

## **Una introducción a la metalogénesis de Cuba bajo la perspectiva de la tectónica de placas**

### **An introduction to Cuban metallogeny on a plate tectonics perspective**

J.A. PROENZA y J.C. MELGAREJO

*Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona.  
C/Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona. E-mail: joaquin@natura.geo.ub.es*

#### RESUMEN

En la constitución geológica de la isla de Cuba se distinguen seis episodios principales, que constituyen otros tantos episodios metalogénicos.

Un primer estadio durante el Jurásico al Cretácico Inferior abarca un episodio de rift en el que fueron involucrados materiales del paleomargen continental de Las Bahamas y de Yucatán. En las series detríticas y carbonatadas asociadas a este proceso hay depósitos sedex de metales base (Zn-Pb-Cu) y de Mn, con oro y plata asociados.

Durante el Aptiense (Neocomiense?)-Campaniense se desarrolla un arco (o arcos) de islas volcánicas. Asociado a la formación y desarrollo de este arco se distinguen tres metalotectos: a) la parte superior del corte mantélico de la zona de suprasubducción, con desarrollo de cuerpos de cromititas ofiolíticas, b) las series volcanosedimentarias submarinas del trasarco, con depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos (tipo Kuroko y tipo Chipre), mineralizaciones exhalativas de óxidos de Mn y depósitos de zeolitas, y c) las series y rocas intrusivas de la zona axial del arco, con depósitos de skarn de hierro y polimetálicos, de pórfido cuprífero y epitermales de Au-Ag.

Durante el Campaniense Tardío-Daniense se produce un primer proceso de colisión entre los terrenos del paleomargen de Yucatán con el arco volcánico Cretácico, así como el inicio de la colisión entre la placa del Caribe y la Placa Norteamericana. En este episodio se originan mineralizaciones de oro orogénico y, probablemente, depósitos de wolframio.

Desde el Daniense Tardío al Eoceno Medio se desarrolla en Cuba Oriental un arco volcánico de dirección aproximada E-O. Dentro del arco de islas volcánico de edad Paleógeno de Cuba Oriental se localizan los mayores depósitos volcanogénicos de Mn de Cuba. Por otro lado, con esta actividad volcánica también se vinculan importantes depósitos volcanogénicos de sulfuros, depósitos de skarn y de pórfido cuprífero; así como depósitos de zeolitas. Los metalotectos conocidos en este ambiente geodinámico son: a) las series submarinas volcánicas y volcanosedimentarias situadas en el límite arco axial-trasarco, con depósitos volcanogénicos de sulfuros del tipo Kuroko y depósitos volcanogénicos de óxidos de manganeso, y b) los intrusivos graníticos relacionados con las series volcánicas y carbonatadas del arco axial, con depósitos de skarn y de pórfido cuprífero. En cambio, en Cuba Occidental y Central, durante el

Daniense-Eoceno Medio se desarrollan cuencas sedimentarias transportadas asociadas al proceso de colisión entre la placa Caribe y la Placa Norteamericana. En asociación con este proceso existen importantes mineralizaciones del tipo oro orogénico.

Durante el Eoceno Medio-Eoceno Superior en Cuba Oriental se desarrollan una serie de cuencas postvolcánicas, alguna de las cuales se asocia a mineralizaciones redepositadas de manganeso. Mientras, en Cuba Central y Occidental prosiguió el desarrollo de cuencas sedimentarias con olistostromas, asociados al proceso de colisión. Al final de este episodio Cuba se incorpora definitivamente a la placa norteamericana. En asociación con estos procesos pueden darse mineralizaciones de oro orogénico.

Desde el Eoceno Superior al Cuaternario se establece un ambiente de plataforma en Cuba. En este estadio se originaron extensas cortezas lateríticas de Fe-Ni-Co (uno de los ejemplos más grandes de este tipo de depósito a nivel mundial), cortezas bauxíticas, depósitos de gossan (Fe, Au, Ag), depósitos resedimentados de manganeso y depósitos de placeres marinos (tipo "playa") y fluviales ricos en metales nobles.

*Palabras claves:* Depósito mineral. Metalotecto. Tectónica de placas. Cuba.

## ABSTRACT

Six main metallogenic epochs can be distinguished in the geological constitution of the island of Cuba.

A first stage from Jurassic to Early Cretaceous times, included a rift episode involving materials from the Bahama and Yucatán continental paleomargin. Base metals sedex deposits (Pb-Zn-Cu) and Mn, associated with gold and silver, are to be found in the detrital and carbonated series associated to this process.

An arc (or arcs) of volcanic islands developed during the Aptian (Neocomian?)-Campanian stage. Three metalotects are to be found associated to the formation and development of this arc: a) the uppermost part of the suprasubduction zone mantle section, where bodies of ophiolitic chromitites occur, b) the back-arc volcanosedimentary submarine series, with volcanogenic deposits of massive sulfides (Kuroko and Cyprus type), Mn oxide exhalative mineralizations and zeolite deposits, and, c) the intrusive series and rocks in the axial zone of the arc, with iron and polymetallic skarn deposits, porphyry copper deposits and Au-Ag epithermal deposits.

The first collisional process, between the Yucatán paleomargin and the Cretaceous volcanic arc, as well as the beginning of the collision between the Caribbean plate and the North-American plate, took place during the late Campanian-Danian stage. Orogenic gold mineralizations and, probably, tungsten deposits date from this period.

A volcanic arc, trending E-W, developed in eastern Cuba from Late Danian to Middle Eocene times. Major volcanogenic Mn deposits in Cuba are located within the Paleogene volcanic island arc in eastern Cuba. This volcanic activity also originated some major volcanogenic sulfide deposits, skarn and porphyry copper deposits, as well as zeolite deposits. Known metalotects in this geodynamic environment include: a) the volcanic and volcanosedimentary series located along the axial arc-back arc boundary, with volcanogenic sulfide deposits (Kuroko type) and Mn oxide volcanogenic deposits, and b) granitic intrusives related to the axial arc volcanic, with skarn and porphyry copper deposits. In western and central Cuba, in turn, piggy-back sedimentary basins associated to the collisional process between the Caribbean plate and the North-American plate developed during Danian-Middle Eocene times. Major orogenic gold mineralizations are associated with this process.

A series of post-volcanic basins developed during the Middle Eocene-Late Eocene stages in eastern Cuba, some of which are associated to Mn resedimented mineralizations. Meanwhile, the development of sedimentary basins with olistostromes, associated to the collisional process, continued in central and western Cuba. Cuba finally joined the North-American plate at the end of this episode. Orogenic gold mineralizations may also occur in association with these processes.

A shelf environment was established in Cuba from Late Eocene to Quaternary times. At that point, extensive Fe-Ni-Co laterite crusts (one of the largest examples of this type of deposit worldwide), bauxite crusts, gossan deposits (Fe, Au, Ag), resedimented Mn deposits, and marine and fluvial placer deposits, rich in noble metals, originated.

*Keywords:* Ore deposit. Metalotect. Plate tectonics. Cuba.

## EXTENDED ABSTRACT

### INTRODUCTION

The Republic of Cuba has a long mining history owing to its great metallogenetic potential, as do the following facts account for: 1) The country has a long history of copper mining throughout the island, 2) one of the largest world reserves of lateritic Ni and Co is to be found on the northern coast of eastern Cuba along an extent of 150 km, 3) the country has major reserves of ophiolitic chromitites, including the largest ophiolitic chromitite deposit in the American continent, 4) Cuba has a long history of Mn mining with large amounts of extracted ore, and zones with major reserves, 5) Extraction of iron ores in the southern coast of eastern Cuba (“Firmeza” and “Daiquiri” deposits) started in the 19<sup>th</sup> century.

The aim of our work is not to exhaustively describe the distribution of ore deposits in Cuba, but to review the main metallotects in the island, as well as to interpret from a plate tectonics point of view the distribution and evolution of these metallotects.

### GEOLOGICAL OVERVIEW OF CUBA FROM A PLATE TECTONICS STANDPOINT: ASSOCIATED METALLOGENY

Six main evolutionary stages involved in the geological origin, evolution and development of the island of Cuba can be established (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Cobiella-Reguera, 1994; Draper and Barros, 1994): a) Jurassic-Early Cretaceous stage, understood in terms of the development of continental rifting and ocean floor spreading (opening of the Protocaribbean). b) Aptian-Campanian stage, understood as a stage in which a volcanic island arc (or arcs) developed. c) Late Campanian- Danian stage, understood in terms of the development of collisional processes between the Yucatán margin and the materials of the Cretaceous volcanic arc, as well as the beginning of the collision between the Caribbean plate and the North-American plate. This process conditioned the formation and development of sedimentary basins (mostly piggy-back and foreland basins). d) Danian-Middle Eocene stage, understood as a stage in which the formation and development of a new island arc takes place. Its outcrops are mostly limited to eastern Cuba (Sierra Maestra volcanic arc), whereas in western and central Cuba, during Danian-Middle Eocene times piggy-back sedimentary basins, associated to the collisional process taking place between the Caribbean plate and the North-American plate, developed. e) Middle Eocene-Late Eocene stage: a series of post-volcanic basins developed in eastern Cuba (built upon materials of the Sierra Maestra volcanic arc). In central and western Cuba, in turn, the development of sedimentary basins with olistostromes associated to the collisional process continued. At the end of this stage Cuba finally joined the North-american plate. f) Late Eocene (Oligocene?)-Quaternary stage: shelf development of Cuba (“neoautochthonous”, according to Iturralde-Vinent, 1994, 1996a).

#### **Stage 1: Jurassic- Early Cretaceous (continental rift and ocean floor spreading).**

Materials associated with this evolutionary stage are well represented in Cuba (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Draper and Barros, 1994). Two types of representative cross-sections of passive continental margins can be distinguished: 1) materials of the Bahama Mesozoic shelf, which are unconformably covered by Paleocene- Late Eocene materials (foreland basins); 2) the so-called Yucatán block materials (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a) (Guaniguanico, Pinos and Escambray terranes), which may have originally belonged to the Yucatán shelf (block). These units are the remains of passive continental margins (including materials deposited in continental shelf and slope conditions) which originated with the opening of the “Protocaribbean”. (Fig. 1).

#### *Associated metallogeny*

Major sedex-type mineralizations (Lavandero et al., 1988; Valdés-Nodarse et al., 1993; Whitehead et al., 1996; Valdés-Nodarse, 1998) are associated to the Guaniguanico terrane (Middle Early Jurassic to Late Oxfordian; Iturralde-

Vinent, 1996a) (Fig. 1). Several Zn-Pb (Cu, Ba) deposits hosted within the San Cayetano Formation. According to Whitehead et al. (1996), all Zn-Pb deposits are hosted in lenticular black shales interbedded in quartz-felspar sandstones and lutites. Areas of stockwork and calchopyrite veins are, on the other hand, to be found within sections of sandstones subjacent stratigraphically to the black shales. The following are the main deposits in the area: Matahambre (Cu stockwork with Zn-Pb), La Esperanza (Cu stockwork), Castellano (Zn-Pb-Ba with Cu stockwork), Santa Lucía (Zn-Pb-Ba), Nieves (Zn-Pb with Cu veins), Mella (Zn-Pb), Isabel María (barite), El Indio (barite), Santa Gertrudis (barite) and Jagua (barite).

Major massive stratiform mineralizations of pyrite with polymetallic mineralization are to be found on the Escambray terrane (Fig. 1) (Hill, 1958; Tolkunov et al., 1974a; Cabrera, 1986; Lavandero et al., 1988). The following are the main deposits in the area: Carlota, Victoria, Guachinango and Las Moscas. According to Tolkunov et al. (1974a), all deposits are located along a fault area, and mineralizations occur preferentially in dolomite, dolomitized limestones, and silicified marbles.

Stratiform deposits of Mn are located on the Guaniguanico and Escambray terrane (Fig. 1), which may be considered sedex-type deposits (Park, 1942; Simons and Straczek, 1958; Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998; Cazañas and Melgarejo in this issue). The orebodies generally have a short lateral continuity and are of narrow width (<1m), and are mostly composed of Mn oxides.

## **Stage 2: Aptian (Neocomian?)-Campanian (development of a volcanic island arc (arcs) and of ophiolites in the suprasubduction arc area).**

During the Aptian (Neocomian?)-Campanian stage, a geodynamic volcanic island arc(s) regime was established in the Caribbean. Converging lithospheric plates were oceanic in nature. Materials related to this arc outcrop all along the island of Cuba (Díaz de Villavilla and Dilla, 1985; Renne et al., 1991; Díaz de Villavilla et al., 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996d; Draper and Barros, 1994; Kerr et al., 1999). During the development of the volcanic island arc, the ocean lithosphere involved in the opening of the Protocaribbean was consumed and/or modified in a suprasubduction context (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a). Rocks of ophiolitic affinity outcropping all along the northern section of Cuba have similar characteristics to those described by Pearce et al. (1984) as typical of suprasubduction zones (SSZ).

### *Metallogeny associated to the Cretaceous volcanic island arc*

Three metallogenetic belts can be distinguished associated to the formation and development of this arc: a) the uppermost part of the suprasubduction zone mantle section, with development of ophiolitic chromitite, b) the back arc submarine volcanosedimentary series, with volcanogenic massive sulfide deposits (Kuroko and Cyprus type), volcanogenic mineralizations of Mn oxides, and zeolite deposits, and c) the intrusive rocks in the axial zone of the arc, with iron and polymetallic skarn deposits, porphyry copper deposits, and Au-Ag epithermal deposits.

The major chromite deposits in Cuba are to be found in the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt and in the Camagüey ophiolitic massif (Fig. 2a). The Mayarí-Baracoa belt has Al-rich chromites (refractory grade) and Cr-rich chromites (metallurgical grade). Moreover, it includes the largest ophiolitic chromite deposit in Cuba and the American continent, with reserves above 5 Mt. The Camagüey ophiolitic massif (Fig. 2a) also contains significant Al-rich chromite reserves (Thayer, 1942; Flint et al., 1948; González-Pontón, 1998). More than 340 chromite deposits and showings have been described in this district (González-Pontón, 1998).

Volcanogenic massive sulfide deposits (VMS) (Kuroko type) are widely distributed among volcanic materials in the Cretaceous arc. These deposits are more developed in central Cuba (Fig. 2a) (Tolkunov et al., 1974b; Cabrera, 1986; Lavandero et al., 1988; Montano-Pérez et al., 1998). The following are the major VMS deposits in the area: San Fernando, Antonio, Los Mangos, Independencia, La Ceiba, Minas Ricas and Los Cerros (Tolkunov et al., 1974b; Cabrera,

1986; Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998). Ore bodies, as veins or lenticular in form, may present stockwork, massive and brecciated structures.

Cyprus-type massive sulfide deposits in association with ophiolitic rock volcanosedimentary levels have been described in northern Cuba (Tolkunov et al., 1974b; Feoktistov et al., 1983; Lavandero et al., 1988; Cruz and Simón, 1994) (Fig. 2a and 2c). According to these authors, the best examples of this kind of deposit are to be found in western Cuba in the Bahía Honda region (Júcaro and Buena Vista deposits) (Fig. 2a). These mineralizations are related to the basalt complex, which presents the typical geochemistry of a back arc basin basalt (BABB).

Materials in the Cretaceous volcanic arc also contain Mn stratiform volcanogenic mineralizations (Fig. 2a and 2c). They are located in the Bahía Honda area (Pinar del Río province) and in the Holguín province (Cazañas and Melgarejo, in this issue) (Fig. 2a). These deposits are small lenticular bodies, consisting mainly of Mn oxides (psilomelane and pyrolusite, especially), associated to jasper levels.

Skarn deposits related to the Cretaceous volcanic arc predominantly occur in central Cuba (Fig. 2a), and consist of magnetite mineralizations and, to a lesser extent, chalcopyrite (Tolkunov et al., 1974b; Batista-González et al., 1998).

Porphyry copper mineralizations are to be found in the Ciego de Avila-Camagüey-Tunas region (Fig. 2a). They consist of Cu-Au porphyritic deposits related to the plutonic complex in the Cretaceous volcanic island arc (Fig. 2c) (Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998).

Several epithermal deposits and perspective areas related to the Cretaceous volcanic arc in Cuba have been described: Golden Hill, Florencia, Esperanza, Deseada, Jacinto, Cabezada del Torro, Cerro La Mina, Tres Antenas, Vidot-El Jaguey, Vista, Urabo, Gaspar-San Nicolás and Loma Carolina (Simon et al., 1999) (Fig. 2a). The Camagüey region, the most important region because of the number of its deposits, constitutes a district of epithermal deposits (Simon et al., 1999). Studies on the area have had a limited scope so far, although epithermal deposits of the low and high sulfidation types have been described (Lavandero and Bravo, 1994; Barroso et al., 1998; Lugo-Primelles et al., 1998; Simon et al., 1999).

Significant zeolite deposits are to be found in the volcanosedimentary materials of the Cretaceous volcanic island (Coutin et al., 1988; Orozco and Rizo, in this issue; Borrero et al., 1998) (Fig. 2a). These deposits consist mainly of clinoptilolite and mordenite.

### **Stage 3: Campanian-Early Danian (collision between the Yucatán continental margin and the Cretaceous arc; start of the collision of volcanic rocks and units of ophiolitic affinity with the Bahama shelf)**

Collision between the so-called Yucatán margin and the Cretaceous volcanic island arc (Fig. 3b) took place at the end of the Cretaceous period (Late Campanian). This collision process may have blocked subduction, causing the inversion of the subduction zone, and thus initiating a short stage of underthrusting of the back arc basin under the volcanic arc (Fig. 4.15b in Draper and Barros, 1994). This process led to the beginning of tectonic emplacement of Cretaceous volcanic arc and ophiolites (ophiolites in the suprasubduction zone) over the Bahama passive margin (Fig. 3c). During these orogenic processes, a series of sedimentary basins developed over the extinct volcanic arc materials and rocks of ophiolitic affinity, and, similarly, other basins developed over the deformed Bahama passive margin. Many of these basins formed over the Cretaceous volcanic materials and materials of ophiolitic affinity behaved as piggy-back basins (see Iturralde-Vinent, 1994, 1995, 1996a).

#### *Deposits related to collision processes*

Several gold mineralizations classifiable as orogenic gold deposits are to be found in Cuba. An example of such is the Delita gold deposit located in the Pinos terrane on the Isla de la Juventud, western Cuba (Lavandero et al., 1998; Bortnikov et al., 1989, 1993; López-Kramer et al., 1998) (Fig. 3a). Classified by Bortnikov et al. (1993) as mesother-

mal, this deposit is considered to be the largest gold deposit discovered in Cuba (Pantaleón et al., 1998). The ore body consists of quartz veins some 0.2-0.5 m thick, as well as a brecciated zone formed by quartz and schist fragments, the whole being cemented by quartz and sulfides (Bortnikov et al., 1989). The main gold-bearing phase in the Delita deposit is arsenopyrite, with gold contents varying between 5.4 and 56 ppm. (Bortnikov et al., 1993).

Wolframium mineralizations, probably associated to collision processes, are present in the Sigüanea district (Lela Mine) on the Isla de la Juventud (Fig. 3a). They consist of quartz-ferberite-tourmaline veins associated to porphyritic quartz dykes cutting across metamorphic rocks (Page and McAllister, 1944; Lavandero et al., 1988; Pardo, 1990; Kesler et al., 1990). These deposits consist of ferberite and small amounts of scheelite, associated to quartz-tourmaline veins, tourmalinized and silicified rocks, tourmalinized schists and quartzites (Page and McAllister, 1944). There are also accessory amounts of arsenopyrite, pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, bismutite and sphalerite found in this mineralization.

#### **Stage 4: Danian-Middle Eocene (Sierra Maestra volcanic arc in eastern Cuba and development of piggy-back and foreland basins in central and western Cuba)**

From the Late Danian to the Middle Eocene, a volcanic arc of approximate E-W direction developed in eastern Cuba. The largest Mn volcanogenic deposits in Cuba are located within the volcanic island arc of Paleogene age in eastern Cuba. Significant volcanogenic sulfide deposits, skarn and porphyritic Cu deposits, as well as zeolite deposits, also relate to this volcanic activity. Known metallogenetic settings in this geodynamic setting are: a) submarine volcanic and volcanosedimentary series located on the axial arc - back arc boundary, with volcanogenic sulfide deposits (Kuroko type) and Mn oxide volcanogenic deposits, and b) granite intrusion in volcanic and carbonatic series in the axial arc, to skarn and porphyry copper deposits. On the other hand, during the Danian-Middle Eocene in western and central Cuba, there is evidence of the development of sedimentary piggy-back and foreland basins, in which significant olistostrome units related to tectonic emplacement of ophiolites have been identified. Olistostrome formations include ophiolite blocks (Pushcharovsky et al., 1989; Iturralde-Vinent, 1995, 1996b; Andó and Kozák, 1987).

#### *Metallogeny associated to the Paleogene volcanic island arc (Late Danian-Middle Eocene)*

Several mineralizations similar to the Kuroko type mineralizations are located in the Paleogene volcanic materials all over the Sierra Maestra region (Fig. 4a y 4b), which contain the largest Cu reserves in the arc. They also present Zn, Pb, Au and Ag concentrations. The most significant deposit known to date is the "El Cobre" deposit, the only active deposit in Sierra Maestra (Luna, 1994; Cazañas et al., in this issue). This deposit is the oldest copper mine in America. More than 1 million tons of Cu > 14 % ore, and more than 2 million tons Cu > 3 % ore (Tolkunov et al., 1974b) have been extracted. Other VMS deposits present in the arc are the El Infierno, Limoncito, and La Cristina deposits.

The largest Mn deposits in Cuba are spatially and genetically associated to the Paleogene volcanic island arc (Park et al., 1944; Simons and Straczek, 1958; Sokolova et al., 1974; Lavandero et al., 1988; Cazañas and Melgarejo, in this issue) (Fig. 4a, 4b). These mineralizations occur at several stratigraphic levels in the volcanic pile, but they are mainly concentrated at the top of the uppermost sequence in the El Cobre Group. The generally stratiform bodies consist of Mn oxides (Cazañas et al., in this issue for more detail).

Significant skarn-type iron mineralizations are associated to the Paleogene arc plutonic complexes (Lavandero et al., 1988; Cazañas et al., 1989; Pérez and Santa-Cruz, 1991; Méndez et al., 1994; Sánchez-Cruz et al., 1998) (Fig. 4a, 4b). The main mining district is the Daiquirí district (also known as "Hierro Santiago"), where the La Grande, Antoñica, Concordia, Folia, Yuca, El Norte, El Descanso, Vinent, Fausto, Falcón, Falconera, Chalía mines, among other, are located. These skarns have been exploited from the end of last century; confirmed reserves are above 40 Mt of ore, 40-45 % Fe<sub>tot</sub> in content (Cazañas et al., 1989).

Significant zeolite deposits are to be found associated with the volcanosedimentary materials in the back arc basin of the Paleogene volcanic island arc (Coutin et al., 1988; Orozco, 1996; Orozco and Rizo, in this issue) (Fig. 4a y b). As in



the deposits associated to Cretaceous arc materials, the main types of zeolites present in the Paleogene rocks are clinoptilolite and mordenite.

#### *Metallogeny associated to ophiolite collision processes in western and central Cuba*

Several gold deposits associated to altered serpentinites have been described in listvenites in Cuba (Cabrera and Tolkunov, 1979; Cabrera et al., 1986; Lavandero et al., 1988; Batista-González et al., 1998; López-Kramer et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998) (Fig. 4a, 4c). The major and better known listvenite deposits in Cuba are to be found in the province of Villa Clara: Descanso, Melonera and La Mascota. The alteration zone itself constitutes the ore body, reaching up to 3-4 m. A characteristic of these Au deposits in listvenites is the presence of mercury in association with gold (native and electrum gold are rich in mercury) (López-Kramer et al., 1998).

Several Au deposits hosted in rocks of ophiolitic affinity or located in the tectonic contact between materials of ophiolitic affinity and Cretaceous volcanic arc materials are to be found in the Holguín region (Fig. 4a) in eastern Cuba (Nuevo Potosí, Agrupada, Reina Victoria deposits) (Lavandero et al., 1988; López-Kramer et al., 1998). There are no detailed studies on these deposits, although, according to their geological relations, they could relate to collision processes between the Cretaceous volcanic arc, ophiolites and the Bahama shelf (Fig. 4c).

Several gold mineralizations associated to basic and ultrabasic rocks of ophiolitic affinity exist in central Cuba (Cabrera, 1986; Batista-González et al., 1998; Manzano-Rivero, 1998; López-Kramer et al., 1998). Studies available on these deposits are few, although their geological setting seems also to suggest a possible genesis associated to collision processes (orogenic gold deposits?) (Fig. 4c).

#### **Stage 5: Middle Eocene-Late Eocene sedimentary basins**

Sedimentary basins appeared throughout Cuba during this stage. In eastern Cuba these series unconformably overlap the Paleogene volcanic arc, and start with carbonate sequences of estimated Middle Eocene age (Quintas, 1989, 1996). Molassic sequences unconformably overlap the above materials (Quintas, 1989).

In western and central Cuba, in turn, different olistostrome pulses are registered interbedded in the sedimentary series (Iturralde-Vinent, 1995). These olistostrome episodes have been interpreted as caused by thrusting of ophiolitic and volcanic materials over the Bahama shelf (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a).

