

# METALOGENIA DE CUBA

Memoria explicativa del Mapa Metalogénico de la  
República de Cuba a escala 1:250 000

**EDICIÓN:** Jorge L. Torres Zafra y Xiomara Cazañas Díaz

**CUBIERTA:** Elina Valle Galindo

**DISEÑO Y COMPOSICIÓN:** Elina Valle Galindo

© Todos los derechos reservados IGP. 2017

© Sobre la presente edición. Editorial: Centro Nacional de  
Información Geológica

ISBN 978-959-7117-77-3

## **INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y PALEONTOLOGÍA**

Editorial: Centro Nacional de Información Geológica  
Ave. Vía Blanca No. 1002 e/ Río Luyanó y Prolongación de  
Calzada de Güines, Rpto. Los Ángeles, Municipio San Miguel del Padrón.  
Provincia La Habana, Cuba.

**E-mail.** biblioteca@igp.minem.cu  
www.igp.minem.cu

## **Autores**

Xiomara Cazañas Díaz, Jorge L. Torres Zafra, Waldo Lavaut Copa,  
Jorge L. Cobiella Reguera, Carbeny R. Capote Marrero, Virginia González Acosta,  
Jesús M. López Kramer, Félix Bravo Patterson, Angélica I. Llanes,  
Domingo González Castellanos, Yaisel Ríos Araujo, Yuniel Ortega Rodríguez,  
René Yasmany Torres, Guillermo Pantaleón Vento,  
Mercedes Torres La Rosa, Dunia Figueroa Guanche.



SERVICIO GEOLÓGICO DE CUBA

La Habana, 2017

Queremos expresar nuestro agradecimiento a todas las entidades cubanas y especialistas que facilitaron el trabajo y que hicieron posible que el proyecto concluyera con el resultado esperado.

Especial gratitud a todos los especialistas extranjeros que a través del tiempo han colaborado con Cuba en el campo de las Geociencias, especialmente a la encomiable labor realizada por los técnicos y especialistas de los antiguos países socialistas, fundamentalmente de la antigua URSS, quienes contribuyeron al conocimiento geológico del territorio cubano y de sus recursos minerales.

Los autores



El mapa metalogénico de un país es un complejo e importante resultado de las investigaciones geológicas que refleja el estado del conocimiento que existe sobre sus recursos minerales, especialmente de los minerales metálicos. Es un producto que se dirige en primer lugar al sector minero, pero que puede ser utilizado por cualquier institución relacionada con las geociencias. Este mapa se acompaña de una memoria explicativa, cuyo fin es exponer los fundamentos teóricos y metodológicos a partir de los cuales fue confeccionado y brindar una información ampliada sobre su contenido y las implicaciones de los procesos geológicos y metalogénicos representados en él.

En el caso de Cuba, aunque se contaba con diferentes mapas de yacimientos minerales y se había hecho un intento de confeccionarlo antes, es la primera vez que se edita y publica un Mapa Metalogénico, en este caso a escala 1:250 000, con su memoria explicativa. En el capítulo dedicado a la metodología empleada los autores del libro describen los trabajos realizados para su elaboración utilizando los procedimientos que existen hoy en el mundo para la integración de la información geológica preexistente en un territorio dado.

La base tectónico-estructural elaborada refleja los resultados y puntos de vista desarrollados por los autores durante muchos años de trabajo, algunos de los cuales habían sido previamente expuestos en diversas publicaciones científicas. El texto elaborado expone, en forma ordenada y secuencial, las características de las diferentes unidades tectónicas que forman parte de la estructura geológica del archipiélago cubano, vinculándolas a los ambientes geodinámicos correspondientes, según la visión actual de los procesos tectónicos globales que han actuado en la región del Caribe y sus alrededores durante las eras Mesozoica y Cenozoica.

El enfoque metalogénico que se da en el libro parte de la idea central de que los depósitos minerales son una consecuencia de la historia y la evolución geológica de la región donde se encuentran. En este sentido los autores tuvieron que combinar la información disponible sobre la génesis y evolución de los depósitos minerales con los datos aportados por los estudios geológicos regionales e históricos, obteniendo un cuadro único de la evolución de los procesos geológicos ocurridos en el pasado, que fueron los que conformaron la superficie y el subsuelo actuales.

Debe destacarse que, en este libro, se introducen los modelos descriptivo-genéticos de los depósitos minerales y se aplica, por primera vez en nuestro país, el concepto de sistema mineral, lo que permite describir, analizar y comprender mejor la metalogenia de Cuba.

Introducción.....1

Antecedentes en la confección de mapas metalogénicos.....2

Metodología para la confección del mapa.....11

Base estructural – tectónica.....27

    Basamento Proterozoico.....28

    Basamento Mesozoico.....28

        Margen continental distensivo mesozoico septentrional.....28

        Margen continental distensivo mesozoico meridional.....34

        Asociación ofiolítica mesozoica (cinturón ofiolítico septentrional -COS-).....36

        Terrenos de arcos volcánicos insulares cretácicos.....39

    Basamento Paleogénico.....44

        Cuenca de antepaís (CAPg).....44

        Cuencas a cuestras.....47

        Arco volcánico Sierra Maestra – Cresta Caimán (AVSMC).....48

        Cuenca intracúpidas Agabama.....52

        Cuenca sinorogénica del Eoceno Medio y Superior del sur de Cuba oriental.....52

    Cubierta Eocénica - Cuaternaria.....54

Metalogenia de Cuba.....56

    Metalogenia de márgenes continentales.....60

        Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico.....69

        Unidad Tectono – Estructural Arroyo Cangre.....84

        Terreno Pinos.....85

        Terreno Guamuhaya.....88

        Margen continental distensivo Florida - Bahamas.....96

        Unidad Tectono – Estructural Asunción.....98

    Metalogenia de Arcos Volcánicos Insulares.....98

        Terrenos de arcos volcánicos cretácicos.....98

        Arco volcánico insular Sierra Maestra – Cresta Caimán.....123

    Metalogenia de las Secuencias Máfica - Ultramáficas.....136

    Metalogenia Asociada a la Cubierta.....143

        Depósitos superficiales o supergénicos.....143

        Depósitos sedimentarios.....149

    Sistemas Minerales de Cuba.....152

Bibliografía.....160

## Introducción

Los recursos minerales de un país constituyen una parte importante de su riqueza natural y su explotación y aprovechamiento son parte de la base para su desarrollo. Desde otro punto de vista, son recursos no renovables, insustituibles para la satisfacción de las necesidades de la sociedad. Por todo ello, deben ser convenientemente investigados con el objetivo de que se aprovechen de manera racional, razón por la cual las investigaciones metalogénicas desempeñan un importante papel en el logro de ese objetivo. En este marco, uno de sus principales resultados es el mapa Metalogénico, que aquí se presenta.

La importancia del presente Mapa Metalogénico radica en:

- sintetiza e integra la información geológica con la de los depósitos minerales metálicos;
- muestra la relación entre los depósitos minerales metálicos, el ambiente tectónico y la litología hospedera;
- indica el modelo de depósito correspondiente;
- aporta información necesaria para la valoración del potencial de recursos del país;
- es una de las principales herramientas al servicio de las diferentes instancias del estado;
- permite definir la estrategia de los futuros trabajos de prospección a realizar en el territorio nacional.

Por tales razones, la disponibilidad de un mapa metalogénico digital a escala 1:250 000, del territorio nacional cubano es de gran importancia para el país, siendo responsabilidad del IGP/SGC la confección y suministro de este tipo de mapa.

La geología y metalogenia de Cuba presentan muchas interrogantes y problemas difíciles de resolver. Este hecho se deriva, por un lado, de la variedad de ambientes geodinámicos y deposicionales presentes dentro del territorio nacional cubano, y por el otro, del insuficiente grado de estudio de diversos aspectos de ellas. Esta variedad de ambientes geodinámicos abarca márgenes continentales distensivos asociados a una cuenca de rift, arcos volcánicos insulares, corteza oceánica (ofiolitas), de colisión (orogénico) y de intraplaca. A la existencia de una variedad de tipos de depósitos minerales metálicos más amplia de lo que a primera vista cabría esperar, contribuye la presencia, dentro de los contextos

geodinámicos mencionados, de diversos ambientes deposicionales.

Así, en los márgenes continentales hay secuencias que son predominantemente silicoclásticas o carbonatadas; en los arcos volcánicos insulares se presentan secuencias pertenecientes a la series toleítica, calcoalcalina y alcalina, así como representativas de diferentes secciones del arco volcánico (antearco, arco y trasarco o retroarco). Dentro de las ofiolitas se distinguen las secuencias pertenecientes a los diferentes niveles del corte ofiolítico, en tanto el ambiente orogénico incluye cuerpos intrusivos subvolcánicos, de máficos a ácidos, e intrusivos granitoideos, generados por fusión parcial de la corteza continental. Finalmente, en el ambiente de intraplaca, aparecen los ambientes deposicionales; relacionados con los procesos de sedimentación, química y mecánica, y con los del intemperismo supergénico. El reflejo de esta amplia variedad de condiciones geológicas se aprecia en la identificación, en el territorio nacional, de 47 tipos (y subtipos) de depósitos metálicos.

En el presente texto explicativo se corrigen algunos errores existentes en relación con los nombres utilizados para identificar algunos elementos geológicos y/o metalogénicos cubanos, como ocurre con el Terreno Guamuhaya (incorrectamente llamado en la literatura “Terreno Escambray”) y el distrito mineral Hierro Santiago (incorrectamente nombrado en la literatura yacimiento Daiquirí o Firmeza).

Por lo anterior, cabe señalar que la confección del presente mapa Metalogénico constituyó una ardua tarea para sus autores, llevada a cabo a través de un Proyecto del I+D titulado “Mapa Metalogénico de la República de Cuba a escala 1:250 000”, financiado con presupuesto del estado cubano y ejecutado en cinco etapas, entre los años 2011 y el 2014, por especialistas del Instituto de Geología y Paleontología –Servicio Geológico de Cuba (IGP-SGC). Se contó, además, con la colaboración de especialistas de las Empresas Geomineras territoriales y de la Oficina Nacional de Recursos Minerales quienes participaron en la preparación de la BD de los Recursos Minerales. Asimismo profesores de la Universidad de Pinar del Río intervinieron en la preparación de la base estructuro-tectónica, y miembros del Instituto de Geofísica y Astronomía (IGA) contribuyeron en la elaboración del capítulo de la metalogenia, específicamente en lo relativo a la metalogenia del oro.



El equipo de especialistas que trabajaron en la elaboración del mapa metalogénico estuvo integrado por:

Jefe de Proyecto: Dra. Xiomara Cazañas Días  
Carga Metalogénica: Dra. Xiomara Cazañas Días, Dr. Waldo Lavaut Copa, Msc. Jorge L. Torres Zafra, Ing. Félix Bravo Patterson, Msc. Virginia González Acosta, Tec. Domingo González Castellanos, Tec. Yaisel Ríos Araujo, Msc. Angélica Isabel Llanes, Ing. Yuniel Ortega, Msc. Mercedes Torres La Rosa, Ing. Dunia Figueroa Guanche, Ing. Guillermo Pantaleón Vento, Ing. René Yasmany Torres, Alberto Correa Mark, Víctor Osiel.

Esquema Estructural-Tectónico: Dr. Jorge Luis Cobiella Reguera, Dr. Carbeny Capote Marrero.  
Edición Digital del Mapa Metalogénico: Ing. Denyse Martín, Ing. Ramón Rivada, Tec. Domingo González Castellanos.

Informe del Mapa Metalogénico: Dra. Xiomara Cazañas Días, Msc. Jorge Luis Torres Zafra, Dr. Waldo Lavaut Copa, Dr. Jesús Manuel López Kramer, Msc. Angélica Isabel Llanes Rojas, Msc. Virginia Acosta González.

## Antecedentes en la confección de mapas metalogénicos

Para poder emprender un estudio metalogénico, es necesario contar con buenas bases geológicas y tectónicas del territorio en cuestión. Las primeras opiniones sobre la estructura geológica y tectónica de Cuba, fueron vertidas por Fernández de Castro y Salterain, entre 1869 y 1881 (Figura 1), seguidas más adelante por Lewis, en su obra "Geología de Cuba", de 1932. Posteriormente, Vermunt, Hess, Palmer, Rutten, Hatten y otros, estudiaron la tectónica de la Isla, tanto desde posiciones movi listas como fijistas. Un notable aporte a este estudio fue realizado por Hatten y Meyerhoff, y también por Stille y otros. De esa forma, ya a principios de los años sesentas del Siglo XX, los criterios sobre la constitución geológica y el desarrollo tectónico de Cuba estaban suficientemente elaborados, aunque aún no se habían llevado a cabo investigaciones metalogénicas.

La primera aproximación a lo que se le pudiera denominar "mapa de recursos minerales de Cuba," es el de Calvache y Jacomino, 1954 (Figura 2). Este mapa no tiene base geológica, sino un esquema político-administrativo, sobre el que se señalaron las zonas mineras que existían en el país, con la indicación en cada caso del nombre y las materias primas que contenían.

El uso del Croquis Geológico de Cuba de 1946 (Figura 3) como base del mapa de Zonas Mineras, posibilitó que se dispusiera de una información gráfica muy útil, la más importante en esta temática hasta ese momento, y reveló, por ejemplo, que la antigua provincia de Oriente (Las Tunas, Holguín, Granma y Santiago de Cuba) con 40 zonas mineras, era la de mayor riqueza mineral y más actividad minera del país, seguida por Pinar del Río, con 19; Camagüey, con 12; Las Villas, con 7; en tanto Matanzas tenía solo 2 zonas mineras.

Al mapa de zonas mineras le continuó el de yacimientos minerales, a escala 1:500 000, de Judoley *et al.*, 1963. A inicios de década de 1960, y a partir de la nacionalización de la industria minera en Cuba, se realizó la generalización y actualización de la información geológica y de los recursos minerales existentes en el país, con vistas a la confección del mapa y de su catálogo (Figura 4) con asesoría de especialistas, principalmente de la URSS.

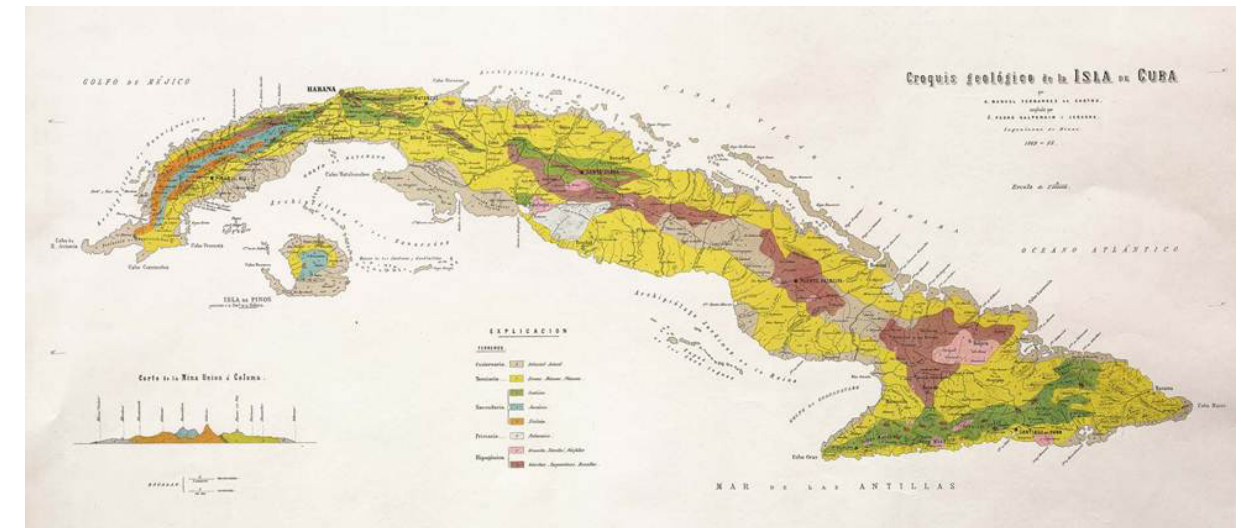


Figura 1. Croquis geológico de la isla de Cuba de Fernández de Castro y Salterain (1884).



Figura 2. Mapa de Zonas Mineras de Cuba, de Calvache y Jacomino, 1954

El mapa se elaboró sobre la base geológica de Judoley *et al.*, de 1962, sustentada en la teoría de los Cinturones Móviles (Bilibin, 1958), y la base topográfica, a escala 1:250 000, de la República de Cuba de 1961-1963. Los depósitos se clasificaron por la magnitud y calidad de sus recursos en manifestaciones y yacimientos, estos últimos en grandes, medianos y pequeños. No fueron representados los puntos de mineralización.

Ese mapa contiene unos 500 depósitos minerales metálicos, no metálicos y combustibles (Fe magnetítico, Fe limonítico (sombreros de Fe), lateritas de Fe-Ni-Co, Mn, Cr, Cu, S-Fe (pirita),

metales base (Pb-Zn-Cu), Au, Ag, W, Sb y S, asbesto, grafito, mica, cuarzo y petróleo. Representó un paso de avance con respecto a su antecesor y una herramienta de gran utilidad, ya que dio a conocer, por primera vez, los recursos de que disponía el país, información que se tuvo en cuenta para trazar, a inicios de la década de 1960, la estrategia de desarrollo de la futura industria estatal socialista.

La gran cantidad de trabajos geológicos realizados en el territorio nacional en las décadas de 1960 y 1970 (levantamiento, prospección, exploración, metalogenéticos, geofísicos, geoquímicos, geomorfológicos y de fotointerpretación,



entre otros) a escala local y regional, estaban dirigidos al esclarecimiento de la estructura y cartografía geológica de Cuba, al descubrimiento e investigación de los depósitos minerales y al establecimiento de criterios o guías de exploración de estos (regularidades en su distribución). Todo ello condujo al incremento del conocimiento, en particular, de los temas tratados en ellos y de la geología del país, en general.

Más adelante, a partir de 1981, se inició la preparación de un nuevo Mapa de Yacimientos Minerales de Cuba, a escala 1:500 000, con su texto (Figura 5), previa sistematización y generalización de la información existente y la creación de fichas resumidas por materia prima y el catálogo de yacimientos del mapa (Lavandero *et al.*, 1985). La base geológica de este fue el mapa geológico de Linares *et al.*, 1986, sustentado en la teoría de los Cinturones Móviles (Bilibin, 1958; 1959). En paralelo, y por interés de los programas de desarrollo que se venían ejecutando en el país, se elaboraron mapas que en su momento fueron considerados como metalogénicos, por ejemplo el de Pinar del Río (Aniatov *et al.*, 1981) o el pronóstico – metalogénico de bauxita para toda Cuba (Ponce *et al.*, 1985).

El mapa de yacimientos de Lavandero *et al.* (1988), comparado con los anteriores (1954 y 1963), presentó algunos nuevos elementos, por ejemplo: los yacimientos fueron clasificados por tipos genéticos y se representaron con un símbolo para cada tipo (magmático, contacto metasomático o skarn y skarnoides, hidrotermal plutógeno, hidrotermal volcanógeno, volcanógeno-hidrotermal, volcanógeno-sedimentario, sedimentario mecánico, intemperismo residual, intemperismo redepositado, placer y de génesis indeterminada). Para cada depósito también se describió la formación menífera, asimilación industrial, morfología, mineral útil; además, la clasificación realizada por la cantidad y calidad de sus recursos, distinguía los puntos de mineralización, manifestaciones, y yacimientos. Estos últimos, señalizados como grandes, medianos y pequeños.

El mapa contiene 406 manifestaciones y yacimientos de las materias primas Fe-Ni-Co, Mn, Cr, Cu, Pb-Zn, Sb, W, Au, Ag y Al. Sin lugar a dudas, representó un avance incuestionable en este sentido y continúa siendo una herramienta útil, no por ser el último hasta hoy editado, sino porque muestra los recursos de que dispone el país, su localización, las formaciones geológicas con los que se relacionan, el elemento útil

principal y la magnitud e interés económico, entre otros datos de interés. No obstante existieron aspectos controversiales en el mismo, como la sistemática de los depósitos minerales por formación menífera, la que no fue aceptada por todos, aún dentro de la propia escuela geológica soviética, ya que se consideró que su uso no se correspondía con el conocimiento que existía en el mundo sobre el tema, además de la interpretación genética de los depósitos. A pesar de estas razones, y de las deficiencias que presentó la base geológica que lo sustentaba, su importancia no quedó minimizada en lo absoluto.

A finales de la década de 1980, se inició la elaboración del mapa Metalogénico-Pronóstico inconcluso (Figura 6 y 7) y de su texto explicativo (Cabrera *et al.*, 1989), a partir de la información generalizada en Lavandero *et al.* (1985). Este mapa quedó inconcluso y, por ende, inédito. Su objetivo principal era superar las insuficiencias del mapa de Lavandero *et al.* (1988). Tenía un enfoque metalogénico moderno, para su momento, y pretendía establecer las principales regularidades regionales en la distribución de la mineralización, determinar las regiones con concentración de minerales útiles por materia prima y realizar una evaluación del potencial en ellas.

En cuanto a la sistemática de los depósitos minerales, se agruparon por tipos genéticos y estructurales, clasificándolos en endógenos: hidrotermal-sedimentario (HS), hidrotermal (H), hidrotermal plutógeno (HP), hidrotermal volcánógeno (HV), magmático (M), volcánógeno-sedimentario (VS), contacto-metasomático (CM)) y exógenos: corteza de intemperismo (CI), redepositado (R), sedimentario (S) y placer (P).

La base geológica del mapa se elaboró argumentada en la teoría de la tectónica de placas, por complejo Estructuro-Formacional (CEF). Este es un concepto semejante a lo que actualmente se entiende por ambiente tectónico. El análisis de los rasgos estructuro-formacionales y metalogénicos separó 4 CEFs, que se correspondieron con complejos metalogénicos (CM). Son: 1) margen continental, 2) complejo oceánico, 3) complejo arco insular y 4) complejo de cobertura sedimentaria. La regionalización metalogénica (Figura 7 y 8) fue establecida por: complejo Metalogénico; zona; subzona y región mineral. Cabe señalar que esta última fue la categoría básica del mapa, definida como un área dentro de la zona y subzona metalogénicas, en cuyos límites se concentran uno o varios tipos de yacimientos minerales, separados genéti-

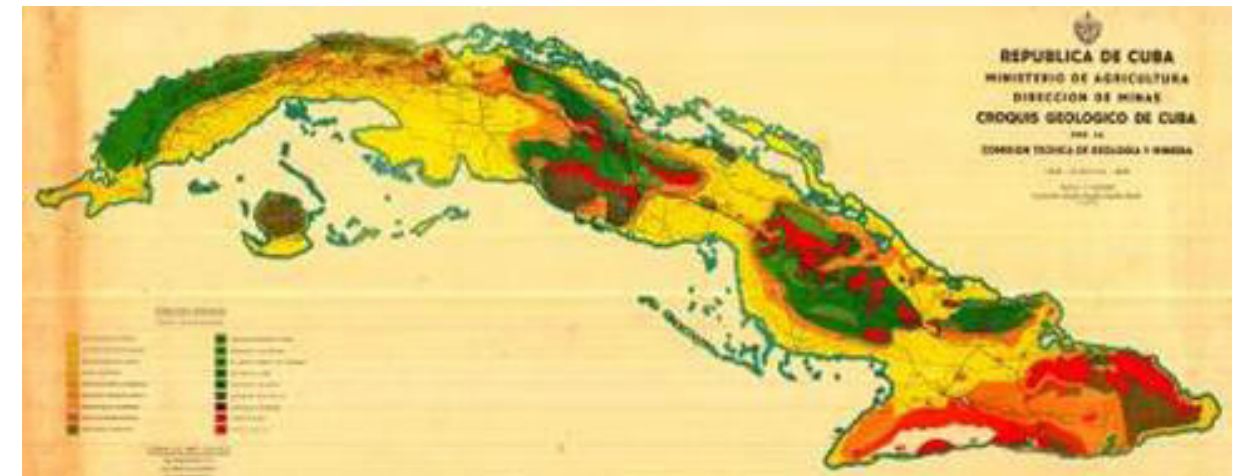


Figura 3. Croquis geológico de Cuba a escala 1:1 000 000, elaborado en 1946 por la Comisión Técnica de Geología y Minería (J. Brodermann, J. F. Albear y A. Andreu), Dirección de Minas, Ministerio de Agricultura y publicado en 1955.

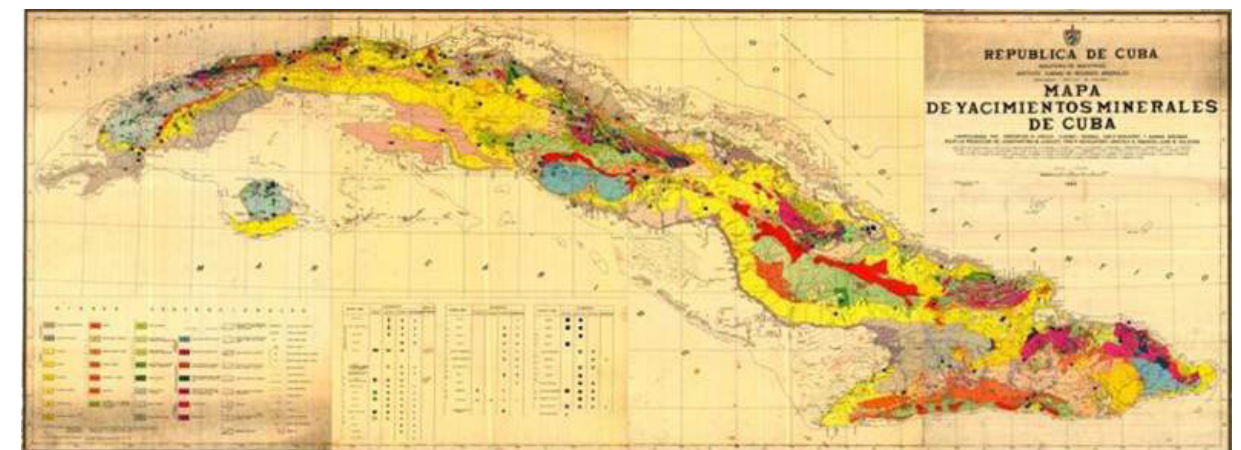


Figura 4. Mapa de Yacimiento minerales de Cuba de Judoley *et al.*, 1963.



Figura 5. Mapa de Yacimientos Minerales y Aguas Minero-Medicinales de la República de Cuba de Lavandero *et al.*, 1988.



ca, espacial, o temporalmente. Esto último es la principal limitante del mapa.

También se propusieron cuatro épocas metalogénicas endógenas:

**Temprana** (Jurásico Superior) relacionada con el rift que separó a las Américas en el Mesozoico temprano, con especialización metalogénica en Pb, Zn, Cu, Ba, Au, Co, Cr. Dentro de esta época metalogénica fueron diferenciadas una etapa inicial con mineralización de Pb, Zn, Cu, Ba, Au (Santa Lucia, Castellano, Nieves, Cuerpo 70 de Matahambre); una etapa tardía de Cu, Zn, Ba y Au de carácter hidrotermal-metasomático, al que relacionaron con el magmatismo del margen continental, y un tercer evento, portador de Co, Cu, Fe y Au (Unión - Juan Manuel, Carlota, Guachinango), relacionado también con el magmatismo máfico del margen continental (Aniatov *et al.*, 1983). Por su parte, la mineralización cromítica (Merceditas, Amores y otros) fue relacionada, dentro de esta primera época, con los complejos ultramáficos metasomáticos y cúmulos ultramáficos (Fonseca, 1985). Por último, otra mineralización cuprífera (Júcaro, Buenavista y otros) fue vinculada con los basaltos toleíticos (Lavandero *et al.*, 1987). Tanto la mineralización de Cr como la última de Cu, se desarrollaron en ofiolitas de cuenca suboceánica en expansión.

**Media** (Cretácico Inferior Aptiano - Cretácico Superior Cenomaniense Medio), relacionada con un episodio de arco de islas, por subducción de la litósfera oceánica del Caribe, con especialización metalogénica de Cu, Zn, Pb, Au, Fe, Mo (San Fernando, Antonio y otros), relacionados con el complejo volcánico del arco, y de Fe, Mo, Au, Cu (Loma Alta, Magarabomba, Isabelita, Caobilla, Palo Seco, Entronque de la Mina, Guáimaro y otros) que los autores de ese mapa relacionaron con el complejo intrusivo del arco y con un estadio hidrotermal, más tardío, sobreimpuesto.

**Tardía** (Paleoceno – Eoceno Medio). Relacionada con el Arco volcánico insular Paleógeno, con especialización metalogénica de Cu, Mn, Pb, Zn, Au, Ag (El Cobre, El Infierno, La Cristina, Los Chivos, El Quinto, Charco Redondo, Margarita de Cambute, Barrancas y otros), vinculada con el complejo volcánico-sedimentario del arco Paleógeno, y de Fe, Cu, Zn, Au, Mo (Antoñica, La Grande, El Norte, Buey Cabón, La Esperanza y otros) asociada con el complejo intrusivo del arco Paleógeno.

**Superpuesta** (Cretácico Superior Tardío (?) - Eoceno Superior y probablemente más joven), con especialización metalogénica de W, Au, Ag, Sb, Cu, As. Esta época fue separada por su carácter superpuesto a las estructuras anteriores existentes, determinado por la presencia de mineralizaciones en distintas zonas tectónicas, cuyo vínculo genético con ellas no pudo ser establecido con claridad. No obstante, indicaron la presencia de un magmatismo de diques de desarrollo limitado en Isla de la Juventud, Holguín y Cuba Central (Cabrera y Laverov, 1986; con el que Cabrera *et al.* (1989) relacionaron depósitos como Delita, Matahambre y Lela. Asimismo, señalaron que en el depósito de W Lela hay hasta tres generaciones de diques con composición de intermedia a ácida, con los que se vincula la mineralización de W, con una edad de 60-68 millones de años. A este magmatismo tardío (Cabrera, 1986) relacionó igualmente la mineralización de Au y las vetas de cuarzo con Au en zonas tectónicas, mélanges y serpentinitas (La Constancia, El Brujo y otros). Con respecto a este tema, Stanek (1988) propuso que una parte de la mineralización tardía no estaba relacionada con el magmatismo, sino con los eventos de sobrecorrimiento y colisión. De este modo, los autores antes mencionados dejaron sentadas las bases para que, con posterioridad, otros especialistas clasificaran a gran parte de los mencionados depósitos como orogénicos.

La época metalogénica de mineralización exógena fue caracterizada por la formación de yacimientos de cortezas de intemperismo de Fe-Ni-Co, algunos sombreros de hierro y bauxitas, todos de edad principalmente Cuaternaria, aunque no descartaron la existencia de una potente corteza de intemperismo premaastrichtiana, de la que obtuvieron evidencias (Finko *et al.*, 1967).

A pesar de la condición de inédito del mapa y de su texto explicativo, representó un gran paso de avance en el conocimiento de la metalogenia cubana. Su información se utilizó en la década de 1990, cuando aportó la representación de la mayor parte de las áreas (regiones minerales y campos minerales) en las que trabajaron a riesgo diversas compañías extranjeras (Caribgold S.A., Joutel Resource S.A., Minería Siboney S.A. y otras). Además, gran parte de su contenido se ha dado a conocer en congresos y otros eventos, por los diversos autores que trabajaron en su preparación.

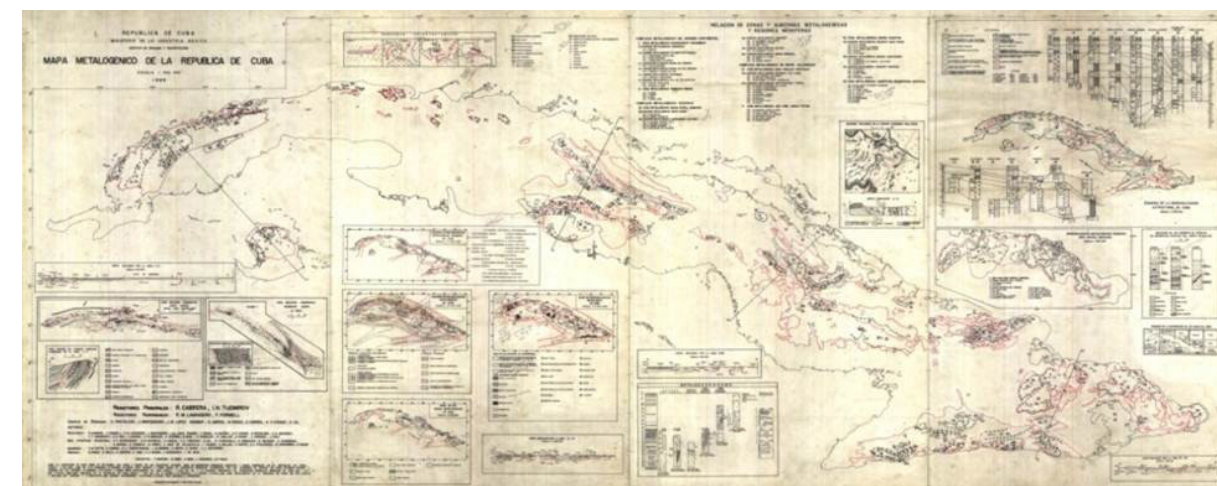


Figura 6. Mapa Metalogénico de la República de Cuba a escala 1:500 000 de Cabrera *et al.*, 1989.

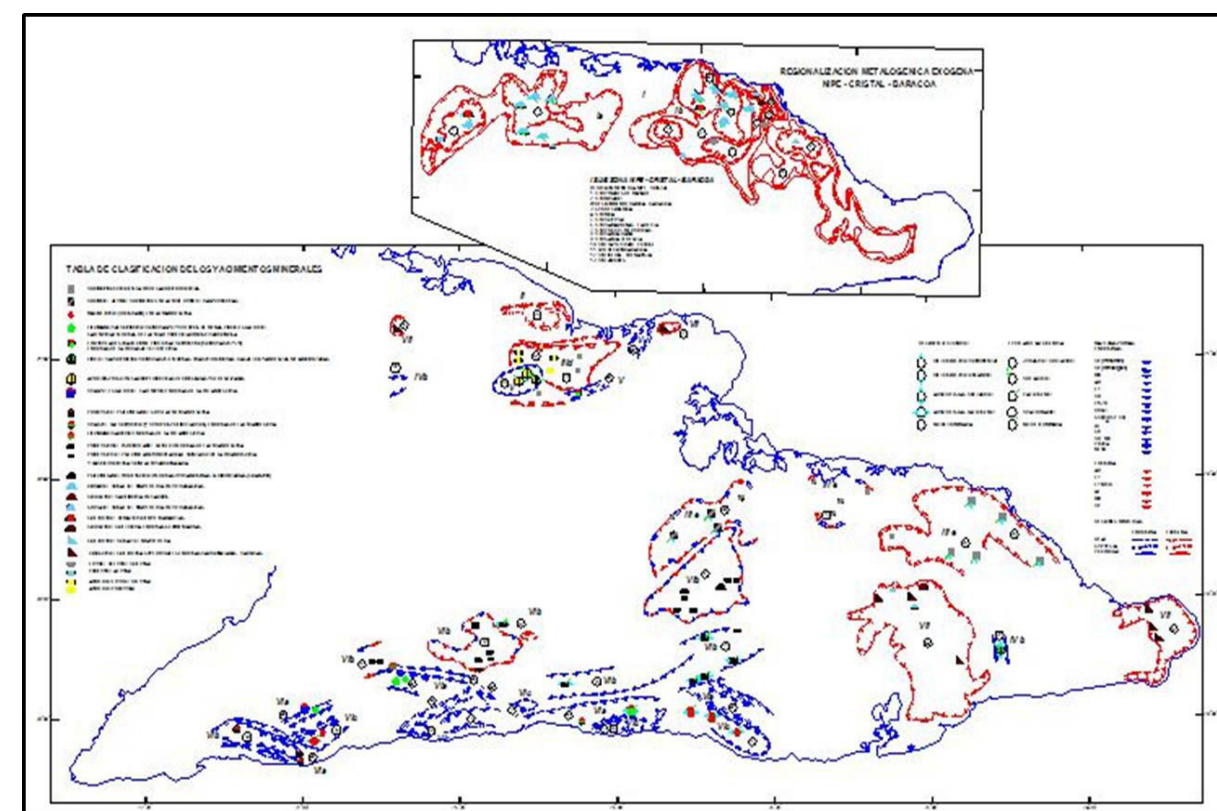


Figura 7. Detalles del Mapa Metalogénico (hoja de Cuba Oriental)



A partir del 2000, continuaron en el país los trabajos de prospección y exploración de depósitos minerales de Ni-Co, Au, Cu y Pb-Zn-Cu y las evaluaciones de potencial de estos. También se han realizado diversas investigaciones, se crearon los programas de desarrollo de cobre, oro, metales bases y de rocas y minerales industriales. Igualmente, toda la información generada comenzó a formar parte del Banco de Datos de la República de Cuba. Así, fueron creadas inicialmente las bases de datos de información resumida de los recursos minerales metálicos y no metálicos, (Dp-Depósito).

Como el presente Mapa Metalogénico contempla parte del contexto tectónico de la región circumcaribe, del cual Cuba forma parte, se considera pertinente reseñar algunos resultados importantes en el ámbito metalogénico, tenidos en cuenta por los autores durante su elaboración, a saber:

La mineralización aurífera del archipiélago cubano y su geología es relacionada con sus similares de las Grandes Antillas en Kesler *et al.*, (1996), quienes también indicaron la existencia de áreas, que ellos llamaron niveles, con diferencias en la evolución metalogénica de los arcos insulares. Así, el más maduro de estos niveles se encuentra ubicado al norte de América Central, con el cratón pre-mesozoico en su parte inferior, el cual contiene mineralización de metales preciosos y vetas de metales base asociados con rocas volcánicas silíceas y pequeños depósitos de W, Sb y Hg.

La metalogenia de Cuba, analizada desde la óptica de la tectónica de placas, es descrita en Proenza y Melgarejo (1998) para los ambientes propuestos por Iturralde-Vinent, 1996<sup>a</sup>. Esos autores destacaron los episodios metalogenéticos siguientes:

1) Jurásico - Cretácico Inferior: depósitos SEDEX de metales base (Zn-Pb-Cu) y de Mn, con Au y Ag asociados, relacionados con un evento de rift que involucró al paleomargen continental de Las Bahamas y de Yucatán;

2) Aptiense (Neocomiense?) - Campaniense. a) Cromitas ofiolíticas asociadas a la parte superior del corte mantélico de la zona de supra-subducción, b) Depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos (tipo Kuroko y tipo Chippre), exhalativos de óxidos de Mn y depósitos de zeolitas en las series volcano-sedimentarias submarinas del trasarco, c) Depósitos de skarn de Fe y metales base, de pórfido cuprí-

fero y epitermales de Au-Ag en las series volcánicas y rocas intrusivas de la zona axial del arco, relacionados con un evento de arco volcánico insular;

3) Campaniense Tardío - Daniense. Depósitos de Au orogénico y, probablemente, de W, relacionados con un primer proceso de colisión entre el paleomargen de Yucatán y el arco volcánico Cretácico, así como el inicio de la colisión entre la placa del Caribe y la Placa Norteamericana;

4) Daniense Tardío - Eoceno Medio. Depósitos volcanogénicos de Mn (tipo cubano) y de sulfuros, de skarn y de pórfido cuprífero relacionados con el desarrollo en Cuba Oriental de un arco volcánico de dirección aproximada E-O, mientras que en Cuba Occidental y Central, se desarrollaron cuencas sedimentarias transportadas, asociadas a la colisión entre la placa Caribe y la Norteamericana. Relacionado con este evento se originaron importantes mineralizaciones de Au orogénico;

5) Eoceno Superior - Cuaternario. Depósitos de cortezas lateríticas de Fe-Ni-Co, cortezas bauxíticas, gossan (Fe, Au, Ag), resedimentados de manganeso y de placeres marinos (tipo "playa") y fluviales ricos en metales nobles, originados en ambiente de plataforma.

La limitante de este estudio es que solo se tuvo en cuenta una parte de la información publicada, y la metalogenia es mucho más rica, diversa y compleja cuando es generalizada e interpretada a partir de la gran cantidad de materiales acumulados en el país sobre la temática. En la mayoría de los casos, esa información aparece recogida en materiales inéditos que se encuentran en los archivos de la ONRM, institución estatal responsable de su custodia, donde deben ser consultados.

En la propuesta de evolución metalogénica de las Antillas Mayores, de Nelson *et al.* (2011) se identifican los tipos de depósitos asociados a episodios tectono – metalogénicos, siguientes:

1) Depósitos (SEDEX) en sedimentos en zonas de rift, formados durante la separación de América del Norte y del Sur, en el Jurásico y Cretácico Temprano;

2) Depósitos de cromitas podiformes formados en la zona de supra-subducción por encima de

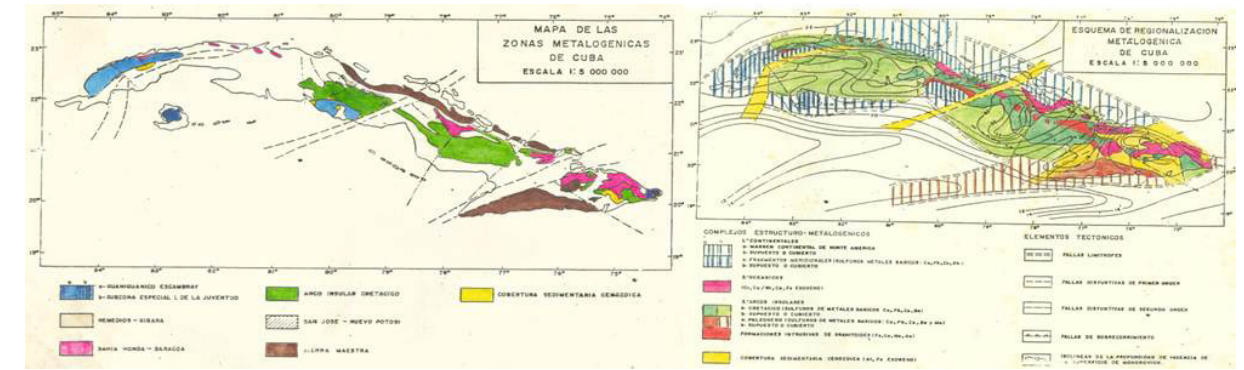


Figura 8. Mapa de Zonas Metalogénicas de Cuba a escala 1:5000 000 y Esquema de Regionalización Metalogénica de Cuba a escala 1:5000 000 (Cabrera *et al.*, 1989).

una zona de subducción Cretácica Temprana, conservados ahora en ofiolitas;

3) Depósitos de sulfuros masivos (VMS) que incluyen los formados en rocas volcánicas de composición bimodal de antearco y los de rocas máficas en la parte extensional, de trasarco;

4) Depósitos de alta sulfuración, formados en un arco de isla interoceánico del Cretácico Temprano, en estadios temprano de desarrollo de la cuenca de trasarco;

5) Depósitos de manganeso de origen volcanogénico formados en una cuenca de intraarco, en la fase final del volcanismo del arco paleogénico Sierra Maestra;

6) Depósitos de cobre porfírico, skarn y epitermales de metales preciosos, formados en los alrededores de plutones calco-alcalinos del arco de islas maduro de las Antillas Mayores;

7) Depósitos de oro y de tungsteno, clasificados como orogénicos, formados durante la etapa de subducción y colisión del arco de las Antillas Mayores con el continente de América del Norte;

8) Depósitos de níquel-cobalto en lateritas y de bauxitas formados por el levantamiento e intemperismo de rocas de composición favorables;

9) Depósitos aluviales (placeres) de oro.

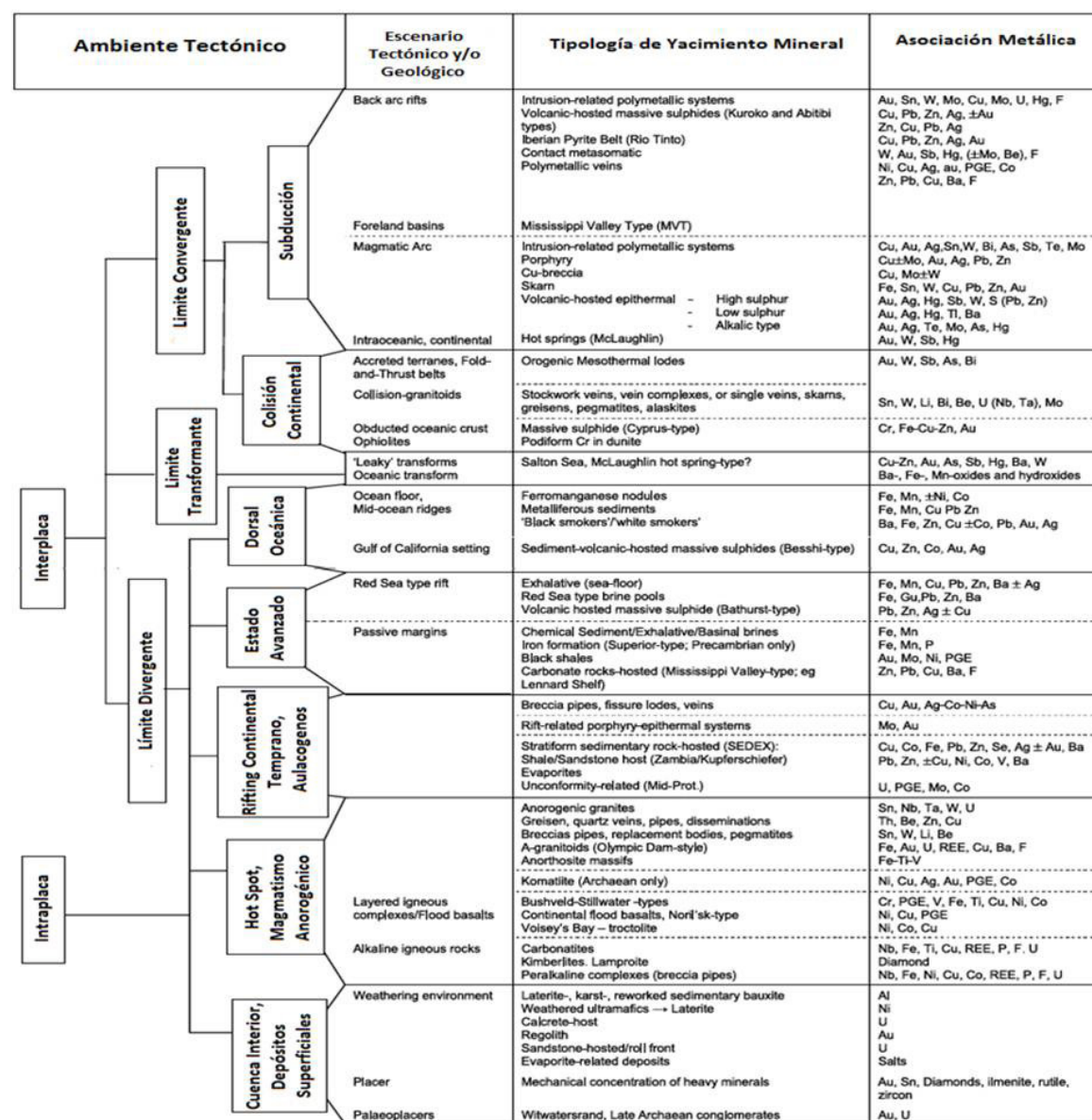
En este estudio tampoco se consideró toda la información existente sobre los recursos minerales de Cuba; además, gran parte de la información

que aparece en la base de datos, correspondiente a los depósitos cubanos, presenta imprecisiones.

Aunque los conceptos geotectónicos modernos permiten explicar la formación de una gran diversidad de tipos genéticos de depósitos minerales en todo el mundo, la amplia variedad de condiciones geológicas regionales, así como el carácter muchas veces complejo del desarrollo y evolución de los sistemas minerales dentro un ambiente tectónico determinado hace en ocasiones imposible explicar absolutamente todo. Por esta razón, en los últimos tiempos en el mundo existe una cierta tendencia entre los especialistas a enfocar los análisis metalogénicos hacia la reconstrucción de los ambientes tectónicos, con la identificación del evento, la asociación de los metales y los modelos descriptivos - genéticos correspondientes.

Una propuesta interesante de esquema tectónico con los depósitos minerales relacionados se ofrece en Pirajno, 2010 (Tabla No 1), la cual se tuvo en cuenta por los autores del presente mapa, para explicar, a partir de un análisis metalogénico similar, la formación de más de 1000 ocurrencias minerales contenidas en su base de datos.

**Tabla No 1.** Ambientes tectónicos y los depósitos minerales relacionados según Pirajno, 2010.



Este esquema fue, obviamente, reducido y ajustado a las condiciones geológicas de Cuba.

## Metodología para la confección del mapa

La metodología general para la confección de este mapa fue aprobada en la etapa I de ejecución del proyecto que le dio origen. El análisis metalogénico para la confección de este se sustentó en la reconstrucción de la evolución geodinámica de Cuba, su geología regional y las unidades tectónicas identificadas, dentro de las cuales se desarrollaron los depósitos. Un análisis de este tipo fue realizado para China por Pirajno, 2010 y Pirajno *et al.*, 2011, y por Lewis y Downes, 2008 para Australia. Tener en cuenta la gran complejidad y variedad de la geología de Cuba hace posible explicar la amplia variedad de modelos de depósitos minerales existentes en el país, aunque, lógicamente, la variedad de ambientes y estilos de mineralización es mucho menor que la presente en los países mencionados.

El presente Mapa Metalogénico de Cuba, a escala 1:250 000, ha utilizado en su elaboración la herramienta SIG (sistema de información geográfica), lo que permitió integrar la información geológica, estructuro-tectónica, metalogénica, topográfica y otras, en función del mapa. Contiene más de 1000 depósitos minerales (yacimientos, prospectos y manifestaciones) ubicados en sus respectivos ambientes, y con sus correspondientes modelos genéticos, lo cual incrementa su utilidad para la proyección de los futuros trabajos de exploración mineral en el país. Otra de las ventajas que presenta son las facilidades que ofrece el haber sido preparado en ambiente SIG, lo cual permitirá consultar, reproducir y actualizar información específica de interés para el usuario en forma rápida, eficiente y amigable.

La correcta interpretación de la formación de los yacimientos minerales asociados con los complejos magmáticos, oceánicos, continentales y de arcos insulares depende, en gran medida, de la hipótesis geotectónica que se utilice. Las premisas geológicas generales de las cuales se partió a la hora de confeccionar este mapa fueron:

1. La formación de la región del Caribe ocurrió como consecuencia del fraccionamiento del súper continente Pangea. Esto comenzó por el desarrollo de una cuenca intracontinental que dio inicio a la riftogénesis durante el Mesozoico Temprano, con la apertura de una cuenca suboceánica y el desarrollo simultáneo de

márgenes continentales y de corteza oceánica durante el Jurásico y el Cretácico.

2. El régimen de esfuerzos extensionales, vigentes durante el Jurásico y el Cretácico Inferior, fue sustituido por otro, con predominio de los esfuerzos de compresión, que se extendió a lo largo del Cretácico Superior y el Paleógeno, lo que dio lugar al desarrollo de los arcos volcánicos insulares del Cretácico y del Paleógeno en la región del Caribe, así como a la colisión de los terrenos del margen continental distensivo meridional (parte del bloque Maya) contra el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos durante el Campaniano - Maestrichtiano, y de estos últimos, contra el margen continental del bloque Florida - Bahamas durante el Paleoceno-Eoceno Medio. Esta es la hipótesis preferida hoy día por la mayor parte de la comunidad geocientífica.

No obstante, se presenta una propuesta de modelo tectónico al tratar el basamento paleogénico sobre la base de:

(a) el arco Sierra Maestra-Cresta - Caimán debió tener una zona de subducción ubicada al sur del mismo. Dicha zona debió buzar hacia el norte, hundiéndose la placa caribeña por debajo del arco, sin colisionar directamente con el paleomargen norteamericano;

(b) el cinturón plegado del extremo NE de Cuba no es una estructura acrecional. Se conformó entre el Paleoceno y el Eoceno Medio, cuando la subducción coetánea se desarrollaba mucho más al sur, bajo el arco Sierra Maestra-Cresta Caimán. Su estilo tectónico tampoco responde a un prisma acrecional.

3. Sobre el sustrato plegado compuesto por los terrenos acrecionados ya mencionados, deformado durante la orogenia cubana (Paleoceno-Eoceno Medio), se desarrolló la cubierta sedimentaria neoplatafórmica, cuyo límite inferior va desde el Eoceno Inferior (Cuba occidental) hasta el Eoceno Superior alto (Guantánamo), extendiéndose su desarrollo hasta la actualidad.

4. Se asume, además, el concepto de sistema mineral, originalmente enunciado por Wyborn *et al* (1994) como sigue: “Son todos los factores que controlan la generación y preservación de los depósitos minerales y los procesos que están involucrados en la movilización de los componentes de mena desde una fuente y en



la transportación y acumulación de los mismos en forma más concentrada y en la ulterior preservación de esta acumulación a través de la historia geológica posterior.”

También puede ser definido como “un conjunto de elementos y procesos geológicos espacial y temporalmente relacionados, que dan lugar a la formación de un depósito o conjunto de ellos” (Torres - Zafra *et al.*, 2005). Sus partes principales son: fuente de metales, vías de migración, fluidos transportadores de metales y otros compuestos, sitio de deposición de mena y fuente de energía (calor) del sistema. Este concepto es equivalente al de sistema petrolífero y su filosofía geológica es la misma.

### Base de Datos de depósitos minerales del mapa metalogénico

La base de datos de depósitos minerales del mapa metalogénico se preparó a partir de revisión, validación y actualización de la información de la base de datos de los depósitos minerales (Dp - Depósito) del Banco de Datos de la República de Cuba, según los requerimientos de la metalogenia (particularmente a la de las fichas de los modelos de depósitos minerales) determinados en el marco de este proyecto. Una primera versión bastante completa, mejorada en etapas posteriores, fue aprobada durante la etapa II. Su perfeccionamiento se realizó para cumplir con los objetivos del mapa. Así, se logró disponer, hasta donde fue posible, del mismo tipo de información que la contenida en los modelos, elaborados también en el marco del presente proyecto, de forma que se pudiera contar con una clasificación actualizada de los depósitos minerales metálicos cubanos.

Aunque el mapa metalogénico no es un mapa de recursos minerales, la primera versión de su base de datos creada incluyó tanto los depósitos existentes como los que ya han sido explotados. Esto se debe a que el propósito de este tipo de mapa es mostrar los lugares donde los procesos geológicos propiciaron la concentración de minerales y donde, por analogía, pudieran descubrirse nuevos depósitos. Por otra parte, por esta misma razón, no todas las acumulaciones minerales registradas en ella aparecen en el mapa y en la versión final de su base de datos. Aparecen solo las que presentan un mayor grado de conocimiento geológico y las que, a pesar de no estar aún bien estudiadas, resultan significativas, por constituir ejemplos de posible presencia de modelos de depósitos cuya identificación en el país

resulta novedosa y de incuestionable interés. Tal es el caso, por ejemplo, de las manifestaciones probablemente representativas del modelo de Vetas de Th—Elementos de las Tierras Raras (ETR); o por ser demostraciones de la presencia de un modelo de depósito en una región del país distinta a aquella donde es conocida su existencia (manifestación de Mn Naranjo, situada en secuencias de arco volcánico insular del Cretácico Superior, que representa en este ambiente y en Cuba Central, al modelo Mn volcanogénico tipo cubano, bien conocido en el arco volcánico insular paleogénico, en Cuba oriental, por ejemplo).

### Base estructuro-tectónica del mapa

La base estructuro-tectónica fue elaborada (Cobiella-tectónica regional y Capote-estructural) con el propósito de servir de marco geólogo-tectónico para colocar la información del mapa metalogénico de Cuba, a escala 1:250 000. El documento está realizado, fundamentalmente, a partir de los datos recogidos en el Mapa Geológico de Cuba a escala 1: 100 000, del IGP (inédito). También se ha empleado la información del Mapa Geológico de Cuba 1: 250 000 (Pushcharovsky *ed.*, 1988), del Mapa Tectónico de Cuba (1989) y del Mapa Geológico 1:500000 de Cuba (Pérez Othon y Yarmioluk, *ed.*, 1985) y se consultaron varios informes geológicos de levantamientos regionales realizados entre las décadas de 1980 y 1990 (Albear Franquiz e Iturralde Vinent, 1985 a, b; Belmustakov *et al.*, 1981; Cobiella *et al.*, 1984; Iturralde Vinent *et al.*, 1986; Kantchev *et al.*, 1978; Nagy *et al.*, 1978; Piotrowska *et al.*, 1981 y otros), así como los datos de Pardo (2009) y de otros investigadores, aparecidos en publicaciones de los últimos 50 años (Millán Trujillo, 1997a,b,c; Psczolkowski, 1978, entre otros). Adicionalmente se utilizó la información de Jorge Cobiella Reguera, recogida parcialmente en varias obras dedicadas a la tectónica de Cuba (1988, 1996a, 1996b, 1998, 2000, 2005, 2008, 2009). Además del presente texto explicativo, el mapa está acompañado por una leyenda. Junto con las edades radiométricas se brinda su equivalente estratigráfico para la media del fechado, según la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (2013).

Esta base contiene los ambientes geotectónicos de Margen Continental, Ofiolitas, Arco Volcánico Insular, Colisión e Intracuenca (éste último antes conocido como Neoautóctono), dentro de los que se indican las principales unidades tectónicas con las que se relaciona la mineralización,

así como los principales elementos estructurales que la controlan.

A partir de la base de datos arriba citada se realizó una sistematización tectónica del territorio, apoyada en los conceptos de la tectónica de placas para cuencas sedimentarias (Busby e Ingersoll, 1995). Siguiendo criterios de nuestros predecesores, se delimitaron dos grandes niveles estructurales: basamento y cubierta. Seguidamente se dividió el basamento, por su tipo de deformación y edad, en mesozoico y paleogénico, aunque se reconoce la existencia de un nivel estructural precámbrico, solamente representado en superficie y a profundidades someras por pequeñas escamas emplazadas tectónicamente. Cada uno de ellos presenta diversas grandes unidades, con cortes estratigráficos y estilos tectónicos característicos.

### Mapa de Estructuras Controladoras Metalogénicas

La confección de un mapa metalogénico exige una amplia gama de informaciones cartográficas sobre los ambientes globales, regionales y locales, de génesis y deformación de las rocas y de las mineralizaciones. En el caso del Mapa Metalogénico de Cuba, se previó que, para cubrir una parte de esa demanda, por un lado, debía obtenerse un mapa que ofreciera una nueva interpretación litotectónica generalizada de los mapas geológicos; o sea, un nuevo Mapa Estructuro - Tectónico. Para cubrir el resto, se debía de lograr otra carta que, por la primera vez, contenga una información más detallada de las unidades litotectónicas y los elementos litológicos internos particularmente relacionados, espacial y/o genéticamente, con la carga mineral metálica, a la vez que estén representadas las estructuras primarias y tectónicas regionales que hayan condicionado, de alguna forma, las acumulaciones minerales de interés. Esto es, un Mapa de Estructuras Controladoras Metalogénicas. La creación del Mapa Estructuro - Tectónico, a cargo del Profesor Doctor Jorge Cobiella Reguera, se desarrolló paralelamente a la del Mapa de Estructuras Controladoras Metalogénicas, bajo la responsabilidad del Dr. Carbeny Capote Marro. Por razones de tiempo y de disponibilidad de los recursos humanos requeridos, el primero de los mapas mencionados solo puede considerarse un esquema tectónico preliminar, si se tienen en cuenta los requerimientos de la escala a la cual se trabajó. No obstante, en la parte correspondiente del texto se integran y resumen las informaciones de ambos mapas, con el fin de dar

una visión única y actualizada del marco geodinámico y estructuro controlador de la mineralización metálica de Cuba.

Entre las estructuras tectónicas, las fallas rectilíneas de ángulo abrupto ocupan un lugar preponderante, algo de primera importancia para la mayoría de los depósitos minerales. Para la representación de las fallas de ángulo abrupto en el presente mapa se evitó en todo momento mostrar el simple, aunque aún muy usado, “enrejado” de tectoalineamientos rectilíneos con igual significado, oportunamente criticado por Wise (1982). Las rupturas se cartografiaron en atención a su jerarquía (transcorticales, corticales y supracorticales) y a la época de generación de las corticales y supracorticales (sinmetamórficas, sinarco y sin- y postorogénicas). Comúnmente, en los mapas regionales, las fallas más relevantes de la geología cubana presentan, fundamentalmente, direcciones WNW (cabalgamientos) o NE (transcurrentes). Tal arreglo geométrico-genético representa una situación típica de ambiente compresivo, del tipo faja plegada, bien definida en la literatura. Sin embargo, los resultados de la interpretación de imágenes de satélite de primera generación (Pérez 1989) y de la interpretación conjunta de aquellas con los mapas de los campos regionales gravimétrico y magnético (Capote y otros 1989) reflejan la existencia en toda la superficie del archipiélago, de una gran cantidad de tectolineamientos de direcciones NE, N-S, NW y WNW, lo cual indica que la formación de las fallas regionales, incluso las generadas dentro de la orogenia norte-caribeña, no obedece a un esquema tan simple como se pensaba.

Asimismo, las paleo-estructuras anulares ocupan un lugar destacado en mapa de estructuras controladoras metalogénicas, en el que sobresalen las calderas volcánicas, las formaciones cupuloides y las fallas anulares intrusivas. En el caso de las calderas, muy frecuentes, se modifica el símbolo de acuerdo con el grado de seguridad de su interpretación, y si está enterrada, o no, bajo sedimentos más jóvenes.

En la cartografía de las estructuras primarias y tectónicas propuestas como controladoras, fueron de gran ayuda los esquemas geoestructurales a escala 1: 100 000. Estos materiales provienen de diversos proyectos de evaluación de potencial (Capote *et al.*, 2002, Capote *et al.*, 2009; Capote *et al.*, 2010; Capote *et al.*, 2012; Capote *et al.*, 2013). La metodología general de esos esquemas se basó en la integración

de informaciones provenientes de: los levantamientos-búsqueda a escalas medias; el Mapa Geológico del IGP, en 1:100 000, y los resultados de interpretaciones de teledetección (imágenes satelitales), geofísica (magnetometría, gamma-radiometría, gravimetría) y del modelo de elevación digital, realizadas todas expresamente para este fin.

Para todo el territorio examinado para la confección del mapa fue de especial importancia la interpretación geofísica, a escala 1:500 000, realizada por Vtulochkin para el Mapa Cosmogeológico (Capote *et al.*, 1989). Este análisis se basó en las generalizaciones nacionales magnética y gravimétrica disponibles. En el caso de las provincias Ciego de Ávila, Camagüey y Las Tunas, se usó también la interpretación, a escala 1:250 000, de la información gravimétrica, magnetométrica y gamma-espectrométrica de Pérez *et al.* (1998).

### Modelos de depósitos minerales

Por modelos de depósitos minerales, según Cox y Singer (1986) se entiende “la información sistemáticamente arreglada que describe los atributos esenciales (propiedades) de una clase de depósito mineral.” La presencia de uno u varios modelos de depósitos minerales, en una zona dada, constituye un importante rasgo metalogénico de ella y brinda criterios acerca de qué recursos minerales buscar, dónde buscarlos y en qué forma estos pueden aparecer. También constituyen una base de partida importante para el cálculo cuantitativo de recursos en las evaluaciones de potencial. Por estas razones, su formulación y reconocimiento son un paso obligado en la confección de los mapas metalogénicos. Por ello, una de las tareas planteadas para la confección del Mapa Metalogénico de la República de Cuba, a escala 1: 250 000, fue realizar una actualización de los modelos de depósitos a utilizar en su elaboración, con el objetivo de disponer de un conjunto de modelos que reflejase adecuadamente el estado del arte del conocimiento geológico mundial en la temática.

Una primera sistemática de los depósitos minerales fue aprobada en la etapa III de ejecución del proyecto del mapa, con el objetivo de tener una idea del universo de tipos de depósitos presentes y orientar el trabajo ulterior dentro del proyecto. En la etapa V del proyecto, los resultados de la tarea de actualización de los modelos de depósitos minerales, permitieron la revisión y precisión final de la sistemática que se adoptó

como definitiva para que quedara reflejada en la carga mineral representada en el mapa.

A diferencia de los modelos de depósitos utilizados hasta el presente en las investigaciones sobre depósitos minerales en Cuba, de tipo descriptivo, los modelos confeccionados para el mapa metalogénico son de tipo descriptivo - genético, lo cual los hace más completos y detallados que los anteriores, así como más acordes con el estado del arte mundial en la temática. La confección de estos modelos se realizó sobre la base de la generalización y síntesis de los aportes y opiniones publicados en la literatura especializada internacional por diversos autores acerca de cada uno de los modelos trabajados. En algunos casos estos fueron enriquecidos con datos provenientes de depósitos cubanos, hecho particularmente relevante en el caso de los modelos correspondientes a las lateritas ferroniquelíferas. De este modo, se intentó lograr que los modelos confeccionados fueran lo más universales y representativos posibles, al mismo tiempo que estuvieran actualizados.

Para la confección de los modelos fueron consultadas diversas fuentes de información (libros y artículos publicados en revistas científicas y otras publicaciones especializadas) mayoritariamente en idioma inglés, a las cuales se tuvo acceso principalmente vía Internet. Como la literatura era muy abundante, se seleccionó un volumen de más de 350 fuentes representativas de la temática.

Debido a la fuerte presencia del componente genético en los modelos de depósitos confeccionados se decidió organizarlos por familias genéticas, las que agrupan a los tipos de depósitos que presentan similitudes en su origen y que, por lo tanto, están genéticamente relacionados. Así, por ejemplo, la familia de los depósitos epitermales agrupa a los depósitos de tipo Au - Ag epitermal de alta sulfuración, Au - Ag epitermal de baja sulfuración y del tipo de vetas Ag - Au en secuencias volcánicas. Asimismo, siempre que fue necesario, dentro de los modelos se distinguieron subtipos (o submodelos), con determinadas características, que por insuficientes, no podían ser independizados como modelos separados. Un ejemplo de ello es el subtipo de depósito Au - Ag epitermal de baja sulfuración alcalino, presente dentro del tipo principal Au - Ag epitermal de baja sulfuración.

Así, por un lado, se dispuso de la actualización de los modelos y, por el otro, de la base de datos de depósitos minerales del mapa metalogénico.

Para esta clasificación, se creó una tabla de regularidades, en la que los depósitos examinados ocupan las columnas y los rasgos correspondientes a cada modelo, las filas. Se registró con una X la presencia en el depósito analizado del rasgo correspondiente reflejado en el modelo. En algunos casos se añadió un número a la X, para distinguir a cuál submodelo se ajustaba mejor el rasgo descrito del depósito analizado. Seguidamente, en la parte final de la tabla se contabilizó el porcentaje de rasgos presentes con respecto al total de rasgos evaluados. Este último valor permitió señalar el grado de certeza con que fue realizada la clasificación de cada uno de los depósitos considerados. Así, el examen de esta última parte de la tabla de regularidades muestra que los grados de la certeza de la pertenencia a un modelo dado pueden considerarse como alto, si el porcentaje de rasgos presentes oscila entre 85 % y 100 %. Si se encuentra entre 70 % y 85 %, la certeza es media y baja, si el porcentaje varía entre 55 % y 70 %.

La tabla de regularidades descrita facilitó realizar la clasificación exhaustiva de 217 depósitos minerales metálicos (con suficiente información). De ellos, 161 depósitos con elevado grado de certeza, 45 con un nivel medio de certeza y 11 con una certeza baja. La tabla No 2 muestra su distribución por modelos y submodelos.

Ulteriormente, a partir de los depósitos ya clasificados, se efectuó la clasificación por analogía de otros depósitos que, aunque generalmente menos estudiados, presentan suficientes rasgos similares para establecer su pertenencia a uno u otro modelo. De este modo, fueron clasificados otros 963 depósitos (incluido uno que no resultó clasificado en el primer proceso de clasificación) registrados en la BD del mapa, para totalizar 1181 depósitos minerales de diferentes categorías (yacimientos, prospectos y manifestaciones).

De los 56 modelos (y submodelos) que integran la sistemática de depósitos minerales metálicos identificada dentro del territorio cubano (ver tabla No 2), hay 7 tipos de depósitos para los que no se confeccionaron modelos (Mn estratiforme subtipo SEDEX, Fe exhalativo sedimentario, vetas de barita, Al supergénico, Al sedimentario, placer de Au y placer de Cr). En el caso de los dos primeros, se trata de mineralizaciones dista-

les asociadas con depósitos Zn - Pb - Ag exhalativo - sedimentarios (subtipo Selwyn), descritas en este modelo de depósito. Por otro lado, además de los 47 con presencia conocida, figuran otros nueve modelos y submodelos que, aunque no localizados hasta el momento en el país, podrían ser encontrados en una u otra región de Cuba, donde las condiciones geológicas hasta ahora conocidas permiten su presencia.

### Clasificación de los depósitos minerales por categoría

La clasificación de los depósitos minerales con vistas a la confección del mapa metalogénico atendiendo a su categoría se realizó sobre la base de las siguientes definiciones:

**Yacimiento:** Depósito mineral cuyos recursos y calidad del mineral son conocidos con adecuada certeza para su potencial puesta en producción, avalados por un estudio de factibilidad que garantiza su explotación en condiciones de rentabilidad económica. Los recursos pueden estar o haber sido objeto de actividad extractiva en el pasado. En este último caso la producción cesó por su agotamiento, operación de la mina en condiciones sub-económicas a causa de la declinación del contenido de mineral útil, descenso de los precios comerciales, pérdida de mercado, etc.

**Prospecto:** Depósito mineral que tiene suficiente tamaño y contenido mineral útil para hacer posible su potencial extracción comercial. En él han sido realizados suficientes trabajos para establecer la calidad de la materia prima y un estimado preliminar del tamaño del depósito (de sus recursos). Los trabajos futuros precisarán los recursos estimados y la calidad de la materia útil y otros, dándoles el grado el de certeza necesario para definir el depósito como un potencial productor (yacimiento).

Los prospectos pueden o no tener recursos en altas categorías, pero, al menos, tienen recursos inferidos. Para definir un depósito mineral como prospecto se tiene en cuenta su extensión superficial, contenido de componente útil y su desarrollo en las profundidades, revelados por pozos de perforación u otra clase de laboreo minero, así como la magnitud de los recursos calculados. Normalmente, ellos son los objetos de mayor prioridad para la realización de nuevos trabajos de prospección y exploración geológica, por constituir los mejores candidatos para alcanzar la categoría de yacimiento.

Tabla No 2. Distribución por modelos de los depósitos cubanos clasificados en detalle.

Tipología de Yacimiento Mineral	Asociación Metálica	No. de depósitos	Ejemplos de depósitos cubanos
VMS bimodal máfico	Cu, Zn (Pb, Au, Ag, Cd)	16	El Cobre, San Fernando, Antonio
Skarn de Fe	Fe	14	La Grande, Chiquita
Skarn de Fe-Cu	Fe, Cu (Au)	5	Antoñica, Arroyo La Poza
Skarn de Cu	Cu, Au (Ag, Zn)	6	Cañada Honda, Arimao Norte
Skarn de Au	Au	1	Abucha, Jobabo I
Vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas	Ag, Au, Pb, Zn (Cu, Mn)	5	Veta Rey
Mn volcanogénico tipo cubano	Mn	15	Los Chivos, La Margarita, Barrancas - Ponupo IV – Sultana.
Vetas de barita	Ba	1	El Cedrón
Cu - Mo ± Au porfirico	Cu (Mo, Au, Ag)	7	Cobre Arimao, Guáimaro, Macagua
Subtipo Cu - Au porfirico alcalino*	Cu, Au		
Au - Ag epitermal de alta sulfuración	Au, Ag, Cu (As)	3	Golden Hill
Au - Ag epitermal de baja sulfuración	Au, Ag	2	Florencia, Maclama
Subtipo Au - Ag epitermal de baja sulfuración alcalino	Au, Ag	1	Jacinto
VMS félsico (suptipo bimodal félsico)	Cu, Zn, Pb (Au, Ag, Cd)	2	Infierno
Vetas de Th - ETR	Th, ETR, Cu, Au, Ag	2	Embarque, Tres Antenas
Óxido de Fe - P - ETR tipo Kiruna	Fe (ETR)	1	Palo Seco I
Au orogénico tipo Mother Lode	Au, Ag (Cu)	18	Reina Victoria, Nuevo Potosí, Cuatro Palmas, Descanso
Au orogénico hospedado en secuencias silicoclásticas	Au, Ag (Sb)	1	Delita
Vetas de cinco elementos Ni - Co - As - Ag ± Bi, U	Ag, Ni, Co (Zn)	1	Loma del Viento
Cu - Zn - Au - Ag orogénico	Cu, Zn (Au, Ag, Ti)	7	Santa María, Charco Prieto

Tabla No 2. Continuación....

Tipología de Yacimiento Mineral	Asociación Metálica	No. de depósitos	Ejemplos de depósitos cubanos
Au - EGP orogénico en pizarras negras*	Au (EGP)		
Vetas de W	W (Mo)	1	Lela
Skarn de Mo*	Mo (W, Cu, Pb, Zn, Sn, Bi, U, Au)		
Skarn de Sn*	Sn (W, Zn, Fe)		
Skarn de W*	W (Mo, Cu)		
Vetas auríferas relacionadas con intrusivos reducidos*	Au (Sb)		
Mn volcanogénico oceánico	Mn	1	La Ligera
Cromitas podiformes	Cr (Au, EGP)	17	Merceditas, Caledonia, Camagüey I-II, Casimba
VMS máfico ultramáfico	Cu (Au, Ag)	8	Júcaro, Buenavista, Río Negro
Cu - Ni orogénico ± Au, Co	Ni, Cu (Au, Co, EGP)	2	La Cruzada, Salomón
VMS silicoclástico máfico	Cu, Co (Au, Ag)	3	Unión - Juan Manuel, Hierro Mantua; La Olla (metamorfizado)
Zn - Pb - Ag exhalativo sedimentario subtipo Selwyn	Zn, Pb, Ag (Cu, Au, Ba)	12	Santa Lucía, Castellanos, Nieves
Cu - Ag - Co hospedado en sedimentos	Cu (Ag)	1	Matahambre
Barita Estratiforme	Ba	5	El Indio, Santa Gertrudis
Zn - Pb MVT subtipo Irish	Cu, Zn (Co, Ag, Au)	6	Carlota, Guachinango
Vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag en secuencias silicoclásticas	Pb, Zn (Cu, Ag)	1	Lola
Mn estratiforme	Mn	2	Mesa I y II
Mn estratiforme subtipo SEDEX	Mn	2	La Pimienta, Gramales
Fe exhalativo sedimentario	Fe	1	La Ceiba
Lutitas negras polimetálicas*	Ni, Mo, V, U, Cu, Zn, Co (Au, EGP ± Y, Sc, Re, Se, ETR)		



Tabla No 2. Continuación....

Tipología de Yacimiento Mineral	Asociación Metálica	No. de depósitos	Ejemplos de depósitos cubanos
Pb - Zn - Ag ± Cu tipo Broken Hill	Cu, Pb (Au, Ag)	1	Isabel Rosa
Fe - Ni - Co supergénico tipo laterítico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)	6	Yagrumaje Oeste, Pinares de Mayarí
Fe - Ni - Co supergénico laterítico subtipo laterítico – pisolítico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)	1	Luz Sur
Fe - Ni - Co supergénico laterítico - saprolítico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)	22	Ver ejemplos en los subtipos
Subtipo laterítico - saprolítico - serpentinitico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)		Punta Gorda, Martí, Piloto
Subtipo laterítico - saprolítico - arcilloso	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)		San Felipe
Fe - Ni - Co sedimentario	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Ti, Sc, EGP)		Ver ejemplos en los subtipos
Subtipo Sedimentario aflorante goethítico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Ti, Sc, EGP)	2	Levisa Norte, Playa La Vaca
Subtipo Sedimentario confinado chamosítico*	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Ti, Sc, EGP)		
ETR supergénico*	ETR (Au)		
Al supergénico	Al	2	Cayo Guam, Quemado del Negro
Al sedimentario	Al	3	Sierra Azul, Pan de Guajaibón
Gossan de Au – Ag	Au, Ag	1	Loma de Hierro
Fe supergénico (perdigones eluvio - deluviales)	Fe	1	San Francisco
Placer de Au	Au	8	Río Yabazón, Río Naranjo, Placer Maclama
Placer de Cr	Cr	2	Placer Tau, Toa

\*Modelos de depósitos que pueden estar presentes en Cuba, para los que, sin embargo, no se conocen ejemplos hasta ahora.

**Manifestación:** Ocurrencia natural de mineral útil donde se puede esperar que los futuros trabajos de prospección puedan dar resultados positivos. Comúnmente los trabajos realizados son insuficientes para establecer el tamaño del depósito y/o el grado de concentración del mineral valioso.

Las manifestaciones, aunque superan a los puntos de mineralización por su importancia, son claramente inferiores a los prospectos. Ellas constituyen el principal indicador de perspectivas en aquellas zonas donde no se conocen prospectos o yacimientos para la localización de nuevas acumulaciones industriales potencialmente económicas de o los componentes y/o minerales valiosos en ellas presentes.

**Punto de mineralización:** Ocurrencia natural de mineral útil señalada por medios geológicos, que por su tamaño real o aparente, no señala por sí mismo que la ejecución de los trabajos ulteriores pueden resultar efectivos. Ellos constituyen sólo un indicador de la posibilidad del desarrollo de acumulaciones minerales de mayor categoría del mineral valioso presente en el ambiente geológico en que ellos se localizan.

**Clasificación de los depósitos minerales por tamaño**

La clasificación de los depósitos minerales atendiendo a su tamaño se realizó solo para las categorías de prospecto y yacimiento, pues para ello es imprescindible disponer de información sobre la magnitud de sus recursos de mena. Esta clasificación se realizó sobre la base de los modelos de ley tonelaje publicados en la literatura internacional especializada, utilizados para la confección de la tabla No 3. En particular, se emplearon los valores correspondientes al 90, 50 y 10 percentiles del modelo de ley – tonelaje del tipo de depósito al que pertenece cada uno de los considerados.

En el caso de los modelos de Mn volcanogénico tipo cubano y cromitita podiforme, los valores correspondientes al 90 y 50 percentiles señalados en los modelos fueron reajustados atendiendo al hecho real de que para la confección de ese tipo de modelos (ley – tonelaje) en ambos casos se incluyeron una gran cantidad de depósitos explotados durante la primera mitad del siglo XX, particularmente durante las dos guerras mundiales, que no serían objeto de explotación bajo las

condiciones de escala que impone la economía actual en el mundo.

Por otra parte, para los depósitos de Cu - Zn ± Au - Ag orogénico, carentes de curva de ley – tonelaje, los valores de masa de mena para el 90, 50 y 10 percentiles se tomaron por analogía con los VMS máfico - ultramáficos y máfico silicoclásticos, portadores de los mismos componentes útiles y semejantes a ellos por su mineralogía. También en algunos casos se encontró relación genética entre ellos. Las vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas, carentes también de modelo de ley tonelaje, fueron clasificadas aplicando el modelo de ley tonelaje correspondiente a los depósitos de Ag – Au epitermal de sulfuración intermedia, atendiendo al hecho de que se parecen a ellos en un número significativo de rasgos.

