Las zonas más oscuras corresponden a zonas más ricas en rutenio (laurita II). B-F: Mapa de distribución de elementos en la partícula anterior, obtenido a partir de rayos X característicos. B: rutenio; C: azufre; D: arsénico; E: osmio; F: iridio.

Figure 8. A: detailed image of the internal structure of a particle, made up of different PGE minerals. Backscattered SEM image. Note the intergrowths of laurite III (medium grey) with iridoarsenite (brighter), replacing laurite I (clearest grey). The darker zones are richer in Ru (laurite II). B-F: microprobe X-ray mapping of different elements in the particle. B: Ru; C: S; D: As; E: Os; F: Ir.

(Nakagawa y Franco, 1997). Cabri et al. (1996) ofrecen una síntesis bibliográfica sobre depósitos de placeres a nivel mundial en que destacan, asimismo, este tipo de texturas.

Existe una cierta controversia acerca de los posibles orígenes de estas texturas de reemplazamiento. Para unos autores, se trata de texturas primarias producidas durante los procesos magmáticos (Krstic y Tarkian, 1997; Nakagawa y Franco, 1997) o hidrotermales. Otros autores sugieren un origen exógeno, producido durante los fenómenos de meteorización o de transporte o durante la diagénesis (Garuti y Zaccarini, 1997). Esta discusión enlaza con la relacionada con el tamaño de las partículas. El tamaño de los granos de los minerales de EGP en los placeres es casi siempre mucho mayor que el encontrado hasta la fecha en las rocas ultrabásicas. Este aspecto ya fue apuntado (Cousins y Kinloch, 1976) con carácter general, para los depósitos de platino aluviales. Por ello, un grupo de autores sugiere que los granos de minerales de EGP se forman por cristalización directa en medios sedimentarios (Bowles, 1986, 1988; Barker y Lamal, 1989). Esta controversia ha generado estudios experimentales para evaluar la posibilidad de mecanismos de transporte de elementos del grupo del platino disueltos en aguas fluviales (por ejemplo, Wood et al., 1992). No obstante, hay un gran volumen de trabajos en que se dan evidencias mineralógicas y petrográficas que apoyan una concentración detrítica a partir de menas primarias preexistentes en protolitos ultrabásicos (Cabri y Harris, 1975; Raicevic y Cabri, 1976; Mertie, 1976; Cabri et al., 1981; Ford, 1981; Hagen et al., 1990; Johan et al., 1990; Nixon et al., 1990; Slansky et al., 1991). Además, existen numerosas evidencias mineralógicas, texturales y geoquímicas en contra de la cristalización en medios sedimentarios (véase la revisión de Hattori y Cabri, 1992). Así, Johan et al. (1990) proponen un origen ligado a cristalización magmática en presencia de fluidos.

Por otra parte, el Pt y el Pd son más solubles en fluidos hidrotermales que el resto de los elementos del grupo del platino (Mountain y Wood, 1988), por lo que deben haberse concentrado en aquéllos depósitos con mayor actividad de estos fluidos, como es el caso de la mina de Potosí (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999c).

Por otra parte, aunque los elementos del grupo del platino son relativamente escasos en los concentrados de Cuba, es notable que en los granos observados el platino y el paladio se encuentran ausentes. Cousins (1973) distingue entre depósitos aluviales de alta o baja madurez en función de la relación (Os+Ir)/Pt. En el caso de Cuba

Oriental estos depósitos, sin Pt, serían aparentemente de alta madurez. Algunos autores comparan la mineralogía de los minerales de EGP encontrados en placeres procedentes de ofiolitas con los procedentes de intrusiones de tipo Alaska. En los placeres derivados de complejos intrusivos tipo Alaska las fases dominantes son aleaciones de Pt-Fe, con escasa proporción de Ru, como acontece en los placeres de Goodnews Bay en Alaska (Mertie, 1976), Tulamen en Columbia Británica (Raicevic y Cabri, 1976; Nixon et al., 1990), Nizhni Tagil en los Urales y la plataforma de Aldan en Siberia (Razin, 1976), en Nueva Gales del Sur, Australia (Slansky et al., 1991) y en la provincia Esmeraldas de Ecuador (Weiser y Schmidt-Thomé, 1993). No obstante, en ausencia de cantidades significativas de minerales con Pt i Pd en las asociaciones primarias de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Proenza et al., 1999a), la asociación preferente de los placeres derivados de las ofiolitas serpentinizadas de estos macizos deben ser minerales de Os-Ir-Ru, de manera independiente de la madurez del proceso.