#### *Associated metallogeny*

With data available to us at the moment, it is not to be ruled out that some of the gold mineralizations related to processes of tectonic ophiolite emplacement existing in central and western Cuba may have formed at this stage (Fig. 5). On the other hand, in the sedimentary series in eastern Cuba there appear Mn detritic deposits which do clearly relate to this stage (Fig. 5). These deposits (see Cazañas and Melgarejo, in this issue) consist of detritic stratiform bodies interbedded in the limestones but close to base of the carbonatic unit. These deposits consist of jasper clasts and blocks, Mn oxides and volcanosedimentary rocks. The source area of these sediments are the Paleogene arc sequences and mineralizations.

#### *Stage 6: (Oligocene?)- Quaternary (platform development in Cuba)*

This stage consists of Late Paleogene to Quaternary slightly deformed terrigenous-carbonated materials (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a), as detritic and carbonatic series, which may be interpreted as sedimentary sequences related to the neo-platformic stage ("neoautochthonous", Iturralde-Vinent, 1994). This process is related to the development of new plate boundaries in the Caribbean, which started moving towards the east, causing the N-S tectonic collision to stop in Cuba.

### *Metallogeny associated to the "neoautochthonous" stage (related to surficial processes)*

Extensive areas of Fe-Ni-Co lateritic crusts formed over serpentized peridotites in the ophiolitic complex in northern Cuba. Ni-bearing lateritic deposits mainly developed in the Holguín and Camagüey province (Fig. 6). The Holguín deposits contain more than 3,000 Mt ore, rich in Ni+Co (Marrero, 1997); the deposits in the Camagüey province are of less significance (Fig. 6). The lateritic crust thickness usually ranges between 1-20 m. A typical cross-section of a lateritic deposit consists of 4 levels, from the bottom to the top, namely: 1) desintegrated and compact serpentinites, 2) nontronitized and lixiviated serpentinites, 3) structural ochres, and 4) non-structural ochres (Vera, 1979; Almaguer, 1995; Lavaut, 1998). Laterites are rich in Ni, Co, Fe, Al, Cr, Mn and, potentially, in Au and platinum group elements (PGE). Levels 1 and 2 consist mainly of serpentine and, less so, chlorite, enstatite, talc, tremolite, nepouite, smectite, quartz, goethite and spinel (Ostroumov et al., 1985, 1987; Rojas-Purón and Orozco, 1994; Almaguer, 1995). Serpentines have Ni contents ranging between 1.4 and 2% in weight. The main mineral phases present in the limonitic horizon (levels 3 and 4) are goethite, spinels and hematite. These minerals are 85% of the lateritic modal composition (Rojas-Purón and Orozco, 1994). Ni-bearing phases proposed for this horizon are goethite and spinels (Cordeiro et al., 1987; Rojas-Purón and Orozco, 1994; Almaguer, 1995), goethite more significantly so. This phase is approximately 70% of the ochre horizon and contains an average of 1.5% Ni.

Some 49 Au fluvial placer deposits are to be found in Cuba (Morales-Quintana and Moreira, 1998). In the Habana-Matanzas region, fluvial placers with Au and/or PGE have been described (Morales-Quintana and Arzuaga, 1994), and in the Sagua de Tánamo-Moa-Baracoa region (Díaz-Martínez et al., 1997) (Fig. 6). These Au fluvial placer deposits are spatially and genetically associated to rocks of ophiolitic affinity and to Cretaceous volcanic rocks.

Playa-type placers are to be found in the northern coast of eastern Cuba (Díaz-Martínez, 1994; Díaz-Martínez et al., in this issue) (Fig. 6). An example of a playa-type marine placer deposit with noble metals would be the Mejías deposit (Díaz-Martínez et al., in this issue). This mineralization consists of magnetite, titanomagnetite, chromite, titanium oxides, native gold particles, mercurial gold and PGE minerals.

Detritic remobilizations of Mn oxide can occur locally, caused by erosion and re-sedimentation of Mn ores of any age. At some points, the thickness and grade of these concentrations has been considered sufficient for them to be exploited (see Cazañas and Melgarejo, in this issue).

Gossan deposits, usually rich in Au and Ag, are highly developed in Cuba. Many of these deposits developed mainly as a product of the alteration of sedex-type and volcanic mineralizations. We can find an example of these gossan mineralizations in the Loma Hierro deposit in Pinar del Río, with high silver concentrations (Lastra and Lara, 1998). Other examples of mineralizations associated to Au-Ag rich gossans are to be found in the Terreno Escambray in central Cuba (Limonés Rojas, Manacal) (Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998).

---

## INTRODUCCIÓN

La República de Cuba, a pesar de ser un país relativamente pequeño, tiene una larga trayectoria minera dado sus recursos metalogenéticos, los cuales quedan evidenciados en los siguientes hechos:

- 1) El país presenta una vasta historia en la minería del cobre a lo largo de toda la isla, destacándose la mina "El Cobre" en Cuba Oriental (Cazañas et al., en este volumen). Ésta es una de las minas más antiguas de América, comenzó su explotación alrededor de 1544, y fue la primera mina de cobre en desarrollar su actividad en el llamado "Nuevo Mundo" (Lawrence, 1910).
- 2) En la costa norte de Cuba Oriental, a lo largo de 150 km, se encuentra una de las reservas mundiales más grandes de Ni y Co del tipo laterítico (Marrero, 1997), y se ha estimado que Cuba posee más del 20 % de las reservas mundiales de Ni (Kesler et al., 1990). La producción de Ni-Co en 1998 fue de 68.000 toneladas, constituyendo un récord histórico de producción (Krason, 1999).
- 3) El país contiene importantes reservas de cromitas ofiolíticas, las cuales según Thayer (1942) se explotan desde 1840 e incluyen el mayor depósito de cromita ofiolítica del Continente Americano (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, en este volumen).



- 4) Cuba presenta una larga historia en la minería del Mn (las explotaciones se remontan a 1888), con grandes volúmenes de menas extraídas (sólo en la década de los 40 fueron procesadas alrededor de 10 Mt de mineral) y zonas con importantes reservas (Cazañas y Melgarejo, en este volumen).
- 5) La explotación de menas de hierro en la costa sur de Cuba oriental (yacimientos “Firmeza” y “Daiquirí”) data del siglo XIX, y fue originalmente llevada a cabo por compañías mineras norteamericanas. Cabe recordar que los navíos de guerra (y proyectiles) norteamericanos que hundieron la flota del almirante Cervera en la denominada guerra Hispano-Cubana-Norteamericana de 1898 llevaban Fe (y Mn) extraídos de los propios yacimientos cubanos (véase Mayo, 1974).

Como puede verse a la luz de los datos anteriores, el potencial metalogenético de Cuba es bien manifiesto. Sin embargo, las publicaciones existentes sobre los recursos minerales de la isla son escasas y aisladas. En este trabajo no se pretende hacer una descripción exhaustiva de la distribución de los depósitos minerales de Cuba. En cambio, se intenta establecer los principales metalotectos de la isla, a la vez que interpretar en términos de tectónica de placas la distribución y evolución de estos metalotectos.

En la sistematización metalogenética de una región, un planteamiento de este tipo (un depósito mineral como resultado de los procesos geodinámicos que condicionan la formación, desarrollo y destrucción de placas tectónicas) se ve condicionado por el grado de conocimiento geológico de la zona en cuestión. Esta limitación está presente en el caso de Cuba, dada la complejidad de su estructura geológica, así como por un insuficiente grado de estudio en varias partes del país.

#### VISIÓN GEOLÓGICA DE CUBA BAJO UNA PERSPECTIVA DE TECTÓNICA DE PLACAS: METALOGENIA ASOCIADA

De acuerdo con las teorías más recientes (p.ej., Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, Kerr et al., 1999), la isla de Cuba se ha formado por una acreción de terrenos de edades muy diversas, procedentes de la placa Caribe, sobre la placa norteamericana. No obstante, quedan muchos interrogantes sobre la evolución de este proceso y su conexión con los procesos globales que han estado activos en la placa Caribe en los últimos 200 millones de años.

Las rocas más antiguas que afloran en Cuba datan del

Precámbrico, habiendo sido fechadas en 900 Ma (Renne et al., 1989), pero se trata de afloramientos muy puntuales. La mayor parte de la isla está constituida por materiales de edad posterior al Jurásico inferior.

A rasgos muy generales, en la constitución geológica de Cuba se pueden reconocer 6 estadios evolutivos principales involucrados en el origen, evolución y desarrollo geológico de la isla (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Cobiella-Reguera, 1994; Draper y Barros, 1994):

- a) Jurásico-Cretácico Inferior, interpretado en términos de desarrollo de *rift* continental y apertura de corteza oceánica (apertura del “Protocaribe”).
- b) Aptiense (Neocomiense?)-Campaniense, interpretado como un episodio de desarrollo de un arco (o arcos) de islas volcánicas.
- c) Campaniense Tardío-Daniense, interpretado en términos de desarrollo de los procesos de colisión entre los terrenos del margen de Yucatán y los materiales del arco volcánico Cretácico, así como el inicio de la colisión entre la Placa del Caribe y la Placa Norteamericana. Este proceso condiciona la formación y desarrollo de cuencas sedimentarias (mayoritariamente del tipo transportadas y de antepaís).
- d) Daniense-Eoceno Medio: interpretado como un episodio en que, por una parte, continúa la colisión entre la Placa del Caribe y la Placa Norteamericana, y por otra parte, se da la formación y desarrollo de un nuevo arco de islas, cuyos afloramientos están circunscritos, mayoritariamente, a la parte oriental de Cuba (arco volcánico de Sierra Maestra). En cambio, en Cuba Occidental y Central, durante el Daniense-Eoceno Medio se desarrollan cuencas sedimentarias transportadas asociadas al proceso de colisión entre la placa Caribe y la Placa Norteamericana.
- e) Eoceno Medio-Eoceno Superior: en Cuba Oriental se desarrollan una serie de cuencas postvolcánicas (edificadas sobre los materiales del arco volcánico Sierra Maestra). Mientras, en Cuba Central y Occidental prosiguió el desarrollo de cuencas sedimentarias con olistostromas, asociados al proceso de colisión. Al final de este episodio Cuba se incorpora definitivamente a la Placa Norteamericana.
- f) Eoceno Superior (Oligoceno?)-Cuaternario: desarrollo platafórmico de Cuba (“Neoautóctono”, según Iturralde-Vinent, 1994, 1996a).

### **Estadio 1: Jurásico-Cretácico Inferior (rifi continental y spreading de corteza oceánica)**

Materiales asociados con esta etapa evolutiva del Caribe están muy bien representados en Cuba (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Draper y Barros, 1994). Se pueden identificar dos tipos de secuencias representativas de márgenes continentales pasivos, para parte de las cuales se ha establecido en Cuba una sistematización en “terrenos”. Pese a que estas unidades no encajan correctamente en el concepto de “terreno” de Howell et al. (1985), se han utilizado profusamente en Cuba y en el resto de las Antillas, por lo que serán utilizadas en este trabajo. Entre estos materiales cabe diferenciar:

- 1) los pertenecientes a la Plataforma Mesozoica de Las Bahamas,
- 2) los denominados como bloque de Yucatán (terrenos Guaniguanico, Pinos y Escambray), los cuales pudieron pertenecer originalmente a la Plataforma (bloque) de Yucatán (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a).

Todas estas unidades son restos de los márgenes continentales pasivos (incluyendo materiales depositados en condiciones de plataforma y talud continental) originados por la apertura del “Protocaribe” (Fig. 1). En este estadio, por tanto, se genera también litosfera oceánica. Como se discutirá más adelante, parte de esta litosfera aflora actualmente en los cinturones ofiolíticos de Cuba, si bien con diferentes grados de modificación asociados a procesos en zonas de suprasubducción.

#### *El Margen de Las Bahamas*

Los materiales de la Plataforma Mesozoica de Las Bahamas se componen principalmente de rocas carbonatadas de aguas someras y evaporitas. No obstante, también están presentes rocas carbonatadas de aguas profundas y cherts. Los mejores afloramientos se localizan en la parte norte de Cuba, y especialmente en la parte central de la isla (Fig. 1). Constituyen las denominadas zonas, fajas o unidades tectonoestratigráficas de Cayo Coco, Remedio, Camajuaní y Placeta (Meyerhoff y Hatten, 1968; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1997; Draper y Barros, 1994; Furrázola y Gil-González, 1997; Díaz-Otero et al., 1997; Álvarez-Castro et al., 1998).

En la zona Cayo Coco (aflorante en la parte Central de Cuba) se reconocen secuencias de evaporitas de edad Jurásica, bajo paquetes potentes de dolomías, anhidritas y

calizas de aguas someras, de edad Jurásico Superior-Albiense. Este conjunto es cubierto por paquetes de cientos de metros de espesor de calizas con nódulos y capas de chert cuya edad oscila desde el Cretácico Inferior (parte media) al Superior (Meyerhoff y Hatten, 1968). El conjunto se encuentra poco deformado por pliegues de vergencia NO y por fallas inversas de la misma dirección.

La zona Remedio (centro de Cuba) consiste en secuencias representativas de banco carbonatado. En esta zona se distinguen potentes paquetes de calizas y dolomías de edad Jurásico Superior-Cretácico Superior (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Draper y Barros, 1994; Díaz-Otero et al., 1997; Álvarez-Castro et al., 1998).

La zona Camajuaní se compone de calizas de aguas profundas y capas de cherts de edad Titoniense-Cretácico Superior, interpretados como depósitos de talud continental (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a). Los materiales aparecen fuertemente deformados por procesos orogénicos del Campaniense al Eoceno Medio, formando diferentes mantos de cabalgamientos con dirección Noreste (Meyerhoff y Hatten, 1968; Iturralde-Vinent 1994, 1996a; Draper y Barros, 1994).

La zona Placeta está compuesta por calizas y cherts de aguas profundas de edad Titoniense-Turonense. En la región de Villa Clara las calizas del Titoniense yacen sobre un paleosuelo arcósico formado sobre rocas de naturaleza continental del Neoproterozoico (Somin y Millán, 1981; Renne et al., 1989; Iturralde-Vinent, 1994; Draper y Barros, 1994; Furrázola y Gil-González, 1997). En la región de Camagüey, Iturralde-Vinent y Mari-Morales (1988) describen la presencia de basaltos y hialoclastitas de edad Titoniense. Se interpreta que estas rocas volcánicas están relacionadas a un magmatismo representativo de margen continental (Iturralde-Vinent y Mari-Morales, 1988; Iturralde-Vinent, 1996c). Los materiales de la zona Placeta se encuentran intensamente deformados.

En Cuba Oriental las unidades del margen de Las Bahamas están representadas por el Terreno Asunción (Blanco-Moreno y Proenza, 1994) (Fig. 1). Este terreno está compuesto por dos unidades litoestratigráficas bien diferenciadas, datadas como Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Millán y Somin, 1985): a) los materiales meta-terrágenos de la Fm. Sierra Verde (cuarcitas, esquistos cuarcíticos, esquistos grafiticos y calizas marmolizadas); y b) los materiales metacarbonatados de la Fm. La Asunción (calizas, mármoles, mármoles dolomíticos). Estas rocas fueron metamorfizadas en condiciones de alta presión y muy baja temperatura (Millán y Somin, 1985). Es-

te terreno se considera parte del paleotalud Mesozoico de la Plataforma de Las Bahamas, correlacionable con las zonas Camajuaní y Placeta en Cuba Central, así como con las rocas presentes en la Península de Samaná en La Española (Lewis y Draper, 1990; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a).

#### *El Margen de Yucatán*

Está representando por los denominados terrenos Guaniguanico, Escambray y Pinos (Fig. 1) (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a). Estos terrenos están constituidos por materiales típicos de márgenes continentales pasivos y tienen una edad de Jurásico-Cretácico Inferior.

Los denominados terrenos del bloque de Yucatán (Guaniguanico, Escambray y Pinos) se caracterizan, de una forma general, por presentar una litoestratigrafía muy variada (Iturralde-Vinent, 1996a). Los materiales (principalmente terrígenos y carbonatados, típicos de márgenes continentales) se presentan muy deformados y metamorfizados en condiciones de baja temperatura y relativamente alta presión (Millán y Somin, 1985). En estos terrenos también están presentes rocas de afinidad ofiolítica (serpentinitas, gabros, diabasas y basaltos) (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996b, 1996c).

El terreno Guaniguanico se localiza en la parte occidental de la isla de Cuba (Fig. 1). Este terreno ha sido interpretado como originado en el margen de Yucatán (Pszczolkowski, 1987; Ross y Scotese, 1988; Rosencrantz, 1990; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Hutson et al., 1998). Los materiales más antiguos de este terreno constituyen la Formación San Cayetano, la cual tiene un espesor aproximado de 3000 m. Esta unidad se compone de rocas sedimentarias detríticas de edad Jurásico Inferior Medio a Oxfordiense: areniscas cuarzofeldespáticas, lutitas y argilitas con lentes de pizarras negras e intercalaciones de dolomita (Zhidkov y Jalturin, 1976; Myczynski y Pszczolkowski, 1976; Cobiella-Reguera, 1996; Cobiella-Reguera et al., 1997; Hutson et al., 1998). Estas series terrígenas transicionan en el corte a series carbonatadas del Oxfordiense al Turoniense (Iturralde-Vinent, 1996a). Los materiales que componen el terreno Guaniguanico presentan un bajo grado de metamorfismo, con la excepción de los situados en las inmediaciones de la llamada Faja Cangre, a lo largo de la Falla Pinar (Iturralde-Vinent, 1994). Esta faja se compone de rocas metamórficas de alta presión (Somin y Millán, 1981). También se han descrito en este terreno la presencia de cuerpos de basaltos, gabros y dioritas porfídicas (Pszczolkowski, 1989;

Pszczolkowski y Albear, 1983; Iturralde-Vinent, 1996a; Cobiella-Reguera, 1996).

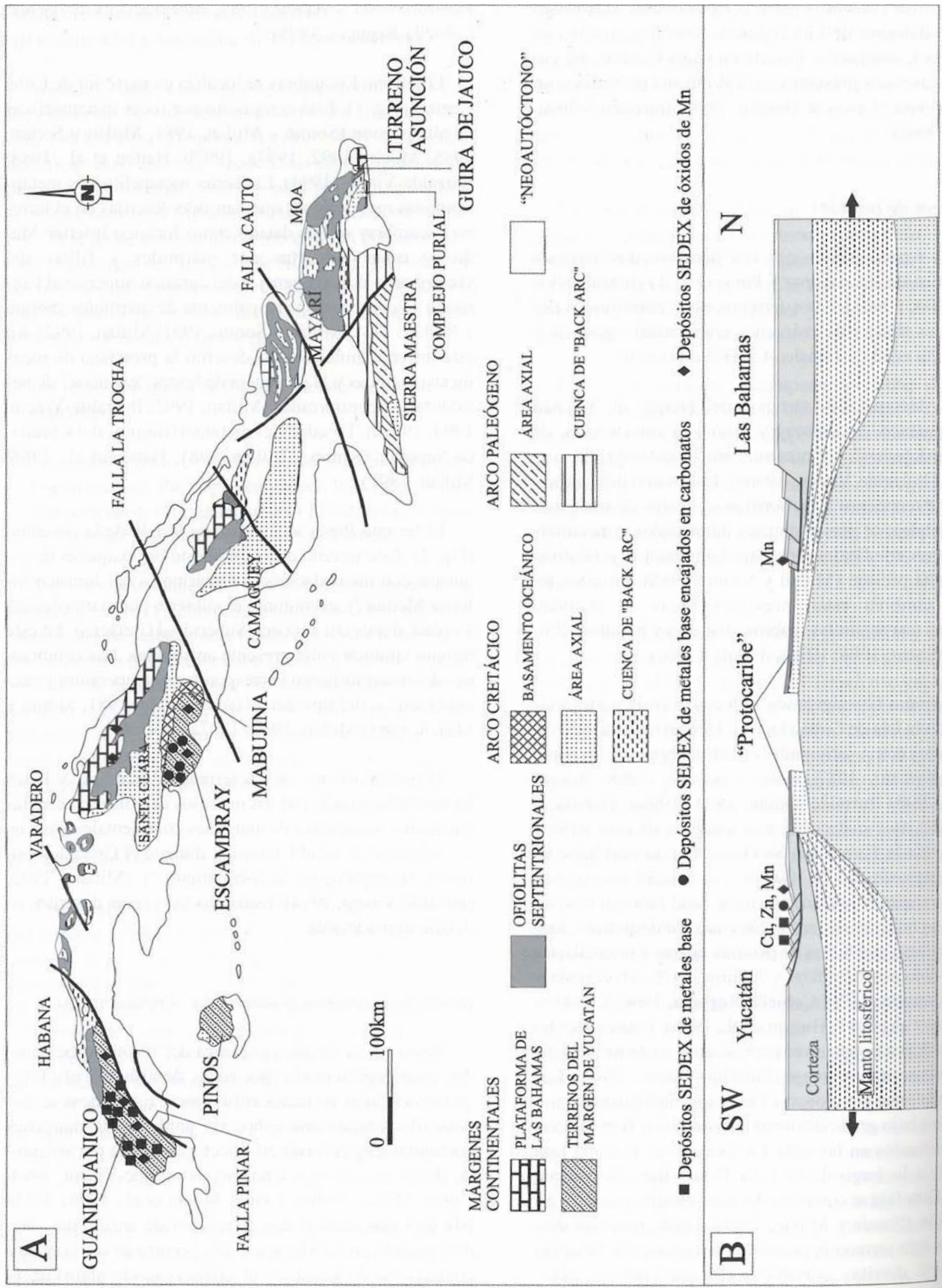
El terreno Escambray se localiza en parte sur de Cuba Central (Fig. 1). Está compuesto por rocas metamórficas de alta presión (Somin y Millán, 1981; Millán y Somin, 1985; Millán, 1992, 1997a, 1997b; Hatten et al., 1988; Iturralde-Vinent, 1994). Las series metapelíticas y metapsamíticas más antiguas que han sido descritas en el terreno Escambray se han datado como Jurásico Inferior-Medio y están cubiertas por mármoles y filitas del Oxfordiense. Las secuencias del Jurásico Superior al Cretácico se componen principalmente de mármoles (Somin y Millán, 1981; Millán y Somin, 1981; Millán, 1992). En este terreno también se ha descrito la presencia de rocas metavolcánicas y la presencia de lentes "exóticas" de peridotitas serpentinizadas (Millán, 1992; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a). La edad del metamorfismo es del Cretácico Superior (Somin y Millán, 1981; Hatten et al., 1988; Millán, 1992).

El terreno Pinos se localiza en la Isla de la Juventud (Fig. 1). Este terreno está compuesto por paquetes de esquistos con intercalaciones de mármoles del Jurásico Inferior Medio(?); el conjunto es cubierto por mármoles cuya edad abarca del Jurásico Superior al Cretácico. En este terreno también están presente anfibolitas. Las condiciones del metamorfismo corresponden a temperatura y presión medias, del tipo barroviario (Millán, 1981; Somin y Millán, 1981; Millán, 1992, 1997a, 1997c).

El metamorfismo de los terrenos Escambray y Pinos ha sido relacionado con los procesos de colisión entre las antedichas secuencias de márgenes continentales y un arco volcánico de edad Cretácico, durante el Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense?) (Millán, 1992; Iturralde-Vinent, 1994). Estos procesos serán descritos en detalle más adelante.

#### *Restos de la litosfera oceánica del "Protocaribe" (?)*

Restos de la litosfera oceánica del "Protocaribe" pueden estar representadas por rocas de afinidad ofiolítica metamorfizadas en facies anfibolítica. Estas rocas se disponen tectónicamente sobre las unidades de márgenes continentales y son cubiertas tectónicamente por volcanitas de un arco de islas Cretácico (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Millán, 1996a, 1996b; Millán et al., 1998). En la Isla de Cuba existen dos complejos de anfibolitas, uno denominado como Mabujina, en el centro de la isla, y otro como Güira de Jauco, en el extremo suroriental (Fig. 1)





(Somin y Millán, 1981; Millán, 1996a, 1996b; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a). Según este último autor, estas ofiolitas son restos de la corteza oceánica que formaba el substrato del arco volcánico Cretácico (corteza “sub-arco volcánico”). La edad del protolito de estas anfibolitas se estima como Jurásico (Somin y Millán, 1981). Según Millán (1996a), la edad del metamorfismo del complejo Mabujina puede ser similar a la del Terreno Escambray, la cual se estima como parte alta del Cretácico Superior. El metamorfismo de estas unidades ha sido relacionado con los procesos de colisión entre el terreno Escambray y el arco de isla volcánicas del Cretácico (Millán et al., 1998). Estos complejos de anfibolitas, imbricados tectónicamente con rocas metamórficas de alta presión (ej. terreno Escambray), pueden representar restos de un complejo de subducción Cretácico.

#### *Metalogenia asociada*

Los terrenos Guaniguanico y Escambray encajan importantes mineralizaciones tipo sedimentario-exhalativo de Cu, polimetálicos (Zn, Pb, Ag, Au) y de Mn (Hill, 1958; Tolkunov et al., 1974a; Zhidkov et al., 1975; Cabrera, 1986; Lavandero et al., 1988; Kesler et al., 1990; Valdés-Nodarse et al., 1993; Whitehead et al., 1996; Valdés-Nodarse, 1998).

#### Depósitos sedimentario-exhalativos de metales base

Dentro de las series sedimentarias detríticas se distinguen importantes acumulaciones estratiformes, de carácter masivo, de sulfuros de Cu, Zn, Pb (con menores cantidades de Au y Ag), de sulfatos (barita) y de óxidos de manganeso o hierro. Los depósitos son concordantes con los sedimentos encajantes, aunque en la base de muchos depósitos se han apreciado en muchas ocasiones mineralizaciones en stockwork y las correspondientes zonas de alteración hidrotermal. No se aprecia en las inmediaciones de las mineralizaciones actividad volcánica o plutonismo contemporáneos. En base a estas consideraciones, han sido catalogadas como de tipo sedex. En este tipo de

mineralizaciones, como se sabe, las mineralizaciones discordantes a muro de los depósitos estratiformes representan los canales exhalativos de la mineralización estratiforme (Large, 1981, 1983; Jorge et al., 1997).