Los criterios generales de clasificación empleados fueron los siguientes:

- Depósitos con masa de mena inferiores al 90 percentil se clasificaron como manifestaciones.
- Depósitos con masa de mena entre el 90 y 50 percentiles se consideraron de tamaño pequeño.
- Depósitos con masa de mena entre el 50 y 10 percentiles fueron clasificados como de tamaño mediano.
- Depósitos con masa de mena superiores al 10 percentil se consideraron de tamaño grande.

Finalmente, se elaboró una tabla EXCEL con los datos de estos 1181 depósitos: nombre del depósito, coordenadas X y Y del centro del depósito, sistema de coordenadas de Cuba, materias primas presentes, asociación metálica, clasificación por tonelaje y asimilación industrial. Esta es la tabla matriz empleada para cargar los depósitos en el mapa metalogénico en ambiente SIG.

**Representación cartográfica de los depósitos minerales**

La simbología utilizada para la representación cartográfica de los depósitos minerales (carga mineral del mapa metalogénico), según el tipo (modelo) genético-descriptivo de depósito, materia prima, elemento útil principal, elementos acompañantes, asociaciones minerales presentes y otros así como las definiciones de yacimientos, prospectos, manifestaciones y puntos de mineralización, fue establecida según la Norma Cubana (NC) de Símbolos, parte 4, Recur-

sos Minerales del 2009, elaborada para tales fines dentro del Banco de Datos de la República de Cuba. Esta simbología fue aprobada en la Etapa I de la ejecución del proyecto y su revisión y completamiento se realizó en su etapa V, para hacerla coincidir plenamente con los tipos genético-descriptivos de depósitos y asociaciones de metales finalmente seleccionados para el mapa. Así, la actualización de la norma constituye una necesidad derivada de los resultados del proyecto.

Tabla No 3. Modelos de Ley – Tonelaje y de clasificación por tamaños de prospectos y yacimientos.

Criterios de clasificación por tamaños:

Se consideran pequeños los depósitos con que masa de mena desde algo inferiores al 90 percentil y hasta el 50 percentil.  
 Se consideran medianos los depósitos con masa de mena entre el 50 y el 10 percentil.  
 Se consideran grandes los depósitos con masas de mena mayores que el 10 percentil.

Modelos	90 percentil	50 percentil	10 percentil	Notas
<b>Cu – Mo ± Au porfirico</b>	33 millones de t, con 0,24 % de Cu. (0,21 g/t de Au)	240 millones de t, con 0,44 % de Cu; 0,002 % de Mo y 0,05 g/t de Au (0,38 g/t de Au)	1500 millones de t, con 0,75 % de Cu, 0,03 % de Mo, 0,5 g/t de Au (0,76 g/t de Au) y 3,8 g/t de Ag.	Cifras correspondientes al modelo general. Entre paréntesis las cifras correspondientes al Au en el modelo Cu - Au porfidico.
<b>Skarn de Fe</b>	330 mil toneladas, con ley de 36 % de Fe.	7,2 millones de toneladas, con ley de 50 % de Fe	160 millones de t, con una ley de 63 % de Fe	La ley de mena suele estar entre 40 y 50 % de Fe.
<b>Skarn de Fe - Cu</b>	200 mil toneladas con 25 % de Fe y 0,2 % de Cu	5 millones de toneladas con 0,5 % de Cu y 0,5 g/t de Au	80 millones de toneladas con 2 % de Cu y 1,5 g/t de Au	No tiene modelo de ley - tonelaje., siendo las cifras dadas un estimado tentativo. La ley de mena varía entre 25 % a 65 % de Fe, 0,25 y 4 % de Cu y de 0,3 g/t a 3 g/t de Au, variando la masa de mena entre 1 millón de toneladas y 250 millones de toneladas.
<b>Skarn de Cu</b>	34 mil toneladas de mena, con 0,7 % de Cu	560 mil toneladas, con 1,7 % de Cu	9,2 millones de toneladas de mena, con 4 % de Cu, 36 g/t de Ag y 2,8 g/t de Au,	
<b>Skarn de Au</b>	1 300 toneladas	280 mil toneladas	9,8 millones de toneladas	La masa de mena de los depósitos varía entre 400 mil toneladas y 13,5 millones de toneladas, con un contenido medio de 2 a 6 g/t de Au, aunque puede llegar hasta 15 g/t de Au (Ray 1997), con un contenido medio de Ag de 5,0 g/t (Theodore et al, 1991)
<b>Skarn de Pb – Zn</b>	160 mil toneladas, con ley de 2,7 % de Zn y 0,87 % de Pb.	1,4 millones de toneladas con 5,9 % de Zn, 2,8 % de Pb y 58 g/t de Ag	12 millones de toneladas, con leyes de 13 % de Zn, 7,6 % de Pb y 290 g/t de Ag	La relación Zn/Pb suele variar entre 1:1 y 2:1.
<b>Au - Ag epitermal de alta sulfuración</b>	220 mil toneladas, con una ley promedio de 3,9 g/t de Au y 2,4 g/t de Ag.	1,6 millones de toneladas, con una ley promedio de 8,4 g/t y de 18 g/t de Ag, con 0,05 % de Cu	11 millones de toneladas, siendo la ley promedio de Au de 18 g/t y 130 g/t de Ag, en tanto el contenido de Cu es de 5,0 %.	Este modelo de ley - tonelaje fue confeccionado con datos de solo 8 depósitos. El tonelaje varía entre 1 millón de t de mena y 100 millones de toneladas de mena (Taylor, 2007).

Tabla No 3. Continuación...

Modelos	90 percentil	50 percentil	10 percentil	Notas
<b>Au –Ag epitermal de baja sulfuración</b>	29 mil toneladas, con 1,3 g/t de Au y 5,3 g/t de Ag.	300 mil toneladas de menas, con 6 g/t de Au y 38 g/t de Ag.	3 millones de toneladas, con 21 g/t de Au y 270 g/t de Ag, así como 1,9 % de Cu	Mosier y Sato (1986) elaboraron este modelo con depósitos de tamaño generalmente pequeño, no incluyéndose depósitos de este tipo de gran tamaño, ni representativos del subtipo alcalino, descubiertos o identificados como pertenecientes a este tipo de depósito posteriormente. Depósitos alcalinos suelen ser más grandes.
<b>Epitermal de sulfuración intermedia</b>	89 mil toneladas, con 0,76 % de Pb, 0,3 % de Zn, 31 g/t de Ag y 0,16 g/t de Au (Au de 2,0 g/t y de 10 g/t para Ag)	1,4 millones de toneladas, con 2,5 % de Pb, 1,7 % de Zn, 0,16 % de Cu, 130 g/t de Ag y 1,5 g/t de Au (7,5 g/t de Au y 110 g/t de Ag).	23 millones de toneladas de mena, con 5,5 % de Pb, 9,3 % de Zn, 1,1 % de Cu, 510 g/t de Ag y 10 g/t de Au (27 g/t de Au y 1300 g/t de Ag)	Cifras correspondientes al modelo tipo Creede. Entre paréntesis las cifras correspondientes al Au y la Ag en el modelo tipo Comstock (muy pobre en Zn y Pb).
<b>Au orogénico tipo Mother Lode</b>	1000 toneladas, con de 6,3 g/t de Au	30 000 toneladas, con 16 g/t de Au	910 mil toneladas, con 43 g/t de Au y 2,5 g/t de Ag	Pueden alcanzar hasta 40 millones de t de mena. El “efecto pepita” complica la estimación de recursos en estos depósitos.
<b>Au orogénico hospedado en secuencias silicoclásticas</b>	5 toneladas de Au	20 toneladas de Au	100 toneladas	Cifras tentativas según rango de tamaños mundial. El tonelaje de estos depósitos varía entre 5 y más de 300 t de Au, con leyes que oscilan entre 5 g/t de Au y más de 30 g/t de Au. El tamaño de los depósitos es muy variable, desde pequeños hasta gigantes como Muruntau, con más de 4000 t de Au (Robert, et al, 2007, Laznicka, 2010),
<b>Cu - Zn ± Au - Ag orogénico</b>	100 mil toneladas	2 millones de toneladas	15 millones de toneladas	No tiene modelo de ley - tonelaje. Cifras tentativas tomadas considerando ciertas similitudes entre las menas de estos depósitos y los VMS

Tabla No 3. Continuación...

Modelos	90 percentil	50 percentil	10 percentil	Notas
–				máfico - ultramáficos y máfico - silicoclásticos
<b>Cu - Ni orogénico</b>	260 mil toneladas, con 0,35 % de Ni y 0,13 de Cu	2,1 millones de toneladas de mena, con 0,77 % de Ni y 0,47 % de Cu	17 millones de toneladas, con 1,6 % de Ni, 1,3 % Cu, 0,017 de Co, 0,035 ppm de Au, 63 ppb de Pd y 16 ppb de Pt	
<b>Vetas auríferas relacionadas con intrusivos redcidos</b>				No tiene modelo de ley - tonelaje. Fort Knox (Alaska, USA) contiene 169 millones de t de mena con 0,9 g/t de Au (Baker et al., 2006), en tanto Vasilkovskoe (Kazajistán) posee 138 millones de t de mena con 2, 8 g/t Au, con 1,28 % a 8,5% de As (Laznicka, 2010).
<b>Vetas de wolframio</b>	45 mil toneladas, con 0,6 % de WO3	560 mil toneladas, con 0,81 % de WO3	7 millones de toneladas, con 1,4 % de WO3	Las menas de wolframita y scheelita son minadas económicamente con leyes de 0,2 % a 0,4 % de WO3. La presencia de Au, Ag, Sc Nb y Ta incrementan el valor de la mena (Dill, 2009).
<b>Vetas de cinco elementos Ni - Co - As - Ag ± Bi, U</b>	10 mil toneladas	50 mil toneladas	250 mil toneladas	No tiene modelo de ley - tonelaje., siendo las cifras de tonelaje de mena puramente tentativas. La masa de un depósito normalmente oscila entre decenas de miles de toneladas a unos pocos cientos de miles de toneladas, siendo muy altas las leyes de Ag (de 300 a 1000 g/t Ag,
<b>Mn volcanogénico tipo oceánico (subtipos Franciscano y Olympic)</b>	13 toneladas, con 20 % de Mn	450 toneladas, con 36 % de Mn	15 mil toneladas, con 51 % de Mn (350 mil toneladas de mena, con 50 % de Mn)	Las cifras corresponden al subtipo Franciscano y entre paréntesis al subtipo Olympic. Los mayores depósitos de estos dos subtipos tienen de 600 mil a 800 mil toneladas de mena



Tabla No 3. Continuación...

Modelos	90 percentil	50 percentil	10 percentil	Notas
Mn-volcanogénico tipo cubano	210 toneladas de mena, con 25 % de Mn (50 000)	6400 toneladas con 39 % de Mn (500 mil t)	190 mil toneladas, con 63 % de Mn (5 millones de t)	Los mayores depósitos tienen entre 1 y 2 millones de toneladas de mena (Mosier y Page, 1988).
Mn epitermal	2400 toneladas, con 20 % de MnO	25 mil toneladas, con 30 % de MnO	260 mil toneladas, con 42 % de MnO	Los depósitos pueden contener hasta 1,5 millones de t de mena (Mosier, 1986)
Óxido de Fe - P - ETR tipo Kiruna	3,5 millones de toneladas, con 38 % de Fe y 0,13 % de P.	40 millones de toneladas, con 58 % de Fe y 0,38 % de P	450 millones de toneladas de mena, con 64 % de Fe y 0,92 % de P	Los depósitos tienen desde 30 millones de t de mena hasta más de 2000 millones de t de mena, con leyes entre 20 % y 60 % de Fe, 0,1 - 0.8 % de Cu y, en algunos casos, hasta 0,2 g/t de Au (Laznicka, 2010), conteniendo hasta un 0,7 % de ETR. Puede haber hasta 4 % de P.
Vetas de Th - ETR	7 mil toneladas, con 0,13 % de óxido de Th	180 mil toneladas de mena, con 0,39 % de óxido de Th	4,4 millones de toneladas, con 1,2 % de óxido de Th y 0,5 % de óxidos de ETR	Staatz, (1992) aclara que el modelo de ley – tonelaje confeccionado adolece de limitaciones y fue construido adoptando algunas reglas en el manejo de los datos. Es de notar, sin embargo, la existencia de muchos depósitos pequeños con altas leyes de óxidos de ETR, entre 1,0 % y 5 %.
Fe-Ni-Co supergénico tipo laterítico				No tiene modelo de ley tonelaje. Depósitos de 2 a 250 millones de toneladas de menas
Fe-Ni-Co supergénico tipo laterítico - saprolítico				No tiene modelo de ley - tonelaje. Depósitos de 2 millones de toneladas a 285 millones de toneladas de menas
Fe-Ni-Co tipo sedimentario				No tiene modelo de ley - tonelaje. Depósitos de 3,5 millones de toneladas a 480 millones de toneladas de menas
Cromita podiforme (grupo mayor)	Masa de mena es de 40 t, con 34 % de Cr2O3 (5000 t)	11 mil toneladas, con 45 % de Cr2O3 (50 000 t)	540 mil toneladas, con 51 % de Cr2O3, 3,30 ppb de Rh, 11 ppb de Ir, 31 ppb de Ru, 0 ppb de Pd y 5,30 ppb de Pt (50, ppb de EGP total).	Ley - tonelaje del grupo mayor (Mosier et al, 2012). Pueden alcanzar un tamaño máximo superior a los 5 millones de toneladas de mena.

Tabla No 3. Continuación...

Modelos	90 percentil	50 percentil	10 percentil	Notas
VMS máfico - ultramáfico	30 mil t de mena y 0,61 % de Cu.	0,74 millones de t de mena, con 1,70 % de Cu, sin contenido para los otros metales considerados	15,0 millones de t, con 4,1 % de Cu, 2,1 % de Zn, 0 % de Pb, 1,7 g/t de Au y 33 g/t de Ag.	
VMS silicoclástico - máfico	31 mil t de mena y 0,61 % de Cu.	0,74 millones de t de mena, con 1,70 % de Cu, sin contenido para los otros metales considerados	15,0 millones de t, con 4,1 % de Cu, 2,1 % de Zn, 0 % de Pb, 1,7 g/t de Au y 33 g/t de Ag.	
VMS bimodal máfico	140 mil t de mena y 0,35 % de Cu.	1,90 millones de t de mena, con 1,40 % de Cu, 1,70 % de Zn, 0,24 g/t de Au y 9,50 g/t de Ag.	31,0 millones de t, con 3,5 % de Cu, 8,2 % de Zn, 0,7 % de Pb, 2,5 g/t de Au y 59 g/t de Ag	
VMS félsico	150 mil t de mena y 0,30 % de Cu, sin contenidos para Pb, Au y Ag.	3,0 millones de t de mena, con 1,20 % de Cu, 3,20 % de Zn, 0,42 % de Pb, 0,40 g/t de Au y 25 g/t de Ag	36,0 millones de t, con 3,2 % de Cu, 10,0 % de Zn, 3,2 % de Pb, 2,6 g/t de Au y 140 g/t de Ag.	
Zn - Pb – Ag ± Au exhalativo - sedimentario	1,7 millones de toneladas con 2,4 % de Zn y 1,0 % de Pb	15 millones de toneladas, con 5,6 % de Zn, 2,8% de Pb y 30 g/t de Ag	130 millones de toneladas, con 13 % de Zn, 7,7 % de Pb, 150 g/t de Ag y 0,28 % de Cu	El tonelaje medio para los depósitos SEDEX es de 34,78 millones de t de mena. La ley de mena media mundial es de 6,76 % de Zn, 3,28 % de Pb, 0,97 % de Cu y 63 g/t de Ag (Goodfellow y Lydon, 2007).
Cu ± Ag ± Co hospedado en sedimentos	570 mil toneladas, con 0,64 % de Cu.	11 millones de toneladas, con 1,7 % de Cu (31 g/t de Ag)	220 millones de toneladas, con 4,4 % de Cu; 30 g/t de Ag y 0,2 % de Co.	Las cifras corresponden al modelo general, y entre paréntesis la correspondiente al subtipo Revett.
Lutitas negras polimetálicas				No tiene modelo de ley - tonelaje. Tiene un rango de tamaño muy amplio, pudiendo contener hasta más de mil millones de t de mena con ley de Ni, Mo, V, Cu, Zn y U entre 0,01 % y más de 4 %, a lo que puede añadirse Co, Au y Ag, de metales raros (Re, In, Se y otros) y de EGP.
Barita estratiforme	50 mil toneladas	800 mil toneladas	5 millones de toneladas.	No tiene modelo de ley - tonelaje, siendo las cifras dadas puramente tentativas. Un depósito medio tiene 1,24 millones de t de mena con 87,7 % de BaSO4 (Orris, 1992).

Tabla No 3. Continuación...

Modelos	90 percentil	50 percentil	10 percentil	Notas
<b>Zn –Pb Tipo valle del Mississippi (Subtipo Irish)</b>	650 mil toneladas con 0,75 % de Pb, 1,89 % de Zn, 0,14 % de Cu y 10,2 g/t de Ag	7 millones de toneladas, con 1,90 % de Pb, 6,00 % de Zn, 0,23 % de Cu y 32,50 g/t de Ag.	42,4 millones de toneladas de mena, con 6,27 % de Pb, 12, 47 % de Zn, 0,44 % de Cu y 88 g/t de Ag	Las cifras corresponden al modelo general MVT. Para el subtipo Irish, el tonelaje promedio de 8,9 millones de t de mena, con 6,74 % de Zn, 2,51 % de Pb y 63 g/t de Ag (Goodfellow y Lydon, 2007).
<b>Pb - Zn - Ag ± Cu tipo Broken Hill</b>	700 mil toneladas	10 millones de toneladas	50 millones de toneladas	No tienen modelo de ley - tonelaje, siendo las cifras de masa de mena dadas de carácter tentativo. Los depósitos de interés de este tipo promedian entre 5 y 20 millones de toneladas de mena, aunque pueden exceder los 100 millones de toneladas. La ley suele variar entre 2 % y 10 % de Pb, 2 % y 8 % de Zn y de 10 g/t a 150 g/t de Ag. Algunos tienen 0,1 % a 1 % de Cu. Los depósitos de este tipo en British Columbia (Canadá) tienen desde menos de 1 millón hasta 6,5 millones de toneladas de mena, con 2,5 % - 6,5 % de Pb; 2 % - 5 % de Zn y desde 35 g/t hasta más de 50 g/t de Ag (Höy, 1996).
<b>Vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag en secuencia silicoclástica</b>	290 toneladas, con 2,4 % de Pb, 140 g/t de Ag	7600 toneladas, con 9,0 % de Pb, 2,1 % de Zn, 820 g/t de Ag, y 0,13 g/t de Au.	200 mil toneladas, con 33 % de Pb, 7,6 % de Zn, 0,89 % de Cu 4700 g/t de Ag, 11 g/t de Au.	Los autores (Bliss y Cox, 1986), señalan que la calidad su modelo de ley – tonelaje para este tipo de depósito es afectada por varios factores, entre los cuales está una probable subestimación de las leyes de Zn.
<b>Mn estratiforme</b>	190 mil toneladas con 15 % de Mn	7,3 millones de toneladas con 31 % de Mn	280 millones de toneladas, con 49 % de Mn y 0,2 % de P	

**Nota:** Las cifras entre paréntesis son las reajustadas por los autores atendiendo a las condiciones actuales.

Base estructural – tectónica

Todo mapa estructural - tectónico es, básicamente, una interpretación estructural, estratigráfica, petrológica y geólogo-histórica generalizada de los mapas geológicos regionales. En el caso de Cuba, su estructura geológica incluye varias unidades tectónicas mayores, con cortes que poseen estratigrafía, magmatismo y estilo estructural propios, generados en diferentes ambientes geológicos.

El corte geológico de Cuba puede dividirse en dos grandes unidades estructurales y estratigráficas: basamento y cubierta (cinturón plegado y neoaυτόctono, sensu Iturralde- Vinent, 1996a y 1997).

El basamento se define como el complejo geológico que yace por debajo del corte poco deformado de depósitos de edad Eoceno Inferior o Medio (al oeste del lineamiento Yabre), Eoceno Medio (entre dicho lineamiento y el lineamiento Guacanayabo-Nipe) y el Eoceno Superior alto, en Cuba oriental, al S y E del último rasgo tectónico mencionado (estos lineamientos aparecen identificados en la base estructuro - tectónica del mapa metalogénico). Atendiendo al tipo de deformación y edad, se subdivide a su vez en tres pisos estructurales: (1) basamento proterozoico y granitos jurásicos asociados, (2) basamento mesozoico y (3) cinturón plegado y fallado paleogénico.

El primero de los mencionados pisos estructurales, está únicamente representado por pequeños afloramientos emplazados tectónicamente en la zona fronteriza entre las provincias de Villaclara y Matanzas. A pesar de eso, ellos son de gran importancia porque atestiguan acerca de la naturaleza y composición litológica de las secuencias premezozoicas existentes en el territorio cubano.

El basamento mesozoico está formado por cuatro complejos de muy distinta naturaleza. Estos son:

- 1. Cortes del paleomargen mesozoico distensional norteamericano.
- 2. Asociación ofiolítica mesozoica.
- 3. Terreno de arcos volcánicos cretácicos (incluyendo su basamento metamórfico y la cubierta sedimentaria campaniana-maastrichtiana).
- 4. Terrenos metamórficos meridionales.

Las ofiolitas y las sucesiones volcánicas tienen rasgos de terrenos tectonoestratigráficos. De acuerdo con Keppie (en Meschede, 1996) “un terreno es un área caracterizada por una continuidad geológica interna...., bordeada por fallas, melanges representativos de un complejo de fosa, o una sutura críptica, a ambos lados de la cual los terrenos contiguos pueden tener un registro geológico propio, no explicable por cambios de facies (a saber, terrenos exóticos) o contener un registro geológico similar (a saber, terrenos cercanos), que puede solo distinguirse por la presencia de un límite representado por una litosfera oceánica telescopizada.” Parte de los cortes del paleomargen pueden considerarse terrenos cercanos. En su mayoría, estas sucesiones muestran un claro lazo con el paleomargen mesozoico del sudeste de la América del Norte.

Los vínculos entre los cuatro complejos del basamento paleogénico son mucho más claros y, a pesar de las considerables deformaciones y del transporte horizontal que sufrieron algunas de ellas, se conservan, en esencia, las relaciones espaciales primarias (paleogeográficas) entre sí.

- 1. Cortes del arco volcánico Sierra Maestra-Cresta Caimán.
- 2. Sucesiones de las cuencas a cuestras.
- 3. Sucesiones de cuencas antepaís.
- 4. Cuenca sinorogénica del Eoceno Medio y Superior del sur de Cuba oriental.

En Cuba occidental, central y centro-oriental, la acumulación de la cubierta comenzó tras la culminación de la actividad ígnea paleogénica. En Cuba oriental, al S del lineamiento Guacanayabo-Nipe, tras la culminación de la actividad ígnea paleogénica y la conformación de un nuevo límite entre las placas caribeña y norteamericana al Sur de Cuba oriental. En toda Cuba, la cubierta está totalmente desprovista de evidencias de actividad magmática e hidrotermal, así como de yacimientos minerales metálicos (excepto las mineralizaciones supergénicas que, por su edad, corresponden a la cubierta, pero se desarrollaron debido a la meteorización de rocas y depósitos minerales del basamento previamente formados). Esto determinó que el contenido del mapa se limite al basamento, pues es allí donde se localiza la inmensa mayoría de la mineralización metálica presente.

A continuación se describen los diferentes complejos que constituyen el basamento mesozoico, seguidos por los correspondientes al basamento



paleogénico. Finalmente, se hará una breve referencia a la cubierta (eocénico - cuaternaria).

### Basamento Proterozoico

De gran interés para la geología regional antillana es la presencia de pequeños afloramientos de mármoles precámbricos con edades radiométricas greenvillianas al E y N de Motembo, Villaclara (903 y 952 millones de años). En Socorro, estos mármoles posiblemente están cortados por granitos jurásicos, con una edad U-Pb de 172 millones de años (Renne et al. 1989); 139 y 150 Ma según dataciones previas de Somin y Millán, 1981) y cubiertos por un paleosuelo arcósico (Pszczółkowski 1986a), que yace bajo la Fm. Constancia. Ellas son las únicas rocas precámbricas conocidas en las Grandes Antillas. El hallazgo de clastos de mármoles y granitos en las arcosas jurásicas cercanas (Pszczolkowski y Myczynski, 2003), es un fuerte indicador de un basamento precámbrico para la zona Placetas.

### Basamento Mesozoico

#### Margen continental distensivo mesozoico septentrional

Forman un variado grupo compuesto por cortes sedimentarios del Jurásico y Cretácico, acumulados en un margen continental distensivo, con algunos cuerpos magmáticos máficos toleíticos, que se extienden desde Pinar del Río hasta el NW de Holguín, encontrándose una pequeña área en el extremo oriental de Cuba. En Cuba occidental, incluyen al piso Daniano.

En el margen distensivo mesozoico septentrional se pueden considerar cuatro cortes diferentes, relacionados con diferentes estructuras del borde mesozoico de la placa norteamericana, que de Oeste a Este son:

- Cortes de la cordillera de Guaniguanico, vinculados a la plataforma de Yucatán.
- Cortes entre La Habana y Camagüey, vinculados a la plataforma Florida-Bahamas.
- Cortes del NW de Holguín (Gibara), vinculados al sudeste de la plataforma Florida-Bahamas.
- Cortes de Maisí, posiblemente relacionados con la plataforma Florida-Bahamas, afectados por un episodio de metamorfismo regional.

En cada uno de ellos, el paleomargen distensivo septentrional se divide en unidades menores, caracterizadas por su posición estructural y por

un corte estratigráfico y estilo tectónico propios (Meyerhoff y Hatten, 1968; Pardo, 1975, Iturralde-Vinent, 1996a; Pszczolkowski y Myczynski, 2003, entre otros). En la literatura anterior a 1990, al paleomargen distensivo septentrional se le denominaba habitualmente “miogeosinclinal cubano”.

#### Cordillera de Guaniguanico

La mayor parte de esta región montañosa, situada al N de la falla Pinar, está ocupada por las rocas del paleomargen norteamericano. Entre los años 1960 y 1990, del pasado siglo estos cortes se conocían bajo el nombre “zona estructuro-facial Guaniguanico”. Posteriormente, algunos investigadores la consideraron como un terreno tectonoestratigráfico (Iturralde-Vinent, 1996a; Pszczolkowski, 1999). En opinión de los autores, no hay justificación para la existencia del “terreno Guaniguanico”. Los cortes de la cordillera de Guaniguanico se depositaron al SE del golfo de México, relativamente cerca de su posición actual (Martón y Buffler, 1994, 1999; Moretti et al., 2003; Schafhauser et al., 2003; Cobiella-Reguera, 2008; Cobiella-Reguera y Olóriz, 2009). Los datos de las perforaciones profundas en el SE del golfo de México sugieren que debieron acumularse sobre un substrato de naturaleza continental (Schlager y Buffler, 1984).

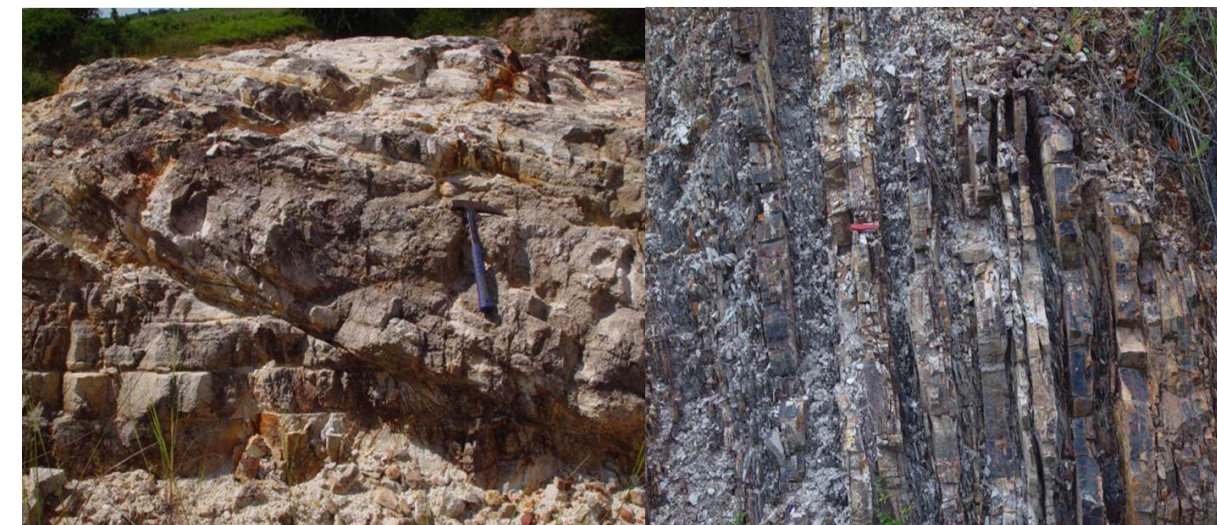
En la cordillera se desarrolla una tectónica de mantos de cabalgamiento (Hatten, 1957; Rigassi-Studer, 1963; Piotrowski, 1987; Martínez y Vázquez, 1987; Martínez et al., 1991), que se extiende a profundidades superiores a los 5 km bajo la superficie, según datos de pozos profundos (Segura et al., 1985; Cobiella-Reguera, 2008). De acuerdo con su corte estratigráfico y la posición estructural, dentro de esta unidad se distinguen, en orden estructural ascendente, varias unidades tectono-estratigráficas (figuras 11 y 12).

Unidad sierra de los Órganos (SO).  
Unidad Alturas de Pizarras del Sur (APS).  
Unidad Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza (SR-APN-E).  
Unidad Pan de Guajabón.

En general, el corte estratigráfico en las unidades está compuesto por sedimentos terrígenos en su porción inferior (hasta el Oxfordiano), que forman un complejo deltaico (Haczewski, 1976, 1987), de considerable espesor, en el que los depósitos de SR-APN-E constituyen mayormente turbiditas, mientras las capas de APS y SO se

acumularon en aguas someras o en la porción subaérea del delta (figura 9). El corte Oxfordiano alto-Daniano es rico en calizas. En la Unidad Tectono – Estratigráfica Sierra de los Órganos, las calizas del Kimmeridgiano-Tithoniano forman

un potente banco carbonatado de cientos de metros de espesor (Formación Guasasa), constituido mayormente por calizas de aguas someras, con estratificación gruesa a masiva (Figura 10). En el caso de SR-APN-E, los depósitos coe-



**Figura 9.** En la foto situada a la izquierda se muestran areniscas gruesas, con estratificación cruzada de dimensiones métricas, posiblemente un depósito fluvial (al sur de Mantua). Este es un depósito típico de los cortes de Alturas de Pizarras del Sur. En la foto a la derecha, turbiditas finamente estratificadas características de la unidad SR-APN-E, en un afloramiento al sur del poblado de San Cayetano, Pinar del Río.



**Figura 10.** Corte de la Unidad Tectono – Estratigráfica Sierra de los Órganos. Nótese cómo la secuencia constituida por las formaciones Jagua y Guasasa descansa sobre la Fm Manacas, secuencia olitostrómica representativa de la cuenca de antepaís del Paleógeno, sucesiones acumuladas en el frente de los mantos de cabalgamiento generados durante la orogénesis cubana. Tomado de Iturralde – Vinent (2011)



táneos de aguas más profundas están finamente estratificados. Por otra parte, el corte carbonatado (Jurásico Superior- Cretácico) está ausente en las Alturas de Pizarras del Sur y muy poco desarrollado en Alturas de Pizarras del Norte. Cada una de las unidades señaladas se divide, a su vez, en varios mantos menores, a menudo separadas por lentes tectónicas con depósitos paleogénicos de la cuenca de antepaís (Paleoceno- Eoceno Inferior, Pszczolkowski, 1978, 1987, 1994a y b; Cobiella-Reguera, 2008; Saura *et al.*, 2008).

La unidad inferior (Sierra de los Órganos) es la de ubicación palinspástica original más septentrional, en tanto los mantos de la unidad Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte- Esperanza provienen del borde sur del paleomargen (Cobiella-Reguera, 2008).

Cabe destacar que los cortes del Jurásico Superior hasta el Daniano en los mantos de cabalgamiento SR-APN-E son muy semejantes a la conocida unidad Placetas del norte de Cuba central (Cobiella-Reguera, 2000, 2009; Pszczolkowski y Myczynski, 2003), incluyendo los extraordinarios depósitos del límite K/Pg en ambas (formaciones Cacarajícara y Amaro, (Pszczolkowski, 1986b; Takayama *et al.*, 2000; Kiyokawa *et al.*, 2002; Tada *et al.*, 2003; Goto *et al.*, 2008; Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

En los mapas geológicos de Puscharovski (1988) e IGP (inédito) se sitúa a la Fm. Esperanza ocupando la mitad occidental de la unidad SR-APN-E. Sin embargo, dicha unidad litoestratigráfica carece de existencia objetiva, tema discutido con cierta amplitud por el autor (Cobiella-Reguera, 2008; ver también Martínez *et al.*, 1994 y Pszczolkowski y Myczynski, 2003).

La unidad Pan de Guajaibón es de afloramiento muy discreto. Posee un corte estratigráfico limitado al Albiano-Cenomaniano (Konev *et al.*, 1979; Ponce *et al.*, 1985; Gil González *et al.*, 1997), formado por carbonatos de banco, infrayaciendo las bauxitas y capas, también carbonatadas, pero más profundas, y posiblemente solo cenomanianas, sobre el horizonte bauxítico (Konev *et al.*, 1979). Su ubicación tectónica, por encima de los mantos de SR-APN-E, la colocan como la unidad originalmente en posición más meridional del paleomargen (Cobiella-Reguera, 2008)

En la cordillera de Guaniguanico se distinguen dos episodios magmáticos, uno principal durante el Oxfordiano (Fm. El Sábalo –sensu

Pszczolkowski, 1994b) y otro menor, en el Berriasiense (ubicado dentro de la Fm. Artemisa, Cobiella-Reguera, 1996a y b). El primero puede estar relacionado con los yacimientos hidrotermales e hidrotermal-sedimentarios-sedimentarios del norte de Pinar del Río (Matahambre, Santa Lucía, entre otros). El magmatismo fue de naturaleza fisural y se desarrolló, al menos parcialmente, en un área de fondos marinos inclinados, como lo evidencian los pliegues de deslizamiento submarino presentes en la Fm. El Sábalo en la Sierra del Rosario (Cobiella Reguera, 1996a).

En la porción suroccidental de la Cordillera de Guaniguanico, adyacente a la falla Pinar, se distingue un corte de rocas bastante similar al de Sierra de los Órganos, con algunos restos fósiles del Jurásico Superior, pero metamorfozados en condiciones de alta presión y con algunas intercalaciones de mafitas metamorfozadas. Esta enigmática unidad se conoce como “Cinturón Arroyo Cangre” (Somin y Millán, 1981; Millán, 1997a) y se ubica estructuralmente sobre las Alturas de Pizarras del Sur.

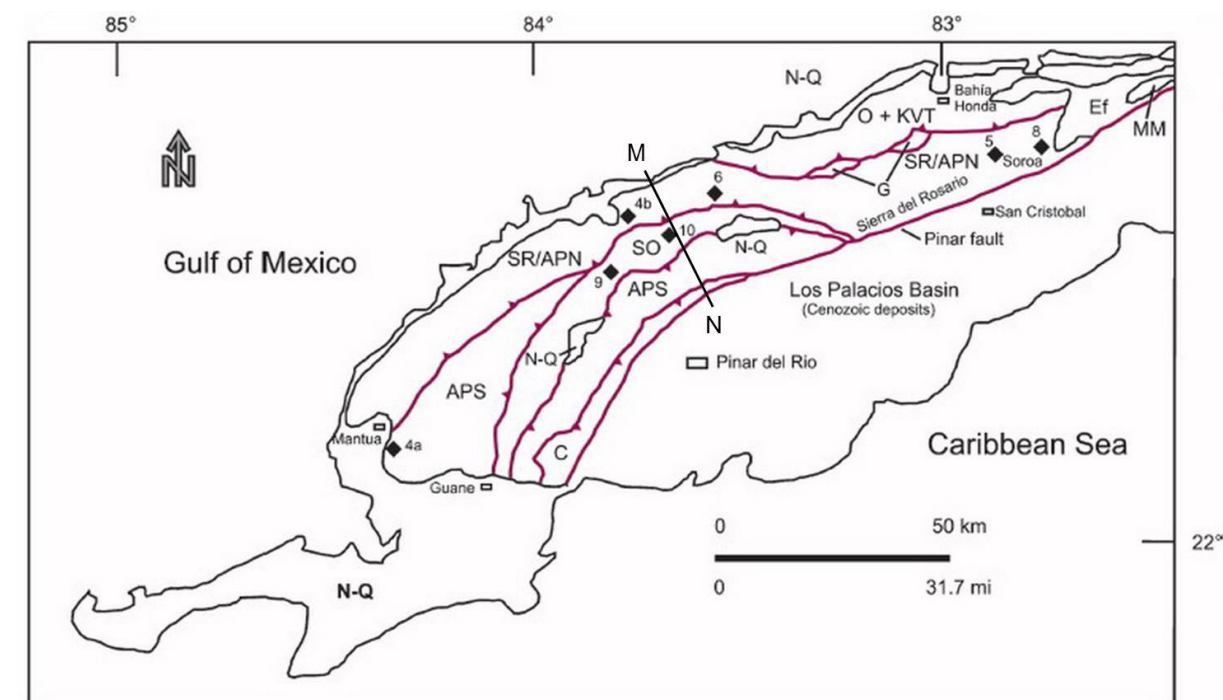
### Habana-Camagüey

A partir de La Habana, el corte estratigráfico del paleomargen presenta notables cambios respecto al del occidente cubano. Es esta la región (paleomargen de Bahamas, sensu Iturralde-Vinent, 1996a) donde el concepto de las zonas o unidades estructuro-faciales, ampliamente usado en la geología cubana (Judoley y Meyerhoff, 1971, Pszczolkowski, 1982, Echevarría *et al.*, 1991; Linares Cala *et al.*, 2011), ha tenido su más amplio y robusto desarrollo.

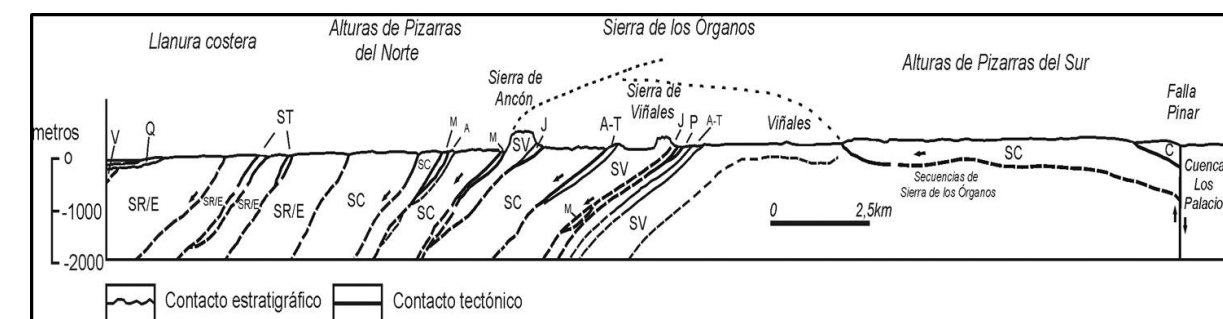
En superficie y en el subsuelo, de N a S, se pueden distinguir las siguientes unidades tectonoestratigráficas del paleomargen norteamericano siguientes:

1. Cayo Coco.
2. Remedios (R).
3. Camajuaní (C)
4. Placetas (P).

Los rasgos esenciales de cada una de ellas (a veces con diferente denominación), están tratados en diversas publicaciones (Pardo, 1975; Meyerhoff y Hatten, 1968; Khudoley y Meyerhoff, 1971; Iturralde-Vinent, 1996a; Cobiella-Reguera, 2000, 2005, 2009, entre otros).



**Figura 11.** Unidades tectono - estratigráficas de Guaniguanico: SO: Sierra de los Órganos, APS: Alturas de Pizarras del Sur, C: Cinturón Cangre, SR/APN: Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza, G: Pan de Guajaibón. Unidades vecinas O-KVT ofiolitas + Terreno de Arcos Volcánicos Cretácico. La cuenca de Los Palacios es una depresión cenozoica, vinculada a la falla Pinar. Otros símbolos: Ef: Turbiditas y margas del Paleoceno y Eoceno Inferior, N-Q: Mioceno-Cuaternario, MM: ventana erosional de Martín Mesa. Imagen y leyenda tomadas de Cobiella Reguera (2009).



**Figura 12.** Perfil geológico esquemático MN en la figura 9. Perfil construido a partir de la interpretación de los datos de Martínez *et al.* (1991), complementados con información de Pushcharovski (1988) y observaciones del autor. Tomado de Cobiella-Reguera (2008). Leyenda. SR/E: Depósitos de Sierra del Rosario-Esperanza, ST: Fm. Santa Teresa, SC: Fm. San Cayetano, M: Fm. Manacas, A: Fm. Artemisa, SV: Miembro San Vicente de la Fm. Guasasa, J: Fm. Jagua, A-T: miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Fm. Guasasa, P: Fm. Pons, C: Cinturón Cangre, V: Rocas volcánicas del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos. Las flechas indican la dirección de transporte de los macizos rocosos. Las unidades tectónicas en el perfil buzcan hacia el norte-noroeste. En esta interpretación, el espesor total del conjunto de mantos podría superar los 10 km.



Las unidades Camajuaní y Placetas están despegadas de su basamento, en tanto Remedios es posiblemente paraautóctona y Cayo Coco, autóctona. En general, las rocas de la asociación ofiolítica se disponen, estructuralmente encima de la unidad Placetas, que contiene las capas depositadas originalmente más al sur.

En el territorio de las provincias de La Habana y Mayabeque los afloramientos de rocas del paleomargen están limitados a: (1) una localidad en el SE de La Habana, donde se reportan calizas y silicitas cretácicas (Fm. Carmita?) con rasgos de la unidad Placetas, (2) varias pequeñas escamas tectónicas de rocas arcósicas (Fm. Bacunayagua), quizás provenientes de la misma unidad tectónica y vinculadas a mélanges, y (3) pequeños diapiros yesíferos (Fm. San Adrián-unidad Cayo Coco) en el borde nororiental de Mayabeque (figura 13). No obstante, los datos de pozos cercanos a la costa norte y algunos braquianticlinales en el norte de Matanzas (Piotrowski, 1986) indican que, por debajo de las sucesiones volcánogeno-sedimentarias cretácicas y rocas de la asociación ofiolítica que forman el núcleo del llamado “anticlinal Habana - Matanzas”, deben yacer los cortes jurásico-cretácicos del paleomargen, principalmente de la unidad Placetas y, en menor grado, de las unidades Camajuaní (esta última solo hallada en el subsuelo) y Cayo Coco.

La unidad Remedios está integrada por secciones de rocas carbonatadas (figura 14) con estratificación gruesa a masiva, acumuladas mayormente en aguas someras, que representan los potentes bancos del borde meridional de la plataforma Florida- Bahamas. Esta unidad (Remedios) aflora en Cuba central al E del lineamiento Yabre, pero se conoce por pozos en Matanzas. Al E de Chambas (Ciego de Ávila), el corte de Remedios contiene un paquete intermedio estratificado de turbiditas carbonatadas (Fm. Vilató), que lo divide en tres partes. Más al sur afloran las relativamente delgadas y bien estratificadas secuencias de la unidad Camajuaní (figura 15) que, en esencia, representan las capas de talud del borde de la citada plataforma. Al E del lineamiento La Trocha se desconoce la unidad Camajuaní. La porción más meridional del paleomargen norteamericano en Cuba central está representada por los cortes de cuenca profunda bien estratificados de la unidad Placetas, de edad entre Jurásico Superior y el límite K/Pg, cuya estratigrafía es esencialmente semejante a la de los mantos SR-APN-E de la Cordillera de Guaniguanico. Sin embargo, en la unidad Place-

tas, los depósitos terrígenos que subyacen a la sucesión carbonatada del Jurásico Superior en el norte de Villaclara, son cortes arcósicos poco potentes (Pszczolkowski y Mycynsky, 2003), en tanto que los de Cuba occidental son considerablemente más cuarzosos (Fm. San Cayetano y equivalentes), lo cual implica diferentes ambientes tectónicos de origen.

En el territorio al Este del lineamiento La Trocha, los afloramientos del paleomargen septentrional norteamericano están mayormente limitados a las potentes capas, casi siempre masivas, de la unidad Remedios. En este caso, las ofiolitas yacen tectónicamente sobre la unidad Remedios de la que se encuentran localmente separadas por los afloramientos de la cuenca de antepaís paleogénica. Esporádicamente, más al N, se presentan aislados cortes de la unidad Cayo Coco, que incluyen las evaporitas de posible edad jurásica, de la Fm. Punta Alegre (Meyerhoff y Hatten, 1968; Iturralde-Vinent y Roque - Marro, 1982). La unidad Placetas aflora (algo metamorfizada) en el llamado Complejo Esmeralda y en los afloramientos de las formaciones Veloz, Santa Teresa y Carmita, al NE de la ciudad de Camagüey. En esta unidad hay un limitado magmatismo máfico, del Jurásico Superior. En la Sierra de Camaján, la base de la unidad tectonoestratigráfica Placetas es representada por basaltos almohadiformes, intercalados con capas finas de hialoclastitas (edad radiométrica  $146 \pm 6$  Ma, Tithoniano, Iturralde-Vinent, 1996c) y, en menor grado, de tufitas y calizas tufíticas fosilíferas, cuyo espesor rebasa los 60 m. Aquí se describen vetillas de calcita con sulfuros y de calcedonia. Estas vetas no cortan los depósitos estratigráficamente suprayacentes de la Formación Veloz, lo que indica su vinculación genética con la actividad efusiva submarina.

#### Noroeste de Holguín

Se trata de un área de limitada extensión, situada al oeste de la ciudad de Gibara, Holguín. Al parecer, es continuación de los cortes camagüeyanos y se encuentra ocupada únicamente por rocas de la unidad Remedios (Fm. Gibara).

#### Macizo metamórfico Maisí (Asunción)

Es la porción más intrigante del paleomargen septentrional. Aflora en una pequeña área del extremo oriental de Cuba, la meseta de Maisí. Uno de sus rasgos más notables es que la componen dos formaciones metamorfizadas, tectónicamente emplazadas. La más baja es-



**Figura 13.** Cantera de yeso San Adrián (NW de Matanzas). Capas de yeso de la Fm. San Adrián, de posible edad jurásica. En este punto se presentan inclusiones tectónicas de rocas de la asociación ofiolítica, los terrenos volcánicos cretácicos y del paleomargen norteamericano.



**Figura 14.** Afloramiento de las rocas carbonatadas masivas de los bancos de la unidad tectono-estratigráfica Remedios al sur de la ciudad de igual nombre, parte septentrional de la provincia Villaclara.



**Figura 15.** Afloramiento, cercano al pueblo de Zulueta, de depósitos con rasgos turbidíticos del Jurásico Superior de la unidad tectono-estratigráfica Camajuaní, en la parte septentrional de Villaclara.



estructuralmente es la Fm. Sierra Verde, muy similar, litológicamente, a la Fm. San Cayetano, de la Cordillera de Guaniguanico. Por encima, yace la Fm. Chafarina (La Asunción), compuesta por mármoles y esquistos calcáreo-moscovíticos. En ambas se han hallado restos fósiles del Mesozoico superior (Somin y Millán, 1981; Cobiella *et al.*, 1984). En general, el corte geológico recuerda al de SR-APN-E de Guaniguanico, incluso por la presencia de volcanitas máficas asociadas a la Fm. Sierra Verde (Cobiella *et al.*, 1984).

En los últimos 30 años se han realizado investigaciones en las que se presentan aproximaciones cuantitativas al desplazamiento horizontal de los mantos de cabalgamiento del paleomargen septentrional (Pszczolkowski, 1999; Saura *et al.*, 2008; Cobiella-Reguera, 2008). Los estimados fluctúan entre 10 km y 190 km hacia el N-NW, para la cordillera de Guaniguanico y de 50 km -70 km al NE, para las capas de la zona Placetas, en Cuba central (Pszczolkowski, 1983 y Pszczolkowski y Albear, 1983).

#### Margen continental distensivo mesozoico meridional

Estos cortes afloran exclusivamente en dos áreas: la Isla de la Juventud y Guamuhaya. En varios aspectos constituyen uno de los elementos más enigmáticos, y a la vez complejos, de la geología cubana.

Resulta conveniente dedicar aquí unas líneas para aclarar un malentendido geográfico, extendido al campo de la geología. Está relacionado con los nombres “Escambray” y “Guamuhaya”. El primero de ellos corresponde en realidad a la “Sierra del Escambray”, una pequeña cadena de elevaciones (con 30 km<sup>2</sup> de extensión y una altitud máxima de 390 m) ubicadas entre la ciudad de Santa Clara y el pueblo de Manicaragua, que se encuentra constituida por secuencias volcánicas y ofiolíticas. El segundo nombre corresponde a las montañas de Guamuhaya, situadas al Sur del mencionado pueblo de Manicaragua. Estas elevaciones, ocupan la mayor parte del territorio meridional de la región central de Cuba, entre las ciudades de Cienfuegos y Sancti Spiritus, con una extensión territorial de 2700 km<sup>2</sup> y altitudes de hasta 1140 m.

La confusión entre ambos nombres y lugares geográficos surgió entre los años 1960 y 1965, durante la lucha contra las fuerzas opuestas al gobierno revolucionario alzadas en las montañas de Guamuhaya. Andando el tiempo, el error geo-

gráfico penetró el ámbito de la Historia (la “Limpia del Escambray”, en realidad de Guamuhaya). Su entrada en la geología de Cuba se produjo a consecuencia de la coincidencia espacial general entre el área ocupada por el macizo montañoso y el área aflorada del macizo metamórfico. De ahí que se empezase a hablar de “Macizo Metamórfico Escambray” y, posteriormente, de “Terreno Escambray” en lugar de macizo metamórfico Guamuhaya y Terreno Guamuhaya, como debiera ser nombrada esta entidad geológica, tal como se hace en el presente texto explicativo.

La litoestratigrafía de la Isla de la Juventud tiene una notable similitud general con los cortes jurásico-cretácicos de la Cordillera de Guaniguanico. Incluso hay contados hallazgos de fósiles mesozoicos en sus capas. Buena parte son rocas silicoclásticas cuarzosas metamorizadas, en general comparables con las unidades terrígenas jurásicas de la mencionada cordillera. Hay anfíbolitas presentes en el SE del territorio, sin datos sobre su protolito en la literatura (Millán, 1997b), pero pudiera ser alguna mafita, como sucede en Guaniguanico.

Las porciones más elevadas del relieve las ocupan varias unidades carbonatadas metamorizadas, posiblemente equivalentes a los horizontes, mayormente carbonatados, del Jurásico Superior-Cretácico de Cuba occidental. Estos mármoles forman klippens que yacen sobre las sucesiones silicoclásticas metamorizadas, y son la principal evidencia de la existencia de una tectónica de cabalgamiento en la Isla de la Juventud. Millán (1997b) identifica seis cortes (zonas) con distinto grado de metamorfismo (figura 16) entre el límite de esquistos verdes/anfibolitas (zona 1) y las anfíbolitas de catazona con gneises y migmatitas (zona 6). Las rocas más abundantes son los esquistos de mesozona (zona 4) y de la facies anfíbolitas con estauroлита (zona 2). En opinión de Millán (1997b), el metamorfismo debe ser cretácico. Las edades radiométricas, aparentemente relacionadas al evento, comprenden entre 78±4 y 72±3 millones de años (Campaniano). Con las rocas del metamorfismo catazonal se relacionan granitos anatécicos y zonas de greisenización. Dicho proceso se enmarca desde el declinar del Maastrichtiano hasta el Paleoceno (Millán, 1997b).

A lo largo de su borde NW, el terreno metamórfico de Isla de la Juventud se encuentra, desde el punto de vista de la tectónica, cubierto por rocas del TAVK (Millán, 1997b). En el resto de la isla, el

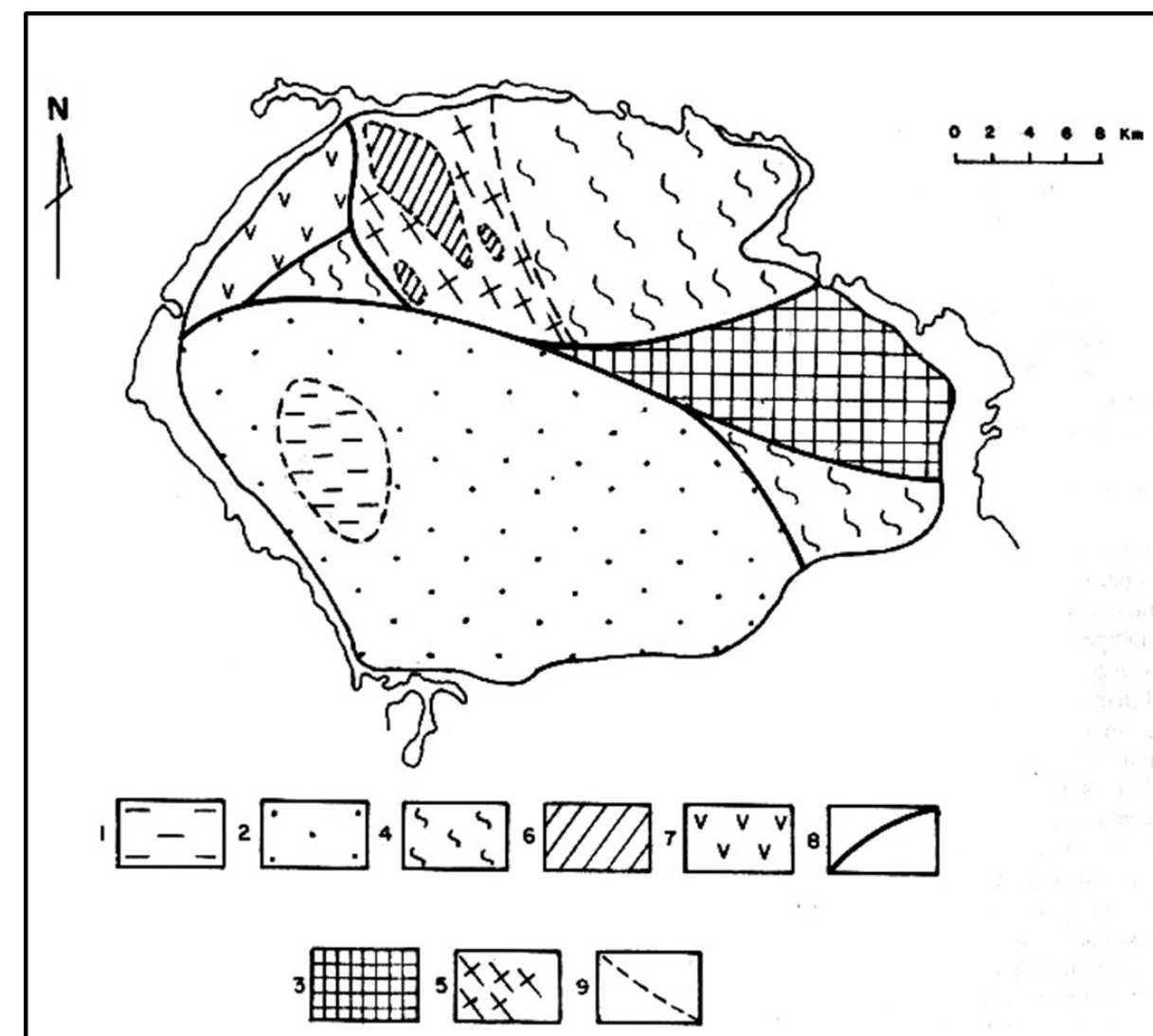


Figura 16. Mapa de zonación metamórfica del Terreno Pinos. Leyenda: 1) 1 – 6: Zonas metamórficas, de la 1 a la 6. 7) Volcanitas cretácicas. 8) Límites tectónicos. 9) Límites graduales. Tomado de G. Millán (1997b).

macizo metamórfico yace bajo depósitos cuaternarios.

Partiendo de la definición de terreno ofrecida más arriba, y dada sus relaciones tectónicas con los cortes volcánicos cretácicos, por un lado, y por sus notables semejanzas estratigráficas con las sucesiones mesozoicas de la Cordillera de Guaniguanico, por otro, las sucesiones metamórficas de la Isla de la Juventud (Terreno Pinos de Iturralde-Vinent, 1996a) pueden considerarse un terreno cercano (“proximal”). La litoestratigrafía de Guamuhaya presenta puntos de contacto y divergencia con la de la Isla de la Juventud. Al igual que en ésta, la porción inferior del corte tiene un protolito siliciclástico y

en su parte superior es un protolito carbonatado, en cuya parte baja hay fósiles del Jurásico Superior (figura 17). El grado de metamorfismo de estas rocas es variable, va desde esquistos verdes hasta metamorfitas de alta presión (Millán, 1997c). En las capas más antiguas hay algunos lentes de esquistos verdes metavolcánicos. Más arriba el corte difiere, pues aunque siguen predominando los mármoles, existen unidades donde el contenido de metavolcanitas varía de significativo (Fm. Los Cedros) a dominante (Fm. Yaguanabo). Escasos restos fósiles indican una edad entre el Tithoniano y el Albiano, para la parte basal de esta parte más alta del corte. Las rocas más jóvenes son consideradas cretácicas (Millán, 1997c).



El Macizo Guamuhaya forma dos grandes estructuras cupuliformes (Trinidad y Sancti Spíritus), bien marcadas en el relieve, separadas, al S, por la cuenca Agabama y, al N, por los depósitos brechosos eocénicos de la Fm. Meyer. Las cúpulas están claramente reflejadas en el paquete de rocas volcánogeno-sedimentarias cretácicas que se disponen en contacto tectónico sobre el complejo metamórfico. Esta desviación de las estructuras es perceptible en el mapa tectónico, a distancias superiores a 20 km del borde del Macizo metamórfico Guamuhaya, lo cual indica que las cúpulas son estructuras profundas. La edad del emplazamiento del macizo Guamuhaya, por debajo del TAVK, es Cretácico Tardío, puesto que la falla basal afecta a las rocas del arco del Cretácico Superior, pero no a su cubierta sedimentaria campaniano-maastrichtiana. Millán (1997c), opina que este evento es simultáneo con el metamorfismo de facies esquistos verdes registrado en todo Guamuhaya, al cual le estima unos 85 millones de años de edad (Santoniano). Según Stanek *et al* (2006), la falla que separa al complejo Mabujina (base de TAVK) de las Anfibolitas Yayabo (Guamuhaya) se encuentra atravesada por pegmatitas no deformadas, con edades radiométricas de entre 88 y 80 millones de años (del Coniaciano al Campaniano). En opinión de los autores, una edad campaniana es la más probable, tomando también en cuenta la información del presente mapa.

Millán (1997c) distingue cuatro grandes paquetes tectónicos (cabalgamientos) que denomina unidades tectónicas principales (UTP). El más bajo en la estructura corresponde a la primera UTP y el más elevado a la cuarta UTP. Internamente, cada UTP (excepto la cuarta) se divide en nappes menores. Las UTPs primera y segunda en el mapa tectónico se distinguen como UTPs inferiores (UTI) y la tercera y cuarta como UTPs superiores (UTS). El macizo presenta un metamorfismo de alta presión, con una zonalidad invertida entre la primera y la tercera UTPs. El pico metamórfico se alcanza en la tercera unidad, con registros de presión/temperatura de 15-23 kbar/470-630°C (nappe Gavilanes, de Stanek *et al.*, 2006). La cuarta UTP contiene rocas metamorizadas en condiciones de altas presiones, pero a temperaturas más bajas que la tercera. Un episodio posterior de metamorfismo de facies esquistos verdes (ya citado) afecta a todo el macizo. El primer evento metamórfico puede corresponder a unos 106 Ma -100 Ma (Albiano), según Millán (1997c).

Numerosos cuerpos de serpentinitas y metamafitas están incluidos tectónicamente, formando a menudo mélanges serpentiniticas. El más notable lo constituyen las anfibolitas de alta presión (12-14 kbar/550-580°C, Stanek *et al.*, 2006) de la Fm. Yayabo (Millán, 1997a). Estas pudieran ser originalmente parte del basamento del arco volcánico, mezcladas tectónicamente con las metamafitas de Guamuhaya (Stanek *et al.*, 2006). Algunas de las metamafitas de protolito ígneo (especialmente las no vinculadas a serpentinitas) pueden ser manifestaciones del magmatismo de margen continental (por ejemplo, los Esquistos Felicidad o las metavolcanitas en la parte alta de la Fm. La Chispa), similar al que se observa en la unidad SR-APN-E y en la Fm. Arroyo Cangre.

Stanek *et al* (2006), estiman que la exhumación del macizo Guamuhaya comenzó hace unos 70 millones de años (Maastrichtiano), si bien los primeros clastos de metamafitas en las cuencas sedimentarias de su periferia aparecen en rocas del Eoceno Medio (45 millones de años). El proceso de levantamiento de ambas cúpulas se mantiene activo hoy día.

En opinión de los autores, los cortes de tipo margen continental distensivo metamorizado, presentes en la porción inferior de todas las UTPs pudieran formar un terreno (cercano), relacionado con el terreno Pinos. En las UTPs 3 y 4, dicho terreno se encuentra geográficamente aislado, pero en las UTPs 1 y 2, está en contacto tectónico interdigitado con las sucesiones volcánogeno-sedimentarias metamorizadas (formaciones Los Cedros y Yaguanabo), de posible edad cretácica, las cuales deben estar originalmente vinculadas con las sucesiones de los arcos volcánicos cretácicos.

#### Asociación ofiolítica mesozoica (cinturón ofiolítico septentrional -COS-)

Las ofiolitas están formadas por rocas de la litosfera oceánica tectónicamente emplazadas sobre los márgenes continentales o arcos de islas. En el caso cubano, las rocas ofiolíticas tienen edades entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Cobiella-Reguera, 2000, 2005; Fonseca *et al.*, 1990), si bien hay defensores de la presencia de rocas ofiolíticas más jóvenes, pero con muy limitada distribución (Proenza *et al.*, 2006). Las rocas de la asociación ofiolítica están representadas por ultramafitas serpentinizadas, serpentinitas, complejos cumulativos máfico-ultramáficos y rocas máficas (intrusivas y volcánicas). En el



Figura 17. Secuencias del terreno Guamuhaya. A la izquierda, depósitos de posible edad jurásica (Formación Cobrito). A la derecha, mármoles con esquistosidad plegada, también de posible edad jurásica.

mapa se distinguen los siguientes miembros de la asociación: 1-secuencias volcánogeno-sedimentarias, 2-gabroides someros, 3-acumulados máficos y ultramáficos, 4-anfibolitas de moderada presión, 5-anfibolitas de alta presión, 6-ultramafitas serpentinizadas y serpentinitas. De 1 a 5, son restos de una antigua corteza oceánica, en tanto 6 son restos del manto superior. Con respecto a las secuencias volcánogeno-sedimentarias, en ocasiones resulta difícil separarlas del arco volcánico del Cretácico Inferior. Para ello se requiere de estudios petroquímicos y petrográficos detallados.

Entre Pinar del Río y Camagüey, las rocas ofiolíticas subyacen a las sucesiones volcánogeno-sedimentarias cretácicas. El contacto entre ambas es siempre tectónico. Estos últimos contienen una mezcla caótica de serpentinitas y gabroides con rocas de las formaciones volcánogeno-sedimentarias cretácicas (Knipper y Cabrera, 1974). De hecho, las deformaciones y la mezcla tectónica de litologías es tan notable que, en esencia, la faja es una gran mélangé. En el mapa, aparecen registradas distintas variedades de mélanges con matriz serpentinitica en diferentes regiones.

El cinturón ofiolítico septentrional está bien representado en Cuba central, donde sus relaciones con otras unidades son más evidentes. Las ofiolitas cubren generalmente las rocas de la unidad Placetás, que afloran en ventanas (por ejemplo, Jarahueca y cantera Bonachea) y semiventanas tectónicas. Cerca de Santa Clara, el

mélangé está cubierto por capas del Maastrichtiano alto, lo cual fija una edad límite para estas rocas. El cinturón puede localmente sobreyacer a las capas de la unidad Camajuaní. Es muy interesante un pequeño afloramiento de serpentinitas en contacto tectónico con las calizas masivas de aguas someras de la Fm. Palenque, al NNW de Perea (Sancti Spíritus). Esto sugiere que, en su desplazamiento hacia el NNE, durante la orogénesis del Paleógeno temprano, las rocas ofiolíticas de Cuba central pudieron alcanzar (al menos en algunos territorios) el antiguo banco de la zona Remedios. Más al E, en el norte de Camagüey, el mapa muestra claramente cómo la unidad Remedios fue rebasada por las rocas ofiolíticas en su emplazamiento hacia el N. En Camagüey es también notable la relativa abundancia de macizos de gabroides y ultramafitas bandeados o estratificados, acompañados por yacimientos de cromititas (Rodríguez *et al.* 1997).

En la región de Maniabón (provincia Holguín), las ofiolitas se encuentran extremadamente desmembradas. Esto, unido a un relieve de colinas en la mayor parte del área y a la extrema escasez de datos del subsuelo, complica aún más la interpretación tectónica de un área tan compleja (Kozary, 1968; Knipper y Cabrera, 1974; Andó *et al.*, 1996). En opinión de los autores del presente informe, ellas forman un complejo de escamas íntimamente imbricadas con una mélangé volcánico-sedimentaria, con un buzamiento general moderado hacia el sur. Las ofiolitas son más



abundantes hacia la base y la parte superior de esta “mega-mélange”, en tanto hacia la parte media del corte predomina el melánge volcánico-sedimentaria constituida por las formaciones Iberia y Loma Blanca (perfil 13 - 14 del mapa metalogénico). Esta situación se comprueba más claramente en las montañas del NE de Cuba oriental, donde la losa ofiolítica emplazada a fines del Maastrichtiano se conserva mucho más integra (perfil 15 - 16 del mapa metalogénico). Tal inversión de las relaciones espaciales AVK/ cinturón ofiolítico respecto a Cuba occidental y central distingue a ambas áreas (Cobiella-Reguera *et al.*, 1984; Iturralde-Vinent, 1996b; Cobiella-Reguera, 2005) de las rocas ofiolíticas emplazadas más al W. En la sierra de Nipe, el grueso de las ofiolitas se concentra en un gran afloramiento de serpentinitas, formado por una enorme losa, de más de 1000 m de espesor, con yacencia cercana a la horizontal (Knipper y Cabrera, 1974; Cobiella, 1978; Cobiella-Reguera *et al.*, 1984; Cobiella-Reguera, 2005, 2009). Esta yacencia se puede apreciar en el curso bajo del río Levisa, al N de Mayarí Arriba, y en Sabani-lla, al W de Mayarí Arriba. En todos estos casos, las ofiolitas descansan sobre depósitos caóticos (Fm. La Picota –olistostromas más o menos deformados–), ricos en bloques de serpentinitas y gabroides. Entre la Sierra de Nipe y la cuenca del río Sagua de Tánamo, las ofiolitas están formadas, casi exclusivamente, por ultramafitas más o menos serpentinizadas. Un rasgo notable son las rocas del Alto de La Corea. Según Somin y Millán (1981) estas son metamorfitas de alta presión (mayormente anfíbolitas) que forman bloques en una matriz serpentinitica muy dislocada (“Fm. La Corea” de Jakus, 1983). En la cuenca del río Téneme, en una ventana tectónica, por debajo de las serpentinitas, aflora la formación homónima del TAV, del Cretácico Superior (Knipper y Cabrera, 1974).

A lo largo del flanco sur de las montañas, entre la Sierra de Nipe y la Sierra del Purial, las ultramafitas se encuentran cubiertas por diferentes unidades. Las más antiguas de ellas pertenecen a la cubierta del terreno volcánico cretácico (Maastrichtiano). La superficie de contacto serpentinitas/depósitos sedimentarios suprayacentes parece cubrir un paleo-relieve desmembrado, muy notable en el valle del río Sagua de Tánamo (Adamovich y Chejovich, 1965), aunque la interpretación de este fenómeno se complica por los grandes olistolitos de ultramafitas, sumergidos en la parte superior de la Fm. Mícara (Cobiella, 1978; Iturralde-Vinent *et al.*, 2006; Cobiella-Reguera, 2009). Al E del valle del río Sagua de Tá-

namo, el corte de la asociación ofiolítica cambia sustancialmente con la presencia de gabroides, a menudo estratificados. Esto evidencia la aparición de unidades más altas en el corte ofiolítico, pertenecientes a una antigua corteza oceánica y al “Moho petrológico” (perfil 17 - 18 del mapa metalogénico), con los cuales se vinculan los yacimientos de cromita del territorio (Proenza *et al.*, 1999). Los gabroides y ultramafitas estratificados están tectónicamente cubiertos por ultramafitas serpentinizadas en las montañas del Macizo Sagua-Baracoa, que pudieran ser la prolongación oriental de las serpentinitas de Nipe-Cristal. Esto marca una inversión de las relaciones originales de la litosfera oceánica, hecho bien registrado en el presente mapa.

Gran parte de la superficie de las ofiolitas del NE de Cuba oriental está cubierta por lateritas, debido a su meteorización durante la historia geológica reciente, si bien hay registro de clastos de cortezas lateríticas en depósitos del Maastrichtiano alto o del Daniano, en la sierra de Nipe (Cobiella-Reguera, 2009).

No hay muchos estimados cuantitativos sobre la magnitud del desplazamiento del cinturón ofiolítico septentrional. Cobiella-Reguera (2005) estima unos 60 km de desplazamiento (mínimo) hacia el N para las rocas del Macizo Sagua-Baracoa y de aproximadamente 20 km (mínimo) para el Macizo Camagüey. Para las ofiolitas del NW de Artemisa se calcula un desplazamiento mínimo de 26 km - 32 km (Cobiella-Reguera, 2009). Los 50 km - 70 km calculados para el desplazamiento de la unidad Placetas, en Cuba central, por Pszczolkowski (1983), sirven de estimado mínimo para la traslación del COS. Cobiella-Reguera (2009) considera un traslado mínimo hacia el N de 22,5 km para las ofiolitas de Maniabón. En dicha región, según Linares - Cala (1997), se ha descrito un bloque alargado de un ortogneiss, de origen granodiorítico, embebido en serpentinitas foliadas. En un grano de moscovita del ortogneiss se obtuvo una edad K-Ar de 196 millones de años (Jurásico Inferior–Sinemuriano según la Tabla Cronoestratigráfica Internacional, 2013), que puede reflejar la antigüedad mínima del protolito. El citado autor estima que ese bloque pudiera ser una escama del basamento del paleomargen norteamericano, arrancada por el macizo ofiolítico. Todo lo anterior indica que el cinturón ofiolítico septentrional está considerablemente desplazado al N de sus “raíces” y no constituye una “sutura ofiolítica” que marque una antigua zona de subducción, como algunos autores han supuesto (Linares - Cala, 1999).

Al menos para el caso de las montañas del NE de Cuba oriental, la tectónica gravitacional tuvo un papel fundamental en el movimiento de estos macizos, (Cobiella, 1978; Cobiella-Reguera, 2009).

### Terrenos de arcos volcánicos insulares cretácicos

Las secuencias de arcos volcánicos insulares están ampliamente representadas en Cuba. Se agrupan en dos unidades principales: 1) Terreno de arcos volcánicos (insulares) cretácicos (TAVK) y 2) Arco volcánico Sierra Maestra-Cresta Caimán (AVSMC), del Paleoceno - Eoceno Medio (figura 18).

En gran parte de Cuba, ubicados estructuralmente sobre las rocas ofiolíticas y ocupando, en general, una posición más meridional, se disponen el Terreno de arcos volcánicos (insulares) cretácicos, formados por cortes volcánicos y volcánogeno-sedimentarios cretácicos, así como su substrato metamórfico y una cubierta sedimentaria del Cretácico Superior alto. La naturaleza, siempre tectónica, de su contacto basal, así como la ausencia, hasta el Campaniano, de relaciones estratigráficas con las rocas premaastrichtianas de las restantes unidades geotectónicas cretácicas mesozoicas, permiten considerar este conjunto de rocas volcánogeno-sedimentarias de Cuba como un terreno tectono-estratigráfico (Blein *et al.*, 2003), parte del gran complejo magmático del Mesozoico superior, que se extiende por todas las Antillas Mayores hasta las Islas Vírgenes y que, posiblemente, abarca tam-

bién el sur de Guatemala. El corte más completo y mejor aflorado del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos se presenta en las provincias centrales (Villaclara, Cienfuegos y Sancti Spiritus). En esta región, la posición estructuralmente más baja la ocupan las rocas anfíbolíticas del Complejo Mabujina. Se trata de un variado grupo de metamafitas que contactan tectónicamente con las metamorfitas del Macizo Guamuhaya. Como se vio previamente, la mayoría de los geólogos regionales consideran este contacto como de tipo sobrecorrimiento, pero no hay consenso respecto a la dirección del transporte tectónico (Millán, 1997a; Stanek *et al.*, 2009). Si existe cierto consenso respecto a considerarla una sutura colisional de margen continental (Macizo Metamórfico Guamuhaya, con metamorfismo de alta presión/baja temperatura) – arco volcánico insular (Complejo Mabujina, con metamorfismo de baja presión/ media – alta temperatura). Por otra parte, algunos especialistas sugieren que pudiera tratarse de una falla distensional, debida al ascenso del macizo Guamuhaya y a la “deslaminación” gravitacional de las rocas sobreyacentes, que se deslizaron sobre sus flancos (Pindell *et al.*, 2006), durante el Paleoceno. Este fechado, sin embargo, no está de acuerdo con los datos recogidos en el presente mapa.

El Complejo Mabujina está cortado por gran número de intrusiones de variadas dimensiones. Las más antiguas, con edades radiométricas entre 133 Ma (Valanginiano) y 110 Ma (Albiano), son plagiogranitos con estructura gneísica, y han sido metamorizados junto con las anfíbolitas en un evento colisional ocurrido entre 90

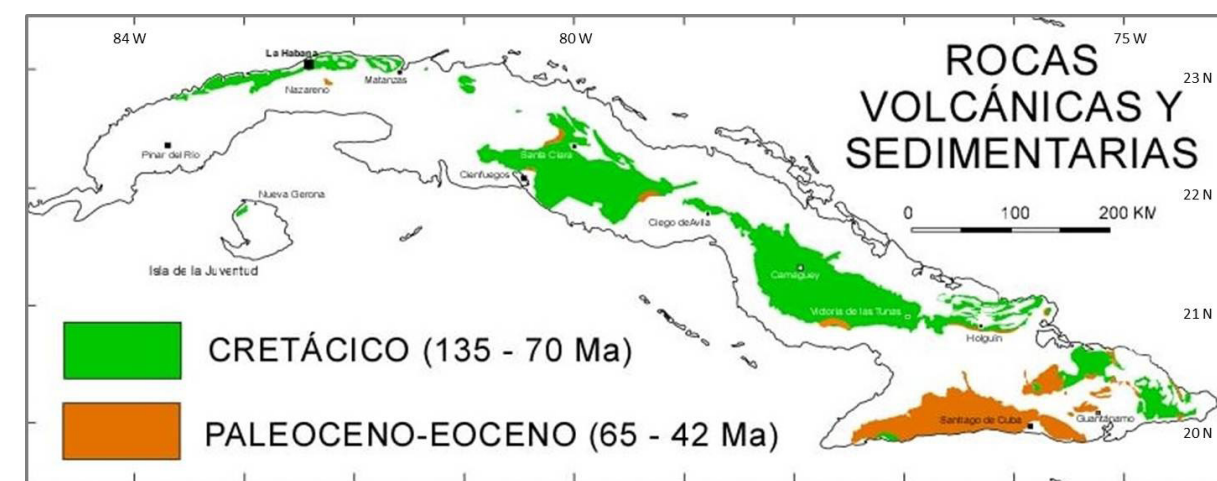


Figura 18. Distribución espacial de las secuencias de arcos volcánicos insulares en Cuba. En verde las pertenecientes al Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos y en naranjas las pertenecientes al Arco Volcánico Sierra Maestra – Cresta Caimán. Tomado de Iturralde – Vinent (2011).

Ma y 88 Ma (Turoniano - Coniaciano). Una generación más joven, con edades entre 87 Ma y 80 Ma (Coniaciano - Campaniano), corresponde al denominado batolito Manicaragua (Stanek *et al.*, 2009), que inyecta también a las sucesiones cretácicas. Por arriba, yacen volcánicas bimodales de las formaciones Los Pasos y Porvenir, la última con metamorfismo de facies de esquistos verdes y posible edad cretácica prealbiana. Sus límites con las anfíbolitas son tectónicos y están cortadas por intrusivos también inyectados en el Complejo Mabujina. Sobre este complejo se encuentran los cortes volcánico-sedimentarios de dos arcos volcánicos insulares (Aptiano?-Albiano, el inferior y Cenomaniano-Campaniano alto el más joven), separados por un paquete rico en rocas sedimentarias (Fm. Provincial, Albiano-Cenomaniano, y otras unidades más locales, Kantchev *et al.*, 1978). En el mapa tectónico de Cuba central esta situación es muy evidente; sin embargo no se observa tan claramente al occidente ni al oriente de esta región. Es interesante que Piotrowski y Myczynski (1986) reportaran también, dentro de los cortes volcánico-sedimentarios en Matanzas, paquetes sedimentarios con fauna albiana y cenomaniense en medio de los espesores volcánicos. Desgraciadamente, no aparecen diferenciados en el mapa correspondiente.

Se han comprobado diferencias en la composición química y petrográfica de uno y otro arcos (Draper y Barros, 1994; Stanek *et al.*, 2009), hecho que se ha tratado de explicar de diferentes formas (Cobiella-Reguera, 2000; Proenza *et al.*, 2006). También resulta notable el aumento del componente siliciclástico en el arco del Cretácico Superior. Sin embargo, no se registra una discordancia estructural significativa entre ambos arcos. En el mapa resulta visible cómo se disponen, a manera de un halo que contornea al macizo metamórfico Guamuhaya, excepto en su borde meridional, donde posiblemente yacen cubiertos por los depósitos cenozoicos.

En Cuba occidental, el afloramiento de los cortes volcánico-sedimentarios cretácicos es mucho más limitado. Las rocas del Cretácico Inferior están representadas por la Fm. Chirino, que al igual que en Cuba central, contienen poco material sedimentario. El corte del Cretácico Superior es de limitado espesor y sus volcánicas son calcoalcalinas y con abundantes intercalaciones sedimentarias. No hay equivalentes del Complejo Anfíbolítico Mabujina. Tampoco se registran aquí granitoides asociados a las sucesiones volcánicas.

En el territorio Ciego de Ávila - Camagüey - Las Tunas, el TAVK presenta como rasgo notable las abundantes volcánicas de tendencia alcalina potásica en las formaciones Camujiro (considerada del Albiano-Cenomaniano o Turoniano) y, en menor grado, Piragua (considerada del Coniaciano-Campaniano). La coincidencia en sus áreas de distribución y la evidencia de volcanismo, coetáneo con la acumulación de Piragua, permiten considerar la posibilidad de que se trate (al menos parcialmente) de distintas facies del arco volcánico del Cretácico Tardío. Así, Camujiro, correspondería a la facies de aparatos volcánicos y su cercanía, en tanto Piragua correspondería a la facies volcánico-sedimentaria, periférica a los focos volcánicos. Más al S, lejos de los volcanes, se depositaron los lechos bien estratificados de la Fm. Aguilar, considerada santoniana. Al N de la faja central de granitoides, las volcánicas son calcoalcalinas (Fm. Caobilla, Coniaciano?-Santoniano?), en buena medida constituidas por piroclásticas. Un quinto tipo de corte, también con cierta presencia de rocas de tendencia alcalina, se presenta en la parte oriental de Camagüey y en Las Tunas, constituido por las formaciones Guáimaro (Aptiano?-Cenomaniano?), de rocas basálticas, y Martí (Campaniano), formada por lavas y piroclásticas, con algunas intercalaciones sedimentarias, originadas parcialmente en condiciones subaéreas.