Por otra parte, del análisis de la corrosión diferencial de las partículas de minerales de EGP, asumiendo que el proceso de corrosión de las partículas de platinoides puede haberse producido en agua marina, puede deducirse que el osmio parece ser más fácilmente lixiviado que el resto de elementos en este medio.

CONCLUSIONES

El placer de la playa Mejías es de tipo lateral y se ha formado por la acción de corrientes marinas sobre materiales aportados por el río Sagua de Tánamo. En la fracción pesada están registrados componentes de diversos protolitos aflorantes en la cuenca del río Sagua de Tánamo.

Los minerales de mayor interés económico son los de metales preciosos (oro y algunos elementos del grupo del platino, Ru, Os y Ir), aunque no debe olvidarse la elevada proporción de cromita en el depósito, por lo que es recomendable realizar nuevos muestreos, cuyo análisis químico cuantitativo posibilite determinar la proporción de estos elementos en las arenas y evaluar el potencial económico de las mismas.

El área fuente de los EGP se encuentra en los depósitos de cromita del área, por lo que es altamente recomendable analizar los contenidos de estos elementos en dichos depósitos. Los contenidos de elementos del grupo de los platinoides en ofiolitas son bajos, pero en cambio el desmantelamiento de las mismas puede producir intere-

santes depósitos en placeres. Las texturas encontradas en las partículas de platinoides revelan las existencia de fenómenos hidrotermales en el protolito. Es interesante analizar la posibilidad de nuevos depósitos de metales preciosos en otras cuencas fluviales anexas que laven materiales ultrabásicos.

El área fuente de los minerales de oro (electrum y amalgama) queda poco definida, aunque pueden proceder del lavado de rocas ultrabásicas, afectadas o no por procesos de listvenitización. Durante el proceso de lateritización los granos de oro (originalmente ricos en plata) han sufrido una pérdida de oro, y los de amalgama, de mercurio. Durante el proceso de transporte los granos de electrum (inicialmente de pequeño tamaño) se han soldado con otros para formar partículas más grandes.

La inmersión de los granos de metales preciosos en agua marina determina una disolución progresiva de los mismos, de modo que en los depósitos más antiguos cabe esperar que estos elementos hayan sido completamente lavados. En el caso de los platinoides, en el medio marino parece que se produce una corrosión más intensa en el caso de los minerales de osmio.