Al Terreno Guaniguanico, de edad Jurásico Inferior Medio a Oxfordiense Tardío (Iturralde-Vinent, 1996a), se asocian importantes mineralizaciones del tipo sedex (Fig. 1) (Zhidkov et al., 1975; Feoktistov et al., 1983; Lavandero et al., 1988; Kesler et al., 1990; Valdés-Nodarse et al., 1993; Simón, 1995; Maynard y Morton, 1995; Whitehead et al., 1996; Kesler, 1997; Elswick y Maynard, 1998; Valdés-Nodarse, 1998). Varios depósitos de Zn-Pb ( $\pm$ Cu, Ba) encajan dentro de la Formación San Cayetano. Según Whitehead et al. (1996) todos los depósitos de Zn-Pb están encajados en pizarras negras, las cuales se disponen como lentes incluidos en areniscas cuarzo-feldespáticas y lutitas. En cambio, las zonas de stockwork y de vetas de calcopirita se disponen dentro de tramos de areniscas que se encuentran estratigráficamente infrayaciendo a las pizarras negras. Las alteraciones hidrotermales asociadas a estas mineralizaciones son principalmente silicificaciones, carbonatizaciones y cloritizaciones (véase Pérez y Melgarejo, 1998, en este volumen).

Los principales depósitos presentes en esta zona son los siguientes (Valdés-Nodarse et al., 1993; Whitehead et al., 1996; Valdés-Nodarse, 1998): 1) depósito Matahambre (stockwork de Cu con Zn-Pb), 2) depósito La Esperanza (stockwork de Cu), 3) depósito Castellano (Zn-Pb-Ba con stockwork de Cu), 4) depósito Santa Lucía (Zn-Pb-Ba), 5) depósito Nieves (Zn-Pb con vetas de Cu), 6) depósito Mella (Zn-Pb), 7) depósito Isabel María (barita), 8) depósito El Indio (barita), 9) depósito Santa Gertrudis (barita) y 10) depósito Jagua (barita). Existen marcadas diferencias entre estos depósitos (Whitehead et al., 1996): a) las zonas de stockwork o vetas de calcopirita sólo están presentes en Matahambre, La Esperanza, Castellano y Nieves, b) sulfuros con barita existen exclusivamente en Castellanos y Santa Lucía, c) stockwork de calcopirita con Zn-Pb-Ba sólo ocurre en Castellano, d) el depósito La Esperanza se compone únicamente de stockwork de Cu y los depósitos Isabel Ma-

---

Figura 1. A) Mapa geológico esquemático de Cuba (adaptado de Iturralde-Vinent, 1996a) y localización de las mineralizaciones asociadas a los materiales representativos de los márgenes pasivos de Yucatán y Las Bahamas. B) Esquema del régimen placas tectónicas durante el Jurásico-Cretácico Inferior bajo el cual se originaron las mineralizaciones asociadas a los materiales representativos de los márgenes de Yucatán y Las Bahamas.

Figure 1. A) Schematic geological map of Cuba (adapted from Iturralde-Vinent, 1996a) and location of the mineralizations associated to materials characteristic of the Yucatán and Bahama passive margins. B) Outline of the tectonic plate regime during the Jurassic-Early Cretaceous stages, when mineralizations associated to materials characteristic of the Yucatán and Bahama margins originated.

ría, El Indio, Santa Gertrudis y Jagua sólo contienen barita (sin sulfuros).

El depósito Matahambre (véase Pérez y Melgarejo, en este volumen) contiene unos 13 Mt entre mineral ya explotado y reservas (Whitehead et al., 1996). Para los depósitos Castellano y Santa Lucía se han estimado unas reservas de 12 Mt y de 19.6 Mt respectivamente, mientras que para el depósito La Esperanza las reservas son de 2.5 Mt (Whitehead et al., 1996).

Las mineralizaciones sedex de Cuba están dispuestas en zonas muy tectonizadas, en terrenos muy compartimentados por fallas inversas de dirección NE-SW. La alineación de muchos de estos depósitos con estas fallas sugiere que se formaron a partir de la circulación de fluidos hidrotermales favorecida por la actividad de fallas sinsedimentarias de carácter extensional, asociadas al proceso de rift del Jurásico, que habrían delimitado cuencas sedimentarias de tercer orden. Estas fallas, generalmente de bajo ángulo, fueron posteriormente reactivadas durante episodios compresivos posteriores como fallas inversas (inversión tectónica). En este caso, para la previsión de zonas favorables para la ubicación de depósitos de tipo sedex en Cuba Occidental se impone la realización de cortes geológicos compensados y la reconstrucción detallada de la estratigrafía y paleogeografía del margen continental del Occidente de Cuba durante el Jurásico.

Depósitos sedimentario-exhalativo (sedex)  
de metales base encajados mayoritariamente  
en carbonatos

Los depósitos tipo sedex, mayoritariamente, han sido incluidos en la categoría *shale-hosted sulphide deposits*. No obstante, el ambiente sedimentario en que se desarrollan es más variado y pueden encajar en series turbidíticas, series evaporíticas o carbonatos de plataforma (Jorge et al., 1997).

En el Terreno Escambray (Fig. 1) se encuentran importantes mineralizaciones estratiformes masivas de pirita con mineralización polimetálica (Hill, 1958; Tolkunov et al., 1974a; Cabrera, 1986; Lavandero et al., 1988). Los principales depósitos en el área los constituyen los yacimientos Carlota, Victoria, Guachinango y Las Moscas, así como otros pequeños depósitos, formando una zona mineralizada que se extiende en dirección E-W por más de 40 km (Tolkunov et al., 1974a; Batista-González et al., 1998). Según Tolkunov et al. (1974a) todos los depósitos se localizan a lo largo de una zona de falla, existiendo una

preferencia de las mineralizaciones por las zonas que se componen de dolomías, calizas dolomitizadas y mármoles silicificados.

Los cuerpos minerales están encajados, predominantemente, en calizas marmolizadas y mármoles con grafito. En menor medida pueden encajar en calcoesquistos con grafito y cuarzo (Tolkunov et al., 1974a). Según estos autores, las calizas marmolizadas y los mármoles suelen ser esquistosos, y pueden contener hasta un 10 % de materia "carbonosa", o finas capas de grafito. En la zona de desarrollo de los depósitos minerales no hay manifestación de volcanismo y los cuerpos minerales tienen forma de lentes concordantes (Tolkunov et al., 1974a).

Según estos autores, los cuerpos minerales se componen en un 80 % de sulfuros de hierro (pirita, pirrotita, marcasita), pero también están presentes calcopirita, esfalerita, cuarzo y ankerita. En menor medida, también se encuentran galena, melnikovita, bornita, enargita, tennantita. Batista-González et al. (1998) y Montano-Pérez et al. (1998) también describen la presencia de concentraciones de Au y Ag asociadas a estos depósitos. Las menas suelen presentar típicas texturas bandeadas, y en ellas la pirita, calcopirita y esfalerita tienen textura colomórfica (Hill, 1958; Cabrera, 1986). Las menas estratificadas cambian, transicionalmente, a menas masivas y diseminadas (Tolkunov et al., 1974a).

Estas mineralizaciones han sido originalmente descritas bajo la categoría, excesivamente descriptiva y equívoca, de "lentes piritosas" (Tolkunov et al., 1974a) o "mineralizaciones cupro-piríticas" (Cabrera, 1986). Alternativamente, sus características de afloramiento y el ambiente geodinámico extensional en que se formaron sugieren clasificarlas como pertenecientes al tipo sedimentario-exhalativo encajado en carbonatos (Lavandero y Bravo, 1994; Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998). Toda vez que el conjunto de mineralizaciones se encuentran asociados a una zona de falla, pueden hacerse extensivas las sugerencias realizadas en el apartado anterior sobre su posible vínculo con fracturas sinsedimentarias.

Cuerpos sedimentario-exhalativo (sedex)  
de óxidos de Mn

En los terrenos Guaniguanico y Escambray se localizan mineralizaciones estratiformes de Mn (Fig. 1), los cuales pueden ser interpretados como sedex (Park, 1942; Simons y Straczek, 1958; Batista-González et al., 1998;



Montano-Pérez et al., 1998; Cazañas y Melgarejo en este volumen). Los cuerpos minerales son generalmente de escasa continuidad lateral y de poca potencia (<1m) y están compuestos, mayoritariamente, por óxidos de Mn, aunque también se dan cuerpos con silicatos de manganeso, producidos por metamorfismo de protolitos carbonatados (véase Cazañas y Melgarejo, en este volumen). Estas mineralizaciones se asocian con jaspes y se localizan en la cercanía de las mineralizaciones sedex de sulfuros de metales base.

En los niveles de chert de la Formación Santa Teresa (zona Placeta), perteneciente a los materiales del margen continental de la Plataforma de Las Bahamas, también se han descrito manifestaciones de manganeso (Fig. 1). Estas mineralizaciones han sido también interpretadas como pertenecientes al tipo sedimentario-exhalativo (Montano-Pérez et al., 1998).

## **Estadio 2: Aptiense (Neocomiense)-Campaniense: desarrollo de un arco(s) de islas volcánicas y transformación de la litosfera oceánica del “Protocaribe” en una zona de supr asubducción**

Durante el Aptiense (Neocomiense?)-Campaniense se desarrolló un régimen geodinámico de arco (o todo un sistema de arcos) de islas volcánicas en el Caribe. Materiales relacionados con este arco afloran a lo largo de toda la isla de Cuba (Díaz de Villavilla y Dilla, 1985; Pszczolkowski, 1990; Renne et al., 1991; Díaz de Villavilla et al., 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996d; Draper y Barros, 1994; Kerr et al., 1999). Durante el desarrollo del arco (o arcos) de islas volcánicas, la litosfera oceánica, producida con anterioridad durante la apertura del “Protocaribe”, fue “consumida” y/o modificada en un contexto de suprasubducción (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, 1999b). Por otra parte, en la cuenca de trasarco del arco volcánico Cretácico se generó nueva corteza oceánica.

### *Cinturón ofiolítico septentrional cubano*

El cinturón ofiolítico septentrional cubano se extiende a lo largo de toda la parte norte de la isla y en él están presentes todos los niveles de una secuencia ofiolítica ideal, aunque desmembrada tectónicamente (Khudoley y Meyerhoof, 1971; Fonseca et al., 1985; Iturralde-Vinent, 1989, 1994, 1996a, 1996b; Draper y Barros, 1994) (Fig. 2a). Las secuencias mantélicas y los niveles de gabros de las ofiolitas se han datado como Jurásico-Cretácico Tem-

prano y las rocas volcanosedimentarias como Hauteriviense (?)-Campaniense (?) (Iturralde-Vinent, 1996b). Según Khudoley y Meyerhoof (1971), la Isla de Cuba contiene los mayores afloramientos de rocas ofiolíticas de la región del Caribe (más de 6500 km<sup>2</sup>). Estas rocas afloran en una franja discontinua de más de 1000 km de longitud y un ancho que puede llegar a los 30 km, en la parte norte de la isla (Fig. 2a). Se disponen tectónicamente intercalados entre las rocas volcánicas del arco Cretácico y los materiales de la Plataforma de Las Bahamas.

Iturralde-Vinent (1994, 1996b) divide, por su posición tectónica, el “cinturón septentrional” en tres fajas principales: a) Cajálbana; b) Mariel-Holguín; y c) Mayarí-Baracoa. Estas ofiolitas constituirían restos de una misma litosfera oceánica, y son todas ellas paleotectónicamente interpretadas como parte de un sistema de cuenca de trasarco-mar marginal.

La Faja de Cajálbana se localiza en la parte occidental de la isla, al norte del terreno Guaniguanico. Los afloramientos tienen una longitud de 85 km, una anchura de 2 a 8 km y una potencia que puede alcanzar los 1.5 km (Iturralde-Vinent, 1996b) (Fig. 2a). Al norte, las ofiolitas son cubiertas tectónicamente por secuencias volcanosedimentarias de edad Cretácico (Pszczolkowski y Albear, 1982). Al sur, las rocas de afinidad ofiolítica cabalgan sobre los materiales del terreno Guaniguanico (Iturralde-Vinent, 1996a, 1996b). En la Faja de Cajálbana se han descrito todos los niveles presentes en un corte ofiolítico ideal, con un marcado desarrollo de los niveles volcánicos sedimentarios (Navarrete, 1994; Iturralde-Vinent, 1996b; Cruz y Simón, 1997).

La Faja Mariel-Holguín se extiende desde la provincia Habana, en la parte occidental de la isla, hasta Huguán, en la parte oriental (Fig. 2a). Según Iturralde-Vinent (1996b), esta faja forma parte de una zona de melange intensamente deformada. Esta zona está constituida por unidades cabalgantes pertenecientes al margen continental de Las Bahamas, ofiolitas, materiales pertenecientes al arco volcánico Cretácico y materiales sedimentarios depositados en cuencas del Campaniense tardío a Eoceno. Las rocas de afinidad ofiolítica cubren tectónicamente a los materiales del margen de Las Bahamas y son cubiertas por mantos tectónicos de materiales del arco volcánico Cretácico (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996b; Andó et al., 1996). En la Faja Mariel-Holguín se han descrito también todos los niveles de un corte ofiolítico ideal, aunque existe un predominio de los niveles mantélicos (harzburgitas, dunitas y lertzholitas con grado variable de serpentinización) y de gabros (gabros bandeados e

isotrópicos) (Fonseca et al., 1985; Iturralde-Vinent, 1989; Andó et al., 1996).

La Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa se localiza en el extremo Oriental de Cuba. Según Iturralde-Vinent (1996b), se trata un cuerpo alóctono de carácter tabular con una longitud de 170 km y un espesor que raramente es superior a los 1000 metros (aunque este espesor, en nuestra opinión, parece estar muy subestimado). La Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa se compone de dos macizos principales: Macizo Mayarí-Cristal y el Macizo Moa-Baracoa (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, en este volumen) (Fig. 2a). De acuerdo con Fonseca et al. (1985), Iturralde Vinent (1996b) y Proenza (1998), la Faja Mayarí-Baracoa está constituida por los diferentes términos litológicos representativos de una secuencia ofiolítica completa, aunque separados por contactos tectónicos. La secuencia estaría compuesta de muro a techo por: a) peridotitas con textura de tectonitas; b) “acumulados ultramáficos”; c) acumulados máficos; d) diques de diabasas; y c) secuencias efusivas-sedimentarias. Las ofiolitas se encuentran cabalgando a rocas volcanosedimentarias del arco de islas Cretácico, estas últimas cubiertas, transgresivamente, por secuencias flyschoides y olistostrómicas de edad Maestrichtiense a Paleoceno. En su extremo más oriental las ofiolitas de la Faja Mayarí-Baracoa cabalgan sobre las rocas metamórficas de Güira de Jauco y del Terreno Asunción (Fig. 2a). En otras regiones los cuerpos ofiolíticos aparecen cubiertos discordantemente por materiales volcano-sedimentarios pertenecientes al arco de islas del Paleógeno (Fm. Sabaneta) y por secuencias terrígenas-carbonatadas más jóvenes (Quintas, 1989; Iturralde-Vinent, 1996b; Proenza, 1998). El afloramiento más meridional de la Faja Mayarí-Baracoa se da en la Sierra del Convento (Quintas, 1989; Iturralde-Vinent, 1996b; Millán, 1996a; Chang y Suárez, 1996). Estas ofiolitas se estructuran en forma de escamas tectónicas que cabalgan las metavolcanitas de edad Cretácica de la Fm. Sierra del Purial (Millán, 1996a). Litológicamente están compuestas por peridotitas serpentinizadas que presentan, localmente, bloques de rocas metamórficas de alta presión (Somín y Millán, 1982; Millán, 1996a).

La mayor parte de los niveles mantélicos de las ofiolitas presentes en Cuba (cinturón septentrional) registran procesos representativos de zonas de suprasubducción (ej. gran desarrollo de cuerpos de cromititas). Además, los niveles de gabros bandeados también presentan características de gabros representativos de ofiolitas de zona de suprasubducción de acuerdo a los criterios de Pearce et al., 1984).

No obstante, Iturralde-Vinent (1994, 1996b) ha sugerido que las ofiolitas del norte de Cuba (cinturón ofiolítico septentrional cubano) se han generado en un sistema cuenca de trasarco-mar marginal. En efecto, algunos basaltos de afinidad ofiolítica del norte de Cuba presentan características geoquímicas similares a las de los basaltos de cuenca de trasarco (Kerr et al., 1999). Con la información geológica disponible actualmente, y dado el grado de compartimentación tectónica de estas unidades, no se puede descartar que en determinadas zonas se encuentren mezcladas rocas de afinidad ofiolítica representativas de diferentes procesos geológicos.

#### *Materiales vinculados al arco(s) volcánico Cretácico*

Los materiales relacionados con el arco volcánico Cretácico se componen de rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Aptiense (Neocomiense?) al Campaniense Medio, las cuales son intruidas por rocas graníticas (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996d; Draper y Barros, 1994; Díaz de Villalvilla et al., 1994; Cruz et al., 1997; Díaz de Villalvilla, 1997; Piñero et al., 1997; Gyarmati et al., 1997; Sukar y Pérez-Rodríguez, 1997; Pérez-Rodríguez y Sukar, 1997; Kerr et al., 1999). Estos materiales volcánicos están presentes a lo largo de toda la isla de Cuba (Fig. 2a). Los mejores afloramientos de estas rocas volcánicas Cretácicas se incluyen en el denominado terreno tectonoestratigráfico Zaza, definido por Hatten et al. (1989), que consiste en una secuencia de aproximadamente 6500 m de potencia de rocas volcánicas y volcanosedimentarias.

Según Iturralde-Vinent (1994, 1996a, 1996d), el basamento del arco volcánico es una corteza oceánica de edad pre-Aptiense, la cual ha sido reconocida en Cuba Central (anfíbolitas Mabujina) y Oriental (anfíbolitas Güira de Jauco) (Fig. 2a). El protolito de estas anfíbolitas sería representativo de la litosfera oceánica del “Protocaribe”.

Iturralde-Vinent (1994, 1996a, 1996d) diferencia dos secuencias principales dentro de los materiales asociados al arco de islas volcánicas Cretácicas: 1) secuencias “efusivo-sedimentarias” y 2) secuencias “epiclástico-sedimentarias”. Las primeras se caracterizan por un gran desarrollo de lavas, sills y cuerpos subvolcánicos (hipoabisales) asociados con tobas y rocas sedimentarias. Esta secuencia coincide espacialmente con la zona de mayor desarrollo de cuerpos plutónicos (Iturralde-Vinent, 1996d). Por consiguiente, y basándose en esta asociación de materiales, este autor interpreta que las secuencias efusivo-sedimentarias se formaron en la zona axial del arco

volcánico Cretácico (Fig. 2a). En cambio, en las secuencias “epiclástico-sedimentarias” existe un predominio de las rocas sedimentarias, con contenidos variables de materiales volcánicos contemporáneos. Además, a diferencia de las secuencias típicas de la zona axial, en las secuencias “efusivo-sedimentarias” existe un desarrollo muy limitado de lavas, sills y cuerpos subvolcánicos (Iturralde-Vinent, 1996d). Por esta causa, este autor sugiere que estas secuencias son representativas de la cuenca de trasarco del arco volcánico Cretácico (Fig. 2a).

Las rocas volcánicas están situadas, mediante contacto tectónico, sobre las ofiolitas del cinturón septentrional; aunque en determinadas áreas, mantos tectónicos de ofiolitas son los que cabalgan a las rocas volcánicas. En otras zonas, las rocas volcánicas cabalgan sobre los depósitos del Paleomargen continental de Las Bahamas.

En la parte oriental de Cuba los materiales volcánicos Cretácico poseen la peculiaridad de encontrarse, en parte, metamorfozados en la facies de esquistos verdes y esquistos azules. Estas metavulcanitas integran el denominado “Complejo Purial” (Hernández, 1987; Campos-Dueñas y Hernández, 1987; Millán, 1996a) (Fig. 2a). El “Complejo Purial” se encuentra imbricado tectónicamente con las ofiolitas de la Faja Mayarí-Baracoa. Muchas veces los contactos coinciden con zonas que presentan una mezcla de bloques de volcanitas pertenecientes al arco y de ofiolitas (Iturralde-Vinent, 1996a).

Las rocas volcánicas Cretácicas que están presentes en Cuba son parte del denominado arco volcánico de las Antillas Mayores o del Caribe (Donnelly et al., 1990; Pszczólkowski, 1990; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Lebrón y Perfit, 1994; Lewis et al., 1995). Las rocas volcánicas asociadas con el arco volcánico de las Grandes Antillas han sido divididas en dos grandes series volcánicas (Donnelly y Rogers, 1980; Donnelly et al., 1990; Lebrón y Perfit, 1993, 1994; Lewis et al., 1995; Simon et al., 1999): 1) series asociadas a un arco de islas “primitivo” (*primitive island arc suite*, PIA) y 2) series calcoalinas (CA). Las series PIA han sido datadas como Jurásico Superior (?)-Cretácico Inferior (pre-Albiense), mientras que las series CA presentan una edad Cretácico Superior-Oligoceno (Donnelly et al., 1990). Las series PIA constituyen una secuencia bimodal formada principalmente por basaltos y andesitas basálticas alteradas (espilitas), si bien en menor medida se presentan dacitas y/o riolitas alteradas (queratófidos), así como intrusiones de composición granodiorítica (Donnelly y Rogers, 1980; Lebrón y Perfit, 1993; 1994; Simon et al., 1999). Estas series se han formado a partir de fusión de un manto oceánico durante los

estadios iniciales de evolución del arco de isla (Donnelly et al., 1990). Las series CA están formadas por andesitas basálticas y andesitas y dacitas depositadas principalmente en condiciones subaéreas (Lebrón y Perfit, 1993). Se ha interpretado que las rocas de las series CA han sido originadas a partir de la fusión de un manto más enriquecido dentro de un arco volcánico más evolucionado, el cuál estuvo expuesto por largos períodos de tiempo en condiciones subaéreas (Donnelly et al., 1990; Lebrón y Perfit, 1993).

En las rocas volcánicas Cretácicas en Cuba, aunque los estudios geoquímicos son bastante limitados, se han reconocido tanto series PIA como CA (Lebrón y Perfit, 1993, 1994; Díaz de Villalvilla et al., 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996b; Lewis et al., 1995; Simon et al., 1999).

En el arco Cretácico de Cuba, las series tipo PIA están menos extendidas que las series CA. Éstas se componen de la Formación Los Pasos en la parte central de Cuba (Díaz de Villalvilla y Dilla, 1985; Lebrón y Perfit, 1994; Lewis et al., 1995; Iturralde-Vinent, 1996a; Díaz de Villalvilla, 1997). Esta unidad está integrada por rocas volcánicas máficas (basaltos, andesitas-basaltos) y félsicas (riolitas, riolodacitas, dacitas) representando una típica secuencia bimodal, con un espesor variable entre 1 y 2 km (Díaz de Villalvilla y Dilla, 1985). Lebrón y Perfit (1994) han sugerido que la Formación Téneme, localizada en la parte norte de Cuba Oriental, también puede pertenecer a las series tipos PIA (no obstante, estos autores no aportan ningún tipo de evidencia geoquímica). Iturralde-Vinent (1996e) describe en la provincia de Camagüey la presencia de clastos de rocas volcánicas, probablemente pertenecientes a un arco de islas primitivo (series PIA), en las secuencias sedimentarias de las denominadas capas “pre-Camujiro”, de edad Aptiense tardío-Albiense.

En el arco del Cretácico de Cuba, materiales de las series calcoalcalinas (CA) están presentes desde el Albiense hasta Campaniense (Díaz de Villalvilla et al., 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996d). Las series CA están muy bien representadas a lo largo de toda la isla, desde el norte de la provincia de Pinar del Río hasta el extremo oriental de Cuba. En la región de Camagüey también están presentes series alcalinas ricas en potasio (Díaz de Villalvilla et al., 1994).

El origen y desarrollo del arco de islas volcánicas del Cretácico es muy polémico y ha sustentado varios modelos de placas tectónicas para tratar de explicar su génesis (Pindell, 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Draper y Barros, 1994; Andó et al., 1996; Kerr et al., 1999). Algu-

nos puntos más polémicos son: 1) existió uno o varios arcos de islas volcánicas durante el Cretácico en el Caribe?; 2) cuál era la polaridad de la zona de subducción del arco volcánico?.