En Camagüey, cortando las rocas volcánico-sedimentarias, se distinguen cuatro grupos de granitoides:

Complejo granodiorítico  
Complejo granosienítico  
Complejo plagiogranítico  
Complejo de granitos leucocráticos alcalinos (granitos Maraguán)

Adicionalmente, se destacan cuerpos intrusivos subvolcánicos, muchos de ellos cuellos volcánicos, reunidos en el mapa IGP como Fm. La Sierra. Son especialmente abundantes dentro de las formaciones Camujiro y Piragua, a las cuales cortan, pero también intruyen a los granitoides.

Hay poca definición sobre la edad de las sucesiones volcánico-sedimentarias entre Ciego de Ávila y Las Tunas. A diferencia de Cuba central, resulta notable la ausencia de afloramientos de lechos de probada edad Cretácico Inferior. Sólo en un pozo cerca de Camagüey fue cortado, por debajo de la Fm. Camujiro (capas pre-Camujiro), un corte con abundantes sedimentos y una asociación fósil del Aptiano-Al-

biano (Iturralde-Vinent, 1996d), posiblemente coetáneo con el de la Fm. Provincial de Cuba central.

Los datos radiométricos muestran edades entre 95±5 y 64±5 millones de años (Cenomaniano-Daniano) para los diversos granitoides del E de Camagüey (Marí Morales, 1997), en tanto las edades de los granitoides en todo el territorio centro-oriental de Cuba abarcan un intervalo algo diferente, del Aptiano al Campaniano, según Pérez y Sukar (1997). En ambos casos esto implica que los intrusivos, conjuntamente con las volcánicas, forman un gran complejo volcánico-plutónico, activo durante unos 40 - 60 millones de años y no una gran inyección final de magma emplazada en la corteza terrestre, una vez concluido el volcanismo regional, como estimaron algunos autores (Iturralde-Vinent, 1996d). En este aspecto, es significativa la estrecha coincidencia espacial entre el complejo granosienítico con las formaciones Camujiro y Piragua.

Algunas fuentes de la década de 1980 asignaron espesores superiores a la decena de kilómetros a las sucesiones volcánico-sedimentarias en el territorio entre Ciego de Ávila y Camagüey (Belmustakov *et al.*, 1981), pero esto último parece exagerado (Iturralde Vinent, *et al.*, 1987). La ausencia de una clara linealidad y orientación en la mayoría de los afloramientos apunta a una yacencia próxima a la horizontal para estas capas en esa amplia región.

Más al este, en las montañas de Maniabón, hacia la parte noroccidental de Holguín, algunos rasgos del Terreno de Arcos Volcánicos cambian. Por su composición, se distinguen dos unidades tectonoestratigráficas. La llamada "Fm. Iberia", contiene lavas y piroclásticas compuestas por andesitas y basaltos, y ocupa gran parte del área. La "Fm. Loma Blanca" presenta una composición más variada y, en general, más ácida, y sus tobos se encuentran a menudo zeolitizadas. Aflora hacia la porción occidental de las Alturas de Maniabón. En una y otra unidad están presentes muchos cuerpos de serpentinitas, tectónicamente emplazados, que se mezclan con las rocas volcánico-sedimentarias, formando una mélangue parecida a la registrada entre Artemisa y Matanzas, y en los alrededores de Santa Clara (ver leyenda). La mélangue de Maniabón (figura 19) parece estar estratigráficamente cubierta por las capas volcánicas de la cubierta del arco (Formación La Jíquima). Lo anterior, en conjunto, indica un primer evento tectónico de emplazamiento de rocas ofiolíticas en Cu-

ba, transcurrido hacia el cierre del Campaniano, previo al inicio de la acumulación de la cubierta (Cobiella-Reguera, 2005).

En las Alturas de Maniabón están ausentes los granitoides, en contraste con su abundancia en el territorio Ciego de Ávila - Camagüey - Las Tunas. Esto puede relacionarse al hecho de que Maniabón se ubica al norte de la prolongación hacia el este de la faja de granitoides.

A lo largo del flanco sur de las montañas de las sierras de Nipe y Cristal, las rocas del TAVK, aunque deformadas considerablemente, no presentan la mezcla tectónica de la mélangue Iberia/Loma Blanca. Tres unidades litoestratigráficas volcánicas (no metamorfolizadas), con proporciones variables de rocas sedimentarias, aparecen en el territorio: las formaciones Téneme, Quibiján y Santo Domingo. La última contiene rocas de la serie calcoalcalina, intercaladas con lechos sedimentarios. Datos recientes muestran la edad Coniaciano-Campaniano de esta unidad (Iturralde-Vinent *et al.*, 2006). Las formaciones Téneme y Quibiján contienen muy poco material sedimentario y pertenecen a la serie toleítica. La primera muestra fósiles del Turoniano-Coniaciano, en tanto que no hay datos bioestratigráficos sobre la edad de la Fm. Quibiján, que posiblemente es también del Cretácico Superior (Iturralde-Vinent *et al.*, 2006; Proenza *et al.*, 2006). En la Sierra del Purial, los cortes del TAVK están metamorfolizados, generalmente en la facies de esquistos verdes (Somín y Millán, 1981; Cobiella *et al.*, 1984; Iturralde-Vinent *et al.*, 2006) y localmente en la facies de esquistos glaucofánicos (Fm. Sierra del Purial, del Cretácico Superior). Ellos están cubiertos tectónicamente por las litologías de la asociación ofiolítica. Las litologías originales fueron sucesiones volcánico-sedimentarias. Las volcánicas presentan rasgos de las series toleítica y calcoalcalina (Iturralde-Vinent *et al.*, 2006). Solo algunos pequeños intrusivos dioríticos cortan las capas del TAVK en las montañas del NE y E de Cuba oriental (de la Sierra de Nipe a la Sierra del Purial).

La parte superior del TAVK contiene un corte sedimentario, de edad Campaniano a Maastrichtiano, diferenciado en el mapa (cubierta CK2). Al W del lineamiento Yabre, la cubierta contiene depósitos acumulados en cuencas que recibieron cientos de metros de espesor de turbiditas volcánicas, entre el Campaniano tardío y el Maastrichtiano terminal (Fm. Vía Blanca, Bronnimann y Rigassi, 1963; Piotrowski, 1987; Gil - González *et al.*, 2007), provenientes de zo-



nas elevadas cercanas, así como depósitos del límite K/Pg (Takayama *et al.*, 2000; Tada *et al.*, 2003; Goto *et al.*, 2008; García - Lavín, 2009). En las provincias centrales y Camagüey, la cubierta contiene también sedimentos terrígenos y carbonatados clásticos en su porción inferior (formaciones Monos, Durán y otras (Cobiella - Reguera, 2000), con algunas intercalaciones de piroclastitas en Cuba central (Kantchev *et al.*, 1975), que evidencian una fugaz actividad volcánica explosiva de un foco local, posiblemente ubicado al sur de Santa Clara y depósitos del límite K/Pg. Las capas más jóvenes son depósitos carbonatados de aguas someras (formaciones Yáquimo, Cantabria y otras). En las montañas de Cuba oriental, la cubierta del TAVK también está representada por depósitos terrígenos, pero los lechos campanianos están ausentes y las capas maastrichtianas se encuentran cubiertas por el gran cabalgamiento ofiolítico desarrollado durante el Cretácico Tardío terminal en esa región de Cuba (Cobiella, 1978; Cobiella Reguera, 2005, 2008; Iturralde Vinent *et al.*, 2006; figura 29). A su vez, el complejo ofiolítico alóctono fue sepultado bajo los sedimentos más jóvenes de la cubierta del TAVK en algunas regiones (Adamovich y Chejovich, 1965; Cobiella, 1978). Esto resulta bastante evidente en los alrededores de la ciudad de Sagua de Tánamo, Holguín.

En las Alturas de Maniabón, las relaciones TAVK - cubierta campaniano - maastrichtiana son complejas. Por un lado, los depósitos carbonatados someros (Fm. Tinajita) siempre tienen contactos tectónicos y forman parte de una gran mélangé regional (figura 21), pero las unidades terrígenas (formaciones La Jíquima y Sirvén) no forman parte de ella y, posiblemente, descansan estratigráficamente sobre el mélangé. Lo anterior apunta a un violento evento tectónico durante el Maastrichtiano.

El contacto cubierta K2 con las sucesiones infrayacentes del TAVK tiene una naturaleza variable. Desde el lineamiento Yabre al lineamiento Camagüey siempre es estratigráfico, con una discordancia angular bien marcada, de edad Campaniano terminal. En las provincias de La Habana y Mayabeque, el contacto parece marcar un plano de despegue tectónico (décollement) sobre el substrato, muy deformado, del TAVK y la mélangé ofiolítica. Este décollement posiblemente se desarrolló aprovechando la discordancia campaniana. Entre el lineamiento Varadero y el lineamiento Yabre, el contacto es estratigráfico con las rocas del TAVK, pero tectónico con las ofiolitas. En el NW de Artemisa (Ba-

hía Honda-Mariel), la cubierta descansa sobre el TAVK y el cinturón ofiolítico. En ambos casos en los mapas geológicos del IGP se registran tanto contactos tectónicos como estratigráficos. Si se acepta esta interpretación puede asumirse que parte de la cubierta permaneció in situ, durante el evento orogénico y parte participó en décollements locales. En la zona extendida de la falla La Trocha al occidente de Las Tunas, las unidades basales son terrígenas y de edad campaniana superior (Fm. Durán). Las rocas de la cubierta del arco reposan tanto sobre los granitoides como sobre las distintas unidades litoestratigráficas del TAVK, lo que evidencia una discordancia estructural que debe ser correlacionable con la del Campaniano tardío, más al occidente (Cobiella-Reguera, 2000). En las montañas del NE de Cuba oriental, los estratos más jóvenes de la cubierta del TAVK reposan sobre las rocas ofiolíticas, en tanto los afloramientos de contactos estratigráficos con las capas del arco extinto resultan escasos e insuficientes para definir sus relaciones.

En los esquemas tectónicos de los años de las décadas de 1950 a 1980, las ofiolitas, junto con las rocas del Terreno de Arcos Volcánicos y las cuencas a cuestras eran frecuentemente agrupadas en una gran unidad tectónica denominada “zona Zaza,” o eugeosinclinal cubano (Furrazola-Bermúdez *et al.*, 1964; Hatten, 1967; Kozary, 1968; Khudoley y Meyerhoff, 1971; Knipper y Cabrera, 1974, Somin y Millán, 1981, entre otros). Localmente, cortes similares eran denominados “zona Bahía Honda” (NE de la provincia Artemisa) y “zona Auras” (área de Maniabón). Con la declinación de la teoría geosinclinal y el empleo de las ideas de la tectónica de placas de los últimos 30 años, el término se ha ido abandonando, aunque ocasionalmente aún aparece. Lo mismo ocurre con los cortes del paleomargen septentrional pasivo mesozoico, conocido entonces como miogeosinclinal.



Figura 19. Afloramiento de la mélangé serpentinitico-volcánico, cerca de Guardalavaca, Holguín



Figura 20. Serpentinitas sobre brechas conglomeráticas (Formación La Picota, Maastrichtiano) en Sabanilla, Mayarí Arriba, Santiago de Cuba.



Figura 21. Silla de Gibara. La cima de esta notable elevación (y de muchos otros mogotes en las Alturas de Maniabón) está formada por las calizas de un banco carbonatado (Formación Tinajita), que reposa tectónicamente sobre serpentinitas.



## Basamento Paleogénico

La discordancia TAVK - Cubierta Cretácico Superior, conjuntamente con el hundimiento de los terrenos metamórficos meridionales bajo el TAVK y otros eventos, son testimonios del choque del TAVK con el borde meridional de América del Norte. Esta colisión provocó el fin del arco volcánico del Cretácico Superior y la reestructuración del límite de placas (Cobiella-Reguera, 2000, 2005, 2008) a inicios del Paleoceno. El tema de la zonalidad tectónica del Paleógeno temprano y medio ha sido poco tratado en la literatura geológica cubana (Dilla y García, 1984; Cobiella Reguera, 1988, 1998, 2009; Iturralde-Vinent, 1996e, 2006). En el presente mapa se reconocen las estructuras principales del Paleógeno temprano y medio siguientes:

1. Cuenca de antepaís
2. Cuencas a cuesta paleogénicas.
3. Arco volcánico Sierra Maestra-cresta Caimán.
4. Cuenca sinorogénica del Eoceno Medio y Superior del sur de Cuba oriental.

### Cuenca de antepaís (CAPg)

A lo largo del norte de Cuba, desde el NW de Pinar del Río, hasta Gibara (Holguín), las rocas del paleomargen norteamericano están cubiertas por los depósitos de la cuenca de antepaís. Se trata de sucesiones acumuladas en el frente de los mantos de cabalgamiento, generados durante la orogénesis Cubana, como consecuencia de la erosión de su región frontal y de la rápida subsidencia de la cuenca, debido al peso de los mencionados mantos de cabalgamiento. La sedimentación en estas depresiones es coetánea con las deformaciones orogénicas y el fechado de sus depósitos marca la edad del evento (Busby e Ingersoll, 1995). Existe una estrecha imbricación entre las escamas tectónicas de la porción meridional de la cuenca de antepaís, formadas mayormente por olistostromas, y las escamas de rocas ofiolíticas, del TAVK y del paleomargen septentrional. Algunos geólogos (Rojas Agramonte *et al.*, 2006; Pindell *et al.*, 2006) han interpretado este cinturón escamado como un prisma acrecional, vinculado a una subducción ubicada al N de Cuba; pero en realidad es una faja plegada y fallada, con tectónica alpina de escamas finas (Hatten 1957, Hatten *et al.*, 1958; Pardo, 1975; Piotrowska, 1987; Pszczolkowski, 1994; Iturralde-Vinent, 1997a; Cobiella Reguera, 1997, 2008), no vinculada a ningún

proceso de subducción y originada por una combinación de tectónica compresional y gravitacional, característica de los bordes internos de las cuencas de antepaís (Jordan, en Busby e Ingersoll, 1995).

La cuenca de antepaís cambia algunos rasgos por el rumbo. A partir de la composición, grado de deformación de sus depósitos y la arquitectura de la depresión, se pueden distinguir los sectores siguientes:

1- Sector occidental. Comprende desde el NW de Pinar del Río hasta el lineamiento Yabre. En conjunto, los depósitos de la cuenca de antepaís en este sector se conocen como Fm. Manacas, hasta los alrededores de La Habana. Desde esta ciudad hacia el este se designan como Fm. Vega Alta. Las rocas de Manacas - Vega Alta yacen emparedadas como enormes lentes tectónicas entre los cortes mesozoicos y son mayormente depósitos caóticos, muy afectados por complejas deformaciones (Pszczolkowski, 1994a, b; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). Genéticamente son depósitos gravitacionales (olistostromas y turbiditas), formados en el frente de los mantos de cabalgamiento.

En Cuba occidental (Pinar del Río y Artemisa) se observa que los olistostromas forman fajas limitadas por fallas. Cada una de las fajas parece contener depósitos de numerosos flujos detríticos. En muchos casos, el emplazamiento de un manto de cabalgamiento sobre los depósitos caóticos subyacentes lleva a la mezcla de los últimos con rocas del paleomargen norteamericano o de la asociación ofiolítica, originando mélanges (Pszczolkowski, 1994a y 1994b; Cobiella - Reguera, 1998). La presencia de abundante material clástico proveniente del paleomargen, de la asociación ofiolítica y del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácico muestra que en el apilamiento tectónico que servía de fuente de aporte de sedimentos existían mantos de cabalgamiento compuestos por rocas de esas unidades tectónicas. La edad de los cortes olistostrómicos en las distintas unidades muestra el progresivo desplazamiento al N de los mantos de cabalgamiento (Pszczolkowski, 1994a, 1994b). El sector occidental no aflora al E de la ventana de Martín Mesa, al sur de Mariel, pero se reconoce bien en los pozos de los campos petroleros de Mayabeque y Matanzas.

2- Sector de Cuba central. Abarca una banda que se extiende desde el lineamiento Yabre hasta Tamarindo (Ciego de Ávila), en la zona de fa-

lla La Trocha. En su porción meridional (cuenca interna) son depósitos caóticos, olistostrómicos, muy triturados, ricos en clastos de ofiolitas y rocas de la unidad Placetas y, más limitadamente, volcanitas de los arcos cretácicos (Fm. Vega Alta). Aunque, evidentemente, las rocas de la Fm. Vega Alta (figura 22) se depositaron originalmente en discordancia sobre el paleomargen meso-

zoico, su contacto actual con los depósitos del paleomargen es probablemente tectónico en la inmensa mayoría de los casos. En esencia, las capas de la cuenca de antepaís, están divididas en varias escamas tectónicas, que en profundidad posiblemente se unen en un plano de despegue basal único.

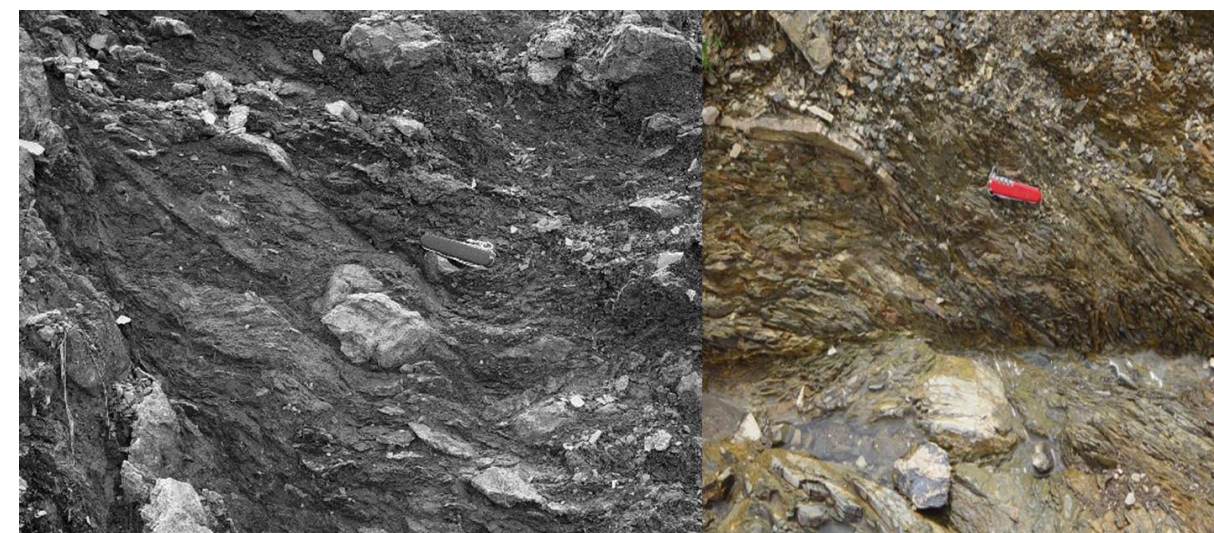


Figura 22. Dos imágenes de la Fm. Vega Alta, sucesión caótica fuertemente tectonizada que caracteriza la porción interna de la cuenca de antepaís en el norte de Cuba central

Los depósitos situados en la mitad norte (cuenca de antepaís externa), que yacen sobre las unidades Camajuaní y Remedios, contienen mayormente clastos derivados de esas unidades (Iturralde-Vinent *et al.*, 2008). Su contacto inferior es considerado tectónico para la Fm. Vega (Paleoceno - Eoceno Medio bajo (figura 23), que descansa esencialmente sobre la unidad Camajuaní, y estratigráfico, cuando se trata de las formaciones Grande (Paleoceno - Eoceno Inferior) y Caibarién (Eoceno Inferior - Eoceno Medio bajo), las que yacen sobre la unidad tectonoestratigráfica Remedios (Mapa Geológico de Cuba, a escala 1: 100 000, inédito).

3-Sector Ciego de Ávila-Camagüey. Se ubica al N de esas provincias, con afloramientos discontinuos entre las cercanías de Bolivia (Ciego de Ávila) hasta el norte de Minas (Camagüey). Al igual que en Cuba central, se presenta una zonalidad en la composición del relleno sedimentario, que permite distinguir dos depresiones. La cuenca interna contiene los depósitos clásticos gruesos, en gran parte olistostrómicos, de la Fm.

Senado, muy semejantes a la Fm. Vega Alta, con abundantes clastos de proveniencia ofiolítica. Algunos de los olistolitos presentes pueden alcanzar 1 km de diámetro. También hay clastos derivados de la unidad Placetas, del paleomargen norteamericano. En la matriz aparecen algunos cantos subredondeados, derivados posiblemente del TAVK. En opinión de Iturralde-Vinent *et al.* (2008), la formación es de edad Eoceno Medio alto a Eoceno Superior bajo. La cuenca externa está integrada por sedimentos carbonatados clásticos, derivados, en buena medida, de la erosión de los depósitos carbonatados cretácicos del paleomargen norteamericano (formaciones Paso Abierto, Embarcadero, Lesca, Calciruditas Félix y Venero, del Eoceno Inferior y Medio). Yacen parcialmente sobre la unidad Remedios; pero, hacia el N, el substrato lo forman rocas de la unidad Cayo Coco.





**Figura 23.** Brecha carbonatada de la Formación Vega en las cercanías de Camajuaní. Estos depósitos son la principal unidad litoestratigráfica distinguida en la cuenca de antepaís externa del norte de Cuba central

En el sur, los depósitos de la Fm. Senado descansan tectónicamente sobre las formaciones de la cuenca de antepaís externa. Hacia el N, yacen con contacto estratigráfico sobre las capas de la cuenca externa. Esto puede estar relacionado con el avance hacia el N de los mantos tectónicos, situados al S de la cuenca de antepaís, acompañado por el desplazamiento, en igual sentido, del frente deposicional.

Para Cuba central - Camagüey, Iturralde-Vinent *et al.* (2008) vinculan la sedimentación en la cuenca de antepaís, y la estructura escamada de dichas capas y su substrato, con la subducción de la depresión bajo la placa oceánica caribeña, que se desplazaba hacia el N-NE en el Paleógeno temprano, chocando con el borde meridional de la placa norteamericana. Esta interpretación se contrapone con lo siguiente:

1. El estilo tectónico de las capas de la cuenca antepaís paleogénica no corresponde al de un prisma acrecional.

2. El proceso planteado por dichos autores implica la subducción de una corteza continental adelgazada por debajo de la litosfera oceánica de la placa Caribe. Esa interpretación no se corresponde con un principio fundamental de la tectónica de placas.

4-Sector Holguín. En este territorio la cuenca de antepaís presenta semejanzas con Camagüey, con un relleno sedimentario que yace también sobre la unidad Remedios. Por el S, un contacto tectónico la separa de las rocas ofiolíticas y de la mélangé Iberia. El equivalente de la Fm. Senado es la Fm. Rancho Bravo. Como la primera, la Fm. Rancho Bravo es, en gran medida, olistotrómica, con abundantes clastos ofiolíticos y de rocas del TAVK. Las formaciones Embarcadero y El Recreo forman el relleno, mayormente carbonatado-detritico, de la cuenca externa. Como sucede parcialmente en Camagüey, los depósitos de la cuenca interna descansan estratigráficamente sobre los lechos de la cuenca externa, lo cual sugiere un desplazamiento al N de los man-

tos de cabalgamiento que contactan con la Fm. Rancho Bravo.

### Cuencas a cuestras

Las cuencas a cuestras (CC) son depresiones, generalmente pequeñas, desarrolladas en el dorso de los mantos de cabalgamiento durante su avance (Busby e Ingersoll, 1995). En el territorio cubano existen evidencias del desarrollo de varias de estas cuencas, especialmente durante el Paleógeno temprano. Al igual que con otras estructuras, las cuencas a cuestras cubanas modifican algunos de sus rasgos de una región a otra.

Restos de la más occidental de estas depresiones se mantienen alrededor de Bahía Honda y Cabañas (formaciones Apolo y Madruga) en Artemisa. Pequeñas áreas de depósitos de cuencas a cuestras, probablemente restos de una cuenca única original, aparecen en el mapa como parches en el sur del antiforme Habana, entre Arroyo Naranjo y el NE de Tapaste. Los lechos descansan discordantes sobre las capas de la cubierta del TAVK, pero fueron afectados por las deformaciones del Paleógeno temprano (orogénesis Cubana). Las capas más jóvenes en el núcleo de la estructura Jibacoa-Canasí (Mayabeque) corresponden a la Fm. Mercedes (Dariano), perteneciente a otra cuenca a cuestras ubicada más al E. En Cuba central, las cuencas a cuestras alcanzan un desarrollo mucho mayor que sus homólogas del occidente (al oeste del lineamiento Yabre). Se distinguen tres: Cienfuegos y Santa Clara, en el occidente del territorio, y Cabaiguán, al E. En todas ellas es visible la participación de rocas de la cubierta del Terreno de Arcos Volcánicos solo ligeramente más antiguas (y concordantes) en su substrato, por lo que resulta evidente su desarrollo en depocentros heredados de cuencas que se encontraban en subsidencia desde fines del Cretácico. Por ello, en el mapa tectónico se diferencian como cuencas a cuestras heredadas. Se registran en ellas algunas intercalaciones de tefras redepositadas y tobas del Maastrichtiano tardío y Paleoceno, evidencias de una débil actividad volcánica explosiva en áreas cercanas. Se presenta una generación de piroclastitas más jóvenes (Eoceno Inferior y Medio) se presenta limitada geográficamente al sudeste de la cuenca Cabaiguán (la llamada Fm. Bijabo de Kantchev *et al.*, 1978). Las intercalaciones eocénicas deben vincularse con los focos volcánicos del arco volcánico insular Sierra Maestra- Cresta de Caimán (Cobiella Reguera, 1988, 2009).

En el territorio camagüeyano, la composición clástica y la edad del relleno de las cuencas a cuestras tienen rasgos particulares. Las cuencas a cuestras de Ciego de Ávila y Camagüey presentan dos variedades. Hacia el N y, mayormente descansando sobre rocas ofiolíticas, yacen sedimentos clásticos gruesos, asignados a la Fm. Taguasco (Paleoceno Superior - Eoceno Inferior) en el mapa IGP (no registrados en el mapa a escala 1: 250 000, de 1989, de la Academia de Ciencias). Por su composición, el material clástico proviene evidentemente de la erosión del TAVK. Al S, el relleno de las cuencas es más joven (Eoceno Inferior y Medio) y más variado, con areniscas, limolitas, intercalaciones carbonatadas y algunas capas de tobas y tufitas (Fm. Vertientes), así como facies someras carbonatadas (Fm. Florida). El material volcánico coetáneo debe provenir del arco Sierra Maestra-Cresta de Caimán (AVSMC), Arco Turquino, sensu Cobiella Reguera, 1988; Breszniansky e Iturralde-Vinent, M., 1978), que debió ubicarse relativamente cerca hacia el S (figura 24). Desde el punto de vista metodológico, surge la disyuntiva de cómo clasificar los depósitos de la Fm. Vertientes, pues también admiten ser considerados como parte del borde septentrional de la cuenca de trasarco del AVSMC.

En el mapa se consideraron los afloramientos meridionales de la Fm. Vertientes, en el sur de Camagüey, como el relleno de una depresión intermedia entre una cuenca a cuestras y una cuenca de trasarco (CR-CCPg).

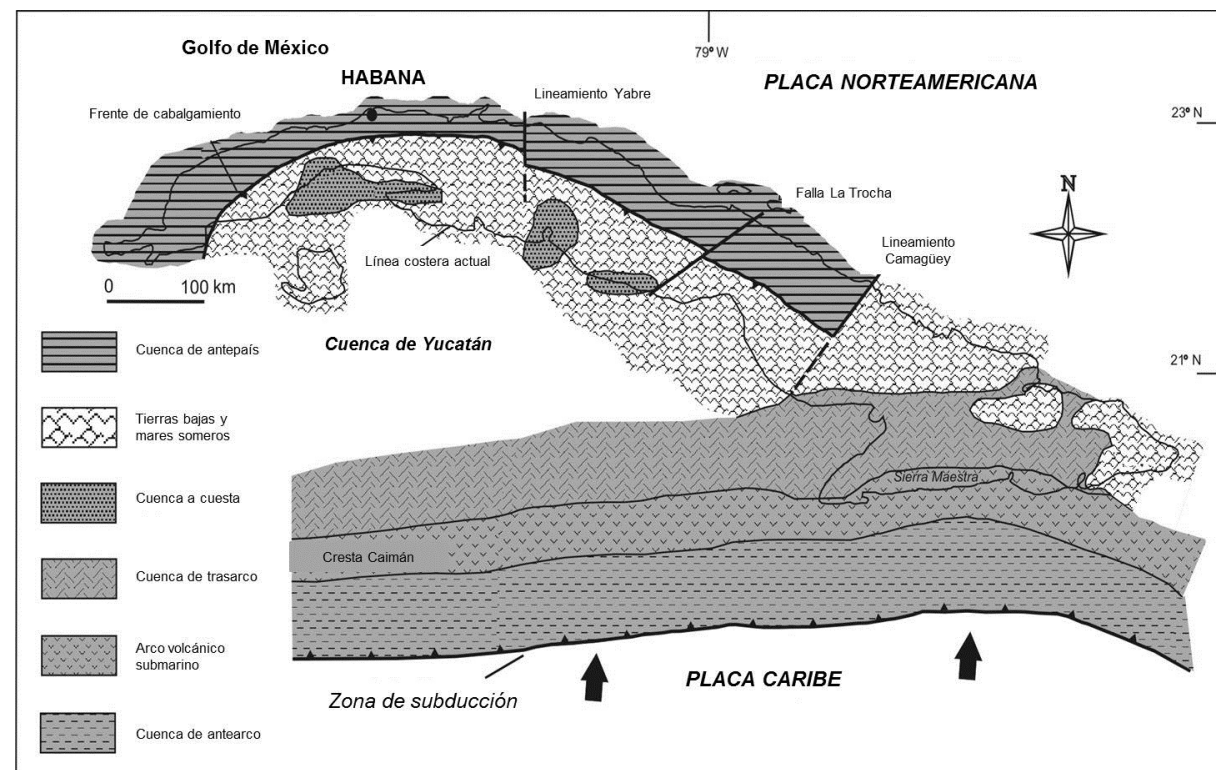
En la región de Holguín, al S de las Alturas de Maniabón, los depósitos siliciclásticos-carbonatados paleogénicos entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio contienen intercalaciones relativamente abundantes de piroclastitas e, incluso, se presentan algunos cuerpos intrusivos aislados (¿paleogénicos?), que aparentemente cortan las estructuras originadas durante las deformaciones maastrichtianas. Los depósitos del Paleoceno Superior son terrígenos gruesos (Fm. Haticos), con cierta semejanza con la Fm. Taguasco de Camagüey, pero derivados de la erosión de los macizos ofiolíticos cercanos. Las capas más jóvenes contienen rocas siliciclásticas más finas y lechos de calizas alodiápicas; en ambos casos, con frecuentes rasgos turbidíticos (Fm. Vigía, Jakus, 1983). Las formaciones Haticos y Vigía contienen intercalaciones de piroclastitas. Por esta razón y por su vínculo espacial con la cuenca de antepaís de la región de Gibara, aparecen en el mapa como una parte



particular del flanco N de la cuenca de trasarco del arco AVSMC (CR-CCPg).

Entre la década de 1950 y principios de la de 1990, los depósitos incluidos en este mapa como de cuencas a cuevas paleogénicas fueron habitualmente considerados como la parte alta de la “zona Zaza” (Hatten, 1967; Furrázola Bermúdez *et al.*, 1964; Kantchev *et al.*, 1978; Pszczolkowski y Flores, 1986).

queño enclave alóctono situado más al Este, en Cajobabo, al sur de la Sierra del Purial (Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1964; Judoley y Meyerhoff, 1971; Cobiella *et al.*, 1976/1977). Capas pertenecientes a este arco volcánico insular han sido cortadas por pozos en el golfo de Guacanayabo. Además, en el sur de Camagüey (Fm. Vertientes) y el SE de Sancti Spiritus (Fm. Zaza) existen intercalaciones de piroclastitas en los cortes del Eoceno Inferior y Medio. Finas intercalaciones



**Figura 24.** Mapa paleogeográfico del intervalo Paleoceno Tardío- Eoceno Temprano a Medio en Cuba y parte del Caribe sudoccidental (Tomado de Cobiella-Reguera, 2009).

### Arco volcánico Sierra Maestra – Cresta Caimán (AVSMC)

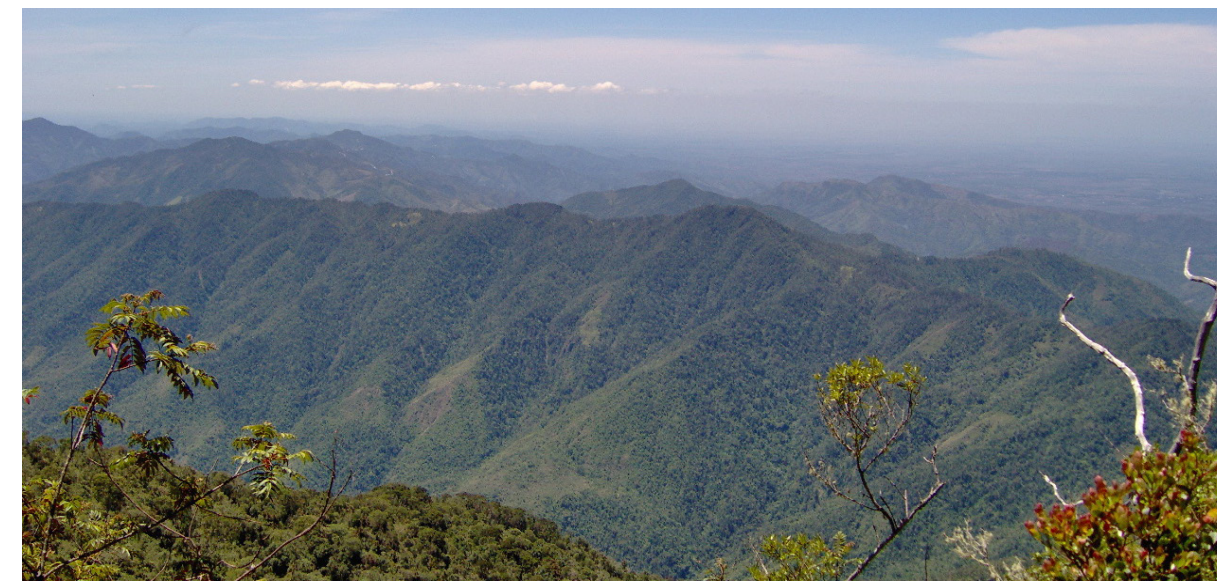
El arco volcánico paleogénico es una extensa estructura, gran parte de la cual está cubierta por depósitos del Eoceno Medio alto y más jóvenes o por las aguas del mar Caribe. En tierra sus afloramientos pueden seguirse, de norte a sur, desde las Alturas de Maniabón y las montañas del NE de Cuba, hasta la costa caribeña de Cuba oriental (perfil 13 - 14 del mapa metalogénico). Casi toda la Sierra Maestra (figura 25 y 26), desde Pilón a la bahía de Guantánamo, está esculpida sobre rocas supracorticales e intrusivas del Arco Volcánico Insular Sierra Maestra – Cresta Caimán (figura 24) e incluye un pe-

de igual litología aparecen en la Fm. Lesca, de la cuenca de antepaís, en el norte de Camagüey. Por último, en la Cresta de Caimán, continuación geomorfológica occidental de la Sierra Maestra, que se extiende por el mar Caribe hasta cerca del golfo de Honduras (Bowin, 1968; Perfit y Heezen, 1978), hay espesores potentes de rocas volcánicas cretácicas y paleogénicas, cortadas por granitoides (figura 28).

En el AVSMC se distinguen dos grandes estructuras: 1- la región axial del arco y 2- la cuenca de trasarco. Los afloramientos correspondientes a la región axial del arco se localizan en la Sierra Maestra, aproximadamente entre la costa caribeña y el piamonte septentrional de la Sierra

Maestra, donde el corte presenta una sucesión de rocas volcánicas y piroclásticas de varios miles de metros de espesor (Taber, 1934; Lewis y Straczek, 1955) pertenecientes a las series toleítica y calcoalcalina según Cobiella Reguera (1988), partiendo de la interpretación del contenido de elementos mayores; o a la serie toleítica, a partir de los elementos traza (Cazañas y Melgarejo, 1998). La composición varía entre riolítica y basáltica, predominando las andesitas (Jakus, 1983, ver figuras 27 y 28). Gran parte

de las rocas son piroclastitas. Las rocas ígneas supracorticales se originaron esencialmente en condiciones submarinas, a profundidades variables, según evidencian las capas sedimentarias acompañantes (Cobiella-Reguera, 1988). Solo la existencia de escasas ignimbritas indica la presencia de pequeñas islas.



**Figura 25.** Flanco Norte de la Sierra Maestra, visto desde el Pico Turquino. Incluye parte del eje axial y de la cuenca de trasarco del Arco Volcánico Sierra Maestra – Cresta Caimán (Paleoceno - Eoceno Medio).



**Figura 26.** Flanco Sur de la Sierra Maestra, visto desde el Pico Turquino. En la imagen puede apreciarse lo abrupto de la pendiente y la gran magnitud del desnivel vertical (unos 1950 m). La continuación submarina del relieve emergido es más suave, pero el descenso continúa hasta el límite de placas Norteamérica – Caribe ubicado entre 4,5 km y 7 km de profundidad.





**Figura 27.** Afloramientos de la región axial del arco volcánico insular del Paleógeno en la Sierra Maestra. La imagen de la izquierda muestra una sucesión de depósitos de flujos detríticos y turbiditas volcánicas a un costado de la autopista Nacional, al NE de Santiago de Cuba. La foto de la derecha corresponde a un afloramiento de andesitas con estructura columnar ubicado en la carretera Granma, provincia Santiago de Cuba.



**Figura 28.** A la izquierda, un afloramiento del intrusivo granitoide Mar Verde, al Oeste de Santiago de Cuba. A la derecha, detalle de la litología, en la que puede observarse la presencia de varios xenolitos, muy abundantes en esta localidad.

Este complejo rocoso, en gran medida asignado a la Fm. El Cobre, es cortado por una gran variedad de cuerpos intrusivos, desde diques y sills, hasta stocks o pequeños batolitos de granitoides, con una estructura interna compleja, formados por diversos cuerpos menores, originados en sucesivas inyecciones magmáticas que, en ocasiones, alcanzaron la superficie. En el mapa se recogen los distintos complejos intrusivo-efusivos alojados en la región axial. Como ilustra, la región axial del AVSMC descansa estratigráficamente sobre el TAVK y su cubierta campaniano-maastrichtiana.

La cuenca de trasarco (figura 29) se dispone al N de la región axial. Estratigráficamente está mayormente representada por la Fm. Sabaneta (Iturralde-Vinent, 1976/1977). En ella, las intercalaciones sedimentarias se van haciendo más abundantes a medida que aumenta la distancia al eje del arco. A diferencia de la región axial, las lavas e intrusivos son escasos, así como los paleofocos volcánicos. Las piroclastitas están más o menos alteradas a bentonitas o tobas zeolitizadas, en función de su contenido original de partículas vítreas. En general, el espesor de los depósitos decrece hacia el N, donde fluctúa entre decenas y centenares de metros. En diversas localidades hay claras evidencias de la existen-

cia de un paleo-relieve enterrado en el flanco N de la cuenca de trasarco. El basamento de la cuenca de trasarco lo constituyen rocas del AVK y de la asociación ofiolítica.

En el borde suroriental de la cuenca de trasarco se dispone una extraordinaria brecha (Fm. San Ignacio, Eoceno Medio (figura 30), cuyos clastos mayores rebasan el decámetro. El depósito carece de selección. La composición de los clastos es bastante monótona en cada localidad, pero varía de una a otra. Ocasionalmente hay intercalaciones de tobas y calizas alodiápicas. Se trata de depósitos de aludes submarinos según escarpes de fallas (Cobiella *et al.*, 1977, 1984).

embargo, el estilo tectónico es muy semejante en ambas regiones.

Se han presentado diferentes modelos de la disposición original de los elementos estructurales del arco AVSMC. Por ejemplo, Rojas Agramonte *et al.* (2006) colocan una zona de subducción situada al norte de la región axial del arco que, además, queda reducido prácticamente al sur de Cuba oriental. Tal disposición choca con algunas interpretaciones asumidas en este mapa previamente explicadas. De acuerdo con la citada fuente, los cabalgamientos con sucesiones de cuenca de antepaís del norte de Cuba, señalados en el presente mapa, constituyen, en su mo-



**Figura 29.** A la izquierda, rocas tobáceas estratificadas (¿zeolitizadas?) de la cuenca de trasarco del arco volcánico insular Sierra Maestra – Cresta Caimán, en afloramientos situados al norte de Palmarito de Cauto, Santiago de Cuba. A la derecha, depósitos turbidíticos en la misma localidad.

En la región axial de la Sierra Maestra la estructura general puede describirse, grosso modo, como un monoclinual cortado por fallas, algunas de ellas inversas y con vergencia hacia el N. Las deformaciones en los cortes del arco volcánico paleogénico tienden a disminuir hacia el piamonte septentrional de la Sierra Maestra. Más al N, en la cuenca de trasarco, las capas forman un amplio sinclorium de alas poco inclinadas y rumbo E - W. Estas estructuras se generaron durante los eventos de finales del Eoceno Medio y Eoceno Superior. En el extremo occidental de la Sierra Maestra, en la región de Pilón, hay un brusco cambio en la composición del corte paleoceno-eocénico, que se hace predominantemente sedimentario (Fm. Pilón). Una zona de dislocaciones tectónicas (¿cabalgamiento?) separa los cortes ricos en sedimentos de Pilón de los volcánicos con abundantes intrusivos de la adyacente región La Plata - Pico Turquino. Sin

delo, un prisma acrecional y su correspondiente zona de sutura, ubicada muy cerca de la actual costa norte. Así, en este modelo, la colisión provendría del choque del arco volcánico insular paleogénico con la plataforma de Bahamas. En Pindell y Kennan (2009), el arco paleogénico es uno de los estadios del arco caribeño, iniciado en el Cretácico Temprano, mucho más al WSW de su posición actual y que, más tarde, penetró en el área mesoamericana. Un modelo que toma en cuenta el entorno del arco paleogénico y su cuenca de trasarco, con una zona de subducción situada al S del arco AVSMC y la cuenca de trasarco al norte ha sido planteado desde los años 80 (Cobiella Reguera, 1988, 2009; Iturralde-Vinent, 1996e). Draper y Barros (1994) y Siggurdsson *et al.* (1997), llamaron la atención sobre el hecho de que la posición del arco volcánico insular paleogénico respecto a la placa norteamericana excluye una subducción inclinada de Norte a Sur.





**Figura 30.** Depósitos caóticos formados casi exclusivamente por metamorfitas de la Formación Purial. Esta unidad parece estar vinculada a escarpes de fallas, desarrollados a lo largo del Eoceno Medio inicial en el borde suroriental de la cuenca de trasarco.

La actividad volcánica en Cuba oriental cesa abruptamente a inicios del Eoceno Medio (Cobiella Reguera, 1988). En aquellos puntos donde entonces ocurría la acumulación de sedimentos, esta continuó y en la región de la actual Sierra de Nipe se amplió, como indica el contacto basal transgresivo de los depósitos del Eoceno Medio en esa zona. Debido a la falta de un relieve subaéreo significativo, el aporte de material silicoclástico fue limitado y durante parte del Eoceno Medio se acumuló un manto de depósitos carbonatados (CEC) sobre el arco AVSMC (formaciones Puerto Boniato y Charco Redondo).

#### Cuenca intracúspulas Agabama

Esta depresión se localiza separando a las cúpulas Trinidad y Sancti Spíritus del macizo metamórfico Guamuhaya. Su afloramiento actual es de unos 10 X 10 km, aunque un área mayor al Sur yace bajo la cubierta. Gran parte del relleno son brechas con abundantes clastos de metamorfitas procedentes del Terreno Guamuhaya, acumuladas en condiciones submarinas (Fm. Meyer). En su porción occidental, el contacto con

las metamorfitas es frecuentemente tectónico; en su borde oriental es mayormente estratigráfico. Lo anterior apunta a que la depresión es un semigraben, contemporáneo con el brusco ascenso del sistema montañoso del Grupo Guamuhaya durante el Eoceno Medio.

#### Cuenca sinorogénica del Eoceno Medio y Superior del sur de Cuba oriental

Cubriendo el horizonte carbonatado del Eoceno Medio yace concordante una sucesión terrígena representada por las formaciones San Luis, Camarones, Farallón Grande y Mucaral, que abarcan desde el Eoceno Medio alto al Eoceno Superior. Estas unidades litoestratigráficas se extienden por las provincias Guantánamo, Santiago de Cuba y el SW de Granma, al S del lineamiento Guacanayabo - Nipe. Se trata de sucesiones turbidíticas, con tendencia general granocreciente. Sus clastos se derivan de la erosión de las rocas del recién extinto Arco Volcánico Sierra Maestra – Cresta Caimán y, en menor medida, de su cubierta carbonatada (figura 31).

También participa la Fm. Mucaral, mayormente margosa.

Las formaciones San Luis y Camarones forman una gran cuña deposicional, extendida discontinuamente, en afloramientos desde Cajobabo, en Guantánamo, hasta el oeste de Palma Soriano. Su máximo espesor (casi 1000 m) y granulometría se alcanzan en el piamonte N de la Sierra Maestra. Ambas propiedades disminuyen hacia el N, y llegan a alcanzar decenas a cientos de metros de espesor en el flanco S de las sierras de Nipe y Cristal, así como en el flanco oriental de la cuenca de Guantánamo.

Fm. San Luis. Estas, a su vez, transicionan a los depósitos margosos distales de la Fm. Mucaral (CSAStd).

En dos pequeñas áreas, una en el extremo occidental de la Sierra Maestra y otra al SE de Bayamo, las capas clásticas gruesas (brechas y conglomerados) de la Fm. Farallón Grande (Eoceno Medio) y la Fm. San Luis se suceden en el corte. Sin embargo, en este caso, los depósitos más gruesos (Fm. Farallón Grande) descansan bajo las capas silicoclásticas más finas de la Fm. San Luis, formando una sucesión con tendencia granodecreciente. Esto indica un relleno de la



**Figura 31.** Depósitos de la cuenca sinorogénica del sur de Cuba oriental (Fm. Camarones, NE de El Cristo, provincia Santiago de Cuba). En los conglomerados de la foto a la izquierda, conjuntamente con los clastos de volcánitas (de colores verdes a grises), abundan los cantos de calizas, de color blanco cremoso. Esta facies aparece en el piamonte de la Sierra Maestra, conjuntamente con intercalaciones de turbiditas areno-limolíticas, las cuales aparecen en la imagen situada a la derecha.

Gran parte de los depósitos de la cuña original han sido erosionados por la denudación oligocénica - cuaternaria. El testigo más impresionante de estos depósitos es la meseta de Santa María de Loreto. La gran cuña silicoclástica indica la existencia, durante el Eoceno Medio y Tardío, de un macizo montañoso ubicado al S de la actual línea de costa caribeña (Taber, 1934; Lewis y Straczek, 1955). Lo último está evidenciado por la intersección de los afloramientos de conglomerados de la Fm. Camarones por el litoral caribeño, al W de la bahía de Guantánamo. Taber (1934), nombró a este macizo "Tierra de Bartlett". La erosión de las montañas fue muy rápida, en la cuenca marina ubicada al N se formaron abanicos submarinos turbidíticos. Las porciones más cercanas de estos abanicos son los depósitos gruesos de la Fm. Camarones (CSAStc) que, hacia el N, transiciona facialmente a las turbiditas más finas y bien estratificadas de la

cuenca contrastante con las áreas situadas más al oriente.

De gran interés resulta el magmatismo asociado (figura 32). Aunque volumétricamente insignificante, representa el último evento de tal naturaleza conocido en el territorio cubano. El magmatismo intrusivo está compuesto por pequeños cuerpos máficos, fundamentalmente algunos diques de hasta varios metros de espesor, que cortan las formaciones San Luis y Farallón Grande. El caso más notable es el cuerpo de basaltos de loma del Yarey, en Jiguaní. Ninguno de estos cuerpos registra un contacto magmático con rocas oligocénicas o más jóvenes. Por otra parte, al S de Bayamo, en la Fm. Barrancas (Eoceno Medio alto - Eoceno Superior) se presentan intercalaciones de tobas félsicas en sedimentos marinos. El evento magmático fi-



nal registrado en el sur de Cuba oriental merece una mayor atención en el futuro cercano.

Las deformaciones de finales del Eoceno Medio - Eoceno Tardío se recogen en las rocas del AVSMC (incluyendo su basamento cretácico) y de las formaciones San Luis, Farallón Grande, Camarones y Mucaral. Lo más notable es el gran monoclinal, con buzamiento general al N, formado por todos estos estratos, ubicados desde la costa del Caribe hasta el piamonte septentrional de la Sierra Maestra (Rojas-Agramonte *et al.*, 2006) seguido, más al N, por el amplio sinclinoorium, con rumbo WNW, extendido entre Guantánamo y Contramaestre. Al N de la Sierra de la Gran Piedra, el flanco meridional del sinclinoorium contiene varios braquianticlinales, el mayor de los cuales es el de Sierra Canasta, al W de la ciudad de Guantánamo. Muy interesante es también el triángulo Bayamo - Guisa - Jiguaní, con varias de estas estructuras, a las que se vincula una mineralización manganífera.

En el extremo oriental de la cuenca, en Cajobabo, Guantánamo, las rocas provenientes de la región axial del AVSMC (Fm. El Cobre), cabalgadas desde el S sobre las capas de las formaciones San Ignacio y San Luis, forman un pequeño enclave alóctono. Adicionalmente, este hecho es un indicador de la presencia de movimientos horizontales (zona de falla Oriente) hacia el Eoceno Tardío en el extremo suroriental de Cuba (Cobiella *et al.*, 1984; Calais y de Lepinay, 1991).

### Cubierta Eocénica - Cuaternaria

La cubierta comprende los depósitos más jóvenes del corte estratigráfico, poco deformados en relación con las capas subyacentes, casi siempre separados de ellas por una discordancia estructural y sin presencia de rocas magmáticas. Sus estratos se acumularon tras el cese de los movimientos de la orogénesis cubana. Sin embargo, en la porción basal de la cubierta, en varias regiones comprendidas en este mapa se incluyen sucesiones con cierto grado de complicación estructural, así como evidencias de acumulación en condiciones aún inestables. De acuerdo con esto, la cubierta se divide en dos:

- Sucesiones transicionales (orogénicas tardías).
- Cubierta *sensu strictu* (caracterizada al inicio de estas notas).

Las sucesiones transicionales se localizan en contadas áreas en la base de la cubierta. Son de

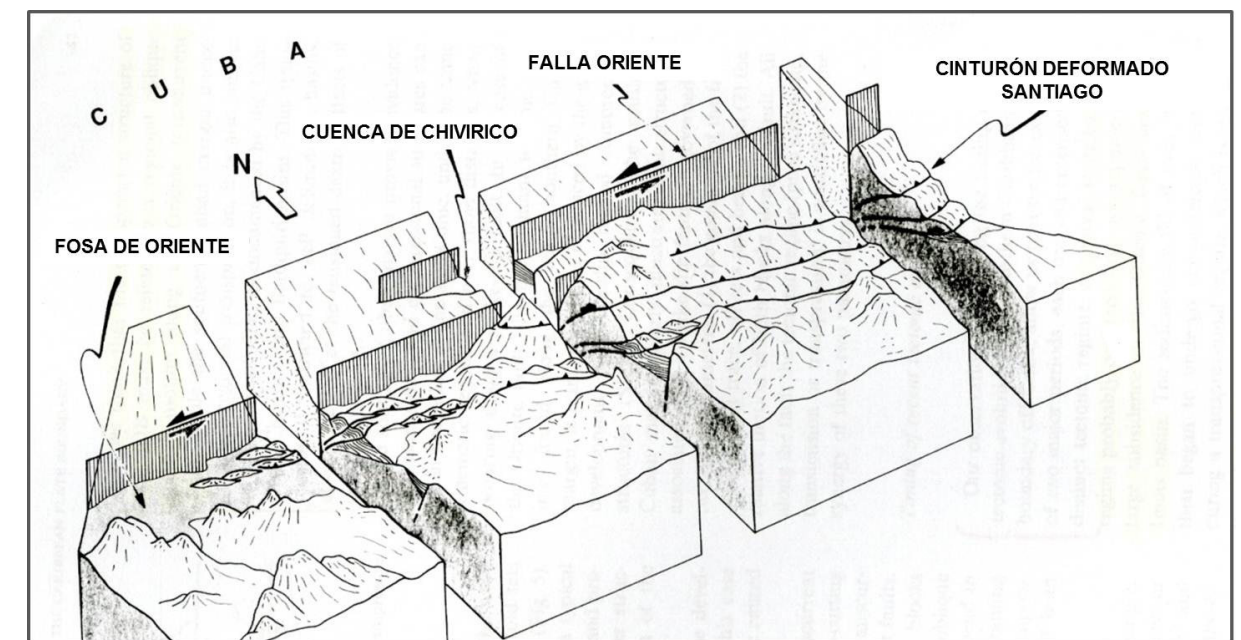
naturaleza predominantemente silicoclástica (en buena medida, areniscas y conglomerados), que se depositaron en cuencas de extensión limitada y en condiciones de inestabilidad tectónica, reflejada en abundantes deformaciones sinsedimentarias. Entre las formaciones pertenecientes a este grupo se encuentran Capdevila (Eoceno Inferior Medio), extendida de Pinar del Río a Mayabeque, Marroquí y Arroyo Blanco (Eoceno Medio alto - Eoceno Superior), en el NW de Ciego de Ávila, y Maraguán (Eoceno Medio), en Camagüey central. Estas unidades contribuyen a fechar la culminación de los cabalgamientos en el occidente y centro de Cuba, lo que muestra que ellos se tornan más jóvenes de W a E. Entre las Tunas y el Oeste de Guantánamo no se distinguen unidades asignables a esta sucesión.

La cercanía del SE de Cuba oriental con el límite de placas Caribe/América del Norte hace extremadamente interesante esta región. Los eventos de deformación tectónica se extienden allí hasta el presente. Las formaciones Maquey y Yateras (Eoceno Superior alto - Mioceno Inferior) en la cuenca de Guantánamo y Cabacú (Oligoceno), al SE de Baracoa, han sido interpretadas como la porción transicional del corte de la cubierta, en el extremo oriental cubano. La Fm. Maquey constituye una segunda gran cuña detrítica en los estratos paleogénicos del SE de Cuba oriental; sin embargo, a diferencia del Eoceno, el espesor de los sedimentos aumenta hacia el NE y E de la cuenca. Faltan estudios detallados sobre la composición de la formación, pero algunos datos preliminares, apuntan a que sus granos se derivaron de las regiones ubicadas al N de la cuenca. La Fm. Yateras, situada hacia el borde E y N de esta cuenca, marca la posición de los bancos carbonatados contemporáneos con las capas silicoclásticas de la Fm. Maquey. En este caso, el relieve alrededor de la cuenca de Guantánamo se transformó considerablemente respecto a la situación en el Eoceno Medio y Tardío, y las montañas se ubicaron al N y E de la depresión.

Inmediatamente al Sur de Cuba oriental y cubierto por las aguas del Mar Caribe (Estrecho de Colón, extendido entre Cuba y Jamaica), se coloca el cinturón deformado Santiago (figura 33). Se trata de una estructura actualmente en desarrollo, vinculada a la zona de falla Oriente, cuyo campo de tensiones tectónicas está complicado por su trazado no rectilíneo, lo que genera áreas transpresivas y transtensivas a lo largo de una estrecha faja. En el mapa se muestra parte de esta estructura, aunque sin entrar en detalles.



**Figura 32.** Diques de rocas basálticas que cortan los depósitos del Eoceno Medio y Superior (Fm. San Luis) en el río Contramaestre, Santiago de Cuba. Los mismos pertenecen a la última manifestación de magmatismo conocido en Cuba, marcando la extinción final del arco volcánico insular Sierra Maestra - Cresta Caimán.



**Figura 33.** Bloque diagrama de la fosa de Bartlett (Oriente), al sur de Cuba oriental, mostrando el relieve de la depresión submarina y algunos rasgos de las deformaciones en proceso. Tomado de Calais y Lepinay (1991).



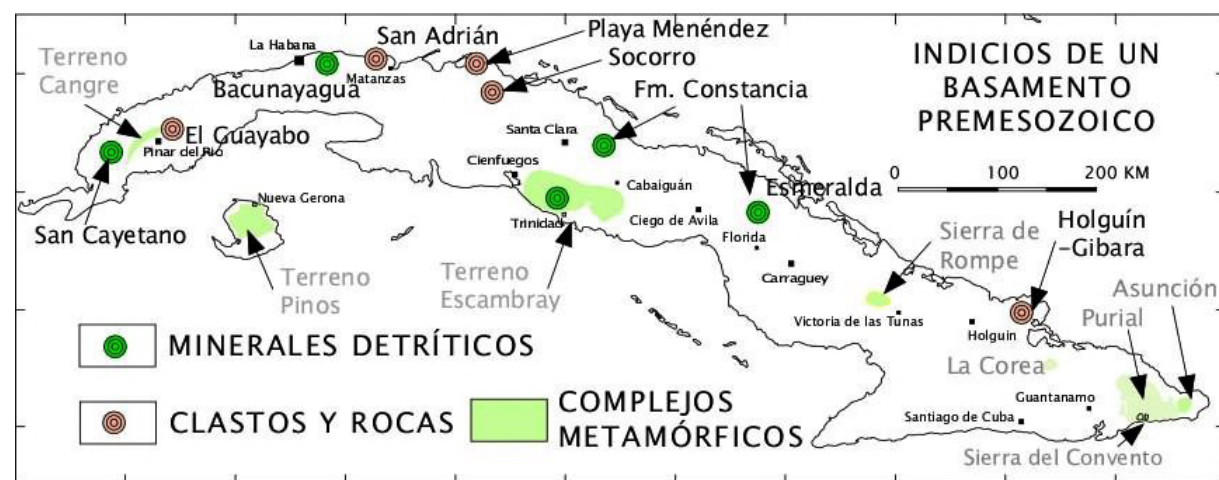
## Metalogenia de Cuba

El archipiélago cubano se encuentra en el NW de la región del Caribe y cuenta con 4194 islas y cayos, que incluyen a las islas de la Juventud y de Cuba, con una extensión territorial de 110 922 km<sup>2</sup>. Geológicamente, se localiza en la parte su-oriental de la placa Norteamericana, al Norte de la frontera de esta con la placa Caribe.

Como ya se señaló, en el territorio cubano usualmente se reconoce la presencia de dos pisos estructurales: basamento y cubierta. El basamento de Cuba está constituido por unidades geotectónicas continentales, de arcos volcánicos insulares y de corteza oceánica (ofiolitas), pertenecientes a las placas Norteamérica y Caribe. Su evolución geológica ha sido fuertemente influenciada por la de los continentes América del Norte y América del Sur y los océanos Atlántico y Pacífico. Este conjunto de unidades fue finalmente ensamblado en un todo único durante la orogenia cubana (Paleoceno - Eoceno medio), momento en que se inició el desarrollo de la cubierta y el del archipiélago cubano como entidad

cos, se halla a grandes profundidades, generalmente a más de 5 km, por lo que los pozos para petróleo más profundos perforados en Cuba no lo alcanzaron (Linares *et al.*, 2011). Este piso estructural solo se halla representado en superficie y a profundidades someras por un muy limitado número de unidades, de dimensiones muy pequeñas, transportadas tectónicamente. También existen otras evidencias de su existencia, dadas por la presencia de clastos y minerales detríticos con edades paleozoicas (figura 34) dentro del territorio nacional y por datos de pozos fuera del él. Esta es la razón por la cual este piso estructural no aparece formalmente reconocido en la base estructural - tectónica del mapa metalogénico. Cabe agregar que, por esta misma razón, el mencionado nivel estructural carece de importancia metalogénica práctica.

Dentro del basamento se distinguen un conjunto de unidades estructural - tectónicas principales, con cortes que poseen su propia estratigrafía, magmatismo y estilo estructural, representativas de diferentes ambientes geodinámicos. Estos ambientes son:



**Figura 34.** Mapa de evidencias del fundamento precámbrico - paleozoico de Cuba. Este fundamento corresponde paleogeográficamente a la cuenca distensiva J - K1 desarrollada entre América del Sur y América del Norte como parte del proceso de ruptura del super continente Pangea, el cual dio lugar a la apertura del Proto Caribe y el Golfo de México. Tomado de Iturralde - Vinent (2011).

geográfica. Este proceso continuó después con la formación del nuevo (actual) límite de placas Caribe/América del Norte.

Dentro del territorio cubano existe un tercer piso o nivel estructural: el fundamento precámbrico - paleozoico, que, de acuerdo con datos geofísi-

- Margen continental del tipo Atlántico (margen distensivo septentrional y margen distensivo meridional);
- Rocas máficas y ultramáficas de litosfera oceánica (asociación ofiolítica mesozoica);
- Arco volcánico insular (Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, que incluyen su cubierta

sedimentaria campaniana-maastrichtiana, y el Arco Volcánico Sierra Maestra - Cresta Caimán, con su cuenca de trasarco).

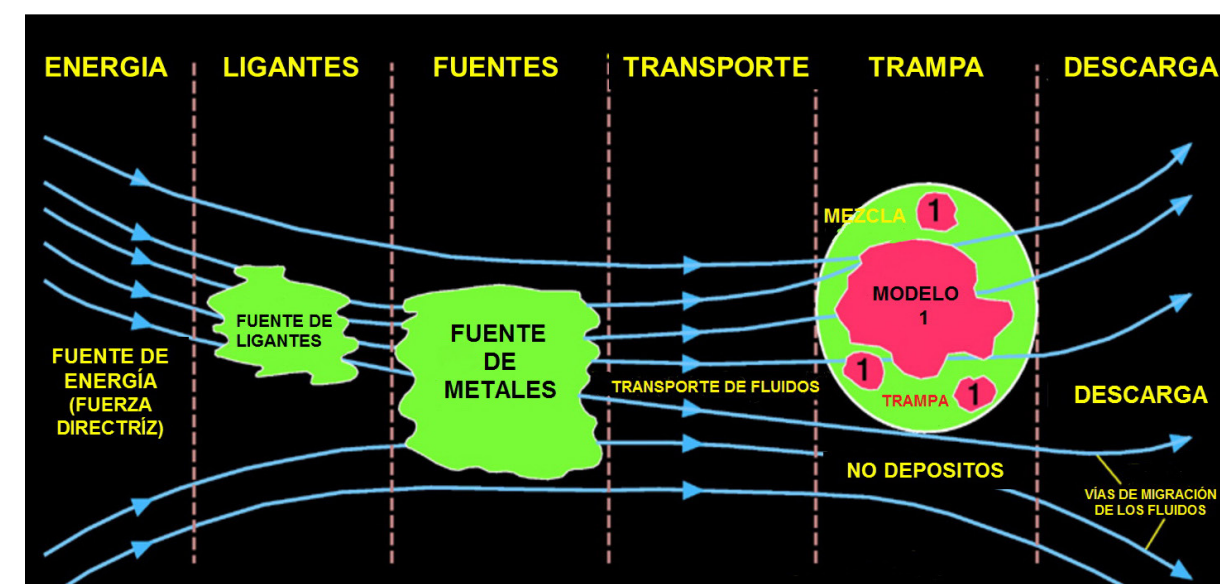
A estos tres ambientes geodinámicos se les añade el de colisión, que no se corresponde con una unidad estructural-tectónica definida, pues representa un proceso geodinámico de convergencia que involucra a dos o más unidades estructural-tectónicas (o geotectónicas) sin generar arcos volcánicos cordilleranos (arco volcánico tipo andino o margen continental activo, tipo Pacífico). En la cubierta, por su parte, se presenta un ambiente geodinámico de intraplaca, al cual se asocia la mineralización supergénica y de placer.

En los cinco ambientes geodinámicos mencionados, presentes en Cuba, se identifican 56 tipos y subtipos de depósitos metálicos, incluidos los posibles, pero no reportados aun, distribuidos como sigue: 16 en arco volcánico insular, 15 en intraplaca, 11 en margen continental, 10 en colisión y 4 en corteza oceánica (ofiolitas).

Una visión panorámica de la metalogénia de Cuba se ofrece en la tabla No 4, en la que se indican los tipos de depósitos conocidos y posibles a encontrar en los distintos ambientes geodiná-

micos y unidades tectónicas presentes en el territorio nacional cubano, acompañados de las asociaciones de componentes metálicos útiles correspondientes.

Para describir la metalogenia de Cuba, además de los ambientes geodinámicos y deposicionales, es necesario utilizar el concepto de sistema mineral, originalmente enunciado por Wyborn *et al.* (1994): "Son todos los factores que controlan la generación y preservación de los depósitos minerales, así como los procesos que están involucrados en la movilización de los componentes de mena desde una fuente, en la transportación y acumulación de los mismos en forma más concentrada, y en la ulterior preservación de esta acumulación a través de la historia geológica posterior." Un sistema mineral puede ser también descrito como "un conjunto de elementos y procesos geológicos espacial y temporalmente relacionados que da lugar a la formación de un depósito mineral o conjunto de ellos" (Torres - Zafra *et al.*, 2005). Sus partes principales son: fuente de metales, vías de migración, fluidos transportadores de metales y otros compuestos, sitio de deposición de mena y fuente de energía (calor) del sistema (figura 35).



**Figura 35.** Representación esquemática de los componentes de un sistema mineral. Tomado de Knox-Robinson & Wyborn (1997).

Tabla No 4. Ditribución de los modelos de depósitos minerales metálicos en Cuba por ambientes y unidades tectónicas

Tipo de Depósito Mineral	Subtipo de Depósito Mineral	Asociación Metálica	Ejemplos de depósitos cubanos	Unidad Tectónica
Mn volcanogénico Tipo Cubano		Mn	Polaris, La Gloria	Cuenca de trasarco
VMS bimodal máfico		Cu, Zn (Pb, Au, Ag, Cd)	No hay ejemplos	AVI Sierra Maestra - Cresta Caimán
VMS bimodal máfico		Cu, Zn (Pb, Au, Ag, Cd)	El Cobre, San Fernando, Antonio	Arco volcánico insular AVI Sierra Maestra - Cresta
Skarn de Fe		Fe	La Grande, Chiquita	Caimán y AVI del Hauteriviano - Albiano
Skarn de Fe-Cu		Fe, Cu (Au)	Antoñica, Arroyo de La Poza	
Skarn de Cu		Cu, Au (Ag, Zn)	Marea del Portillo	
Vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas		Ag, Au, Pb, Zn (Cu, Mn)	Veta Rey, San Miguel	
Mn volcanogénico Tipo Cubano		Mn	Los Chivos, La Margarita, Barrancas - Ponupo IV - Sultana	
Vetas de barita		Ba	El Cedrón	
Cu - Mo ± Au porfírico		Cu (Mo, Au, Ag)	Buey Cabón	
Cu - Mo ± Au porfírico		Cu (Mo, Au, Ag)	Cobre Arimao, Guáimaro	Arco volcánico insular
Cu - Mo ± Au porfírico	subtipo Cu-Au porfírico alcalino	Cu, Au	No hay ejemplos	AVI del Albiano medio - Campaniano
Au - Ag epitermal de alta sulfuración		Au, Ag, Cu (As)	Golden Hill	
Au - Ag epitermal de baja sulfuración		Au, Ag	Florescia, Maclama	
Au - Ag epitermal de baja sulfuración	subtipo Au-Ag epitermal de baja sulfuración alcalino	Au, Ag	Jacinto	
VMS félsico	Subtipo bimodal félsico	Cu, Zn, Pb (Au, Ag, Cd)	Infierno	
Skarn de Fe		Fe	Maragabomba, Loma Alta	
Skarn de Fe-Cu		Fe, Cu (Au, Zn)	Guaos (Francisco Mayo)	
Skarn de Cu		Cu, Au (Ag, Zn)	Cañada Honda, Arimao Norte	
Skarn de Au		Au	Abucha, Jobabo I	AVI del Albiano medio -
Vetas de Th-ETR		Th, ETR, Cu, Au, Ag	Embarque, Tres Antenas	Campaniano
Óxido de Fe-P-ETR Tipo Kiruna		Fe (ETR)	Palo Seco I	
Mn volcanogénico Tipo Cubano		Mn	Naranjo	
Au orogénico Tipo Mother Lode		Au, Ag (Cu)	Reina Victoria, Nuevo Potosí, Descanso	Colisión Asociación ofoilitica mesozoica,
Cu - Zn - Au - Ag orogénico		Cu, Zn (Au, Ag, Ti)	Santa María, Charco Prieto	Terreno de AVI Cretácicos
Au orogénico hospedado en		Au, Ag (Sb)	Delita	Colisión Terreno Pinos, Terreno

Tabla No.4. Continuación...

Tipo de Depósito Mineral	Subtipo de Depósito Mineral	Asociación Metálica	Ejemplos de depósitos cubanos	Unidad Tectónica
secuencias silicoclásticas				
Vetas de cinco elementos Ni - Co - As - Ag ± Bi, U		Ag, Ni, Co (Zn)	Loma del Viento	Guamuhaya y Unidad Tectono Estructural Guaniguanico
Au-EGP orogénico en pizarras negras		Au (EPG)	No hay ejemplos	
Vetas de W		W (Mo)	Lela	Granitoides de colisión
Skarn de Mo		Mo (W, Cu, Pb, Zn, Sn, Bi, U, Au)	No hay ejemplos	Terreno Pinos
Skarn de Sn		Sn (W, Zn, Fe)	No hay ejemplos	
Skarn de W		W (Mo, Cu)	No hay ejemplos	
Vetas auríferas relacionadas con intrusivos reducidos		Au (Sb)	No hay ejemplos	
Mn volcanogénico oceánico		Mn	La Ligera	Litosfera oceánica y suprasubducción
Cromitas podiformes		Cr (Au, EGP)	Merceditas, Camagüey I-II, Caledonia, Casimba	Asociación ofoilitica mesozoica
VMS máfico ultramáfico		Cu (Au, Ag)	Júcaro, Buenavista, Río Negro	
Cu - Ni orogénico ± Au, Co		Ni, Cu (Au, Co, EGP)	La Cruzada, Salomón	
VMS silicoclástico máfico		Cu, Co (Au, Ag)	Unión - Juan Manuel, Hierro Mantua	Margen continental Unidad Tectono - Estructural
Zn - Pb - Ag exhalativo sedimentario	subtipo Selwyn	Zn, Pb, Ag (Cu, Au, Ba)	Santa Lucía, Castellanos, Nieves	Guaniguanico, Terrenos Pinos y Guamuhaya
Cu - Ag - Co hospedado en sedimentos		Cu (Ag)	Matahambre	UTES Remedios y Placetas
Barita estratiforme		Ba	El Indio, Santa Gertrudis	
Zn-Pb MVT	subtipo Irish	Cu, Zn (Co, Ag, Au)	Carlota, Guachinango	Margen continental
Vetas polimetálicas de Pb-Zn-Ag en secuencias silicoclásticas		Pb, Zn (Cu, Ag)	Lola	Terrenos Pinos Unidad Tectono - Estructural
Mn estratiforme		Mn	Mesa I y II	Guaniguanico y Guamuhaya;
Mn estratiforme	subtipo Sedex	Mn	La Pimienta, Gramales, Sábalo	unidades tectono - estratigráficas Remedios y Placetas
Fe exhalativo sedimentario		Fe	La Ceiba	
Al sedimentario		Al	Sierra Azul - Pan de Guajaibón, Manga Larga	
Lutitas negras polimetálicas	Subtipo lutitas negras ricas en Cu-Zn-Ni-Co ± EGP	Cu, Zn, Ni, Co (EGP)	No hay ejemplos	
Pb - Zn - Ag ± Cu tipo Broken Hill		Cu, Pb (Au, Ag)	Isabel Rosa	Margen continental Unidad Tectono Estructural Arroyo Cangre



Tabla No.4. Continuación...

Tipo de Depósito Mineral	Subtipo de Depósito Mineral	Asociación Metálica	Ejemplos de depósitos cubanos	Unidad Tectónica
Fe - Ni - Co supergénico laterítico		Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)	Yagrumaje Oeste, Pinares de Mayarí	Cuencas de Intraplaca Cubierta eocénico –
Fe - Ni - Co supergénico laterítico	Laterítico –pisolítico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)	Luz Sur	cuaternaria
Fe - Ni - Co supergénico laterítico-saprolítico	Laterítico-saprolítico-serpentinitico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)	Punta Gorda, Martí, Piloto	
Fe - Ni - Co supergénico laterítico-saprolítico	Laterítico-saprolítico-arcilloso	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Sc, EGP)	San Felipe	
Fe - Ni - Co sedimentario	Sedimentario aflorante goethítico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Ti, Sc, EGP)	Levisa Norte, Playa La Vaca	
Fe - Ni - Co sedimentario	sedimentario confinado chamosítico	Fe, Ni, Co (Au, Cr, Mn, Ti, Sc, EGP)	No hay ejemplos	
ETR supergénico		ETR (Au)	No hay ejemplos	
Al supergénico		Al	Cayo Guam, Quemado del Negro	
Gossan de Au - Ag		Au, Ag	Loma de Hierro	
Fe supergénico (perdigones eluvio-deluviales)		Fe	San Francisco	
Placer de Au		Au	Río Yabazón, Río Naranjo, Placer Maclama	
Placer de Cr		Cr	Placer Tau, Toa	

**Nota:** Los modelos generales Fe - Ni - Co laterítico - saprolítico y Fe - Ni - Co sedimentario no figuran en la tabla por estar representados por sus submodelos.

Otros componentes a considerar son la fuente de ligantes y la zona de descarga. Un factor que, aunque no es parte del sistema mineral, también influye en la presencia de los depósitos minerales, en un área dada, es el grado de preservación que, a su vez, depende de factores tectónicos, climáticos y geográficos. En general, este concepto es equivalente al de sistema petrolífero y su filosofía geológica es la misma.

A partir de este concepto, en el territorio nacional se pueden distinguir los diez sistemas minerales (ver capítulo dedicado a los sistemas minerales).

Para brindar una clara exposición de la metalogenia cubana, se prefirió presentarla aquí siguiendo un orden por ambientes geodinámicos y no por orden temporal, si bien éste subyace implícito en el orden expositivo de los ambientes geodinámicos, así como de las unidades tectónicas relacionadas con cada uno de ellos y representadas en la base estructuro - tectónica. Debido a que, hasta el momento, no se han detectado en ellas la presencia de depósitos minerales metálicos, no se incluirán algunas unidades contempladas en la base estructuro - tectónica del mapa metalogénico, como las

cuencas a cuestras paleogénicas, la cuenca antepaís y la cuenca sinorogénica del Eoceno Medio y Superior del sur de Cuba oriental.

### Metalogenia de márgenes continentales

Las secuencias de margen continental, generalmente ricas en materia orgánica, están bien representadas en el basamento. Dichas secuencias pertenecen a la periferia de dos bloques distintos de la Placa Norteamericana: el Bloque Maya y el Bloque Florida - Bahamas.

Las secuencias pertenecientes al Bloque Florida - Bahamas se hallan en la parte septentrional del país, desde la provincia La Habana hasta Holguín (Figura 36), extendiéndose bajo las aguas del Canal Viejo de Bahamas, el Estrecho de la Florida y la parte más oriental del Golfo de Méjico. Incluyen importantes secuencias li-toestratigráficas generadoras de petróleo y gas, así como los principales yacimientos conocidos en Cuba de este recurso natural no renovable. A este bloque pertenecen las unidades tectono - estratigráficas Cocos, Remedios, Camajuaní y Placetas, así como la pequeña unidad estructuro - tectónica Asunción, situada en el extremo oriental de Cuba.

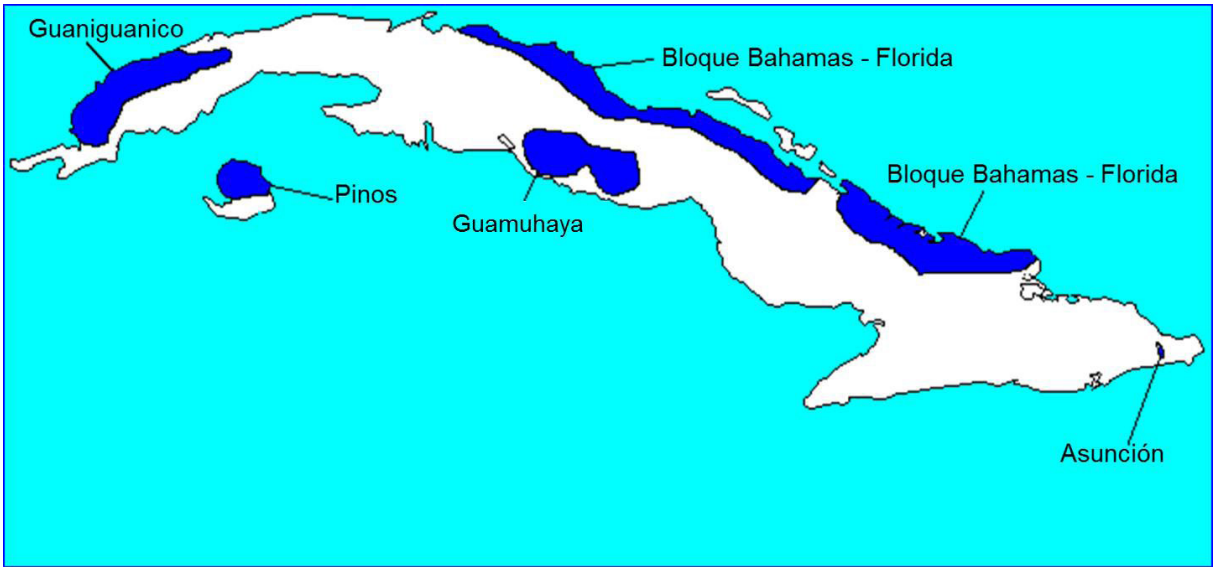


Figura 36. Ubicación de las áreas de afloramiento de secuencias de margen continental en Cuba

En el territorio occidental y central de Cuba, al Oeste de la falla La Trocha, se localizan secuencias de margen continental, generalmente ricas en materia orgánica, pertenecientes a la periferia de dos bloques distintos de la Placa Norteamericana: el Bloque Maya y el Bloque Florida - Bahamas. Estas secuencias forman, a su vez, dos márgenes continentales distensivos. Al septentrional pertenecen la Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico y todas las unidades tectono - estratigráficas del Bloque Florida - Bahamas presentes en Cuba. Al margen continental distensivo meridional, por su parte, pertenecen los terrenos Pinos y Guamuhaia (Escambray). A este último margen distensivo tal vez también pertenezca la discutida unidad estructuro - tectónica o terreno Arroyo Cangre.