AGRADECIMIENTOS

Los análisis fueron realizados en los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona: de SEM-EDS (Dr. R. Fontarnau, A. Santiago), de microsonda electrónica (Dres. X. Llovet y J. García-Veigas), y de DRX (X. Alcover, Dr. J. Basses y T. Muriel). Los autores quieren agradecer el apoyo de Ona Cornellà en el trabajo de laboratorio, el del Dr. M. Viladevall en la planificación de la separación de los minerales y en el uso de su laboratorio y del Dr. C. Ayora por la ayuda prestada en la determinación de las relaciones de estabilidad de los minerales. Asimismo, al Dr. Fernando Gervilla y al Dr. M. Viladevall por la revisión del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- Adamovich, A., Chejovich, V.D., 1964. Principales características de la geología y de los minerales útiles de la región nordeste de la provincia de Oriente. *Revista Tecnológica*, 2, 14-20.
- Augé, T., Maurizot, P., 1995. Stratiform alluvial platinum mineralization in the New Caledonia ophiolite complex. *Can. Mineral.*, 33, 1023-1045.
- Barker, J.C., Lamal, K., 1989. Offshore extension of platiniferous bedrock and associated sedimentation of the Goodnews Bay ultramafic complex, Alaska. *Marine Mining*, 8, 365-390.
- Bowles, J.F.W., 1986. The development of platinum-group minerals in laterites. *Econ. Geol.*, 81, 1278-1285.
- Bowles, J.F.W., 1988. Further studies of the development of platinum-group minerals in the laterites of the Freetown layered complex, Sierra Leone. In H.M. Prichard, P.J. Potts, S.F.W. Bowles, S.J. Cribbs (eds.). *Geoplatinum=87*, Amsterdam, Elsevier, 273-280.
- Burgath, K., 1998. Platinum group minerals in ophiolitic chromitites and alluvial placer deposits, Meratus-Bobaris area, southeastern Kalimantan. In H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles, S.J. Cribbs (eds.). *Geoplatinum=87*, Amsterdam, Elsevier, 283-403.
- Cabrera, R., Kramer, J.L., Dobrovolskaya, M., Catá, A., 1986. La formación menífera aurolistvenítica del yacimiento Descanso en Villa Clara (Cuba). *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 11, 59-66.
- Cabri, L.J., Harris, D.C., 1975. Zoning in Os-Ir alloys and the relation of the geological and tectonic environment of the source rocks to the bulk Pt/(Pt+Ir+Os) ratio for placeres. *Can. Mineral.*, 13, 266-274.
- Cabri, L.J., Criddle, A.J., Laflamme, J.H.G., Bearne, G.S., Harris, D.C., 1981. Mineralogical study of complex Pt-Fe nuggets from Ethiopia. *Bull. Minéral.*, 104, 508-525.
- Cabri, L.J., Harris, D.C., Weiser, T.W., 1996. Mineralogy and distribution of platinum group minerals (PGM) placer deposits of the world. *Explor. Mining Geol.*, 5, 73-167.
- Colin, F., Vieillard, P., Ambrosi, J.P., 1993. Quantitative approach to physical and chemical gold mobility in equatorial rainforest lateritic environment. *Earth Planet. Sci. Letters*, 114, 269-285.
- Cousins, C.A., 1973. Platinoids in the Witwatersrand system. *South African Inst. Mining. Metall. Journal*, 73, 184-199.
- Clough, D.M., Craw, D., 1989. Authigenic gold-marcasite association: evidence for nugget growth by chemical accretion in fluvial gravels, Southland, New Zealand. *Econ. Geol.*, 84, 953-958.
- Cousins, C.A., Kinloch, E.D., 1976. Some observations on textures and inclusions in alluvial platinoids. *Econ. Geol.*, 71, 1377-1398.
- Díaz-Martínez, R., 1995. Sobre la existencia de placeres lateral en el Noreste de Cuba Oriental. *Minería y Geología*, 12, 39-41.
- Díaz-Martínez, R., Batista, J., Blanco, J., González, R., 1997. Caracterización geológica del placer de Mejías mediante el estudio fotogeológico y la interpretación de anomalías magnéticas. *Minería y Geología*, 14, 13-17.
- Eckstrand, O.R., 1975. The Dumont serpentinites: A model for control of nickeliferous opaque minerals assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.*, 70, 183-201.
- Eyles, N., Kocsis, S.P., 1989. Sedimentological controls on gold in a late Pleistocene glacial placer, Cariboo mining district, British Columbia, Canada. *Sed. Geol.*, 65, 45-68.