Lebron y Perfit (1993, 1994), a partir de la existencia de series tipo PIA y CA en las Grandes Antillas, sugieren la existencia de dos arcos de islas volcánicas. El arco más antiguo, con series PIA, es de edad pre-Aptiense, y habría tenido según estos autores una zona de subducción buzando hacia el norte. Este arco de isla habría sufrido una inversión de la zona de subducción (*subduction polarity reversal*) en el Aptiense-Albiense, dando lugar a una nueva zona de subducción inclinada hacia el sur. En este nuevo escenario se habrían formado las series CA. El cambio de la zona de subducción estuvo condicionado por la colisión del denominado Caribbean oceanic Plateau con el arco primitivo (PIA) (Fig. 14 de Lebrón y Perfit, 1994). En cambio, en Cuba no se ha descrito la presencia de restos de *Caribbean oceanic Plateau* y, por otra parte, las dataciones y los estudios geoquímicos de las rocas volcánicas Cretácicas son insuficientes. Estos hechos conllevan a que el modelo de Lebron y Perfit (1993, 1994) no cuente con argumentos fuertes para poder explicar la génesis de las rocas volcánicas Cretácicas presentes en Cuba. Sin embargo, la existencia de dos arcos de islas volcánicas durante el Cretácico, con diferentes direcciones de inclinación de la zona de subducción, ha sido invocada por Cobiella-Reguera (1994) y Millán et al. (1998) para explicar el magmatismo Cretácico en Cuba. Iturralde-Vinent (1994, 1996a, 1996d) reconoció en Cuba la existencia de dos arcos de islas volcánicas durante el Cretácico (uno tipo PIA y otro CA). Sin embargo, este autor sugirió la existencia de una zona de subducción inclinada siempre hacia el norte (Fig. 17 de Iturralde-Vinent, 1996a). Alternativamente, Kerr et al. (1999) e Iturralde-Vinent (en este volumen) proponen la existencia de tres generaciones de arcos de islas volcánicas durante el Cretácico.

Como se ha explicado anteriormente, la génesis del arco de islas volcánicas del Cretácico es muy polémica, y todavía no se cuenta con argumentos sólidos que soporten un modelo definitivo de placas tectónicas que integre las diferentes características de las rocas volcánicas del denominado arco de las Antillas Mayores. Sin embargo, en este trabajo, basado en las particularidades de los materiales volcánicos del Cretácico en Cuba, presentamos un modelo muy esquemático de un posible contexto geodinámico durante el Cretácico, que integre el magmatismo Cretácico con las mineralizaciones asociadas (Fig. 2b y 2c).

#### *Metalogenia asociada al arco de islas volcánicas del Cretácico*

Los materiales del arco de islas volcánicas del Cretácico encajan una gran cantidad de mineralizaciones (Fig. 2a). Con esta actividad volcánica se han vinculado depósitos de cromitas ofiolíticas, volcanogénicos de sulfuros masivos (tipo Kuroko y Chipre), skarns, depósitos de pórfido cuprífero, epitermales y de zeolitas.

#### Depósitos de cromitas ofiolíticas (en ofiolitas de zona de suprasubducción)

Los depósitos de cromitas ofiolíticas de importancia económica se asocian, exclusivamente, a complejos ofiolíticos en los que se reconocen características geoquímicas de zonas de suprasubducción (Robert, 1988; Zhou y Robinson, 1997; Melcher et al., 1997). Este es el caso de las rocas de afinidad ofiolítica que afloran a lo largo de toda la parte norte de Cuba, las cuales contienen varios depósitos de cromitas (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, 1999b, en este volumen). Se interpreta, a partir de análisis geoquímico, que durante el Aptiense (Neocomiense?)-Campaniense la litosfera oceánica relacionada con la apertura del "Protocaribe" fue modificada en un contexto de suprasubducción (Fig. 2b).

La ausencia de cuerpos de cromitas en los macizos con afinidad ofiolítica del sur de Cuba (tanto los relacionados con anfibolitas, como los vinculados con unidades de naturaleza continental; Iturralde-Vinent, 1996b), probablemente se debe a que ocupaban posiciones relativamente "distales" a la zona de suprasubducción durante el desarrollo de arco de isla volcánico del Cretácico. Estas unidades pueden ser más representativas de la litosfera oceánica inicial del "Protocaribe".

Los principales depósitos de cromitas de Cuba se ubican en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Proenza et al., 1999a; en este volumen) y en el macizo ofiolítico de Camagüey (Flint et al., 1948; González-Pontón, 1998) (Fig. 2a).

La Faja Mayarí-Baracoa contiene cromitas ricas en Al (grado refractario) y cromitas ricas en Cr (grado metalúrgico) (Thayer, 1942; Lavaut et al., 1994; Lavaut y Rodríguez-Pérez, 1998; Proenza, 1998; Proenza et al., 1997, 1999a, 1999c; Barzana y Recouso, 1998; Ruiz-Sánchez, 1999). Además, incluye el depósito de cromita ofiolítica más grande de Cuba y del Continente Americano, con reservas superiores a 5 Mt (Proenza, 1998).



El macizo ofiolítico de Camagüey (Fig. 2a) también contiene importantes reservas de cromitas ricas en Al (Thayer, 1942; Flint et al., 1948; Kravchenco y Vázquez, 1984; Lavandero et al., 1988; Murashko y Lavandero, 1989; Rodríguez et al., 1997; González-Pontón, 1998). En este distrito se han descrito más 340 yacimientos y manifestaciones de cromita, siendo el yacimiento “Camagüey-II” el más grande de todos los presentes, con reservas que exceden las 700.000 t (González-Pontón, 1998).

También han sido descritos cuerpos de cromita en las zonas de Holguín, Pinar del Río y Habana-Matanzas (Thayer, 1942; Kravchenco y Vázquez, 1984; Lavandero et al., 1988; Murashko y Lavandero, 1989; Morales-Quintana y Arzuaga, 1994; Rodríguez et al., 1997; Andó et al., 1996) (Fig. 2a).

#### Depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos (VMS) tipo Kuroko

Este tipo de depósito está ampliamente distribuido entre los materiales volcánicos del arco Cretácico y contiene las mineralizaciones más importantes de Cu del arco (Fig. 2a y 2c). Además, presenta concentraciones considerables de Zn, Pb, Au y Ag. Los depósitos mejor conocidos se relacionan con las series tipo PIA del arco volcánico Cretácico (Fm. Los Pasos). La zona de mayor desarrollo de estos depósitos es la parte central de Cuba (Fig. 2a) (Tolkunov et al., 1974b; Cabrera, 1986; Lavandero et al., 1988; Arcial, 1994; Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998).

El yacimiento San Fernando, al sur de la ciudad de Santa Clara (conocido desde 1827), es un ejemplo representativo de un depósito VMS tipo Kuroko, con su característica zonalidad vertical y horizontal (Arcial, 1994). La compañía minera *Holmer Gold Mine* (en Krason, 1999) ha estimado en 1997 para el depósito San Fernando unas 440.000 t de mena, con un promedio de 3.2 % Cu y 5.8 % de Zn, así como contenidos importantes de plata y oro.

Otros depósitos VMS importantes en esta área son: Antonio, Los Mangos, Independencia, La Ceiba, Minas Ricas y Los Cerros (Tolkunov et al., 1974b; Cabrera, 1986; Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998). Según Tolkunov et al. (1974b), existe una estrecha relación espacial entre la mineralización y los cuerpos subvolcánicos, así como con las facies de cuello volcánico. Los cuerpos minerales tienen forma filoniana y/o

lenticular y presentan estructuras de stockwork, masivas y brechosas.

En el depósito Antonio se ha reconocido características similares a las que presentan los depósitos epitermales, por lo que Montano-Pérez et al. (1998) lo clasifican como un depósito VMS de alta sulfuración (tipo de VMS definido por Sillitoe et al., 1996; Sillitoe, 1999).

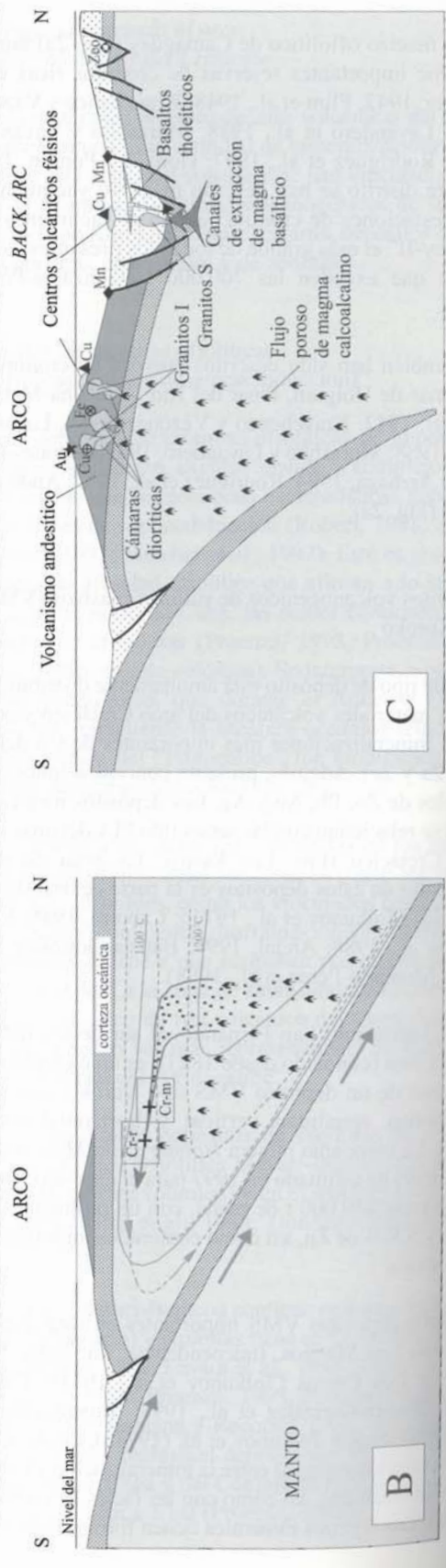
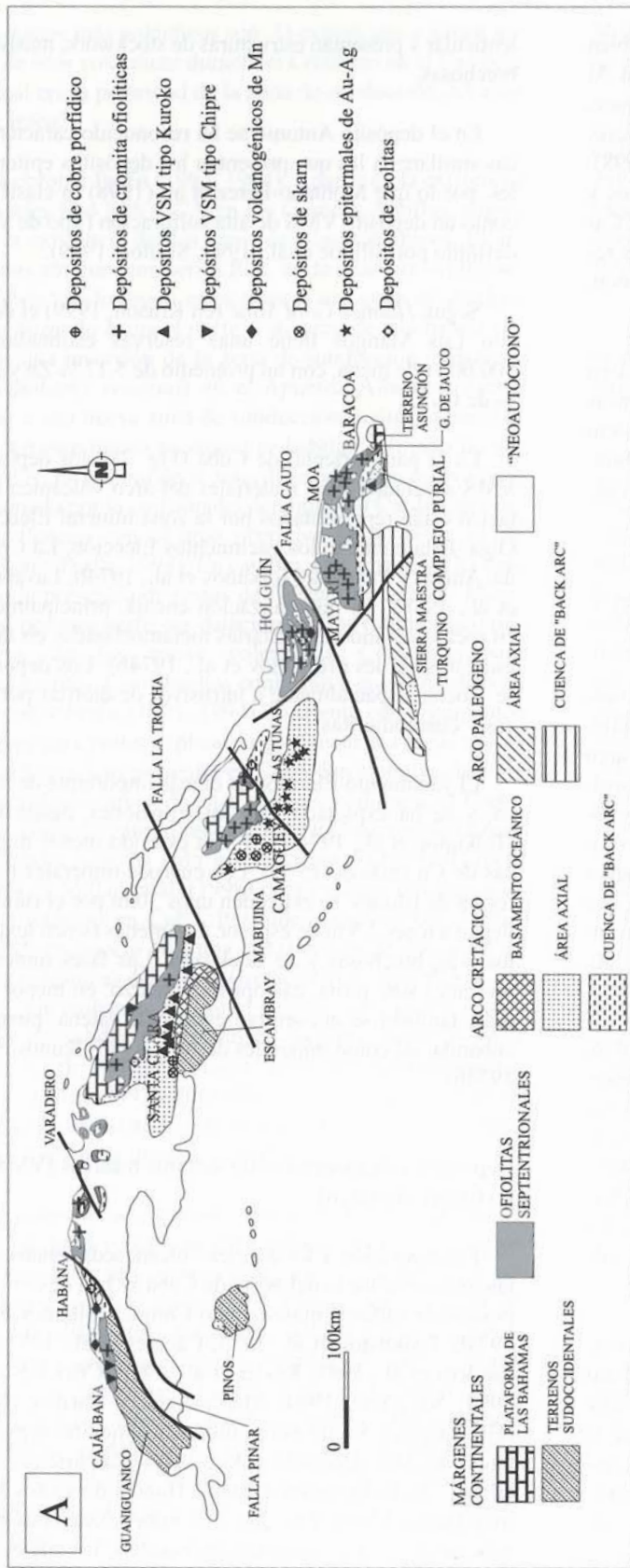
Según *Holmer Gold Mine* (en Krason, 1999) el depósito Los Mangos tiene unas reservas estimadas de 500.000 t de mena, con un promedio de 5.17 % Zn y 2.82 % de Cu.

En la parte oriental de Cuba (Fig. 2a), los depósitos VMS asociados a los materiales del arco volcánico Cretácico están representados por la zona mineral Elección-Olga. Esta contiene los yacimientos Elección, La Cruzada, Aníbal y Panchita (Tolkunov et al., 1974b; Lavandero et al., 1988). La mineralización encaja, principalmente, en rocas volcanosedimentarias metamorfizadas en facies esquistos verdes (Tolkunov et al., 1974b). Los depósitos se asocian espacialmente a intrusivos de dioritas porfídicas y cuarzodioritas.

El yacimiento Elección es el más importante de la zona, y se ha explotado, con interrupciones, desde 1938 (Tolkunov et al., 1974b). Se han extraído menas muy ricas de Cu (más de 15 %). Los cuerpos minerales tienen forma de filones, se extienden unos 30 m por el rumbo y llegan a tener 2.5 m de espesor. Las menas tienen texturas masivas, brechosas y de stockwork. Las fases minerales presentes son: pirita, calcopirita y cuarzo; en menor medida, también se encuentran esfalerita, galena, pirrotita, cubanita, así como minerales de Au y Ag (Tolkunov et al., 1974b).

#### Depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos (VMS) tipo Chipre (trasarco)

En asociación a los niveles volcanosedimentarios de las rocas ofiolíticas del norte de Cuba se han descrito depósitos de sulfuros masivos tipo Chipre (Tolkunov et al., 1974b; Feoktistov et al., 1983; Cáceres et al., 1987; Lavandero et al., 1988; Kesler et al., 1990; Cruz y Simón, 1994; Navarrete, 1994; Martín-Lago y Barrios, 1998) (Fig. 2a y 2c). Según estos autores, los mejores representantes de estos depósitos se localizan en la parte occidental de Cuba en la región de Bahía Honda (depósitos Júcaro y Buena Vista) (Fig. 2a). Las mineralizaciones están relacionadas con el complejo de basaltos, los cuales pre-





sentan típica signatura geoquímica de *back arc basin basalt* (BABB). Las principales menas presentes son cupropiríticas (Cruz y Simón, 1994).

A los basaltos ofiolíticos de la Formación Sagua La Chica (Rivero-Manzano, 1998), en la parte central de Cuba, se asocian mineralizaciones de cobre con oro, siendo las más importantes (Montano-Pérez et al., 1998): Las Lajas, María Antonieta y La Más Buena (Fig. 2a). Los estudios realizados sobre estas mineralizaciones son escasos, aunque su marco geológico (encajadas en basaltos de afinidad ofiolítica) sugiere que pueden ser preliminarmente clasificadas como mineralizaciones VMS tipo Chiple.

#### Mineralizaciones volcanogénicas de Mn

Los materiales del arco volcánico Cretácico también contienen indicios estratiformes de Mn (Fig. 2a y 2c). Se localizan en las zonas de Bahía Honda (provincia de Pinar del Río) y en la provincia de Holguín (Cazañas y Melgarejo, en este volumen) (Fig. 2a). Dichos cuerpos son lentes de pequeñas dimensiones, y están constituidos principalmente por óxidos de Mn (entre los que predominan “psilomelanas” y pirolusita) asociados con niveles de jaspes.

#### Depósitos de skarn y de pórfido cuprífero

Los depósitos de skarn están presentes principalmente en la parte central de Cuba (Fig. 2a). Se trata de mineralizaciones de magnetita y, en menor medida, de calcopirita (Tolkunov et al., 1974b; Watkins et al., 1995; Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998). Las mineralizaciones se relacionan con cuerpos intrusivos que atraviesan los materiales volcanosedimentarios de edad Cretácico, los cuales intercalan lentes de

calizas (Tolkunov et al., 1974b). Según estos autores, el yacimiento Guaos es el de mayor tamaño en Cuba Central. Los cuerpos minerales tienen forma irregular y un espesor, generalmente, entre 5 y 8 m. Las principales fases minerales presentes son magnetita, pirita y calcopirita; en menor proporción están presentes esfalerita y galena. Las menas tienen texturas masivas, brechoides o diseminadas (Tolkunov et al., 1974b).

Mineralizaciones de pórfido cuprífero han sido descritas por Escobar (1994), Lavandero y Bravo (1994) y Lugo-Primelles et al. (1998) en la región Ciego de Ávila-Camagüey-Tunas (Fig. 2a). Se trata de depósitos porfídicos de Cu-Au caracterizados por presentar valores bajos en molibdeno. No obstante, Batista-González et al. (1998) y Montano-Pérez et al. (1998) también describen mineralizaciones de pórfido cuprífero con contenidos importantes de Mo, Ag y Au en la parte Central de Cuba. Todas estas mineralizaciones de pórfido cuprífero se vinculan al complejo plutónico del arco de islas volcánico del Cretácico (Fig. 2c).

#### Depósitos epitermales

Se ha sugerido que los depósitos epitermales son raros en arcos volcánicos intensamente erosionados, y que la intensidad de la erosión puede ser estimada a partir de la naturaleza de los intrusivos aflorantes. En cambio, en los materiales del arco volcánico Cretácico en Cuba, independientemente de los extensos afloramientos de cuerpos intrusivos, se han descrito varios depósitos de tipo epitermal y áreas favorables para los mismos: Golden Hill, Florencia, Esperanza, Deseada, Jacinto, Cabezada del Torro, Cerro La Mina, Tres Antenas, Vidot-El Jagüey, Vista, Urabo, Gaspar-San Nicolás y Loma Carolina (Simon et al., 1999) (Fig. 2a). La región más importante, por la cantidad de depósitos que contiene, es la provincia de Camagüey. Esta zona define todo un distrito de depósitos

---

Figura 2. A) Mapa geológico esquemático de Cuba (adaptado de Iturralde-Vinent, 1996a) y localización de las mineralizaciones asociadas a los materiales del arco de islas volcánicas del Cretácico. B) Esquema del régimen de placas tectónica en los estadios iniciales de desarrollo del arco volcánico Cretácico. En este escenario se formaron los depósitos de cromititas ofiolíticas (la figura representa el estadio anterior a la apertura de la cuenca de trasarco) (adaptado de Proenza et al., 1999a). C) Esquema del arco de islas volcánico Cretácico en un estadio evolucionado, con la ubicación de las diferentes mineralizaciones asociadas (adaptado de Lydon, 1996).

Figure 2. A) Schematic geologic map of Cuba (adapted from Iturralde-Vinent, 1996a) and location of mineralizations associated to materials in the Cretaceous volcanic island arc. B) Outline of the tectonic plate regime in the initial stages of development of the Cretaceous volcanic arc. Ophiolitic chromitite deposits formed within this scenario (figure 2b represents the stage previous to the opening of the back arc basin) (Proenza et al., 1999a). C) Outline of the Cretaceous volcanic island arc in an evolved stage, with location of associated mineralizations (modified from Lydon, 1996).

epitermales (Simon et al., 1999). Constituye la región donde existen más depósitos y mineralizaciones epitermales asociados al volcanismo calcoalcalino del denominado arco volcánico del Caribe. Los estudios realizados son todavía muy limitados, aunque se han descrito depósitos epitermales de alta y baja sulfuración (Lavandero y Bravo, 1994; Barroso et al., 1998; Lugo-Primelles et al., 1998; Simon et al., 1999).

El depósito Jacinto, en el distrito de Camagüey, constituye un ejemplo típico de un depósito epitermal de Au de baja sulfuración (con adularia y sericita) en rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad Cretácica (Simon et al., 1998, 1999). De acuerdo con datos de la compañía *CaribGold* (Krason, 1999), en la zona del depósito Jacinto existen unas reservas de 2.3 Mt de mena, con una ley de 5.83 g/t de Au. Según Simon et al. (1999) la zona mineralizada se compone de, al menos, 5 venas con 1 km de longitud, hasta 2 m de espesor y 300 m de profundidad. Las venas están compuestas mayoritariamente por cuarzo, con menores cantidades de adularia, calcita (comunmente hojosa), pirita y oro. Los estudios de inclusiones fluidas en cuarzo revelan temperaturas de homogeneización entre 200 y 320°C y salinidad inferior al 1 % en peso de NaCl (Simon et al., 1998, 1999). Estos autores, a partir de análisis de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en adularia, obtienen edades absolutas de 72 m.a. Esta edad es coherente con los estadios finales del arco de islas volcánico Cretácico en Cuba.

El depósito Florencia, en el distrito de Camagüey, constituye otro ejemplo de un depósito de Au de carácter epitermal en este metalotecto y es también de baja sulfuración, del tipo adularia-sericita (Lugo-Primelles et al., 1998; Simon et al., 1999; Torres, com. escrita). Las rocas encajantes se componen de lavas porfídicas andesíticas y lavas brechas, con menores intercalaciones de tobas y lentes de calizas. Estas rocas son intruidas por un stock de granodioritas y cuarzodioritas, y el conjunto es a su vez cortado por diques porfídicos de dioritas y granitos (Bortnikov et al., 1988). Según estos autores, la mineralización es controlada por una zona de fractura que alcanza hasta 1 km de longitud y un espesor de hasta 30 o 40 metros (véase Fig. 2 de Bortnikov et al., 1988). Los cuerpos minerales tienen forma de venas, rellenas principalmente por cuarzo y carbonatos. Las principales menas presentes son pirita, calcopirita, galena, esfalerita, magnetita, oro nativo y varios telururos de oro, plata, bismuto y plomo (petzita, hessita, stützita, calaverita, volynskita, tsumoíta, altaíta, rucklidgeíta). Bortnikov et al. (1988), a partir del análisis termodinámico de las asociaciones minerales en el sistema Au-Ag-Te, obtienen temperaturas de formación del depósito entre 70 y 280°C. Por otra parte, Lugo-Primelles et al. (1998), basándose en estudios de inclusiones

fluidas e isotópicos, plantean que la mineralización se formó a partir de fluidos hidrotermales ricos en  $\text{CO}_2$  y a temperaturas entre 120 y 280°C. Según López-Kramer et al. (1998), el depósito Florencia se formó a poca profundidad y es comparable a los depósitos de Au descritos en la Isla de Fiji.

En cambio, otros depósitos epitermales de Au corresponden al modelo de alta sulfuración han sido descritos en la región Ciego de Ávila-Camagüey-Tunas (Escobar, 1994; Lavandero y Bravo, 1994; Simon et al., 1999). Uno de los más importantes es el depósito Golden Hill (Barroso et al., 1998; Lugo-Primelles et al., 1998; Simon et al., 1999; Torres, com. escrita). Según Barroso et al. (1998), este depósito se encuentra ubicado a unos 8 km al N-NE del poblado de Jobabo, en la provincia de Las Tunas, y contiene alteraciones de pirofilita y menas con enargita, asociaciones características de mineralizaciones epitermales del tipo de alta sulfuración (Simon et al., 1999).

Simon et al. (1999) plantea que los depósitos epitermales del distrito Camagüey no están relacionados genéticamente con los cuerpos plutónicos del arco volcánico Cretácico. Estos autores sugieren una relación de la mineralización con las riolitas de la Formación La Sierra. Estas riolitas fueron emplazadas posteriormente al levantamiento y erosión de las rocas plutónicas del arco volcánico Cretácico (Fig. 18 de Simon et al., 1999). Estos autores sugieren que las mineralizaciones epitermales del distrito de Camagüey se formaron durante los procesos de colisión entre el arco volcánico Cretácico y la Plataforma de Las Bahamas. Esta hipótesis, aunque se basa sobre criterios sólidos en el caso del depósito Jacinto, necesita de estudios de detalle en los otros depósitos de la región para que pueda ser extendida a toda la provincia epitermal de Camagüey. En otros depósitos epitermales del distrito de Camagüey (ej: depósito Florencia) parece existir una estrecha relación entre los cuerpos plutónicos asociados al arco volcánico y los depósitos epitermales (Lugos-Primelles et al., 1998). En este último caso se presenta el típico sistema intrusión somera (plutón) - pórfidos cupríferos (Mo, Au) - depósitos epitermales de alta y baja sulfuración (Fig. 2c).

#### Depósitos de Zeolitas

En los materiales volcano-sedimentarios del arco de islas volcánicas de Cretácico se encuentran considerables depósitos de zeolitas (Coutin et al., 1988; Orozco y Rizo,

en este volumen; Borrero et al., 1998) (Fig. 2a). Estos depósitos se componen principalmente de clinoptilolita y mordenita. Según Orozco y Rizo (en este volumen), los depósitos de zeolitas se vinculan a: 1) a la cuenca de trasarco y, 2) a las secuencias superiores de la zona axial del arco.

**Estadio 3: Campaniense Tardío-Daniense inferior (colisión entre los terrenos del margen continental de Yucatán con el arco Cretácico; inicio de los procesos de colisión de las rocas volcánicas y las unidades de afinidad ofiolítica con la Plataforma de Las Bahamas)**

A partir del Campaniense tardío cesa la actividad volcánica del arco Cretácico (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Cobiella-Reguera, 1994; Millán et al., 1998). Los eventos geológicos que provocaron el cese del arco de islas volcánicas Cretácico, y el inicio de los procesos orogénicos a finales del Cretácico Superior son polémicos y poco contrastados. Sin embargo, hay un consenso bastante general de que la zona de subducción Cretácica fue “fosilizada” por la colisión de los terrenos del margen de Yucatán (tipo Escambray) con el arco volcánico (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Draper y Barros, 1994; Millán et al., 1998).