Es de notar que todas las unidades y terrenos mencionados, excepto las del Bloque Florida - Bahamas, pertenecen a la parte oriental y nororiental del Bloque Maya (Iturralde - Vinent, 2000 y 2011; Millán, 2003), incluidas las del dominio paleogeográfico “Caribeana” (Iturralde - Vinent, 2011). Todas estas secuencias son parte de la cuenca distensiva que, relacionada con el rift generador de la ruptura del súper continente Pangea, se desarrolló desde el Jurásico hasta el Cretácico Inferior. Eso explica tanto su ubicación en dos márgenes continentales distensivos opuestos como su pertenencia a diferentes bloques de la placa norteamericana.

Caribeana es un dominio paleogeográfico representado por un promotorio extendido dentro

del dominio paleogeográfico Proto-Caribe, desde la península de Yucatán hacia el SE, perteneciente al bloque Maya, que estaba constituido por secuencias sedimentarias silicoclásticas y carbonatadas, las que actualmente aparecen formando parte de varios terrenos con metamorfismo de alta presión – baja temperatura (García Casco *et al.*, 2008).

En la base estructural – tectónica del mapa metalogénico sus autores reconocen dos márgenes distensivos: septentrional y meridional. El margen (continental) distensivo septentrional es integrado por la Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico, todas las secuencias pertenecientes al bloque Florida - Bahamas y por el pequeño bloque de secuencias de margen continental Asunción, ubicado en el extremo oriental de Cuba (municipio de Maisí, provincia Guantánamo). El margen distensivo meridional, por su parte, es representado por las secuencias pertenecientes a los macizos metamórficos Pinos y Guamuhaia, los cuales, por su posición geológica, son considerados terrenos.

Dado que el sistema mineral polimetálico responsable de la formación de los depósitos de los tipos VMS silicoclástico máfico, SEDEX y MVT es de carácter regional, resulta imposible comprender la metalogenia de todas las secuencias de margen continental presentes en Cuba, particularmente la de las pertenecientes al bloque Maya, sin abordar las relaciones paleogeográficas y geológicas existentes entre ellas. Por ello se procede primeramente a describir las rela-



ciones y nexos entre ellas y sus implicaciones metalogénicas antes de describir los rasgos metalogénicos de cada una de ellas por separado.

Para comenzar, ha de examinarse la cuestión de la similitud litológico - estratigráfica general entre la unidad Tectono Estructural Guaniguanico (perteneciente al margen distensivo septentrional) y los terrenos Pinos y Guamuhaya (pertenecientes al margen distensivo meridional). Como puede apreciarse en la figura 37, todas presentan una secuencia silicoclástica inferior J<sub>1</sub> - J<sub>3</sub> y una superior carbonatada J<sub>3</sub> - K. En la Unidad Tectono - Estructural Asunción, aunque en la figura 37 ambas secuencias aparecen como coetáneas (Iturralde - Vinent, 2011), en realidad, los contactos entre ambas son tectónicos, siendo la información bioestratigráfica en las dos muy pobre. Esta similitud general tiene su fundamento en la paleogeografía y estructura geológica de la cuenca a la cual pertenecieron ambos márgenes distensivos, desarrollada durante el Jurásico y la parte baja del Cretácico Inferior a consecuencia de la ruptura del súper continente Pangea, la

apertura del Golfo de México y del Proto Caribe (Iturralde - Vinent, 2011; Linares *et al.*, 2011; Boschman *et al.*, 2014).

Igualmente, como puede apreciarse en las dos reconstrucciones paleogeográficas presentadas (figuras 38a y 38b), no hay contradicción alguna de principio entre la asignación de las secuencias aquí discutidas a los bloques Maya y Florida- Bahamas por un lado y a los márgenes distensivos meridional y septentrional por el otro, pues las secuencias de la Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico, pertenecientes al bloque Maya, se ubican en el flanco septentrional de la paleocuenca Golfo de México - Proto Caribe, al igual que las pertenecientes al Bloque Florida - Bahamas, en tanto que las correspondientes a los terrenos Pinos y Guamuhaya se sitúan en el flanco sur-occidental de la misma. La existencia de esta cuenca y su configuración, como se verá a continuación, resulta esencial para explicar la metalogenia de las secuencias de margen continental existentes en Cuba.

	TERRENO GUANIGUANICO (Sierra de los Órganos)	TERRENO CANGRE	TERRENO PINOS	UNIDAD I (INFERIOR)	TERRENO ESCAMBRAY	UNIDAD IV (SUPERIOR)	TERRENO ASUNCIÓN
				UNIDAD II	UNIDAD III (Megamelange)		
TERCIARIO	Peñas	Ancón y Manacas		El Tambor	El Tambor		
CRETÁCICO SUPERIOR	Pons			La Sabina	La Sabina	La Sabina	
CRETÁCICO INFERIOR	Guasasa	meta-Guasasa		Loma Quivicán	Loma Quivicán	Los Cedros	
JURÁSICO SUPERIOR	Jagua	meta-Jagua	Grupo Girona	Grupo San Juan	Grupo San Juan	Boquerones	Chafarina
JURÁSICO MEDIO	San Cayetano	Arroyo Cangre	Cañada	La Llamágu	La Chispa	Herradura	
JURÁSICO INFERIOR	?	?	?	?	?	?	
TRIÁSICO							Restos Fósiles

Figura 37. Correlación preliminar de las columnas litoestratigráficas de las unidades del margen continental distensivo meridional (terrenos Pinos y Guamuhaya) con las del margen distensivo septentrional (unidades tectono - estratigráficas Sierra de los Órganos y Alturas Pizarrosas del Sur, representadas en el esquema por la columna Sierra de los Órganos, y la Unidad Tectono - Estructural Arroyo Cangre). La Unidad Tectono - Estructural Asunción, perteneciente al Bloque Maya según Iturralde - Vinent (2011), se considera aquí perteneciente al Bloque Florida - Bahamas. Como puede observarse, la figura sugiere fuertemente que todas las unidades correlacionadas, a pesar de las diferencias mutuas presentes, formaban parte de una misma paleocuenca. El grado de completitud de la parte alta de la columna de cada unidad tectónica tiene mucho que ver con su ubicación espacial en relación con el nivel actual del corte erosivo. Tomado de Iturralde - Vinent (2011).

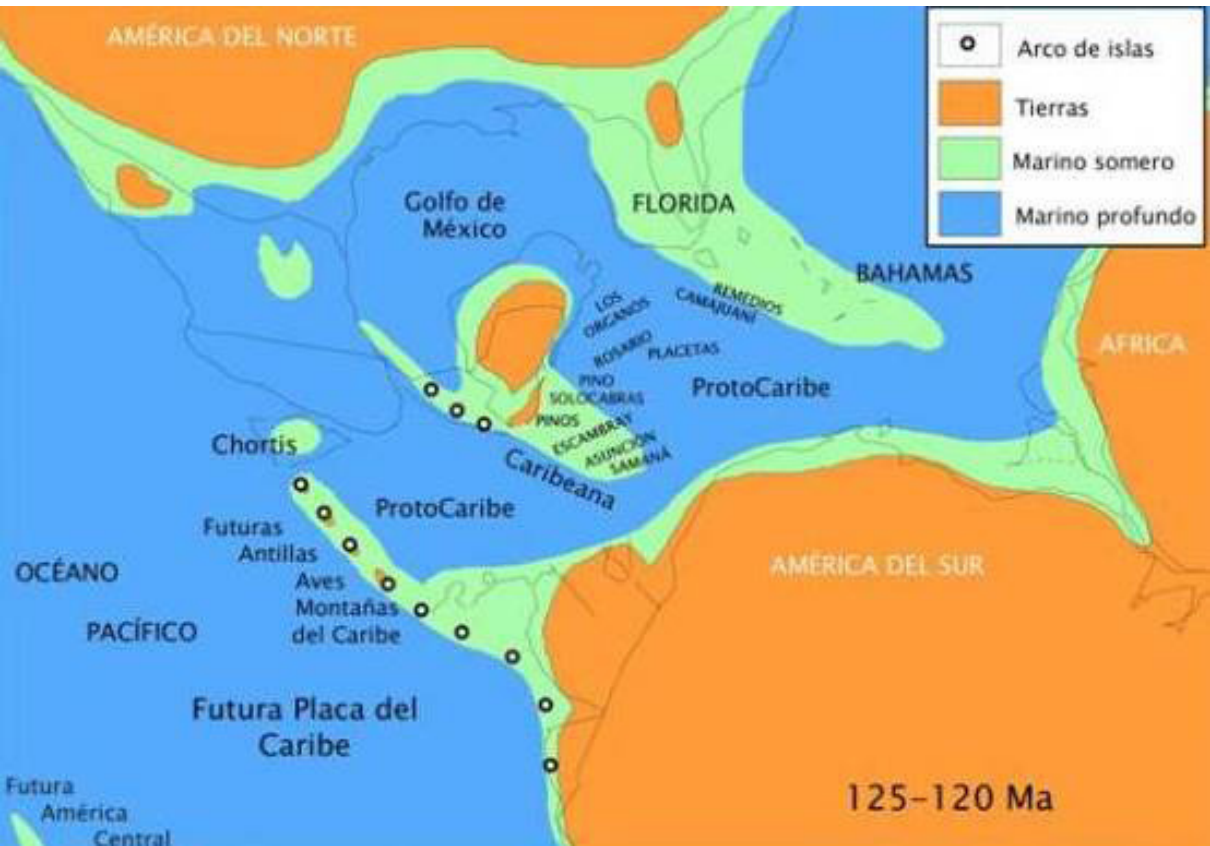


Figura 38a. Mapa paleogeográfico del Caribe 125 - 120 millones de años atrás. Nótese la distribución espacial de las unidades tectónicas de margen continental presentes en Cuba a ambos lados de la cuenca flanqueada por el bloque Florida - Bahamas al NNE y por Caribeana y el Bloque Maya al SSE. Tomado de Iturralde - Vinent (2011).

Las secuencias que componen las unidades pertenecientes al Bloque Maya se distinguen de las del Bloque Florida - Bahamas por la escasez de evaporitas y por albergar numerosos depósitos minerales metálicos, principalmente piríticos y pirítico - polimetálicos portadores de Zn, Pb, Cu, Ba, Au, Ag, y Co. Aquí se encuentran los mayores depósitos piríticos, polimetálicos y auríferos del país, siendo muy abundantes los de Cu. Entre ellos se destacan el yacimiento de Cu Matambre, los pirítico - polimetálicos - preciosos Castellano, Santa Lucía, Nieves, Hierro Mantua y los piríticos con Cu y Co Unión - Juan Manuel (Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico); los piríticos con Cu, Zn, Au y Co Carlota y Guachinango (Terreno Guamuhaya); el de Au Delita y de W Lela (Terreno Pinos). De ahí la gran importancia que reviste para el país el estudio metalogénico de estas unidades y la evaluación de su potencial de recursos minerales.

La Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico, en su conjunto, está compuesta en su parte inferior por secuencias silicoclásticas, las cuales

hacia arriba pasan a ser silicoclástico - carbonatadas, para tener una composición eminentemente carbonatada en la parte superior del corte. De este conjunto, corresponden al sinrift las secuencias silicoclásticas de la Fm. San Cayetano (parte indiferenciada), en tanto el miembro Castellano de la ya mencionada formación y las formaciones Jagua y Francisco, así como la parte baja, silicoclástica y silicoclástico - carbonatada, de la llamada Fm. Esperanza representan una etapa de transición entre el sinrift y el postrift, perteneciendo al postrift el resto de las unidades litoestratigráficas que conforman esta unidad (Linares *et al.*, 2011).

El conjunto de secuencias que componen esta unidad tectono - estructural es generalmente rico en materia orgánica, acumulado en ambientes predominantemente reductores, los cuales abarcan facies deposicionales emergidas y costeras, así como de aguas someras, presentes en las unidades Alturas Pizarrosas del Sur y Sierra de los Órganos, así como de aguas moderadamente profundas y profundas, tal como se observa



en la unidad Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza (Haczewski, 1976). En general, el metamorfismo regional está ausente o es leve (no pasa de pizarras-filitas). La presencia de esta variedad de facies hace que esta unidad tectónica sea la más apropiada para describir la estructura y metalogenia de la paleocuenca distensiva del J – K<sub>1</sub>.

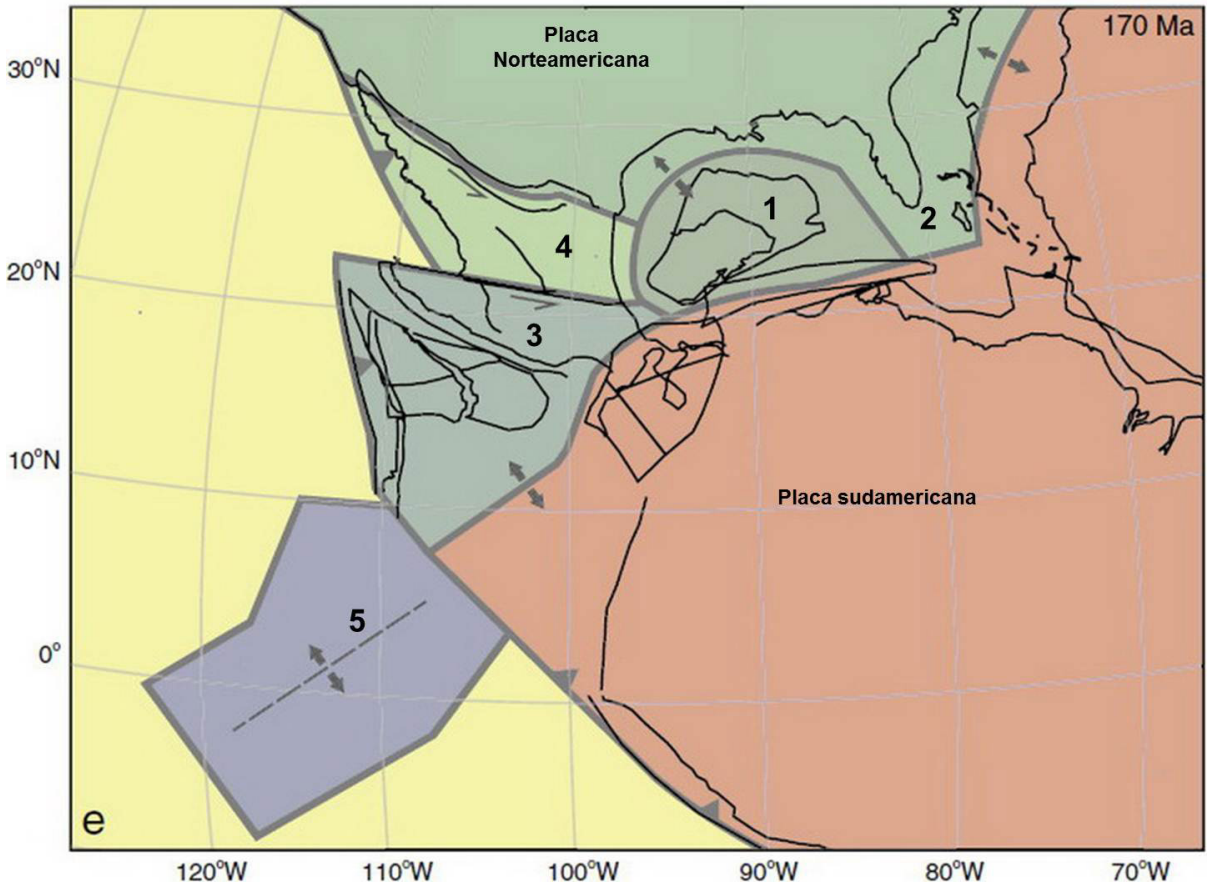
De acuerdo con su corte estratigráfico y posición estructural, dentro de Guaniguanico se distinguen varios grandes paquetes o unidades tectono – estratigráficas (UTE) grandes, que en orden ascendente son (ver figura 11):

- Unidad Tectono - Estratigráfica Sierra de los Órganos (SO).
- Unidad Tectono - Estratigráfica Alturas de Pizarras del Sur (APS).

Unidad Tectono - Estratigráfica Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza (SR-APN-E).

Unidad Tectono - Estratigráfica Pan de Guajabón

La unidad inferior (Sierra de los Órganos) es la de ubicación palinspástica original más septentrional, en tanto la unidad Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza es la de ubicación más meridional, de modo que representa el borde S del margen continental distensivo septentrional (Cobiella-Reguera, 2008). La unidad Alturas Pizarrosas del Sur ocupa una posición intermedia entre ambas. En este sentido, es de destacar que en la Unidad Tectono - Estratigráfica Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza los cortes del Jurásico Superior al Daniano son muy semejantes a los



**Figura 38b** Mapa paleogeográfico de la región centroamericana y caribeña 170 millones de años atrás. Nótese como los bloques Maya y Florida- Bahamas ocupan posiciones opuestas a ambos lados de la zona de expansión que dio lugar a la aparición del Golfo de Méjico, quedando el primero al Sur y el segundo al Norte. Tomado de Boschman *et al.*, 2014. Leyenda adicionada por los autores del presente texto para hacer más explícita la figura. 1. Bloque Maya. 2. Bloque Florida - Bahamas. 3. Bloque Chortis y bloque de México SW. 4. Bloque de México septentrional. 5. Zona de formación de la placa Caribe.

de la Unidad Tectono - Estratigráfica Placetas, del Bloque Florida - Bahamas del norte de Cuba central (Cobiella-Reguera, 2000, 2009; Pszczolkowski, A., R. Myczynski, 2003). Aunque este aspecto aparece expuesto en el capítulo correspondiente a la explicación de la base estructuro - tectónica del mapa metalogénico, se trata nuevamente aquí por las implicaciones metalogénicas que presenta, y que se examinan más adelante.

La UTE Pan de Guajabón, considerada una unidad del margen continental, representa una secuencia carbonatada de plataforma submarina.

La Fm. San Cayetano es la unidad litoestratigráfica más ampliamente distribuida en la Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico, que presenta dos áreas bien definidas de afloramientos. Una septentrional (San Cayetano Norte, en la

tabla No 5), perteneciente a la UTE SR-APN-E y una meridional, perteneciente a la unidad APS (San Cayetano Sur en la tabla No 5). Estas dos áreas de afloramiento de la Fm. San Cayetano están separadas en superficie por el cinturón de mogotes (secuencia de rocas calcáreas carisificadas, de relieve cónico), perteneciente a la UTE Sierra de los Órganos, excepto en el extremo SW del área de afloramiento de esta unidad tectono - estructural, donde ambas áreas están en contacto tectónico directo una con la otra, en concordancia con lo que sucede con las respectivas unidades tectono - estratigráficas.

Tal como se aprecia en la tabla No 5, la pertenencia de ambas partes de la formación a unidades tectono - estratigráficas diferentes se refleja en su comportamiento geoquímico.

**Tabla No 5.** Comportamiento geoquímico de la Fm. San Cayetano. Valores expresados en ppm.

FORMACIÓN	Pb	Zn	Cu	Ag	Ba	Co	Mo	Ni	Cr	V	Zr
<b>Media</b>											
San Cayetano total	19,95	50,12	18,26	1,26	316,23	14,86	1,26	50,12	<b>79,43</b>	39,81	251,19
San Cayetano Norte	19,95	50,12	20,59	1,26	251,19	16,84	1,58	50,12	<b>79,43</b>	25,12	251,19
San Cayetano Sur	19,95	50,12	16,88	1,12	316,23	12,59	1,26	39,81	<b>79,43</b>	39,81	316,23
<b>Fondo</b>											
San Cayetano total	19,00	42,00	18,00	0,74	280,00	11,00	0,30	38,00	<b>78,00</b>	29,00	190,00
San Cayetano Norte	18,00	45,00	19,00	0,80	220,00	12,00	0,40	38,00	<b>72,00</b>	22,00	160,00
San Cayetano Sur	20,00	42,00	17,00	0,70	290,00	11,00	0,25	33,00	<b>79,00</b>	34,00	230,00
<b>Moda</b>											
San Cayetano total	20,0	40,0	20,0	1,0	100,0	40,0	1,0	30,0	<b>40,0</b>	30,0	400,0
San Cayetano Norte	20,0	40,0	10,0	1,0	100,0	40,0	1,0	100,0	<b>30,0</b>	20,0	400,0
San Cayetano Sur	20,0	40,0	20,0	1,0	300,0	40,0	1,0	30,0	<b>40,0</b>	30,0	400,0

En cuanto a la importancia cuantitativa de las diferencias observadas en la tabla 5, en muchos casos esta supera el 20 %. Esto es así para 5 de los 11 elementos en la moda, para 5 elementos en la media y para 4 en el fondo. De ellos, los elementos Ba y V presentan más del 20 % de diferencia en los tres parámetros geoquímicos, mientras que Ni y Zr la presentan en dos de ellos. Así, aunque la Fm. San Cayetano se considera más o menos homogénea desde el punto de vista litoestratigráfico, no lo es desde el punto de vista geoquímico. En este sentido, el mayor contenido regional de Pb y Zr y los más bajos contenidos regionales de Co, Mo y Ni sugieren una influencia más marcada de la corteza continental sobre el contenido metalífero de las secuencias de la Fm. San Cayetano pertenecientes a la Unidad Tectono - Estratigráfica APS con respecto a las pertenecientes a la unidad tectónica SR-APN-E.

Este resultado es concordante con lo anteriormente explicado acerca de las posiciones palinspásticas de las unidades que componen a la unidad Guaniguanico dentro de la paleocuenca distensiva y constituye un argumento adicional de apoyo a esta. Cabe recordar que para esta unidad litoestratigráfica Haczewski (1976) señaló la presencia, de ambientes de sedimentación, terrestres y marinos someros, en las secuencias correspondientes a la unidad Pizarras del Sur y, marinos más profundo, para las relacionadas a la unidad SR-APN-E.

Durante la evolución de la parte inferior de las cuencas de rift suele aparecer primeramente un magmatismo félsico. Si bien este magmatismo félsico no ha sido observado en Guaniguanico, sí hay evidencia de su presencia en bloques tectónicamente exhumados dentro de las secuencias del Bloque Florida - Bahamas: granitos jurásicos en el Complejo Socorro (región limítrofe entre las provincias Matanzas y Villa Clara, cercana a la costa norte) con una edad U-Pb de 172 millones de años (Renne *et al.*, 1989; Somin y Millán 1981) y ortogneiss, de origen granodiorítico, con una edad K-Ar, en moscovita, de 196 millones de años, en la unidad litodémica La Palma, situada en el NW de la provincia de Holguín (Pentelenyi *et al.*, 1990).

Este magmatismo félsico es a continuación sustituido por un magmatismo máfico toleítico distensional, que sí está presente en las secuencias de la UTE Guaniguanico en grado variable (desde moderado hasta ausente). Las rocas magmáticas están representadas aquí por ga-

bros, diabasas y basaltos, que generalmente aparecen en forma de cuerpos intrusivos o efusivos concordantes y pequeños sills, aunque también se han reportado diques (Piotrowski, 1977; Cobiella – Reguera, 1996). Estos cuerpos son generalmente de pequeño tamaño, con excepción de los correspondientes a la Fm. Sábalo y al macizo intrusivo Olga - Jagua. Estas manifestaciones del magmatismo de margen continental aparecen en las formaciones Arroyo Cangre (donde están metamorfizados), Esperanza, Francisco, Jagua y Sábalo.

En cuanto a la geoquímica de las rocas magmáticas y sobre la base de los análisis y estudios realizados a muestras de la Fm. Sábalo, Allibon *et al.* (2008) concluyen que estos basaltos son semejantes a los basaltos continentales de bajo contenido de Ti y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. También enfatizan que se derivan de la mezcla de una fuente mantélica con un componente astenosférico, similar al tipo E-MORB, con escasa cantidad de marcadores de contaminación cortical y asimilación de sedimentos, refiriendo su origen a la riftogénesis vinculada con la desintegración del súper continente Pangea.

De acuerdo con la ubicación palinpástica de S a N de las tres UTEs es en la unidad Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza donde, por su cercanía al eje de la cuenca, el magmatismo riftogénico de margen continental fue más abundante e intenso. La unidad Sierra de los Órganos, por su parte, representa al banco carbonatado externo del margen continental distensivo septentrional, ubicado en la periferia N de la paleocuenca y, en consecuencia, no afectado por el mencionado magmatismo. Esta distribución espacial dentro de la paleocuenca se representa esquemáticamente en la figura 39. Lógicamente, durante la etapa de sinrift, en todas ellas se acumularon sedimentos silicoclásticos marinos y continentales (Haczewski, 1976; Cobiella-Reguera, 2000 y 2008), los que al final de esa etapa fueron sustituidos por los sedimentos carbonatados.

Otro rasgo característico de las cuencas de rift es el desarrollo de secuencias evaporíticas, las que pueden alcanzar grandes espesores, asociadas a la aparición de cuencas marinas someras y con circulación restringida de las aguas donde la evaporación es intensa. Este tipo de secuencia se encuentra bien desarrollada en las unidades pertenecientes al bloque Florida- Bahamas, del margen continental distensivo septentrional, siendo representada en

Cuba por la Fm. Punta Alegre. En la UTE Guaniguanico, aunque presentes, las evaporitas solo aparecen en forma de pequeñas intercalaciones locales.

Las investigaciones realizadas en el mundo sobre la génesis de los depósitos de los tipos SEDEX y MVT han permitido concluir que la generación de los grandes volúmenes de salmueras de cuenca, necesarios para la formación de los depósitos de sulfuros masivos hospedados en sedimentos de ambos tipos, requiere de mares someros con circulación altamente restringida de las aguas y ubicados en zonas de climas cálidos y/o áridos, generalmente presentes a 25° ± 10° de latitud, en los cuales la evaporación supera a la entrada de agua fresca en grado suficiente para poder llevar grandes cantidades de agua marina a una condición cercana al límite de saturación de la sal. Esto se refleja en el hecho de que las cuencas contenedoras de depósitos SEDEX están bordeadas por grandes plataformas carbonatadas marinas de mares interiores someros, con una extensión superficial del orden de 100 mil a 1 millón de km<sup>2</sup> (como la plataforma de Bahamas), las cuales constituyen el ambiente ideal para la generación de estas salmueras (Goodfellow y Lydon, 2007; Emsbo, 2009; Leach *et al.*, 2010).

Como puede notarse, la paleocuenca distensiva J - K<sub>1</sub>, de la cual formaban parte las secuencias de Guaniguanico (junto al resto de las pertenecientes a los márgenes distensivos meridional y septentrional), constituye un ejemplo representativo de este tipo de cuenca, en la que se presentaron todas las condiciones regionales geológicas, paleogeográficas y paleoclimáticas arriba señaladas como necesarias para la ocurrencia de procesos metalogenéticos, conducentes a la formación de depósitos de los tipos siguientes:

- Zn - Pb - Ag Exhalativo - Sedimentario (subtipo Selwyn)
- Cu ± Ag ± Co hospedado en sedimentos.
- Barita Estratiforme
- VMS silicoclástico - máfico
- Vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag en secuencias silicoclásticas.
- Mn estratiforme del subtipo SEDEX.
- Zn - Pb MVT (Zn - Pb ± Cu subtipo Irish)

A tenor con las definiciones dadas y visto de conjunto, el sistema mineral de la paleocuenca distensiva del J - K<sub>1</sub>, estuvo estructurado de la siguiente forma:

En la UTE Guaniguanico están presentes los primeros seis modelos mencionados; el séptimo aparece en el Terreno Guamuhaya. En el listado anterior no se incluye el modelo Pb - Zn - Ag ± Cu tipo Broken Hill (presente en la UTE Arroyo Cangre), ya que surge como resultado del metamorfismo regional de depósitos del tipo VMS silicoclástico - máfico o Zn - Pb - Ag Exhalativo - Sedimentario.

Fuente de metales: paquete sedimentario silicoclástico del sinrift y de la parte más temprana del postrift, con magmatismo máfico de margen continental. Los metales fueron aportados principalmente por las rocas silicoclásticas oxidizadas, acumuladas en la parte de la cuenca sedimentaria y por las rocas de su fundamento continental, de las que fueron lixiviados por fluidos clorurados de cuenca, progresivamente calentados por el gradiente geotérmico anómalo producido por la actividad magmática profunda. El magmatismo máfico pudo aportar una parte significativa del Fe y Co presente en las menas.

Fuente de energía: magmatismo máfico profundo asociado con la riftogénesis, y ascenso de material mantélico, durante el desarrollo inicial del margen continental. La actividad ígnea máfica somera constituyó una fuente local suplementaria de calor para el proceso de formación de mena.

Vías de migración: fallas extensionales de gran amplitud cortical, por la que ascendieron los fluidos hidrotermales mineralizados. Estas fallas delimitaron cuencas de segundo y tercer orden en el interior de la paleocuenca distensiva y ejercieron el control estructural de la mineralización

Fluidos transportadores de metales: fluidos inicialmente clorurados oxidizados que, durante su ascenso a través del paquete sedimentario, se transformaron en reducidos, sulfurados y ácidos: de temperatura más bien baja, los que transportaron Pb, Zn y Ag, y más alta, los que condujeron el Cu (y posiblemente el Au) hasta los sitios de deposición de mena.

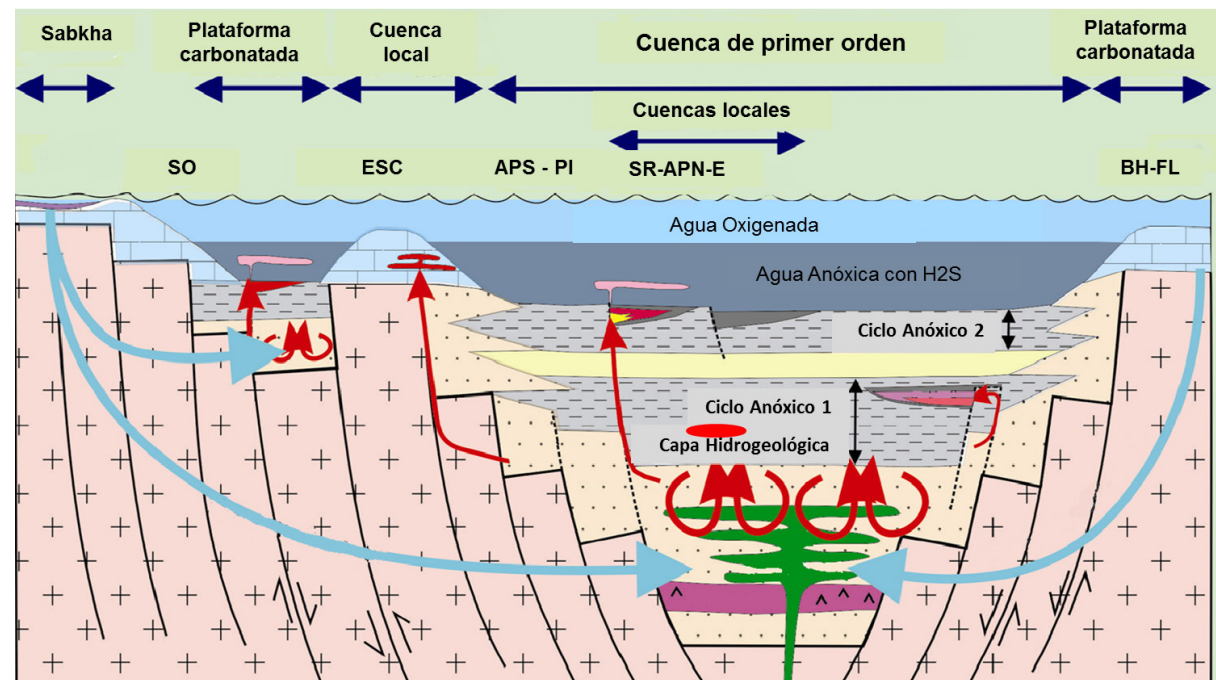
Sitios de deposición de mena: secuencias silicoclásticas y carbonatadas ricas en materia orgánica, con carbono orgánico total (COT) mayor de 1 %, compuestas generalmente por litologías de granulometría fina (lutitas pizarrosas, pizarras arcilloso - hidromicáceas, calizas, dolomitas y limolitas) y areniscas. Las litologías silicoclásticas presentaban cantidades subordinadas de carbonatos (de 10% - 20%) o buena permeabilidad



al momento de ocurrir el evento metalogénico. Estas litologías hospederas ejercieron el control litológico de la mineralización.

Dentro del sistema mineral de la figura 39, los VMS silicoclástico - máficos se distinguen de los SEDEX y MVT por su más estrecha relación con el magmatismo máfico presente en la cuenca, lo cual determina, a su vez, la composición predominantemente pirítico - cuprífero - cobaltífera de las menas. Otros tipos de depósitos que pueden aparecer en este sistema mineral son los de barita estratiforme, Mn estratiforme del subtipo SEDEX, Cu  $\pm$  Ag  $\pm$  Co hospedado en sedimen-

tos y las vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag en secuencias silicoclásticas. Igualmente puede aparecer el tipo Pb - Zn - Ag  $\pm$  Cu tipo Broken Hill en aquellas partes del sistema mineral que sufran ulteriormente los efectos del metamorfismo regional (facies esquistos verdes o superior). Como se verá a continuación, todos los modelos de depósitos arriba mencionados se hallan presentes en las unidades de margen continental distensivo existentes en Cuba.



**Figura 39.** Esquema idealizado del sistema mineral VMS silicoclástico máfico - SEDEX - MVT en una cuenca distensiva flanqueada por márgenes continentales en proceso de desarrollo. En la figura se muestra el lugar ocupado en ella por las unidades tectono - estratigráficas que forman la UTE Guaniguanico y por los terrenos de margen continental Pinos y Guamuha. Se aclara que el ordenamiento de estas unidades en la figura no refleja su distribución paleogeográfica, sino su lugar aproximado dentro del sistema mineral representado en la figura. Leyenda. Gris claro: sedimentos silicoclásticos finos reducidos ricos en materia orgánica. Gris oscuro: mena sulfurada diseminada. Amarillo claro: Sedimentos silicoclásticos oxidizados pobres en materia orgánica. Crema claro: Areniscas oxidizadas. Azul claro: calizas y dolomitas. Verde: magmatismo máfico concordante y fisural de margen continental asociado al rift. Rosado claro: Corteza continental. Morado: evaporitas. Flechas azules gruesas, circulación descendente de fluidos clorurados de cuenca, lixiviantes de metales. Flechas rojas delgadas: vías de migración de los fluidos hidrotermales mineralizados de cuenca. Flechas rojas gruesas: celdas convectivas de fluido hidrotermal magmático. Rosado oscuro: plumas hidrotermales descargadas en el fondo marino. Cuñas y cuerpos en rojo: depósitos de Zn - Pb - Ag exhalativo - sedimentario las ubicadas en secuencias silicoclásticas de grano fino; depósitos de Zn - Pb MVT las ubicadas en calizas y dolomitas. En el caso de las secuencias de margen continental distensivo, presentes en Cuba, estos depósitos son de los subtipos Selwyn y Zn - Pb  $\pm$  Cu subtipo Irish, respectivamente. Óvalo alargado rojo: depósitos del tipo VMS silicoclástico máfico. UTEs y terrenos: SR-APN-E: unidad Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza. APS - PI: unidad Alturas de Pizarras del Sur (APS) y Terreno Pinos (PI). SO: unidad Sierra de los Órganos. ESC: Terreno Guamuha. BH-FL: Bloque Florida - Bahamas. Modificado de Goodfellow y Lydon (2004).

### Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico

Esta unidad se distingue metalogénicamente por la presencia de depósitos pirítico - polimetálicos y cupríferos hospedados en secuencias ricas en materia orgánica. Entre ellos, se destacan el yacimiento Hierro Mantua y el prospecto Unión - Juan Manuel, representativos de los VMS silicoclástico - máficos; el yacimiento Matahambre, perteneciente a los depósitos de Cu  $\pm$  Ag  $\pm$  Co hospedado en sedimentos; los yacimientos Santa Lucía, Castellano y el prospecto Nieves, representativos del modelo de depósito Zn - Pb - Ag Exhalativo - Sedimentario (subtipo Selwyn). Estos tres modelos mencionados son los principales por su significación económica, completándose la carga metalogénica del territorio con la presencia de los modelos siguientes:

Barita estratiforme (Isabel María).  
Mn estratiforme del subtipo SEDEX (manifestación La Pimienta).  
Mn estratiforme (manifestaciones La Mesa I y II)  
Vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag en secuencias silicoclásticas (manifestación Lola).  
Vetas de Cinco Elementos Ni - Co - As - Ag  $\pm$  Bi, U (manifestación Loma del Viento).

El conjunto de los datos recopilados sobre el contenido de materia orgánica en la unidad Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza, muestra que las calizas contienen entre 1% y 25%, incluso hasta 30%, de sustan-

cia carbonosa, mientras en las areniscas cuarzosas y las limolitas de grano grueso hay de 1% a 5% de sustancia carbonosa y en las limolitas de grano medio y fino llega hasta 7 %. Por su parte, las lutitas pizarrosas negras contienen entre 10% y 35 % de sustancia carbonosa. Estas últimas, en el caso del Mb Castellano de la Fm. San Cayetano, unidad litoestratigráfica hospedera de la mineralización SEDEX en Guaniguanico, presentan una estructura esquistosa finamente laminada. Es de notar la presencia en ellas de aisladas intercalaciones de carbón de 0,1 mm a 1 - 2 mm (raramente hasta 15 mm). Expresado en términos de Carbono Orgánico Total (COT), el contenido de materia orgánica en esta unidad (Lobanov *et al*, 1976; Nanian *et al*, 1979; Mormil, 1980) oscila entre 0,5 % y 23,86 % de COT, correspondiendo el último de los valores a las rocas encajantes del prospecto Nieves. Por otro lado, el estudio detallado del contenido de materia orgánica en los yacimientos Santa Lucía y Castellano (Lobanov *et al*, 1976) indica que el proceso de precipitación de mena condujo a una reducción del contenido de materia orgánica, en los cuerpos minerales, en relación con la inicialmente presente en las rocas afectadas. Esto concuerda con lo observado en depósitos metálicos hospedados en secuencias ricas en materia orgánica en otras partes del mundo. Es notable aquí la presencia de hidrocarburos líquidos en las rocas encajantes de estos yacimientos (Figura 40, 41 y 42).



**Figura 40.** Lutitas pizarrosas negras mineralizadas ricas en materia orgánica en la cantera del yacimiento Santa Lucía



**Figura 41.** Manifestación de hidrocarburos en la cantera del yacimiento Santa Lucía. La misma fue muestreada y analizada en el Centro de Investigaciones del Petróleo (CEINPET), donde se determinó el carácter natural de estos.





**Figura 42.** Manifestación de hidrocarburos en la cantera del yacimiento Castellano. Esta manifestación guarda relación con el elevado contenido de COT del Mb Castellano y de la Fm. San Cayetano en general, la cual es considerada una buena unidad generadora de hidrocarburos.

La unidad Sierra de los Órganos está compuesta por secuencias carbonatadas y silicoclástico - carbonatadas (formaciones Guasasa y Jagua, entre otras), las que son subyacidas por secuencias silicoclásticas pertenecientes a la parte alta de la Fm. San Cayetano (Pszczółkowski, 1978 y 1987). Esta sección carbonatada se caracteriza por presentar solamente pequeñas ocurrencias de Mn estratiforme, de origen sedimentario (manifestaciones Mesa I y Mesa II). En ellas, los cuerpos minerales son lenticulares, concordantes con las rocas encajantes y estratigráficamente controlados. Tienen de 30 m - 40 m hasta 150 m de longitud por el rumbo, con espesores entre 0,3 m y 1,5 m y se separan a 40 m - 50 m (hasta 90 m) unos de otros. A veces las calizas situadas en sus flancos contienen óxidos de manganeso en un espesor de hasta 6,5 m. El contenido de MnO en estas menas es de 45% a 50,8 %, y se localizan en el Mb El Americano (Tithoniano – Barresiano inferior) de la Fm. Guasasa

y en las olistoplasmas carbonatadas de la Fm Manacas (Burov *et al.*, 1986).

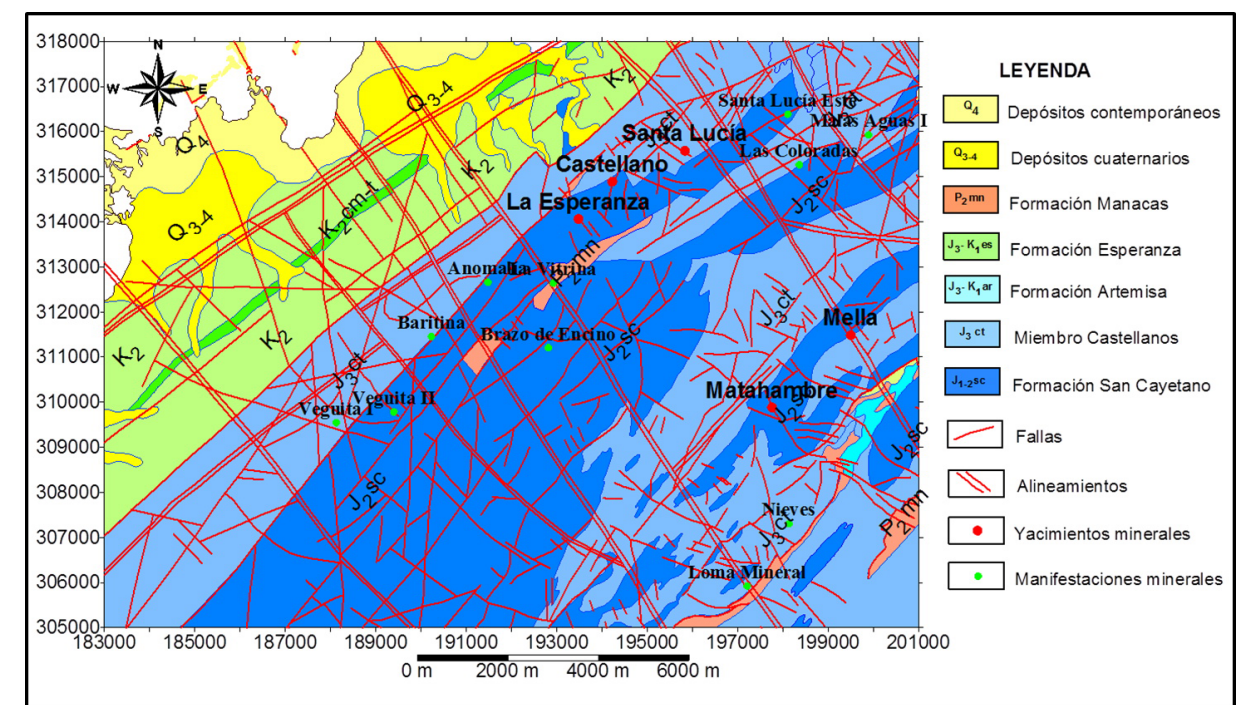
La unidad Alturas de Pizarras del Sur no ha sido estudiada desde el punto de vista de su contenido en materia orgánica. No obstante, por estar constituida básicamente por secuencias de la parte indiferenciada de la Fm. San Cayetano, se estima que su contenido en materia orgánica debe ser similar al observado en las secuencias de esta formación en las Pizarras del Norte, aunque no existen datos cuantitativos que lo confirmen. No obstante, debe tenerse en cuenta la diferencia de ambiente deposicional entre ambas (continental - costero en la primera y marino en la segunda) También presenta un bajo grado de estudio en lo que a los depósitos metálicos se refiere. De acuerdo con lo conocido hasta ahora, se caracteriza por la presencia de depósitos baríticos (Santa Gertrudis, El Indio, La Paloma, e Isabel María). Los mismos se encuentran en secuencias de areniscas cuarzo - feldespáticas

y cuarzosas con intercalaciones de limolitas de composición sericítico - cuarzosa. La barita en ellos suele ser masiva y de color blanco, siendo la mena de composición barítico - cuarzosa. Lo más importante a destacar en esta unidad es el hecho de que en estas menas baríticas casi no aparece mineralización polimetálica acompañante, lo que apunta a la independencia de este tipo de mineralización en relación con la pirítico - polimetálica.

La mineralización metálica dentro de Guaniguanico se concentra en las unidades tectono - estratigráficas Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza (Figura 43), la cual presenta un elevado grado de estudio, y Alturas de Pizarras del Sur, con un grado de estudio, hasta el momento, mucho más bajo. La Unidad Tectono - Estratigráfica Sierra de los Órganos, en cambio, presenta muy escasa mineralización, pudiendo estar la causa de ello en el hecho de que sus secuencias son representativas del margen externo de la paleocuenca, la porción menos afectada por el evento metalogénico asociado al desarrollo de la misma.

El examen de la petrografía de las rocas encajantes de mena de los yacimientos Castellano (Figura 44 y 45), Santa Lucía (figura 46, 47 y 48), Matahambre y Hierro Mantua (figura 49), así como en los prospectos Santa Lucía Este, Nieves, Unión - Juan Manuel, Esperanza y Sur, permiten establecer que las secuencias hospederas de mena en la unidad Guaniguanico son lutitas y limolitas, ambas pizarrosas y carbonosas, finamente estratificadas y con intercalaciones de calizas y dolomitas, así como areniscas calcáreas, cuarzo - feldespáticas y cuarzosas. Las lutitas y limolitas se componen de hidromicas, arcillas, cuarzo, feldespatos y carbonatos, con presencia constante de pirita. La dolomita, la calcita y la siderita se encuentran uniformemente diseminadas, acompañadas por clorita y sericita. Las lutitas y las limolitas albergan mineralización pirítico - polimetálica, mientras que las areniscas hospedan básicamente mineralización cuprífera.

Los fluidos mineralizantes, portadores de metales base y preciosos, que dieron origen a los depósitos eran reducidos y ácidos. Esto estaba condicionado por el carácter reductor de la mayor parte de la estratigrafía del Jurásico - Cretácico Inferior existente en la zona.

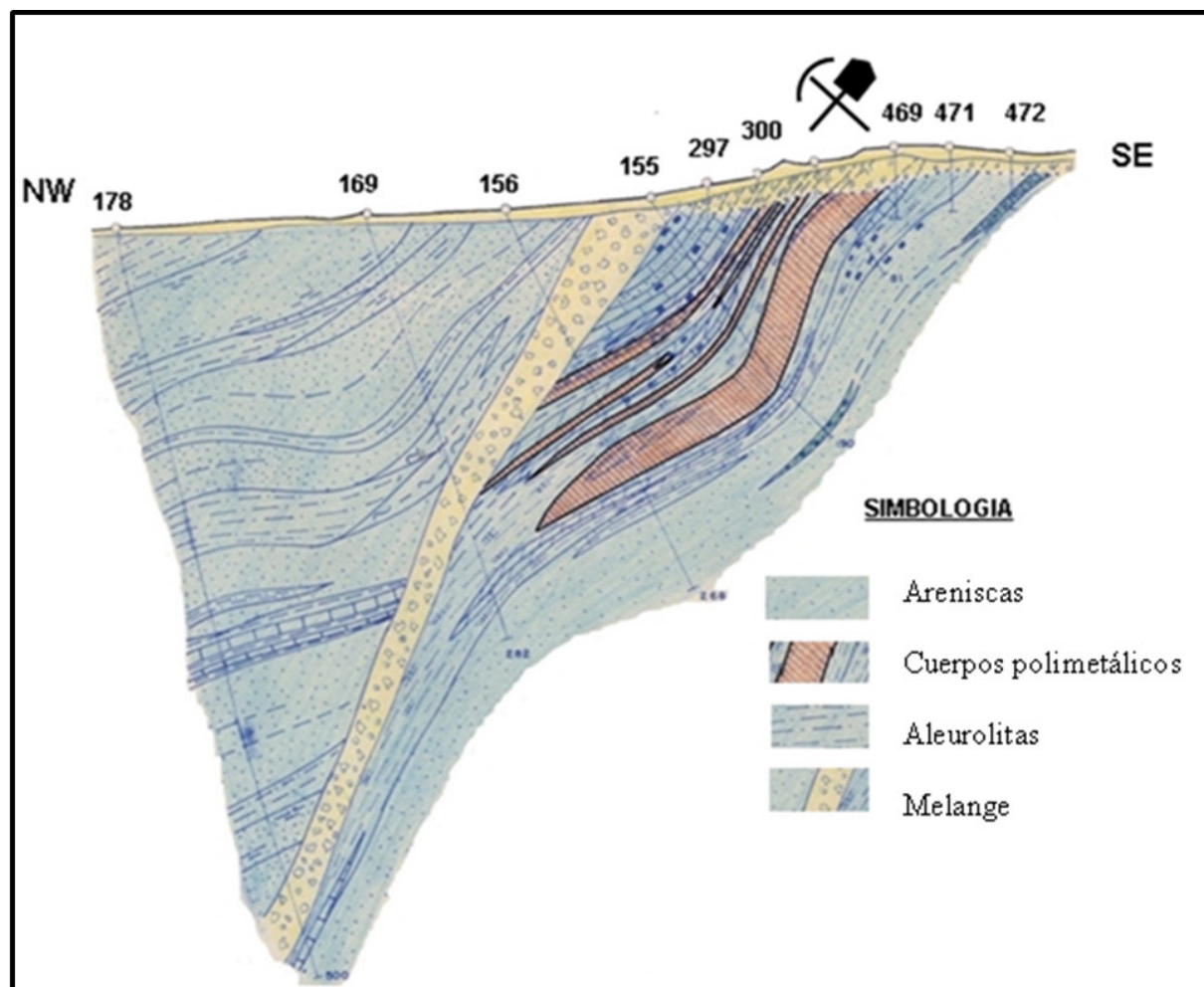


**Figura 43.** Mapa del Distrito Mineral Santa Lucía - Castellano, situado en la Unidad Tectono - Estratigráfica Sierra del Rosario-Alturas Pizarras del Norte-Esperanza. Base geológica a escala 1:50 000 Astajov *et al.*, 1985. Tomado de Romero - Espinosa (2012)





**Figura 44.** Vista de la parte central de la cantera del yacimiento Castellano. Puede observarse en ella la presencia de menas oxidadas y primarias. La inactividad de la cantera desde 1998 ha dado lugar a la formación de flujos detríticos en sus paredes, particularmente en las meridionales.



**Figura 45.** Perfil 33 del yacimiento Castellano. Tomado de Aniatov, 1983. Lo que aparece como “aleurolitas” son lutitas.



**Figura 46.** Mena oxidada y primaria en la cantera del yacimiento Santa Lucía. Los taludes en la parte izquierda y central de la imagen tienen orientación E – W, en tanto en la parte derecha están orientadas de SW a NW, tal como indican las flechas rojas. Las rocas pardo grisáceas del escalón más alto en la parte izquierda y central de la imagen corresponden a las rocas hospederas intemperizadas, pertenecientes al Mb Castellano (J3<sup>ox</sup>) de la Fm. San Cayetano. Las rocas marcadamente rojas hacia la derecha del observador corresponden a las menas oxidadas masivas (gossan). Las rocas de color oscuro aflorantes en los escalones inferiores corresponden a las lutitas negras encajantes y a las menas polimetálicas primarias.



**Figura 47.** Lutitas pizarrosas ricas en materia orgánica hospederas del yacimiento Santa Lucía. El color amarillo evidencia la presencia de azufre y el color gris claro la autocombustión del mineral.



La naturaleza singenética de las menas de los depósitos del tipo VMS silicoclástico máfico es evidenciada por la presencia de pirita framboidal (Hierro Mantua y Unión - Juan Manuel) y globular (Unión - Juan Manuel), así como de marcasita y materia orgánica en ambos depósitos mencionados. La yacencia concordante de las menas, plegadas conjuntamente con el medio encajante, la morfología estratiforme de los cuerpos minerales y su distribución en varios niveles mineralizados, y el carácter difuso de los contactos mena - rocas encajantes, son otros elementos que indican una génesis singenética primaria para estos depósitos (Kozulin *et al.*, 1973; Nanian *et al.*, 1972; García *et al.*, 1988; García *et al.*, 1990).

Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos en 8 muestras de pirita del prospecto Unión - Juan Manuel (Figura 50) oscilan entre +7,5 y +11,5 ‰. Esto sugiere que la fuente dominante de S fue la reducción

inorgánica del  $\text{SO}_4$  marino, a través de la interacción del agua de mar con el material efusivo básico, caliente a temperaturas por encima de los 250 °C (García, 1990). Esto no descarta la presencia de S magmático, dado que no se ha realizado este estudio para la calcopirita. En cuanto a la fuente de metales, la presencia de Co, generalmente albergado en pirita, y de impurezas pesadas en las menas (hasta 400 ppm de Ni, hasta 1000 ppm de Cr, hasta 1000 ppm de Mn, hasta 8 000 ppm de Ti, hasta 3000 ppm de Ba y hasta 400 ppm de V), indican la existencia de una contribución magmática a la carga metalífera que originó estas menas (Nanian *et al.*, 1972; García *et al.*, 1988; García *et al.*, 1990) además de la derivada de la lixiviación de rocas oxidizadas en la parte profunda de la paleocuenca. El carácter ácido de las soluciones mineralizantes es sugerido por la existencia de enargita en Unión - Juan Manuel y Hierro Mantua, en el segundo estadio de mineralización, y de marcasita

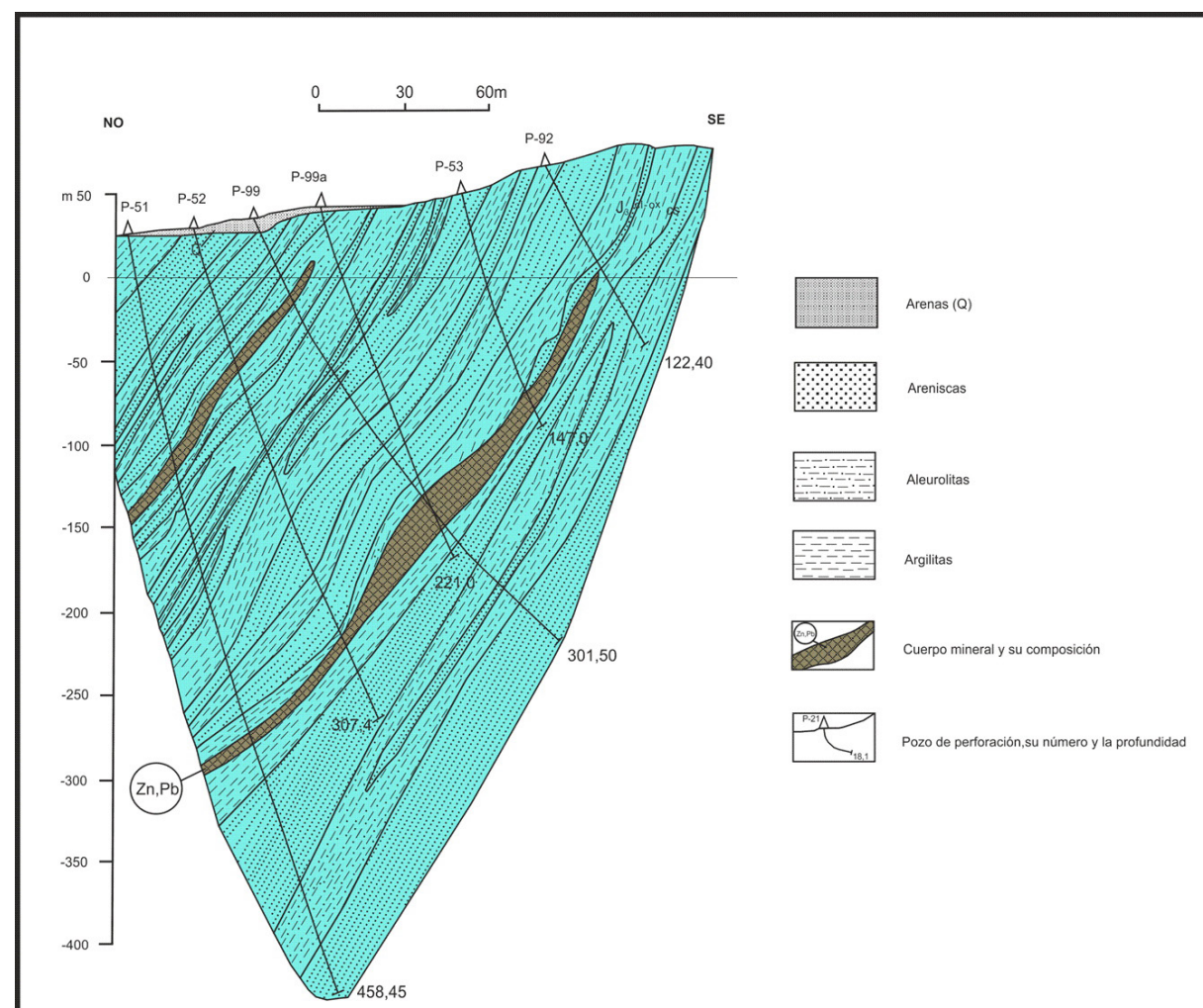


Figura 48. Perfil del yacimiento Santa Lucía. Tomado de Lavandero *et al.* (1988)

en el primero, así como por la presencia de Au. Igualmente, la abundancia de materia orgánica también sugiere el carácter reducido de estas, lo cual es respaldado por la ausencia generalizada de barita. El máximo de temperatura durante estos procesos se vincula, al parecer temporal y espacialmente, con la precipitación de la calcopirita en el segundo estadio de mineralización, tal como lo sugiere la presencia de cubanita asociada con calcopirita.

nados (Ge, Ga, Nb, La, Y, Ce y Sc) va de 14 g/t hasta 590 g/t.

En el caso del yacimiento de Cu - Au Hierro Mantua, gran parte del cuerpo de mineral ha sido modificado por la acción de procesos de enriquecimiento secundario (figura 68), los cuales han contribuido a su enriquecimiento en Cu y Au.



Figura 49. Cantera del yacimiento de Cu - Au Hierro Mantua. Su nombre proviene del destacado gran sombrero de hierro (gossan), perfectamente visible en la figura, formado por las menas oxidadas y afloradas del cuerpo de sulfuros masivos.

Otro rasgo de cierto interés en estos depósitos es la presencia de concentraciones muy pequeñas de elementos raros y dispersos, varios de ellos de gran importancia para la tecnología moderna, como Ge, Ga, Nb, La, Y, Ce y Sc. En este sentido, para el prospecto Unión - Juan Manuel se reporta; 0,5 - 20 g/t de Ag; 0,2 - 40 g/t de Ge; 2 - 100 g/t de Ga; 0,5 - 30 g/t de Nb; 0,5 - 100 g/t de La; 0,5 - 30 g/t de Y; 10 - 300 g/t de Ce, y 0,5 - 30 g/t de Sc (García *et al.*, 1988). Como puede inferirse, la suma de los siete elementos mencio-

En los depósitos de Zn - Pb - Ag Exhalativo - Sedimentario se distingue claramente un estadio temprano de mineralización, bien estudiado en los yacimientos Castellano y Santa Lucía. Este se caracteriza por la precipitación de bisulfuros de hierro (pirita framboidal, marcasita y melnikovita), acompañados por otros sulfuros, principalmente esfalerita y galena. Los exhaustivos estudios de microscopía óptica, combinados con los exámenes de microscopía electrónica (Reguera y Pérez, 1987a y b), han permitido docu-



mentar en detalle el proceso de precipitación y formación de los sulfuros singenéticos, lo que no deja duda alguna sobre la naturaleza sedimentaria de estas menas tempranas.

La presencia de esfalerita y galena en la piritita framboidal - globular y concéntrico - zonal, es indicadora de que los sulfuros de Pb, Zn y Fe se precipitaron simultáneamente en el sitio de deposición de la mena. La esfalerita rica en Fe en el yacimiento Santa Lucía sugiere a su vez la presencia de muy baja fugacidad de oxígeno durante esta etapa, dada la ausencia en él de minerales y formas mineralógicas de alta temperatura. Asimismo, la presencia de pirrotita en el yacimiento Castellano y el prospecto El Jíbaro refuerzan esta sugerencia. Igualmente la apoyan la escasez generalizada de mineralización barítica durante esta etapa, a pesar de ser el Ba un elemento abundante a escala regional en las secuencias encajantes. La disminución del contenido de Fe en la esfalerita II en relación con la I en el yacimiento Santa Lucía, sugiere que esta situación de ambiente altamente reductor dio paso, durante el proceso de formación de mena, a condiciones reductoras más comunes. Por su parte, la presencia de marcasita en esta etapa sugiere temperaturas de deposición más bien bajas (menores de 160 °C) y acidez de los flui-

dos mineralizantes (Lobanov *et al.*, 1976; García *et al.*, 1979; Mormil *et al.*, 1980; Ovchinnikov *et al.*, 1993). La abundancia de materia orgánica en menas y rocas encajantes apoyan igualmente el carácter reductor de las soluciones portadoras de metales que originaron estos depósitos.

La existencia de Au en las menas primarias de los yacimientos Castellano y Santa Lucía, del prospecto Nieves y en otros depósitos, indica el carácter ácido de las soluciones mineralizantes. Ello es apoyado por el reporte de tetraedrita en la manifestación Malas Aguas I y de tenantita - sanbergita y freibergita en el prospecto Sur, así como por la existencia de marcasita, mineral que suele formarse en medios de pH bajo (Lobanov *et al.*, 1979; Vershigora *et al.*, 1983; Whitehead *et al.*, 1996).

La relación isotópica de  $\delta^{34}\text{S}$  en las menas del yacimiento Santa Lucía, reportada por García *et al.* (1979), oscila entre -5,9 ‰ y -32,8 ‰, lo que indica un origen biogénico para el S presente en sus menas. Estos resultados fueron corroborados por Valdés *et al.* (1993), quienes reportan un valor de  $\delta^{34}\text{S}$  en piritita de -27,5 ‰ (CDM) en este depósito. Lo anterior está en concordancia con la presencia en el mismo de abundante piritita framboidal. Por otra parte, los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  determi-

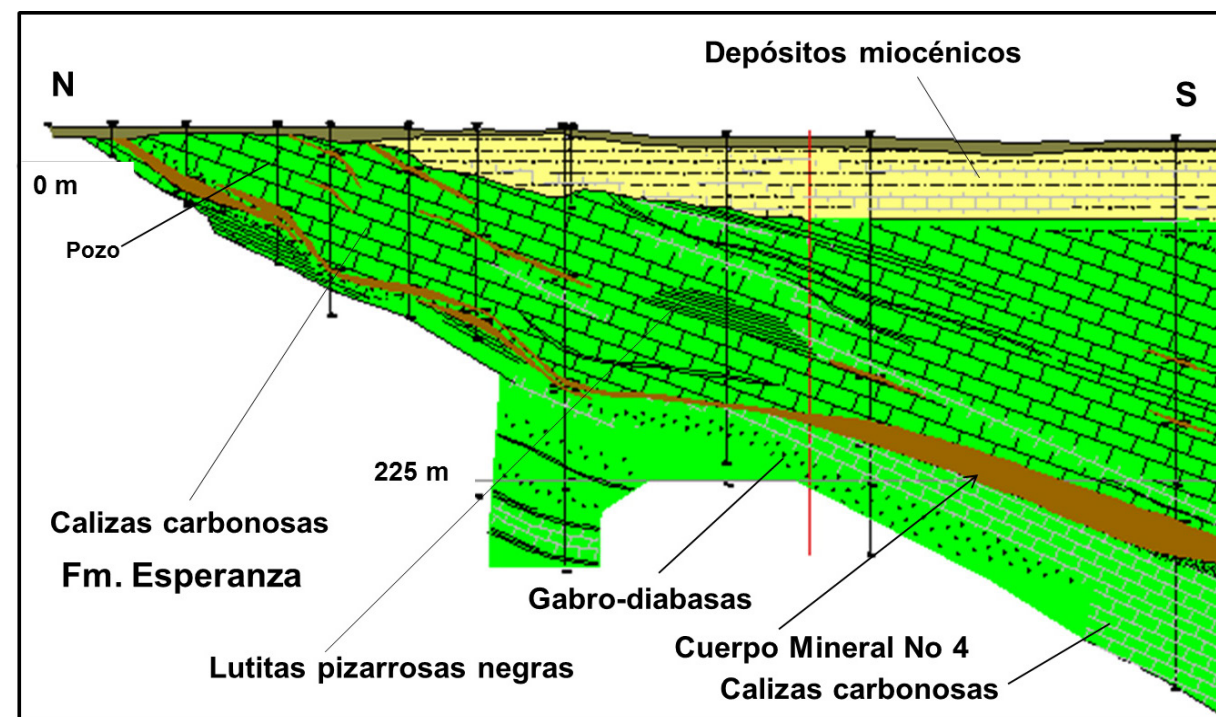


Figura 50. Perfil del flanco meridional del prospecto Unión – Juan Manuel. La línea roja que aparece en la figura corresponde a la traza de un perfil longitudinal del depósito (no mostrado aquí). Tomado de García *et al.*, 1990.



Figura 51. Cu nativo en menas parcialmente oxidadas del yacimiento Hierro Mantua

nados en el año 1980 en muestras procedentes del yacimiento Castellano (Aniatov *et al.*, 1983), mostraron un amplio rango de dispersión, con predominio de valores del orden de -25 ‰, indicativo de que también en este depósito el azufre biogénico jugó un importante papel en la formación de las menas, aunque también se revela la presencia de aporte de S magmático por los fluidos hidrotermales.

Un rasgo común de la parte final de este primer estadio en los depósitos del tipo SEDEX de la UTE Guaniguanico es la recrystalización, en diferentes grados, de la piritita temprana, lo que da lugar a la formación de agregados metacrystalinos y xenomórficos. Junto con ello, fue más marcada la producción de cuarzo regenerado a partir del cuarzo detrítico acumulado durante el proceso de sedimentación, lo cual sugiere un proceso de diagénesis activo.

La segunda etapa de mineralización comienza con la recrystalización de la piritita preexistente y la precipitación de nuevos cristales de este mineral, seguida por la precipitación de esfaleri-

ta, galena y calcopirita. Una regularidad general observada es que la esfalerita y la galena precipitan antes que la calcopirita, excepto en el prospecto La Esperanza, donde aparece esfalerita III junto con la calcopirita II y en la manifestación Malas Aguas II, donde se formó galena después de la calcopirita (Díaz *et al.*, 1993).

Tanto en el prospecto La Esperanza como en el yacimiento Castellano, la calcopirita II presenta textura reticular de macla, indicadora de alta temperatura. Esta calcopirita II también ha sido reportada en los prospectos Sur y Nieves (Kapriya y Estrugo, 1983; Rafikov y Bárzana, 1984), aunque sin la presencia de la mencionada textura. Es de notar que en los dos primeros casos, se trata de calcopirita situada en las zonas de alimentación (stockwork), mientras que en los otros dos casos (desprovista de esta textura), se encuentra en las menas estratiformes. Así, este mineral parece marcar el pico de temperatura máxima a la cual transcurrió el proceso de mineralización. De lo anterior se deduce que la temperatura se incrementa desde el inicio de la segunda etapa, para disminuir progresivamente



tras la precipitación de esta segunda generación (la más tardía) de calcopirita. Por otro lado, se tiene que en la manifestación Las Coloradas, hay presencia de luzonita en esta etapa, un mineral que es estable por debajo de los 320 °C (Vershigora *et al.*, 1983), lo cual sugiere un posible entorno para la temperatura máxima alcanzada por los fluidos hidrotermales mineralizantes.

Con posterioridad a la precipitación de la calcopirita, durante la parte final de esta segunda etapa, en muchos depósitos aparecen magnetita y hematites, generalmente en proporciones muy pequeñas y en raros granos. Sin embargo, la presencia de pirita en algunos de ellos (El Jíbaro, Malas Aguas II, Sur), aunque siempre en cantidades bastante subordinadas, permite distinguir una etapa pirítico - magnetítica separada (Vershigora *et al.*, 1983), indicativa de un incremento en la fugacidad de oxígeno en el sitio de deposición de las menas. Así, el proceso de mineralización pasa a un régimen más oxidante, en concordancia con lo atestiguado por el desarrollo de la mineralización barítica, presente a lo largo de la segunda etapa en los yacimientos Castellano y Santa Lucía, con tendencia a con-

centrarse en su parte final. En el prospecto Sur la mineralización barítica aparece más tardíamente aun, en la etapa final de la mineralización, con poca o ninguna asociación con sulfuros. Lo mismo ocurre en la manifestación El Tronco (Figura 52), donde se presenta en la etapa barítico - carbonática (Nikolaichuk, 1980). Es de destacar la ausencia de esta etapa en el prospecto Nieves, donde las rocas encajantes presentan contenidos notablemente altos de materia orgánica (Mormil *et al.*, 1980; Bárzana *et al.*, 1988).

Un tercer tipo de depósito es representado por el yacimiento de Cu Matahambre (Figura 53, 54 y 55), explotado entre los años 1913 y 1997. Se trata de un ejemplo muy interesante de mineralización calcopirítica estrato-controlada en areniscas ricas en materia orgánica. Está formado por 4 cuerpos minerales (nombrados 14, 19, 30 y 44, por el año de su descubrimiento en el siglo XX), los que se encuentran a 160 m - 180 m uno del otro, dispuestos de NW a SE. Su morfología es compleja, contando con sectores de mena masiva y otros de calcopirita diseminada, filones y vetillas de mena con cuarzo. Sin embargo, ellos forman siempre cuerpos minerales continuos. Estos cuatro cuerpos están ubicados



Figura 52. Afloramiento de menas baríticas en la manifestación El Tronco.

escalonadamente, estando los superiores desplazados hacia el N y NW con relación a los inferiores, buzando todos al NW, concordantes con el buzamiento de las rocas encajantes.

Los afloramientos de este depósito (Figura 56) están constituidos por óxidos de Fe con cuarzo, manchados con minerales de Cu. Las rocas hospederas son pizarras y areniscas. El mineral principal de mena es la calcopirita, acompañada además por malaquita, azurita, bornita y calcosina. En la parte superior del depósito (hasta 150 m de profundidad) se encontró calcopirita masiva en pizarras, areniscas y margas pizarrosas. Del nivel 5 de la mina hacia arriba se hallan los carbonatos de Cu; en el nivel 5 aparece en gran abundancia el Cu nativo.

Es importante señalar que cuando hay rocas silíceas en los bordes del cuerpo mineral, estas aparecen ligeramente mineralizadas, pero cuan-

do el cuerpo mineral contacta directamente con margas pizarrosas y pizarras, no hay mineralización alguna en la roca encajante (Mormil *et al.*, 1980; Pérez y Melgarejo, 1998).

En las grandes masas de mineral casi no hay cuarzo. Cuando la calcopirita se presenta en forma masiva, en masas de 4,5 m a 6 m de espesor y dos a tres veces esa distancia por el rumbo, los contactos del cuerpo mineral son nítidos y bruscos. De este modo, la mena rica se extiende por varias decenas de m, para empobrecerse a continuación en un tramo, para volver a ser rica más adelante. La mena de Matahambre es perfectamente concordante con los estratos. La vista de los planos de los diferentes niveles de la mina así lo indica (Ortega, 1916; Mc Cormick, 1918; Allende, 1927).



Figura 53. Pozo de mina No 1 del yacimiento Matahambre (Foto tomada en 1990)



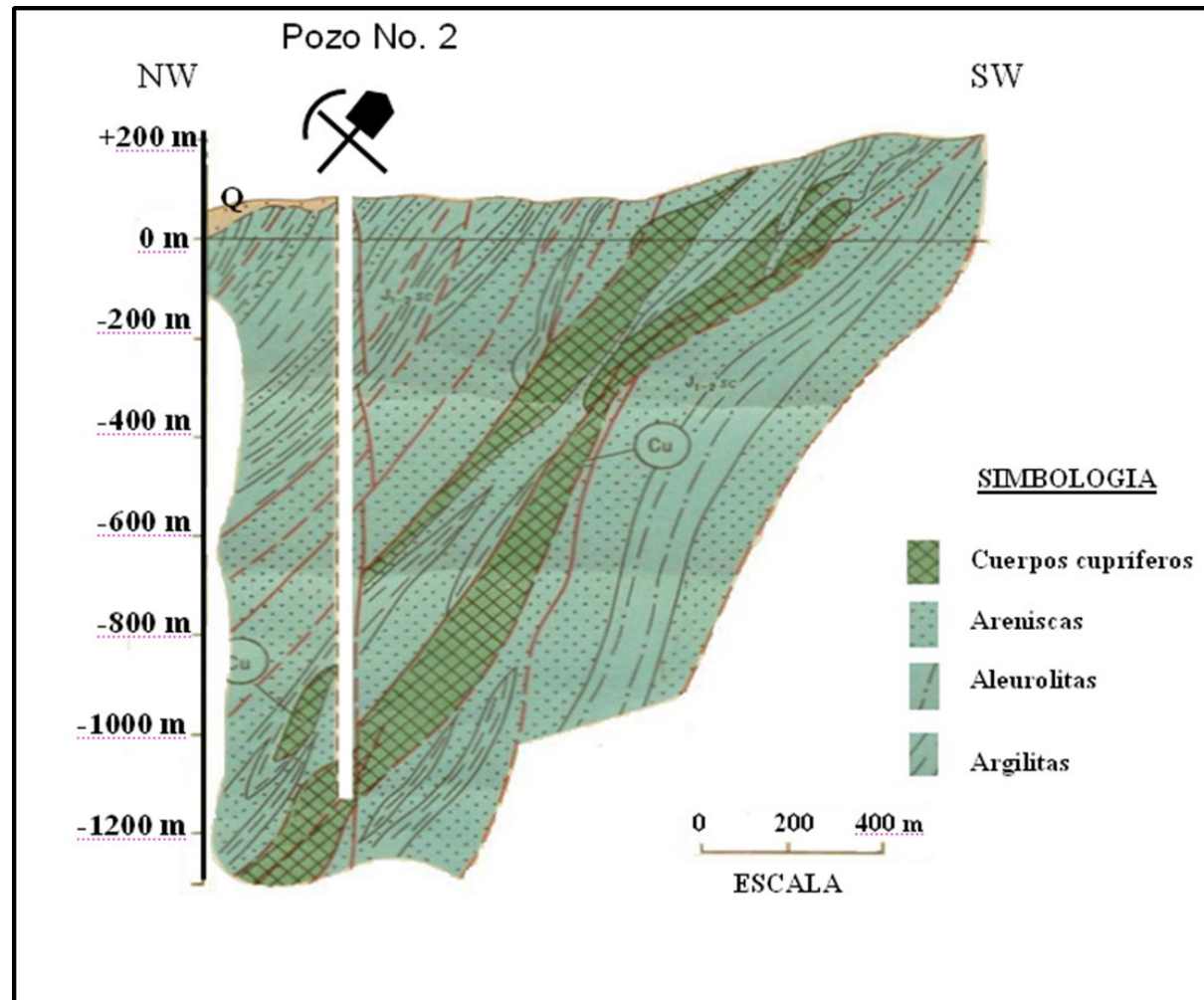


Figura 54. Perfil de los cuerpos minerales 14 y 44 del yacimiento Matahambre hasta los 1200 m de profundidad. Tomado de Lavandero *et al.*, 1988.

Todos estos datos corresponden a los cuerpos 14 y 19, los únicos conocidos en la fecha de publicación de los trabajos de los autores citados. La ley de la mena extraída en esa época oscilaba entre 1 % y 18 % de Cu, con hasta 1,015 oz/t de Ag, alcanzando hasta 22 % de Cu en algunos arranques sin clasificar. (Ortega (1916; Allende, 1927).

Entre los aspectos más sobresalientes a destacar en este depósito se encuentra el amplio enriquecimiento menífero y el riguroso control litológico a lo largo del cuerpo mineral 44 (con más de 1 100 m de longitud por el buzamiento) y de su zona superior, lo que atestigua a favor de un enriquecimiento singenético en Cu de estas rocas (Mormil *et al.*, 1980). Los autores citados también señalan que el método de exploración empleado en la mina (pozos radiales de horizonte en horizonte), dio origen al uso de los términos “zona mineral”, “pilar mineral”, “tubo

mineral”, “stockwork”, entre otros, los que, lamentablemente, no reflejan la yacencia y morfología del depósito. Asimismo, los estudios geoquímicos realizados en los niveles 5, 26 y 42 del mencionado cuerpo 44 (a 130 m, 850 m y 1250 m de profundidad respectivamente) demostraron la ausencia de zonalidad geoquímica - mineralógica vertical en él. Estas investigaciones igualmente incluyeron el nivel 44 de la mina, a 1500 m de profundidad, probándose la ausencia en él de señales claras de alteración hidrotermal. Las alteraciones halladas en las areniscas y limolitas situadas dentro del cuerpo mineral fueron silicificación en diferentes grados, carbonatización, cloritización y, a veces, débil sericitización. En el caso de la sílice, esta es claramente de origen local (Mormil, *et al.*, 1980). Otro aspecto a señalar es que en todos los niveles estudiados, las rocas encajantes conservan sus estructuras originales.

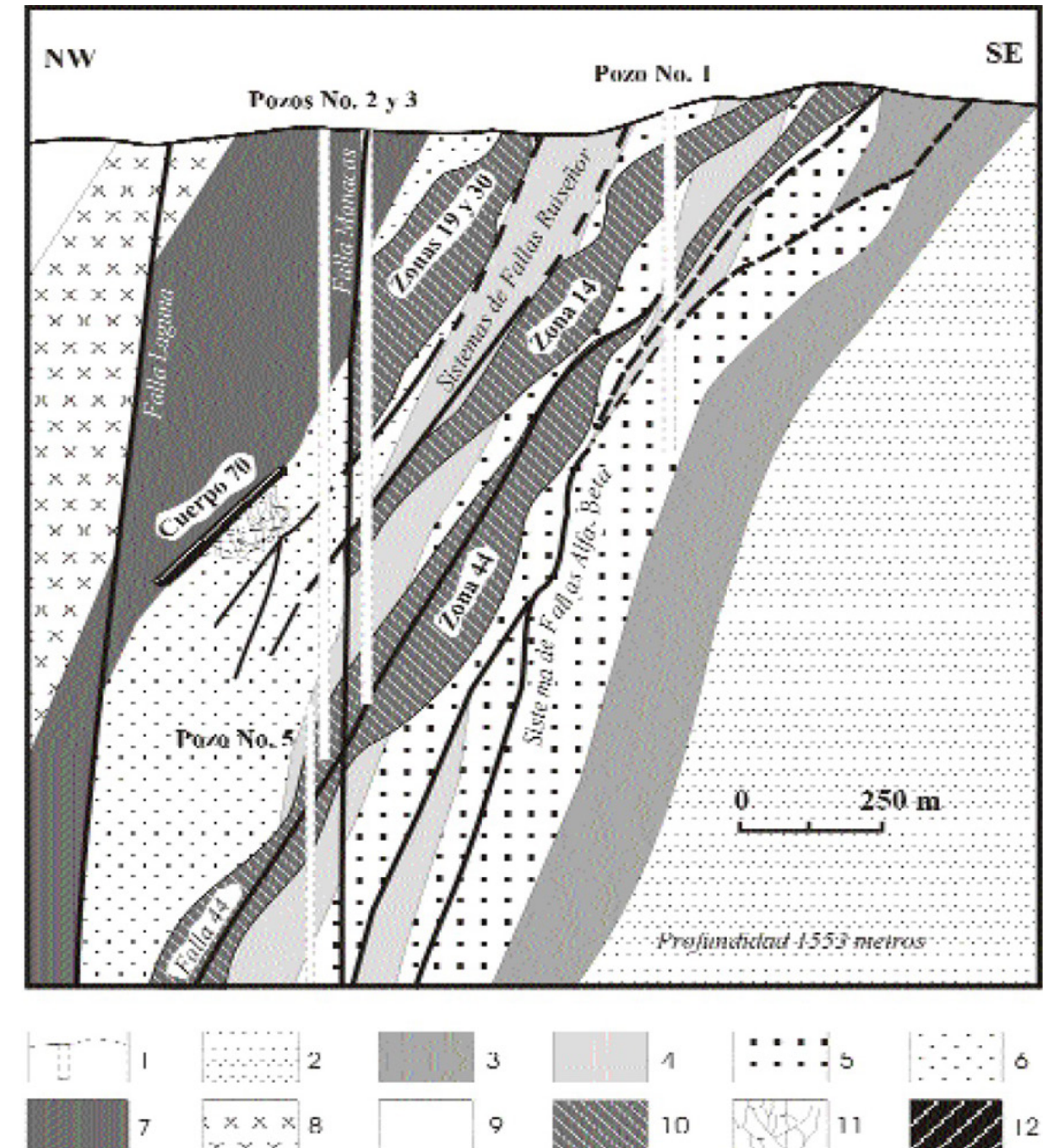


Figura 55. A Perfil del yacimiento Matahambre hasta 1580 m de profundidad. En este perfil, a diferencia del mostrado arriba, aquí aparecen esquemáticamente representados todos los cuerpos minerales que componen el yacimiento. Igualmente se muestran todos los pozos (y contrapozos principales) de la mina, hasta su profundidad final de 1553 m. Los cuerpos 14, 19, 30 y 44 son cupríferos, en tanto el cuerpo 70 es de composición polimetálica (Pb - Zn - Ag). Los números que los designan corresponden al de los años de descubrimiento a lo largo del siglo XX. Tomado de Pérez y Melgarejo (1998). Leyenda: 1. Pozos; 2. Areniscas de la serie del yacente; 3. Esquistos de la serie del colgante; 4. Tramos con predominio de pizarras (serie Matahambre); 5. Tramos con predominio de areniscas (serie Matahambre); 6. Areniscas y cuarcitas con capas de esquistos carbonosos (serie Ruiseñor); 7. Esquistos y esquistos carbonosos (serie Pozo); 8. Lutitas con capas de esquistos (serie Laguna); 9. Areniscas y esquistos (serie Esquistos del Oeste); 10. Zonas mineralizadas calcopiríticas; 11. Stockwork en la base del cuerpo 70; 12. Mineralización polimetálica.