- Ford, R.J., 1981. Platinum-group minerals in Tasmania. *Econ. Geol.*, 76, 498-504.
- Frost, B.R., 1985. On the stability of sulphides, oxides and native metals in serpentinites. *J. Petrol.*, 26, 31-63.
- García-Torres, M.C., Carralero, N., Proenza, J., Blanco, J., 1996. Condiciones paleotectónicas y de sedimentación de las formaciones Sabaneta y Vigía según el modelo de una cuenca de retroarco. *Minería-Geología*, 13, 13-17.
- Garuti, G., Zaccarini, F., 1997. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinized and weathered chromitite of the Vourinos complex, Greece. *Can. Mineral.*, 35, 611-626.
- Groen, J.C., Craig, J.R., Rimstidt, D., 1984. Growth rates and mechanisms of amalgam rims on electrum grains. *Abstr. and Progr. Geol. Soc. Amer.*, 21(6), 293.
- Hagen, D., Weiser, T., Than, H., 1990. Platinum-group minerals in Quaternary gold placers in the Upper Chindwin area of northern Burma. *Mineral. Petrol.*, 42, 265-286.
- Hattori, K., Cabri, L.J., 1992. Origin of platinum-group-mineral nuggets inferred from an osmium-isotope study. *Can. Mineral.*, 30, 289-301.
- Heal, R.E., Petruk, W., 1990. Petrology of Au-Ag-Hg alloys and invisible gold in the Trout Lake massive sulphide deposit, Flin Flon, Manitoba. *Can. Mineral.*, 28, 189-206.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1976. Estratigrafía de la zona Calabazas-Achotal, Mayarí Arriba, Oriente. *La Minería en Cuba*, 5, 9-23.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1994. Cuban Geology: a new plate-tectonic synthesis. *Jour. Petrol. Geol.*, 17(1), 39-70.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996a. Geología de las ofiolitas de Cuba. In M.A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Special Contribution, N.1, Miami, USA, 83-120.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996b. El archipiélago volcánico Paleoceno-Eoceno Medio. In M.A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Special Contribution, N.1, Miami, USA, 231-246.
- Johan, Z., Ohnenstetter, M., Fischer, W., Amossé, J., 1990. Platinum-group minerals from the Durance river alluvium, France. *Mineral. Petrol.*, 42, 287-306.
- Keqiao, Ch., Huifang, Y., Letian, M., Zhizhong, P., 1981. Dizhi Pinglun, 27, 107-115 (en chino con resumen en inglés).
- Krstic, S., Tarkian, M., 1997. Platinum-group minerals in gold-bearing placers associated with the Veluce ophiolite complex, Yugoslavia. *Can. Mineral.*, 35, 1-21.
- Kulakov, L., Díaz-Martínez, R., Rodríguez-Vega, A., 1990. Reconocimiento y evaluación pronóstico sobre la concentración de minerales pesados en los placeres laterales en las cercanías del macizo ofiolítico Mayarí-Baracoa. Informe no publicado. Fondo Geológico ISMM Moa, 35 pp.
- Leblanc, M., 1991. Platinum group elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. In T.J. Peters, A. Nicolas., R.G. Coleman (eds.). *Ophiolitic Genesis and Evolution of the Ocean Lithosphere*, Kluwer Academic Publishers, 231-260.
- Loen, J.S., 1994. Origin of placer gold nuggets and history of formation of glacial gold placers, Gold Creek, Granite County, Montana. *Econ. Geol.*, 89, 91-104.
- López-Kramer, J., Moreira, J., Pantaleón, G.J., Lavandero, R.M., Montato, J., Cruz-Martín, J., 1998. Tipos mineralógicos de algunos yacimientos auríferos de Cuba. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN-98). *Geología y Minería*, 98, La Habana, 371-374.
- Mann, A.W., 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. *Econ. Geol.*, 79, 38-49.
- Mertie, J.B., Jr., 1976. Platinum deposits of the Goodnews Bay district, Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 938.
- Millán, G., 1996. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. In M.A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Special Contribution, N.1, Miami, USA, 131-146.
- Mossakovskiy, A.A., Nekrasov, G.E., Sokolov, S.D., Formell, F., Cabrera, R., Iturralde-Vinent, M., Flores, R., Oro, J., Morales, A., Panatoleon, G., Perez, L., Pszczolkowski, A., Boyanov, I., Haydutov, I., Kantchev, I., Kostadinov, V., Brezsnianszky, K., Chunev, D., 1989. Mapa tectónico de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba. 4 pp.
- Mountain, B.W., Wood, S.A., 1988. Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: a thermodynamic approach. *Econ. Geol.*, 83, 492-510.
- Nagy, E., Brezsnianszky, K., Brito, A., Coutin, D., Formell, F., Franco, G., Gyarmati, P., Radocz, Gy., Jakus, P., 1983. Contribución a la geología de Cuba Oriental. La Habana, ed. Científico-Técnica, 273 pp.
- Nakagawa, M., Franco, H.E.A., 1997. Placer Os-Ir-Ru alloys and sulfides: indicators of low sulfur fugacity in an ophiolite?. *Can. Mineral.*, 35, 1441-1452.
- Nixon, G.T., Cabri, L.J., Laflamme, J.H.G., 1990. Platinum-group element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia. *Can. Mineral.*, 28, 503-535.
- Nysten, P., 1986. Gold in the volcanogenic mercury-rich sulphide deposit Långsele, Skellefte ore district, northern Sweden. *Mineral. Deposita*, 21(2), 116-120.
- Oberthür, Th., Saager, R., 1986. Silver and mercury in gold particles from the Proterozoic Witwatersrand placer deposits of South Africa: metallogenic and geochemical implications. *Econ. Geol.*, 81, 20-31.
- Proenza, J., 1998. Mineralizaciones de cromita en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). Ejemplo del yacimiento Mercedita. Tesis doctoral inédita. Univ. Barcelona, 227 pp.