A finales del Cretácico (Campaniense Tardío ?) se produce la colisión (colisión tipo I, de *forearc*-margen continental pasivo, de acuerdo a los posibles tipos de colisión según Moore y Twiss, 1995) de los denominados terrenos del margen de Yucatán con el arco de islas volcánico Cretácico (Fig. 3b). Este proceso de colisión explicaría el emplazamiento de las rocas metamórficas de alta presión presentes en el Escambray. Por otra parte, la colisión puede haber bloqueado la subducción, produciendo la inversión de la zona de subducción e iniciándose un pequeño estadio de *underthrusting* de la cuenca de trasarco debajo del arco volcánico (Fig. 4.15b de Draper y Barros, 1994). Este proceso conduce al comienzo del emplazamiento tectónico de los materiales del arco volcánico del Cretácico y de las ofiolitas (ofiolitas de zona de suprasubducción) sobre el margen pasivo de Las Bahamas (colisión 2) (Fig. 3c).

Según Bralower e Iturralde-Vinent (1997) desde el Campaniense Tardío (77-79 Ma) Existen evidencias del proceso de convergencia de los materiales del arco volcánico extinto y las ofiolitas (trasarco-mar marginal) hacia el borde meridional de la plataforma Norteamericana, aunque para dichos autores el proceso (*sensu strictu*) de

colisión arco volcánico-margen continental de Las Bahamas, por lo menos en la parte occidental de Cuba, no ocurrió hasta el Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano.

Durante estos procesos orogénicos se desarrollaron una serie de cuencas sedimentarias sobre los materiales del arco volcánico extinto y las rocas de afinidad ofiolítica, así como otras desarrolladas sobre el margen pasivo deformado de La Bahamas. Muchas de las cuencas formadas sobre los materiales volcánicos del Cretácico y los de afinidad ofiolítica se comportaron como cuencas transportadas (*piggy back*) (véase Iturralde-Vinent, 1994, 1995, 1996a).

*Emplazamiento tectónico de las ofiolitas durante los procesos de colisión en Cuba Oriental*

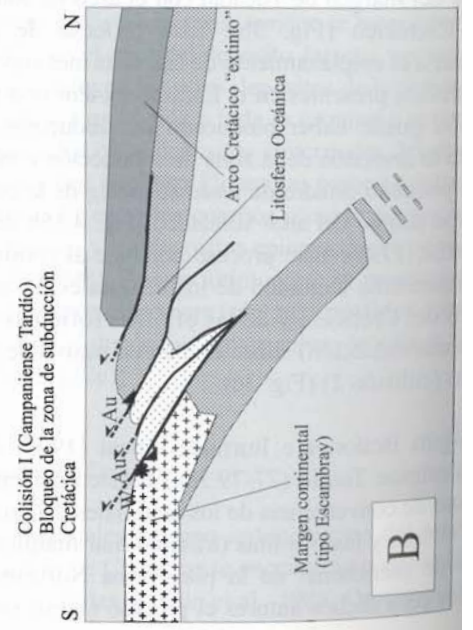
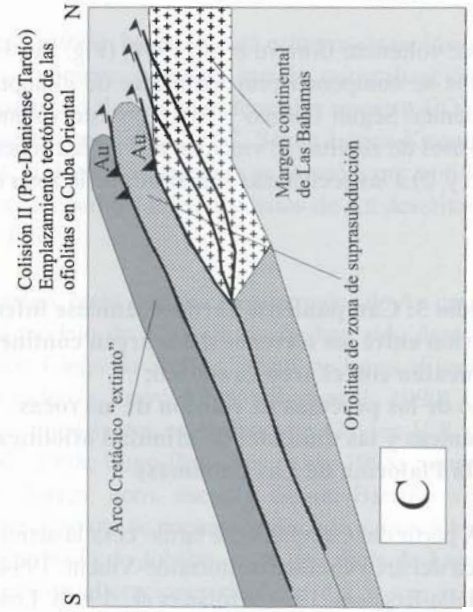
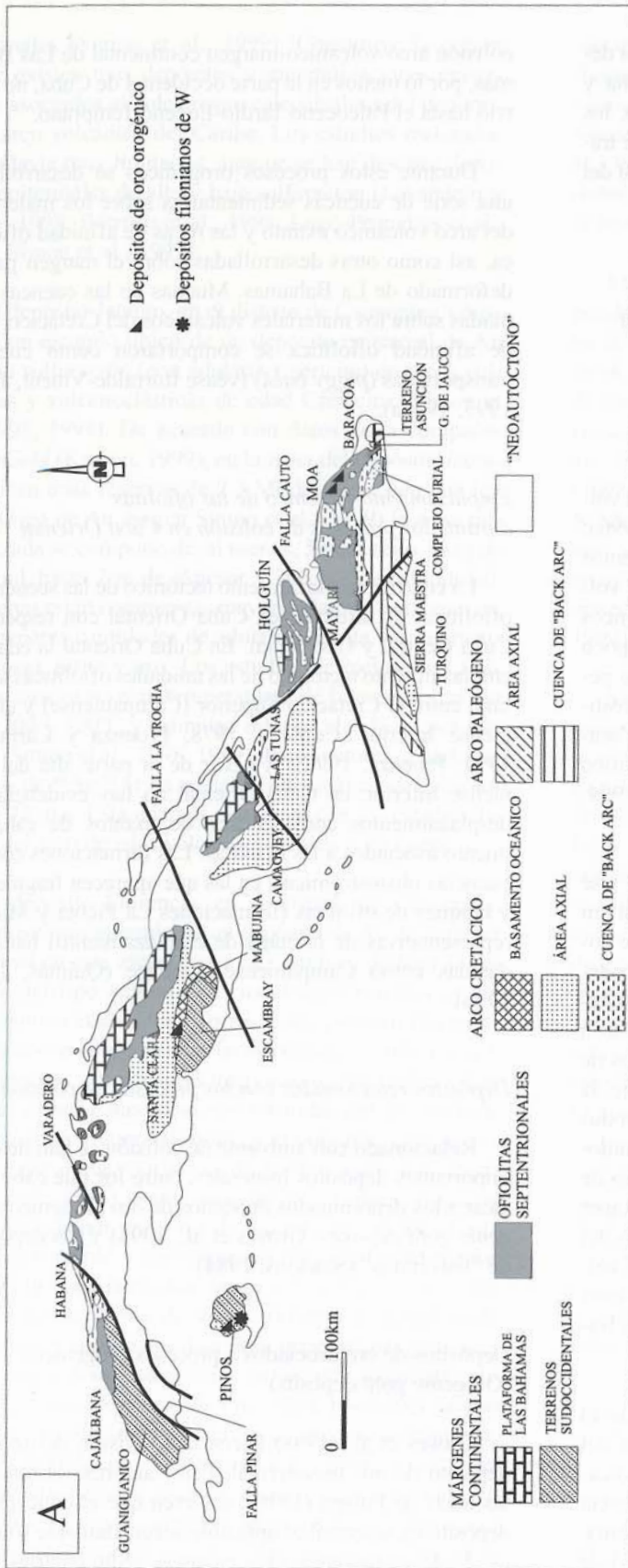
La edad de emplazamiento tectónico de las secuencias ofiolíticas es diferente en Cuba Oriental con respecto a Cuba Central y Occidental. En Cuba Oriental la edad de emplazamiento tectónico de las unidades ofiolíticas se estima entre el Cretácico Superior (Campaniense) y el Daniense Inferior (Cobiella, 1978; Proenza y Carralero, 1994; Proenza, 1998). A partir de la parte alta del Daniense Inferior, en Cuba Oriental no hay evidencias de desplazamientos considerables de mantos de cabalgamiento asociados a las ofiolitas. Las formaciones con secuencias olistostrómicas, en las que aparecen fragmentos y bloques de ofiolitas (formaciones La Picota y Micara, representativas de la etapa de emplazamiento) han sido datadas como Campaniense-Daniense (Quintas, 1989, 1996).

*Depósitos relacionados con los procesos de colisión*

Relacionado con ambiente de colisión se han descrito importantes depósitos minerales, entre los que cabe destacar a los denominados depósitos de oro orogénico (*orogenic gold deposits*; Groves et al., 1998) y los depósitos de “listvenitas” (Sawkins, 1984).

Depósitos de oro asociados a procesos orogénicos (Orogenic gold deposits)

Groves et al. (1998) hacen una revisión del término depósito de oro mesotermal. Estos autores, sustentando las ideas de Pulsen (1996), sugieren que el concepto de depósito mesotermal es aplicable adecuadamente sólo para: 1) depósitos encajados en rocas sedimentarias (tipo





“Carlin”), 2) depósitos de oro porfídico y/o en ambiente de skarn. Groves et al. (1998) proponen usar el término depósito de oro orogénico (*orogenic gold deposit*) para describir a los depósitos filonianos de oro-cuarzo-carbonato (descritos anteriormente como depósitos sinorogénicos, mesotermiales, *turbidite-hosted gold* y *archaeal lode gold*) asociados con terrenos metamorfizados de todas las edades. De acuerdo con este esquema, las mineralizaciones de este tipo se originan durante las deformaciones compresionales a transpresionales en márgenes de placas convergentes (orógenos de colisión). La estrecha relación temporal y espacial de este tipo de depósito con los procesos orogénicos conlleva a que el término depósito de oro orogénico sea más adecuado para definirlo (Groves et al., 1998). Estos autores dividen a los depósitos de oro orogénicos, de acuerdo a la profundidad de formación, en: 1) epizonal (formados a profundidades inferiores a 6 km con respecto a la superficie y a temperaturas entre 150 y 300°C); 2) mesozonal (formados a profundidades entre 6 y 12 km y a temperaturas entre 300 y 475°C); 3) hipozonal (formados a profundidades superiores a los 12 km y a temperaturas que exceden los 475°C).

En Cuba existen varias mineralizaciones de oro que pueden ser clasificadas como depósitos de oro orogénicos. Un ejemplo puede ser el depósito de Au Delita ubicado en el terreno Pinos en la Isla de la Juventud (Lavandero et al., 1998; Bortnikov et al. 1989, 1993; López-Kramer et al., 1998) (Fig. 3a). Este depósito fue clasificado por Bortnikov et al. (1993) como de tipo mesotermal y es considerado el depósito de Au más grande de Cuba (Pantaleón et al., 1998). La mineralización, predominantemente, está confinada a una zona de falla, la cual se bifurca en sistemas de fallas menores *en echelon*, con una extensión de hasta 2 km (Bortnikov et al., 1989). La zona mineralizada encaja en series metamorfizadas de edad Jurásica (Terreno Pinos). Según Bortnikov et al. (1989) las rocas metamórficas del encajante se componen principalmente de cuarcitas micáceas y esquistos cuarzo-micáceos, no existiendo importantes cuerpos magmáticos

en la vecindad del depósito, con la excepción de pequeños diques de riolita y liparita.

El cuerpo mineral está constituido por venas de cuarzo con espesores entre 0.2 y 0.5 m, así como por una zona de brechas formada por fragmentos de cuarzo y esquistos, siendo el conjunto cementado por cuarzo y sulfuros (Bortnikov et al., 1989). Según estos autores, las venas están rellenas principalmente por cuarzo, sericita y, en menor medida, minerales arcillosos (ocupando entre todos ellos un 75 - 95% del volumen). Las principales fases metálicas presentes son: arsenopirita, esfalerita, galena, piritita, oro nativo, plata nativa, tetraedrita (con elevados contenidos de Ag), estibina, tetraedrita, boulangerita, jamesonita, zinckenita, fülöppita, owyheeita, diaforita, andorita y pirargirita (Bortnikov et al., 1989). La principal fase portadora de oro en el depósito Delita es la arsenopirita, en la cual los contenidos de oro (análisis de microsonda iónica) varían entre 5.4 y 56 ppm (Bortnikov et al., 1993).

En la región de Moa, en la parte oriental de Cuba, están presentes mineralizaciones de Au encajadas en rocas de afinidad ofiolítica (Fig. 3a). Un ejemplo es el indicio Cabaña (en la cercanía de Moa) donde afloran cuerpos de jaspes (con Au), de dimensiones decamétricas, encajados en peridotitas serpentinizadas (Díaz-Martínez, com. pers.). Rodríguez-Vega (1998) sugiere una posible génesis de las mineralizaciones relacionadas con los procesos tectónicos de cabalgamiento ocurridos durante la deformación de los materiales del arco volcánico y las ofiolitas (proceso de colisión).

#### Mineralizaciones de wolframio

Están presentes en el distrito Siguanea (Mina Lela) en la Isla de la Juventud (Fig. 3a). Constituyen venas de cuarzo-ferberita-turmalina, asociadas con diques porfídicos de cuarzo que cortan rocas metamórficas (Page y McAllister, 1944; Lavandero et al., 1988; Pardo, 1990;

---

Figura 3. A) Mapa geológico esquemático de Cuba (adaptado de Iturralde-Vinent, 1996a) y localización de las mineralizaciones asociadas a los procesos de colisión (Campaniense Tardío-Daniense). B) Esquema del proceso de colisión (Campaniense Tardío-Daniense) entre los terrenos de Yucatán (tipo Escambray) y el arco volcánico Cretácico, y las mineralizaciones asociadas. C) Esquema del proceso de colisión (Campaniense Tardío-Daniense) entre los materiales volcánicos Cretácico, las unidades ofiolíticas y el margen de Las Bahamas. Emplazamiento tectónico de las ofiolitas en Cuba Oriental y mineralizaciones asociadas.

Figure 3. A) Schematic geological map of Cuba (adapte from Iturralde-Vinent, 1996a) and location of mineralizations associated to collision processes (Late Campanian- Danian). B) Outline of the collision process (Late Campanian- Danian) between the Yucatán margin (Escambray type) and the Cretaceous volcanic arc, and associated mineralizations. C) Outline of the collision process (Late Campanian- Danian) between Cretaceous volcanic materials, ophiolitic units and the Bahama margin. Tectonic location of ophiolites in eastern Cuba and associated mineralizations.

Kesler et al., 1990). Estas rocas metamórficas, de edad Jurásico Inferior-Jurásico Medio, se componen de esquistos micáceos, esquistos cuarzo-micáceos y cuarcitas, siendo el conjunto intruido por diques porfídicos de cuarzo-feldespatos (Page y McAllister, 1944). Según estos autores, los depósitos se componen de ferberita y pequeñas cantidades de scheelita, asociadas a vetas de cuarzo-turmalina, rocas turmalinizadas y silicificadas, esquistos turmalinizados y cuarcitas. En la mineralización hay también cantidades accesorias de arsenopirita, pirita, calcopirita, pirrotita, bismutina y esfalerita.

Kesler et al. (1990) describen estas mineralizaciones de wolframio dentro del tipo *intrusion-related vein deposits and pegmatite deposits* y sugieren para ellas un origen mesothermal, así como una edad similar a la de las rocas encajantes. Una edad de la mineralización similar a la de las rocas encajantes parece, no obstante, no ser correcta. Los diques a los cuales se asocia la mineralización son postmetamórficos (post-Cretácico Superior) (Somin y Millán, 1981) y según Cobiella-Reguera (1997) pudieran ser de edad Paleógeno. Alternativamente, estas mineralizaciones han sido asociadas con un magmatismo ácido originado por un proceso de “reactivación magmática” que afectó al terreno Pinos durante el Cretácico Superior (Pardo, 1989, 1990). Este autor sugiere, a partir de datos geofísicos, la presencia de un importante plutón en profundidad, el cual sería el responsable de la mineralización. La edad de este magmatismo es del Cretácico Superior y podría estar asociada a los procesos de colisión. Así pues, la génesis de este magmatismo dentro del terreno Pinos es muy polémica, y tres posibles orígenes pueden ser tenidos en cuenta: 1) asociado a los estadios finales del arco de islas volcánico Cretácico; 2) relacionado al volcanismo del Paleógeno y 3) asociado con el magmatismo que se desarrolla durante los procesos de colisión. Realmente no hay criterios sólidos para asumir una de las tres posibilidades, aunque en este trabajo tentativamente asumimos una relación asociada con los procesos de colisión.

#### **Estadio 4: Daniense-Eoceno Medio (Arco volcánico Sierra Maestra en Cuba Oriental y desarrollo de cuencas transpor tadas y de *foreland* en Cuba Central y Occidental).**

##### *a) Arco volcánico Paleógeno de Cuba Oriental (arco volcánico Sierra Maestra)*

Durante el intervalo comprendido entre el Daniense Tardío y el Eoceno Medio se desarrolló otro régimen geodinámico de arco de islas volcánicas (arco volcánico de

Sierra Maestra o Turquino) (Cobiella-Reguera, 1988, 1998; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996f; Méndez et al., 1994; Méndez, 1998; Draper y Barros, 1994; Quintas et al., 1994). Esta actividad volcánica, a diferencia del volcanismo Cretácico, se circunscribe mayoritariamente a la parte oriental de la isla, en la Sierra Maestra (Fig. 4a). Sin embargo, en la parte central y occidental de Cuba existen intercalaciones de materiales volcánicos entre los materiales sedimentarios que se depositaron en las cuencas de *piggy back* que se desarrollaban hacia la parte noroccidental del territorio (véase Cobiella-Reguera, 1988, 1997, 1998).

El volcanismo del Paleógeno de Cuba oriental esta representado por espesores de hasta 6000 m de rocas volcanosedimentarias (Cobiella-Reguera, 1997, 1998; Iturralde-Vinent, 1994, 1996f) y un gran desarrollo de cuerpos intrusivos y subvolcánicos (véase Cazañas et al., en este volumen). Las rocas asociadas al arco de islas volcánico del Paleógeno yacen sobre los materiales deformados del arco Cretácico, las ofiolitas y las cuencas sedimentarias del ciclo Campaniense Tardío-Daniense.

En una franja paralela a la costa sur de Cuba Oriental, en la Sierra Maestra, se encuentran materiales volcanosedimentarios denominados como Grupo El Cobre (Fig. 4a) (Iturralde-Vinent, 1996a, 1996f). Este grupo está compuesto por aglomerados, hialoclastitas y tobas de composición andesítica (Quintas et al., 1994; Iturralde-Vinent, 1996a, 1996f). El Grupo El Cobre muestra, igualmente, un amplio desarrollo de cuerpos subvolcánicos de diabasas, pórfidos dioríticos, pórfidos graníticos, pórfidos sieníticos y cuerpos plutónicos (tonalitas, plagiogranitos y granodioritas). Este conjunto de materiales se interpreta como formado en una zona axial de arco volcánico (Iturralde-Vinent, 1994, 1996f).

En la franja norte de Cuba Oriental se reconocen principalmente rocas volcanosedimentarias y sedimentarias, cartografiadas con el nombre de Fm. Sabaneta (Iturralde-Vinent, 1976, 1996a; Proenza y Carralero, 1995; Quintas et al., 1996, García et al., 1996). Se ha interpretado que el ambiente de formación de estos materiales fue una cuenca de trasarco (Fig. 4) (Cobiella-Reguera, 1988, 1997, 1998; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996f).

Las edades (U-Pb) determinadas a partir de circones representativos de diferentes cuerpos intrusivos de la Sierra Maestra oscilan entre 46.9 y 50.6 Ma (Kysar et al., 1998). Estas edades quedan comprendidas entre el Eoceno Inferior (Ypresiense) y el Eoceno Medio (Luteciense-Bartoniense). Kysar et al. (1998) sugieren que la actividad



del arco Sierra Maestra fue muy corta en el tiempo y que pudo estar asociada con la apertura de la fosa Cayman. No obstante, las dataciones paleontológicas de que se dispone proporcionan una edad Daniense tardío para los materiales de la base del arco volcánico (Quintas, 1996). Por tanto, estas edades de los intrusivos parece que representan solamente a las de los estadios magmáticos más evolucionados del arco.

Algunos estudios geoquímicos preliminares (Díaz de Villalvilla et al., 1994; García-Delgado y Méndez, 1994; Méndez et al., 1994; Méndez, 1997) sugieren que la actividad volcánica presenta en sus inicios una tendencia toleítica, la cuál continúa manifestándose durante toda la evolución del arco; el carácter calcoalcalino sería más evidente a partir del Eoceno y el calcoalcalino rico en K se manifestaría en el Eoceno Medio. No obstante, estudios geoquímicos de elementos mayores y trazas (REE, LILE y HFSE) en los cuerpos hipoabisales localizados en la parte inferior y media de las series del Paleógeno de la Sierra Maestra evidencian que estas rocas presentan una marcada tendencia toleítica con bajos contenidos en K (Cazañas et al., en este volumen). Los contenidos de REE son extremadamente bajos y presentan un patrón normalizado a los valores condriticos prácticamente no fraccionado (plano) desde las LREE a las HREE. Los diagramas multielementos muestran un ligero enriquecimiento en *large-ion lithophile elements* (LILE), y una marcada anomalía negativa de Nb, aspecto característico de muchas toleítas de arcos de islas (Cazañas et al., en este volumen).

Se han propuesto varios modelos de placas tectónicas para explicar el origen del arco de islas volcánicas del Paleógeno (Cobiella-Reguera, 1988; Kozák et al., 1988; Quintas et al., 1994; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Gordon et al., 1997). Todos estos modelos pueden ser divididos en tres tipos:

- 1) modelos que presentan al volcanismo del Paleógeno (arco Sierra Maestra) como una continuación del arco de islas volcánicas del Cretácico (parte del arco volcánico de las Grandes Antillas), el cuál tras sufrir una inversión de la polaridad de la subducción en la parte alta del Cretácico Inferior (*subduction polarity reversal*) presentaba una zona de subducción inclinada hacia el sur en el Paleógeno (Pindell, 1994; Pindell y Barrett, 1990; Gordon et al., 1997).
- 2) modelos que sustentan la existencia de un arco volcánico paleogénico (arco Sierra Maestra), independiente del arco Cretácico, con una zona de subducción bu-

zando hacia el sur (Kozák et al., 1988; Quintas et al., 1994).

3) La existencia de un arco volcánico Paleógeno (arco Sierra Maestra), independiente del arco Cretácico, con una zona de subducción buzando hacia el norte o noreste (Cobiella-Reguera, 1988; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Flores et al., 1998).

Los modelos tipo 1 (Pindell, 1994; Pindell y Barrett, 1990; Gordon et al., 1997) no tienen en cuenta la ausencia de actividad magmática desde finales del Campaniense hasta la base del Daniense en Cuba (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996f). Este hecho, así como la orientación diferente de los materiales relacionados con el arco Cretácico (NO-SE) y Paleógeno (E-W) en Cuba (Iturralde-Vinent, 1996f) sugiere que se trata de dos sistemas de arcos volcánicos diferentes.

Los modelos tipo 2 (Kozák et al., 1988; Quintas et al., 1994) no soportan la constitución geológica de Cuba Oriental. Si la zona de subducción del arco Sierra Maestra estaba inclinada hacia el sur, los restos del complejo de subducción (prisma acrecional + fosa) deberían encontrarse al norte de Cuba Oriental. En cambio los materiales asociados al volcanismo paleogénico al norte de Cuba Oriental se presentan muy poco deformados y yaciendo transgresivamente sobre las ofiolitas, las rocas volcánicas de edad Cretácica y las cuencas de *piggy back* de edad Maastrichtiense-Daniense (Iturralde-Vinent, 1994, 1996). Por otra parte, estos modelos (ej. Quintas et al., 1994) parten del hecho de que el volcanismo paleogénico de la Sierra Maestra es parte de la misma actividad magmática que dio origen al volcanismo paleogénico en otras áreas del Caribe (ej: Jamaica, La Española, Elevado de Nicaragua, etc). Esta relación parece no ser evidente en Jamaica (Jackson y Smith, 1979) y acaso tampoco en las demás áreas del Caribe (Draper, com. pers.). En estas áreas del Caribe, el magmatismo paleogénico es parte de un espectro continuo de actividad magmática desde el Albiense hasta el Eoceno Medio (Lebron y Perfit, 1993; Draper, com. pers.).

Los modelos tipo 3 (Cobiella-Reguera, 1988; Iturralde-Vinent, 1994, 1996; Flores et al., 1998) también presentan importantes lagunas: 1) al igual que los modelos tipo 2, parten del hecho de que el volcanismo paleogénico de la Sierra Maestra es parte de la misma actividad magmática que dio origen al volcanismo paleogénico en otras áreas del Caribe, relación que como se discutió anteriormente parece no ser correcta; 2) exponen como un argumento fuerte (ej: Iturralde-Vinent, 1994, 1996f) la

presencia de materiales representativos del complejo de subducción al SE de la Sierra Maestra (Complejo Peralta-Ocoa, en República Dominicana). No obstante, tal hecho parece ser dudoso, ya que las investigaciones recientes indican que la deformación del Complejo Peralta-Ocoa es Eoceno Superior o más joven (Draper, com. pers.).

Como se ha discutido anteriormente, el origen y desarrollo del arco de islas volcánicas de Paleógeno (arco Sierra Maestra) continúa siendo una asignatura pendiente en el conocimiento geológico del Caribe. La solución a este problema conllevaría conocer los procesos que se desarrollaron durante el cambio del límite de placa convergente (zona de subducción) a transformante en la parte norte de la Placa del Caribe (Eoceno Medio-Eoceno Superior).

#### *b) Cuencas transportadas y de foreland basin en Cuba Central y Occidental*

Mientras en Cuba Oriental se desarrollaba el arco Paleógeno, en Cuba Central y Occidental existen evidencias de desarrollo de cuencas sedimentarias transportadas, en las que se reconocen importantes unidades de olistostromas, que se relacionan con el emplazamiento tectónico de las ofiolitas. Las formaciones olistostrómicas incluyen fragmentos y bloques de ofiolitas (Pushcharovsky et al., 1989; Iturralde-Vinent, 1996b; Andó y Kozák, 1987).