**Figura 56.** Zona de oxidación del yacimiento Matahambre, representativa de los afloramientos de los cuerpos 19 y 30. Nótase la abundante fracturación presente.

Todo esto apunta a que el yacimiento no constituye una zona vetítica de alimentación como las comúnmente observadas en los depósitos SEDEX proximales, las cuales, por demás, son cortantes a la estratificación de la secuencia encajante. En cuanto a la presencia de As y Te en la mena, esta puede explicarse como un resultado del efecto concentrador que sobre dichos elementos tiene la materia orgánica, especialmente en las pizarras (Pérez y Melgarejo, 1998). Por otra parte, la presencia de Au en la mena y de materia orgánica en las rocas encajantes sugiere una naturaleza reducida y ácida para los fluidos mineralizantes. En cuanto al régimen térmico, Lavandero *et al.* (1985) propusieron, sobre la base de sus observaciones mineralógicas y texturales, un rango de temperaturas de 200 °C a 400 °C para la formación de este yacimiento.

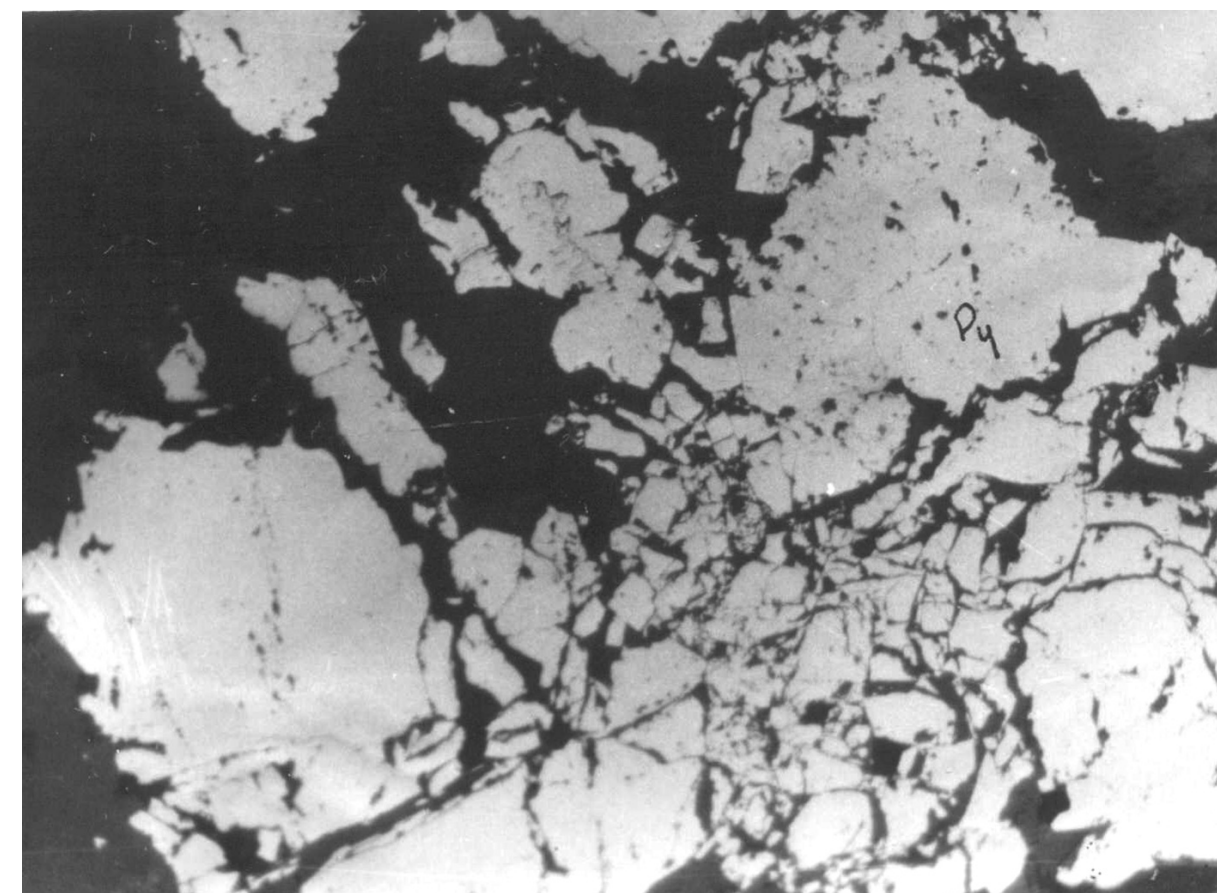
Junto al desplazamiento experimentado por las menas a lo largo de los planos de fallas, estas han sufrido dislocación y fracturación, lo cual se refleja en la presencia de granos fracturados

de pirita y de fragmentos de mena cementados por un material arcillo - carbonoso más plástico (Mormil *et al.*, 1980). Asimismo se ha observado la presencia de maclas de presión en la calcopirita y de texturas blásticas y subgráficas, lo cual indica que el yacimiento fue sometido a esfuerzos y deformaciones intensas, probablemente durante la orogenia cubana (Figura 57, 58 y 59)

Al comparar este yacimiento con el modelo  $\text{Cu} \pm \text{Ag} \pm \text{Co}$  hospedado en sedimentos, se observa, como diferencia fundamental, la no existencia en Matahambre de ninguna secuencia rojiza ni de frontera redox. Toda la secuencia encajante es rica en materia orgánica y presenta colores negros y grises más o menos oscuros, rasgo este que lo acerca más al subtipo  $\text{Cu} \pm \text{Ag} \pm \text{Co}$  Kupferschiefer (también conocido como Cu en facies reducidas). Sin embargo, en él tampoco está presente la marcada zonación mineralógica distintiva de este subtipo de depósito. Por otra parte, la composición de las rocas encajantes (areniscas cuarzo - feldespáticas con interca-

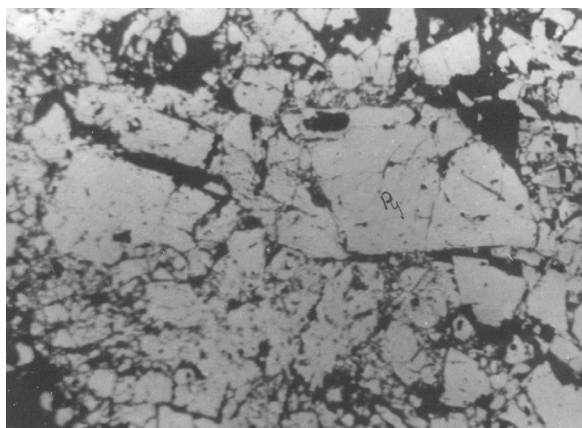
laciones de limolitas y pizarras) lo acerca más al subtipo Revett del mencionado modelo. Otro rasgo notorio del yacimiento Matahambre es que la calcopirita constituye el principal mineral de mena, cosa que no ocurre en ninguno de los cuatro subtipos de depósitos que agrupa el modelo, aunque su presencia si es importante en todos ellos. Por otro lado, solo se observa una coincidencia parcial entre los rasgos texturales de las menas y las señaladas en el modelo, lo cual podría obedecer, al menos en parte, a la ya mencionada influencia modificadora de la orogenia cubana, ocurrida mucho tiempo después de formado el depósito. En cuanto al rango térmico de formación de mena, el propuesto para el yacimiento Matahambre, de 200 °C a 400 °C, es superior al rango, generalmente de bajas temperaturas, estimado para los subtipos  $\text{Cu} \pm \text{Ag} \pm \text{Co}$  tipo Kupferschiefer, Cu en capa roja y Cu tipo Revett por Cox *et al.*, 2007.

En relación con este último aspecto se debe señalar que la presencia de Co, Ag, Pb y Zn en algunos depósitos de este tipo en diversas partes del mundo y su ausencia en otros sugiere la existencia en los primeros de procesos exhalativo - sedimentarios de mineralización, en los que fluidos profundos de cuenca con alta temperatura fueron trasladados a lo largo de las fallas hasta los sitios de deposición de mena, lugar donde sobreimpusieron a la mineralización ya existente, o se mezclaron con las salmueras ricas en Cu. En este sentido, las menas del yacimiento Matahambre contienen hasta 0,7 % de Zn, hasta 0,12 % de Pb y 0,001 % - 0,003 % de Co, lo cual se refleja en la presencia subordinada en ellas de esfalerita y galena, así como de rara cobaltina y linneita. Igualmente se destaca la presencia de oro nativo (Mormil *et al.*, 1980).



**Figura 57.** Pirita (Py) fragmentada, agregados alotriomórficos hasta hipidiomórficos (10 x).



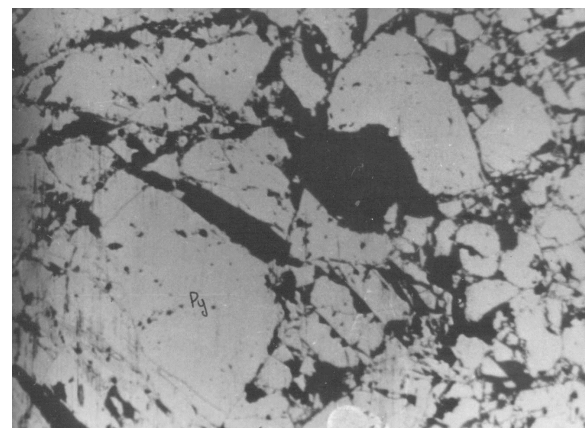


**Figura 58.** Pirita (Py) con textura cataclástica con grietas rellenas de calcopirita (Cp) y minerales no metálicos (20X)

Las curvas de ley - tonelaje (Cox *et al.*, 2007) señalan que, para el modelo general, el 50 percentil corresponde a una masa de mena de 11 millones de toneladas, con 1,7 % de Cu. Para los subtipos Cu  $\pm$  Ag  $\pm$  Co tipo Kupferschiefer y Cu - Co Cooperbelt africano el 50 percentil corresponde a 33 millones de toneladas, con 2,3 % de Cu. Para el subtipo Cu en capas rojas, el 50 percentil corresponde a 1,2 millones de toneladas, con 1,7 % de Cu. Por último, para el subtipo Revett, el 50 percentil equivale a 14 millones de toneladas, con 0,79 % de Cu. La comparación con estas cifras de los datos correspondientes a Matahambre (13 millones de toneladas de mena, con 4,2 % de Cu (de 1 % a 25 % de Cu), pone de relieve su comportamiento anormal en este aspecto. Así, aunque por su tamaño clasifica como mediano en el modelo general, su contenido de Cu promedio supera ampliamente al correspondiente al 50 percentil en el modelo general y en todos sus subtipos. Es de notar que al comparar Matahambre con las curvas de ley - tonelaje de los citados autores, se tiene que el valor de la ley de Cu solo alcanza un rango ligeramente superior al presente en este yacimiento para el 10 percentil en la curva correspondiente al subtipo Cu en capa roja.

En atención a todo lo anterior, el yacimiento Matahambre es clasificado como del tipo Cu  $\pm$  Ag  $\pm$  Co hospedado en sedimentos, sin adjudicarlo a ninguno de sus subtipos, pues se le considera una variante atípica del señalado modelo.

En general, el carácter reducido y ácido de los fluidos hidrotermales mineralizantes, tanto para los depósitos tipo SEDEX como para los de tipo VMS silicoclástico - máfico, permite establecer,



**Figura 59.** Pirita (Py) con textura cataclástica (10X)

en primer lugar, que los depósitos de Zn - Pb - Ag Exhalativo - Sedimentario presentes en la Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico son del subtipo Selwyn. En segundo lugar, permite caracterizar al sistema mineral VMS silicoclástico máfico - SEDEX - MVT subtipo Irish de la paleocuenca distensiva J - K<sub>1</sub> como un sistema mineral del tipo Selwyn Basin y, finalmente, considerar al yacimiento Matahambre, del tipo Cu  $\pm$  Ag  $\pm$  Co hospedado en sedimentos, formado dentro de este mismo sistema mineral.

#### Unidad Tectono - Estructural Arroyo Cangre

La unidad Arroyo Cangre se compone de rocas silicoclásticas con intercalaciones de diabasas, afectadas todas por un metamorfismo regional de alta presión y baja temperatura, entre la transición de las facies esquistos verdes - anfíbolitas hasta la de esquistos glaucofánicos (Cruz *et al.*, 2003). Litológicamente, consiste en una sucesión representativa del sinrift, compuesta por areniscas cuarcíferas metamorizadas con mica blanca y, a veces, clorita, así como por filitas lustrosas, también con mica blanca, comúnmente gráficas. También se encuentran algunas intercalaciones de calizas cristalinas grises a negras. Igualmente, contiene cuerpos subcondordantes de diabasas y gabros, convertidos en esquistos azules ricos en relictos magmáticos, con glaucofana y pumpellita, minerales propios de un metamorfismo de alta presión y muy baja temperatura. La presencia en estos cuerpos de pirita y calcopirita diseminada hace suponer la existencia de una vinculación paragenética entre ellos y la mineralización, representada por un número de manifestaciones polimetálicas (Isabel Rosa, La Guabina, El Guayabo), caracterizadas

por la presencia de una mineralogía de mena y de ganga variada y compleja. Aunque no hay datos cuantitativos sobre el contenido de materia orgánica presente, esta es considerable, particularmente en las capas de esquistos gráficas de color negro que han sido observadas. Sobre la base de la composición de los anfíboles, Cruz *et al.* (2003) sugieren una temperatura de 450 °C y presión de 6 kbar para el metamorfismo regional presente. El magmatismo de margen continental aquí observado es similar al existente en la unidad tectono estratigráfica SR-APN-E. La única diferencia es que aquí está metamorizado.

En esta unidad se encuentra el único depósito (manifestación Isabel Rosa) identificado como perteneciente al modelo Pb - Zn - Ag  $\pm$  Cu tipo Broken Hill, considerado, desde el punto de vista genético, una versión metamorizada del VMS silicoclástico - máfico, o del Zn - Pb - Ag Exhalativo - Sedimentario (Spry *et al.*, 2000). Además de este modelo, aquí es probable la presencia de vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag en secuencias silicoclásticas. No obstante, las reducidas dimensiones del área de afloramiento de esta unidad limitan su potencial de recursos minerales.

#### Terreno Pinos

También conocido como macizo metamórfico Isla de la Juventud, pertenece, junto con el Terreno Guamuhaya, al margen continental distensivo meridional. En términos geológicos y paleogeográficos, algunos autores (entre ellos Iturralde - Vinent, 2011) consideran que es la unidad cubana de margen continental más próxima al núcleo del bloque Maya. Abarca la mayor parte de la Isla de la Juventud, incluyendo áreas del Golfo de Batabanó cercanas a la mencionada isla por el W y el N. Hacia el E, de acuerdo con la cartografía geofísica (Rosencrantz 1996; Pardo 1996) parece extenderse bajo los sedimentos neógeno-cuaternarios del mencionado golfo como una faja de rumbo E - W, en dirección a las Alturas de Guamuhaya (donde se encuentra el ya mencionado Terreno Guamuhaya), estando separado de ellas por la depresión tectónica Golfo de Czones - Bahía de Cochinos.

Como en la Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico, el corte estratigráfico consta de una parte inferior silicoclástica, correspondiente al sinrift, y de una superior carbonatada, representativa del postrift. Sin embargo se distingue de éste y de las restantes unidades de margen continental de Cuba occidental y central por la au-

sencia de cuerpos de mélange serpentiniticos y ofiolitas (Millán, 1997b). Esto sugiere, en opinión de Iturralde - Vinent (2011), que sus secuencias pudieron no haber llegado a desprenderse de su fundamento. Otra característica importante de este terreno es la presencia de cuerpos de granitos anatécicos, relacionados con el metamorfismo regional (Somin y Millán, 1981).

El magmatismo de margen continental está representado por las anfíbolitas presentes dentro de la secuencia que aflora en Loma Dagulla, situada en la sinforma San Juan, en el extremo SE de la parte aflorada del terreno Pinos. Esta sección aparece incluida dentro de los esquistos de la Formación Agua Santa, pero probablemente forma una escama tectónica independiente (Iturralde - Vinent (2011).

El metamorfismo del Terreno Pinos abarca condiciones de temperaturas desde bajas, pasando por medias, hasta altas. Las filitas de bajo grado térmico muestran cierta semejanza con las de la Unidad Tectono - Estructural Cangre y contienen la asociación de clorita, fengita, albita y cuarzo. El contenido máximo de 6.95 átomos de Si por 22 de O en las fengitas de la pre-deformación D2, indica su formación a una presión mínima de 11 kbar y temperatura de 400 °C. Igualmente, las relaciones estructurales y metamórficas entre los minerales de las litologías silicoclásticas afectadas por el metamorfismo de medio y alto grado indican presiones superiores a los 12 kbar y temperaturas que oscilan entre 600 °C - 650 °C y 700 °C - 750 °C respectivamente (García-Casco *et al.*, 2008). Esto caracteriza al metamorfismo como de relativa alta presión. Los gradientes máximos aparentes de 16 °C/kbar a 19 °C/kbar en rocas de mediano a alto grado de metamorfismo sugieren un evento de calentamiento ocurrido al final del Cretácico, después de la subducción, lo cual podría explicar presencia de filitas no calentadas, de bajo grado de metamorfismo, y de rocas calentadas, de mediano y alto grado de metamorfismo, dentro de esta unidad.

Según Millán (1997b), el Terreno Pinos aparece subdividido en cuatro estructuras principales, generadas durante el proceso metamórfico. Ellas son las antiformas Río Los Indios y Guayabo, y las sinformas Nueva Gerona y San Juan (figura 60).

Las edades K/Ar de rocas metamórficas del Terreno Pinos varían entre 78  $\pm$  4 y 49,3  $\pm$  3,8 millones de años (Iturralde-Vinent *et al.*, 1996). Fechados Ar/Ar de micas y anfíboles arrojan



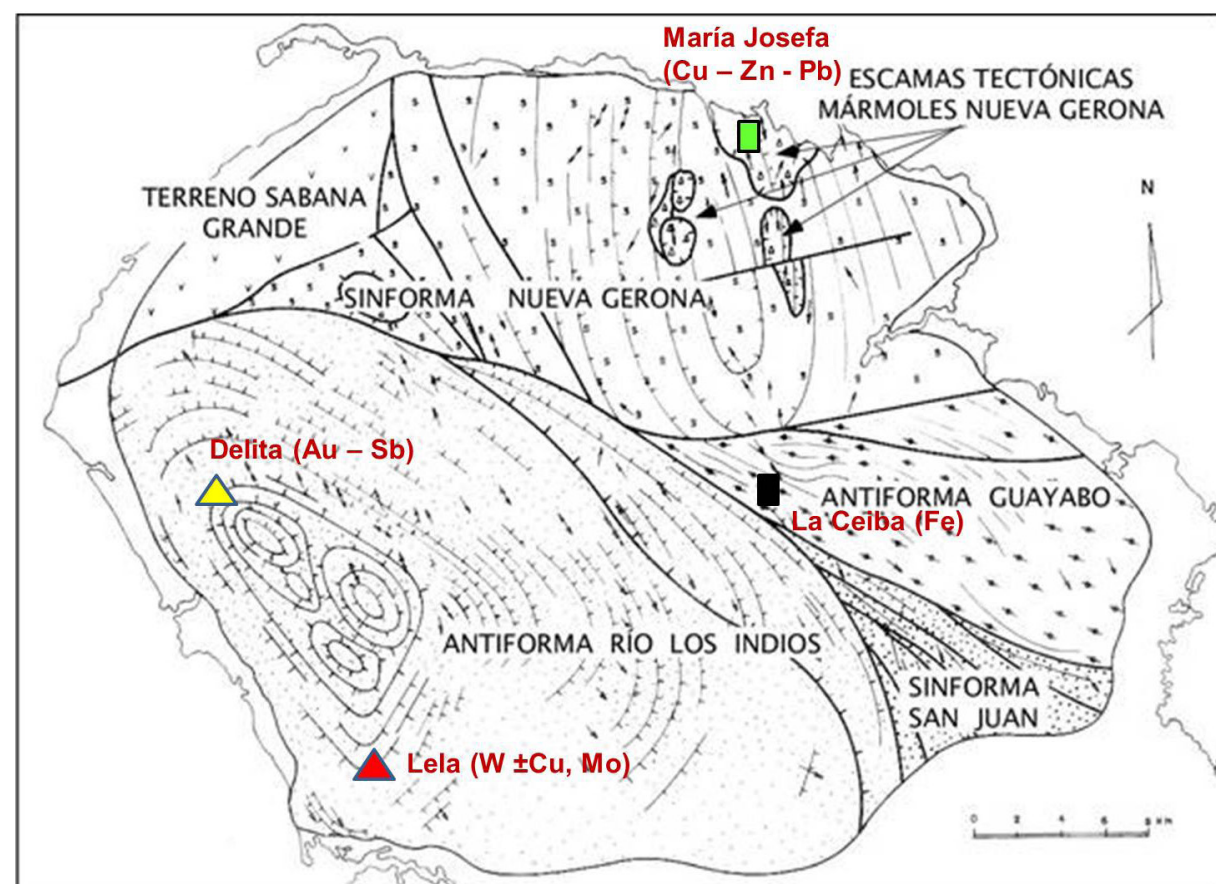
unos 72 Ma, lo que permite considerar que el metamorfismo de alta presión es del Cretácico Superior. Los fechados Ar/Ar en biotitas y moscovitas, obtenidos en filitas de medio a alto grado, arrojan consistentemente unos  $68 \pm 2$  millones de años, lo cual se interpreta como la edad del enfriamiento, y sugiere la fecha de inicio del proceso de exhumación, al final del Cretácico, justo después de terminada la subducción (Iturralde - Vinent, 2011).

La ya mencionada presencia de granitos anatóxicos (probablemente del tipo S) da lugar a que en esta unidad, además del sistema mineral del J - K<sub>1</sub> asociado con la paleocuenca distensiva, exista otro sistema mineral que, de acuerdo con los datos arriba mencionados, es de edad Campaniano parte alta - Maestrichtiano. El mismo está asociado con el magmatismo félsico

derivado del evento de fusión parcial de corteza continental, ocurrido como resultado de la colisión de esta unidad con el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos.

La mineralización perteneciente al sistema mineral VMS silicoclástico máfico - SEDEX - MVT de la paleocuenca del J - K<sub>1</sub> está representada aquí por depósitos de Fe estratiforme asociados con SEDEX (manifestación La Ceiba) y vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag en secuencias silicoclásticas (manifestación María Josefa), que se localizan en la sinforma Nueva Gerona y la antiforma El Guayabo.

La manifestación La Ceiba reviste interés por evidenciar la existencia de potencial para mineralización de Fe siderítico similar a la conocida en Siegerland (Sur de Alemania) y en Austria.

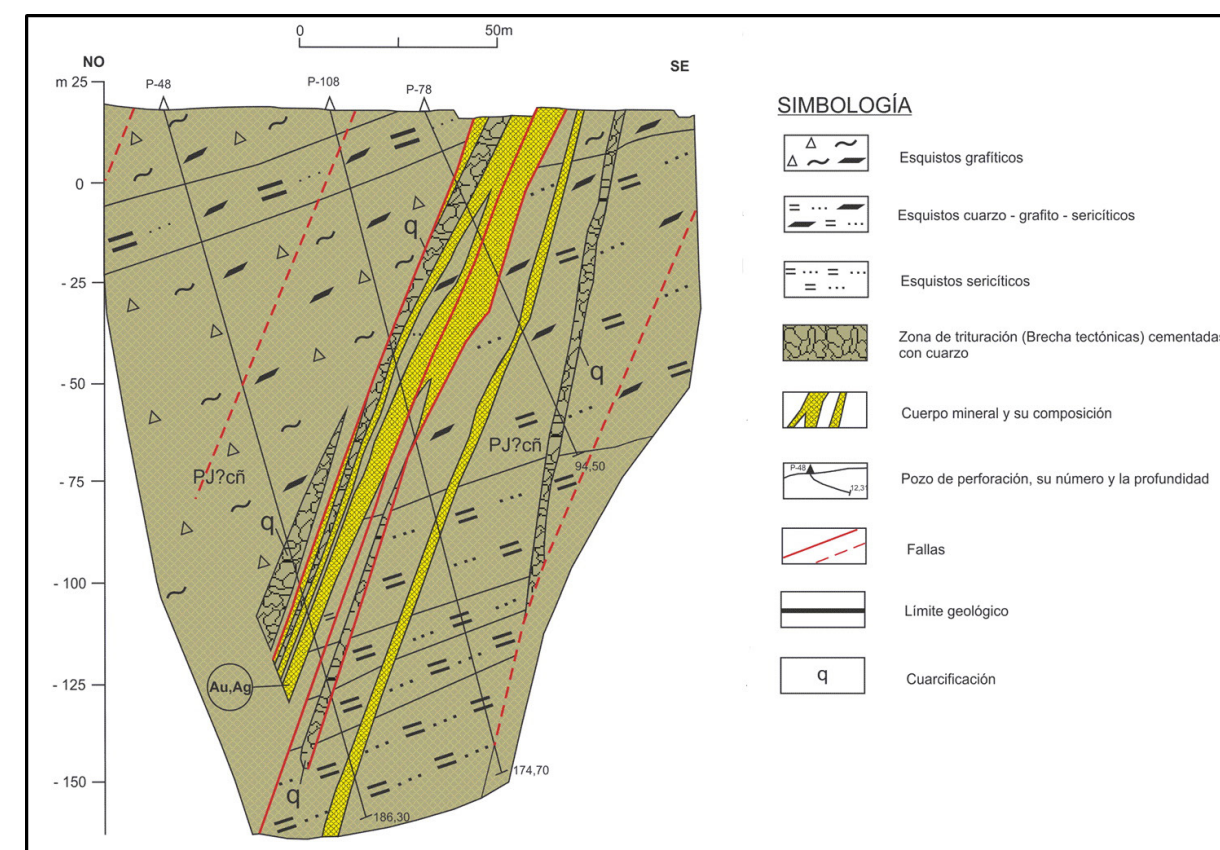


**Figura 60.** Mapa estructural del Terreno Pinos, de acuerdo con Millán (1997b). Como puede observarse, es en la antiforma Los Indios donde el sistema mineral Campaniano - Maestrichtiano orogénico asociado con intrusivos félsicos reducidos se presenta mejor desarrollado. Leyenda de la carga mineral añadida a la figura por los autores del presente texto: Cuadrados: depósitos pertenecientes al sistema mineral de la paleocuenca de rift del J - K<sub>1</sub>. Triángulos: Depósitos pertenecientes al sistema mineral colisional, relacionado con intrusivos félsicos reducidos, del K<sub>2</sub> Campaniano - Maestrichtiano. Entre paréntesis se indican los componentes principales de mena. Tomado, con modificaciones, de Iturralde - Vinent 2011.

Consiste en un cuerpo tabular de 750 m de largo, 116 m de ancho y de 20 m de espesor promedio, situado en el contacto del Mb Ceiba (de la Fm. Cañada) con la Fm. Agua Santa. Su contenido promedio de Fe total es de 21,5 %, variando entre 18 % y 56 %. Los minerales de mena reportados en esta manifestación, poco estudiada, son siderita, esfalerita y pirita, acompañados por cuarzo, actinolita y fosfatos como minerales de ganga.

Al ser el Terreno Pinos la única unidad tectónica donde se presenta un bien desarrollado magmatismo félsico colisional de afinidad continental, es también el único territorio donde aparece un sistema mineral caracterizado por la presencia de Au, Sb, W y Mo, que como ya se indicó, es de edad Campaniano parte alta - Maestrichtiano. Este sistema dio lugar a la presencia de los dos principales modelos de depósitos hasta ahora

conocidos aquí: Au orogénico hospedado en secuencias silicoclásticas (también conocido como tipo Bendigo), representado por el prospecto de Au - Sb Delita (figura 61) y Vetas de W, representado por el prospecto Lela (W ± Cu, Mo). Delita es el depósito aurífero más grande conocido en Cuba hasta ahora.



**Figura 61.** Perfil del prospecto de Au - Sb Delita. Tomado de Lavandero *et al.*, 1988.



El sistema mineral J- K<sub>1</sub> asociado con la paleocuenca distensiva se caracteriza aquí, desde el punto de vista geoquímico, por la presencia de anomalías de Zn, Pb, Cu, Ag y, a veces, de Au; el sistema mineral orogénico Campaniano - Maestrichtiano, por su parte, se manifiesta por la presencia de anomalías de Zn, Cu, Au, Ag, As, Sb, W, Sn y Mo.

La metalogenia del territorio se completa con los notables depósitos supergénicos de Fe, de edad Neógeno - Cuaternario, formados por acumulaciones densas de depósitos eluvio - deluviales de perdigones limoníticos en superficie, con espesores generalmente inferiores a 1 m, aunque en casos aislados se reportan de hasta 3 m. Ellos aparecen a modo de corteza de intemperismo sobre los esquistos meta-silicoclásticos de las formaciones Agua Santa y Cañada. Su contenido de Fe oscila entre 18 % y 44 %, presentando en ocasiones hasta 9,5 % de Mn. Entre estos depósitos sobresale, por la magnitud de sus recursos, el prospecto San Francisco (Maslov, 1965; Cantillo, 1997).

#### Terreno Guamuhaya

El Terreno Guamuhaya, junto al anteriormente tratado Terreno Pinos, forma parte del margen continental distensivo meridional de Cuba occidental y central. A semejanza de las unidades descritas previamente, está compuesto por una sección inferior de secuencias silicoclásticas y una superior de rocas carbonatadas. Estas secuencias fueron depositadas durante el Jurásico y el Cretácico Inferior y se formaron en ambientes de aguas someras, que pasaron progresivamente a ser de aguas profundas y mar abierto (Kantchev *et al.*, 1978; Dublan *et al.*, 1986), dominando las condiciones medioambientales reductoras durante el Jurásico y la parte baja del Cretácico Inferior, las que con posterioridad pasaron a ser oxidizadas. A diferencia de esas unidades anteriores, la presente unidad tectónica es más compleja, pues incluye también secuencias volcánogeno - sedimentarias metamorizadas (Fm Yaguanabo) y un mélangé serpentinitico con relictos de corteza oceánica. Estos últimos representan una antigua zona de subducción y fragmentos de corteza oceánica. El magmatismo de margen continental, de composición básica subalcalina (Stanik *et al.*, 1981), es representado por gabros y diabasas metamorizadas, quienes reflejan una actividad ígnea en condiciones geotectónicas extensionales, asociada al desarrollo del rift y a la formación de márgenes continentales durante la ruptura

del súper continente Pangea. Este magmatismo aparece bien manifestado en las formaciones La Chispa, Los Cedros, Cobrito y Boquerones, principalmente en forma de cuerpos lenticulares o tabulares concordantes (Iturralde Vinent, 1995).

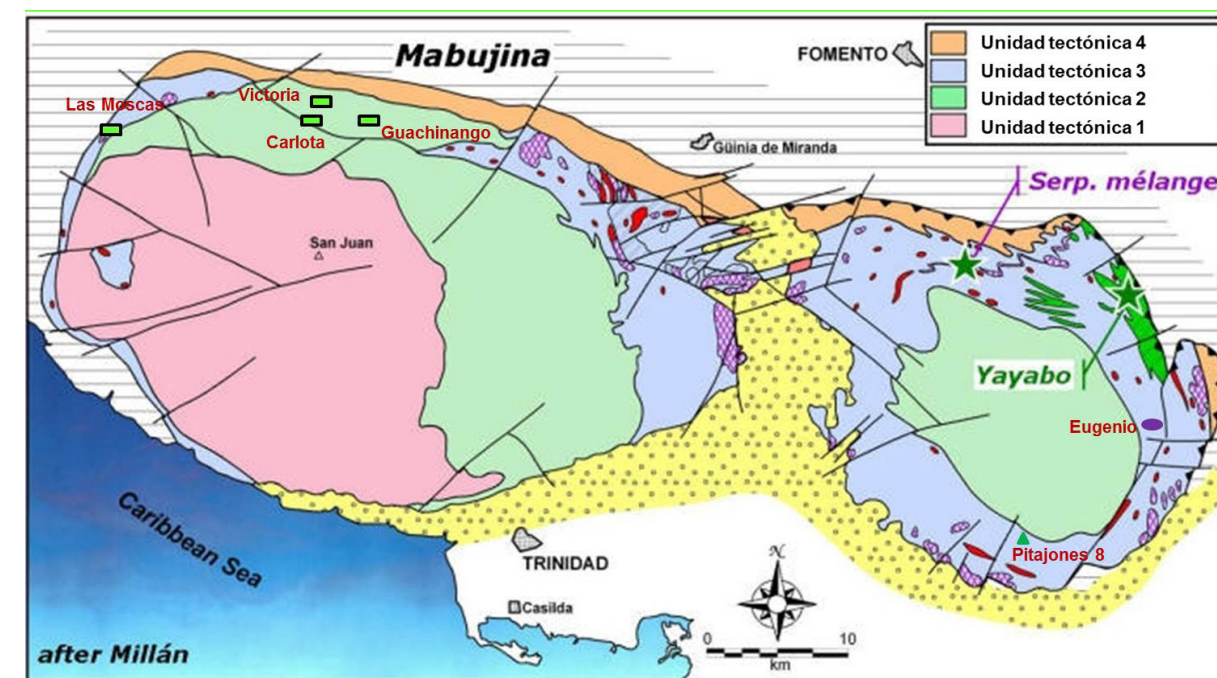
Como se puede apreciar en la figura 37, la sección silicoclástica de sinrift y la carbonatada de postrift (o deriva) del Terreno Guamuhaya son, en general, correlacionables con las correspondientes secciones estratigráficas en las unidades Guaniguanico, Cangre y Pinos, lo cual, como ya se ha explicado, responde a su origen paleogeográfico y geodinámico común.

Millán (1997c) distinguió cuatro unidades tectónicas dentro del Terreno Guamuhaya (Figura 62). La unidad tectónica 2 es de gran importancia, por ser la hospedera de los principales depósitos pirítico-polimetálicos de Cu - Zn ± Co, Au, Ag MVT, subtipo Irish. Esto depósitos constituyen la mayor concentración de recursos minerales metálicos conocida hasta hoy en este terreno, hospedada en las rocas carbonatadas de la Fm. Los Cedros.

Este terreno presenta un metamorfismo de alta presión, con una zonalidad invertida entre la primera unidad tectónica y la tercera. El pico metamórfico fue registrado en la tercera unidad, con valores de presión/temperatura de 15 kbar a 23 kbar/470 °C - 630 °C (nappe Gavilanes, Stanek *et al.*, 2006). La cuarta unidad tectónica contiene también rocas metamorizadas en condiciones de alta presión, pero a temperaturas más bajas que la tercera unidad. También hay numerosos cuerpos de serpentinitas y mafitas metamorizadas, incluidos tectónicamente, que comúnmente se presentan en forma de mélanges serpentiniticas. La más notable de ellas lo forman las anfíbolitas de alta presión (12 kbar - 14 kbar/550 °C - 580 °C) de la Fm. Yayabo (Stanek *et al.*, 2006).

En la metalogenia de la unidad Guamuhaya hay dos rasgos sobresalientes: 1) Presencia de depósitos de sulfuros masivos de Cu - Zn - Pb ± Co, Au y Ag hospedados en secuencias carbonatadas metamorizadas y 2) Superposición espacial de la metalogenia de margen continental distensivo y la de ambiente de colisión. Ambas están presentes en los depósitos mencionados con antelación.

El origen pre-metamórfico -y anterior a las deformaciones tectónicas de estos depósitos- es apoyado por los siguientes datos (Goriolov



**Figura 62.** Mapa tectónico esquemático del Terreno Guamuhaya (Millán 1997). Nótese la amplia distribución de la unidad tectónica 2, principal portadora de los depósitos MVT del subtipo Irish. Tomado de Iturralde - Vinent (2011). Leyenda de la carga mineral (añadida por los autores del presente texto): Rectángulos verde hierba (claro): Depósitos MVT del subtipo Irish. Triángulo color verde forestal (oscuro): Posible depósito VMS silicoclástico máfico. Ovalo morado: Manifestación de esquistos negros con mineralización de Mn - Zn - Cu - Ni.

*et al.*, 1965; Brovin, 1966; Shevchenko *et al.*, 1967; Bolotin, 1968 y 1969; Bolotin *et al.*, 1970; Tolkunov *et al.*, 1974; Espinosa, 1985; Lavandero *et al.*, 1985; Zelenenko *et al.*, 1986; Dublan *et al.*, 1986), recogidos en los bien estudiados prospectos (Carlota, Guachinango y Victoria) del distrito mineral Carlota - Guachinango:

1. Presencia de texturas lepidogranoblásticas, porfirogranoblásticas y otras similares propias de la acción del metamorfismo regional sobre los minerales de las rocas hidrotermalmente alteradas. Particularmente se señala la presencia de textura granoblástica en la dolomita directamente asociada con los cuerpos minerales y la presencia de mineralización sulfurosa diseminada en estas rocas.
2. Presencia de textura granoblástica en la pirita de grano fino, con relictos de textura colomórfica. Ello prueba que en las menas se desarrollaron ampliamente, debido al metamorfismo, los procesos de recrystalización de los minerales con textura colomórfica, lo cual permite referir esta pirita a la fase inicial de la deposición mineral.

3. La alteración hidrotermal de las rocas encajantes está aparentemente relacionada con pequeños cuerpos intrusivos máficos concordantes. Estos cuerpos ya estaban totalmente fríos cuando fueron metamorizados, por lo que dicha asociación sería pre-metamórfica.

4. Las menas presentan altas concentraciones de impurezas pesadas características de los magmas máficos (Ti, Co, Ni, Cr y otros). Además, hay ausencia casi total de Li, F, Be y W, así como de otros elementos relacionados con magmas granítico (Lavandero *et al.*, 1985). Ello sugiere fuertemente la relación de las soluciones mineralizantes con los cuerpos intrusivos máficos metamorizados.

5. El contenido de Co en las menas varía entre 0,042 % y 0,093 %. Esto apoya la existencia de una relación entre soluciones hidrotermales y cuerpos ígneos máficos. Por otra parte, en la literatura se reporta la existencia de concentraciones elevadas de Co en los depósitos MVT, formados en carbonatos no metamorizados (Edwards y Atkinson, 1986).

6. Las estructuras de las menas observadas en los pozos para toma de muestras tecno-



lógicas son bandeadas y orientadas, lo cual sugiere un origen sedimentario de las mismas. 7. La presencia de textura colomórfica, globular y metacolooidal reléctica en las menas indica su formación a partir de soluciones coloidales, que tuvieron temperaturas relativamente bajas.

8. Existencia de texturas gneisíticas y blásticas en las menas, con amplia manifestación del proceso de pirrotinización. Hay minerales metamórficos de Ni (millerita, pentlandita) en las menas.

9. Presencia de maclas polisintéticas contorsionadas de marcasita reléctica y de un nuevo sistema de maclado superpuesto. Esto es producto de la acción reiterada de los procesos metamórficos sobre las menas.

10. Las fallas transversales son de carácter postmineral. Estas fallas transversales pertenecen al sistema de fallas radiales relacionadas con el levantamiento cupuliforme del Terreno Guamuhaya, por lo que las menas son anteriores a ese evento.

11. La mayoría de los autores concuerdan en señalar que los cuerpos minerales se deformaron conjuntamente con las secuencias que los contienen. Asimismo que estos se asocian con los pliegues suaves y las zonas de flexura. Esto se observa bien en los perfiles geológicos de los depósitos explorados (figura 63).

12. Presencia de menas brechosas en casi todos los depósitos del distrito mineral Carlota - Guachinango.

13. Existencia de zonas de microfracturación y microplegamiento, así como de planos y estrías de deslizamiento, detectados por pozos, en los prospectos Guachinango, Carlota y Victoria.

14. Reporte de granos de pirita aplastados en las muestras de testigo de mena del pozo PT - 3A, perforado en la zona mineral No 1 del prospecto Carlota. Ello evidencia la acción de los esfuerzos tectónicos sobre los minerales de mena.

15. En las rocas hidrotermalmente alteradas asociadas con los cuerpos minerales del prospecto Carlota se observa estructura esquistosa y brechosa, a veces microesquistosa, con textura cataclástica superpuesta. En las asociadas con el prospecto Guachinango, se

observa estructura esquistosa microbandeada y microcontorsionada.

16. Presencia en algunos lugares, principalmente hacia el yacente de los cuerpos minerales, de brechas de dolomita cementada con mena sulfurosa más tardía.

Los elementos de juicio expuestos arriba señalan, fuera de toda duda, que las menas fueron afectadas por el metamorfismo regional. De acuerdo con los datos existentes, el metamorfismo de alta presión tuvo lugar en el Cretácico Superior, al producirse el deslizamiento (subducción) del Terreno Guamuhaya bajo el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, con la consiguiente sutura de la zona de subducción asociada al arco (Iturralde - Vinent, 1996a; Millán, 1996). En consecuencia, estos depósitos son anteriores a este evento.

Las metamorfitas del Terreno Guamuhaya experimentaron cinco fases de plegamiento. La fase más antigua ( $F_1$ ) se relaciona con el metamorfismo de alta presión y solo afecta a las rocas jurásicas relacionadas con él. Sus pliegues suelen ser isoclinales y alcanzan las centenas de metros de longitud como mínimo, relacionándose con una esquistosidad metamórfica ( $S_1$ ). La segunda fase de plegamiento ( $F_2$ ) es transversal a la anterior y también tiene una verdadera esquistosidad metamórfica ( $S_2$ ). Esta fase afecta a la totalidad de las secuencias, tanto a las metamorizadas de alta presión como a la facies de esquistos verdes. Se estima que esta última fase está vinculada con el proceso de colisión del Terreno Guamuhaya con el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos (Millán, 1993; Padilla *et al.*, 1994).

De los tres prospectos del distrito mineral Carlota - Guachinango, es Guachinango el que mejor muestra los rasgos más distintivos de la mineralización de sulfuros masivos hospedada en esta unidad (figura 63 y 64), aunque también son observables en los otros depósitos, como ocurre en el prospecto Carlota (figura 65). Estos rasgos son:

1. El depósito se encuentra hospedado dentro de una secuencia carbonatada de gran espesor.
2. En las cercanías están ausentes las rocas de protolito efusivo (tobas, lavas y piroclastos).
3. Asociación espacial y genética entre la dolomita y el cuerpo mineral. Esta tiende a rodear al cuerpo mineral, formando una envoltura dolomítica a su alrededor.

Estos tres rasgos hacen que los depósitos sean clasificados como MVT del subtipo Irish, a pesar del escaso contenido de Pb en las menas.

Este es el modelo de depósito más importante presente en el macizo metamórfico Guamuhaya, tanto por su abundancia como por su potencialidad económica.

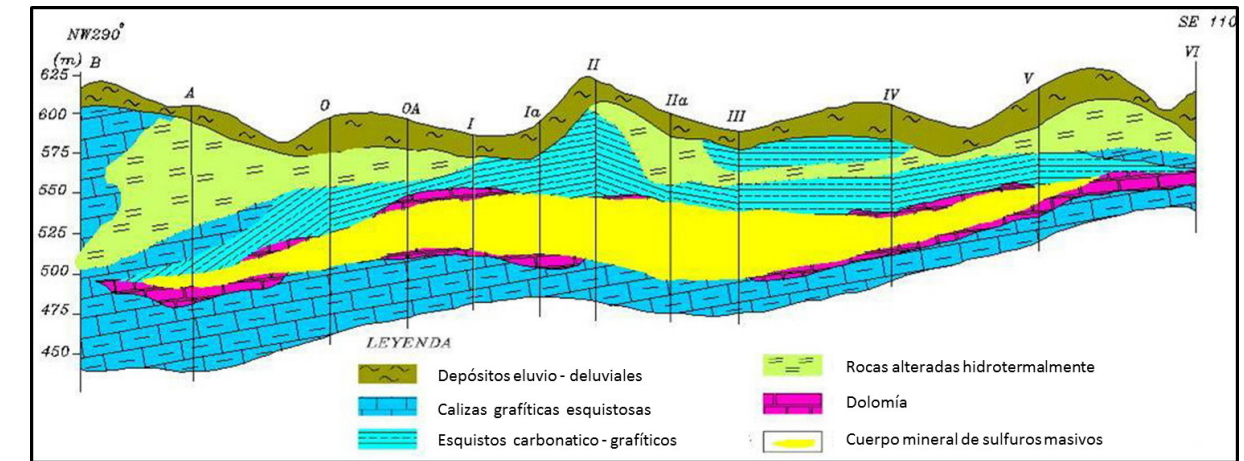


Figura 63. Perfil longitudinal del prospecto Guachinango. Nótese como el cuerpo siempre es concordante con la yacencia suavemente plegada de las rocas encajantes. Tomado de Bolotin, 1968.

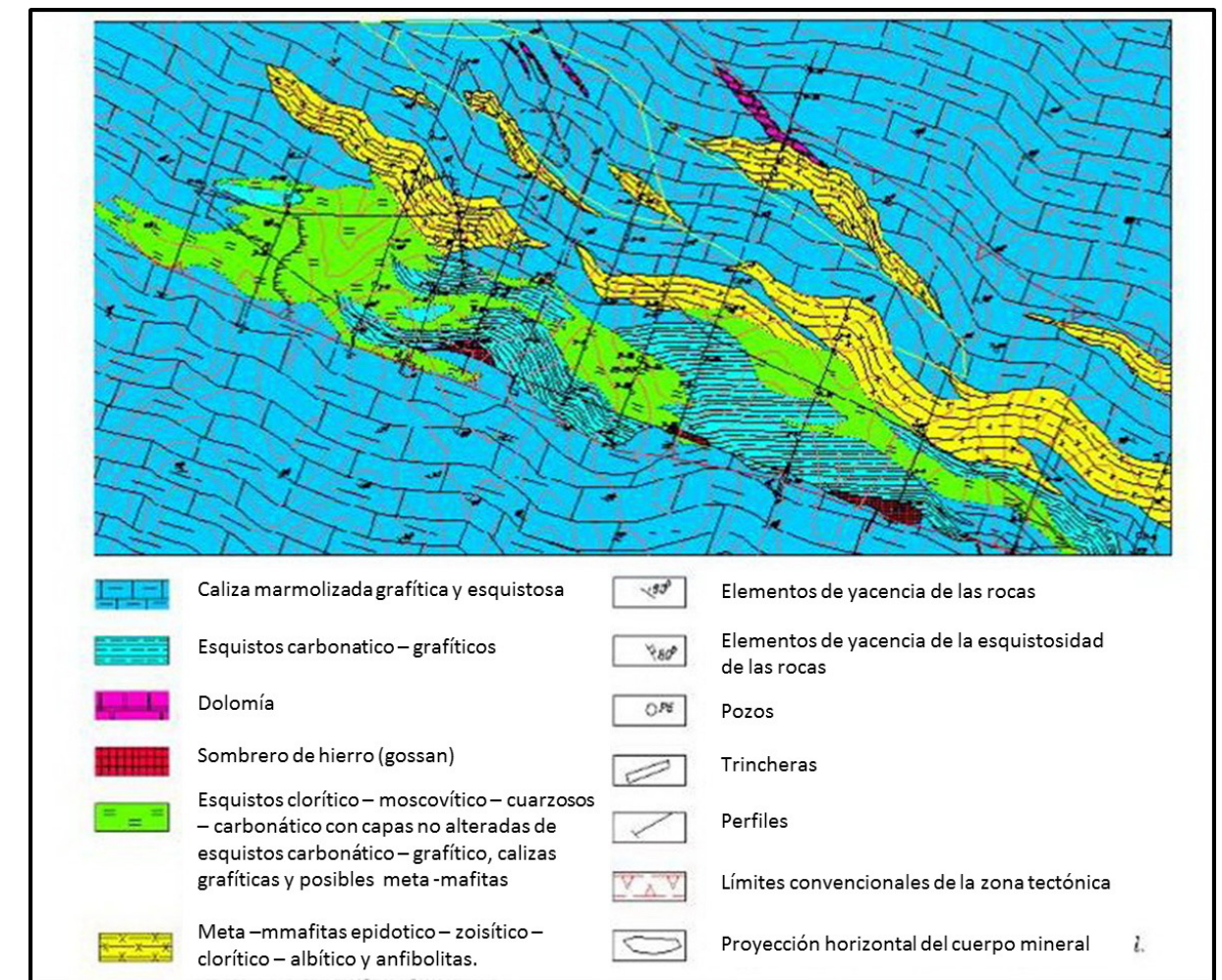


Figura 64. Mapa geológico del prospecto Guachinango. Tomado de Bolotin, 1968.



El ambiente en el cual se formaron estos depósitos se caracterizó por la acumulación de los sedimentos carbonatados en una cuenca marina de poco a moderadamente profunda (Kantchev *et al.*, 1978; Dublan *et al.*, 1986), con un régimen de sedimentación compensado. Los mencionados depósitos pertenecen a las formaciones Los Cedros, Cobrito y San Juan, cuya edad va desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior, con predominio de esta última. La generalizada y abundante presencia de grafito, así como la ubicua diseminación pirítica autógena en estas rocas carbonatadas, indica que ellas se depositaron en condiciones euxínicas, acumulándose grandes cantidades de materia orgánica junto con los carbonatos. Estas condiciones de sedimentación pueden corresponder tanto a cuencas restringidas como de mar abierto (Tourtelot,

1979). El alto contenido de S es evidenciado por la existencia de sectores en los que las rocas, al ser trituradas, desprenden olor a  $H_2S$  (Maximov *et al.*, 1968; Bolotin *et al.*, 1970) y por la presencia de calizas marmolizadas gráficas fértidas (Padilla *et al.*, 1994; González y Sotolongo, 1998). Ello también sugiere condiciones euxínicas en la paleocuenca J - K<sub>1</sub>.

A partir de lo anterior y tomando en cuenta otras consideraciones (historia de enterramiento, migración primaria de hidrocarburos y concentración metamórfica del grafito), los autores estiman que el contenido original de materia orgánica en las secuencias carbonatadas y silicoclásticas del Terreno Guamuhaya pudo estar entre un 2 % y 15 % de COT, a semejanza de lo observado en la unidad Guaniguanico.

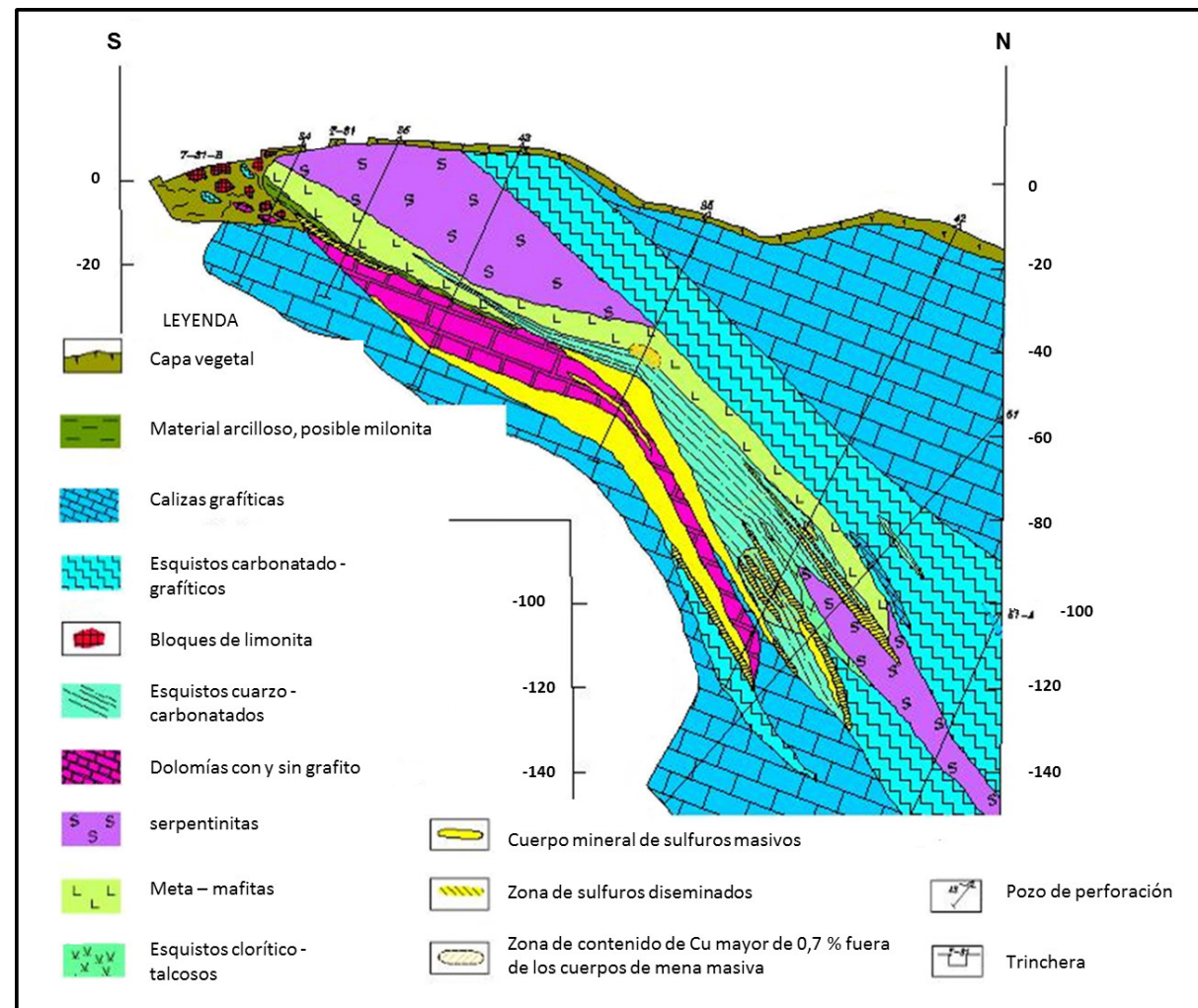


Figura 65. Perfil de la zona mineral No 4 del prospecto Carlota. Todos los contactos de las serpentinitas con las otras litologías presentes en el corte son tectónicos. Tomado de Brovin (1966)

El metamorfismo regional en el Terreno Guamuhaya va disminuyendo de afuera hacia adentro, distinguiéndose un metamorfismo de alta presión (hasta la facies de esquistos azules), ocurrido en el Cretácico Superior, al producirse el hundimiento de este terreno bajo el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, y un metamorfismo de facies de esquistos verdes, que tuvo lugar a continuación, con una relación P/T normal. Este último evento provocó el metamorfismo de retrogrado de las secuencias previamente metamorizadas en condiciones de alta presión (Iturralde - Vinent, 1996a; Millán, 1996). Otra consecuencia de la colisión sería el metamorfismo presente en el Complejo Anfibolítico Mabujina (ver más adelante, en la metalogénia del Terreno de Arcos Volcánico Cretácicos), compuesto de anfibolitas de media y alta temperatura, cortadas por cuerpos plutónicos, unos metamorizados y otros completamente frescos (Somin y Millán 1981; Millán y Somin 1985). Igualmente es testigo de este evento la sutura tectónica colisional margen continental - arco volcánico insular que rodea casi por completo al Terreno Guamuhaya (figura 66), la cual lo separa tectónicamente del Complejo Anfibolítico Mabujina, base del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos.

La mayoría de las determinaciones de edades radiométricas realizadas en muestras del Terreno Guamuhaya señalan una edad para el metamorfismo de 72 - 65 millones de años (Cretácico Superior Maestrichtiano), el cual se produjo durante la subducción de las secuencias de este terreno bajo las secuencias cretácicas de arco volcánico insular, es de notar que el proceso de exhumación se inició antes de que finalizara por completo el proceso de subducción. Por su parte, las evidencias geológicas indican que al final del Cretácico este evento metamórfico había concluido. Algunas de las edades más antiguas registradas (105 - 90 millones de años) corresponden a bloques exóticos de serpentinita y reflejan el proceso de subducción previo de la corteza oceánica protocaribeña (Iturralde - Vinent, 2011).

La formación del grafito (figura 67) presente a partir de la materia orgánica singenética acumulada es probada por las temperaturas de homogeneización y decrepitación determinadas por Tolkunov *et al.* (1974), que señalan temperaturas muy inferiores a los 650 °C necesarios como mínimo para la acción del mecanismo formador de grafito a través de la disociación de los compuestos carbonosos, su migración en fluidos acuosos (como  $CO_2$ ) y posterior precipi-

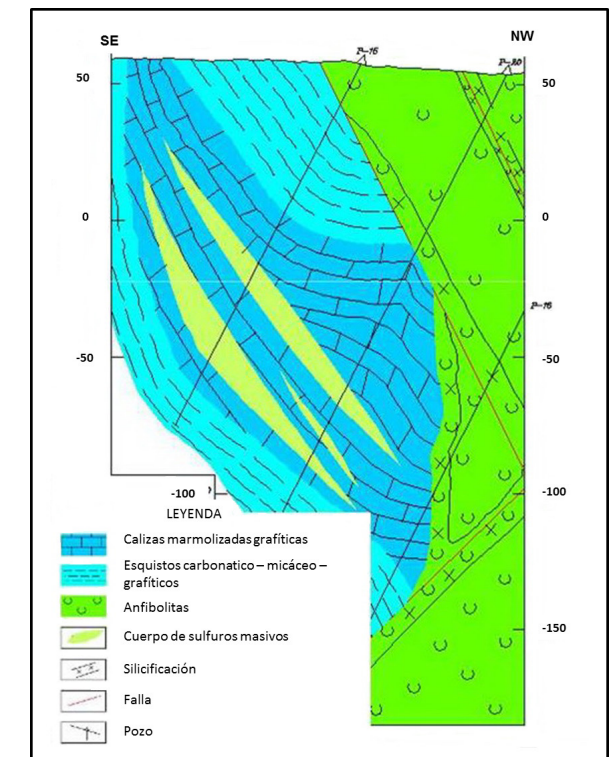


Figura 66. Perfil del prospecto Las Moscas. En la figura puede verse la sutura colisional margen continental - arco volcánico insular, que pone en contacto tectónico a las metamorfitas del Terreno Guamuhaya (margen continental distensivo meridional) con las anfibolitas del Complejo Anfibolítico Mabujina (Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos). Nótese como la mencionada sutura interrumpe claramente el horizonte hospedero de la mineralización de sulfuros masivos. Tomado de Tolokonnikov *et al.* (1972).

tación como grafito. Los resultados ya citados de Stanek (2006) sobre la temperatura alcanzada por el metamorfismo regional apoyan también este origen. Es de notar que el grafito, resultante de la transformación metamórfica de la materia orgánica preexistente, se caracteriza por presentar un bajo coeficiente de fricción (Harben y Kuzvart, 1996), por lo que su presencia en concentraciones relativamente altas favoreció el desplazamiento tectónico de las secuencias sobreyacentes en relación con las infrayacentes durante los procesos que acompañaron a la colisión de esta unidad con el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos.

Durante el metamorfismo regional asociado con la mencionada colisión, las deformaciones y el metamorfismo modificaron la morfología de los cuerpos minerales y borraron —en gran medida— las estructuras y texturas primarias de las me-



nas. Los cuerpos minerales resultaron también plegados y cizallados, así como divididos en varios segmentos lenticulares, con los sectores de mayor espesor asociados a las bóvedas anticlinales y a las flexuras de las rocas encajantes. Como resultado de este proceso, los cuerpos minerales quedaron distribuidos en forma escalonada o en echelón. Las menas resultaron igualmente recrystalizadas, brechadas y localmente removilizadas. Estas variaciones morfológicas se explican por la mayor deformabilidad de los sulfuros en relación con las rocas encajantes ante el mismo nivel de esfuerzo tectónico.

La relación isotópica del azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) respecto al estándar CDT, determinada en piritas del prospecto Carlota y en piritita y calcopirita del prospecto Guachinango, varía entre -3,9 ‰ y 2,8 ‰ (Cabrera, 1986), lo cual indica que el S fue aportado por los fluidos hidrotermales magmáticos. Dado que la única manifestación de magmatismo en la secuencia encajada está representada por rocas máficas metamorizadas, esto sugiere que ellos tuvieron que ver con el aporte de S y metales. Un apoyo adicional a la participación de fluidos hidrotermales magmáti-

cos en el proceso de mineralización lo brinda el elevado contenido de impurezas metálicas pesadas presente en la mena (Tolkunov *et al.*, 1974).

Las soluciones acuosas mineralizantes transportaron hacia los sitios de formación de mena fundamentalmente Fe, siendo muy pobres en metales base. Esto lo prueba la misma composición de las menas piríticas sedimentarias, pues los sulfuros de metales base tienen menor producto de solubilidad que la piritita, por lo que los sulfuros, si están presentes en los fluidos minerales, pueden acumularse mediante la ruptura de la piritita preexistente (Smirnov, 1982). Por ello, si la cantidad de metales base transportados hasta el sitio de formación de las menas hubiese sido apreciable, la composición de las menas sería más polimetálica de lo observado. Esto se explica por la naturaleza reducida y ácida de los fluidos mineralizados, con transporte sulfurado de metales, pues en este caso, la capacidad neutralizadora de los carbonatos redujo la acidez del fluido, condición geoquímica desfavorable para el transporte eficiente de metales base vía complejos sulfurados. Igualmente, la natu-



Figura 67. Afloramiento de esquistos fuertemente grafitizados en el Terreno Guamuhaya. Localidad Arroyo Junco (Montañas de Trinidad, estructura cupuliforme occidental de este terreno)

raleza reducida y ácida de los fluidos justifica la presencia del Au en las menas.

Durante el metamorfismo regional de la facies de esquistos verdes, ocurrido en un ambiente de colisión, tuvo lugar el segundo evento mineral (pirrotínico - polimetálico) que afectó a los depósitos. Este evento de mineralización consistió esencialmente en una modificación mineralógica de las menas preexistentes y su removilización local bajo la acción de soluciones acuosas hidrotermales metamorfogénicas, originadas por el importante desprendimiento de agua de las rocas ocurrido durante el desarrollo del metamorfismo regional (Dublan *et al.*, 1986).

Este evento se inició con la cristalización de la pirrotita, en condiciones físico - químicas ligeramente alcalinas, que progresivamente pasaron a ser más ácidas (como lo indica la presencia de la enargita y la tenanita). Hacia el final del proceso, cuando las condiciones se hicieron más oxidantes, apareció el ion  $\text{SO}_4^-$  y se formó yeso.

Con respecto a los parámetros térmicos de este segundo evento mineral, Tolkunov *et al.* (1974) determinaron temperaturas de decrepitación y homogeneización entre 340 °C y 200 °C en piritita y entre 250 °C y 110 °C en calcopirita, esfalerita, galena, ankerita y calcita. Como ya se ha planteado, el metamorfismo regional borró las indicaciones geotérmicas del régimen térmico de la mineralización sedimentaria preexistente. Bolotin (1968), basándose en las propiedades térmicas de la transición yeso - anhidrita, estimó que este evento mineral concluyó a temperaturas cercanas a los 30 - 35 °C.

Dado que las soluciones hidrotermales son de origen metamórfico y no se relacionan con fuentes magmáticas de calor, su temperatura puede considerarse representativa del régimen térmico del metamorfismo regional. Es de destacar en este sentido que Lavandero *et al.* (1985) señalaron la ausencia casi total en las menas de Li, F, Be, W y otros elementos relacionados con magmas granitoides, lo cual apoya la no existencia de fuentes félsicas magmáticas para estas soluciones.

El enriquecimiento en Co reportado en las menas está asociado con la piritita (Tolkunov *et al.*, 1974). Este cobalto puede haberse concentrado durante el primer evento mineral, del J - K<sub>1</sub>, traído por las soluciones hidrotermales procedentes de los focos magmáticos máficos profundos. Su concentración también pudo ocurrir durante el

metamorfismo regional, a cuenta de la lixiviación de este metal desde los cuerpos de ultrabasitas serpentinizadas, tectónicamente emplazados, por las soluciones minerales metamórficas en el transcurso del evento mineral polimetálico. A favor de la primera variante se presenta el reporte de elevados contenidos de Co en menas MVT (Edwards y Atkinson, 1986; Leach *et al.*, 2010), que en algunos depósitos de este tipo permite su extracción industrial como subproducto. También es posible que ambos procesos hayan contribuido a la acumulación observada del cobalto en las menas de los prospectos Carlota y Guachinango, así como en las del prospecto Victoria. El Ni, presente en la pentlandita, la millerita y la valerita, también puede tener este mismo origen mixto.

Los fluidos hidrotermales sinmetamórficos circularon a través de las zonas de trituración y agrietamiento tectónico, fallas interestratos, planos de esquistosidad y de exfoliación. Así, ellos evadieron las capas compactas, menos afectadas tectónicamente, de calizas marmolizadas situadas en el flanco yacente de las fallas, para circular más activamente por las calizas marmolizadas más dislocadas del flanco colgante. A pesar de su fuerte afectación tectónica, en lo esencial, los esquistos carbonático - grafiticos conservaron las propiedades de sus protolitos carbonatado - arcillosos. Por ello, en esa ocasión se comportaron frente a los fluidos del mismo modo que en el evento mineral precedente, obligándolos a circular a través de los cuerpos minerales. De este modo, impidieron la difusión y diseminación de la mineralización hacia arriba, más allá del flanco colgante de los cuerpos meníferos.

Lo anterior, unido a la capacidad de los carbonatos para neutralizar los fluidos ácidos, explica el escaso desarrollo de las alteraciones hidrotermales en el flanco yacente de los depósitos, en contraste con el más amplio e intenso desarrollo de ellas en el flanco colgante. También explica por qué los depósitos muestran anomalías geoquímicas poco extensas, un rasgo de las menas sedimentarias que fue conservado.

Durante este evento mineral, las serpentinitas y las mafitas fueron atacadas por las alteraciones mineralógicas producidas por la circulación hidrotermal metamorfogénica, especialmente donde estas presentaban fuerte esquistosidad y fracturación. También esta actividad produjo la removilización local de las menas, lo que dio origen a los pequeños cuerpos lenticulares de mena observados dentro (parcial o totalmente)



de las serpentinitas en el prospecto Carlota, así como al relleno de las cavidades abiertas desarrolladas entre las menas preexistentes y las rocas encajantes durante las deformaciones plicativas y disyuntivas. Igualmente, también promovió la cementación con sulfuros de las brechas de mena y de dolomita, resultantes de la acción del estrés tectónico sobre menas y rocas encajantes.

Al cesar el infracorrimiento del Terreno Guamuhaya dentro de la zona de subducción situada por debajo de las secuencias de arco volcánico insular del Complejo Mabujina, éste experimentó una intensa fracturación al desaparecer el estrés compresivo bajo el que se encontraba, para acto seguido iniciar, en el Maestrichtiano, su levantamiento isostático (Millán, 1993). Con esta fracturación se relaciona el sistema tectónico postmineral descrito por muchos autores, comúnmente relleno por calcita y cuarzo ((Goriev *et al.*, 1965; Brovin, 1966; Shevchenko *et al.*, 1967; Bolotin, 1968 y 1969; Bolotin *et al.*, 1970; Tolokonnikov *et al.*, 1972; Tolkunov *et al.*, 1974; Espinosa, 1985; Lavandero *et al.*, 1985; Dublan *et al.*, 1986).

El sistema mineral VMS silicoclástico máfico-SEDEX – MVT de la paleocuenca distensiva del J - K<sub>1</sub>, tiene en el Terreno Guamuhaya la particularidad de que los sitios de deposición de mena se ubican dentro de secuencias carbonatadas ricas en materia orgánica. Estos sitios se identifican por la presencia de dolomita en el contacto de secuencias calcáreas más puras con otras más arcillosas. Las zonas donde los fluidos depositan su carga mineral están marcadas por la alteración hidrotermal. Puede hablarse también de la existencia de un sistema mineral metamorfogénico relacionado con la colisión margen continental distensivo – arco volcánico insular, ocurrida en el Campaniano y de edad Campaniano – Maestrichtiano, cuya acción aparece superpuesta a la del anterior. Aparte de los depósitos MVT de Cu - Zn - Pb ± Co subtipo Irish, también es posible la presencia, relacionada con el primero de los dos sistemas minerales mencionados, de depósitos del tipo VMS máfico - silicoclástico, tal como lo sugiere la insuficientemente estudiada manifestación Pitajones 8, conocida también como Ciegos de Ponciano, ubicada muy próxima al contacto entre los mármoles oscuros y las metavolcanitas de la Formación Yayabo, la cual presenta significativos contenidos de Cu, Zn y Au ( 0,2 % - 1,3 % de Cu; 0,11 % a 2,37 % de Zn y de 0,3 g/t a

26,6 g/t de Au, de acuerdo con Haminton, 1995 y Kraft, 1996).

Stanik *et al* (1981) describen el punto de mineralización Eugenio, localizado en la Sierra de Sancti Spíritus, como una secuencia de cuarcitas y esquistos cuarcíferos de coloración gris a negra, plegada isoclinalmente. En esta secuencia, los autores citados encontraron contenidos medios de 4,1 % de Mn, 0,25 % de Zn, 0,14 % de Cu y 0,12 % de Ni. El interés de esta ocurrencia radica en que ella, junto con otras semejantes ubicadas en las secuencias silicoclásticas de ambas cúpulas del Macizo Metamórfico Guamuhaya, indica la posibilidad de que puedan existir depósitos representativos de los modelos de lutitas negras polimetálicas y/o Au - EGP orogénico en pizarras negras, relacionados con el primero de los dos sistemas minerales presentes o con ambos.

#### Margen continental distensivo Florida - Bahamas

Esta unidad, junto con la Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico, forman el margen distensivo septentrional de la paleocuenca de rift del J - K<sub>1</sub>. A diferencia de ella, ésta pertenece al Bloque Florida - Bahamas de la placa América del Norte; la anterior pertenece al Bloque Maya de esta misma placa. Es constituida por una faja de rocas sedimentarias con edades desde el Jurásico hasta el final del Mesozoico y variado grado de deformación, extendida a lo largo de gran parte de la costa septentrional de Cuba y mares adyacentes, con rumbo general WNW - ESE. Las rocas correspondientes al intervalo Paleoceno-Eoceno Inferior se acumularon ya en condiciones de una cuenca antepaís. Este conjunto de secuencias, extendido desde la provincia La Habana hasta la provincia de Holguín, se subdivide a su vez en cuatro zonas o unidades tectono - estratigráficas paralelas entre sí, que de NNE a SSW se denominan Cayo Cocos, Remedios, Camajuaní y Placetas. La primera y la segunda representan la plataforma carbonatada de aguas someras (parte meridional de la antigua plataforma de Bahamas), en tanto la tercera representa el talud del margen continental de la mencionada paleoplataforma y la cuarta el pie del margen continental. Esta unidad tectono estructural se distingue de todas las demás tratadas con anterioridad por ser hospedera de casi todos los depósitos de petróleo conocidos hasta el momento en Cuba, tanto en tierra como costa afuera, y por la presencia de considerables espesores de evaporitas, las cuales afloran dentro del territorio nacional en forma de domos salinos (San Adrián, Punta Alegre, Cu-

nagua). También se distingue por su muy escasa carga metalogénica.

La Zona Cayo Coco es una faja de rocas con deformaciones moderadas. Se distribuye al sur de las secciones autóctonas, muy poco deformadas, de la Plataforma de Bahamas. Su aflorabilidad es limitada y en pozos se ha llegado hasta rocas del Jurásico Superior. Dentro del territorio cubano, no se conoce la composición y edad de su fundamento. De acuerdo con la interpretación geofísica y con los datos aportados por el pozo Great Isaac 1, perforado en el Banco de las Bahamas, se infiere que el corte estratigráfico de esta zona incluye un basamento continental anterior al Jurásico, sobre el cual yace una secuencia de rocas silicoclásticas finas, compuesta por capas rojas volcánicas y lutitas de color rojo oscuro a pardo, de edad Jurásico Medio Calloviano - Bajociano (establecida por la presencia de polen y esporas). Encima de ellas, se encuentran evaporitas, dolomías y calizas del Jurásico y el Cretácico, formando una secuencia típica de plataforma carbonatada somera, compuesta por dolomías, calizas dolomíticas y calizas.

Por su estratigrafía, la Zona Remedios se diferencia de la anterior sólo a partir del Cretácico Inferior Aptiano, pues la sección del Cretácico Inferior y más antigua es semejante. En general, representa ambientes marinos poco profundos de plataforma carbonatada hasta el final del Cretácico.

La Zona Camajuaní muestra un grado de deformación considerablemente mayor que el de las zonas anteriores y solamente aflora en la región central de Cuba. Su estratigrafía se diferencia de las restantes zonas por estar representada por una sucesión de rocas hemipelágicas bien estratificadas, con edades entre el Jurásico Superior Kimmeridgiano y el Cretácico Superior Maestrichtiano, con un hiato intermedio que abarca del Coniaciano al Campaniano. Como ya se indicó, esta secuencia representa el talud del margen continental e incluye sedimentos acumulados en el fondo del mar. La zona Placetas aflora desde Matanzas hasta Camagüey, y ha sido interceptada por pozos en las provincias Mayabeque y La Habana. Es la más meridional y deformada de todas las zonas o unidades tectono-estratigráficas del margen continental distensivo del bloque Florida - Bahamas. Está constituida por sedimentos correspondientes al pie del margen continental y presenta una estratigrafía muy semejante a la de la Unidad Tectono - Estrati-

gráfica Sierra del Rosario-Alturas Pizarrosas del Norte-Esperanza de la Unidad Tectono - Estructural Guaniguanico a partir del J<sub>3</sub>. Como puede apreciarse en la reconstrucción paleogeográfica mostrada en la figura 38a, esto se debe a su vecindad espacial y semejantes ambientes de sedimentación. Por esta razón, a continuación es descrita con más detalle.

A juzgar por lo observado en unas pocas localidades (brechas yesíferas San Adrián, afloramientos de La Teja, Socorro y Sierra Morena) las secuencias sedimentarias de la Zona Placetas se acumularon sobre corteza continental, representada por un fundamento siálico del Neo Proterozoico, cubierto por rocas arcóscicas. La Formación Constancia ocupa la base de la secuencia de cuenca en esta unidad desde La Habana hasta Esmeralda (provincia de Camagüey) y consiste en una alternancia de conglomerados, areniscas, limolitas y calizas, con pizarras arcillosas y sericíticas, areniscas cuarzosas, e intercalaciones de dolomías. El material clástico se compone de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas, fragmentos de rocas cuarzo-feldespáticas (en lo fundamental de granitoides), rocas arcillosas y volcánicas. De forma subordinada aparece circón, turmalina y rútilo. En Esmeralda (Camagüey) esta unidad litoestratigráfica incluye lutitas y areniscas laminares de grano muy fino. De acuerdo con Pszczółkowski (1986a), sobre los sedimentos arcóscicos más antiguos o directamente sobre los granitos del Complejo Socorro yacen brecha-conglomerados arcóscicos, arenitas y lutitas arcóscicas, atribuibles –a falta de otra evidencia– a esta formación. Estos sedimentos reflejan la transición entre la sedimentación terrestre y la marina somera. La edad de esta unidad litoestratigráfica es Jurásico Superior Tithonianiano - Cretácico Inferior Barresiano, aunque hacia abajo, según el citado autor, pudiera extenderse hasta el Jurásico Superior Oxfordiano.

Más al SE, en la Sierra de Camaján, la base de la Zona Placetas está representada por basaltos almohadiformes intercalados con capas finas de hialoclastitas y, en menor grado, de tufitas y calizas tufíticas fosilíferas. Aquí se describen vetillas de calcita con sulfuros y de calcedonia, así como drusas de cuarzo hialino y ahumado, amatista y pequeñas ágatas. Estas vetas no cortan los depósitos estratigráficamente suprayacentes de la Formación Veloz, lo que indica su vinculación genética con la actividad efusiva oceánica, confirmada por su composición química. Estas mafitas, cuyo espesor rebasa los 60 m (Iturralde - Vinent, 1995), se consideran, por su posición



estratigráfica y contenido de fósiles, del Jurásico Superior Tithoniano parte baja.

Por encima de las unidades descritas se desarrolla una secuencia carbonatada compuesta por calizas, frecuentemente dolomitizadas en diferentes grados, con intercalaciones de silicitas, arenitas, lutitas y argilitas. Estas calizas son de ambiente marino pelágico y hemipelágico hasta el Cretácico Superior Maestrichtiano, con un hiato intermedio entre el Coniaciano y el Campaniano (Iturralde – Vinent (2011)).

En pronunciado contraste con las restantes unidades de margen continental hasta ahora tratadas, el Bloque Florida - Bahamas presenta una metalogenia poco desarrollada, caracterizada por la presencia de pequeñas manifestaciones de Mn estratiforme, las cuales aparecen principalmente en las formaciones Mata, Santa Teresa y Carmita (Unidad Tectono - Estratigráfica Placetas). Entre ellas se destaca la manifestación María Victoria, con hasta 43.2 % de MnO, compuesta por pirolusita, psilomelano y wad. Además, aparecen algunas anomalías geoquímicas de cierto interés de Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Co, Ba y Cd, asociadas a exhalatitas con Mn en el contacto entre la Fm. Carmita (carbonatada) y la Fm. Santa Teresa (silicítico - jasperítica).

Para este fuerte contraste metalogénico existen dos explicaciones alternativas:

1) Asimetría estructural de la paleocuenca distensiva del J - K<sub>1</sub>, con acumulación del alargamiento extensional de la cuenca hacia el flanco ocupado por el Bloque Maya, acompañado por un abundante aporte de sedimentos silicoclásticos y escasez de evaporitas, por un lado, y un margen continental más estrecho y abruptamente escalonado hacia el flanco ocupado por el Bloque Florida - Bahamas, con escaso aporte de sedimentos silicoclásticos y predominio de la sedimentación química evaporítico - carbonatada por el otro. Una arquitectura de cuenca de rift de este tipo habría privilegiado a las unidades pertenecientes al Bloque Maya desde el punto de vista metalogénico, en detrimento de las pertenecientes al bloque Florida - Bahamas, poco dividida en bloques escalonados por la tectónica extensional del sinrift.