- Proenza, J., Carralero, N., 1994. Un nuevo enfoque sobre la geología de la parte sur de la cuenca de Sagua de Tánamo. *Minería y Geología*, 11, 3-10.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L., 1999a. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Econ. Geol.*, 94, 547-566.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., 1999b. La Moho Transition Zone (MTZ) en el macizo ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba). Un ejemplo de interacción magma-peridotita. *Rev. Soc. Geol. España*, 12(3-4), 309-327.
- Proenza, J., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Vera, O., Alfonso, P., Fallick, A. (1999c): Sulphide-rich and sulphide-free chromitite ores in the Potosí mine, Moa-Baracoa ophiolite massif, Eastern Cuba. In Ch. Stanley et al. (eds.). *Mineral deposits: Processes to processing*. Rotterdam, Balkema, 775-778.
- Quintas, F., 1989. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior y Paleógeno de la provincia Guantánamo y zonas cercanas. Tesis doctoral inédita. Fondo geológico, ISMM de Moa, Cuba.
- Quintas, F., Blanco, J., 1993. Paleogeografía de la cuenca San Luis y su importancia para la interpretación de la evolución geológica de Cuba Oriental. *Minería y Geología*, 10, 3-14.
- Quintas, F., Proenza, J., Castillo, J.L., 1995. Análisis tectono-sedimentario de la paleocuenca Sabaneta. *Minería y Geología*, 12, 3-8.
- Raicevic, D., Cabri, L.J., 1976. Mineralogy and concentration of Au- and Pt- bearing placers from the Tulameen river area in British Columbia. *Can. Inst. Min. Metall. Bull.*, 69, 111-119.
- Razin, L.V., 1976. Geologic and genetic features of forsterite dunites and their platinum group mineralization. *Econ. Geol.*, 71, 1371-1376.
- Rodríguez-Vega, A., 1995. Indicios de mineralización talífera en la cuenca de Sagua de Tánamo. *Minería y Geología*, 12, 31-37.
- Rodríguez-Vega, A., 1995. Contenidos anómalos de elementos raros y metales nobles en los concentrados pesados de región noreste de provincia de Holguín. *Minería y Geología*, 12, 19-25.
- Ruiz, C., Samper, J., 1995. Presencia de la amalgama Au-Ag-Hg en el Cinturón Pirítico Ibérico, mina de La Zarza (Huelva). *Geogaceta*, 18, 184-186.
- Santosh, M., Philip, R., Jacob, M.K., Omana, P.K., 1992. Highly pure placer old formation in the Nilambur Valley, Wynad Gold field, Southern India. *Mineral. Deposita*, 27, 336-339.
- Seeley, J.B., Senden, T.J., 1994. Alluvial gold in Kalimantan, Indonesia; a colloidal origin?. *Jour. Geochem. Explor.*, 50, 457-478.
- Slansky, E., Johan, Z., Ohnenstetter, M., Baroon, L.M., Suppel, D., 1991. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complex near Fifield, N.S.W. Australia. 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield. *Mineral. Petrol.*, 43, 161-180.
- Watterson, J.R., 1994. Artifacts resembling budding bacteria produced in placer-gold amalgams by nitric acid leaching. *Geology*, 22, 1144-1146.
- Weiser, T., Schmidt-Thomé, M., 1993. Platinum-group minerals from the Santiago river, Esmeraldas province, Ecuador. *Can. Mineral.*, 31, 61-73.
- Wood, S.A., Mountain, B.W., Pan, P., 1992. The aqueous geochemistry of platinum, palladium and gold: recent experimental constraints and a re-evaluation of theoretical predictions. *Can. Mineral.*, 30, 955-982.
- Youngson, J.H., Craw, D. 1995. Evolution of placer gold deposits during regional uplift, Central Otago, New Zealand. *Econ. Geol.*, 90, 731-745.