La edad de estas secuencias caóticas que incluyen fragmentos de ofiolitas del cinturón septentrional cubano sugiere que los procesos de emplazamiento tectónico de las ofiolitas del cinturón septentrional terminó antes en Cuba Oriental (Daniense) que en la parte Centro-Occidental de Cuba (Eoceno Medio y Superior). Sin embargo, es necesario la realización de estudios estratigráficos y estructurales de detalle en las zonas de melange ofiolíticos para precisar la compleja evolución del emplazamiento tectónico de las ofiolitas, así como sus complicadas relaciones estructurales con las rocas volcánicas y los materiales del margen continental.

Las cuencas que se originaron principalmente sobre el margen pasivo tienen características típicas de cuencas de antepaís (*foreland basin*) (Iturralde-Vinent, 1994, 1995, 1996a). En estas cuencas también se reconocen unidades olistostrómicas en todo análogas a las descritas para las cuencas transportadas (Pszczolkowski, 1987). Los materiales que integran estas cuencas de antepaís están deformados, de manera que la intensidad de deformación se incrementa desde la zona Cayo Coco al norte hasta la zona de Placeta al sur (Meyerhoff y Hatten, 1968; Iturralde-Vi-

nent, 1997). El incremento del tamaño y la cantidad de los fragmentos de materiales de afinidad ofiolítica y del arco volcánico Cretácico en el componente clástico de las cuencas de antepaís refleja la aproximación paulatina del alóctono (ofiolitas y arco volcánico extinto) en dirección a estas cuencas (Iturralde-Vinent, 1997).

#### *Metalogenia asociada al arco de islas volcánicas del Paleógeno (Daniense Tardío-Eoceno Medio)*

A los materiales del arco volcánico Sierra Maestra se asocian importantes depósitos minerales, sobre todo de mineralizaciones de cobre, de manganeso y de skarn de Fe (Lavandero et al., 1988; Méndez et al., 1994; Russell et al., 1995; Cazañas y Melgarejo, en este volumen; Cazañas et al., en este volumen) (Fig. 4a y 4b). Los materiales del arco volcánico del Paleógeno contienen más de 400 depósitos minerales, la mayoría de los cuales han sido explotados a pequeña escala (Cazañas et al., en este volumen).

#### Depósitos volcanogénicos de sulfuros

Varias mineralizaciones similares al tipo Kuroko se localizan en los materiales volcánicos paleogénicos en toda la región de la Sierra Maestra (Fig. 4a y 4b), y contienen las mayores reservas de Cu del arco. Además, presentan concentraciones en Zn, Pb, Au y Ag.

El depósito más importante conocido hasta el presente en el arco es el yacimiento "El Cobre", siendo actualmente el único activo en la Sierra Maestra (Luna, 1994; Cazañas et al., en este volumen). Este yacimiento es la mina de cobre más antigua de América. De este depósito se han extraído más de 1 millón de toneladas de mena con contenido de Cu > 14 %, y más de 2 millones de toneladas de mena con contenidos de Cu > 3 % (Tolkunov et al., 1974b).

Según Cazañas et al. (en este volumen) las mineralizaciones están encajadas en la parte superior de la secuencia media del Grupo El Cobre, y se distinguen tres tipos fundamentales de cuerpos minerales: filonianos (filones subparalelos y stockwork), estratoligados y estratiformes. Los cuerpos filonianos se componen de vetas de cuarzo con calcopirita y pirita, y en ellos se encuentra concentrada la mayor parte de la mineralización cuprífera del yacimiento. La mineralización estratoligada es contemporánea con la mineralización filoniana y es donde se producen las concentraciones de oro más elevadas del de-

pósito (Cazañas et al., en este volumen), y contiene también mineralización de Cu-Zn-Pb. La mineralización estratiforme es de barita, anhidrita y óxidos de manganeso. En base a la presencia de cuerpos estratiformes que a muro presentan una zona de alteración hidrotermal asociada a mineralización epigenética, estos autores sugieren un modelo exhalativo para este depósito.

Otros depósitos tipos VMS presentes en el arco son los de El Infierno, Limoncito, y La Cristina. En el depósito el Infierno, la mineralización se compone de cuerpos concordantes, "vetíticos" y stockwork de pirita-esfalerita-galena con intensa silicificación (Porro, 1994). En el depósito La Cristina, se trata de vetas, mineralización de reemplazamiento y lentes de sulfuros masivos (Tolkunov, 1974b); en el depósito Limoncito se encuentran microconglomerados y areniscas piríticas. Estos materiales han sido interpretados como productos del desmantelamiento por corrientes submarinas de fondo de un depósito de sulfuros masivo y de sus zonas de alteración hidrotermal (Cazañas, en prep.)

#### Depósitos volcanogénicos de Mn

Los mayores depósitos de Mn de Cuba están asociados, espacial y genéticamente, al arco de islas volcánicas del Paleógeno (Park et al., 1944; Woodring y Daviess, 1944; Simons y Straczek, 1958; Sokolova et al., 1974; Lavandero et al., 1988; Rusell et al., 1995; Cazañas y Melgarejo, en este volumen; Cazañas et al., en este volumen) (Fig. 4a y 4b). La mineralización se dispone en varios niveles estratigráficos dentro de los materiales volcánicos, pero en su mayor parte situados en la parte más alta de la secuencia superior del Grupo El Cobre. Los cuerpos son generalmente estratiformes, y están constituidos por óxidos de Mn (Cazañas y Melgarejo, en este volumen; Cazañas et al., en este volumen). En muchas ocasiones se encuentran asociados con potentes lentes de jaspes (denominados en Cuba "bayates").

#### Depósitos de skarn

En relación con los complejos plutónicos del arco del Paleógeno se asocian importantes mineralizaciones de hierro tipo skarn (Lavandero et al., 1988; Lavandero y Bravo, 1994; Cazañas et al., 1989; Pérez-Rodríguez y Santa-Cruz, 1991; Méndez et al., 1994; Sánchez-Cruz et al., 1998) (Fig. 4a y 4b). Los skarns de hierro se ubican dentro de una franja de aproximadamente 15 km de anchura y extensión casi paralela a la línea de costa. El prin-

cipal distrito minero es el de Daiquirí (también conocido como "Hierro Santiago"), el cual incluye a las minas La Grande, Antoñica, Concordia, Folia, Yuca, El Norte, El Descanso, Vinent, Fausto, Falcón, Falconera, Chalia, etc. Estos skarn han sido explotados desde finales del siglo XIX, habiéndose reconocido en ellos reservas probadas de más de 40 Mt de mena, con 40-45 % en  $Fe_{tot}$  (Cazañas et al., 1989).

Según Méndez et al. (1994) los skarns se localizan en el contacto de las rocas volcanosedimentarias y los cuerpos intrusivos. Estos últimos son predominantemente de composición variable entre gabroica y plagiogranítica.

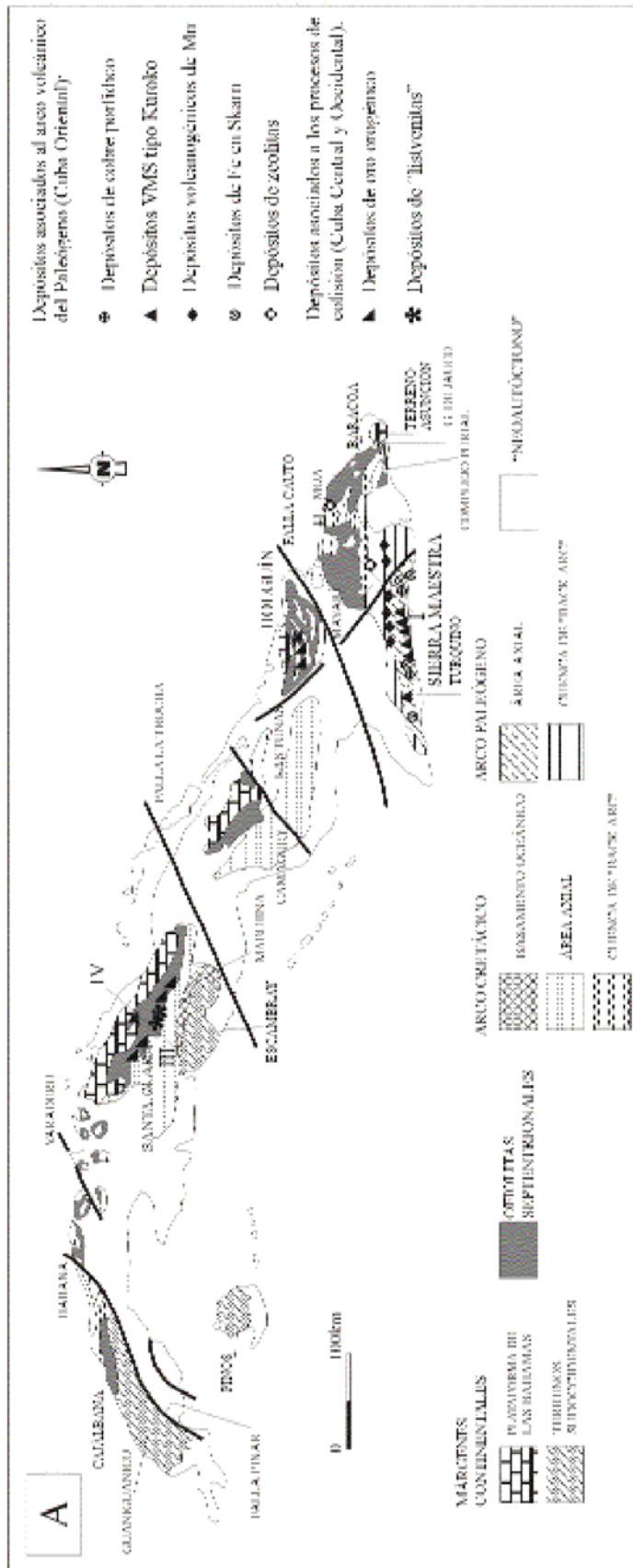
La mineralogía de los skarn es simple: magnetita y hematites asociados a diversos calcosilicatos (granates de la serie andradita-grosularia, con menores cantidades de piroxenos y anfíboles cálcicos, con epidota en los sectores más distales), con una fase más tardía de sulfuros (principalmente, pirita, esfalerita y calcopirita) (Cazañas et al., 1989; Pérez-Rodríguez y Santa-Cruz, 1991). Sánchez-Cruz et al. (1998) describen la presencia de Au en algunas de estas mineralizaciones de skarn (mineralización de Antoñica), donde los contenidos de Au varían entre 2 y 3 g/t.

#### Depósitos de pórfido cuprífero (?)

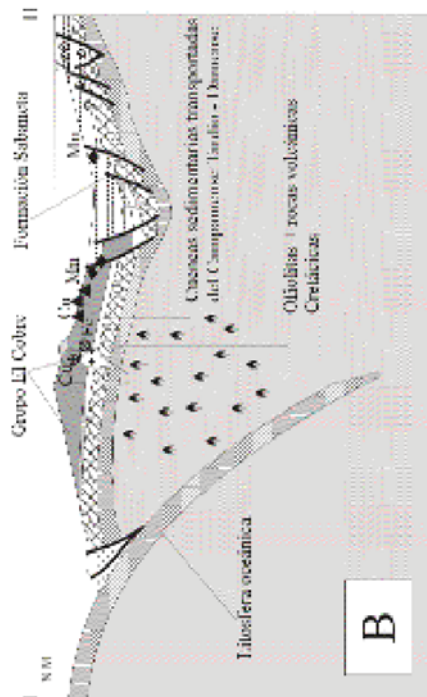
Algunos prospectos de cobre y, en menor medida, de cobalto con molibdeno, se encuentran espacialmente relacionados con intrusivos de composición gabroica-plagiogranítica, y han sido atribuidos a esta clase de mineralización (Méndez et al., 1994) (Fig. 4a). Según estos autores, estos depósitos muestran una zona extensa de alteración propilítica. Los indicios más representativos parecen ser los de Buey Cabón y La Victoria. Sin embargo, la composición de los intrusivos no parece la más apropiada para generar este tipo de depósitos, ni se describen otros tipos de alteración más característicos de este tipo de depósitos (alteraciones argilíticas, sericiticas, etc.).

#### Depósitos de Zeolitas

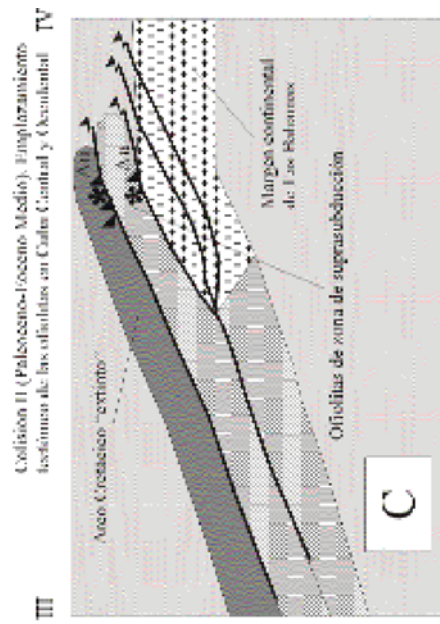
Importantes depósitos de zeolitas se encuentran asociados con los materiales volcanosedimentarios pertenecientes a la cuenca de trasarco del arco de islas volcánicas del Paleógeno (Coutin et al., 1988; Orozco, 1996; Borrero et al., 1998; Orozco y Rizo, en este volumen) (Fig. 4a y b). Al igual que los depósitos asociados a los materiales del arco Cretácico, los principales tipos de zeolitas que están presentes son clinoptilonita y mordenita. El depósi-



### Cuba Oriental



### Cuba Central y Occidental





to de zeolitas más importante de la parte Oriental de Cuba es el depósito Caimanes, el cual es, además, uno de los más importantes de todo el país (Orozco y Rizo, en este volumen).

#### *Metalogenia asociada a los procesos de colisión de las ofiolitas en Cuba Occidental y Central*

##### Depósitos de listvenitas

Según Buisson y Leblanc (1986), durante el proceso de emplazamiento tectónico de las ofiolitas se pueden producir alteraciones (principalmente carbonatización y silicificación) en las rocas ultramáficas, a las cuales van ligadas importantes concentraciones de Au. Estos depósitos de Au en peridotitas alteradas, se conocen con el nombre de listvenita y, en la sistematización de Sawkins (1984), se clasifican como depósitos relacionados con ambientes de colisión. Por otra parte, el término “listvenita” es usado por los geólogos rusos para denominar concentraciones económicas de Au en complejos ofiolíticos, asociadas con serpentinitas muy alteradas, carbonatizadas y silicificadas (véase Buisson y Leblanc, 1986 y referencias citadas). Según estos autores, las lentes de listvenita generalmente están asociadas con estructuras tectónicas y se componen de carbonatos de Mg-Fe-Ca y cuarzo; en menores proporciones aparecen serpentina, talco, clorita (rica en Mg), fuchcita, óxidos de Fe y sulfuros de Fe-Ni-Cu. La espinela crómica puede conservarse con la misma morfología y composición que las que están presentes en las serpentinitas, o estar alteradas con bordes de grano reemplazados por fuchcita (moscovita crómica). Estos depósitos de Au en listvenitas también han sido descritos como “filones mesotermiales de oro-cuarzo encajados en ofiolitas” (*ophiolite-hosted mesothermal gold-quartz veins*, Lefebure, 1998). Desde el punto de vista tectónico estos depósitos se ubican en zonas de

colisión (zonas de “sutura”), hacia donde grandes volúmenes de fluidos ricos en CO<sub>2</sub> pueden ser canalizados, produciendo la alteración (carbonatización) de las rocas ultramáficas y transformándolas en listvenitas. Por consiguiente, estos depósitos encajarían perfectamente dentro del término “depósito de oro orogénico” de Groves et al. (1998). Sin embargo, dado el uso popularizado del término listvenita entre los geólogos cubanos, lo describimos como un tipo específico de depósito mineral (depósitos de Au asociados a listvenitas).

En Cuba, asociado a serpentinitas alteradas, se han descrito varios depósitos de oro en listvenitas (Cabrera y Tolkunov, 1979; Cabrera et al., 1986; Lavandero et al., 1988; Bueno-Navarro, 1994; Morales-Quintana y Arzuaga, 1994; Batista-González et al., 1998; López-Kramer et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998) (Fig. 4a y 4c). En la provincia de Villa Clara están presentes los depósitos de listvenitas más importantes y mejor conocidos de Cuba: Descanso, Melonera y La Mascota (Cabrera y Tolkunov, 1979; Cabrera et al., 1986; Cabrera, 1986; Batista-González et al., 1998; López-Kramer et al., 1998). Según Cabrera et al. (1986) los cuerpos minerales tienen forma irregular y se distribuyen conjuntamente con la zona tectonizada (el cuerpo mineral lo constituye la propia zona alterada, alcanzando espesores de 3 a 4 m).

Todos los depósitos están encajados en serpentinitas alteradas (listvenitizadas), siendo el proceso de listvenitización quien condiciona la acumulación de Au. Cabrera et al. (1986) plantean, a partir de datos de archivo del yacimiento Descanso, que las concentraciones en Au alcanzaron valores hasta de 280 g/t. Según estos autores, las principales fases minerales presentes son: magnesita, ankerita, granates, vesubianita, cuarzo, epidota, pirita, calcopirita, óxidos de Fe y metales nativos (Au, Ag y Cu). Según López-Kramer et al. (1998) en el yacimiento Descanso el oro se asocia principalmente con los sulfuros (arsenopirita y

---

Figura 4. A) Mapa geológico esquemático de Cuba (adaptado de Iturralde-Vinent, 1996a) y localización de las mineralizaciones asociadas a los materiales del arco de islas volcánicas del Paleógeno (arco Sierra Maestra). B) Esquema aproximado del régimen de placas tectónica durante el Daniense Tardío-Eoceno Medio bajo el cual se originaron las mineralizaciones asociadas a los materiales del arco de islas volcánicas del Paleógeno (arco Sierra Maestra) en Cuba Oriental (adaptado de Lydon, 1996). C) Esquema del proceso de colisión (Daniense Tardío-Eoceno Medio) entre los materiales volcánicos Cretácico, las unidades ofiolíticas y el margen de Las Bahamas. Emplazamiento tectónico de las ofiolitas en Cuba Central y Occidental, y mineralizaciones asociadas.

Figure. 4. A) Schematic geological map of Cuba (adapte from Iturralde-Vinent, 1996a) and location of mineralizations associated to the Paleogene volcanic arc materials (Sierra Maestra arc). B) Rough outline of the tectonic plate regime during the Late Danian-Middle Eocene stages, when mineralizations associated to materials in the Paleogene volcanic island arc ( Sierra Maestra arc) in eastern Cuba (modified from Lydon, 1996) originated. C) Outline of the collision process (Late Danian-Middle Eocene) between Cretaceous volcanic materials, ophiolitic units and the Bahama margin. Tectonic location of ophiolites in central and western Cuba, and associated mineralizations.

galena), así como con altaíta. Una característica de estos depósitos de Au en listvenitas es la presencia de mercurio en asociación con el oro (oro nativo y el electrum ricos en mercurio) (López-Kramer et al., 1998).

Otros depósitos de Au posiblemente relacionados con el proceso de colisión (durante emplazamiento tectónico de las ofiolitas)?

Asociados con las rocas ofiolíticas y, en menor medida, con la zona de contacto tectónico entre las rocas ofiolíticas y las rocas volcánicas Cretácicas se han descrito varias mineralizaciones Au y Ag (Fig. 4a) (Cabrera, 1986; Rodríguez-Vega, 1998; Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998; López-Kramer et al., 1998; Manzano-Rivero, 1998; A. Rodríguez-Vega y R. Díaz-Marínez, com. pers.).

En la región de Holguín (Fig. 4a), en la parte oriental de Cuba, existen varios depósitos de Au encajados en rocas de afinidad ofiolítica o localizados en el contacto tectónico entre los materiales de afinidad ofiolítica y los del arco volcánico Cretácico (Nuevo Potosí, Agrupada, Reina Victoria) (Lavandero et al., 1988; López-Kramer et al., 1998). Estos depósitos adolecen de estudios de detalle (composición de los fluidos mineralizantes, condiciones de T, P, entre otros), aunque según sus relaciones geológicas podrían estar vinculados con los procesos de colisión entre el arco volcánico Cretácico, las ofiolitas y la plataforma de Las Bahamas (Fig. 4c). Los procesos de colisión provocan el emplazamiento tectónico de las ofiolitas y definen las complejas relaciones estructurales (mantos imbricados, mantos tipo *duplex*, zonas de melange) que presentan los materiales encajantes de la mineralización.

En Cuba Central también existen varias mineralizaciones de Au asociadas a rocas básicas y ultrabásicas de afinidad ofiolítica (Cabrera, 1986; Batista-González et al., 1998; Manzano-Rivero, 1998; López-Kramer et al., 1998). Los estudios existentes sobre estos depósitos son escasos, aunque su contexto geológico también sugiere una posible génesis asociada con los procesos de colisión (*orogenic gold deposits?*) (Fig. 4c).

#### **Estadio 5: Cuencas sedimentarias del Eoceno Medio-Eoceno Superior**

En este episodio se registran series sedimentarias en el conjunto de Cuba. En Cuba Oriental estas series se superponen, localmente en discordancia, al arco volcánico

Paleógeno, y comienzan con secuencias carbonatadas (Formación Charco Redondo, somera; Formación Puerto Boniato, con facies profundas) datadas paleontológicamente como de edad Eoceno Medio (Quintas, 1989, 1996; Quintas y Blanco, 1993). Sobre las secuencias carbonatadas se disponen, localmente en discordancia, secuencias molásicas (Quintas, 1989).

En Cuba Occidental y Central, en cambio, se registran diversos pulsos olistostrómicos intercalados en las series sedimentarias (Iturralde-Vinent, 1995). Estos episodios olistostrómicos han sido interpretados como producto de cabalgamientos de materiales ofiolíticos y volcánicos sobre la plataforma de Las Bahamas (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a).

Si aceptamos que el emplazamiento tectónico de la ofiolitas del cinturón septentrional cubano se produjo entre el Campaniense y el Eoceno Medio (Superior?), estas edades no se corresponden con las estimadas por Draper et al. (1996) para el emplazamiento de las ofiolitas de la parte central de La Española y Puerto Rico. Para las rocas ofiolíticas de la parte central de La Española, estos autores han establecido una edad de emplazamiento entre el Aptiense-Albiense, mientras que para las de Puerto Rico se sugiere una edad entre el Albiense y el pre-Campaniense (Mattson, 1973; Draper et al., 1996). Existe un gran debate sobre el significado de la no coincidencia cronológica de los eventos orogénicos que dieron lugar al emplazamiento de las ofiolitas en las Grandes Antillas. Draper y Barros (1994) sugieren que, en Cuba, la edad de emplazamiento podría ser también Aptiense-Albiense, aunque las evidencias habrían quedado enmascaradas durante los importantes eventos orogénicos del Campaniense al Eoceno. Aunque ésta es una posibilidad a considerar, es también probable que las rocas ofiolíticas del cinturón septentrional cubano sean genéticamente diferentes a las del resto de las Grandes Antillas o, al menos, a las que aparecen en la parte central de La Española y Puerto Rico. Estas incongruencias constituyen un dilema a resolver en la geología del Caribe. Su solución ayudaría a resolver problemas como el de la subducción con polaridad reversa en el Cretácico Medio en el arco de las Grandes Antillas (Burke et al., 1978; Mattson, 1978; Draper et al., 1996; Lapierre et al., 1997).

#### *Metalogenia asociada*

No puede descartarse, con la información disponible en este momento, que alguna de las mineralizaciones de oro relacionadas con los procesos de emplazamiento tec-



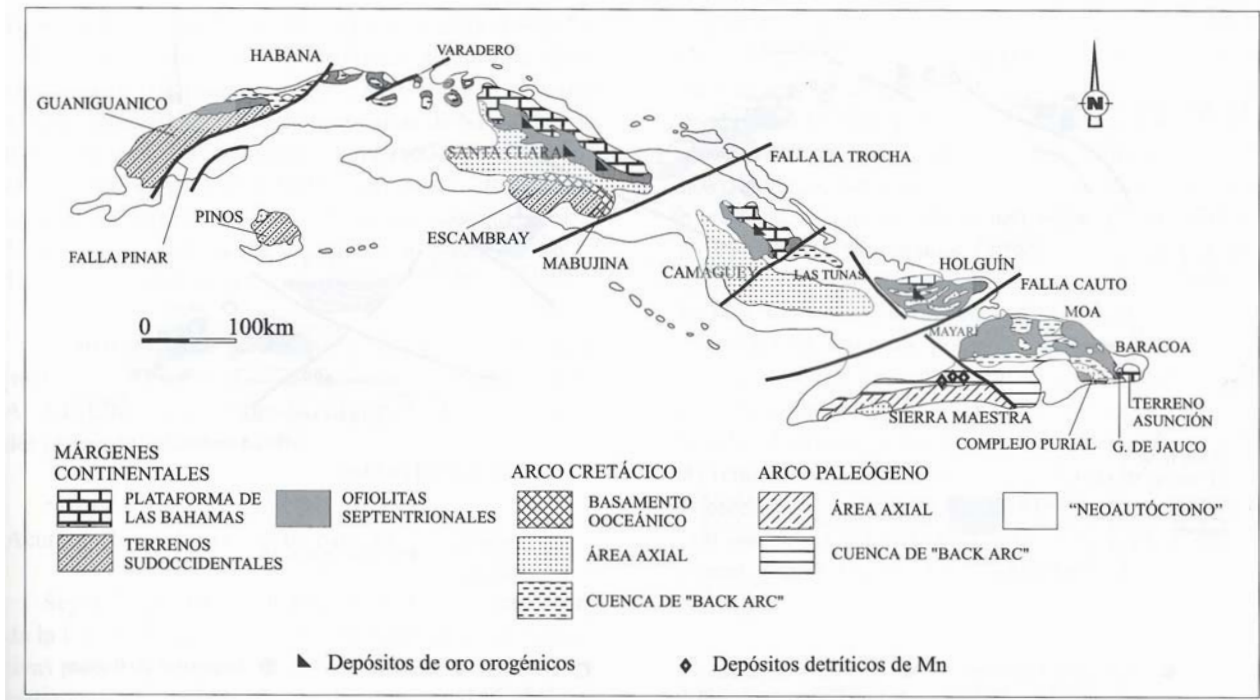


Figura 5. Mapa geológico esquemático de Cuba (adaptado de Iturralde-Vinent, 1996a) y localización de las mineralizaciones asociadas al estadio Eoceno Medio- Eoceno Superior.