2) Gran profundidad de yacencia de los horizontes mineralizados en el margen continental distensivo del Bloque Florida - Bahamas. Las secciones de las unidades Placetas y Camajuaní que pudieran ser ricas desde el punto de vista metalogénico se hallan actualmente sepultadas

por debajo de la secuencia cabalgada alóctona, compuesta por ofiolitas y unidades pertenecientes al Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, encontrándose fuera del alcance de la minería actual. Un elemento a favor de esta posible segunda explicación es la presencia de magmatismo máfico distensional del Jurásico Superior en la Sierra de Camaján, donde la base de la Unidad Placetas es representada por basaltos almohadiformes intercalados con capas finas de hialoclastitas, con edad radiométrica de 146 ± 6 millones de años, es decir, Jurásico Superior Tithoniano (Iturralde-Vinent, 2011). Otro elemento a favor de la segunda explicación es la presencia en el bloque litodémico La Palma, localizado en el NW de la provincia de Holguín, de un cuerpo de ortogneiss granodiorítico, con una edad K-Ar de 196 millones de años (Jurásico Inferior-Sinemuriano), representativo del magmatismo félsico de la etapa inicial del sinrift. Este cuerpo intrusivo contacta con filitas carbonatadas gráficas con mineralización aurífera (0.05 g/t - 0.5 g/t). La materia orgánica contenida en estas filitas, por otro lado, no está completamente grafitizada (Pentelenyi *et al.*, 1990).

#### Unidad Tectono – Estructural Asunción

Este segmento del margen distensivo septentrional tiene muy poca importancia metalogénica debido a sus reducidas dimensiones. Aunque las litologías presentes en ella son favorables para albergar mineralización metálica, hasta ahora no se conoce ocurrencia mineral alguna dentro de ella. Es de notar que en esta unidad del margen continental distensivo septentrional se observa tanto la sección silicoclástica como la carbonatada del corte estratigráfico.

#### Metalogenia de Arcos Volcánicos Insulares

En el territorio cubano se reconoce la existencia de tres arcos volcánicos de islas: dos del Cretácico, que forman el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, y uno del Paleógeno: el Arco Volcánico Sierra Maestra - Cresta Caimán, más comúnmente conocido como Arco Volcánico Paleógeno (o Paleogénico). A continuación, siguiendo este orden de aparición, se presenta la metalogénia correspondiente a este ambiente geotectónico.

#### Terrenos de arcos volcánicos cretácicos

Las secuencias cretácicas de arco volcánico de islas corresponden a dos arcos volcánicos distintos (Iturralde - Vinent, 2011): un arco volcánico

insular toleítico K<sub>1</sub>, posiblemente del Hauteriviense al Albiano medio, y un arco volcánico insular toleítico - calcoalcalino – alcalino más joven, de edad Albiano superior - Campaniano medio. Es de notar que en el capítulo dedicado a la base estructural - tectónica su autor (J. Cobiella Reguera) asigna a ambos arcos intervalos de edades distintos: Aptiano? - Albiano para el inferior y Cenomaniano - Campaniano alto el más joven. Esto muestra la insuficiencia aún existente de datos sobre la edad de estas unidades, lo que da lugar a la existencia de desacuerdos entre distintos autores acerca de este tema.

Aunque no aparece reflejado en la base estructural - tectónica del mapa, debido a las señaladas limitaciones existentes en relación con las edades de las formaciones volcánicas del territorio, Díaz de Villalvilla (1988); Kerr *et al.* (1999) plantean que por su contenido de K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub>, dentro del arco volcánico insular Albiano – Campaniano, las volcanitas de edad Albiano superior - Santoniano, dominadas por andesito - basaltos, andesitas, y shoshonitas, intercaladas con tobas, tufitas marinas y rocas sedimentarias, van desde toleíticas hasta calcoalcalinas normales, en tanto las volcanitas de edad Santoniano - Campaniano, representadas por dacitas, riolitas y andesito - basaltos, van de calcoalcalinas normales hasta alcalinas. Este cambio de la composición química de las volcanitas del arco insular Albiano – Campaniano, a partir del Coniaciano - Santoniano, coincide con una discordancia regional asociada con el desarrollo de paleosuelos y de un conglomerado terrestre - marino sustituido por calizas del Santoniano - Campaniano Inferior.

Atendiendo a las diferencias existentes en cuanto a evolución, edades, rocas y tipos de mineralización, Yanev *et al.* (1993) y Kramer *et al.* (2010) distinguieron en las secuencias cretácicas de arco volcánico insular dos zonas con características metalogénicas distintas, bien reflejadas en su mineralización aurífera: 1) zona Central (provincias de Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus) y 2) zona centro - oriental (Ciego - Camagüey - Las Tunas).

El análisis y reinterpretación conjunta de los datos recopilados permite a los autores de la presente obra establecer que, por su comportamiento metalogénico, el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos puede dividirse en cinco secciones:

1. Cuba occidental (toleítica a calcoalcalina), hasta el lineamiento Yabre.
2. Cuba central (toleítica y toleítica - calcoalcalina), entre el lineamiento Yabre y la falla La Trocha.
3. Ciego - Camagüey - Las Tunas (calcoalcalina normal a alcalina), entre la falla La Trocha y la falla Cauto - Nipe.
4. Holguín (calcoalcalina), extendida por el extremo oriental de la provincia Las Tunas y la parte NW de la provincia de Holguín, al Norte de la falla Cauto - Nipe.
5. Cuba sur - oriental (toleítica), al E de esta última falla.

Como se podrá ver a continuación, las variaciones metalogénicas entre los diferentes segmentos mencionados del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácico guardan relación con los cambios en el quimismo de las rocas intrusivas y volcánicas observados entre ellos. Es de notar, de paso, que las dos últimas fallas mencionadas, de deslizamiento por el rumbo, se extienden hacia el WSW más allá del territorio cubano, subdividiendo también la Cuenca de Yucatán, situada en el Mar Caribe (Boschman *et al.*, 2014).

#### Cuba occidental

Las secuencias de arco volcánico insular de Bahía Honda pertenecen al segundo de los arcos mencionados (el más extenso en el territorio cubano) y están formadas por una potente sección de basaltos e hialoclastitas del Albiano - Cenomaniano (Formación Encrucijada). En la base estructural - tectónica del mapa metalogénico, esta sección fue asignada a la parte superior de la asociación ofiolítica mesozoica. Esto se debe a que la separación entre las sucesiones volcánicas máficas de arco y las correspondientes al miembro superior de las ofiolitas es muy difícil de lograr si no se cuenta con el respaldo de buenos datos geoquímicos. Por esa razón, donde no se dispuso de los mencionados datos, y en las inmediaciones se presentan gabroides y serpentinitas, se les consideró parte de la antigua corteza oceánica. Sin embargo, García-Casco *et al.*, (2008) plantearon que la misma pudiera corresponder a una cuenca frontal de arco o antearco. Por encima de esta secuencia yacen piroclastitas y xenolavas andesito-basálticas calcoalcalinas del Turoniano al Campaniano (Formación Orozco). En esta zona no se conoce la existencia de aparatos volcánicos ni de cuerpos intrusivos granítico y como ya se indicó, es difícil separar a las mafitas de arco volcánico insular de las correspondientes a la corteza oceánica,



habida cuenta de la ausencia de un detallado estudio del quimismo de las mismas. Tanto en Artemisa como en Mayabeque y Matanzas la extensión de las áreas de afloramiento es pequeña. En esta última provincia los afloramientos aparecen formando un mélangé con las ultramafitas serpentinizadas, lo cual explica la escasa presencia de depósitos minerales metálicos en esta sección del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos. Estas áreas afloradas corresponden, en su mayoría, a la Fm. Chirino, incluida en el mapa del basamento dentro del arco volcánico insular del K<sub>1</sub>.

La zona de Sabana Grande, que en la base estructural - tectónica también se incluyó, tentativamente, dentro del arco volcánico insular del K<sub>1</sub>, se encuentra en la porción noroccidental de la Isla de la Juventud y constituye una secuencia cretácica de arco volcánico insular que sobreyace tectónicamente a las metamorfitas del Terreno Pinos. El espesor de las rocas volcánicas aumenta al alejarse del mencionado contacto tectónico, el cual ha sido interceptado por algunos pozos estructurales. Esta secuencia efusivo-sedimentaria (andesitas, lavas y tobas andesito-basálticas) presenta un quimismo calcoalcalino, y aunque es similar a otras del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, carece de datación paleontológico o radiométrica (Iturralde - Vinent, 2011). Su pequeña área de afloramiento limita su importancia metalogénica, conociéndose solo un punto de mineralización de Au (no mostrado en el mapa) dentro de ella.

Hasta el momento no se conocen depósitos minerales metálicos de alguna importancia en esta sección del Terreno de Arcos Volcánicos Insulares Cretácicos. En cambio, resulta interesante, la presencia de una manifestación de B: Mogote Simón. Ella consiste en un cuerpo de dioritas hornbléndicas brechosas con un sistema de vetillas de datolita cuyos espesores individuales van desde algunos milímetros hasta 2,5 cm y a veces más. Ellas están compuestas por datolita (96 % - 97 %), con un poco de cuarzo y carbonato (posiblemente ankerita) acompañante. Las vetillas tienen diferentes rumbos, lo cual se observa en toda el área abarcada por el cuerpo diorítico. Aunque la presencia de datolita ha sido reportada hasta los 15 m de profundidad (Biriukov *et al.*, 1969), esta manifestación, al formar parte de un olistolito, carece de valor económico.

## Cuba central

Es en Cuba central donde se presenta el corte más completo de este terreno, donde constituye una estructura sinforme ubicada entre las ofiolitas y el margen continental distensivo septentrional (Bloque Florida - Bahamas) al Norte y el margen continental distensivo meridional, representado en esta región por el Terreno Guamuha, al Sur. Este corte se inicia con las mafitas metamorizadas del Complejo Anfibolítico Mabujina, compuesto por anfibolitas de alta temperatura, las que están cortadas por un gran número de intrusivos de variadas dimensiones, unos metamorizados y otros no. Los cuerpos magmáticos más antiguos, con edades radiométricas entre 133 millones (Hauteriviano) y 110 millones de años (Albiano), son plagiogranitos con estructura gneíssica y se metamorizaron junto con las anfibolitas durante el evento colisional que condujo al hundimiento del macizo metamórfico Guamuha, a lo largo de una zona de subducción, bajo el Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos. Nuevos fechados SHRIMP de circones en rocas plutónicas asociadas a la parte inferior de este arco volcánico insular en Cuba Central, señalan una edad de  $132,9 \pm 1,4$  millones de años, esto es, Hauteriviano, coherente con el volcanismo más antiguo conocido (Iturralde - Vinent, 2011).

En el Complejo Anfibolítico Mabujina, que se interpreta como la base del Arco Volcánico Insular Hauteriviano - Albiano medio, aparecen depósitos del tipo Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico, los que se relacionan espacialmente con intrusivos granodioríticos ciegos o subaflorantes que cortan la secuencia anfibolítica y/o con gneisses metagranitoides. También contiene una mineralización de Cu y Cu - Au meso-epitermal de tipo indeterminado, que puede relacionarse genéticamente con la ya mencionada de Cu - Mo  $\pm$  Au. Los minerales de mena observados en estas ocurrencias son calcopirita, malaquita, azurita, pirita y oro nativo. Esta mineralización, en general muy poco estudiada, se hospeda en anfibolitas bandeadas, silicificadas, epidotizadas y carbonatizadas, de protolitos gabroides y dioríticos (Montano *et al.*, 2001).

Al SSW y próximo al contacto con el Terreno Guamuha, se presenta, hospedada en calizas que sobreyacen al Complejo Anfibolítico Mabujina, la manifestación de Au - Ag San Juan, la cual, por sus características, responde bien al modelo de depósito de Au tipo Carlin. Sin embargo, las dudas existentes sobre los resultados

reportados en esta manifestación, entre 1995 y 1998, por la Asociación Económica Internacional Cabo Caribbean Inc - Minamerica (Cuba) S.A. - Geominera S.A., hacen insegura esta clasificación, al menos por el momento.



Figura 68. Detalle del gossan correspondiente al área del pozo minero antiguo "Los Mangos" del prospecto de Cu - Zn - Ag VMS bimodal máfico San Fernando.

El Arco Volcánico Insular Hauteriviano - Albiano medio es representado más arriba por las formaciones Los Pasos, Porvenir, Mataguá y Cabai-guán. Los depósitos más importantes conocidos en él son los del tipo VMS bimodal - máfico, portador de Cu, Zn, Ag y Au, destacándose entre



Figura 69. Prospecto San Fernando. Riodacita con alteración hidrotermal



Figura 70. Prospecto San Fernando. Riodacita silicificada.



ellos los prospectos San Fernando (figuras 68, 69 y 70) y Antonio. La mayoría de los depósitos de este tipo se encuentran hospedados en la Fm. Los Pasos, la cual, por su importancia metalogénica, se describe a continuación con mayor detalle. La Fm. Los Pasos (Cretácico Inferior - Hauteriviano) es una secuencia volcánica submarina bimodal, formada por una sucesión de rocas máficas y félsicas, efusivas, subvolcánicas e intrusivas, la cual constituye un conjunto de ciclos volcánicos que comienzan con flujos basálticos basales, localmente almohadiformes, pasando por los de composición andesítico - basáltica y piroclásticas de igual composición, para culminar con rocas volcánicas félsicas, principalmente piroclásticas, de composición riolítica. El tope de cada ciclo es sobreyacido por la base del siguiente, lo que crea una serie de contactos riolita - basalto, que son los horizontes mineralizados típicos en los distritos de sulfuros masivos volcanogénicos. El límite inferior de esta formación no se observa a causa de la presencia de las rocas granodioríticas del Macizo Granitoide Manicaragua, de edad Cretácico Superior.

La mayor parte de la porción SE de la Fm. Los Pasos (entre los depósitos Antonio e Independencia) se compone de una secuencia aflorante similar a la suprayacente al prospecto Antonio. En algunas áreas afloran, a modo de ventanas, las rocas félsicas alteradas de la sección que le infrayace (Gallardo *et al.*, 1998). Por otra parte, parece haber un cambio facial lateral dentro de esta formación, que va de predominantemente máfica al SE (del depósito Antonio a Independencia) a predominantemente félsica más al NW (de Independencia a Zambumbia). Por otro lado, en la zona del depósito San Fernando, el corte de la formación se caracteriza por cierto predominio de la actividad explosiva. Los tres ciclos volcano - magmáticos identificados en la zona, posiblemente generadores de tres eventos de mineralización (Vasiliev *et al.*, 1988), contienen mineralización y anomalías geoquímicas hacia su tope, inmediatamente debajo de la base del ciclo suprayacente. El ciclo medio contiene al prospecto San Fernando en el W, la manifestación Santa Rosa más al E. El ciclo superior contiene la manifestación Lomas Malas en el tope de la sección con mayor espesor de la Fm. Los Pasos.

Es abundante la presencia de diques, tanto preminerales como postminerales, probablemente de ambiente subvolcánico e hipabisal. Los más viejos son los basálticos o andesítico - basál-

ticos, fuertemente alterados y cataclastizados, a veces sustituidos por minerales secundarios acompañados por sulfuros. Los diques de andesitas, dioritas y dacitas son más jóvenes y atraviesan toda la secuencia volcanógena de esta unidad (Gallardo *et al.*, 1991). Los diques de composición ácida, situados generalmente en dirección sublatitudinal, están asociados a la tectónica de similar rumbo, productora de los mayores desplazamientos verticales en los cuerpos minerales, lo cual indica, a su vez, su carácter postmineral. Los citados autores señalan igualmente que, al menos en la zona de Antonio, los diques tardíos que atraviesan zonas mineralizadas presentan anomalías monoelementales de Cu o Zn (50 % de los casos) o complejas de dos o más elementos (Cu, Zn, Ag, Pb y Mo), lo cual demuestra también su carácter postmineral.

En esta formación hay dos tipos básicos de alteraciones hidrotermales: epidota - cuarzo - clorita (a veces solo de epidota - cuarzo o cuarzo - clorita) y la de cuarzo - sericita. El primero es el más difundido y corresponde generalmente a protolitos básicos. La mineralización metálica escasa (magnetita y pirita). El segundo tipo de alteración suele ser muy intenso, lo que no permite identificar la roca original, y se asocia a las zonas con mineralización metálica.

De acuerdo con los contenidos de tierras raras (Díaz de Villalvilla, 2003) las rocas básicas estudiadas presentan un patrón de distribución casi plano. La relación La/Yb se aproxima a la unidad, lo cual indica poco fraccionamiento de las mismas. Ello refuerza la idea acerca de su naturaleza primitiva (arco primitivo). Este patrón de tierras raras plano, o casi plano, con baja relación La/Yb, que con frecuencia muestra una anomalía negativa de Eu, se observa igualmente en las dacitas y riolitas.

Por último hay que señalar que la sección inferior de la Fm. Los Pasos es cortada por intrusivos granitoides. Hay un cuerpo alargado de plagiogranito al SE de Loma Zambumbia, orientado de NW a SE, con un área de 2,5 km x 0,5 km. Otro más grande, situado al Sur de esta loma, también de plagiogranito, tiene 6 km x 1 - 1,5 km, con numerosas apófisis paralelas al cuerpo principal. Sus contactos con la secuencia de la Fm. Los Pasos están representados por intercalaciones imbricadas de volcanitas y rocas intrusivas, lo cual atestigua su relación primaria cogenética (Sukar *et al.*, 2000).

En cuanto a las condiciones de formación de los depósitos VMS dentro de esta unidad litoestratigráfica, en el prospecto Antonio se estudió la composición isotópica de S en 20 muestras de pirita y calcopirita, obteniéndose un estrecho rango de variación de  $\delta^{34}\text{S}$  (CDT), entre -3 ‰ y 5,8 ‰, con una concentración de valores entre  $0 \pm 3$  0/00 (14 muestras). Esto indica una fuente de S predominantemente magmática, con cierto aporte de S derivado de la reducción termoquímica del sulfato marino. Es de notar que la reducción inorgánica del sulfato se produce fácilmente cuando las temperaturas están por encima de 250 °C, pero precisa de un agente reductor, que puede ser el  $\text{Fe}^{2+}$ , abundante en las rocas máficas. Este proceso es más efectivo mientras más  $\text{Fe}^{2+}$  exista en la roca. También hay presencia de niveles exhalativos, constituidos por silicita y pirita, muy relacionados con la mineralización en San Fernando, Los Cerros y Antonio.

Las formaciones Cabaiguán y Mataguá van de toleíticas a calcoalcalinas normales. Iturralde Vinent (2011) considera que el límite Mataguá - Los Pasos es concordante. Este es un punto que vale la pena esclarecer, pues de ser así, existirían posibilidades de encontrar a la Fm. Los Pasos por debajo de esta y, en consecuencia, depósitos VMS bimodal máficos no aflorantes.

Finalmente, hay que señalar que en estas secuencias no existe mineralización de Au - Ag epitermal conocida, aunque si vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas, lo cual se debe a su carácter submarino. Igualmente, la mineralización porfídica presenta un desarrollo limitado, lo cual está en concordancia con su naturaleza toleítica. Al Arco volcánico insular Albiano medio - Campaniano medio pertenecen las formaciones Las Calderas, Arimao, Bruja, Dagamal y La Rana, entre otras, así como los cuerpos intrusivos granitoides que forman su eje magmático principal en esta parte de Cuba. Estos intrusivos aparecen dispuestos en una franja de afloramientos de 100 km de largo y de 1 km a 15 km de ancho. Los principales son el de Manicaragua (área aflorada de 250 km<sup>2</sup>), Sipiabo (40 km<sup>2</sup>), Las Tosas (20 km<sup>2</sup>) y Sancti Spíritus (60 km<sup>2</sup>). Todos ellos tienen rasgos geológicos y petroquímicos similares, y están compuestos por un amplio espectro de rocas, que va desde diorita hasta granito y pegmatita (Sukar *et al.*, 2000). La mineralización presente en ellos es del tipo Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico.

En esta sección del Terreno de Arco Volcánico Insular Cretácico, la mineralización de Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico presenta mayor desarrollo en la parte suroccidental (Granitoides Manicaragua, Fm. Las Calderas y Fm. Arimao) que en la oriental (Granitoides Sancti Spíritus), distinguiéndose un sistema mineral bien definido que incluye depó-

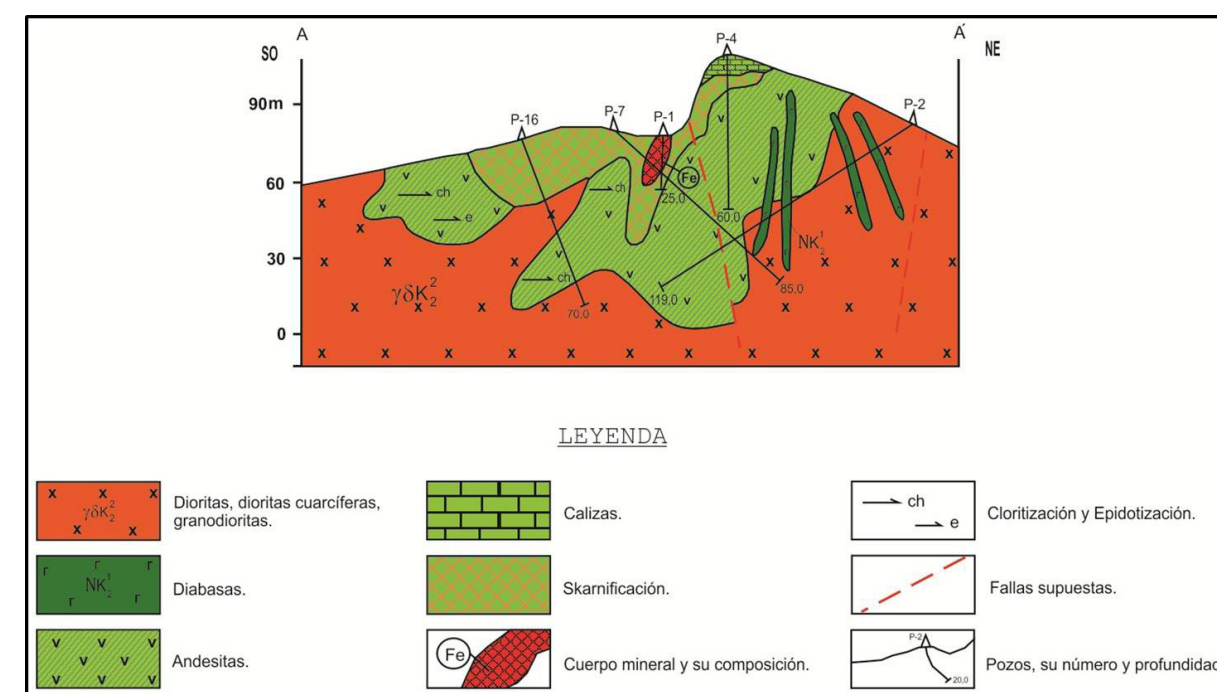


Figura 71. Perfil de la manifestación Loma Alta (provincia Cienfuegos, en la región central de Cuba). Skarn de Fe desarrollado en el contacto entre andesitas y calizas.



sitos de Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico (Prospectos Cobre Arimao y Macagua), depósitos de skarn de Cu (manifestaciones Arimao Norte, Guaos y Los Cedros), de skarn de Fe (manifestación Loma Alta (Figura 71) y vetas con Cu, Au y Ag de tipo indeterminado (manifestación Las Breñas).

### Ciego - Camagüey - Las Tunas

La sección Ciego - Camagüey - Las Tunas del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, a diferencia de la de Cuba central, resulta notable por la ausencia de afloramientos de lechos de probada edad Cretácico Inferior. Otro rasgo notable es la abundancia de las volcanitas de tendencia alcalina potásica (Kramer *et al.*, 2010) en las formaciones Camujiro (considerada del Albiano-Cenomaniano o Turoniano) y, en menor grado, Piragua (considerada del Coniaciano-Campaniano). Otro rasgo destacado es la presencia de abundantes cuerpos intrusivos félsicos. Desde el punto de vista metalogénico sobresalen los de naturaleza calcoalcalina (complejos granodiorítico y plagiogranítico) y los de naturaleza alcalina (complejos granosienítico y de granitos leucocráticos alcalinos Maraguán). En sentido general, por su importancia metalogénica, es de resaltar la relativa abundancia de rocas alcalinas, particularmente en la parte central y oriental de la provincia Camagüey.

También hay una importante presencia de cuerpos intrusivos subvolcánicos (entre ellos los agrupados en la Fm. La Sierra), los cuales cortan a las formaciones Camujiro y Piragua, pero que también intruyen a los granitoides.

Aunque el tema de la edad de los intrusivos fue tratado en la parte dedicada a la base estructural - tectónica, resulta necesario volver a abordarlo con más detalle porque incide en la delimitación temporal del sistema mineral Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico - skarn - Au - Ag epitermal, presente en esta región de Cuba.

Las determinaciones barométricas, basadas en el contenido de Al en hornblendas, mostraron presiones de formación de estos minerales entre 2,1 kbar y 2,8 kbar para la facies granodiorítica del macizo intrusivo Sibanicú - Las Tunas, lo que sugiere una profundidad de formación de 5 km a 9 km. Para el pequeño cuerpo intrusivo La Unión, los valores de presión obtenidos son de alrededor de 4,8 kbar, indicativos de una profundidad de formación entre 13 km y 15 km, en tanto para la facies máfico - cumulativa (?) de la sienita de Jimbambay, la presión obtenida fue de

6,5 kbar, equivalente a unos 18 km - 20 km de profundidad (Hall *et al.*, 2004) Aun cuando estas últimas profundidades no sean las reales, estos resultados indican claramente que el intrusivo La Unión y la facie sienítica del batolito fue emplazada a mayor profundidad que la granodiorítica.

Los datos radiométricos muestran edades entre  $95 \pm 5$  millones de años y  $64 \pm 5$  millones de años (Cenomaniano-Daniano) para los diversos intrusivos del E de Camagüey (Marí - Morales, 1997). Esto implica que los intrusivos, conjuntamente con las volcanitas, forman un gran complejo volcano - plutónico, activo durante unos 40 millones - 60 millones de años. Por otra parte, Hall *et al.* (2004) determinaron edades Ar/Ar de 80 millones - 73 millones de años para la facies sienítica, de 70 a 75 millones de años para la facies granodiorítica y de 70 a 75 millones de años para las rocas volcánicas (formaciones Camujiro, Piragua y La Sierra). Partiendo de estos resultados, y de los anteriores existentes, los autores citados dedujeron que los plagiogranitos se formaron primero, entre el Aptiano y el Turoniano (121 millones - 93 millones de años), en tanto la formación de las sienitas y granodioritas tuvo lugar paralelamente durante toda la vida activa del arco volcánico insular Albiano medio - Campaniano medio. Un hecho importante revelado a partir de estos resultados es que los diferentes cuerpos intrusivos alcalinos presentan diferentes edades e historias de enfriamiento. Igualmente sugieren que las granodioritas del macizo Sibanicú - Las Tunas se enfriaron entre 75 millones y 72 millones de años. Para las rocas volcánicas de las formaciones Camujiro y Piragua, la diferencia entre las edades de enfriamiento y las edades paleontológicas, así como la cercanía de los sitios de muestreo al eje magmático principal del arco, sugieren un levantamiento y enfriamiento de la secuencia intrusivo - volcánica, ocurrido entre 74 millones y 72 millones de años atrás. Para la Fm. La Mulata, las tres muestras de roca total analizadas dieron edades Ar/Ar de  $50,8 \pm 0,5$  millones de años,  $53,2 \pm 0,3$  millones de años y  $52,0 \pm 0,3$  millones de años. Esto hace que estas rocas se presenten mucho más frescas que las presentes en otras unidades de la región. Por su importancia e implicaciones, se considera que estos últimos resultados de fechado radiométrico requieren ser confirmados con trabajos más detallados y amplios.

Una conclusión derivada de los resultados antes mencionados es que, entre 75 millones y 70 millones de años, en la sección Ciego - Camagüey - Las - Tunas del Terreno de Arcos Volcáni-

cos Cretácicos fueron levantados y erosionados potentes espesores -varios km- de secuencias volcánicas e intrusivas. Este hecho no solo permite establecer la edad límite superior del sistema mineral Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico - skarn - Au - Ag epitermal, pues también explica su comportamiento espacial y, en consecuencia, la distribución dentro del territorio de los distintos tipos de depósitos minerales que lo forman.

La metalogenia de esta región se caracteriza por el amplio desarrollo del ya mencionado sistema mineral Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico - skarn - Au - Ag epitermal, representado por los depósitos Guáimaro, Palo Seco, Tres Casas I (Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico), Abucha (skarn de Au), Cañada Honda, Asientos de Tamarindo (skarn de Cu), El Pilar, Golden Hill, La Mina (Au - Ag epitermal de alta sulfuración), Florencia, Maclama (Au - Ag de baja sulfuración) y Jacinto (Au - Ag de baja sulfuración del subtipo alcalino).

El prospecto Jacinto abarca un área de unos 5 km<sup>2</sup>, donde, hasta el momento, se han identificado 10 vetas auríferas, con una longitud máxima de hasta 1500 m (El Limón, Beatriz, Elena Sur, Elena, Franklin, La Naranja, El Limón Viejo, TE 33, La Esperanza y La Ceiba). Entre ellas Beatriz y Elena Sur son las más largas y de mayor espesor (Simon *et al.*, 1999). Los estudios de inclusiones fluidas en cuarzo realizados en el depósito revelan la participación de un proceso de ebullición en la formación de las vetas auríferas, con temperaturas de homogenización entre 200 °C y 320 °C, y salinidad del fluido menor de 1 % en peso de NaCl equivalente. En cuanto a su edad, en dos muestras de adularia, procedentes de vetas de cuarzo, fueron determinadas, mediante el método <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, edades absolutas de 73,3 millones de años y 69,8 millones de años respectivamente. Esto sugiere que la mineralización aurífera epitermal presente en esta parte de Cuba se formó en el Campaniano y el Maestrichtiano.

El aspecto más importante en este depósito, sin embargo, son sus rocas encajantes: una secuencia de rocas de la serie alcalina (subseries shonshonítica y traquialcalina), formada por basaltos, lava-brechas, lavas, clastolavas y tobas de composición traquidacítica. Además, existen también rocas de composición andesítico - dacítica, con intercalaciones de calizas arenosas y detríticas, así como riolitas y cuerpos intrusivos subvolcánicos (Simon *et al.*, 1999). En la zona aparecen también cuerpos de granitos leucocráticos alcalinos.

Por otra parte, se tiene que el prospecto Maclama, clasificado como epitermal de baja sulfuración, presenta como rocas encajantes basaltos y traquiandesitas basálticas shonshoníticas, así como tobas basálticas, andesito-basálticas y andesíticas calcoalcalinas. Estas rocas hospedan mineralización aurífera microdispersa, aislados lentes de calizas débilmente skarnificadas y cuerpos de jasperoides. Toda esta secuencia es atravesada por diques de porfiritas andesíticas hornblendico - plagioclásicas y por stocks dioríticos y monzosieníticos (Aleman, 1993). Asimismo, en las menas se reporta la presencia de tetradimita, ricardita, petzita, altaíta, melonita, telur-bismutita, calaverita, clorita, epidota, calcita, cuarzo y Au nativo muy puro (Alonso *et al.*, 2004).

El prospecto Florencia (figuras 72 y 73) es otro depósito de Au - Ag epitermal de baja sulfuración, que consta de dos zonas minerales. La zona Norte está dividida en tres cuerpos, en los que predominan la mineralización piritica - calcopirítica. En la zona Sur aparece además mineralización polimetálica (plomo, zinc, plata), lo cual sugiere que la misma representa una porción del depósito más elevada en el corte. Este depósito llama la atención especialmente por la abundancia de teluros: calaverita (AuTe<sub>2</sub>), silvanita (AuAgTe<sub>4</sub>), petzita (AgAuTe<sub>2</sub>), hessita (AgTe), volinskita (AgBiTe<sub>2</sub>) y altaíta (teluro de Pb), así como stutzita, tsumoita y raklidzita (figura 74). De todos ellos, la petzita es el más abundante. Esta abundancia de teluros es, dentro de los depósitos epitermales de baja sulfuración, un rasgo típico de los del subtipo alcalino. En este sentido, López - Kramer *et al.* (1988) compararon este prospecto con algunos depósitos conocidos, como Emperador Mine (Islas Fidji). Este rasgo del depósito Florencia sugiere, una vez más, la intervención de rocas alcalinas en el proceso de mineralización que dio origen a una parte de los depósitos epitermales de baja sulfuración de la región Ciego - Camagüey - Las Tunas.

Para este depósito, también se ha determinado una relación isotópica de  $\delta^{34}\text{S}$  entre -2,53 ‰ y 5,26 ‰. La  $\delta^{13}\text{C}$  en la calcita es de -13,06 ‰. En el cuarzo temprano la relación isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  es de 5,56 ‰ y en el tardío es de 14,87 ‰. Finalmente, en el fluido hidrotermal es de 4,41 ‰. A partir del análisis termodinámico de las asociaciones minerales en el sistema Au - Ag - Te, (Bortnikov *et al.*, 1988), obtuvieron temperaturas de formación para el depósito entre 70 °C y 280 °C.



El depósito de Au - Ag epitermal de alta sulfuración mejor estudiado en el territorio es Golden Hill (figura 75), clasificado como tal por Kesler *et al.* (1996), sobre la base de la presencia de enargita, pirofilita, natro-alunita y diásporo. Golden Hill se encuentra localizado dentro de una estructura concéntrica erosionada tipo caldera, donde se observan facies lávicas de volcanismo basáltico y traquito-basáltico, andesito - basáltico y traquiandesitas basálticas, con una distribución limitada de las facies tobácea y de jaspes,

aflorando en los bordes de la estructura rocas volcánogeno - sedimentarias de tipo tefroide. Diques postminerales, de composición andesítica a traquiandesítica, cortan todas las litologías antes mencionadas, así como todos los tipos de alteración y mineralización. El estudio de inclusiones fluidas abarcó minerales de cuarzo y barita. Se estudiaron inclusiones primarias monofásicas acuosas en geodas de cuarzo, así como inclusiones primarias bifásicas, también en cuarzo. Además, se estudiaron inclu-

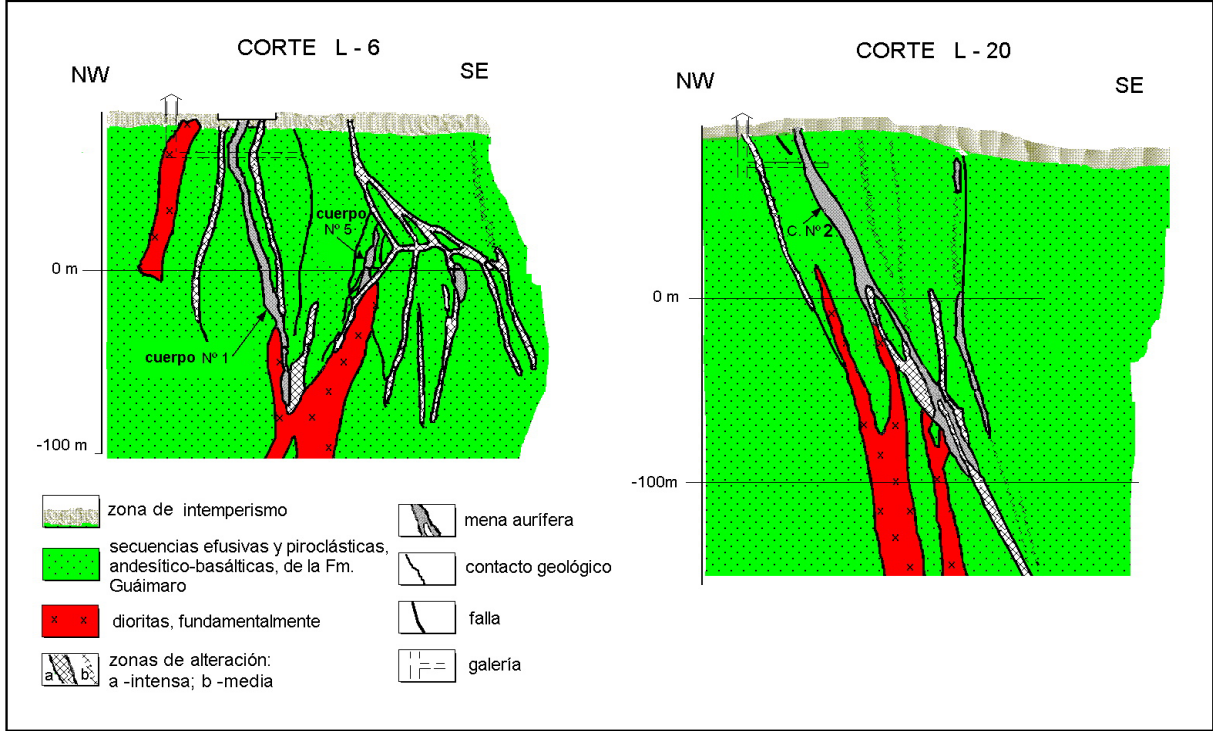


Figura 72. Perfiles del depósito de Au - Ag. Obsérvese la relación entre vetas mineralizadas e intrusivos medios.

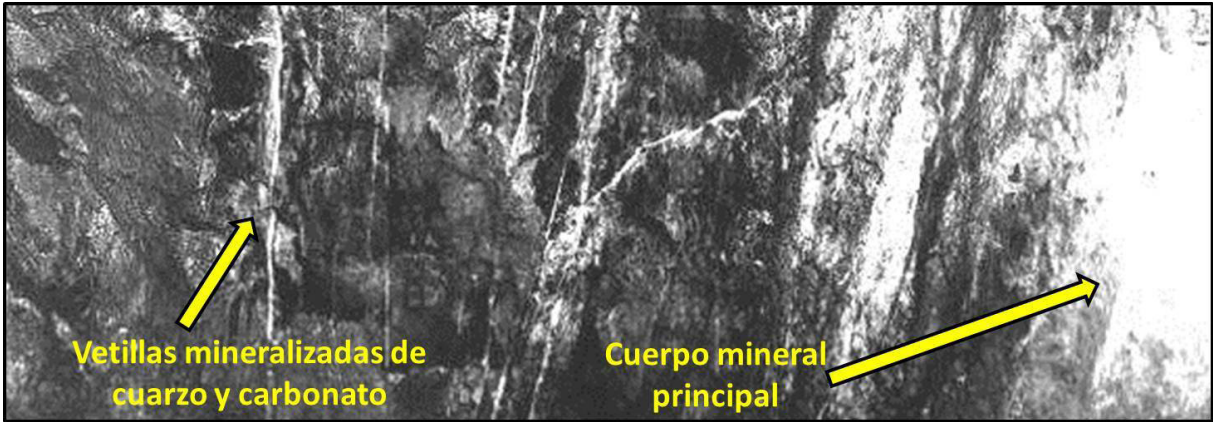


Figura 73. Depósito de Au - Ag. Imagen de la pared Sur de la cortaveta No 6, en el segundo nivel de la mina en el cuerpo mineral Norte.

siones primarias y pseudosecundarias en barita. Como resultado, se obtuvieron temperaturas para el estadio I de 250 °C a 275 °C, basadas en la coexistencia de las asociaciones alunita - woodhouseita y cuarzo - caolinita - diásporo. Para el estadio II las temperaturas varían entre 188 °C y 330 °C, de acuerdo con la temperatura

de homogenización total de las inclusiones fluidas en cuarzo y el campo de estabilidad de la pirofilita. Las investigación de inclusiones fluidas del estadio II en cuarzo y barita revelaron que parte de la alteración argílica avanzada y la mineralización de Cu - Au se formó en presencia de un fluido pobre en CO<sub>2</sub> (< 0,85 molal) y de

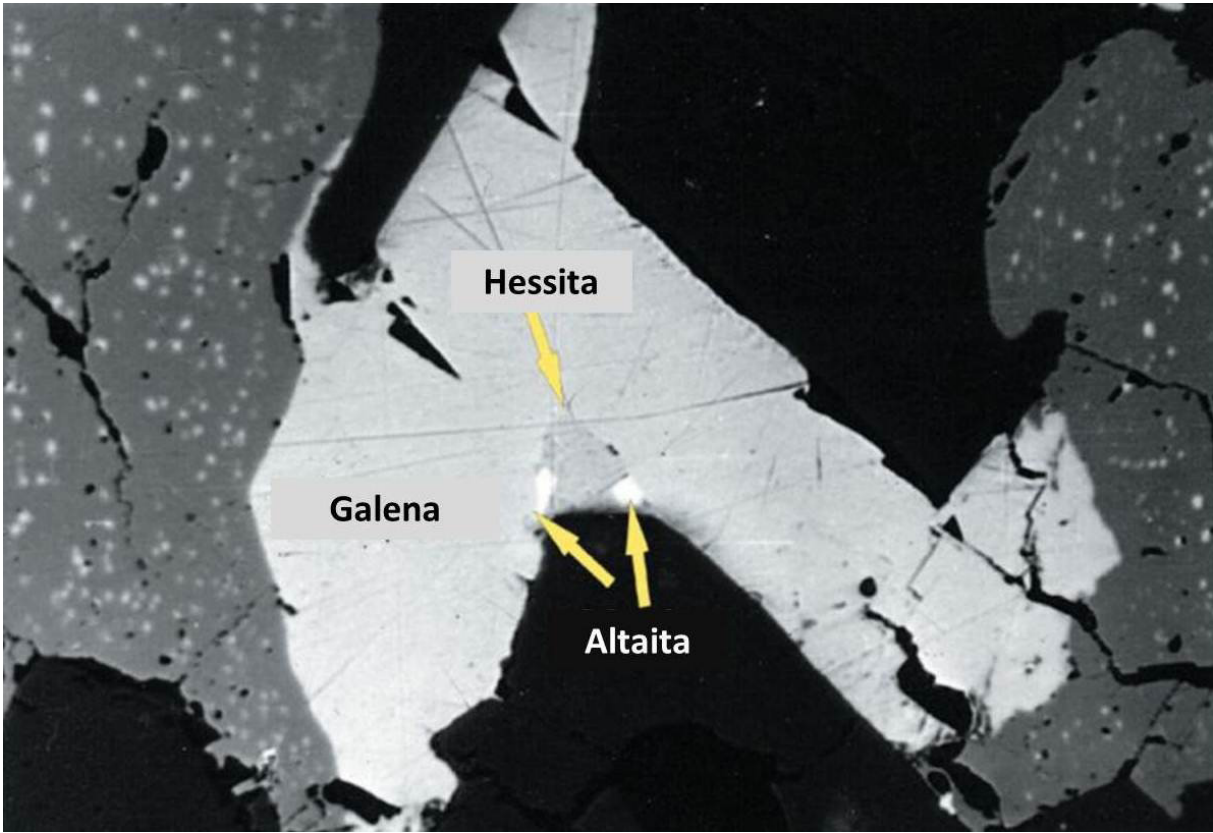


Figura 74. Depósito de Au - Ag Florencia. Hessita y altaita en galena. Aumento 200 X.

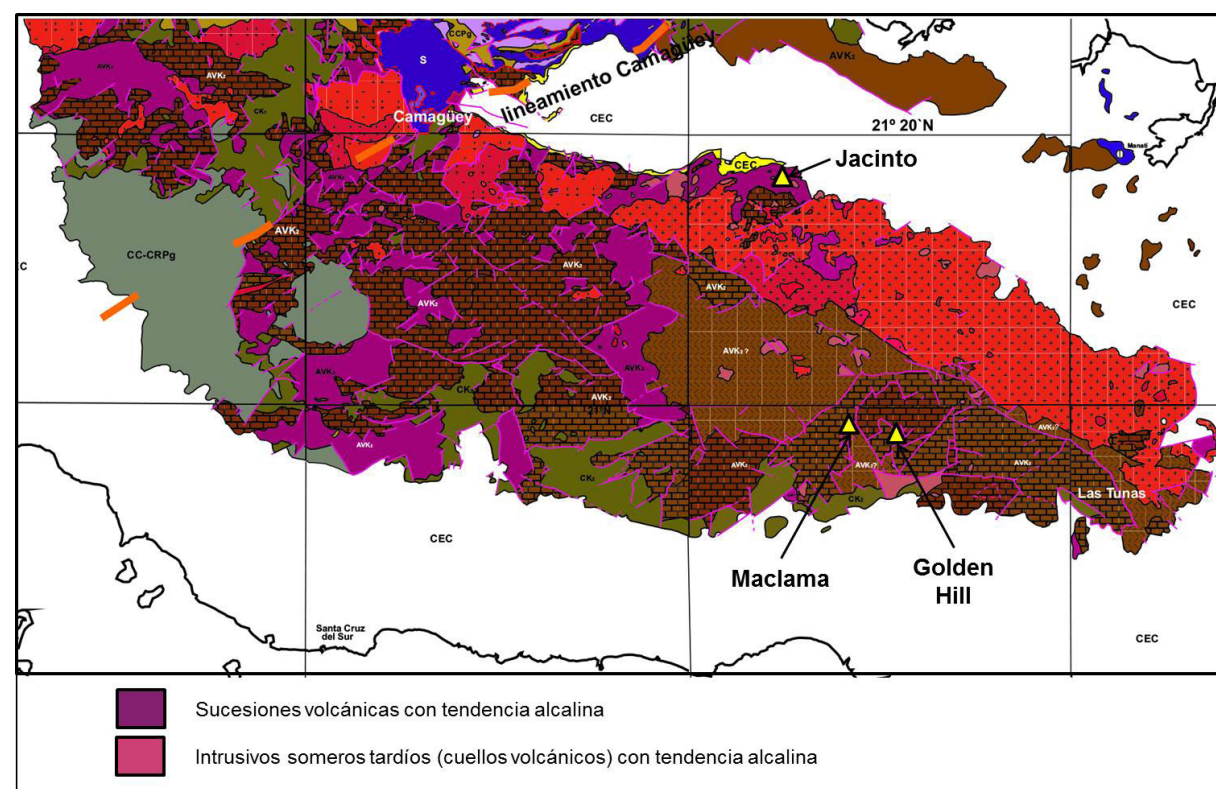


Figura 75. Gossan del yacimiento de Au Golden Hill, visto de E - W. En la figura se observan las menas oxidadas auríferas del depósito epitermal de alta sulfuración.



baja salinidad (entre 0,5 % y 9,3 % en peso de NaCl equivalente), con predominio de los valores entre 2 % y 6 % en peso de NaCl equivalente. Asimismo, esta mineralización tuvo lugar dentro del rango térmico de 250 °C a 120 °C. Todos estos resultados sugieren una mezcla de fluidos meteóricos y magmáticos. La presencia de este último tipo de fluido es también sugerida por la ocurrencia de W, Bi y Mo como impurezas dentro de los minerales, lo cual permite pensar en una fuente magmática para los metales. En cuanto a la edad de la mineralización, dos muestras fechadas radiométricamente, una de alunita hipogénica de Little Golden Hill (por el método K - Ar) y la otra de traquiandesitas (método Pb<sup>206</sup> / U<sup>238</sup>) dieron edades de 97,4 millones de años y 107 millones de años respectivamente (Melling, 1998). Esto equivale a una edad Albiano temprano para las rocas hospedadoras de la mineralización de Golden Hill y un posible entorno para la edad de la mineralización. Sin embargo, es de señalar que esta edad necesita ser corroborada, pues las rocas encajantes del depósito han sido asignadas alternativamente a las formaciones La Sierra (Campaniano) y Caobilla (Coniaciano - Campaniano Inferior), en ambos casos por datos paleontológicos.

Los prospectos Jacinto, Maclama y Florencia, como ya se señaló, atestiguan la intervención, en distinto grado, de rocas alcalinas en el proceso de mineralización y la presencia, en esta parte del territorio cubano, del subtipo alcalino de mineralización epitermal de baja sulfuración, lo cual eleva sus perspectivas para Au y Ag. Otro elemento a considerar es la posible existencia dentro de esta región de un segundo eje magmático, no aflorado, al Sur del eje magmático principal, con predominio de este tipo de litología, tal como lo sugiere la importante propagación de las secuencias volcánicas de tendencia alcalina al Sur del eje magmático principal que aparece registrada en el mapa (figura 76). A favor de ello atestigua la interpretación de grandes estructuras volcánicas enterradas a través de la coincidencia de ejes magnéticos, positivos y negativos y anomalías anulares del drenaje, así como la presencia, sugerida por la interpretación de imágenes TM-5, del saprolito típico del arco sobre rocas magmáticas medio - ácidas en el centro de una de las mencionadas estructuras (Capote *et al.*, 2002). Asimismo, su presencia se refleja en el mapa gamma-espectrométrico aéreo del territorio (figura 77). Si a lo anterior se añade el hecho de que los depósitos más importantes que se conocen al Sur del mencionado



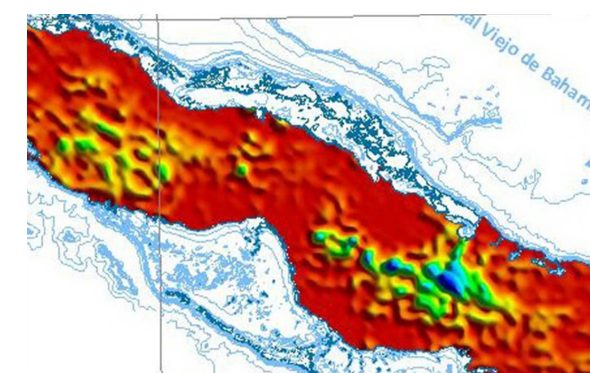
**Figura 76.** Distribución de las rocas de tendencia alcalina en el segmento Ciego – Camagüey – Las Tunas del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos. Nótese la amplitud del área ocupada por estas rocas en el mapa, particularmente en la provincia de Camagüey y SW de Las Tunas.

eje principal (Golden Hill y Maclama) se encuentran algo lejos de este eje magmático, se tiene entonces que el territorio donde se ubica este presunto segundo eje tiene un significativo nivel de favorabilidad para la presencia del sistema mineral Cu - Mo ± Au porfírico - skarn - Au - Ag epitermal, con un grado superior de preservación de la parte alta del corte, en la que se hospeda el grueso de la mineralización de Au - Ag epitermal y de skarn de Au y Cu.

Como se observa en las figuras figura 76 y 77, las rocas de tendencia alcalina también se encuentran en el flanco Norte del eje magmático principal, pero gran parte de él, especialmente al E de la falla Camagüey, está cubierto por secuencias sedimentarias cenozoicas. Sin embargo, su parte aflorada y aquellas áreas donde la cobertura sedimentaria cenozoica tiene poco espesor (no más de 100 m), son también favorables para el hallazgo de depósitos pertenecientes a este sistema mineral, relacionado con rocas tanto calcoalcalinas como alcalinas. Un buen ejemplo de ello lo constituye el prospecto Jacinto.

Los depósitos de skarn de Au y de Cu están bien representados en el territorio, particularmente al E de la falla Camagüey. En la provincia de igual nombre predominan los skarn auríferos, y más al E, en la provincia Las Tunas, predominan los skarn cupríferos. Sin embargo, este tipo de mineralización no tiene hasta el momento un aporte significativo al potencial de Cu y Au del territorio; su grado de estudio actual es bajo en la mayoría de los casos.

La mineralización de Cu - Mo ± Au porfírico del territorio, en general, ha sido poco estudiada, a pesar de presentar como atractivo contenidos interesantes de Au. Así, el prospecto Guáimaro presenta hasta 3 g/t, con 0,1 % - 0,54 % de Cu y 0,02 % - 0,096 % de Mo; Tres Casas I presenta 0,2 g/t - 0,6 g/t de Au, con 0,1 % - 0,9 % de Cu y 0,02 % - 0,07 % de Mo. A ello ha contribuido el pequeño tamaño (para este modelo) de los depósitos investigados hasta ahora. Del mismo modo, sobre la base de la estructura del sistema mineral Cu - Mo ± Au porfírico - skarn - Au - Ag epitermal, cabe esperar la existencia de otros hasta ahora desconocidos, genética y espacialmente asociados con los depósitos epitermales y de skarn en otras partes del territorio. Esto, unido al amplio desarrollo en el área de los cuerpos intrusivos calcoalcalinos y alcalinos, argumenta su alta favorabilidad para la presencia de este tipo de mineralización. Teniendo esto en cuenta,



**Figura 77.** Fragmento del mapa gamma-espectrométrico aéreo de Cuba, canal K, a escala 1: 1000 000. Obsérvese las elevadas concentraciones de K (zonas en colores verde y azul) presentes en el territorio de la región Ciego – Camagüey – Las Tunas, particularmente en su mitad oriental. Las mismas son el resultado de la presencia del K petrogénico, así como del aportado por las alteraciones hidrotermales.

se sugiere la posible existencia de depósitos de este tipo en los alrededores de los prospectos Golden Hill, Jacinto, Maclama y Florencia.

El amplio desarrollo de las secuencias alcalinas y cuerpos intrusivos de tendencia alcalina, unido al carácter polifásico de la actividad ígnea, de composición máfica hasta félsica y alcalina, argumenta la posible presencia de otros tipos de depósitos en la región Ciego - Camagüey - Las Tunas, que ampliarían las perspectivas del territorio en cuanto a su riqueza mineral. Aunque este tema ya fue abordado por Moreira *et al.* (1999), el mismo no ha recibido ninguna atención hasta ahora.

En este sentido son interesantes las manifestaciones Embarque, Tres Antenas (Catuca) y Palo Seco I. Las dos primeras son ejemplos de la posible presencia de mineralización de ETR (Elementos de Tierras Raras) y el tercero de mineralización de Fe magnetítico hospedado en rocas máficas metamorizadas. Por su indudable interés metalogénico, estas son tratadas a continuación más ampliamente.

La manifestación Embarque se localiza en la periferia (a 0,5 km) de un complejo intrusivo alcalino, conformado por sienitas de variada composición (hornbléndicas, biotíticas, leucocráticas, cuarcíferas, aplíticas y porfídicas), monzonitas y monzodioritas, encajada dentro de lavas andesito - basálticas, cortadas por diques de porfiritas dioríticas y por cuellos subvolcánicos de porfiritas andesíticas glomeroporfíricas. La



manifestación consiste en un sistema de zonas mineralizadas de carbonatos ferruginosos (ankerita, siderita) con 100 m a 280 m de longitud por el rumbo y espesores entre 2 m y 5 m, en las cuales se desarrollan vetas cuarzosas y cuarzo - carbonatadas de 40 m a 100 m de longitud por el rumbo y de 1 m a 3,7 m de espesor. Estas vetas presentan alteración cuarzo - sericitica en su parte central, mientras en su parte exterior predomina la oxidación, acompañada por cloritización, epidotización y rara presencia de actinolita. En superficie, aparecen pequeños afloramientos de rocas ferruginosas de tonos rojizos, vetillas de cuarzo lechoso y rocas cuarzo - hematíticas sericitizadas con mineralización sulfurosa disseminada, que también se presenta también en las rocas ferruginosas. El contenido reportado de tierras raras (Ovchinnikov *et al.*, 1982) oscila entre 0,1 % y 0,6 % (0,1 % - 0,6 % de La y 0.1 % - 0.5 % de Ce), conteniendo además hasta 2 g/t de Au y 0,6 % - 1 % de Cu.

La manifestación Tres Antenas (anteriormente nombrada Catuca) presenta dos zonas con intensas anomalías gamma espectrométricas aéreas de Th, asociadas espacialmente a una zona de alteración hidrotermal, ubicada dentro de rocas intrusivas sieníticas y probablemente asociada a un sistema de fallas. Se trata de las anomalías de Th más intensas observadas en Cuba (Chang *et al.*, 1988). Ambas zonas anómalas tienen forma lineal, con características e intensidades similares. La longitud total de la anomalía Catuca I es de 7 000 m, con ancho promedio de 700 m, mientras que la Catuca II, situada al NNE de la anterior, tiene 3 100 m de largo y unos 500 m de ancho. Dentro de la primera, se hicieron trabajos geofísicos terrestres de verificación en dos perfiles, cuyos resultados permiten identificar un epicentro anómalo de 130 m de ancho y 900 m de largo. El núcleo intenso de la Catuca II, donde no se efectuaron trabajos de verificación terrestre, tiene una longitud de 1 200 m (Chang *et al.*, 1988). Posteriormente, durante los trabajos realizados por la Asociación Internacional Geominera SA – Joutel Resources Ltd., se llevaron a cabo trabajos geoquímicos, que permitieron detectar la presencia de anomalías de Y, La y Au en suelo y de La, Ce, Sm, Eu e Yb en rocas. También se perforaron diez pozos, los que localizaron mineralización aurífera de interés en skarn y sienitas (contenidos entre 0,2 g/t y 0,9 g/t de Au), que alcanza 6 g/t de Au y 23 g/t de Ag en una veta de cuarzo de 2,3 m de espesor, también interceptada por la perforación.

Afortunadamente, la información disponible sobre estas dos manifestaciones permite compararla con el modelo de mineralización Vetas de Th - Tierras Raras (Tabla No 6). Como puede apreciarse, existe suficiente grado de similitud entre ambas manifestaciones y el mencionado modelo, por lo que las dos fueron clasificadas dentro de este. No obstante, resulta necesario confirmar los contenidos de ETR reportados y profundizar en la identificación de los posibles minerales de mena portadores de estos elementos, así como en lo relacionado con la presencia de Th. Igualmente es necesario estudiar más las texturas y estructuras de la mineralización.

La manifestación Palo Seco I fue detectada primeramente por magnetometría, pues se asocia con una anomalía magnética muy intensa, de hasta 16 000 nT (Durañona *et al.*, 1990). El interés de esta manifestación radica en los rasgos atípicos que presenta con respecto a los otros depósitos minerales de Fe magnetítico conocidos hasta ahora en Cuba, así como en sus considerables dimensiones.

Esta manifestación está hospedada en anfibolitas plagioclásico - biotíticas, cortadas por algunos diques de diorita hornbléndico - biotítica, afectadas por un metamorfismo regional de, al parecer, moderada intensidad. El cuerpo mineralizado está en contacto con secuencias volcánogeno sedimentarias y es, aparentemente, de forma tabular. El contenido de Fe reportado por un pozo (Durañona *et al.*, 1990), oscila, de modo general, entre 10 % y 38 %, aunque el rango completo de valores reportados va desde 12,19 % a 54,3 % de Fe. También se reporta entre 0,08 % y 0,86 % de P. Es de destacar que el pozo fue perforado en la periferia del cuerpo mineral y se ubicó sobre un punto con un valor de campo magnético anómalo de 2000 nT. Este pozo alcanzó una profundidad de 206 m, sin lograr llegar al límite inferior del cuerpo mineralizado, cortando un total de 90,1 m con contenidos de Fe superiores al 20 %. En los diques de dioritas hornbléndico - biotíticas, el contenido de Fe osciló entre 4 % y 10 %, con presencia de pirita. La mineralización se presenta en forma masiva y disseminada, observándose la presencia de alteraciones como la potásica (biotitización), sericitización y argilitización. Los resultados de la interpretación geofísica (Durañona *et al.*, 1990) indican dimensiones horizontales de 600 m – 800 m de largo (N - S) y de 200 m - 400 m de ancho (E - W) para la zona mineralizada, que se extiende verticalmente, de acuerdo con la perforación, a más de 200 m de profundidad.

Tabla No 6. Comparación entre las manifestaciones Embarque y Tres Antenas y el modelo de depósito Vetas de Th - ETR.

Vetas de Th – ETR *	Embarque y Tres Antenas
Ambiente geotectónico: Generalmente ubicados en secuencias intracratónicas, asociados con fallas regionales y relacionados con zonas de <i>rift</i> continental, pero algunos se hallan cerca de límites de placas convergentes o en ambientes orogénicos, asociados con intrusivos alcalinos y carbonatíticos.	Ambiente geotectónico: Arco volcánico insular, asociado a margen convergente.
Componentes útiles: Th, ETR. Puede tener significativas cantidades de Pb, Ag y BaSO4, así como Au.	Componentes útiles: ETR, Au, Cu.
Ambiente deposicional: Depósitos formados por sistemas de vetas estructuralmente controlados, comúnmente asociados con complejos intrusivos de rocas alcalinas y peralcalinas así como de carbonatitas. Las vetas de ETR - Torio generalmente ocurren en un anillo exterior alrededor de las rocas alcalinas (pueden alejarse hasta 16 km del intrusivo alcalino). La fuente de metales se localiza dentro de los cuerpos intrusivos, en tanto las menas se presentan dentro de fracturas en rocas frágiles.	Ambiente deposicional: Embarque: sistema de vetas estructuralmente controlado en la periferia cercana (a 0,5 km) de un complejo intrusivo sienítico, con el cual está asociado. Tres Antenas: situada dentro de rocas intrusivas sieníticas y probablemente asociada a un sistema de fallas.
Rocas hospederas y asociadas: Cuarzitas precámbricas, esquistos hornbléndicos, gneis, granito, granito riebeckita, riolita, fonolita traquita, cuarzo - diorita, cuarzo - monzonita, cuarzo - sienita, y brecha intrusiva. Rocas asociadas alcalinas y peralcalinas, granito aegirina, carbonatitas, fenitas, granitos, También pueden aparecer como rocas asociadas volcanitas de cualquier composición, grauvacas y lutitas negras, aunque ellas no tienen relación genética con la mineralización.	Rocas hospederas y asociadas: Embarque: lavas andesito - basálticas contadas por diques de porfiritas dioríticas. Tres Antenas: lava riolítica, sienita, tobas cineríticas.
Forma del depósito: Vetas tabulares, usualmente de grano fino, por común fuertemente manchadas con óxidos de Fe ± óxidos de Mn. Las zonas mineralizadas, con un número variable de vetas, pueden tener hasta 2150 m de largo y 75 m de ancho, con extensión por el buzamiento de hasta 300 m o más.	Forma del depósito: Embarque: vetas cuarzosas y cuarzo - carbonatadas de 40 m a 100 m de longitud por el rumbo y de 1 m a 3,7 m de espesor, dentro de zonas ferruginosas con 100 a 280 m de longitud por el rumbo y espesores entre 2 y 5 m. Tres Antenas: vetas de cuarzo con sulfuros y skarn calcosilicatado aurífero. ETR en suelo y rocas.
Mineralogía de ganga: Cuarzo, feldespato K, biotita. Subordinados: barita, fluorita, apatito, albita, microclina, epidota, clinopiroxeno, anfíboles, hialofana, egrina, egrina – augita, hematites, micropertita, riebeckita, rutilo, anatasa, titanita, zircón, calcita, dolomita, ankerita, siderita, perovskita.	Mineralogía de ganga: Principales: cuarzo. Subordinados: ankerita, siderita, barita, hematites, sericita, epidota, clorita, actinolita y zeolita.
Alteraciones hidrotermales: Fenitización, silicificación, albitización, cloritización y hematitización. Los minerales de hierro se alteran a goethita ± lepidocrocita ± hematites	Alteraciones hidrotermales: Presencia de goethita, hematites y otros óxidos e hidróxidos de Fe. Silicificación, albitización y sericitización.



Tabla No 6. Continuación...

Vetas de Th – ETR *	Embarque y Tres Antenas
Control de mena: Magmático: presencia de cuerpos intrusivos alcalinos. Estructural: fallas que sirven como vías de migración de fluidos mineralizados y sitios de deposición de mena.	Control de mena: Magmático: presencia de cuerpos intrusivos alcalinos. Estructural: fallas que sirven como vías de migración de fluidos mineralizados y sitios de deposición de mena.
Firma geoquímica: Th, ETR, Y, U, Zr, Ba, Sr, Pb, Zn, Nb, Fe, Mn, Ti, Ag, F.	Firma geoquímica: Embarque: ETR, Ba, Au, Cu. Tres Antenas: anomalías de Y, La, Ba, Pb, Zn, Cu, Ag y Au en suelo. En rocas presencia de La, Ce, Sm, Eu y Yb.
Firma geofísica: Anomalías espectrométricas intensas en el canal de Th asociadas a las vetas, las cuales pueden ser acompañadas por anomalías en el canal K y en el canal U(Ra). El pequeño espesor de las vetas y su escasa exposición superficial pueden dificultar su detección por esta vía.	Firma geofísica: Anomalías gamma espectrométricas intensas de Th acompañadas por anomalías en el canal K en Tres Antenas, donde hay también una anomalía magnética intensa y varias de PI.

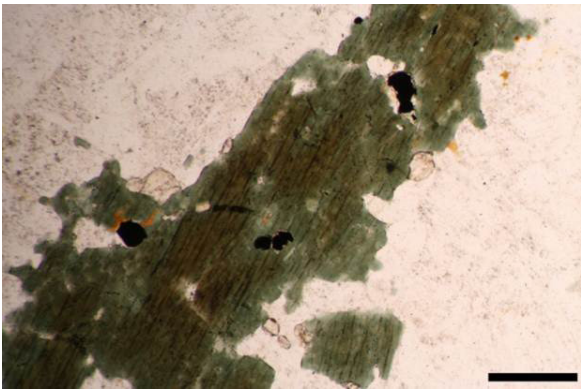
**Nota:** La mineralogía de mena y texturas y estructuras no son comparadas debido a la ausencia de datos en las manifestaciones cubanas sobre las fases minerales portadoras de ETR en el primer caso y a su bajo grado de estudio en el segundo.

\*Modelos descriptivo – genéticos de depósitos minerales para el mapa metalogénico de la República de Cuba a escala 1:250 000 (Torres - Zafra *et al.*, 2016).

Desde el punto de vista mineralógico, solo tiene una caracterización general de las rocas hospederas en el pozo. En su composición entran biotita, plagioclasa y hornblenda. El Fe se presenta en forma de magnetita (mineral menífero principal), acompañado por pirita. Cuatro muestras recolectadas en la superficie (Moreira *et al.*, 1999) del área donde se encuentra esta manifestación, permitieron establecer la presencia de basaltos hidrotermalmente alterados (albitización y silicificación), rocas flogopítico - tremolíticas (compuestas por flogopita y mica de color verde claro, con un 7 % de magnetita diseminada en forma de polvo metálico), así como de metasomatitas cuarzo - micáceas (micas de color verde azulado, cuarzo y topacio, este último muy afectado por caolinitización interna).

Teniendo en cuenta lo anterior, resultan relevantes los datos aportados por Milia – González *et al.* (1997) a partir de muestras tomadas en la muy cercana localidad de Palo Seco, donde describieron sienitas biotítico-hornbléndicas de grano grueso, frecuentemente porfiroideas, en las que los fenocristales de ortosa constituyen del 75 % al 80 % de la roca y la plagioclasa (oligoclasa) el 8 % - 10 %. El mineral máfico más abundante es la hornblenda y los minerales

accesorios representan del 2 al 3% de la roca, siendo la magnetita el más abundante, acompañada además por esfena, apatito, zircón, baddeleyita, molibdenita y rara arfvedsonita (figura 78 y 79).

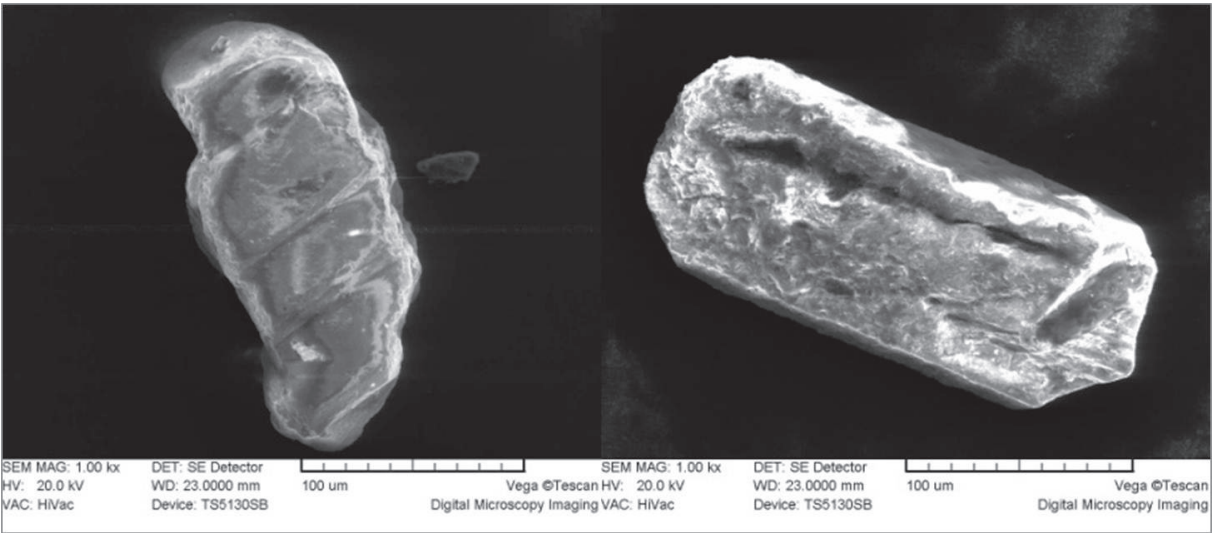


**Figura 78.** Arfvedsonita de color verde sobre hornblenda de la localidad de Palo Seco, provincia Camagüey. La formación de este anfíbol sobre la hornblenda puede considerarse producto de un proceso local de incremento de Na y Si en el ambiente reductor necesario para la estabilidad de la arfvedsonita (tomada de Milia – González, *et al.*, 1997).

Desde el punto de vista petroquímico, estas rocas pertenecen a la serie alcalina con alto contenido de K, con predominio del K<sub>2</sub>O sobre el Na<sub>2</sub>O. La baddeleyita se presenta en cristales euhedricos relativamente desarrollados, lo cual sugiere que su formación tuvo lugar en un medio sin perturbaciones y que estas condiciones se mantuvieron durante suficiente tiempo para que los cristales crecieran (figura 79).

Como puede constatarse en la tabla No 7, existe similitud entre esta manifestación y el modelo, incluyendo un aspecto tan específico como es el contenido de P. A juzgar por el rango de valores reportado para la manifestación, ese contenido entra dentro del rango característico para el tipo de depósito considerado. Por ello, la manifesta-

ción Palo Seco se clasifica, por ahora, como del tipo Óxido de Fe - P - ETR tipo Kiruna. No obstante, es necesario aumentar los conocimientos sobre el depósito en cuanto a su petrografía, mineralogía, quimismo, morfología, texturas, controles de mineralización y geoquímica se refiere, incluyendo estudios isotópicos y de inclusiones fluidas. La confirmación de la clasificación aquí asumida mediante la adquisición de los nuevos datos requeridos constituiría un aporte al conocimiento geológico internacional, pues este depósito podría ser el primero de este tipo documentado en ambiente de arco volcánico insular. Esto, unido a su posible tamaño, amerita la realización aquí de nuevos y más detallados estudios.



**Figura 79.** Imágenes de cristales de baddeleyita procedentes de la localidad de Palo Seco (provincia Camagüey), obtenidas con un microscopio electrónico de barrido Vega Tescan. En las micrografías se observan con detalle sus características cristalográficas (Los cristales de baddeleyita tienen color de rosado a amarillo, traslucidos, bien formados, algunos tabulares y otros alargados, en algunos se observan estrías en las caras del prisma (110) debido a maclas polisintéticas. Predominan las formas {100}, {110} y {001}, el clivaje es bueno según [001]. En la cara (100) se observan líneas de clivaje paralelas a la dirección [001]. Las condiciones para la obtención de imágenes y análisis fueron 20 Kv y alto vacío. La traza en las imágenes corresponde a 100µm (tomada de Milia – González, *et al.*, 1997).



Tabla No 7. Comparación entre la manifestación Palo Seco I y el modelo de depósito Óxido de Fe - P – ETR tipo Kiruna.

Óxido de Fe - P – ETR tipo Kiruna*	Palo Seco I
Ambiente geotectónico: Asociados con márgenes de <i>rift</i> desarrollados en ambientes tectónicos extensionales intracrátónicos contemporáneos con la deposición de las rocas volcánicas y sedimentarias hospederas. Cuencas de trasarco o grabens extensionales dentro de arcos volcánicos cordilleranos. En ambos casos, la mineralización está relacionada con magmatismo y volcanismo máfico - félsico calcoalcalino y alcalino.	Ambiente geotectónico: Arco volcánico insular. La mineralización está relacionada con magmatismo y volcanismo máfico - félsico calcoalcalino y alcalino.
Componentes útiles: Fe, posible ETR.	Componentes útiles: Fe
Contenido de P: De 0,13 % a 0,92 % de P	Contenido de P: Oscila entre 0,08 % y 0,86 % de P
Ambiente deposicional: Los depósitos se localizan en estructuras paleovolcánicas. Se encuentran asociados con cuerpos intrusivos de calcoalcalinos a alcalinos, generalmente contemporáneos con la mineralización. Las secuencias y menas pueden estar atravesadas por diques. Los cuerpos intrusivos relacionados con la mineralización, generalmente porfíricos, abarcan un amplio rango de composición química y litológica, desde máfica hasta félsica y alcalina. Los de composición diorítica son los más comunes. La secuencia puede estar regionalmente metamorfizada, lo cual, junto con repetidos eventos de alteración hidrotermal, dificulta, en grado variable, la identificación de las litologías originales involucradas en la génesis de los depósitos. El ambiente deposicional puede involucrar complejos intrusivos de dos o más fases.	Ambiente deposicional: Mineralización hospedada en un cuerpo de anfibolitas plagioclásico - biotíticas, cortado por algunos diques de diorita hornbléndico - biotíticos, también mineralizados, resultante de la metamorfización, al parecer de moderada intensidad, de rocas máficas ricas en Fe. El depósito se encuentra en un área con desarrollo de magmatismo polifásico.
Rocas hospederas y asociadas: Lavas básicas, andesíticas o traquíticas y rocas ígneas subvolcánicas. Basalto, traquibasalto, gabro, leucogabro, diabasa, diorita, cuarzo-diorita, andesita, andesita basáltica, traquiandesita, cuarzo-monzonita, monzonita, monzogranito, dacita, riódacita, riolita, riolita alcalina, sienita porfírica, cuarzo-sienita, andesita sódica alcalina. Rocas volcanoclásticas, carbonatadas y silicoclásticas.	Rocas hospederas y asociadas: Anfibolitas plagioclásico - biotíticas, diorita hornbléndico - biotítica, basaltos.
Forma del depósito: Cuerpos concordantes o discordantes tabulares, lenticulares y vetiformes. A veces se presentan brechas. En ocasiones pueden presentar forma de domo, controlados por la forma del cuerpo intrusivo y el sistema de fracturas presentes. Por el estilo de mineralización, los cuerpos minerales pueden ser estratoligados, de reemplazamiento (masivo y/o diseminado), de <i>stockwork</i> o presentar rasgos de exoeskarn.	Forma del depósito: Aparentemente tabular.

\*\* Modelos descriptivo – genéticos de depósitos minerales para el mapa metalogénico de la República de Cuba a escala 1:250 000 (Torres - Zafra *et al.*, 2016).

Tabla No 7. Continuación...

Óxido de Fe - P – ETR tipo Kiruna*	Palo Seco I
Mineralogía de mena: Magnetita y hematita. Subordinados: pirita. Raros: pirrotita, martita calcopirita, bornita, digenita, covelina, monacita, xenotima, allanita, bastnaesita, thorita y flourocarbonatos de ETR. Oxidados: martita, goethita, crisocola, malaquita, azurita, atacamita, lepidocrosita.	Mineralogía de mena: Principal: magnetita. Subordinados: pirita
Mineralogía de ganga: Apatito (o fluorapatito), escapolita, actinolita, epidota. Subordinados: diópsido, granates (andradita), hornblenda, cordierita, tremolita, sericita, clorita, cuarzo, esfena, flogopita, albita, barita, rutilo, biotita, feldespatos K, siderita, calcita, talco, fluorita, granates. Puede aparecer turmalina y/o fluorita.	Mineralogía de ganga: Plagioclasas, biotita, hornblenda, flogopita, tremolita.
Texturas: Masiva, brechosa, bandeada (bandas alternadas de apatita y magnetita), diseminada, de reemplazamiento, vetítica, de <i>stockwork</i> , de mosaico, tabular, esquelética, vesicular, equigranular. Textura porfídica en las rocas ígneas (puede ser granular, intergranular, y gráfica). Lavas amigdaloidales. La mayor parte de la masa de mena suele ser masiva y brechosa	Texturas: Masiva y diseminada
Alteraciones Hidrotermales: Abundan las alteraciones sódico - cálcicas (escapolitización, albitización, actinolitización). También aparecen la silicificación, feldespatización, sericitización, baritización, carbonatización, epidotización, fluoritización. En ocasiones puede aparecer alteración argílica (illita, caolinita, montmorillonita). En los fanerozoicos suele haber metasomatismo similar al presente en los depósitos de skarn, con minerales progresivos (diópsido, granates, hornblenda, cordierita) y regresivos (actinolita - tremolita, escapolita, flogopita, epidota y apatito), comúnmente envueltos por la albitización. La epidotización, la cloritización y la actinolitización tienden a aparecer en las cercanías de los cuerpos minerales.	Alteraciones hidrotermales: Alteración K (biotitización), silicificación, sericitización, albitización y argilitización (caolinita). Hay flogopita y tremolita en rocas alteradas.
Control de mena: Magmático: presencia de cuerpos intrusivos calcoalcalinos y alcalinos. Estructural: presencia de fallas extensionales y de <i>grabens</i> , las cuales controlan los límites de los depósitos o su distribución espacial.	Control de mena: Magmático, no bien estudiado. Tampoco está estudiado su control estructural.
Firma geoquímica: Anomalías litogeoquímicas y de flujo de dispersión de Fe, P, Th, U, Bi, Cu, Co, La, Y, Ce, Nd, Sm, Tb, Yb, Tm.	Firma geoquímica: No se conoce.
Firma geofísica: Fuertes anomalías magnéticas relacionadas con la presencia de magnetita. Anomalías gravimétricas generadas por la elevada densidad de las menas de óxido de Fe.	Firma geofísica: Fuertes anomalías magnéticas relacionadas con la presencia de magnetita.



## Holguín

En este territorio, correspondiente en lo fundamental a la parte NW de la provincia de Holguín, el rasgo más destacado y distintivo es la intensa mezcla de unidades desmembradas de secuencias pertenecientes a los arcos volcánicos cretácicos y pertenecientes a las ultramafitas ofiolíticas, con amplio desarrollo del melange serpentinitico - volcánico, resultante de la colisión del arco volcánico insular del Cretácico (Albiano - Campaniano) con el margen del Bloque Florida - Bahamas. Este evento, al parecer, ocurrió en el Maestrichtiano. Otro rasgo importante de esta región es la desaparición del cinturón de granitoides.

El límite occidental de esta región no es bien definido por una falla, como sucede en los otros casos. De modo general, éste se ubica en la parte más oriental de la provincia Las Tunas, allí donde comienza a aflorar la secuencia –fuertemente imbricada– de rocas de arco volcánico insular y máfico - ultramáficas. Hacia el N, limita tectónicamente con las secuencias de margen continental del Bloque Florida - Bahamas, sobre las cuales yace cabalgada en posición alóctona; Al SE es claramente delimitada por la falla Cauto - Nipe. De este modo, el territorio delimitado se corresponde aproximadamente con lo que antiguamente se conocía como “Zona Auras”.

A diferencia de los demás segmentos del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, la región de Holguín es dominada por el ambiente geodinámico de colisión. Se caracteriza por la presencia de cuerpos subvolcánicos, más jóvenes y tectónicamente alineados, que cortan a todos los elementos de la secuencia recorrida (rocas volcanógeno - sedimentarias, ofiolitas y zonas tectónicas). Relacionado con lo anterior, aquí se presenta un sistema mineral orogénico, el que contiene dos modelos de depósitos genéticamente relacionados, caracterizados por un control mixto magmático - tectónico, pudiendo estar presente más de un evento mineral. Los dos modelos principales de depósitos son:

- Au orogénico tipo Mother Lode
- Cu - Zn - Au - Ag orogénico

En general, los depósitos de Au orogénico tipo Mother Lode presentes en la región de Holguín se caracterizan por (Chaliy y Dohnia, 1966; Pentelenyi *et al.*, 1990; Costafreda *et al.*, 1993; Costafreda *et al.*, 1994; Costafreda *et al.*, 1996).

a) Presencia de litologías ofiolíticas, subvolcánico - intrusivas y volcanógeno - sedimentarias. Generalmente las rocas hospederas de la mineralización son de las dos primeras clases.

b) Asociación espacial y genética de la mineralización con los cuerpos subvolcánicos (de basálticos a riolíticos) y las zonas tectónicas, correspondientes por lo común a fallas transcurrentes y/o de sobrecojimiento.

c) Se distinguen claramente dos conjuntos de alteraciones hidrotermales. Uno para los cuerpos subvolcánicos y el otro para las ofiolitas y zonas tectónicas (fallas y zonas de cizalla). La diferencia entre ambos conjuntos aumenta con el contenido de sílice de las rocas subvolcánicas. Respecto a las rocas subvolcánicas máficas, su conjunto de alteraciones hidrotermales tiende a confundirse con el de las ofiolitas.

d) Los cuerpos minerales de ley alta y media están formados por vetas de cuarzo y cuarzo - carbonatadas, en ocasiones rodeados por una extensa y difusa zona de mineralización diseminada pobre.

e) La mineralización es predominantemente aurífera, y puede estar acompañada por Cu, Zn y Ag.

f) Las alteraciones hidrotermales alcanzan gran intensidad, sobre todo en las ofiolitas serpentinizadas fracturadas y en las zonas tectónicas, con el desarrollo de metasomatitas y vetas de cuarzo mineralizadas. Es frecuente el desarrollo significativo del asbesto crisotílico, que en ocasiones llega a constituir depósitos genéticamente asociados con los auríferos.

g) Control mixto tectono - magmático de la mineralización, ejercido principalmente por las fallas transcurrentes, de sobrecojimiento y por los cuerpos subvolcánicos. El cuadro que se observa puede estar adicionalmente complicado por el desplazamiento lateral de zonas y cuerpos minerales bajo la acción de fallas transversales más jóvenes.

h) Suele no haber una clara delimitación entre las rocas mineralizadas y las rocas encajantes estériles, pues la mineralización aurífera diseminada fina de baja ley se hospeda en todas las litologías presentes en forma más o menos indiscriminada.

i) La piritización se comporta de modo similar a la mineralización aurífera diseminada, llegando a ser intensa en algunos lugares.

j) Es común que las litologías hospederas de los depósitos minerales estén metamorizadas en las facies zeolítica y prehnito - pumpellítica. En algunos lugares ellas adquieren el aspecto de esquistos verdes.

k) La composición de las menas se caracteriza, en muchos casos, por la presencia simultánea de minerales sulfurosos hidrotermales y de óxidos metálicos primarios de origen ofiolítico más antiguo. Igualmente, resultan muy variados los minerales de ganga presentes.

l) El oro se presenta en forma nativa, de electrum y amalgama, así como asociado a la arsenopirita.

m) Gran variedad de estructuras (de brechosa a porfírico - fluidal) y texturas (de masiva a brechiforme). Ellas reflejan la gran variedad de condiciones de formación y emplazamiento a las que estuvieron sometidas las diferentes litologías presentes en estos depósitos minerales.

n) Presencia de una señal geoquímica generalmente compleja, con Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Ba y Ga como elementos indicadores principales, a los que se añaden otros, relacionados principalmente con las ofiolitas.

Como ya se expuso, el elemento fundamental en el ambiente geológico en que se desarrolla estos depósitos es la presencia de cuerpos subvolcánicos más jóvenes que cortan a las secuencias recorrida preexistente. A favor de la edad más joven de dichos cuerpos, Pentelenyi *et al.* (1990) señalan los hechos encontrados por ellos durante el estudio de campo del prospecto Las Cueva, como sigue:

1. No hay secuencia preservada de basaltos oceánicos en las cercanías, de los que podrían derivarse las rocas volcánicas como queratofidos cuarcíferos.
2. El cuerpo subvolcánico tiene forma casi idealmente circular (1 300 x 1 400 m), lo que contrasta con la intensa deformación tectónica del ambiente en el cual se localiza.
3. El cuerpo subvolcánico corta discordantemente y cubre el contacto entre las bandas de serpentinitas y la Formación Loma Blanca (ro-

cas volcanógeno - sedimentarias de arco volcánico insular).

4. Existe contacto ígneo activo entre el cuerpo subvolcánico riolítico y la serpentinita en su parte septentrional.

5. Por geofísica (magnetometría y resistividad) se verifica que este cuerpo riolítico es continuo hasta profundidades superiores a 150 m, lo cual sugiere que no constituye un bloque dentro de la mélangue.

Otros argumentos a favor del emplazamiento posterior de los cuerpos subvolcánicos en la secuencia recorrida aparecen en la descripción del sector S-27 Holguinera (Pentelenyi *et al.*, 1990). Ellos son:

1. En los afloramientos y en los pozos de perforación hechos en la cantera del yacimiento Reina Victoria (PC-1137 y PC-1140), se observa que las alteraciones hidrotermales afectaron a las rocas encajantes ya cataclastizadas, por lo que ellas son posteriores al emplazamiento tectónico de las ofiolitas.

2. Los lugares donde afloran cuerpos subvolcánicos se distinguen bien en los campos magnético y gravitatorio, tanto a escala regional como local. Esto sugiere que no se tratan de megabloques sin raíces, sino cuerpos apicales perteneciente a un foco más profundo.

De lo anterior, Pentelenyi, *et al.* (1990) concluyeron que la edad de este magmatismo subvolcánico era  $K_2^{cp} - P_1^{1-2}$ . Con relación a esto puede señalarse, como elemento adicional, que los cuerpos intrusivos de composición máfica y media existentes en el prospecto Nuevo Potosí contienen numerosos xenolitos de serpentinita. Esto también apoya la tesis de que los cuerpos subvolcánicos penetraron después de concluido el sobrecojimiento de las ofiolitas y rocas volcanógeno - sedimentarias cretácicas, o bien hacia su fase final. Asimismo, los testigos erosionales Cerro Colorado y Cerro Boston, vinculados con la presencia de cuellos volcánicos, parecen atestiguar la naturaleza cortante de los cuerpos y su posición subvertical.

Los depósitos minerales más importante de este tipo existentes en la región de Holguín son Reina Victoria (figura 80 y 81), Nuevo Potosí, Agrupada (figura 82), Holguinera (distrito mineral Aguas Claras - Guajabales) y Cuatro Palmas. Ellos presentan una amplia mineralogía, en la cual los

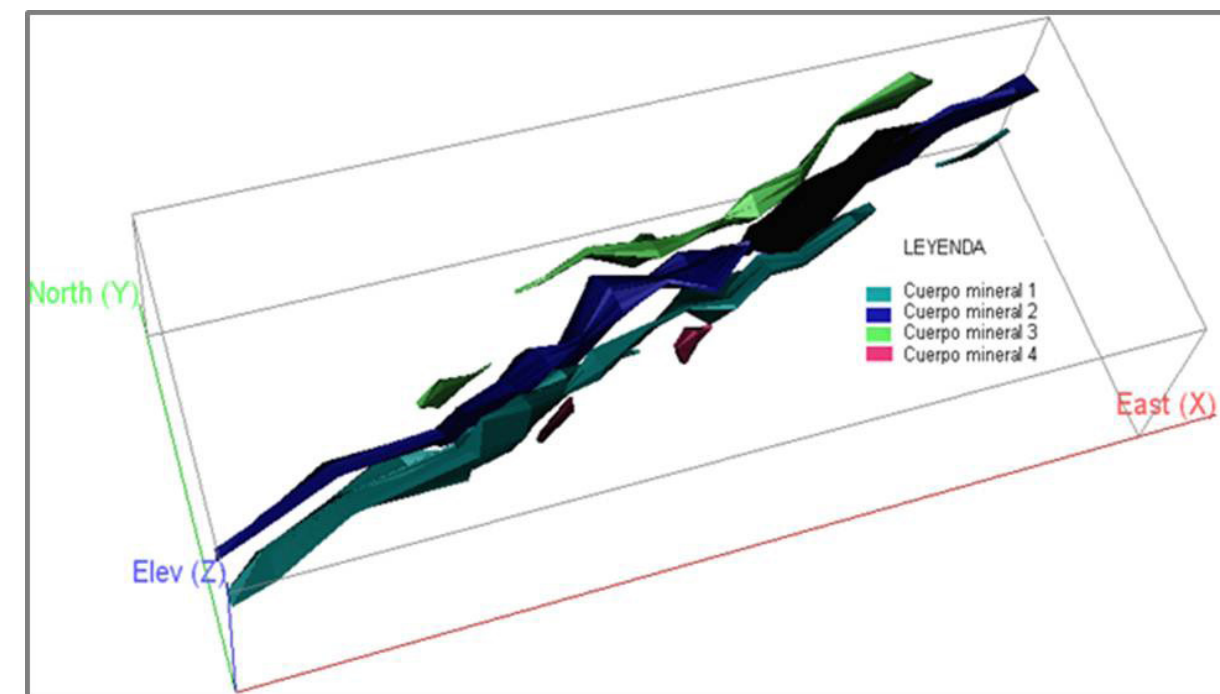


principales minerales de mena son: pirita, calcopirita arsenopirita y oro nativo, acompañados por pirrotita, marcasita, esfalerita, galena, gersdorfit, electrum, amalgama, cinabrio, esfena, pentlandita, telurobismutina, melnikovita, mispikel, maquivanita, bourmonita, cromita, ilmenita, rutilo, magnetita, leucoxeno, limonita, malaquita, azurita, rodocrosita, crisocola, calcosina ankerita y covelina. Los principales minerales de ganga son cuarzo, calcita, talco y clorita, acompañados por epidota, granate, vesubiana, crisotilo, magnesita y calcedonia. Igualmente variadas son las alteraciones hidrotermales presentes: silicificación, carbonatización, cloritización, talquitización, bastitización, epidotización, dolomitización, albitización, argilitización, sericitización, serpentinización secundaria, anfibolitización, skarnificación, bastitización y cornificación.

Los análisis de microsonda realizados a 16 muestras de la mineralización aurífera del prospecto Nuevo Potosí (López - Kramer, 1988), muestran la existencia, en todos los casos, de una íntima asociación de Au y Ag con Hg, cuyo contenido va desde 0,14 % a 0,94 % en las muestras de oro nativo y desde 7,57 % hasta 12,02 % en las de amalgama. Como demuestra Pein (1997), la precipitación del Hg ocurre al incrementarse la acidez de la solución hidrotermal que lo transporta. Lo anterior permite suponer que durante el proceso de formación de las menas auríferas el pH de las soluciones mineralizantes tendía a disminuir.



**Figura 80.** Cantera del prospecto Reina Victoria. En la imagen puede observarse las excavaciones y escombros correspondientes a la minería artesanal realizada por los pobladores de la zona.



**Figura 81.** Imagen tridimensional de los cuerpos minerales del depósito Reina Victoria. Contenidos entre 1 y 42,8 g/t de Au.



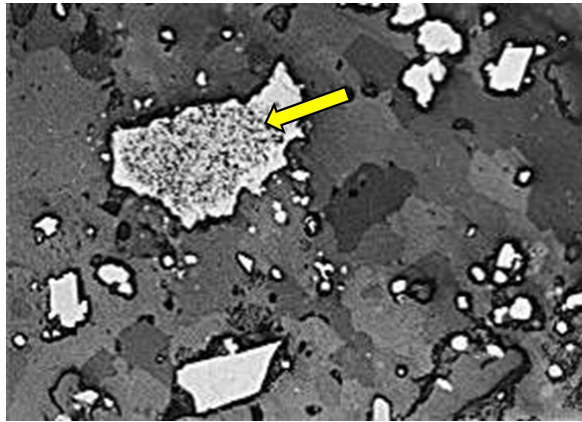
**Figura 82.** Prospecto Agrupada. En la imagen se observa la veta mineralizada Emilito, de composición cuarzo - carbonatada. Su contenido de Au varía desde 1 hasta 200 g/t.



Un hecho interesante relacionado con el prospecto Nuevo Potosí es la identificación y descripción (Mozgova *et al.*, 1989) en granos de oro de alta pureza (90 – 95 % en peso de oro), basada en la microscopía electrónica de barrido, de la presencia de cubos y octaedros de 5 Mk de silicio nativo (figura 100) con la composición mostrada en la tabla No 8. De acuerdo con López Kramer *et al.* (2008), estos datos dan origen al nuevo mineral llamado Silicio Nativo y en MinDat definen al depósito Nuevo Potosí como la localidad tipo del silicio nativo. Una visita a este sitio de internet (mindat.org URL: <http://www.mindat.org/min-3659.html>) en marzo del 2015 permitió a los autores de esta obra confirmar que en el depósito Nuevo Potosí aparece como la primera localidad donde fue registrado este mineral, también descrito en localidades de China, Rusia, USA y Turquía.

**Tabla No 8.** Composición química (% en peso) del silicio nativo de Nuevo Potosí.

Mineral	Si	Au	Ag	O	Suma
<b>Silicio nativo</b>	74,29	21,39	2,49	1,84	100,1



**Figura 83.** Grano de oro del depósito Nuevo Potosí (señalado al centro con la flecha). Obsérvese lo heterogéneo de su composición. En su interior cubos y octaedros de silicio nativo. A su alrededor arsenopirita y pirita en carbonato. Aumento 100x.

La presencia de bitumen, espacialmente relacionada con la mineralización aurífera, ha sido documentada en Cuatro Palmas, Floro Pérez y en otros depósitos (Pentelenyi *et al.*, 1990). Esto testimonia el emplazamiento alóctono de rocas máfico - ultramáficas ofiolíticas y de arco volcánico insular por encima del margen continental distensivo septentrional. Asimismo sugiere la existencia, a considerable profundidad, de las rocas ricas en materias orgánicas que sirvieron

de fuente de ligantes orgánicos para las soluciones hidrotermales, lo que determinó el carácter reducido de las mencionadas soluciones hidrotermales.

En relación con el régimen térmico de formación de las menas, la presencia de minerales como calcedonia (Las Cuevas), ópalo (Holguinera), amalgama y electrum (Nuevo Potosí), indican temperaturas de formación entre 200 °C y menos de 100 °C (Corbett y Leach, 1995; Moreno, 1993a y b; Pein, 1997). Los dos primeros minerales mencionados señalan, además, el carácter ácido de los fluidos mineralizantes. López - Kramer (1990), utilizó el par calcita - dolomita (una sola muestra), para determinar la temperatura de formación de mena de Nuevo Potosí: 330 °C. Todo lo anterior sugiere que al iniciarse el proceso de mineralización la temperatura de los fluidos hidrotermales era relativamente elevada, posiblemente superior a 300 °C. Al culminar el proceso, las temperaturas eran del orden de los 100 °C.

Otro aspecto a señalar es el relacionado con la distribución vertical de la mineralización. En este sentido, en el prospecto Holguinera un pozo siguió la mineralización aurífera diseminada hasta los 169,5 m de profundidad. Asimismo, el pozo PC-254, perforado a varios kilómetros al Sur de los depósitos auríferos del distrito mineral Aguas Claras - Guajabales, cortó la secuencia ofiolítica sobrecorrida, formada por diversas escamas tectónicas de ultrabasitas alteradas (serpentinitas, dioritas, wehrlitas, gabros y milonita) hasta los 503 m de profundidad (fin del pozo). En toda su longitud se halló mineralización dispersa de Ag (1 a 5 g/t). En el intervalo 48,8 m - 50 m una muestra reportó 50 g/t de Ag (Pentelenyi, *et al.*, 1990), asociada a un conjunto de intervalos con mineralización sulfurosa significativa (sobre la cual no hay datos cuantitativos) extendido entre 1,5 m y 86,0 m de profundidad, representada por pirita, calcopirita, pirrotita (?) y marcasita (?), acompañados por cuarzo, calcita, clorita y anfíboles (Pentelenyi, *et al.*, 1990). Esto sugiere que realmente la mineralización preciosa en la región tiene una amplia distribución vertical.

En esta región, a lo largo de las zonas tectónicas longitudinales, se presentan también depósitos de sulfuros masivos con significativos contenidos de Cu y Zn, acompañados con Au y Ag, en ocasiones con Ti y raramente Co. Estos depósitos (Santa María, Mayabe, Charco Prieto y Las Margaritas, entre otros), han sido reunidos en un modelo de depósito independiente: el de Cu

- Zn ± Au - Ag orogénico. Ellos se caracterizan por un marcado control estructural y por aparecer no pocas veces en la frontera entre unidades contrastantes por su composición litológica o edad. Se trata de cuerpos minerales con mineralización vetítico - diseminada densa y masiva, de forma lenticular, laminar, tabular o filoniana, ubicados dentro de zonas mineralizadas formadas por brechas y milonitas, compuestas por las litologías presentes a ambos lados de la zona tectónica.

Su mineralogía es amplia y compleja, y se encuentra influenciada por las rocas encajantes presentes. Como minerales principales de mena aparecen pirita, calcopirita, y marcasita. Los minerales subordinados y raros son bornita, covelina, calcosina, azurita, malaquita, limonita, hematites, goethita, barita, cobre nativo, oro nativo, amalgama, esfalerita, antimonita, titanomagnetita, rutilo, leucóxeno, magnetita, cinabrio casiterita y cromita. Por su parte, los minerales de ganga principales son cuarzo y minerales del grupo de la serpentina, acompañados por calcita, yeso, epidota, talco, clorita, biotita, caolinita, montmorillonita, plagioclasa, piroxenos, tremolito - actinolita y sericita. Las alteraciones hidrotermales presentes abarcan también un amplio espectro y dependen, en gran medida, de la composición litológica de las rocas encajantes afectadas. Así, las más comunes son silicificación, cloritización, talquitización, carbonatización, argilitización, caolinitización, epidotización, albitización y anfibolitización. Puede aparecer listvenitización (alteración hidrotermal caracterizada por la presencia de talco, cuarzo, carbonato y fuchcita). Esta variedad mineralógica se refleja en su firma geoquímica compleja, donde pueden aparecer Cu, Zn, Ni, Au, Ag, Pb, Ba, Mo, Ti, V, Mn, Cr y Co.

Algunos de estos depósitos (Mayabe y Santa María) presentan rasgos que sugieren que originalmente eran depósitos de sulfuros masivos del tipo máfico ultramáfico. Ellos son:

- Alto contenido de azufre.
- Mineralización pirito - calcopirítica acompañada por Au y Ag.
- Presencia de sulfuros masivos
- Predominio de las ofiolitas en la composición de las brechas y milonitas portadoras.

En estos casos, partes considerables de las menas de estos depósitos habrían sido trituradas y reubicadas tectónicamente durante la colisión, para experimentar a continuación la acción de

nuevos fluidos hidrotermales, sobre todo en la fase final del evento, cuando los esfuerzos comprensivos comenzaron a disminuir, favoreciendo la apertura de grietas y fisuras en las rocas fracturadas. Por ello, junto con la posible incorporación de nuevos minerales, pudo ocurrir una removilización química de compuestos metálicos, la cual se sobreimpuso y completó la redistribución mecánica de la mineralización. Esto último explicaría la presencia de mineralización sulfurosa en las rocas encajantes situadas a ambos lados de la mélangue tectónica portadora, lo cual hace más o menos difuso los límites entre las rocas mineralizadas y las estériles. Monte Rojo es en esta región el depósito que mejor preserva las características de la mineralización VMS máfico - ultramáfico, por lo que en el mapa metalogénico aparece clasificado como tal, a pesar de tener también algunos rasgos de los depósitos de Cu - Zn ± Au - Ag orogénico, como es la presencia de un cuerpo riolítico subvolcánico en la parte occidental del depósito.

En otros casos (Picos Verdes, Las Margaritas, Charco Prieto, Vista Hermosa), la mineralización sulfurosa polimetálica se presenta acompañada por mineralización titanífera, a veces cobaltífera y cromítica, de origen ofiolítico, lo cual habla a favor de la lixiviación por fluidos hidrotermales de las rocas máficas y ultramáficas encajantes durante el proceso de mineralización.

### Cuba Sur Oriental

Al este de la falla Cauto - Nipe las secuencias cretácicas de arco volcánico insular corresponden a las formaciones Téneme y Quibiján, con muy poco material sedimentario y pertenecientes a la serie toleítica (Proenza *et al.*, 2006), así como a la Fm. Santo Domingo, compuesta por rocas calcoalcalinas. Las tres pertenecen al arco volcánico insular del Albiano - Campaniano.

Una situación diferente presentan las secuencias de arcos volcánicos insulares del Cretácico en la Sierra del Purial, donde aparecen metamorizadas, generalmente en la facies de esquistos verdes, llegando localmente a la de esquistos azules de alta presión. Los protolitos fueron sucesiones volcánogeno - sedimentarias, con volcanitas toleíticas y calcoalcalinas, que posiblemente sean del arco volcánico Albiano - Campaniano. Aunque no hay datos directos de edad para sustentar esta opinión, la abundancia de material sedimentario, rico en materia orgánica (grafitizada) parece favorecer esta interpretación. Por otra parte, el significado del



metamorfismo presente en la Sierra del Purial ha sido difícil de explicar.

En este territorio (parte NE de la región oriental de Cuba), las actividades de exploración de yacimientos minerales han estado históricamente centradas en las lateritas de Fe - Ni - Co y en las cromitas, siendo prácticamente nula la atención prestada a los sulfuros de metales base y a las mineralizaciones de metales preciosos. De ahí que apenas existan datos sobre las ocurrencias de sulfuros y Au - Ag en las secuencias no metamorizadas de arco volcánico, donde, dado su carácter toleítico, cabe esperar la presencia de depósitos del tipo VMS bimodal máfico, semejantes a los presentes en Cuba central; es decir, parecidos a Antonio y San Fernando.

Las metamorfitas que forman el Macizo Metamórfico Sierra del Purial son, en lo fundamental, esquistos sericiticos, cuarzo-cloríticos, cuarzo-clorítico-sericiticos, cuarzo-clorítico-epidóticos, albíticos-epidóticos, cuarzo-sericiticos, clorítico - anfibólicos y cloríticos. Hay también otras variedades como esquistos actinolito-tremolítico-cuarcíferos, actinolítico-clorítico-cuarcíferos y sericiticos-carbonatado-cuarcíferos (Popov *et al.*, 1984; Mashurian *et al.*, 1985; Nikolaev *et al.*, 1981). De todas las litologías presentes en este macizo metamórfico, las más importantes hospederas de mineralización metálica de Cu - Zn - Au - Ag, son los diferentes tipos de esquistos grafíticos, que presentan una variada composición mineralógica. Esta composición cambia en los siguientes rangos: grafito: 20 % - 25 %, calcita: 10 % - 50 %, sericita: 15 % - 20 %, cuarzo: 5 % - 20 %, clorita: 5 % - 30 %, piritita: 2 % - 10 % (Popov *et al.*, 1984). Otros autores (Mashurian *et al.*, 1985) reportan contenidos de grafitos entre 3 % y 10 % (manifestación Los Asientos).

De acuerdo con Popov *et al.* (1984), la secuencia metamórfica de la Fm Sierra del Purial puede ser subdividida, atendiendo a los protolitos de las metamorfitas, en tres partes. Ellas son:

- Inferior: basáltica y andesítico - basáltica, con raros lentes de calizas y material silicoclástico.
- Media: rocas andesíticas, con intercalaciones de dioritas, riolito-dacitas, y rocas silicoclásticas carbonosas (ricas en materia orgánica).
- Superior: Corte volcanógeno - sedimentario de composición variada, con un horizonte característico de lava andesítico - basálticas.

La mayoría de las ocurrencias minerales conocidas en la Fm. Sierra del Purial se localiza en la secuencia media de volcanitas y rocas silicoclásticas ricas en materia orgánica, la cual es subyacida por la inferior basáltica y sobreyacida por la secuencia superior volcanógeno - sedimentaria. Esta secuencia media de esquistos grafíticos aparece afectada en no pocas ocasiones por procesos de silicificación. Los diques que cortan a toda la secuencia metamorizada, así como los cuerpos ígneos de poco espesor concordantes con ella, también presentan una esquistosidad similar al de las rocas encajantes, lo cual demuestra que tanto unos como otros fueron afectados por el metamorfismo regional, ocurrido después que los primeros penetrasen dentro de la secuencia encajante.

La presencia de altos contenidos de grafito en el Macizo Metamórfico Sierra del Purial es una destacada peculiaridad que lo distingue del resto del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos. Este llamativo rasgo presupone que aquí la actividad magmático - volcánica de arco volcánico insular convivió con un abundante suministro de material silicoclástico y con un elevado grado de preservación de la materia orgánica.

En la secuencia media volcanógeno sedimentaria metamorizada rica en materia orgánica se desarrolló una mineralización de Cu - Zn - Au - Ag, (manifestaciones Los Asientos, El Ñame, Quibiján y Aníbal). Un rasgo característico de estas manifestaciones es la escasa asociación de las zonas minerales con los cuerpos ígneos, reducidos a diques y delgados cuerpos concordantes de porfiritas dioríticas en aquellos casos en que ellos se presentan. En cambio, si es común la relación con el tectonismo, con la existencia de un control litológico y tectónico de la mineralización claramente expresado.

En las manifestaciones estudiadas ha podido determinarse el siguiente orden de eventos mineralógicos (Mashurian *et al.*, 1985):

1. Formación de piritita globular y metacolooidal, marcasita y a veces calcopirita, en relación sin genética o epigenética con sus rocas hospederas (esquistos cuarzo-clorito-grafíticos).
2. Corrosión y erosión parcial de los minerales más antiguos por minerales más jóvenes (pirritita, calcopirita, esfalerita y melnikovita - piritita). Esto permite hablar de una mineralización pre-metamórfica, singenética y posiblemente también epigenética, asociada con secuencias de

lutitas negras y volcanitas atravesadas por diques subvolcánicos de composición media.

3. Metamorfismo regional. Posteriormente todo el conjunto litológico fue afectado por el metamorfismo, durante el cual se reactivaron las fallas preexistentes y surgieron otras nuevas, conductoras de nuevas soluciones mineralizantes, las cuales modificaron y enriquecieron la composición original de los depósitos.

El papel controlador y conductor de los fluidos mineralizados jugado por las fallas se evidencia por el hecho de que la ley de los componentes útiles y la densidad de la mineralización (que llega a ser masiva) aumenta con la cercanía a las zonas de fallas (Nikolaev *et al.*, 1981; Popov *et al.*, 1984), lo cual se explica, en primer lugar, por el aumento de la permeabilidad producida en las rocas por la fracturación tectónica. Esto facilitó la circulación de los fluidos hidrotermales y su interacción con las rocas. Este cuadro geológico sugiere que además de las fuentes magmáticas de S y metales, en la formación de los depósitos también participaron, en mayor o menor grado, S reducido a partir del sulfato marino (posiblemente por vía biogénica) y metales lixiviados aportados por la secuencia encajante.

En cuanto a la tipología de los depósitos, se considera que las manifestaciones mencionadas (Los Asientos, El Ñame, Quibiján y Aníbal) son depósitos VMS silicoclástico - máficos metamorizados de Cu - Zn - Au - Ag. También puede esperarse aquí la presencia de vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag  $\pm$  Au en secuencias volcánicas, modificadas en menor o mayor grado por el metamorfismo regional.

#### Arco volcánico insular Sierra Maestra – Cresta Caimán

El Arco Volcánico Sierra Maestra - Cresta Caimán tiene varios rasgos distintivos que configuran su metalogenia. Primeramente, se encuentra extendido de E a W, casi paralelamente al actual límite entre las placas Caribe y América del Norte. Asimismo, se dispone en dirección oblicua con respecto al Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, al cual intercepta, de modo que sus cuerpos intrusivos interceptan y asimilan material de estos arcos volcánicos insulares más antiguos. En tercer lugar, se trata de un arco volcánico insular joven, del Cenozoico, razón por la cual presenta un buen grado de preservación de los niveles superiores de mineralización, representados por los depósitos de Mn volcanogénico tipo cubano. El cuarto rasgo relevante

para la metalogenia es que dentro del territorio emergido de Cuba solo está presente la mitad septentrional de este arco volcánico insular. Su mitad meridional se encuentra hundida en el Mar Caribe, a consecuencia de los movimientos tectónicos ocurridos a lo largo del actual límite de placas. Por último, y no por ello menos importante, se destaca el hecho de que el arco volcánico insular paleogénico, a diferencia de los del Cretácico, es una estructura geodinámica esencialmente autóctona, perteneciente a la serie toleítica (Cazañas y Melgarejo, 1998), aunque en algunos lugares también aparecen rocas de afinidad calcoalcalina (Méndez Calderón *et al.*, 1994 y Cobiella Reguera, 1988), formada en ambiente mayoritariamente submarino. Su composición litológica varía de basáltica a riolítica. Al N de su eje axial se extiende su cuenca de trasarco, donde el espesor y proporción de las rocas volcánicas va disminuyendo a medida que aumenta la distancia al eje del arco.

Todo esto se refleja en la zonación metalogénica que presenta la Sierra Maestra en dirección S - N. Así, junto a la costa sur, vinculados con el eje magmático del arco del Paleógeno, se presentan los depósitos de Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico, seguidos por los de skarn (de Fe y Fe - Cu). A continuación aparecen los VMS (mayoritariamente del tipo bimodal máfico) y las vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas. Finalmente, aparecen los depósitos de Mn volcanogénico tipo cubano. Es de notar que esta zonación metalogénica horizontal también es vertical y se corresponde con los diferentes niveles (de abajo hacia arriba) ocupados por los dos sistemas minerales de esta unidad tectónica. Ellos son: 1) Cu-Mo $\pm$ Au porfírico - skarn - vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas, ubicado en posición más proximal al eje del arco. 2) VMS bimodal máfico – vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas – Mn volcanogénico tipo cubano, situado en una posición más distal con respecto al eje del arco.

La mineralización porfírica aparentemente está poco desarrollada. Ella pudiera, en buena medida, estar enmascarada por la profundidad de yacencia de los depósitos y/o por su bajo grado de estudio. Dentro de ellos, el ejemplo más representativo conocido hasta ahora es el depósito Buey Cabón, desarrollado en un intrusivo complejo de porfiritas diorítico-hornblendíticas y de dioritas de grano fino, con 0,808 % de Cu promedio (de 0,05 % a 5,34 % de Cu) y hasta 0,05 % de Mo. Consiste en cuatro zonas agrietadas con mineralización vetítica y diseminada más o menos uniforme, acompañada por alteración fí-



lica y propilítica (silicificación, sericitización, cloritización, biotitización y carbonatización). En su composición mineralógica entran pirita, pirrotita, calcopirita, molibdenita, bornita, magnetita y galena; con cuarzo y clorita como minerales de ganga principales.

Los depósitos de skarn se encuentran muy bien desarrollados en la Sierra Maestra, representados por los tipos skarn de Fe y skarn de Fe - Cu. Entre ellos se destaca el distrito mineral Hierro Santiago, ubicado en la falda meridional de la Sierra de La Gran Piedra (al ESE de la ciudad de Santiago de Cuba). Usualmente, este distrito aparece nombrado en la literatura extranjera como yacimiento Daiquirí o Firmeza. Resulta, por tanto, necesario aclarar que Daiquirí es geográficamente el nombre de una playa y, en la geología de Cuba, es el nombre de uno de los dos complejos intrusivos (Daiquirí y El Norte) con los cuales se relaciona la mineralización de hierro magnetítico de esta zona. Por otro lado Firmeza es el nombre del embarcadero –y poblado asociado– (desaparecido entre 1946 y 1950 al cesar las labores mineras) por donde se exportaba el mineral de hierro extraído procedentes de las canteras de los yacimientos La Grande, Chiquita, Abundancia (canteras El Este y El Oeste) y Arroyo de la Poza, Concordia, Vinent, entre otros.. También es conveniente aclarar que no se trata de un depósito único, sino de un conjunto de ellos, que como ya se indicó, es denominado en la literatura geológica cubana posterior a 1959 campo mineral o distrito mineral Hierro Santiago, el cual abarca los depósitos Chiquita, Concordia, Yuca, El Norte, Chicharrones, Folía, Vinent, Alfredo, Abundancia, Providencia (skarn de Fe), así como Antoñica (Figura 84), Arroyo de la Poza y Descanso (skarn de Fe - Cu). Durante todo el período de explotación, desde 1884 hasta 1947, de los depósitos de skarn del distrito mineral Hierro Santiago, se extrajeron cerca de 22 millones de t de menas ricas, con Fe total entre 58 % y 65 %, 0,032 % de S y 0,036 % - 0,042 % de P. Los importantes recursos de menas magnetíticas aún existentes aquí tienen una ley promedio de 40,25 % de Fe total.

Este conjunto de depósitos se localiza principalmente en el exocontacto de intrusivos diferenciados máfico - ácidos, pertenecientes a los ya mencionados complejos intrusivos Daiquirí y El Norte, con las secuencias volcánico - sedimentarias del Paleoceno - Eoceno Medio (Grupo El Cobre). Los skarns son principalmente del tipo cálcico, con variedades determinadas fundamentalmente por las distintas proporciones en que se encuentran los minerales principales

(granates, piroxeno, epidota, magnetita y anfíboles), siendo los granático - magnetíticos y granático - epidótico - magnetíticos los más abundantes. Los granates (fundamentalmente de la serie grosularia - andradita) suelen constituir entre el 20 % y el 75 % del skarn que rodea a las menas de Fe. El paso del skarn a la mena ferrosa gradual, con variación progresiva de las proporciones en que se encuentran granates, magnetita y otros minerales (figura 85) que entran en su composición. Es importante señalar aquí que los granates constituyen un mineral industrial útil por sus propiedades abrasivas. Ellos constituyen una parte considerable del material “estéril” acompañante, por lo que pueden ser un importante producto acompañante de la minería de las menas de Fe. En la mayoría de los casos, la morfología de los cuerpos de mena magnetítica, embebidos dentro de los de skarn, es lenticular alargada y tabular.

Sobre la génesis de los depósitos de skarn de este distrito mineral, Peldiakov y Cazañas (1988) los consideraron del tipo skarn y propusieron que los plagiogranitos desempeñaron el papel de fuente de energía y soluciones alcalinas y que el Fe que poseían las volcanitas se redistribuyó al ser lixiviado parte considerable del mismo durante el proceso de clarificación (albitización) de estas rocas y de descomposición de los minerales máficos, en tanto otra parte fue reagrupada a partir de la mineralización dispersa en las volcanitas y, por último, a expensas del Fe primario volcánico - sedimentario, que en sus inicios no formó concentraciones industriales de mena.

Los skarns de Fe - Cu del Distrito Mineral Hierro Santiago se caracterizan por contener de 36,75 % a 41,66 % de Fe, reportándose entre 1 % y 8,9 % de Cu; 0,03 g/t a 2 g/t de Au, de 0,7 % a 1,40 % de Zn y de 2,2 g/t a 60 g/t de Ag. Los cuerpos minerales de menas magnetíticas, embebidos dentro de los de skarn, son subhorizontales o inclinados, con forma lenticular alargada a tabular. Los minerales de menas principales son magnetita, hematita, pirita y calcopirita, los que están acompañados por martita, limonita, goethita y maghemita, por sulfuros y minerales secundarios como esfalerita, galena, bornita, pirrotina, covellina, cuprita, calcosina, malaquita, cubanita, azurita y crisocola. También pueden aparecer electrum, oro nativo y azufre nativo. Fuera de este distrito mineral, en la parte occidental de la Sierra Maestra se encuentran algunos depósitos de skarn de Fe y Fe - Cu de cierta importancia, como Sexta y Camaroncito.

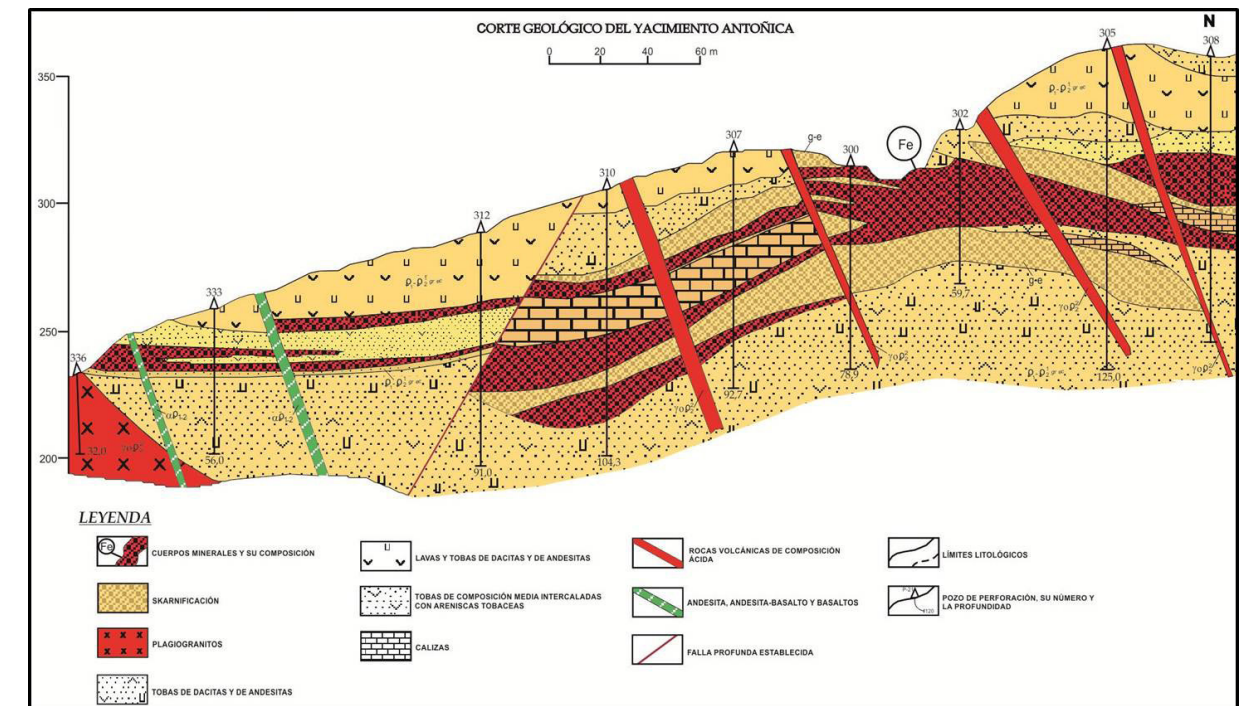


Figura 84. Perfil del Distrito Mineral Hierro Santiago, yacimiento Antoñica (Lavandero et al., 1985).



Figura 85. Mineral procedente de «Firmeza» (yacimientos Abundancia, La Grande, Chiquita y Arroyo de la Poza, en el distrito mineral Hierro Santiago). Magnetita a la izquierda y manganita a la derecha.



El depósito El Cobre (figura 86) constituye un excelente y bien estudiado ejemplo de depósito VMS bimodal máfico del Arco Volcánico Sierra Maestra - Caimán. Se localiza en el poblado del mismo nombre, cerca de la ciudad de Santiago de Cuba. Su descubrimiento data de aproximadamente 1530 y comenzó a explotarse de inmediato, siendo la primera mina de cobre de la América colonial. Su explotación se extendió, de forma discontinua, por casi 5 siglos hasta el 2001, fecha en que, una vez más, se cerró la mina. La cantera (figura 87) comenzó a abrirse entre 1968 y 1972 y alcanzó casi 1 km de largo, más de 400 m de ancho y más de 100 m de profundidad.

El depósito El Cobre (figura 87 y 88), de acuerdo con los numerosos datos aportados por los abundantes trabajos que sobre él se han publicado (desde De la Sagra, 1842; Ansted, 1856 y Allende, 1927 hasta Cazañas, 2000 y Cazañas *et al.*, 2008), consta de 4 tipos principales de menas:

1. Estratiformes de sulfatos de anhidrita y barita.
2. Estratoligadas de sulfuros de Cu - Zn con Au (figura 89 y 90).

3. Filoniano de Cu y stockwork de cuarzo con Cu.
4. De sulfatos con Cu, Zn  $\pm$  Pb (figura 91).

Los trabajos de extracción solo se llevaron a cabo en las vetas de Cu. A la usanza de aquellos tiempos, los laboreos fueron iniciados sin previa exploración geológica y tampoco con autorización de la corona de España. La extracción, de forma manual y selectiva, se realizó solo para las menas ricas, constituidas principalmente por calcopirita, con poca pirita y cuarzo. A partir de 1830 la compañía inglesa Consolidated Mines llevó a cabo las primeras exploraciones geológicas sistemáticas del yacimiento e inició su explotación industrial moderna. Los períodos de mayor actividad minera fueron los de 1830 – 1870; 1902 – 1906; 1911 – 1918; 1939 - 1945 y 1959 - 2001.

La mineralización en el depósito se localiza sobre la falla El Cobre, en un área de aproximadamente 1200 m de largo por 140 m de ancho. La mineralización se ha contorneado a profundidades entre 200 m y 500 m, con una ley de Cu > de 0,7 %. Por debajo de este rango de profundidad los recursos no están delimitados. En general de El Cobre se han extraído cerca de un

millón de toneladas de mena con una ley de Cu entre 14 y 18 % y más de 2 millones de toneladas de mena con menos de 2 % de Cu. Todavía quedan volúmenes importantes de recursos, cuya extracción tendría que realizarse por minería subterránea, con el correspondiente aumento de los costos de producción. Esto, combinado con la baja de los precios del Cu en el mercado internacional en los últimos años del siglo XX, obligó a cerrar la mina en el año 2001.

Las menas estratiformes de sulfatos (anhidrita, barita) y de óxidos de Mn (criptomelano) se formaron por la descarga de los fluidos hidrotermales en el lecho marino. La mineralización filoniana de Cu (figuras 92, 93 y 94), por su parte, constituye la zona raíz de los cuerpos estratiformes, con morfología de stockwork en la parte superficial y de filones subverticales en profundidad. En ella predominan la pirita y la calcopirita en asociación con cuarzo, excepto en algunos



Figura 87. Vista parcial de la cantera El Cobre desde el sector Gitanilla, año 2000.

filones someros, donde predomina la esfalerita asociada a la anhidrita. En filones superficiales también puede presentarse el Au en asociación con teluros. Las alteraciones relacionadas son cloritización y silicificación en los sectores más

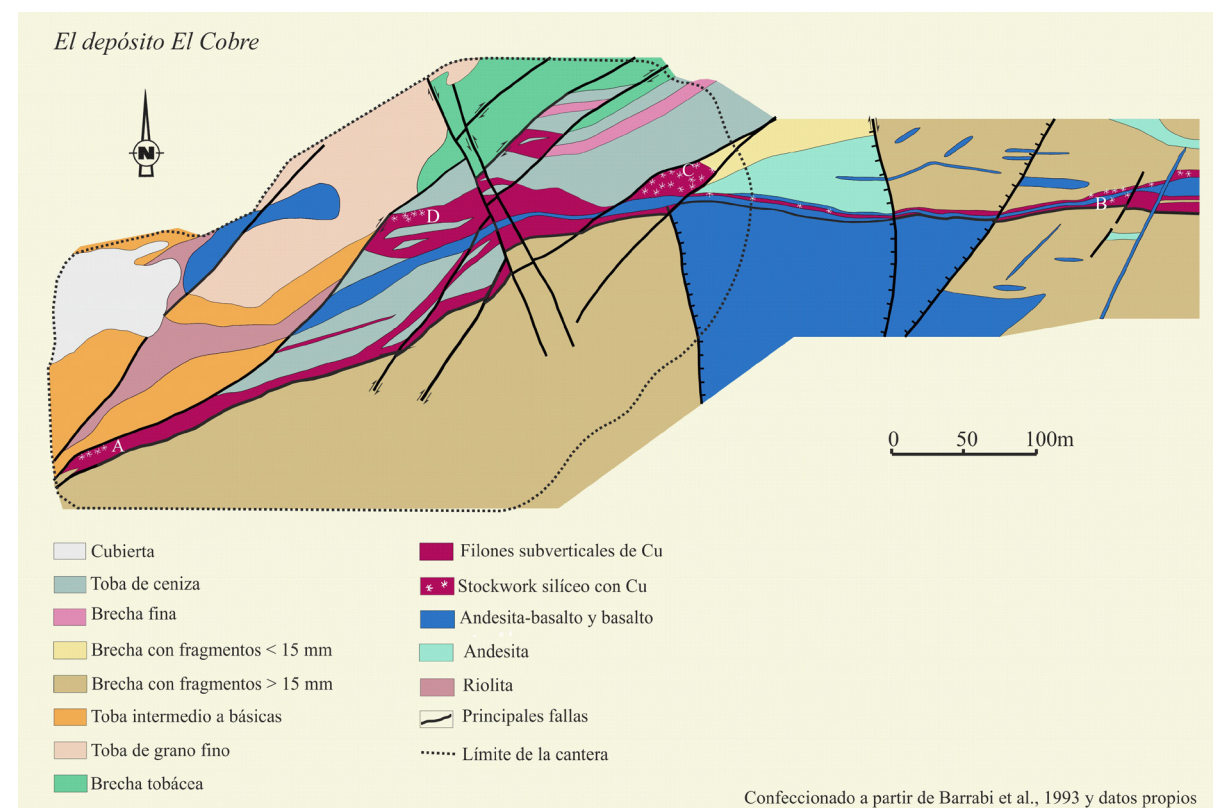


Figura 86. Mapa geológico de la cantera del yacimiento El Cobre. (Cazañas, 2000)

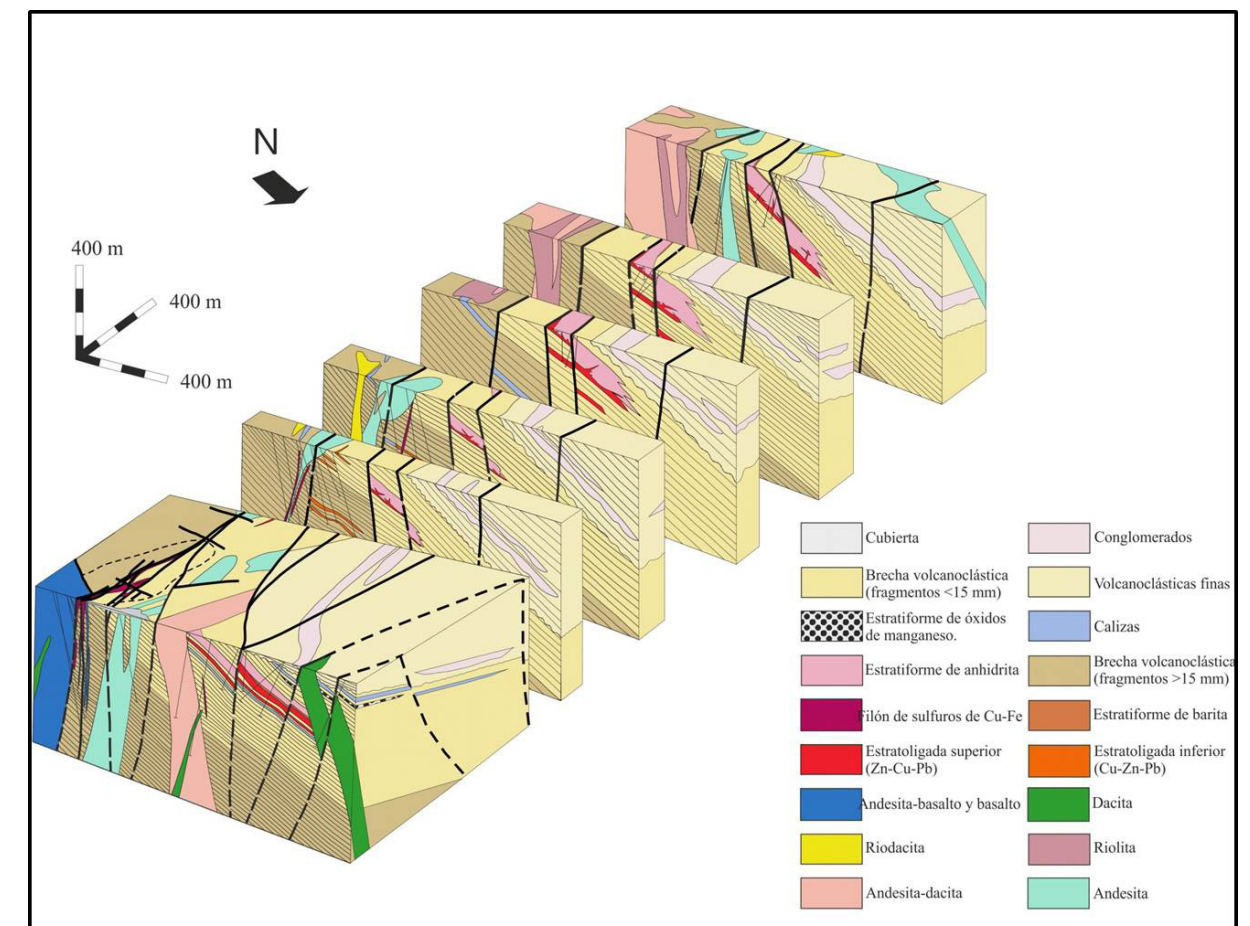


Figura 88. Bloque diagrama confeccionado a partir de los perfiles de pozos perforados en la mina El Cobre en Luna *et al.* (1989). Tomado de Cazañas (2000),



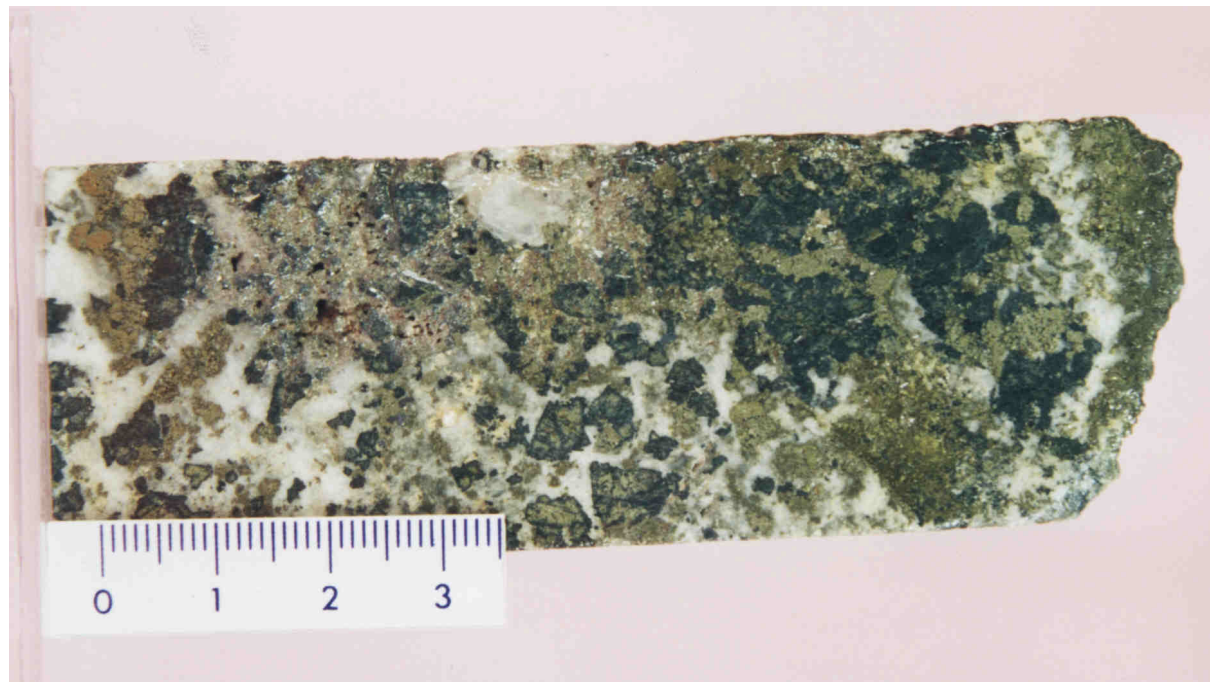


Figura 89. Menas estratoligadas de sulfuros de Cu - Zn ± Pb, Au. Yacimiento el Cobre

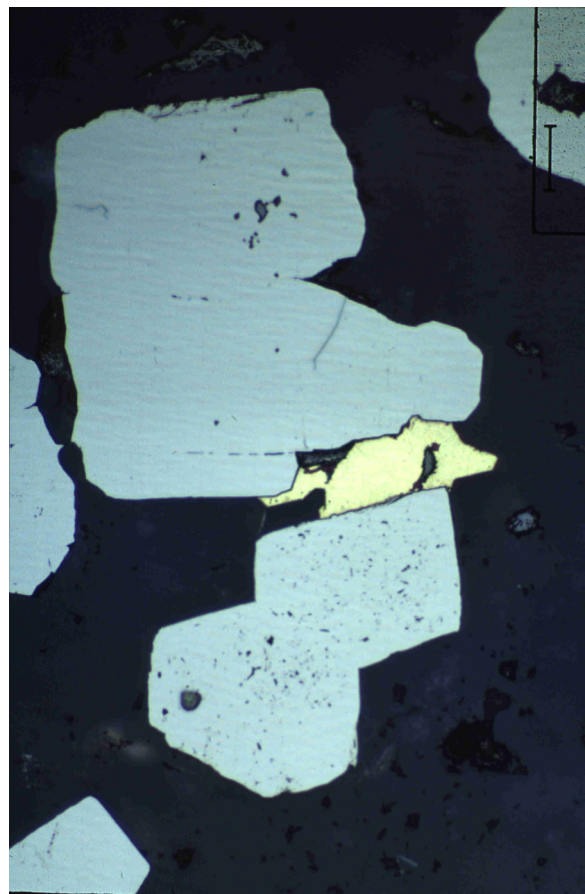


Figura 90. Menas estratoligadas de sulfuros de Cu - Zn ± Pb, Au. Yacimiento el Cobre. En la imagen se observa un grano de oro (amarillo claro) situado entre granos de pirita (granos de color claro).

profundos y sericitización y caolinitización en los más superficiales.

La mineralización estratoligada de sulfuros de Cu - Zn con Au es contemporánea con la mineralización filoniana de Cu y se produjo por reemplazamiento de diversos niveles favorables de la secuencia encajante: calizas en la parte inferior y el estratiforme de sulfatos en la parte superior,



Figura 91. Stockwork de anhidrita con sulfuros (de Cu y Zn ± Pb). Yacimiento El Cobre.

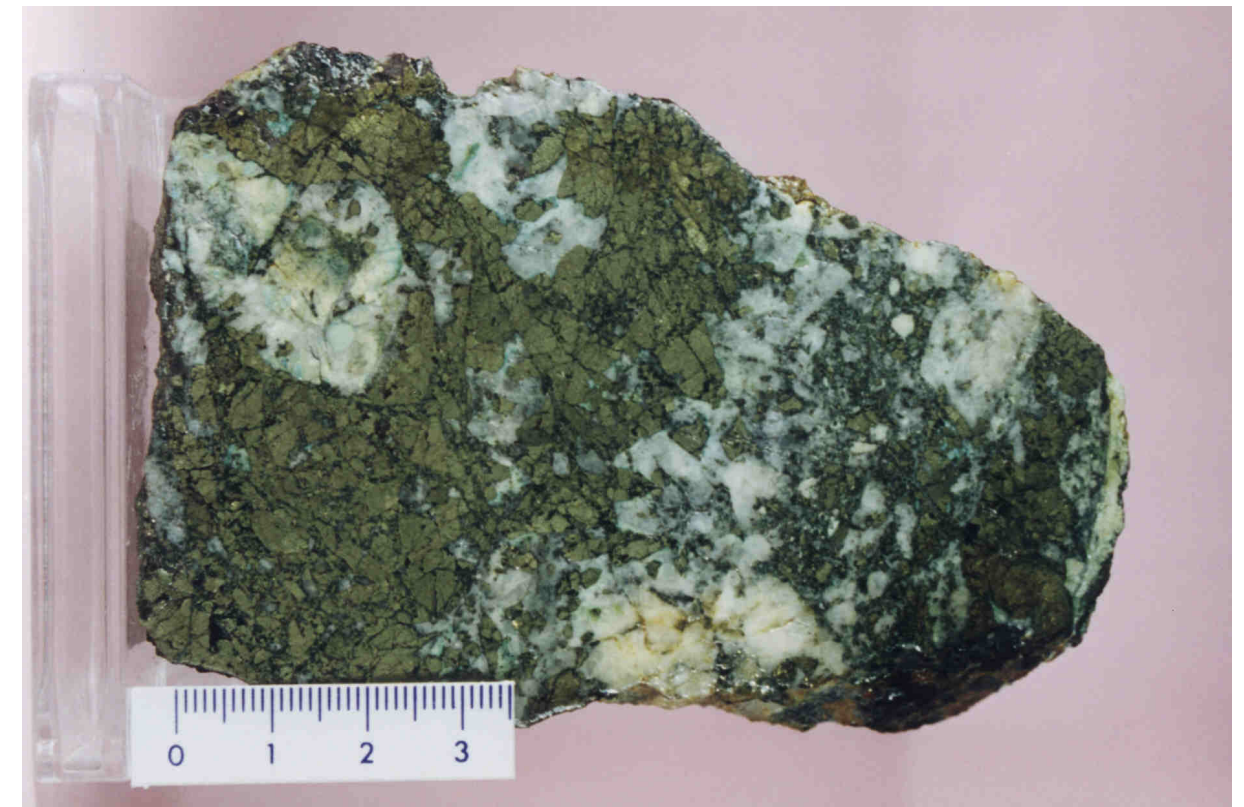


Figura 92. Mena filoneana calcopirítica masiva con cuarzo. Yacimiento El Cobre

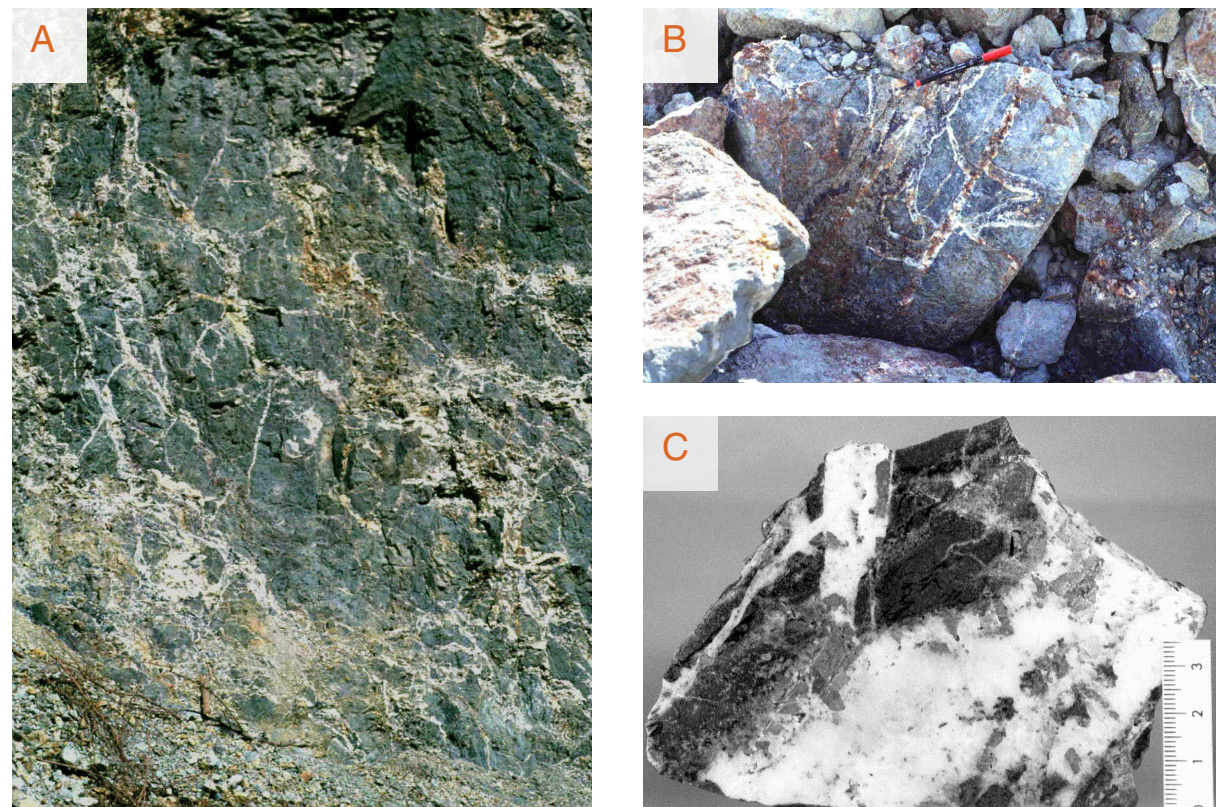
portadores de la mayor parte del Au existente en el depósito (generalmente en forma de Au libre). El estudio de inclusiones fluidas reveló que los fluidos que formaron la mayoría de las mineralizaciones en el yacimiento El Cobre presentan salinidades entre 2,3 % y 5,7 % en peso de Na-Cl equivalente, con una temperatura de formación entre 177,3 °C y 293 °C. Estos valores de salinidad sugieren la contribución de al menos tres fuentes diferentes de fluidos, cuya participación varió con el tiempo: agua del mar (fluido I), un fluido de salinidad inferior a la del agua del mar (fluido II) y un fluido salino, con salinidad mayor que la del agua del mar (fluido III).

La composición isotópica del azufre (CDT) en los sulfuros del yacimiento El Cobre presenta un rango de valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre -1,4 ‰ y 6,7 ‰. Estos valores pueden explicarse asumiendo una fuente mixta de S, representada mayormente por S proveniente de la reducción inorgánica del sulfato marino a temperaturas elevadas, con S de origen magmático, que pudo ser incorporado por lixiviación del encajante volcánico y también por contribución directa de volátiles magmáticos. En el caso de los sulfatos del yacimiento El Cobre, la composición isotópica  $\delta^{34}\text{S}$  muestra un ran-

go de variación general entre 16,3 ‰ y 20,9 ‰. Estos valores identifican al sulfato del agua del mar como principal fuente de S. Por otra parte, la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en los niveles de sulfatos es cercana a la del agua del mar, por lo que estas mineralizaciones se formaron predominantemente, pero no de manera exclusiva, con participación de agua marina calentada. En el caso del cuerpo inferior de barita, donde la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  es muy inferior a la del agua del mar, se asume una mezcla de fluidos, en la que el fluido marino aportó el sulfato y una solución profunda aportó el Ba y buena parte del Sr (Cazañas, 2000).

Este depósito y otros semejantes a él, como La Cristina, La Mañana y La Nicolasa, se distinguen por sus muy bajos contenidos de Pb, lo cual está en concordancia con la naturaleza toleítica de la secuencia volcánica encajante. Los depósitos Infierno y Cinco Ranchos, en cambio, presentan contenidos de Pb relativamente más elevados, por lo que se asemejan más a los VMS del tipo félsico (subtipo bimodal félsico). Es de señalar que los dos últimos depósitos mencionados se ubican en un sector del Arco Volcánico Sierra Maestra - Caimán claramente edificado sobre





**Figura 93.** Imágenes del extremo oriental de la cantera del yacimiento El Cobre (Sector Gitanilla). A: Afloramiento del stockwork de cuarzo con sulfuros en la pared de la cantera. B y C: Detalles del stockwork de cuarzo con sulfuros (pirita y calcopirita).

las secuencias del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, cosa demostrada por el afloramiento de las formaciones Turquino y Palma Mocha, de edad cretácica, junto a la costa sur. Esta superposición de secuencias volcano - sedimentarias explica la mayor presencia de Pb en ambos depósitos.

Los depósitos de Mn volcanogénico tipo cubano tienen al segmento cubano del Arco Volcánico Sierra Maestra - Caimán como región tipo mundial de este modelo de depósito. Ellos se localizan tanto en la parte superior de la zona axial del arco como en la cuenca de trasarco situada al norte del mismo. Aquí se han descubierto y explotado una gran cantidad de manifestaciones y depósitos pequeños, entre los que se destaca la presencia de varios prospectos de considerable tamaño, varios de ellos descubiertos después de 1959. Esta mineralización, como indica el nombre del modelo, se asocia genéticamente con el volcanismo (submarino) y se hospeda en rocas volcánicas y volcanoclásticas, preferentemente de composición medio - félsica o medio - máfica, con tendencia a formar grupos de depósitos. Así, los depósitos más importan-

tes en cuanto a la magnitud de los recursos y la calidad de la materia prima se agrupan en los distritos minerales Guisa - Los Negros (provincia de Granma) y Cristo - Ponupo - Los Chivos (provincia de Santiago de Cuba). En el primero se destacan los depósitos Charco Redondo, Casualidad, Bueycito y Lucía. En el segundo se encuentran El Quinto, Ponupo, Sultana, Balcanes, Barrancas (figura 95), La Margarita (figura 96) y Los Chivos. En general, a pesar del considerable volumen de menas manganíferas extraídas antes de 1959, particularmente durante la Primera y la Segunda Guerra Mundial, los recursos de mena de Mn disponibles en la región oriental de Cuba siguen siendo considerables.

El alto grado de estudio alcanzado por estos depósitos en Cuba antes de 1959 (Hayes *et al.*, 1901; y Burchard, 1920; Park, 1944; Simons y Straczek, 1958) hizo que se utilizaran durante muchos años como referencia mundial de su tipo (Mosier y Page, 1988). Entre 1959 y 1995 se realizaron numerosos nuevos trabajos, apareciendo en los últimos 20 años varias contribuciones (Cazañas *et al.*, 1998; Cazañas, 2000 y Cazañas *et al.*, 2008). La extracción de mineral se hizo



**Figura 94.** Mena calcopirítica en vetas de cuarzo del stockwork del yacimiento el Cobre. La imagen corresponde a una muestra procedente del sector Gitanilla, en la parte oriental del yacimiento.

predominantemente a cielo abierto, en canteras. La explotación más costosa de estos depósitos, al tenerse que pasar a la minería subterránea, unido a la baja de los precios del Mn en el mercado internacional, provocó el cierre de todas las minas entre 1965 y 1982.

Los depósitos de Mn se presentan en forma de cuerpos estratiformes de óxidos de Mn, que encajan en diversos niveles litoestratigráficos de la secuencia volcanógeno - sedimentaria aunque en ocasiones pueden aparecer formando vetas cortantes a la secuencia encajante (figura 97).

Los depósitos estratiformes presentan zonación vertical, con una secuencia típica que de base a techo está constituida por: jaspe, cuerpos de mena masiva (esencialmente de todorokita) y niveles volcanoclásticos cementados por óxidos de Mn. Hacia la base de los cuerpos mineralizados existe una intensa alteración celadonítica, lo que indica el carácter proximal de esta mineralización con relación a los centros exhalativos. En la parte superior de los depósitos, por otro lado, puede existir alteración zeolítica y hematítica.



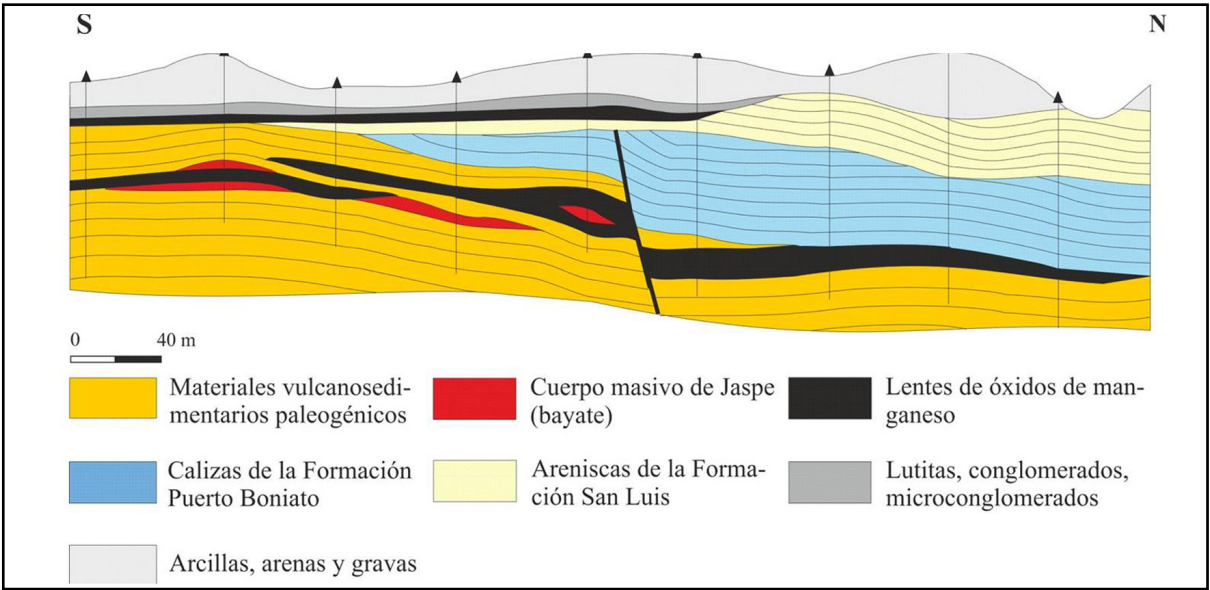


Figura 95. Perfil longitudinal del depósito de Mn Barrancas.

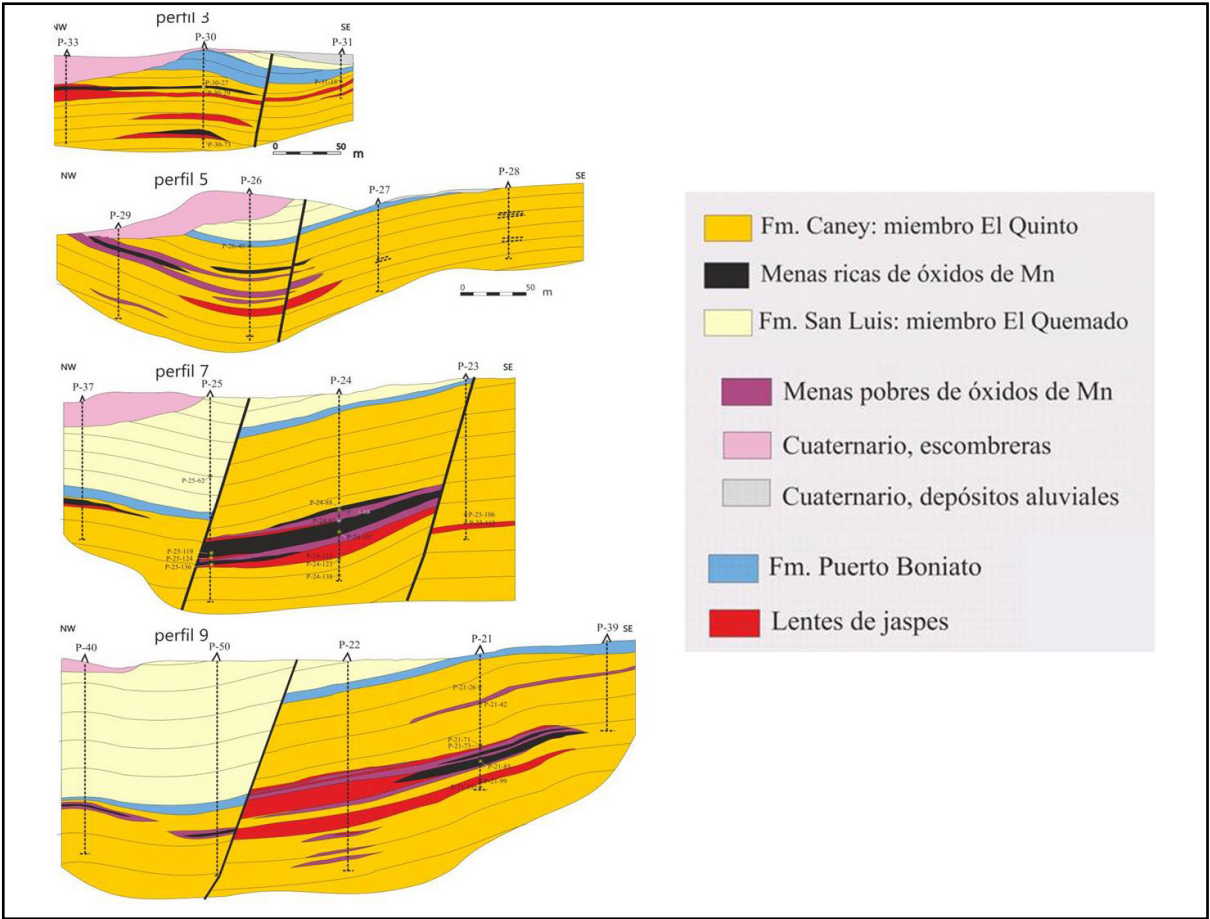


Figura 96. Conjunto de perfiles transversales del depósito de Mn La Margarita contruidos por Cazañas *et al.* (1994) a partir de la información de pozos de Cuba *et al.* (1993).



Figura 97. Veta de todorokita cortante. En la imagen puede observarse como la veta corta a la mineralización estratiforme.

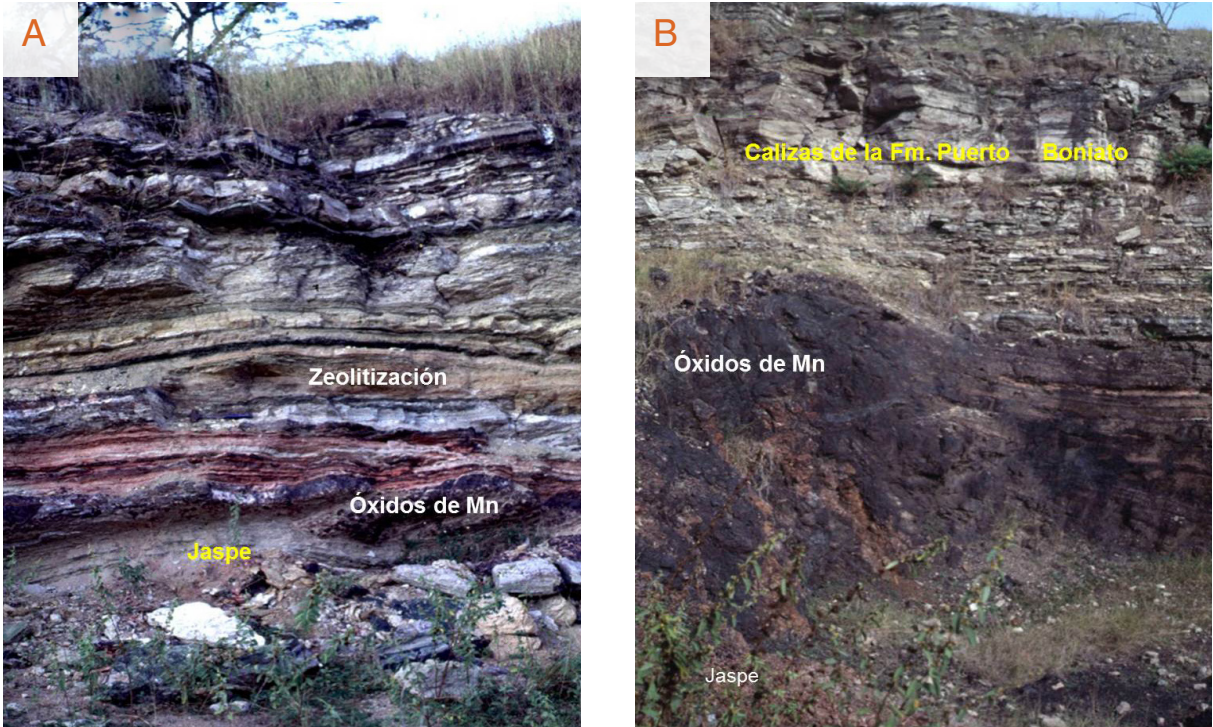


Figura 98. Vistas parciales de la cantera de Mn Los Chivos. A- Detalle de las menas pobres, de color oscuro y rojizo con menas de óxidos de Mn nodulares y diseminadas. B- Detalle de una fractura mineralizada.

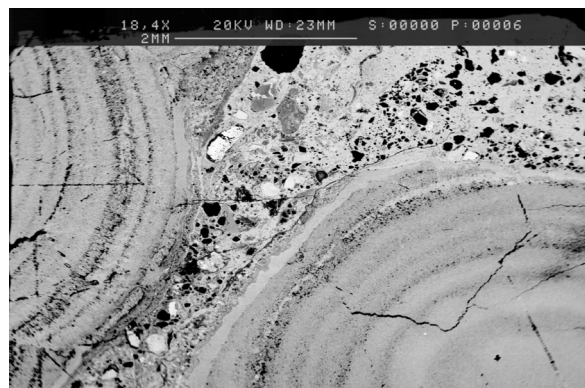


El depósito Los Chivos (figura 98) está contenido dentro de rocas volcánicas y volcánicas pertenecientes a los últimos 200 m del corte del Arco Volcánico Insular Paleogénico. Las menas se encuentran constituidas en su mayoría por todorokita (figura 99 y 100) y en menor proporción por criptomelano y hollandita rica en Sr (figura 101) y Ba. Es habitual en estas mineralizaciones que hacia la superficie se desarrolle la pirolusita, un mineral con una estructura más estable ante la meteorización.

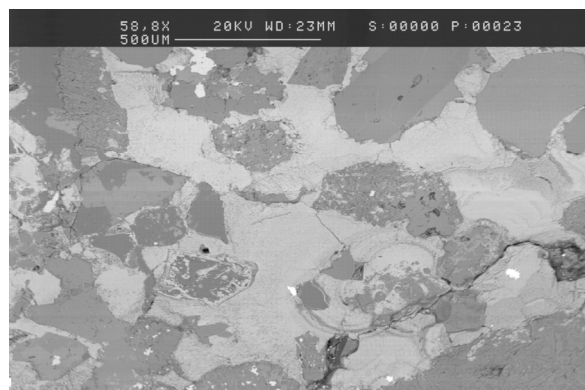
En general, la mineralización es de tipo exhalativo y se formó tanto en la parte más interna del arco volcánico insular como en la cuenca de trasarco, siempre en medio ambiente submarino. Una evidencia de ello es la presencia de restos de gusanos de tubo (figura 102), cuyo hábitat se encuentra en las inmediaciones de las chimeneas hidrotermales submarinas, los que viven en simbiosis con bacterias sulfato-reductoras, que, en ausencia de azufre, reducen el Mn. Los fluidos mineralizantes accedieron al fondo marino por fallas sinsedimentarias que controlaban la formación de subcuencas.

La literatura especializada extranjera recoge casos en los que se ha observado la asociación espacial y genética entre mineralización sulfurosa y manganífera dentro de un mismo sistema mineral volcánogénico. Un buen ejemplo de ello es el depósito Vani (Grecia), hospedado en una secuencia volcánogénica - sedimentaria calcoalcalina, acumulada en ambiente submarino somero y localmente en condiciones subaéreas, (Kiliyas *et al.*, 2007; Alfieris y Voudouris, 2005; Naden *et al.*, 2005).