Figure 5. Schematic geological map of Cuba (modified from Iturralde-Vinent, 1996a) and location of mineralizations associated to the Middle Eocene-Late Eocene.

tónico de la ofiolitas se haya podido formar en este episodio (Fig. 5). En cambio, en las series sedimentarias de Cuba Oriental aparecen depósitos detríticos de manganeso que sí están claramente relacionados con esta etapa (Fig. 5). Los depósitos (véase Cazañas y Melgarejo, en este volumen) son cuerpos estratiformes detríticos intercalados entre las calizas, pero muy cerca de la base de la unidad carbonatada. Estos depósitos están constituidos por clastos y bloques de bayates, de óxidos de manganeso y de rocas volcanosedimentarias. El área fuente de estos sedimentos son las secuencias y mineralizaciones del arco del Paleógeno.

**Estadio 6: (Oligoceno?)-Cuaternario (desarrollo neoplatafórmico de Cuba)**

Este episodio está constituido por materiales terrígenos-carbonatados poco deformados del Oligoceno al Cuaternario (Iturralde-Vinent, 1994, 1996a). Se trata de series detríticas y carbonatadas, que se interpretan como secuencias sedimentarias pertenecientes a un estadio de plataforma ("Neoautóctono" de Iturralde-Vinent, 1994).

De acuerdo con este autor, estas cuencas responden a un régimen geodinámico caracterizado por: a) el cese de los desplazamientos horizontales de mantos de cabalgamientos, b) la ausencia de actividad volcánica, c) el predominio de movimientos tectónicos de reajuste isostático de la corteza y, d) una tendencia generalizada a la neritificación. La evolución del "Neoautóctono" se inició con posterioridad a la activación de la zona de falla Oriente. Este proceso está relacionado con el desarrollo de nuevos límites de placas en el Caribe, la cual comenzó su movimiento hacia el este, provocando el cese de la colisión tectónica sur-norte en Cuba. En esta etapa Cuba deja de formar parte de la Placa del Caribe y pasa a integrarse en la Placa Norteamericana.

*Metalogenia asociada con el "Neoautóctono" (relacionada con procesos superficiales)*

Durante este estadio neoplatafórmico se dan condiciones favorables para la formación de importantes depósitos minerales, sobre todo para la formación de extensas cortezas lateríticas ricas en Fe-Ni-Co, así como

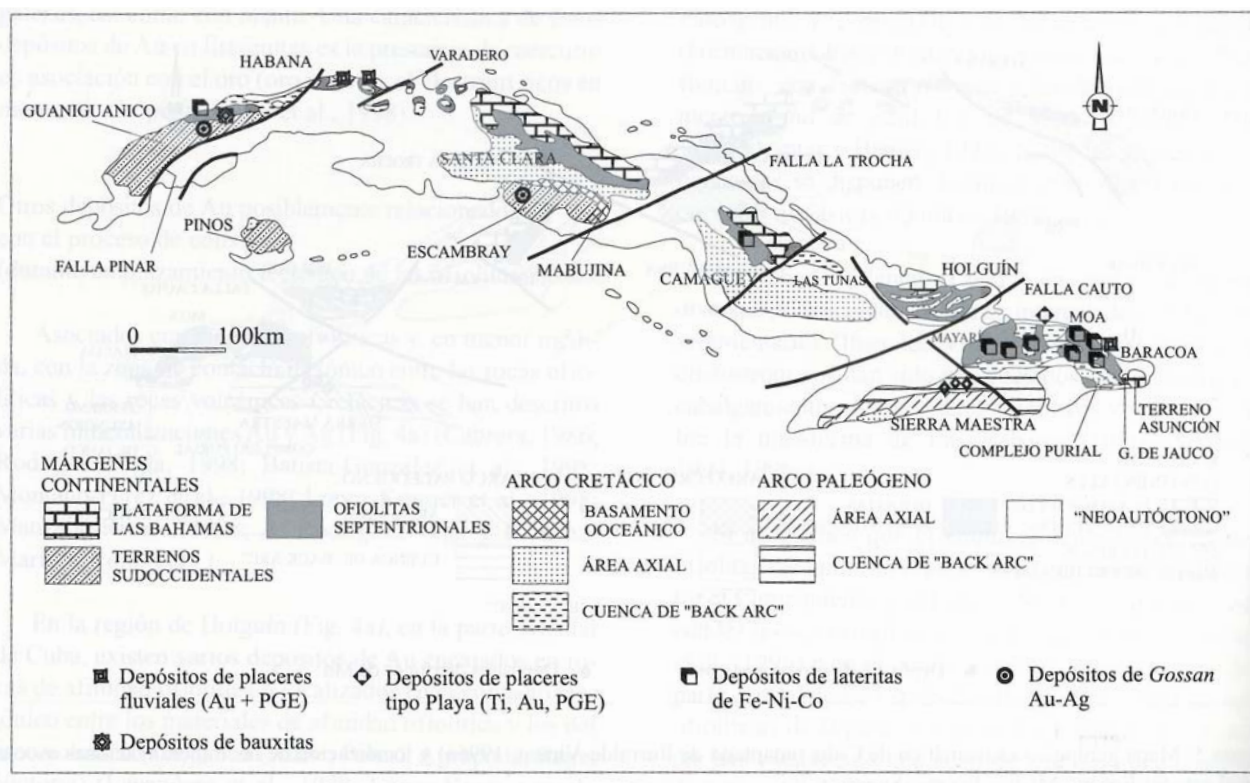


Figura 6. Mapa geológico esquemático de Cuba (adaptado de Iturralde-Vinent, 1996a) y localización de las mineralizaciones asociadas al estadio platafórmico ("Neoautóctono") de Cuba (Oligoceno-Cuaternario).

Figure 6. Schematic geological map of Cuba (adapted from Iturralde-Vinent, 1996a) and location of mineralizations associated to the shelf stage ("neoautochthonous") in Cuba (Oligocene-Quaternary).

enriquecimientos supergénicos en depósitos de sulfuros y reconcentraciones mecánicas de ciertos elementos (Fig. 6).

#### Depósitos lateríticos de Fe-Ni-Co (tipo Moa)

Sobre las peridotitas serpentinizadas del complejo ofiolítico del norte de Cuba se forman extensas áreas de cortezas lateríticas de Fe-Ni-Co. Los depósitos de lateritas niquelíferas se desarrollan fundamentalmente en la provincia de Holguín y en Camagüey (Fig. 6). Las de Holguín contienen más de 3000 Mt de mena rica en Ni+Co (Marrero, 1997); las de la provincia de Camagüey son de menor importancia (Fig. 6). Se conocen cuatro grandes distritos minerales (Vera, 1979; Formell, 1979; Formell y Oro, 1980; Stepanovich et al., 1984; Lavandero et al., 1988; Marrero, 1997; Lavaut, 1998), tres en la provincia de Holguín (Pinares de Mayarí, Nicaro, Moa-Punta Gorda) y uno en la provincia de Camagüey (Mesa de San Felipe).

La potencia de la corteza de intemperismo varía, normalmente, entre 1 y 20 m. El corte típico de los depósitos lateríticos se compone de 4 niveles, de abajo hacia arriba en el corte: 1) serpentinitas desintegradas y compactas, 2) serpentinitas nontronitizadas y lixiviadas, 3) ocres estructurales, 4) ocres inestructurales (Vera, 1979; Almaguer, 1995; Lavaut, 1998).

Los niveles 1 y 2 están constituidos mayoritariamente por serpentinita, y en menor medida aparecen minerales del grupo de la clorita, enstatita, talco, tremolita, nepouita, esmectitas, cuarzo, goethita y espinelas (Ostroumov et al., 1985, 1987; Rojas-Purón y Orozco, 1994; Almaguer, 1995). Las serpentinitas tienen contenidos de Ni entre 1.4 y 2 % en peso.

Las principales fases minerales presentes en el horizonte limonítico (niveles 3 y 4) son goethita, espinelas (magnetita, maghemita, cromoespinelas) y hematitas. Estos minerales representan el 85 % de la composición modal de las lateritas (Rojas-Purón y Orozco, 1994); como

fases accesorias se encuentran óxidos e hidróxidos de Mn (asbolanas), gibbsita, montmorillonita, nontronita, cloritas y cuarzo (Ostroumov et al., 1985). En este horizonte se ha propuesto que las fases portadoras de Ni son la goethita y las espinelas (Cordeiro et al., 1987; Rojas-Purón y Orozco, 1994; Almaguer, 1995), siendo la goethita la más importante. Esta fase representa aproximadamente el 70 % del horizonte de ocres y contiene un promedio de 1.5 % de Ni.

Además de estos contenidos elevados en Ni y Co que justifican su explotación, estas lateritas son ricas en Fe, Al, Cr, Mn y ofrecen perspectivas para Au y elementos del grupo del platino (EGP).

#### Acumulaciones lateríticas de bauxitas

Según Buguelskiy y Formell (1974) a lo largo de toda la Isla de Cuba existen zonas potencialmente perspectivas para la acumulación de bauxitas (área de San Francisco en Pinar del Río, Norte de la Sierra de Cubitas en Camagüey, Sierra del Escambray, Alto de Clarita en el Oriente de la isla, entre otros). En estas zonas se dan cortezas de intemperismo sobre gabros, esquistos, rocas volcánicas y series sedimentarias (Buguelskiy y Formell, 1974; Formell y Buguelskiy, 1984). Según estos autores la potencia de estas cortezas llega a ser similar a las de las cortezas de intemperismo niquelíferas (normalmente entre 1 y 20 m) y presentan cantidades considerables de gibbsita.

#### Depósitos de placeres fluviales y marinos (laterales de playas)

En Cuba existen unos 49 depósitos de placeres fluviales de oro (Morales-Quintana y Moreira, 1998). Según estos autores, la productividad lineal varía entre 0.3 y 126 kg de oro/km de río, con una media de 4.54 kg de oro/km de río. Placeres fluviales con contenidos de Au y/o EGP han sido descritos en la región de Habana-Matanzas (Morales-Quintana y Arzuaga, 1994), y en la de Sagua de Tánamo-Moa-Baracoa (Díaz-Martínez et al., 1997) (Fig. 6). Estos depósitos de placeres fluviales de Au están asociados espacial y genéticamente a las rocas de afinidad ofiolítica y a las rocas volcánicas Cretácicas.

Por otra parte, placeres laterales tipo “playa” están presentes en la costa norte de Cuba oriental (Díaz-Martínez, 1994; Díaz-Martínez et al., en este volumen) (Fig. 6). Un ejemplo de un depósito de placer marino tipo “playa”

con metales nobles lo constituye el yacimiento Mejías (Díaz-Martínez et al., en este volumen). Según estos autores el placer tiene forma de capas alargadas, las cuales presentan un rumbo paralelo a la costa. La mineralización se compone de magnetita, titanomagnetita, cromita, óxidos de titanio, partículas de oro nativo o de electrum, oro mercurio y minerales de elementos del grupo del platino (MEGP). Los principales factores que condicionan la existencia de estos tipos de placeres en la costa norte Cuba Oriental son: 1) la presencia de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (con sus potentes cortezas de intemperismo), 2) una densa red hidrográfica que corta el complejo ofiolítico, favoreciendo el lavado y transporte de los materiales detríticos (con metales útiles) hacia el océano y, 3) una acción combinada de la red fluvial y de las corrientes marinas, a lo largo de la costa, las cuales producen una selección natural del material, dando concentraciones importantes de metales pesados.

#### Depósitos detríticos de manganeso

Con carácter local existen removilizaciones detríticas de óxidos de manganeso, formadas por erosión y resedimentación de menas de manganeso de cualquier edad. En algunos puntos estas concentraciones fueron de suficiente potencia y ley como para ser explotadas económicamente (véase Cazañas y Melgarejo, en este volumen).

#### Depósitos de *gossan*

En Cuba hay un gran desarrollo de depósito de *gossan*, los cuales suelen ser ricos en Au y Ag. Muchos de estos depósitos se han desarrollado, principalmente, como productos de la alteración de las mineralizaciones tipo sedex y volcanogénica. Un ejemplo particular de estas mineralizaciones de *gossan* lo constituye el yacimiento Loma Hierro en Pinar del Río, el cual presenta grandes concentraciones de plata (Lastra y Lara, 1998, 1999). La mineralización de plata esta asociada con un *gossan* laterítico constituido predominantemente por limonita y hematites. Las reservas estimadas de plata son aproximadamente de 9 Moz, además de 1.4 Moz (en categoría inferida) contenidas en rocas lateríticas y saprolíticas (Krason, 1999).

Otros ejemplos de mineralizaciones asociadas a *gossan* ricos en Au y Ag están presentes en Terreno Escambray en la parte central de Cuba (Limonos Rojos, Manacal) (Batista-González et al., 1998; Montano-Pérez et al., 1998).

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las animadas discusiones sobre metalogenia de Cuba mantenidas con X. Cazañas (Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad de La Habana, Cuba), W. Lavaut y R. Ruiz-Sánchez (Empresa Geominera Oriental de Cuba), R. Díaz-Martínez y A. Rodríguez-Vega (ISMM de Moa, Cuba), y M. Rodríguez-Romero (ONRM, Cuba), las cuales contribuyeron a mejorar el texto original. También deseamos agradecer a M. Torres (IGP de Cuba) sus valiosos comentarios sobre los depósitos epitermales de Au de Cuba. Debemos expresar nuestro agradecimiento a G. Draper (Florida International University), a G. Kysar y J.F. Lewis (George Washington University), M. Iturralde-Vinent (Museo Nacional de Historia Natural de Cuba), J. Blanco-Moreno (ISMM de Moa, Cuba), y J.L. Cobiella Reguera (Univ. Pinar del Río, Cuba) por las discusiones mantenidas sobre la geología de Cuba y del Caribe. Finalmente, este trabajo se benefició de los comentarios de los revisores Dr. F. Tornos y Dr. A. Pérez Estaún. Este trabajo es una contribución al proyecto IGCP-433.

## REFERENCIAS

- Almaguer, A., 1995. Cortezas de intemperismo. Algunas características de sus partículas finas. *Minería y Geología*, 12, 9-19.
- Andó, J., Harangi, Sz., Szakmány, By., Dosztály, L., 1996. Petrología de la asociación ofiolítica de Holguín. In M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Miami, USA, 154-176.
- Andó, J., Kozák, M., 1987. La serie ofiolítica de Holguín (Cuba) y su papel en el desarrollo estructural del Cretácico-Paleógeno. *Acta Fac. Ciencias de la Tierra (México)*, 2, 271-274.
- Arcial, F., 1994. Estudio de las alteraciones metasomáticas del yacimiento San Fernando. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, p. 110.
- Álvarez-Castro, J., García-Sánchez, R., Segura-Soto, R., Valladares, S., 1998. Historia geológica del desarrollo de las rocas del margen continental del dominio Las Villas basada en la evolución sedimentaria de la paleocuenca. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 20-23.
- Barrozo, A., Lugo-Primelles, R., Torre-Domínguez, A., 1998. Nuevos resultados geólogos-geofísicos amplían las perspectivas de mineralización del yacimiento Golden Hill. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 49-50.
- Barzana, A., Recouso, Y., 1998. Perspectivas de hallazgo de mineralización cromífera en los flancos del yacimiento Cayo Guam-Cromita. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 51-52.
- Batista-González, R., Montano, J.L., Martínez, J., Pérez-Nevot, N., 1998. Mapa de los recursos Minerales. Cuba Central a escala 1:100 000. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 53-55.
- Blanco-Moreno, J., Proenza, J.A., 1994. Terrenos tectoestratigráficos en Cuba Oriental. *Minería y Geología*, 11, 11-17.
- Borrero, A.M., Alonso, J.A., Vega, N., García, I., Zalba, P., Reyes, L., Pérez, O., 1998. Atlas de Zeolitas Cubanas. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN=98). *Geología y Minería*=98, La Habana, 68-70.
- Bortnikov, N.S., Genkin, A.D., Chryssoulis, S., 1993. Deposition environment of gold-bearing arsenopyrite in mesothermal deposits. In P. Fenoll Hach-Ali, J. Torres-Ruiz, F. Gervilla (eds.), *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*, Granada, España, 45-48.
- Bortnikov, N.S., Kramer, Kh.L., Genkin, A.D., Krapiva, L.Ya., Santa Cruz, M., 1988. Paragenesis of gold and silver tellurides in the Florencia deposits, Cuba. *International Geology Review*, 30, 294-306.
- Bortnikov, N.S., Kramer, Kh.L., Genkin, A.D., Kul'nev, A.S., 1989. The mineralogy and conditions of formation of the Delita gold deposit, Cuba. *International Geology Review*, 31, 1158-1172.
- Bralower, T.J., Iturralde-Vinent, M., 1997. Micropaleontological dating of the collision between the North American Plate and the Greater Antilles Arc in Western Cuba. *Palaios*, 12, 133-150.
- Buguel'skiy, Y.Y., Formell, F., 1974. Sobre la existencia de cortezas de intemperismo bauxíticas en Cuba. In *Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba*, ACC, La Habana, 81-91.
- Buguel'skiy, Y.Y. et al., 1985. Yacimientos minerales metálicos de Cuba (en ruso). Moscú, Edit. Nauka, 246 pp.
- Buisson, G., Leblanc, M., 1986. Gold-bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from ophiolite complexes. In M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary, H.M. Prichard (eds.). *Metallogeny of basic and ultrabasic rock*, The Institution of Mining and Metallurgy Publ., London, U.K 121-132.
- Burke, K., Fox, P.J., Sengor, A.M.C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Jour. Geophys. Res.*, 83, 3949-3954.
- Cabrera, R., 1986. Geología y regularidades de la distribución de los yacimientos de cobre y oro de la región mineral de las Villas. Instituto de Geología y Paleontología, ACC, La Habana, 130 pp.
- Cabrera, R., Tolkunov, A.E., 1979. Tipos y condiciones geológicas de formación de los yacimientos de oro de la zona mineral septentrional de la antigua provincia de Las Villas. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 1, 51-68.
- Cabrera, R., Kramer, J.L., Dobrovolskaya, M., Catá, A., 1986. La formación menífera auro-listvenítica del yacimiento



- Descanso en Villa Clara (Cuba). *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 11, 59-66.
- Cáceres, D., Cruz, E.M., Rodríguez, I., 1987. Algunas consideraciones petrológicas sobre las secuencias vulcanógeno sedimentarias del Cretácico relacionadas con el yacimiento Júcaro de Pinar del Río. *Minería y Geología*, 5(2), 11-21.
- Campos-Dueñas, M., Hernández, M., 1987. Acerca de la posible correlación de las metavulcanitas de la Sierra del Purial con las rocas de la asociación ofiolítica. *Minería y Geología*, 5(2), 23-30.
- Cazañas, X., en prep. Los depósitos volcánogénicos de arco volcánico del Paleógeno de Sierra Maestra (Cuba Oriental). Ejemplo del yacimiento "El Cobre". Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona.
- Cazañas, X., Peldiakov, A., Escobar, E., Fernández, A., Ferro, P., La Rosa, A., Pérez, M., Santa-Cruz, M., 1989. Evaluación de las perspectivas de la mineralización ferrosa en el campo mineral Hierro Santiago y pronóstico de nuevas áreas para dicha materia prima. Reporte no publicado, Oficina Nacional de Recursos Minerales, La Habana, Cuba, 130 pp.
- Chang, J.L., Suarez, V., 1998. Fuentes magnéticas anómalas profundas y su implicación en el modelo tectónico de Cuba oriental. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 169-172.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1988. El volcanismo paleogénico cubano. Apuntes para un nuevo enfoque. *Revista Tecnológica*, 18(4), 25-32.
- Cobiella-Reguera, J., 1994. Una sinopsis de la evolución geológica de Cuba. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 81.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1996. Estratigrafía y eventos Jurásicos en la Cordillera de Guaniguanico, Cuba Occidental. *Minería y Geología*, 13(3), 11-25.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1997. Zonación estructuro facial del corte Paleoceno Eoceno Medio de Cuba. *Minería y Geología*, 14(1), 3-12.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1998. Zonación de la sedimentación, el magmatismo y la tectónica del Paleoceno-Eoceno Medio de Cuba. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 132-135.
- Cobiella-Reguera, J.L., Hernández, A., Díaz, N., Obregón, P., 1997. Estudio de algunas areniscas de las formaciones San Cayetano y Polier, Sierra del Rosario, Cuba occidental. *Minería y Geología*, 14, 59-68.
- Cordeiro, C., Cordeiro, A., Ponce, N., Collaso, J., 1987. Determinación experimental de la distribución de níquel entre macrofases de mineral laterítico cubano. *Minería y Geología*, 2, 57-64.
- Coutin, D.P., Martínez, J., Lippstreu, L., González, Z., Delgado, B., Kamensky, A., Marek, M., Tabak, J., Cerny, R., Rodríguez, E., García, M., López, J.G., Echevarría, G., Rodríguez, R., Barea, M., Dubnia, A.V., 1988. Mapa de yacimientos y manifestaciones minerales no metálicos y combustibles de la República de Cuba a escala 1:500000. IGP, Ciudad de la Habana, Cuba. 4 hojas.
- Cruz, E.M., Simón, A., 1994. Desarrollo de las menas tipo Chiple del occidente de Cuba. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, p. 91.
- Cruz, E.M., Simón, A., 1997. Principales rasgos del complejo de basaltos en la región de Bahía Honda, Pinar del Río. *Minería y Geología*, 14(3), 51-57.
- Cruz, E.M., Echevarría, B., Fernández-Méndez, O., 1997. Consideraciones acerca de la Formación Orozco. Bahía Honda. Pinar del Río. In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, Ciudad de la Habana, Cuba, 315-324.
- Díaz de Villalvilla, L., 1997. Caracterización geológica de las formaciones volcano-sedimentarias en Cuba Central, provincias Cienfuego, Villa Clara, Sancti Spiritus. In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, Ciudad de la Habana, Cuba, 325-344.
- Díaz de Villalvilla, L., Dilla, M., 1985. Proposición para una división de la llamada formación tobas (Provincias Cienfuego, Villa Clara y Sancti Spiritus). *Series Geológicas*, 1, 133-154.
- Díaz de Villalvilla, L., Pérez, M., Sukar, K., Marí, T., Méndez, I., Rodríguez, R., Piñero, R., Quintana, M.E., Aguirre, G., Echevarría, B., Milia, I., 1994. Consideraciones geoquímicas acerca de los arcos volcánicos de Cuba. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 173.
- Díaz-Martínez, R., 1994. Sobre la existencia de placeres laterales en el Noreste de Cuba Oriental. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 112.
- Díaz-Martínez, R., Melgarejo, J.C., Proenza, J., Rodríguez, A., 1997. Distribución del oro y los platinoides en la región de Sagua de Tánamo-Moa-Baracoa. *GEOMIN-96. Minería y Geología*, 14, 43.
- Díaz-Otero, C., Furrázola, G., Iturralde-Vinent, M., 1997. Generalidades sobre la estratigrafía de la Zona Estructuro-Facial Remedío. In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.), *Estudios sobre Geología de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, Ciudad de la Habana, Cuba, 221-242.
- Donnelly, T.W., Rogers, J., 1980. Igneous series in island arcs: the northeastern Caribbean compared with worldwide island-arc assemblages. *Bull. Volcanol.*, 43, 347-382.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellekens, H., Smith, A., Wadge, G., Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In G. Dengo, J. Case (eds.). *The Caribbean*

- bean region, *The Geology of North America*. Vol. H: Boulder, Col., Geol. Soc. America, 339-374.
- Draper, G., Barros, J.A., 1994. Cuba. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology an Introduction*, UWI-PA, Jamaica, 65-83.
- Draper, G., Gutiérrez, G., Lewis, J.F., 1996. Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: orogenic expression of the mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal?. *Geology*, 24, 1143-1146.
- Elswick, E.R., Maynard, J.B., 1998. Sulfur geochemistry of the Cu-Pb-Zn deposits of the Pinar del Rio district, western Cuba. *GSA Abstracts with Programs*. Annual Meeting, Toronto, Ontario, A-19.
- Escobar, E., 1994. Mineralizaciones de metales básicos y preciosos, asociados al arco volcánico Cretácico en la región Ciego de Ávila-Camagüey-Tunas. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 96.
- Feoktistov, V.P., Aniyatov, I.A., Norman, A., 1983. Metallogeny of western Cuba. *International Geology Review*, 25, 309-318.
- Flint, D.E., de Albear, J.F., Guild, P.W., 1948. Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey Province, Cuba. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 954-B, 39-63.
- Flores, R., Millán, G., Chang, J.L., Pérez, C., Castellano, E., Nuñez, K., 1998. Tectónica de Cuba Oriental. III Congreso Cubano de Geología y Minería. *Geología y Minería* 98, 240-243.
- Fonseca, E., Zelepugin, V.N., Heredia, M., 1985. Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonics*, 19, 321-329.
- Formell, F., 1979. Clasificación morfogenética de las cortezas de intemperismo niquelíferas sobre las rocas ultrabásicas de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 1, 33-49.
- Formell, F., Oro, J., 1980. Sobre los procesos de redeposición en el yacimiento Punta Gorda. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 2, 53-66.
- Formell, F., Buguelskiy, Y., 1984. Particularidades de la génesis y evolución del yacimiento Sierra Azul. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 8, 59-69.
- García-Delgado, D.E., Méndez, I. 1994. Generalización estratigráfica del arco volcánico paleogénico en la Sierra Maestra. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería, Programa y Resúmenes. Santiago de Cuba, 68.
- 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 y Geología*, 13(1), 13-17.
- González-Pontón, R., 1998. Mineralizaciones cromíticas de la asociación ofiolítica de Camagüey, Cuba. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 281-283.
- Gordon, M.B., Mann, P., Cáceres, D., Flores, R., 1997. Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary in western Cuba. *Journal of Geophysical Research*, 102, 10055-10082.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13, 7-27.
- Gyarmati, P., Méndez, I., Lay, M., 1997. Caracterización de las rocas del arco de islas Cretácico en la Zona Estructuro-Facial Nipe-Cristal-Baracoa. In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad de la Habana, Cuba, 357-364.
- Hatten, C., Somin, M., Millán, G., Renne, P.R., Kistler, R.W., Mattinson, J.M., 1988. Tectonostratigraphic units of central Cuba. *Trans. Eleventh Carib. Geol. Conf.*, Barbados, 35, 1-14.
- Hernández, M., 1987. Algunas particularidades petroquímicas de las metavulcanitas del complejo metamórfico de la Sierra del Purial. *Minería y Geología*, 5(2), 31-47.
- Hill, P.J., 1958. Banded pyrite deposits of Minas Carlota, Cuba. *Economic Geology*, 53, 966-1003.
- Howell, D.G., Jones, D.L., Schermer, E.R., 1985. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. In D.G. Howell (ed.). *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*, The Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Texas, USA, 3-30.
- Hutson, F., Mann, P., Renne, P., 1998.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of single muscovite grains in Jurassic siliciclastic rocks (San Cayetano Formation): Constraints on the paleoposition of western Cuba. *Geology*, 26, 83-86.
- Iturralde-Vinent, M., 1976. Estratigrafía de la zona Calabazas-Achotal, Mayarí Arriba, Oriente. *La Minería en Cuba*, 5, 9-23.
- Iturralde-Vinent, M., 1989. Role of ophiolites in the geological constitution of Cuba. *Geotectonics*, 4, 63-74.
- Iturralde-Vinent, M., 1994. Cuban Geology: A new plate tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*, 17, 39-70.
- Iturralde-Vinent, M., 1995. Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. *Bol. Soc. Venezolana de Geología*, 20(1-2), 75-80
- Iturralde-Vinent, M., 1996a. Introduction to Cuban Geology and tectonics. In M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Miami, USA, 3-35.
- Iturralde-Vinent, M., 1996b. Geología de las ofiolitas de Cuba. In M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Miami, USA, 83-120.
- Iturralde-Vinent, M., 1996c. Magmatismo de margen continental en Cuba. In M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Miami, USA, 121-130.

- Iturralde-Vinent, M., 1996d. Cuba: el arco de islas volcánicas del Cretácico. In M. Iturralde-Vinent (ed.). Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba, IGCP Project 364, Miami, USA, 179-189.
- Iturralde-Vinent, M., 1996e. Evidencias de un arco primitivo (Cretácico Inferior) en Cuba. In M. Iturralde-Vinent (ed.). Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba, IGCP Project 364, Miami, USA, 227-230.
- Iturralde-Vinent, M., 1996f. Cuba: el archipiélago volcánico Paleoceno-Eoceno Medio. In M. Iturralde-Vinent (ed.). Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba, IGCP Project 364, Miami, USA, 231-246.
- Iturralde-Vinent, M., 1997. Introducción a la geología de Cuba. In G. Furrázola, K. Nuñez (eds.). Estudios sobre geología de Cuba, 35-68.
- Iturralde-Vinent, M., Marí-Morales, T., 1988. Toleítas del Titiánico de la Sierra de Camaján. Camagüey: Posible datación de la corteza oceánica. *Revista Tecnológica*, 18(1), 25-32.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M., Saunders, A.D., Babbs, T.L., Tarney, J., 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *GSA Bulletin*, 111, 1581-1599.
- Kesler, S.E., 1997. Metallogenic evolution of convergent margins: selected ore deposit models. *Ore Geology Reviews*, 12, 153-171.
- Kesler, S.E., Levy, E., Martin, C., 1990. Metallogenic evolution of the Caribbean region. In G. Dengo, J.E. Case (eds.). *The Caribbean Region, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. H, 459-482.
- Khudoley, K.M., Meyerhoff, A.A., 1971. Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 129, 199 pp.
- Kozák, M., Andó, J., Jakus, P., Ríos, Y.M., 1988. Desarrollo estructural del arco insular volcánico del Cretácico en la región de Holguín. *Minería y Geología*, 6(1), 33-55.
- Krason, J., 1999. Cuba. *Mining Journal*, sep/3, 126-127.
- Kravchenko, G.G., Vázquez, S.O., 1985. Estructura y perspectivas cromíferas de algunas regiones de los macizos ultrabásicos de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 10, 37-55.
- Kysar, G., Mortensen, J.K., Lewis, J.F., 1998. U-Pb zircon age constraints for Paleogene igneous rocks of the Sierra Maestra, southeastern Cuba; implications for short-lived arc magmatism along the northern Caribbean margin. *Geological Society of America, annual meeting, Toronto, Abstracts with Programs*, 185.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernández, J., Loubet, M., 1997. Is the Lower Duarte Complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume-generated oceanic plateau?. *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- Large, D. E., 1981. Sediment-hosted submarine exhalative lead-zinc deposits a review of their geological characteristics and genesis. In K.H. Wolf (ed.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, 9, 469-507.
- Large, D.E., 1983. Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: an empirical model. In D.F. Sangster (ed.). *Short course in sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits*. Mineral. Assoc. Canada, short course handbook 8, 1-25.
- Lastra, J.F., Lara, J., 1998. Geoquímica y metalogénia de la estructura Francisco-Loma Hierro, distrito metalogénico Dora-Francisco, Cuba Occidental. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería 98*, La Habana, 337-340.
- Lastra, J.F., Lara, J., 1999. Geoquímica y mineralogía del depósito argentífero Loma Hierro, Cuba Occidental. *Minería y Geología*, 16(2), 13-19.
- Lawrence, B.B., 1919. Two Cuban mines. *Journal of the Canadian Mining Institute*, 13, 91-106.
- Lavandero, R.M., Bravo, F., 1994. Ambientes geodinámicos y su relación con los yacimientos minerales metálicos en la Isla de Cuba. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 97.
- Lavandero, R.M., Estrugo, M., Santa Cruz-Pacheco, M., Bravo, F., Melnikova, A.A., Cabrera, R., Trofimov, V.A. Romero, J., Altarriba, I., Alvarez, P., Aniatov, I.I., Badamgavin, B., Barishev, A.N., Carrillo, D.J., Cazañas, X., Cuellar, N., Dovbnia, A.V., Formell, F., García, M., Gonzalez, D., Gue, G.G., Janchivin, A., Krapiva, L.J., López, J., Lozanov, I., Montenegro, J., Pantaleon, G., Stefanov, N., Vázquez, O., Zaagoskin, A.M., Zhidkov, A.Ya., 1988. Mapa de yacimientos minerales metálicos y aguas minerales de la República de Cuba. IGP, Ciudad de la Habana, Cuba. 4 hojas.
- Lavaut, W., 1998. Tendencias geológicas del intemperismo de las rocas ultrabásicas en Cuba Oriental. *Minería y Geología*, 15, 9-16.
- Lavaut, W., Medina, A., Acosta, J., Guerra, M., Figueredo, D., 1994. Investigaciones geólogo-geofísicas actuales del macizo ofiolítico Sierra de Nipe: un sistema para el pronóstico y prospección de cromitas metalúrgicas. Resúmenes del Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Santiago de Cuba, 108.
- Lavaut, W., Rodríguez-Pérez, Y., 1998. Metodología geoquímica para prospección de cromitas podiformes. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería 98*, La Habana, 341-345.
- Lebron, M.C., Perfit, M.C., 1993. Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean arc. *Jour. Geol.*, 101, 389-396.
- Lebron, M.C., Perfit, M.R., 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69-100.

- Lefebvre, D., 1997. New mineral deposit models of the Cordillera. *Geoscience Canada*, 24(3), 143-149.
- Lewis, J.F., Draper, G., 1990. Geology and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In G. Dengo, J.E. Case (eds.). *The Geology of the northern America. The Caribbean Region.*, Geological Society of America, Boulder, Vol. H, 77-140.
- Lewis, J.F., Perfit, M., Horan, S., Diaz de Villalvilla, L., 1995. Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, New Orleans, Louisiana A-227.
- 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.
- Lugo-Primelles, R., Barroso, A., Lugo, R., Escobar, E., 1998. Geología y metalogénia del campo mineral Guaimaro. Enfoque actual. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 390-393.
- Luna, J.A., 1994. Características del yacimiento El Cobre y su campo menífero. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 104.
- Lydon, J.W., 1996. Characteristic of volcanogenic massive sulphide deposits: interpretations in terms of hydrothermal convection systems and magmatic hydrothermal systems. *Boletín Geológico y Minero*, 107(3,4), 215-264.
- Marrero, N., 1997. La industria del níquel: estrategia de desarrollo. *Minería y Geología*, 14, 5.
- Martín-Lago, R., Barrios, E., 1998. Resultados preliminares de la prospección de metales preciosos (Au-Ag) en la región de Bahía Honda. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 400-403.
- Mattson, P.H., 1973. Middle Cretaceous nappe structures in Puerto Rico ophiolites and their relation to the tectonic history of the Caribbean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 21-37.
- Maynard, J.B., Morton, J., 1995. Lead-zinc-barite deposits in Jurassic rock of Western Cuba: indicators of a cratonic rift tectonic setting. *Geol. Soc. Am., Annual Meeting*, New Orleans, A-239.
- Mayo, N.A., 1974. Introducción. In *Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba*, A.C.C., La Habana, 3-5.
- Melcher, F., Grum, W., Grigore, S., Thalhammer, V.T., Stumpfl, E.F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic Giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Jour. Petrol.*, 38, 1419-1458.
- Méndez, I., 1997. Apuntes sobre el vulcanismo del Paleógeno en la región Sierra Maestra y características de su composición química. In G. Furrázola, K. Nuñez (eds.). *Estudios sobre geología de Cuba*, 424-444.
- Méndez, I., Rodríguez, R., Rodríguez, E., Fernández, A., Rodríguez, M., Ruiz, R., Hernández, R., 1994. Atlas de rocas de la Sierra Maestra. Editorial Oriente, Santiago de Cuba, 125 pp.
- Meyerhoff, A.A., Hatten, C., 1968. Diapiric structures in central Cuba. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 8, 315-357.
- Millán, G., 1981. Geología del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 3, 5-22.
- Millán, G., 1992. Análisis comparativo entre los macizos metamórficos de Isla de la juventud y Escambray. *Minería y Geología*, 11-15.
- Millán, G., 1996a. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. In M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Miami, USA, 131-146.
- Millán, G., 1996b. Geología del Complejo Mabujina. In M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Miami, USA, 179-189.
- Millán, G., 1997a. Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad de la Habana, Cuba, 251-258.
- Millán, G., 1997b. Geología del Macizo Escambray. In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad de la Habana, Cuba, 271-288.
- Millán, G., 1997c. Geología del Macizo Isla de la Juventud. In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, 259-270.
- Millán, G., Pérez-Pérez, C., García-Delgado, D., 1998. El cinturón orogénico de Cuba Central. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 423-425.
- Millán, G., Somin, M., 1981. Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray. *Academia de Ciencias de Cuba*, 104 pp.
- Millán, G., Somin, M., 1985. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y Purial. *Academia de Ciencias de Cuba, Reportes de Investigación*, 2, 1-74.
- Montano-Pérez, J.L., Moreira, J., Cruz-Martín, J., Bravo, F., González, D., 1998. Mapa metalogénico de Cuba Central a escala 1:250 000. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 449-452.
- Moore, E.M., Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*. W.H. Freeman and Company, New York, 415 pp.
- Morales-Quintana, A.R., Arzuaga, H., 1994. Perspectivas metalíferas de la región Habana-Matanzas. Segundo Congreso



- Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 106.
- Morales-Quintana, A.R., Moreira, J., 1998. Mapa metalogénico-pronóstico de los placeres de oro en la región de Habana-Matanzas. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). Geología y Minería 98, La Habana, 470-473.
- Murashko, V.I., Lavandero, R.M., 1989. Chromite in the hyperbasite belt of Cuba. *International Geology Review*, 31, 90-99.
- Myczynski, R., Pszczółkowski, A., 1976. The ammonites and age of the San Cayetano Formation from the Sierra del Rosario, western Cuba. *Academie Polonaise des Sciences Bulletin, Serie des Sciences de la Terre, Warsaw*, 26, 321-330.
- Navarrete, M., 1994. Generalización geológica de los basaltos ofiolíticos de Cuba. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 82.
- Orozco, G., 1996. Caracterización geólogo-mineralógica del yacimiento de tobas zeolitizadas Moa, Holguín. *Minería y Geología*, 13(3), 27-35.
- Ostroumov, M.N., Rojas-Purón, A.L., Sánchez, C., 1985. Estudio de la composición mineralógica de las lateritas de Moa por el método de difracción de rayos x. *Minería y Geología*, 1, 23-29.
- Ostroumov, M.N., Rojas-Purón, L.A., Blanco, J., 1987. Características mineralógica de las lateritas del sector Atlantic, mina Moa. *Minería y Geología*, 1, 3-20.
- Page, L.R., McAllister, J.F., 1944: Tungsten deposits, Isla de Pinos, Cuba. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 935-B, 97 pp.
- Pantaleón, G.J., López-Kramer, J., Lavandero, R.M., Moreira, J., Montano-Pérez, J., Cruz-Martín, J., Morales, A., Sánchez, R., 1998. Oportunidades para la inversión en la prospección de oro, plata y polimetálicos y su futura explotación. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). Geología y Minería 98, La Habana, 543-545.
- Pardo, M., 1989. Regularidades de la metalogenia endógena y su pronóstico en el macizo metamórfico de la Isla de la Juventud. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 15/16, 17-26.
- Pardo, M., 1990. La constitución geológica del macizo Isla de la Juventud y la metalogenia endógena vinculada al magmatismo ácido. *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference, St-Croix, U.S. Virgin Islands*, Miami Geological Society, 68-81.
- Park, C.F., 1942. Manganese deposits of Cuba. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 935-B, 97 pp.
- Park, C.F., Cox, M.W., 1944. Manganese deposits in part of the Sierra Maestra, Cuba. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 935-F, 307-355.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In B.P. Kokelaar, M.F. Howells (eds.). *Marginal Basin Geology*, London, Geological Society, Special Publication, 16, 77-94.
- Pérez-Rodríguez, M., Santa-Cruz, M., 1991. Estudio de la mineralización metálica y no metálica del Sector "La Grande" (campo mineral Hierro Santiago). *Revista Tecnológica*, 21(1), 3-10.
- Pérez-Rodríguez, M., Sukar, K., 1997. Granitoides del arco volcánico Cretácico de la región central de Cuba (antigua provincia de Camagüey). In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, 387-398.
- Pindell, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology an Introduction*, UWIPA, Jamaica, 13-40.
- Pindell, J.L., Barrett, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate-tectonic perspective. In G. Dengo, J.E. Case (eds.), *The Geology of the northern America. The Caribbean Region*, Geological Society of America, Boulder, Vol. H., 405-432.
- Porro, A., 1994. Geología del yacimiento de menas polimetálicas infierno en la parte occidental de la Sierra Maestra. Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Libro de Programas y Resúmenes, Santiago de Cuba, 99.
- Poulsen, K.H., 1996. Lode-gold. In O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe (eds.). *Geology of Canadian Mineral Deposit type. The Geology of North America*, Geol. Soc. Am., vol. P-1, 323-328.
- Proenza, J., 1998. Cromititas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). Ejemplo del yacimiento Mercedita. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 227 pp.
- Proenza, J. y Carralero, N., 1994. Un nuevo enfoque sobre la geología de la parte sur de la cuenca de Sagua de Tánamo. *Minería y Geología*, 11(2), 3-10.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., 1997. Compositional variations of podiform chromitites among different mining districts in the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). In H. Papunen (ed.). *Mineral deposits: research and exploration where do they meet?*, Balkema, Rotterdam, 487-490.
- 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. *Economic Geology*, 94, 547-566.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., 1999b. La Moho Transition Zone 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 ophiolitic massif, eastern Cuba. In C.J. Stanley et al. (eds.). *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Balkema, Rotterdam, 775-778.

- Pushcharovsky, Yu., et al., 1989. Tectónica de la República de Cuba. Notas explicatorias al mapa tectónico de Cuba a escala 1:500 000 (en ruso). Edit. Nauka, Moscú, 77 pp.
- Pszczolkowski, A., 1987. Paleogeography and paleotectonic evolution of Cuba and adjoining areas during the Jurassic-Early Cretaceous. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 57, 127-142.
- Pszczolkowski, A., 1989., La edad y posición de la secuencia vulcanogeno-sedimentaria (Formación Sábalo) en la estructura geológica de la Sierra del Rosario (Cuba Occidental). Primer Congreso Cubano de Geología, Resúmenes y Programa, 66.
- Pszczolkowski, A., 1990. Late Cretaceous volcanic arc in the Bahía Honda terrane, Western Cuba. *Geological Society of America, Abstracts with Program, Dallas, Texas, A338.*
- Pszczolkowski, A., De Albear, J.F., 1983. La secuencia vulcanogeno-sedimentaria de la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río, Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 6, 41-52.
- Quintas, F., 1989. Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico Superior y Paleógeno de la provincia Guantánamo y zonas cercanas. Tesis Doctoral, Fondo geológico, ISMM de Moa, Cuba.
- Quintas, F., 1996. Bioestratigrafía del corte Meso-Cenozoico del extremo oriental de Cuba. *Minería y Geología*, 13(1), 3-8.
- Quintas, F., Hernández, M., Blanco, J. 1994. Origen y evolución del arco de islas volcánicas Sierra Maestra. *Minería y Geología*, 11(1), 3-12.
- Quintas, F., Proenza, J., Castillo, J.L., 1995. Análisis tectono-sedimentario de la paleocuenca Sabaneta. *Minería y Geología*, 12, 3-8.
- Renne, P.R., Mattinson, J.M., Hatten, C.W., Somin, M., Onstott, T.C., Millán, G., Linares, E., 1989.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in north-central Cuba and tectonic implications. *Pre-camb. Res.*, 42, 325-341.
- Renne, P.R., Scott, G.R., Doppelhammer, S.K., Linares, E., Hargraves, R.B., 1991. Discordant mid-Cretaceous paleomagnetic pole from the Zaza terrane of Central Cuba. *Geophysical Research Letters*, 18, 455-458.
- Rivero-Manzano, J.J., 1998. Características metalogenéticas del complejo ofiolítico de Cuba Central. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 611-613.
- Robert, S., 1988. Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon?. *Economic Geology*, 83, 1034-1036.
- Rodríguez, R., Santa Cruz-Pacheco, M., Navarrete, M., Fonseca, E., de Albear, J.F., 1997. Las cromitas podiformes en las ofiolitas de Cuba. In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad de la Habana, Cuba, 301-314.
- Rodríguez-Vega, A., 1998. Epitermalismo en la región de Sagua-Moa-Baracoa. Conferencia Internacional de Aprovechamiento Racional de los Recursos Minerales, Libro Resumen CINAREM 98, 12.
- Rojas-Purón A.L., Orozco, G., 1994. Iniciación al estudio de las fases minerales portadoras de níquel en el horizonte limonítico del yacimiento Moa. *Minería y Geología*, 11, 11-15.
- Rosencrantz, E., 1990. Structure and tectonic of the Yucatán basin, Caribbean sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, 9, 1037-1059.
- Ross, M.I., Scotese, C., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155, 139-168.
- Ruiz-Sánchez, R., 2000. Metodología para el pronóstico y la prospección geológica de cromitas ofiolíticas en la región de Nipe (Distrito Pinares de Mayarí). Tesis de Maestría. Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. 72 pp.
- Russell, N., Kesler, S.E., Bell, D., 1995. Metallogeny of The Sierra Maestra, Cuba. *Geol. Soc. Am., Annual Meeting, New Orleans, A-239.*
- Sánchez-Cruz, R., Russell, N., Oviedo, A., Lavandero, R.M., Escobar, E., Ferro-Espinosa, P., Bárzan, J.A., 1998. Mapa de minerales útiles metálicos de la región de la Gran Piedra con las nuevas manifestaciones auríferas. III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). *Geología y Minería* 98, La Habana, 661-664.
- Sawkins, F.J., 1984. Metal deposits in relations to plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 325 pp.
- Sillitoe, R.H., 1999. VMS and porphyry copper deposits: products of discrete tectono-magmatic settings. In C.J. Stanley et al. (eds.). *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Balkema, Rotterdam, 7-10.
- Sillitoe, R.H., Hannington, M.D., Thompson, J.F.H., 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Economic Geology*, 91, 204-212.
- Simon, G., Kesler, S.E., Hall, C.M., Russell, N., 1998. Jacinto, Cuba: an epithermal gold deposit in an old island arc. *GSA Abstracts with Programs. Annual Meeting, Toronto, Ontario, A-372.*
- Simon, G., Kesler, S.E., Russell, N., Hall, C.M., Bell, D., Piñero, E., 1999. Epithermal gold mineralization in an old volcanic arc: the Jacinto deposit, Camagüey district, Cuba. *Economic Geology*, 94, 487-506.
- Simón, A., 1995. The Matahambre-Santa Lucia ore district, Western Cuba. *Geol. Soc. Am., Annual Meeting, New Orleans, A-239.*
- Simons, F.S., Straczek, J.A., 1958. Geology of manganese deposits of Cuba. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1057, 289 pp.
- Sokolova, E.A., Brito, A., Coutin, D.P., 1974. La formación manganífera El Cobre (Provincia de oriente, Cuba). In *Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba*, A.C.C., La Habana, 92-124.

- Somin, M., Millán, G., 1981. Geology of the metamorphic complexes of Cuba. Nauka, Moscow, 218 pp.
- Stepanovich, A., Bravo, F., Rodríguez, J., 1984. Vías para la utilización óptima de las lateritas níquelíferas. *Revista Minería y Geología*, 1, 107-138.
- Sukar, K., Pérez-Rodríguez, M., 1997. Granitoides del arco volcánico Cretácico de la región central de Cuba (antigua provincia de Las Villas). In G.F. Furrázola, K.E. Nuñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, 371-385.
- Thayer, T.P., 1942. Chrome resources of Cuba. U.S. Geological Survey Bulletin, 93-A, 1-74.
- Tolkunov, A.E., Bolotin, Y.A., Cabrera, R., Maximov, A., Zarianov, D.P., 1974a. Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los yacimientos tipo "Lentes Pirritosas" en el anticlinorio de Trinidad. In *Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba*, 62-81, A.C.C., La Habana, 62-81.
- Tolkunov, A.E., Malinovski, E.P., Cabrera, R., Carassou, G., 1974b. Características comparativas de los yacimientos de cobre de Cuba. In *Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba*, A.C.C., La Habana, 7-61.
- Valdés-Nodarse, E.L., 1998. Pb-Zn "SEDEX" deposits and their copper stockwork roots, western Cuba. *Mineralium Deposita*, 33, 560-567.
- 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 and Mining Geology*, 2, 297-305.
- Vera, A., 1979. Introducción a los yacimientos de níquel cubanos. Editorial ORBE, Ciudad de la Habana, 213 pp.
- Watkins, J.J., Escobar, E., Hunter, A.D., Melling, D.R., 1995. Cretaceous aged gold potential of east Central Cuba. *Geol. Soc. Am., Annual Meeting*, New Orleans, A-240.
- Whitehead, R.E., Davies, J.F., Valdés-Nodarse, E.L., Díaz-Carmona, A., 1996. Mineralogical and chemical variations, Castellanos shales-hosted Zn-Pb-Ba deposits, Northwestern Cuba. *Economic Geology*, 91, 713-722.
- Woodring, W.P., Daviess, S.N., 1944. Geology and manganese deposits of Guisa-Los Negro area, Oriente Province, Cuba. *Geol. Surv. Bull.*, 935-G, 357-386.
- Zhidkov, A., Ovsianikov, V., del Pino, J., 1975. Papel de la materia orgánica en la formación del yacimiento Santa Lucía. *Revista Minería en Cuba*, 2, 12-18.
- Zhidkov, A., Jalturin, N.L., 1976. Mineralización estratiforme pirítico-polimetalica, Zona Oriental Baritina. *La Minería en Cuba*, 4, 27-39.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, 92, 256-262.