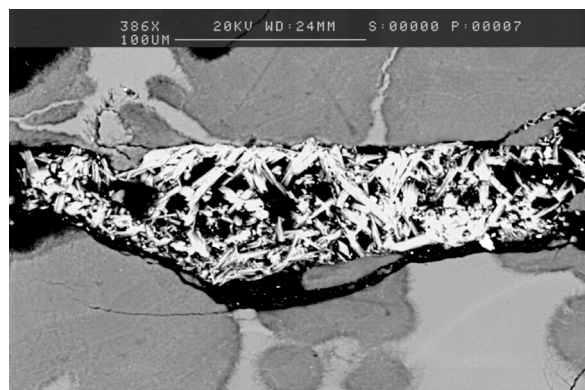
En el caso de los depósitos cubanos en el flanco E (sector Melgarejo) del conocido yacimiento del tipo VMS bimodal máfico El Cobre, aparece una zona mineralizada con óxidos de manganeso, la cual presenta un espesor total de alrededor de 4 m. Por su flanco yacente este cuerpo mineral se encuentra encajado en rocas tobáceas alteradas, con presencia de nontronita, montmorillonita y zeolitas (stellerita, chabasita y clinoptilolita) como minerales de alteración. En la base de las menas de Mn aparecen cuerpos de jaspes de espesor decimétrico, con intercalaciones delgadas de óxidos de hierro y de óxidos de manganeso. Cerca del contacto de los cuerpos de óxidos de Mn con los jaspes se desarrolla la alteración celadonítica, asociada con hematites y goethita. Los cuerpos minerales de óxidos de Mn presentan en su parte inferior textura brechosa, formada por fragmentos de rocas encajantes ce-



**Figura 99.** Todorokita botrioidal del yacimiento de Mn Los Chivos. En la imagen resultan bien visibles los anillos concéntricos que forman los botrioides que conforman la mena masiva del depósito.



**Figura 100.** Cemento botrioidal en mena de Mn del yacimiento Los Chivos. Aunque menos evidentes que en la imagen anterior, aquí puede percibirse sin problemas la presencia de anillos concéntricos parciales en el cemento.



**Figura 101.** Veta de hollandita rica en Sr cortando las menas manganíferas pobres. Depósito La Margarita.

mentados por óxidos de manganeso. Igualmente hay menas con textura nodular, compuestas por macfallita y óxidos de Fe y Mn. Más arriba, estos cuerpos pasan a estar formados por mena masiva botrioidal de óxidos de Mn, constituida por criptomelano cementado por agregados muy finos de manganita y goethita. Todo este conjunto es cortado por vetas, de unos pocos mm de espesor, de macfallita y cuarzo, interceptadas por vetas aún más tardías de calcita. Esta estructura es muy parecida a la que presentan los depósitos de manganeso más representativos del tipo tratado aquí, albergados en la parte superior del Arco Volcánico Sierra Maestra - Cresta Caimán. En este yacimiento la mineralización de Mn ocupa una posición distal con respecto a la de sulfuros, con una evidente asociación espacial, la que puede considerarse también genética, entre ambos tipos de mineralizaciones. Esto último es sugerido por la presencia de vetas de laumontita que corta a la alteración celadonítica infrayacente. Otro elemento en favor de esto es la presencia de altos contenidos de Mn en las cloritas y epidotas presentes en las vetas anhidrítico - epidóticas de la parte superior de este yacimiento. Estos contenidos anómalos, que en las epidotas es del orden del 1 %, que en ocasiones llega a superar este valor, dan testimonio del probable enriquecimiento en Mn del fluido mineralizado durante su interacción con las rocas volcánicas encajantes por las que circulaba (Cazañas, 2000). Por otra parte, en el depósito La Margari-

ta se reporta la presencia de escasos granos de calcopirita y pirita de tamaño submicroscópico, dispersos entre los cristales de celadonita. Igualmente, se reporta la presencia de contenidos anómalos de Ba, Sr y Zn. (Cazañas *et al.*, 1998).

Lo anteriormente expuesto es de particular relevancia metalogénica, pues fundamenta la posible existencia de depósitos de sulfuros masivos y/o de vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas por debajo de los tres niveles de mineralización manganífera reconocidos en el Arco Volcánico Sierra Maestra - Cresta Caimán, bien directamente debajo de los depósitos de Mn o desplazados horizontalmente respecto a ellos, cuestión ésta a la que deberá prestarse más atención en el futuro.

Las vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas, como su nombre indica, consiste en una mineralización vetítica donde los contenidos de Ag suelen superar ampliamente a los de Au. Así, por ejemplo, en veta Rey se reporta 191,6 g/t - 2897 g/t de Ag vs. 1,24 g/t de Au; hasta más de 500 ppm de Ag vs un valor máximo de 0,475 ppm de Au en la manifestación Seguridad y 20 g/t - 200 g/t de Ag vs. 0,02 g/t - 0,06 g/t de Au en la manifestación San Rafael I (Alioshin *et al.*, 1982). También se caracterizan por sus significativos contenidos de Cu (de 1 % hasta más de 10 % de Cu). En general, estos depósitos están muy poco estudiados.



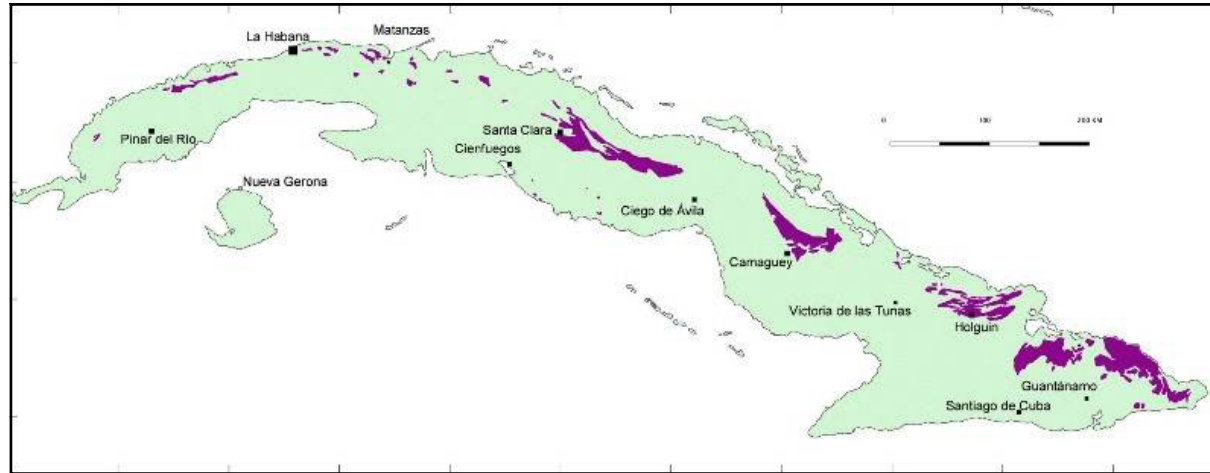
**Figura 102.** Gusanos tubuliformes en mena estratiforme masiva del yacimiento Los Chivos. En la imagen puede observarse la textura botrioidal de las menas, particularmente bien visible en el fragmento que aparece en su parte inferior.



## Metalogenia de las Secuencias Máfico - Ultramáficas

Las rocas máfico - ultramáficas son muy abundantes en Cuba, y en consecuencia, juegan un importante papel en la constitución geológica de su territorio (figura 103). Estas secuencias están formadas por rocas de la litosfera oceánica, tectónicamente emplazadas sobre los márgenes continentales o arcos de islas. En el caso cubano, las rocas ofiolíticas tienen edades entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Cobiella-Reguera, 2000, 2005).

un arco convexo hacia el Sur, con 90 km de longitud máxima y 25 km de anchura máxima. Los datos de las perforaciones indican que el cuerpo se acuña al Norte y aumenta su espesor hacia el Sur, donde, según la interpretación gravimétrica, alcanza los 5 km de espesor (Iturralde - Vinent y Thieke *et al.* 1987). Dentro de este cuerpo se observan las siguientes partes del complejo ofiolítico (Iturralde - Vinent, 2011): complejo peridotítico, gabros bandeados, diques paralelos y depósitos efusivos y sedimentarios oceánicos. Llama la atención la mención hecha por el citado autor, al describir los diques que atraviesan a las



**Figura 103.** Distribución en Cuba de los afloramientos de las secuencias máfico - ultramáficas. Aunque buena parte de estos afloramientos son secuencias ofiolíticas, existen algunos que han sido interpretadas como de cortezas infra-arco, de trasarco y arco primitivo, de posible "meseta submarina basáltica" o de tipo pluma mantélica (Kerr *et al.* 1999; Proenza *et al.*, 2006). Tomado de Iturralde - Vinent (2011).

Un aspecto destacado de estos cuerpos de rocas máfico - ultramáficas entre Mariel y Baracoa, es que, a pesar de sus intensas dislocaciones, en ellos se pueden distinguir separadamente todos los componentes de una asociación ofiolítica clásica, con predominio de las serpentinitas y gabroides, así como fragmentos correspondientes a la mélange de subducción. Sobre la edad de este complejo ofiolítico, en un cuerpo de anortositas del complejo cumulativo presentes en el macizo San Felipe (provincia de Camagüey) se obtuvo una edad K-Ar de  $160 \pm 24$  millones de años (Somin y Millán, 1981). Teniendo en cuenta su considerable margen de error, este dato sugiere una edad Jurasico - Cretácico Inferior.

Una región donde está bien preservada la asociación ofiolítica es en el Macizo Ofiolítico Camagüey, donde, en su borde septentrional, se encuentra bien desarrollada la mélange de subducción (Iturralde - Vinent, 2011). En general es

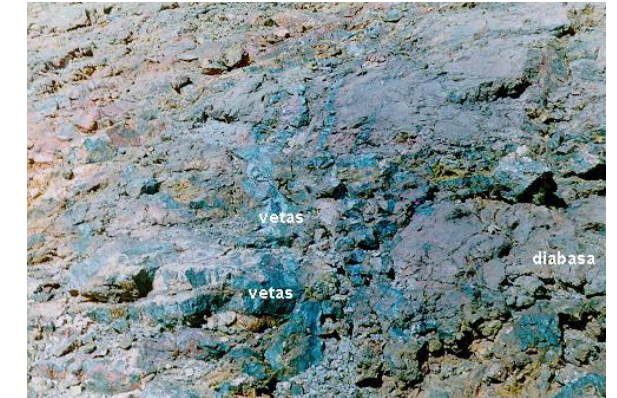
tres primeras secciones mencionadas del complejo ofiolítico, referente a la presencia de "cuerpos zonados desde anortosita hasta gabroides" lo cual se recordará más adelante, cuando se hable de los depósitos de Cu - Ni orogénico.

La metalogenia de la asociación ofiolítica mesozoica se caracteriza por la presencia de mineralización ortomagmática de cromititas ricas en Al y de cromititas ricas en Cr con EGP, pertenecientes todas al modelo Cr podiforme, de depósitos de sulfuros masivos del tipo VMS máfico - ultramáfico y Au - Ag orogénico tipo Mother Lode, el conjunto de modelos presentes se completa con los depósitos de Cu - Ni orogénico. Igualmente hay presencia de depósitos de Mn del tipo oceánico (manifestación de Mn la Ligera, municipio Bahía Honda, provincia de Artemisa).

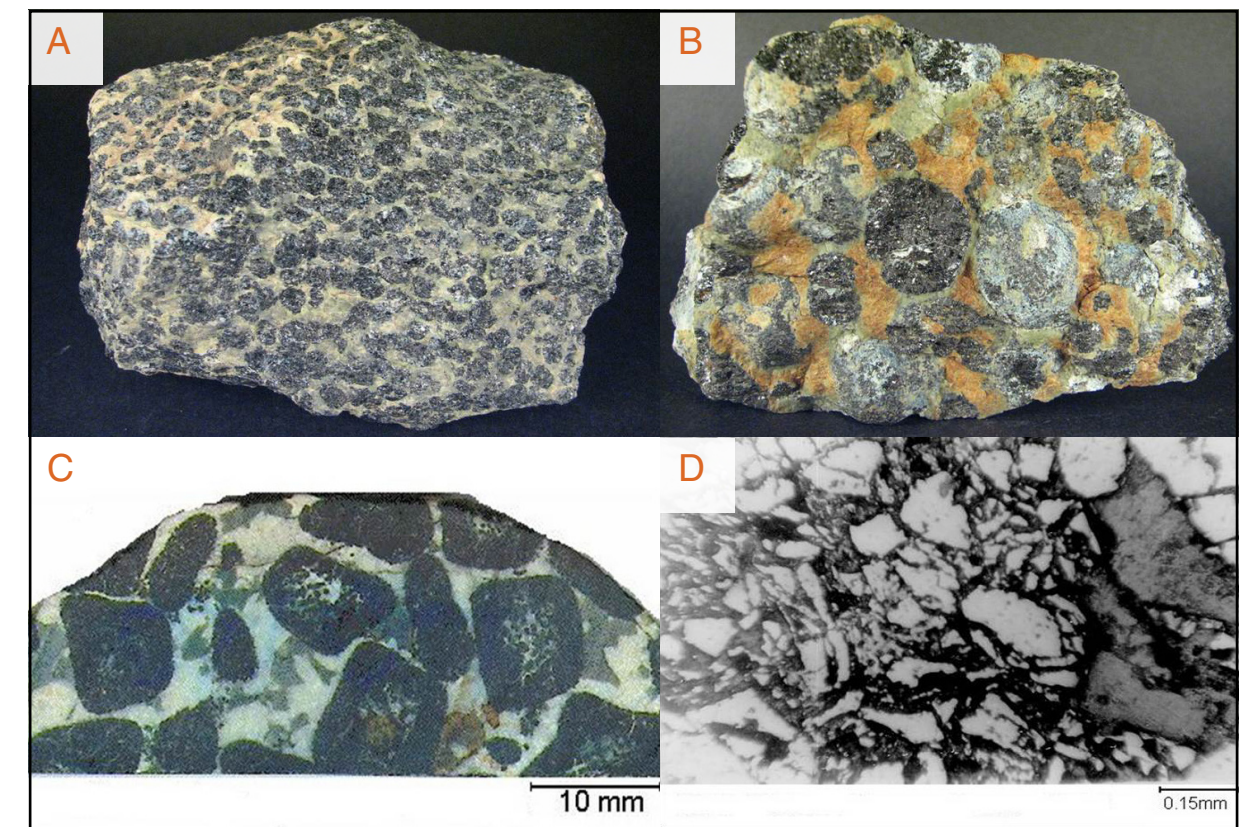
Los VMS máfico ultramáficos están presentes a todo lo largo de la asociación ofiolítica septentrional. En Júcaro y Buenavista (municipio Ba-

hía Honda, provincia Artemisa) la mineralización está relacionada con basaltos (Fm. Encrucijada), los cuales, por su firma geoquímica, son de cuenca de trasarco (back arc basin basalt, BABB). En Matanzas figuran las manifestaciones Margot y América. En el caso de Margot, las rocas encajantes corresponden a la sección cortical de una litosfera tipo MORB subducida, dada la componente de subducción que reflejan los basaltos estudiados en esta localidad (N-MORB - E-MORB). Con los basaltos ofiolíticos de la Formación Sagua La Chica, en Cuba central, se asocian las manifestaciones La Más Buena, Magüeyes, María Antonieta y Mataballos. En la provincia Camagüey, figuran el prospecto Cuba Libre (figura 104) y la manifestación Río Negro. En el NW de Holguín se tiene el prospecto Monte Rojo, del cual se habló al discutir los depósitos de Cu - Zn - Au - Ag orogénicos de la región de Holguín dentro del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos, dado el alto grado de imbricación entre ofiolitas y secuencias de arco volcánico insular en esa parte del territorio cubano. Finalmente,

depósitos de este tipo se encuentran en la parte septentrional de la provincia Guantánamo (manifestaciones El Hoyo, La Ventura I y La Olla).



**Figura 104.** Afloramiento de vetillas de malaquita en el depósito Cuba Libre, una mineralización VMS máfico ultramáfica (provincia de Camagüey).



**Figura 105.** Cromititas de Cuba. A y B: Yacimiento Caledonia (Macizo ofiolítico Mayarí, Moa - Baracoa, provincia Holguín). C: Depósito Gillermina y D: Yacimiento Victoria I - II (Macizo ofiolítico San Felipe, provincia Camagüey). En A, B y C se observa la cromita nodular, mientras en D la cromita (en color gris claro) aparece muy cataclastizada.



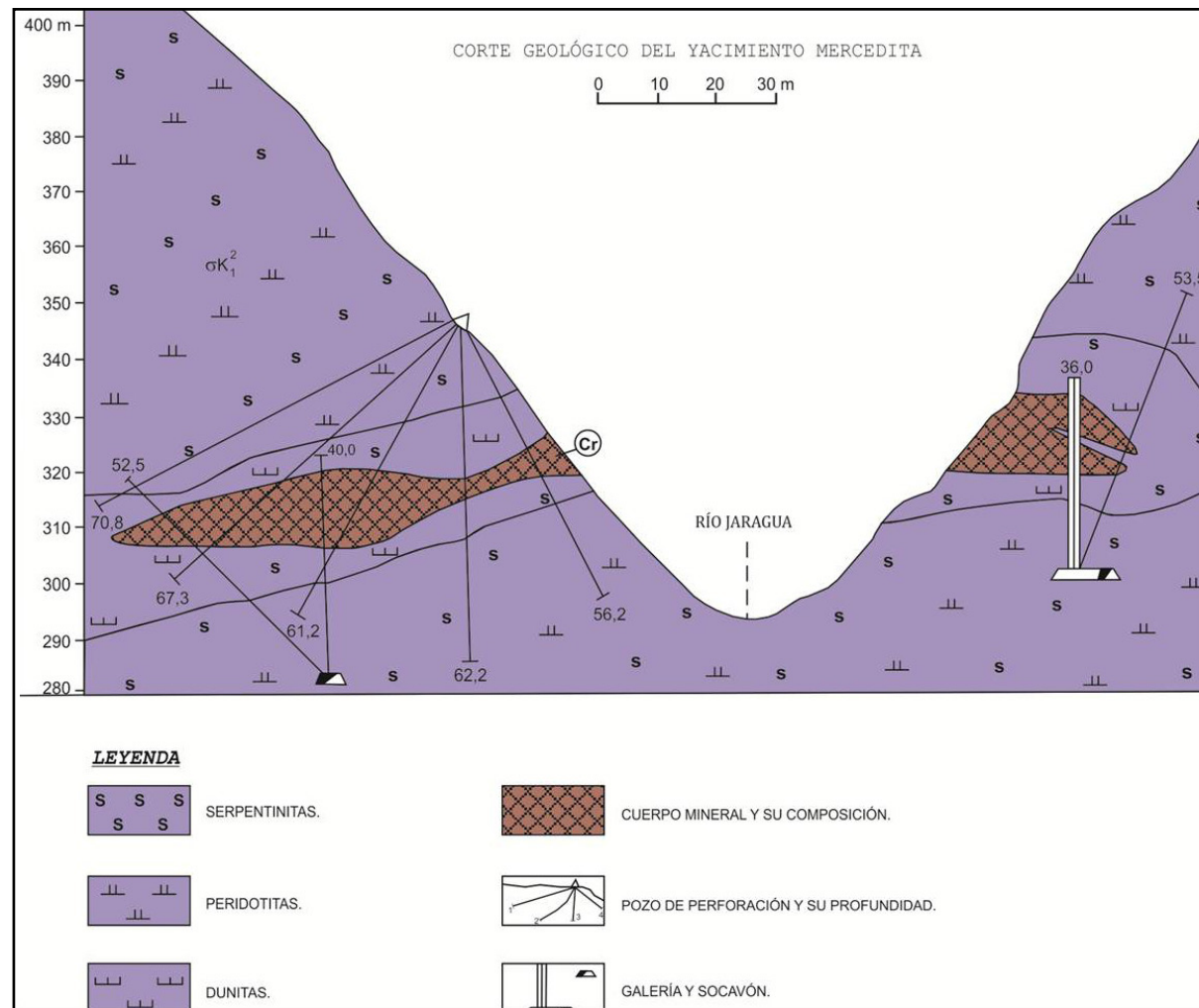


Figura 106. Perfil del yacimiento de cromititas podiformes Merceditas. Como puede apreciarse, la parte central del cuerpo mineral fue erosionado por el río Jaragua al excavar su cauce. Tomado de Lavandero *et al.*, 1988

Los depósitos de cromita podiforme (figura 105), como Merceditas, Casimba, Cayo Guam, Mamina, Ferrolana, Camagüey I - II y Victoria I - II, están asociados tanto a tectonitas harzburgíticas como a la zona de transición manto - corteza. Tienen forma predominantemente tabular y lenticular. Son de tamaño variable y poseen un amplio rango de composición química, que va desde cromititas ricas en Cr (tipo metalúrgico) a cromititas ricas en Al (tipo refractario). Los principales depósitos de cromititas en Cuba se ubican en los macizos ofiolíticos Mayarí, Moa - Baracoa y Camagüey. En el segundo de los macizos mencionados se localiza el depósito de cromititas podiforme más grande de Cuba y del continente americano (Merceditas, figura 106), con recursos superiores a 5 millones de toneladas (Proenza, 1998). Por otra parte, en el tercero de los macizos mencionados hay más de 300 depósitos y manifestaciones de cromititas. Entre ellos

el prospecto Camagüey I - II es el más grande de todos los presentes (figura 107).

En los últimos 15 años, se ha estudiado la mineralogía de los elementos del grupo del platino (EGP) en cromititas de los macizos Mayarí y Moa-Baracoa, así como en el NW de la provincia Matanzas (figura 108). Los resultados obtenidos muestran que solo las cromititas ricas en Cr están enriquecidas en minerales del grupo del platino, mientras las cromititas ricas en Al no los contienen. De acuerdo con las texturas observadas y a su composición, todos los minerales del grupo del platino encontrados son de origen magmático, formados durante la cristalización de la cromita. Las mayores concentraciones de EGP, al igual que de sus minerales, parecen también asociarse a las cromititas de alto Cr. Igualmente con las cromititas de alto Cr se asocian contenidos elevados de Au, reportándose

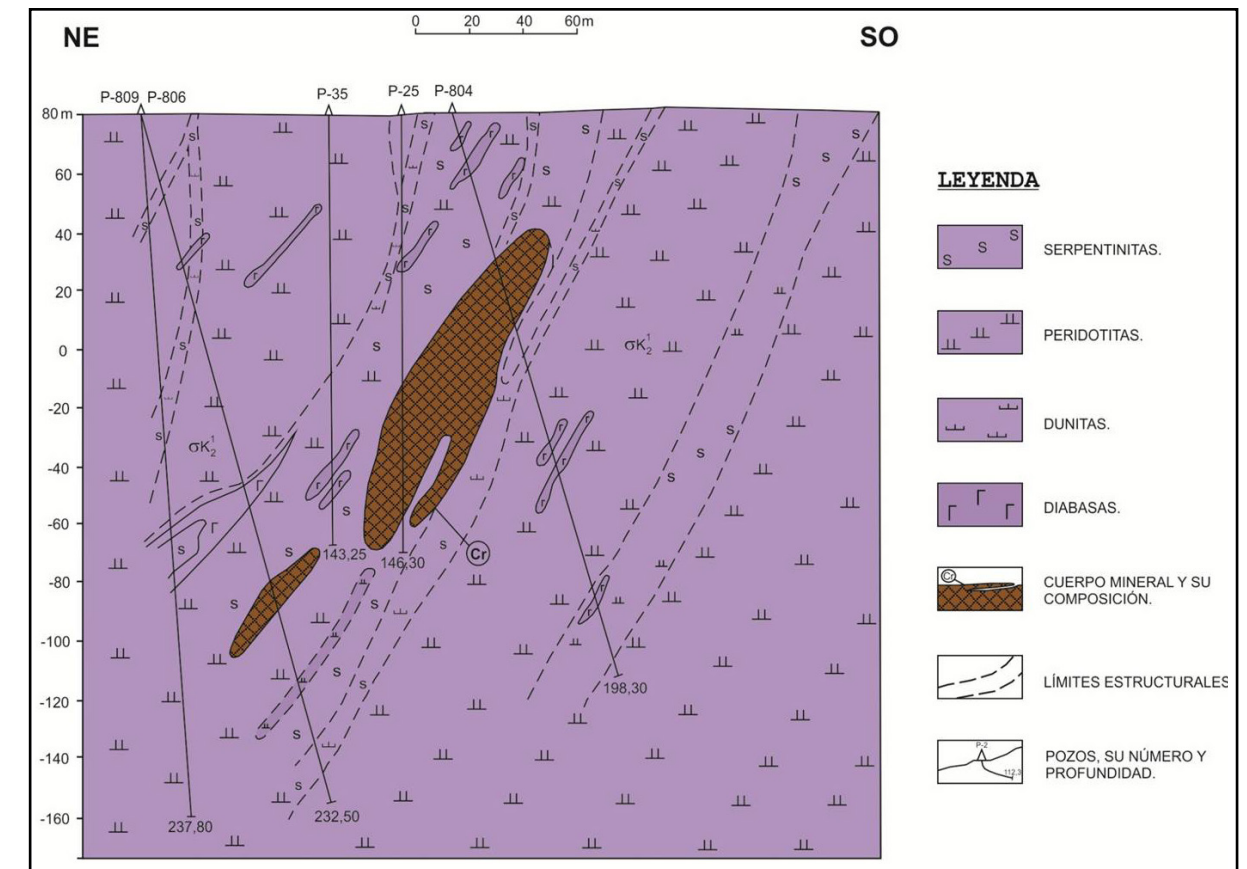


Figura 107. Perfil del cuerpo mineral de Cr podiforme Camagüey II

en ellas de 0,5 g/t a 5,1 g/t de Au, con hasta 1,5 g/t de Ag.

Los depósitos de Au orogénico tipo Mother Lode están también ampliamente representados en la asociación ofiolítica septentrional de Cuba central, donde, a diferencia de la región de Holguín, parecen estar confinados dentro de las secuencias máfico - ultramáficas. Desde el punto de vista tectónico estos depósitos se ubican en zonas de colisión, caracterizadas por un intenso brechamiento, hacia donde pudieron ser canalizados grandes volúmenes de fluidos ricos en  $\text{CO}_2$ , produciendo la carbonatización de las rocas ultramáficas. Otro elemento importante a considerar es que relacionados con estos depósitos aparece también un magmatismo medio - ácido. Así, se han descrito cuerpos de pórfidos tonalíticos en Meloneras, pórfidos gabroicos rodngitizados en Descanso y en la franja Oropeza-Meloneras. En estos pórfidos plutónicos, que cortan a las serpentinitas en la provincia Villa Clara (Rojas-Agramonte *et al.*, 2010; ver también Rojas-Agramonte *et al.*, 2006), se han reportado edades entre 86 y 72 millones de años (Santoniano - Maestrichtiano). La presencia de scheeli-

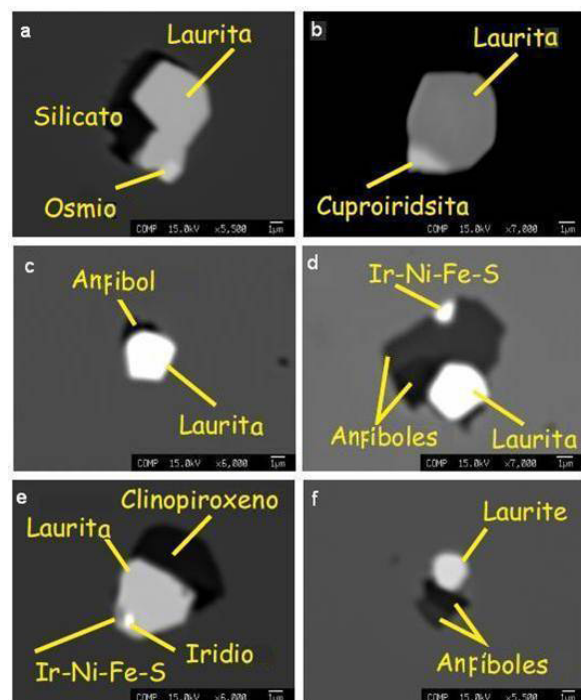
ta en Meloneras, por su parte, sugiere un rango mesotermal para la formación de estos depósitos, así como una fuente magmática de metales y S.

En Descanso (figura 109) y Meloneras, los granos de oro presentan tonos de color cobrizo, y se identifica la presencia de aurocuprita. Ambos rellenan micro grietas o aparecen en los bordes, con contactos irregulares, de la arsenopirita. En mucho menor grado también aparecen asociados con galena y tenantita (López - Kramer, 1988).

Es de notar que los depósitos de Au orogénico conocidos hasta ahora en la región central de Cuba son muy pequeños, su potencial, de acuerdo con los datos disponibles, es muy inferior al de los depósitos de este mismo tipo presentes en la región de Holguín, ya discutidos anteriormente.

Los depósitos de sulfuros de Cu - Ni ubicados en las secuencias ofiolíticas de Cuba Occidental (figura 110) se caracterizan por presentar carbonatización, serpentización y cloritización. En el





**Figura 108.** Imágenes de retrodispersión (SEM-BS) de minerales del grupo del platino y silicatos asociados, identificados como inclusiones en granos de cromita: a) grano euhédrico de laurita; b) grano subhédrico de laurita asociado a cuproiridsita; c) grano subhédrico de laurita asociado a inclusión de anfíbol en grano de cromita; d) Inclusión compósita de laurita, fase indeterminada de sulfuro asociados y anfíboles; e) Inclusión compósita de laurita, iridio, fase indeterminada de sulfuro y clinopiroxeno; f) grano subhédrico de laurita asociado a inclusión de anfíbol en un grano de cromita. Imágenes a, b, c: depósito Tetás de Camarioca; Imágenes d, e, f: epósito Canasí (ambos del NW de la provincia Matanzas).

caso de la manifestación Salomón (0,5 % - 7,0 % de Cu; 0,15 % - 0,66 % de Ni, 0,02 % - 0,19 % de Co, 0,15 g/t - 1,0 g/t de Au y 6 g/t - 82,4 g/t de Ag), la composición mineralógica, así como las texturas de las rocas hospedadas y encajantes indican que la mineralización se ubica en la zona de transición manto - corteza oceánica y que ha sufrido —conjuntamente con ellas— diversas deformaciones postmagmáticas.

Así, la textura de las menas, inicialmente masiva, muestra huellas de deformaciones frágiles por brechamiento y cataclasis. Por su parte, las serpentinitas hospedadas de la mineralización conservan huellas de deformación dúctil (estructuras de tipo kink band y extinción ondulante en piroxenos y bastita). Al mismo tiempo, presentan texturas postmagmáticas tales como cataclás-

ticas, brechosas y miloníticas. Las primeras fueron producto de su formación en condiciones dúctiles mantélicas; las segundas aparecieron como resultado de su recrystalización en estado frágil, lo cual sugiere que la mineralización fue sometida, conjuntamente con la roca encajante, a reajustes geodinámicos, probablemente durante varios eventos tectónicos. Igualmente, la presencia de tremolita en las serpentinitas ultramáficas evidencia un metamorfismo de bajo grado, al que fue sometida la peridotita mantélica primaria. De este modo, puede hablarse de una mineralización de Cu - Ni primariamente magmática, que posteriormente sufrió removilización bajo la acción de fluidos mesotermales en condiciones de colisión arco volcánico insular - margen continental distensivo. En consecuencia esta mineralización presenta un claro control tectónico, con la presencia de las ya mencionadas texturas brechosas y cataclásticas en las menas.

En el macizo metamórfico Sierra del Purial (provincia de Guantánamo) se localizan también algunos depósitos de sulfuros de Cu - Ni, los que aquí están emplazados dentro de mélanges de cabalgamiento, de yacencia suave, compuestas por serpentinitas (derivadas de la serpentinización de peridotitas y piroxenitas), gabro-dioritas, dioritas y dioritas cuarcíferas. Por ello, aunque estos mélanges se encuentran encajados dentro de secuencias metamorizadas de arco volcánico insular, son tratados aquí como parte de la metalogénia de las secuencias ofiolíticas y no en la parte dedicada a la propia de las secuencias volcánicas de arcos de islas de Cuba oriental.

El carácter frío, es decir, tectónico, de la yacencia de las dioritas y serpentinitas es demostrado por los siguientes hechos (Mashurian *et al.*, 1987):

- Presencia de esquistosidad incipiente en los contactos (yacente y colgante) de los cuerpos de serpentinitas y ultramafitas serpentinizadas presentes en la zona de mélange, así como la formación de talco en ellos.
- Existencia de esquistosidad incipiente en el agrietamiento premineral en la masa diorítica como resultado de su agrupamiento denso y orientación, reflejo de los esfuerzos tectónicos experimentados.
- Presencia en las dioritas de grietas rellenas de serpentinita talcosa, de esquistos metamórficos y de talco.
- Ausencia de alteraciones magmáticas en los contactos diorita - serpentinita.



**Figura 109.** Laboreos mineros subterráneos de la mina Descanso, excavada en serpentinitas apoharzburgíticas y piroxeníticas, con 9 galerías distribuidas en 5 niveles, situadas entre la superficie y los 103 m de profundidad. Los laboreos siguen la zona mineralizada, formada por vetillas cuarzo-carbonatadas, ubicadas dentro de una zona de falla de 0,1 m a 5 m de ancho. Su contenido de Au es muy variable, desde 1 g/t a más de 1863 g/t, con hasta 60 g/t de Ag. Hay diques de granodiorita de 0,3 m a 1 m de espesor.

- También existen grietas postminerales, las cuales están cerradas u ocupadas por milonitas o brechas de rocas encajantes; en ocasiones aparecen minerales secundarios redepositados (malaquita, azurita y crisocola).

Asimismo, la presencia de granos aplastados de pirita en las serpentinitas atestiguan la acción de considerables esfuerzos sobre ellas.

Esta mineralización sulfurosa de Cu - Ni es representada aquí por las manifestaciones Elección y La Cruzada, las que muestran una mineralogía de mena compuesta por calcopirita como mineral principal, acompañado por pirita, pirrotita, esfalerita, bornita, calcosina, covelina, millerita y cobaltina. En las menas oxidadas aparece malaquita, azurita, crisocola, limonita, hematites y oro nativo. Los minerales de ganga son cuarzo, clorita, calcita y epidota. Para Elec-

ción se reporta 0,03 % - 5 % de Cu, 0,1 % - 0,8 % de Ni y 0,05 % - 0,1 % de Co en las menas primarias, con 0,6 g/t - 8 g/t de Au y 10 g/t - 85 g/t de Ag en las menas oxidadas (Mashurian *et al.*, 1987), en tanto para La Cruzada se reporta 0,4 % - 1 % de Cu y 0,1 % - 0,2 % de Ni (Nikolaev *et al.*, 1981; Popov *et al.*, 1984; Mashurian *et al.*, 1985).

La composición litológica de los mélanges que albergan estos depósitos de Cu - Ni (serpentinitas derivadas de peridotitas y piroxenitas, gabro-dioritas, dioritas y dioritas cuarcíferas) es similar a la descrita como hospedera de la mineralización de Cu - Ni orogénico en la literatura (peridotita, dunita, gabro y dioritas (Manor *et al.*, 2014; Han *et al.*, 2013; Peng *et al.*, 2013). La mineralogía de mena descrita (minerales principales: pirita y calcopirita. Subordinados: pirrotita, pentlandita, millerita, cobaltina. Raros:





**Figura 110.** Escombra de la antigua mina Salomón, explotada a finales del siglo XVI e inicio del XVII. Es un pequeño depósito con un gossan, subyacente por una zona de enriquecimiento secundario, donde el contenido de Cu llega hasta el 7 %. Más abajo aparecen las menas primarias, con 0,5 % a 2 % de Cu, 0,15 % - 0,66 % de Ni, 0,02 % a 0,19 % de Co y 0,15 g/t - 1,0 g/t de Au.

cubanita, cromita, cromo-magnetita, esfalerita, galena troilita, magnetita, argento-pentlandita, mackinawita, gersdorfit, niquelina, hessita, altaíta y bornita) y de ganga guardan igualmente bastante semejanza. Esto, unido a la presencia del ambiente orogénico, la forma tabular de las zonas mineralizadas, la fuerte concentración de Au y Ag en las menas oxidadas en relación con las primarias, la asociación de componentes útiles (Cu - Ni con Co), la similitud en la firma geoquímica y la presencia del control estructural (y magmático), permiten postular la pertenencia de estos depósitos, así como los presentes en las provincias de Mayabeque y Matanzas, como pertenecientes al tipo Cu - Ni orogénico, aunque resulta necesario profundizar, particularmente en los ejemplos de Cuba Oriental (Elección y La Cruzada) en el estudio petrológico y geoquímico de las rocas hospedadas y asociadas. Los autores arriba citados exponen que este tipo de mineralización aparece en las zonas de colisión vinculada espacial y genéticamente a pequeños cuerpos ultramáficos zonados o estratificados,

de naturaleza ofiolítica, presentes dentro de macizos ofiolíticos de dimensiones generalmente grandes (con áreas de miles de kilómetros cuadrados a decenas de miles de kilómetros cuadrados). Aquí resulta oportuno recordar la mención realizada por Iturralde - Vinent (2011) a la presencia en el Macizo Ofiolítico San Felipe (provincia Camagüey) de "cuerpos zonados desde anortosita hasta gabroides", pues esto sugiere la posible existencia de tales cuerpos dentro de los principales macizos ofiolíticos de Cuba (Camagüey, Mayarí y Moa - Baracoa).

## Metalogenia Asociada a la Cubierta

### Depósitos superficiales o supergénicos

Este ambiente, también conocido como neoautóctono o de cuencas intraplacas, es de gran importancia metalogénica para Cuba, pues con él se relacionan los conocidos yacimientos lateríticos de Fe - Ni - Co, que constituyen la principal riqueza mineral del país.

Como es conocido, el archipiélago cubano, junto con Las Bahamas y las demás islas de Las Antillas Mayores, se ubica en una zona climática tropical, lo que condicionó el desarrollo de importantes cortezas de meteorización, engrosadas principalmente a partir del Mioceno Superior - Plioceno y durante el Cuaternario, debido a la estabilidad tectónica y a las favorables condiciones climáticas tropicales húmedas (22 °C - 32 °C de temperatura media, 300 kcal/cm<sup>2</sup> - 500 kcal/cm<sup>2</sup> de irradiación solar media; 1000 mm/cm<sup>2</sup> - 3300 mm/cm<sup>2</sup> anuales de precipitación) existentes durante la mayor parte de ese tiempo en Cuba, particularmente en su región oriental.

Otros factores favorables, además de la radiación solar y la pluviosidad, condicionaron la formación de gruesas cortezas de meteorización de Cuba, a saber: a) tendencia a la elevación del territorio nacional, como consecuencia de la orogenia y la neotectónica, lo que generó terrenos elevados y una base erosional regional y local favorables al drenaje de las aguas, propiciando coeficientes de infiltración subterránea de hasta 10 l/seg-km<sup>2</sup> - 25 l/seg-km<sup>2</sup>; b) existencia de abundantes y extensas áreas de rocas ígneas metalíferas (corteza oceánica) aflorantes, de fácil descomposición en condiciones de intemperie; c) desarrollo de exuberante vegetación arbórea y sub-arbórea de selva tropical, que contribuyó tanto a la formación de las cortezas como a su conservación al evitar la erosión.

Como consecuencia de los procesos de meteorización sobre diferentes tipos de rocas, se formaron cortezas de meteorización lateríticas (ferruginosas) y bauxíticas (alumínicas) sobre ofiolitas y mafitas, así como "sombreros de hierro" (gossans) sobre mineralizaciones sulfurosas preexistentes. Estos depósitos supergénicos albergan importantes recursos minerales metálicos (Fe, Ni, Co, Al, Mn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag y otros). Las lateritas han constituido el principal recurso mineral de Cuba por más de 65 años, y sobre ellas se asienta la más importante indus-

tria minero-metalúrgica (la del níquel y cobalto) del país. Los sombreros de hierro han sido parcialmente explotados, principalmente para la extracción de Au y Ag, en tanto las cortezas bauxíticas permanecen sin explotar.

### Lateritas. Depósitos supergénicos de Fe-Ni-Co

Las lateritas cubren en Cuba el 25 % - 30 % de la superficie aflorada de los macizos máfico - ultramáficos, con un espesor promedio de 10 m. Se caracterizan por una estructura litológica zonal vertical (que en Cuba suman seis zonas (figura 111 y 112), independientemente de la altimetría del terreno, con variaciones en sentido horizontal y la omisión regular de alguna(s) de las zonas litológicas lateríticas o saprolíticas. Esto está condicionado por el marco genético local: pendiente del terreno y microclima principalmente, así como por la composición mineral y características petrográficas del protolito o roca madre. Aunque estos depósitos son del Neógeno - Cuaternario, no se descarta la posible formación de acumulaciones más antiguas, las cuales,



**Figura 111.** Perfil laterítico de meteorización de Pinares de Mayarí. Nótese la transición de la corteza laterítica sin saprolita a las rocas madres.

en sin embargo, no se conservaron posteriormente.

La zonalidad litológica vertical creada y su variación crean en las lateritas un fuerte control mineral y geoquímico, que dan lugar a diferentes tipos de perfiles litológicos (ochos tipos en Cuba), entre los que se distinguen los lateríticos, los saprolíticos y los laterítico-saprolíticos. La continuidad espacial de determinados tipos de estos perfiles y su predominio, condicionan la existencia en el país de dos tipos (modelos) principales de depósitos minerales supergénicos: Fe



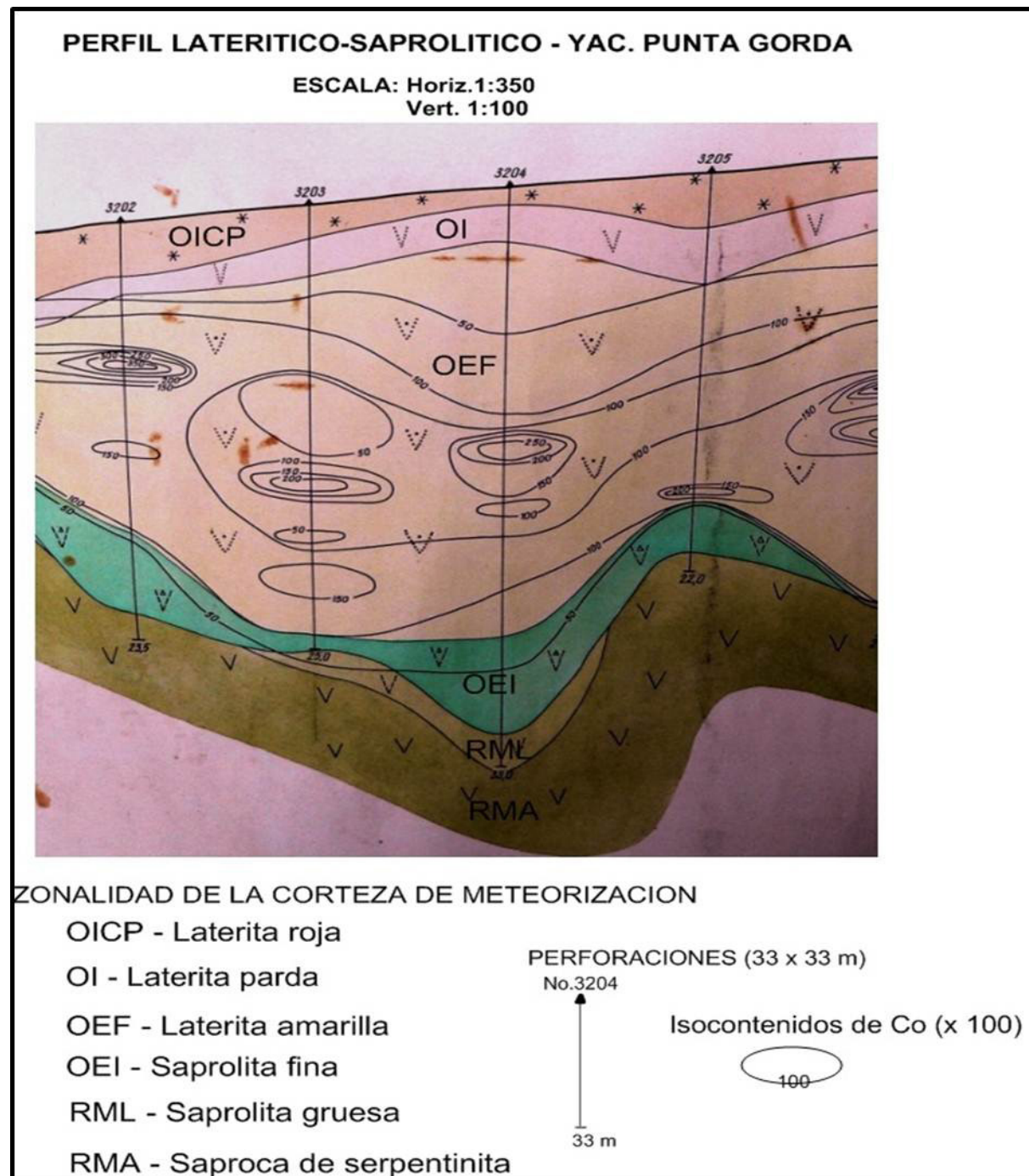


Figura. 112. Perfil laterítico-saprolítico - serpentínico en el yacimiento Punta Gorda (Moa).

- Ni - Co laterítico y Fe - Ni - Co laterítico-saprolítico, los que albergan prácticamente la totalidad de los recursos de Fe, Ni y Co de las cortezas de intemperismo de rocas ultramáficas de Cuba. Su génesis es esencialmente eluvial y se localizan a distintas altimetrías del terreno. Estos dos modelos constituyen depósitos supergénicos típicos, en los que se manifiestan las regularidades acumulativas y migracionales, inherentes a la meteorización, de los elementos químicos

que componen las rocas madres. En estos depósitos, los elementos químicos acumulativos en ambiente supergénico (Fe, Ni, Co, Al, Cr, Mn, Ti, EGP, ETR, Sc y otros) producen concentraciones metalíferas industriales y potencialmente industriales.

La propagación y significación geólogo-económica de estos tipos de depósitos, en el caso de Cuba, es tal que el tipo laterítico aportó el 40 %

del total de los recursos minerales económicos de Fe - Ni - Co del país, con 45,16 % - 46,45 % de Fe, 1,04 % - 1,22 % de Ni y 0,117 % - 0,141 % de Co; mientras el tipo laterítico-saprolítico (figura 112) aportó el 60 % de los recursos, con tenores de 36,77 % - 38,66 % de Fe, 1,20 % - 1,27 % de Ni y 0,093 % - 0,110 % de Co. Éste último es el principal y más difundido tipo de depósito supergénico de Fe - Ni - Co en Cuba. La parte laterítica del perfil se compone mayormente de goethita (65 % - 77 %) que a su vez concentra entre el 73 y 96 % del Ni; la parte saprolítica en los depósitos laterítico-saprolíticos serpentínicos está mayormente compuesta por serpentinas supergénicas (22 % - 65 %), que junto con esmectitas (12 % - 35 %) contienen entre el 82 y el 85 % del Ni en esta parte del corte. Por último, en los depósitos laterítico-saprolíticos arcillosos, son las esmectitas (nontronita y montmorillonita) las que aportan la mayor cantidad de Ni (40 % - 60 %) en la parte saprolítica del corte, mientras que las serpentinas aportan la menor parte (14 % - 44 %). En todos los casos el Co se asocia mayormente con los minerales de manganeso (principalmente asbolana, con minoritaria litioforita) hasta en un 80 % - 90 %.

#### Depósitos supergénicos de Fe.

Estos depósitos se forman por intemperismo de las rocas ultramáficas. En Cuba, las rocas intemperizadas son principalmente harzburgitas

y minoritariamente lherzolitas, wehrlitas y dunitas. También se forman por la meteorización de los depósitos de sulfuros masivos de los tipos VMS, SEDEX y MVT subtipo Irish. En otros países también se forma sobre skarns magnetíticos y depósitos de siderita. Estos depósitos son conocidos en Cuba, Guinea, Las Filipinas, Rusia, Guyana, Surinam, La India y otros países con climas o paleoclimas tropicales y subtropicales.

Los gossan (conocidos en Cuba como "sombrosos de hierro") son depósitos supergénicos con diferentes asociaciones minerales de síntesis química, surgidos bajo las fluctuaciones de las condiciones de oxidación-reducción y la percolación o ascenso capilar de las soluciones por fracturas y zonas de mayor permeabilidad en los depósitos de menas sulfurosas de diferentes génesis y ambientes geotectónicos. Los gossan limonítico-hematíticos sobre depósitos de sulfuros, han sido poco o no explotados para la obtención de hierro. Su interés se centra principalmente en la extracción de los metales preciosos (Au y Ag), que con frecuencia aparecen en ellos. Teniendo en cuenta que en la mayoría de los casos existen menas sulfurosas primarias en profundidad, estas menas supergénicas fueron consideradas partes oxidadas de los correspondientes depósitos de sulfuros (figura 113). Por esta razón, los gossans no suelen aparecer representados de modo independiente en el mapa metalogénico.



Figura 113. Vista del gossan de Au-Ag explotado del yacimiento Castellano.



Los gossan presentan una zonación mineralógica vertical, compuesta (de arriba-abajo) por las zonas siguientes:

- Gossan de goethita, lepidocrosita, hematites y jarosita, con la concentración en su zona profunda del oro y la plata como elementos nativos, situada por encima del nivel freático.
- Zona de oxidación, típicamente con cuprita, azurita, malaquita y atacamita.
- Zona de cementación, típicamente con calcosina y covelina.
- Zona primaria de minerales no-meteorizados (pirita, calcopirita y otros).



**Figura 114.** Gossans del Oeste de la provincia Pinar del Río. A: mena limonítica masiva del depósito Brooklyn. B: mena limonítica de la manifestación Loma Colorada, ambos en el municipio Mantua. En ambos casos, el gossan formado es el resultado de la oxidación de mineralización sulfurosa de Cu - Co  $\pm$  Au, Ag del tipo VMS silicoclástico máfico.

Las tres últimas zonas se sitúan por debajo del nivel freático.

Los principales gossan de Cuba, acorde a los ambientes geotectónicos en que se desarrollaron y los depósitos primarios que les dieron origen, se distribuyen como sigue:

**Unidad Tectono Estructural Guaniguanico,** gossan sobre yacimientos tipo SEDEX y VMS silicoclástico - máfico. Se ubican en dos secuencias:

- Silicoclásticas y silicoclástico-carbonatadas con depósitos polimetálicos, pirítico- polimetálicos con barita, barito-polimetálicos y baríticos (ejemplos: Santa Lucía, Castellano, Loma de Hierro). Con frecuencia estos depósitos presentan contenidos industriales de Au y Ag y pueden presentar espesores considerables y volúmenes de mena de cierta importancia (figuras

114 y 115). El yacimiento Castellano, por ejemplo, tiene en sus menas oxidadas 1,76 g/t de Au y 20,69 g/t de Ag, las que fueron objeto de explotación entre los años 1993 y 2000.

- Silicoclástico-carbonatadas con magmatismo subordinado en diferentes grados, con depósitos piríticos cupro-cobaltíferos (ejemplos: Hierro Mantua, Unión - Juan Manuel). A semejanza de los anteriores suelen contener concentraciones interesantes de Au. Así, por ejemplo, en las menas oxidadas de Unión - Juan Manuel hay de 0,1 a 0,8 g/t de Au.



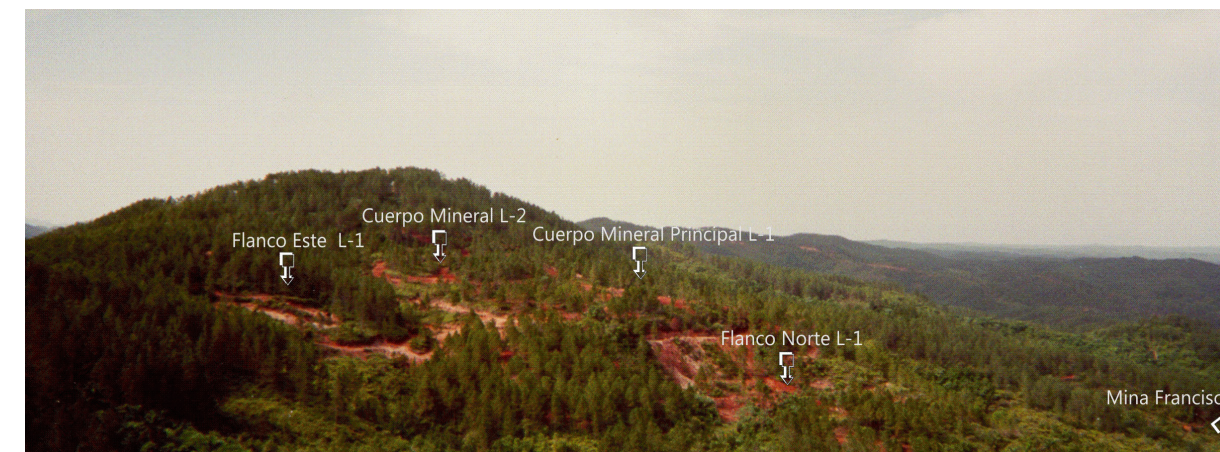
**Figura 115.** Goethita arriñonada e iridiscente procedente de las menas oxidadas masivas del depósito Brooklyn, municipio Mantua, provincia Pinar del Río.

**Terreno Guamuhaya, gossan sobre depósitos tipo MVT subtipo Irish.** Se presentan en secuencias sedimentarias carbonatadas regionalmente metamorizadas (ejemplos: Carlota, Guachinango, Victoria y Las Moscas). Estos depósitos generalmente poseen bajos contenidos de Au y Ag, pero en algunos de ellos se han hallado concentraciones de interés de estos metales, como en el caso de las manifestaciones La Luisa, Manacal y Limones Rojos, por solo mencionar algunas.

**Terreno Pinos, gossan sobre depósitos de Au orogénico hospedado en secuencias silicoclásticas.** Han sido evaluados gossans con contenidos interesantes de Au. Los más importantes son los desarrollados sobre el yacimiento de Au - Sb Delita y la manifestación Aeropuerto.



**Figura 116.** Vista panorámica del gossan del depósito de Cu - Zn - Ag  $\pm$  Au VMS bimodal máfico San Fernando, que presenta una franja de 400 m de largo por 75 m de ancho, con contenidos entre 0,1 g/t y 3,99 g/t de Au.



**Figura 117.** Vista panorámica del gossan argentífero del depósito Loma de Hierro. La imagen de la elevación muestra claramente el origen de su nombre y el del depósito. Entre los minerales de plata presentes, predominan los haluros (clorargirita y yodargirita) y en menor medida los sulfuros (argentita, acantita) acompañados por abundantes óxidos e hidróxidos de Fe. El contenido medio de Ag en la mena oxidada es cercano a los 200 g/t. En la imagen aparecen marcadas las ubicaciones de los diferentes cuerpos minerales que componen el depósito. En el extremo inferior derecho se muestra la ubicación de la antigua mina subterránea Francisco, productora de menas de Cu calcopiríticas en varios períodos entre 1918 y 1965.

**Arcos volcánicos, gossan sobre depósitos tipo VMS y epitermales.** En la Zona Central se vinculan a los depósitos de sulfuros masivos hospedados en la Formación Los Pasos (figura 116), Investigaciones previas realizadas ofrecen resultados interesantes para Au en los depósitos San Fernando, Independencia, Antonio, El Sol, Loma de Chivo, San Fernando Sur, San Joaquín, Santa Rosa, La Ceiba y Minas Ricas (Tolkunov *et al.*, 1974; Cabrera, 1986; Batista-González *et al.*, 1998; Montano-Pérez *et al.*, 1998 y Gallardo *et al.*, 2002). En la zona Centro - Oriental se han evaluado los gossan desarrollados sobre los depósitos Golden Hill y Floren-

cia, así como en el distrito mineral Jobabo. En el Arco Volcánico del Paleógeno (Sierra Maestra - Caimán) es conocido el gossan sobre el yacimiento El Cobre (El Cobre - Zona Barita).

**Terreno de la asociación ofiolítica mesozoica, gossan sobre VMS máfico ultramáficos.** En el municipio Bahía Honda (provincia Artemisa) los gossan se han desarrollado sobre depósitos VMS máfico - ultramáfico en la Fm. Encrucijada ( $K_2^{ap-cp}$ ) asociados a gabros, basaltos y diabasas de la asociación ofiolítica, con concentraciones de Au próximas a 1 g/t, con valores de Ag y As marcadamente anómalos. También hay oro nati-



vo en los concentrados pesados (Marín - Lago, *et al.*, 1998).

En el mapa metalogénico solo aparece un caso clasificado como gossan: el depósito Loma de Hierro (figura 117). La razón de esta decisión es la gran escasez en él de menas sulfurosas primarias. Este depósito se compone de una corteza de intemperismo bien desarrollada que afectó tanto a las rocas encajantes (limolitas) como a los cuerpos minerales sulfurosos preexistentes. El manto de meteorización consta de un deluvio oxidado de hematites, limonita, magnetita, barita y cuarzo (de 1 m a 5 m de espesor); saprolita de limolita del colgante, con una zona de transición de óxidos e hidróxidos de hierro en la base (1 m - 20 m de espesor); cuerpo mineral oxidado, con predominio de haluros de Ag (clorargirita, yodargirita) y menor argentita/acantita. Los haluros de Ag se asocian típicamente a la goethita y a los oxi-hidróxidos de hierro, en tanto una escasa mineralización de sulfuros está asociada con la barita; saprolitas del yacente, con caolinitización y granos de cuarzo.

Por último, están las menas limonítico-hematíticas supergénicas que forman acumulaciones eluvio-deluviales, ampliamente desarrolladas en el Terreno Pinos (por ejemplo, depósito San Francisco). Estas menas fueron explotadas a pequeña escala en el pasado y aún aportan importantes recursos identificados de Fe en menas supergénicas limoníticas y hematíticas.

El producto principal de la meteorización de las rocas ultramáficas son las lateritas. Los procesos genéticos y factores controladores de la mineralización (descritos más arriba para los depósitos supergénicos de Fe-Ni-Co), concentran el Fe en los oxi-hidróxidos de hierro, principalmente en la goethita y minoritariamente en la hematites, la maghemita y la magnetita.

En Cuba existen 46 depósitos lateríticos de Fe de diferentes tamaños, que ocupan una superficie total de 206.6 km<sup>2</sup> y albergan 2 120 millones de toneladas de mineral seco. Es por ello que el país cuenta con una base única de materia prima ferruginosa de este tipo. Los tenores de calidad de estos depósitos son los siguientes: 30,39% - 45,70 % de Fe, 0,07 % - 2,86 % de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,11 % - 0,14 % de TiO<sub>2</sub>, 0,70 % - 1,04 % de MnO, 0,05 % de V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,018 % - 0,070 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,004-0,020 de CuO, 6,88 % - 7,97 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 9,50 % - 13,29 % de SiO<sub>2</sub> y relación SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1,6. Estos valores muestran que este material cumple los requisitos para la obten-

ción de hierro colado con los correspondientes tratamientos metalúrgicos. En Cuba entre 1909 y 1917 se fundió acero para raíles de ferrocarril y otras construcciones con el mineral ferruginoso laterítico del depósito Pinares de Mayarí, procesada en la planta metalúrgica denominada "Felton", en Cajimaya (Mayarí), pero en lo subsiguiente esta industria fue detenida. En el presente, debido a la explotación de las lateritas para la extracción de Ni y Co, una parte significativa del mencionado tonelaje del hierro supergénico laterítico de Cuba se conserva en las presas de cola de las plantas de níquel y las correspondientes escombreras, formando importantes depósitos antropogénico.

#### Bauxitas. Depósitos supergénicos de aluminio.

Estos depósitos se alojan dentro cortezas de intemperismo bauxíticas, que en Cuba se han desarrollado en regiones de relieve de mesetas, colinas, domos y terrazas. Forman mantos eluviales de meteorización con espesores de 5 m - 6 m hasta 20 m - 30 m sobre diferentes tipos de rocas: máficas ofiolíticas (gabros, noritas, gabros olivínicos, plagioperidotitas y otras); volcanitas ofiolíticas (lavas almohadiformes) y de los arcos cretácico y paleogénico (basaltos, andesitas basálticas); metamorfitas (metabasitas); rocas volcánógeno - sedimentarias (tobas) y sedimentarias (calizas, conglomerados).

Por su composición química Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, las cortezas bauxíticas, son en su abrumadora mayoría de tipo ferrosialítico y minoritariamente ferralítico. Se diferencian por su contenido de gibbsita, caolinita, diásporo, bohemita, goethita, hematites, esmectita, illita y cloritas. Los valores más frecuentes de contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> encontrados en estas cortezas bauxíticas oscilan entre 23 % y 35 %, con esporádicos valores mayores de 50 % (54,37; 56,78 %). El contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> fluctúa entre 10 % y 15 %, y la cantidad de SiO<sub>2</sub> entre 2 % y 75 %, más frecuentemente entre 15 % y 45 %, por lo que generalmente no constituyen bauxitas comerciales, sino arcillas bauxíticas. A pesar de los múltiples trabajos temáticos e investigativos realizados durante más de 60 años, no se han realizado suficientes trabajos de prospección con el objetivo de conocer sus perspectivas y potencialidad menífera.

Los principales depósitos, asociados a cortezas de intemperismo bauxíticas sobre diferentes rocas son los siguientes: a) sobre rocas básicas ofiolíticas de la parte nororiental de Cuba, en la

Sierra de Moa (por ejemplo, Cayo Guam, Quemado del Negro); b) en volcanitas ofiolíticas (lavas almohadiformes) en Centeno; c) sobre volcanitas del Terreno de Arcos Volcánicos Cretácicos: Fm. Téneme en Baconal y El Culebro; d) sobre tobas zeolíticas de la Fm. Sabaneta en las zonas de Caimanes y Farallones de Moa; e) sobre volcanitas metamorizadas en Sierra Verde y Puriales de Caujerí-Viento Frío.

#### Depósitos supergénicos de Mn. Sombreros/Gossan manganíferos.

Estos depósitos se forman por intemperismo de rocas manganíferas silicáticas metamorizadas y rocas carbonáticas, así como también de depósitos de óxidos de Mn preexistentes. Se hallan principalmente en la India y Brasil, así como en Canadá, Venezuela, Gabón, República Sudafricana y Australia. En Cuba las menas usualmente son de alta calidad y se componen generalmente de pequeños lentes y capas de pirolusita y en menor proporción psilomelano y silicatos de manganeso, ubicados dentro de la corteza de meteorización o en mantos de meteorización y cuerpos de forma irregular, generalmente de poco espesor. En ocasiones las menas son de baja ley (inferior a 15 % de Mn), pero que pueden ser concentradas por técnicas relativamente sencillas, con el uso de lavaderos y también por selección manual, por lo que fueron objeto de intensa explotación durante los períodos de las dos guerras mundiales, los de mayor extracción de manganeso en Cuba.

Los depósitos manganíferos supergénicos de meteorización han sido reportados en varias localidades de Cuba. Entre ellos se distinguen dos tipos principales de formaciones genéticas:

- Depósitos superficiales, producidos por alteración meteórica de los minerales primarios in situ, y sobre regolitos cuaternarios que se encuentran parcialmente re-sedimentados en su cercanías ("menas de granzón"), como en las localidades de Gramales (Pinar del Río), Amaro y Quemados (Villa Clara) e Iris - Joturo y La Gloria (Santiago de Cuba). Ejemplos de esta clase de depósitos son San Julián, Briseida y Degarito.
- Depósitos cársicos-infiltrativos que rellenan cavidades cársicas de las calizas del Eoceno Medio (formaciones. Charco Redondo y Puerto Boniato) de la cubierta del arco volcánico Sierra Maestra - Cresta Caimán. Ejemplos de estos depósitos, entre otros, son Pinar Redondo y La Única. Los depósitos probablemente

respondan al mismo mecanismo genético: a una removilización cársica del manganeso, pero los mismos parecen presentar muy escaso interés económico y no han sido estudiadas en detalle.

Se considera que la edad general de formación de estos depósitos va desde el Eoceno Medio (parte basal de Charco Redondo) al Plioceno-Cuaternario para las menas cársicos-infiltrativas; y el protolito o fuente de aporte pudieron ser los depósitos de menas manganíferas, así como pedernales, argilitas, calizas y otras rocas con manganeso.

Los depósitos supergénicos más importantes en Cuba son los denominados "granzones", consistentes en depósitos superficiales de nódulos y pellets, a veces cementados entre sí, con dimensiones de hasta guijarros y cantos, con poca matriz arcillosa y mayormente mezclados con suelo, manteniendo espacialmente un vínculo directo con las menas primarias. La textura de la mena es detrítica, los clastos son de tamaño variable y están constituidos mayoritariamente por óxidos de Fe y Mn.

#### Depósitos sedimentarios.

Se formaron por la movilización de determinados volúmenes de materiales erosionados de la corteza de meteorización y su posterior acarreo y deposición en cuencas internas protegidas de plataforma, cuencas fluviales y bahías de bolsa acopladas a las desembocaduras de los ríos, y también sobre el litoral, posiblemente hasta 4 - 5 km costa adentro. Estos sistemas deposicionales generaron rocas sedimentarias ferruginosas con presencia de restos de fauna (Archaias angulatus; Elphidium puertoricense; Croll hemingwayei; miliolidos; ostracodos, Discorbis floridanus Cushman; mphisorus sp.; briozoarios; moluscos, entre otras). Son rocas que están considerablemente enriquecidas con materiales intemperizados (principalmente oxi-hidróxidos de hierro, asbolanas, esmectitas, gibbsita y otros), que incluyen concreciones ferruginosas ("perdigones") y detritos de las rocas madres lixiviadas y limonitizadas (serpentinitas y gabros). Ello indica que en determinadas ocasiones la erosión del manto de meteorización fue parcial y en otras total.

#### Depósitos sedimentarios de Fe-Ni-Co.

Si se toma en cuenta las rocas sedimentarias formadas con aporte de material de la corteza de meteorización, puede definirse el tipo o mo-



delo de depósito laterítico sedimentario (Figura 118), que no ha producido yacimientos níquelíferos ni cobaltíferos de importancia práctica en Cuba, Esto se debe a que estos depósitos son de tamaño limitado y presentan muy bajos contenidos de níquel (0,4 % - 0,56 % de Ni) y cobalto (0,024 % - 0,039 % de Co). Por ello no cumplen las exigencias impuestas por la industria níquelífera de Cuba para el procesamiento de las menas, No sucede así en relación con el contenido de hierro (41,5 % - 56,85 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), y de otros metales (1,84 % - 3,44 % de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), que pudieran componer el valor económico en ellos, constituidos esencialmente por mineral legado ferruginoso o ferruginoso-cromítico.

provincia Holguín) y San Miguel de los Baños, en la provincia Matanzas.

#### Depósitos sedimentarios bauxíticos.

En Cuba han sido reportados como sedimentos goethítico-gibbsíticos, que yacen sobre la superficie cársica de calizas y dolomitas en diferentes partes del territorio nacional (Sierra Azul - Pan de Guajaibón, San Miguel de los Baños, Ciego de Ávila, Sierra Cubitas, Monte Verde, Sagua-Baracoa, Sierra del Guaso y cercanías del Valle de Caujerí, Maisí, Nueva Gerona y otros).



Figura. 118. Perfil sedimentario ferruginoso del litoral de Punta Gorda.

Los depósitos del tipo sedimentario presenta tres sub-tipos: aflorante goethítico, confinado chamosítico y confinado sulfuroso, de los cuales solamente se ha reportado en Cuba el primero.

Los depósitos sedimentarios Fe-Ni-Co cubanos se han reportado como deposiciones sobre rocas serpentiniticas ofiolíticas, sobre calizas e incluso sobre la superficie erosionada de la corteza de intemperismo in situ, según las particularidades del ambiente genético. Entre sus principales ocurrencias figuran Punta Gorda, (Moa,

La procedencia original de dichos sedimentos se relaciona con cortezas de meteorización de diferentes rocas que fueron erosionadas, transportadas y depositadas nuevamente a determinadas distancias de su ubicación inicial. Las rocas carbonatadas carsificadas son de cretácicas a miocénicas. En ocasiones estos sedimentos pueden haber sufrido metamorfismo, por lo que su composición mineral se transforma a diasporo-goethito-hematítica y bohemítica, como en el depósito Sierra Azul y otros situados en la provincia Artemisa.

Los contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  reportados fluctúan entre 14,3 % y 43,5 %, más frecuentemente entre 29,7 % y 38,1 % con  $\text{SiO}_2$  entre 15 % y 25 %. El contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  oscila entre 15 % y 30 % aproximadamente, por lo que, en general, clasifican como arcillas bauxíticas.

#### Depósitos de Placeres

Los placeres son el producto de la concentración gravitacional de minerales pesados. Atendiendo a los mecanismos de formación, se clasifican de la forma siguiente: a.- deluviales residuales: son acumulaciones in situ formados durante la meteorización, b.- eluviales: acumulaciones de partículas de minerales pesados en un medio sólido en movimiento, c.- aluviales: concentración mecánica de minerales en un medio líquido (agua), y d.- playa: concentración mecánica de minerales por efecto del oleaje y las corrientes litorales.

La interrelación entre los diferentes procesos exógenos y su influencia en la formación y evolución de los placeres es compleja, por lo que la edad de formación de los placeres cubanos puede ser amplia, posiblemente desde el Eoceno. Mejías, un placer lateral de playa situado al NE de Cuba Oriental, constituye un ejemplo de interacción entre los procesos aluviales y marinos en la concentración de los minerales, considerándose a los depósitos lateríticos como posible fuente de aporte de la mineralización. Por otra parte, en Cuatro Palmas, depósito ubicado al Sur de la playa Guardalavaca, se ha encontrado oro en aluviones, suelos y zonas de alteración metasomática. Por último, en muestras tomadas de la matriz de olistostomas dentro de cuerpos de ofiolitas, en el macizo montañoso Moa - Baracoa, se obtuvieron varios granos de Au (Moralet et al., 1990).

La mayoría de los placeres del archipiélago cubano son pequeños, de baja ley, y a menudo efímeros, ya que se originan generalmente en el propio nivel de base de la erosión, o justo por encima de él, de manera que muchos de ellos son erosionados y solo excepcionalmente quedan enterrados para preservarse como paleo-placeres.

#### Placeres de oro

En las provincias occidentales de Cuba, los placeres son escasos. En el caso particular de la provincia de Pinar del Río, ello parece deberse al tamaño micro y criptocristalino de los granos de oro libre presentes en su territorio. En el Te-

rreno Pinos, se conocen pequeños placeres aluviales en Arroyo Toño, Los Indios Norte y Sur, Damajagua - Boquerones y Las Nuevas. Son relativamente pobres, debido al escaso desarrollo de la red hidrográfica y al reducido caudal de los ríos. Se originan principalmente en la zona de contacto entre las vetas y vetillas de cuarzo aurífero y la potente secuencia encajante de esquistos grafitico - micáceos.

En la provincia Cienfuegos se conoce la existencia de los placeres aluviales del Jardín Botánico (en un paleo cauce), así como los de Agabama, y Arimao. En la provincia Villaclara el principal placer aluvial de cauce y de terrazas es Loma Gobernadora - Cerro Jíbaro (explotado). También existen otros en los ríos que drenan las secuencias máfico - ultramáficas de la asociación ofiolítica mesozoica. Por su parte, al Sur de la provincia Camagüey aparecen varias manifestaciones de oro en los placeres aluviales de los ríos Guáimaro, Jobabo y Maclama.

Los placeres de la provincia Holguín son los más estudiados del país. Ellos se presentan en ríos y playas, distinguiéndose placeres aluviales, de cauce, de terrazas, marinos, y residuales. En la región Sagua de Tánamo - Moa - Baracoa se han descrito placeres marinos (laterales de playa), por Díaz - Martínez (1994); Díaz - Martínez et al., (1998); Proenza et al., (2004) y Vila-Sánchez et al., (2004). Ejemplo de este tipo de placeres son Mejías y Playa Jiguaní. De acuerdo con los autores se trata de placeres en forma de capas alargadas, con yacencia casi horizontal y rumbo paralelo a la costa. La mineralización se compone de magnetita, titanio - magnetita, cromita, óxidos de titanio, oro nativo, electrum y oro mercurial (combinaciones intermetálicas de Au, Ag y Hg), así como de minerales del grupo del platino (laurita, irarsita, erlichmanita). Los granos de oro son laminares y discoidales. En los sedimentos de Playa Jiguaní se identificaron minerales de Au - Cu (tetraurocuprita) y Au - Ag (electrum).

Entre los placeres residuales de la provincia de Holguín se destaca el de Cuatro Palmas. Álvarez, et al., 2007, describen los diferentes horizontes presentes en las calicatas de estudio y la concentración de las partículas de oro en ellas. Estos autores señalaron que el oro se concentra significativamente en la parte superior del perfil del suelo (capa vegetal), con predominio de las partículas finas. La mayoría de los granos de oro presentan superficies rugosas, con numerosos poros y cavidades de corrosión. Estas texturas



evidencian la disolución del Au, producida fundamentalmente por los ácidos húmicos y otras soluciones que pudieron haber atacado al oro primario. Otro rasgo de esta mineralización es el entrecrecimiento del oro con otros minerales, fundamentalmente cuarzo y carbonatos.

En sedimentos friables y horizontes lateríticos de la región Sagua de Tánamo – Moa, hay una variación composicional de los granos de oro similar a las series Au - Ag - Hg (37 % - 63 % de Ag, 88 % - 97 % de Au y hasta 20 % en peso de Hg); Au - Cu (88,4 % – 100,23 % de Au, 0,08 % – 3,95 % en peso de Cu) y minerales del grupo del platino. Es de destacar que, por las características composicionales de los granos de oro, esta mineralización aurífera es similar a la encontrada por López - Kramer (1988) en las menas primarias de los depósitos Descanso y Meloneras en Villa Clara y en los depósitos del distrito mineral Aguas Claras - Guajabales, del NW de Holguín. Según López - Kramer *et al.* (2010), estas similitudes son atribuibles a la relación genética directa existente entre la mineralización primaria del tipo auro-listvenítica (Au orogénico tipo Mother Lode) y la de placeres residuales de la región.

En varias zonas de los valles de los ríos de la Sierra Maestra los sedimentos aluviales están representados frecuentemente por arenas con gravas y guijarros, con pequeños cantos rodados en las partes bajas del corte. Una composición litológica similar presentan los paleoplaceres, en los que las arenas pueden aparecer consolidadas, formando areniscas. Aquí, se encuentran placeres aluviales con contenidos irregulares de oro, y minerales ferrosos pesados. La extensión de estos placeres puede llegar hasta 5,0 km, con espesores que oscilan entre 1,5 m y 7,0 m, pero su contenido de Au, como ya se indicó, es muy irregular.

#### Placeres de cromita

En la región oriental de Cuba se conocen dos placeres de cromita: las manifestaciones Cayo Guam y Tau (Santa Cruz). Cayo Guam es un placer fluvial y marino de Cr - EGP. En su composición entran cromita, minerales del grupo del platino, oro nativo, goethita, grosularia, hematites, ilmenita, magnetita, piroxeno, pirrotita, rutilo, uvarovita, cobre nativo, cuarzo y leucoxeno. De acuerdo con Distler *et al.*, (1989) y Muñoz *et al.*, (1991), este placer contiene 207 ppb promedio de EPG (31 ppb de Ru, 70 ppb de Pd, 11ppb de Os, 16 ppb de Ir, 71 ppb de Pt) así como 12 ppb

de Au. El placer Tau es un pequeño depósito eluvial - deluvial, con recursos identificados de cierta consideración, compuesto por 30,9 % - 38,3 % (34,6 % promedio) de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y 3,12 % de  $\text{SiO}_2$  promedio (Gyarmati *et al.*, 1990; Díaz - Martniz *et al.*, 1998).

#### Sistemas Minerales de Cuba

Como ha constatado el lector, el archipiélago cubano se caracteriza por presentar una geología compleja y variada, en la que están presentes varios ambientes geotectónicos. Ellos son: márgenes continentales distensivos asociados a una cuenca de rift, arcos volcánicos insulares, corteza oceánica (ofiolitas), de colisión (orogénico) y de intraplaca. La presencia de diversos ambientes deposicionales dentro de los contextos geotectónicos mencionados contribuye a la existencia en el territorio cubano de una variedad de tipos de depósitos minerales metálicos más amplia de lo que a primera vista cabría esperar. Así, en los márgenes continentales hay secuencias silicoclásticas y carbonatadas, en los arcos volcánicos insulares se presentan secuencias pertenecientes a la series toleítica, calcoalcalina y alcalina, así como representativas de las diferentes secciones del arco volcánico (antearco, arco y trasarco). Dentro de las ofiolitas se distinguen las secuencias pertenecientes a los diferentes niveles del corte ofiolítico, en tanto el ambiente orogénico incluye cuerpos intrusivos subvolcánicos –de máficos a félsicos– e intrusivos granitoides generados por fusión parcial de corteza continental. En el ambiente de intraplaca aparecen los ambientes deposicionales relacionados con los procesos de sedimentación –química y mecánica– y con los del intemperismo supergénico.

El grado de conocimiento alcanzado sobre la geología y los depósitos minerales de Cuba trae a un primer plano la tarea de encontrar depósitos minerales enterrados, la mayoría de ellos con poca o ninguna expresión superficial. Una importante herramienta para su resolución es la utilización, en el contexto geológico señalado, del concepto metalogénico de sistema mineral para el establecimiento de la regionalización metalogénica del territorio nacional cubano.

Vale recordar aquí que un sistema mineral es un conjunto de elementos y procesos geológicos, espacial y temporalmente relacionados, que dan lugar a la formación de un depósito o conjunto de ellos (Torres - Zafra *et al.*, 2005). Sus partes principales son: fuente de metales, vías de migración, fluidos transportadores de metales y

otros compuestos, sitio de deposición de mena y fuente de energía (calor) del sistema. Este concepto fue originalmente enunciado por Wyborn *et al.* (1994), de la siguiente forma: “Son todos los factores que controlan la generación y preservación de los depósitos minerales, así como los procesos que están involucrados en la movilización de los componentes de mena desde una fuente, en la transportación y acumulación de los mismos en forma más concentrada, y en la ulterior preservación de esta acumulación a través de la historia geológica posterior”

Lo anterior implica que un sistema mineral puede estar integrado no solo por depósitos minerales de diferentes tipos, sino también pertenecientes a más de una familia de modelos. Por eso, los sistemas minerales cartografiados en un mapa metalogénico muestran las áreas donde es posible encontrar una determinada asociación – genética, espacial y temporal– de tipos de depósitos minerales. Por otra parte, al tratarse de una entidad geológica limitada en el tiempo, un mismo territorio puede ser ocupado por dos (o más) sistemas minerales, separados uno de otro por un intervalo de tiempo más o menos largo.

Como se muestra en el Mapa Metalogénico, en el territorio cubano están presentes un total de 41 modelos y 8 submodelos descriptivo - genéticos de depósitos metálicos, identificados con diferentes grados de certeza. A lo anterior se añaden otros 9 modelos y 2 submodelos de depósitos que pudieran estar representados en el territorio nacional, aunque, hasta el momento, no se conocen depósitos representativos de ellos. La parte genética de los modelos, unido al análisis de la interrelación espacio - temporal existente entre los tipos de depósitos localizados en las diferentes ambientes geodinámicos y unidades tectónico - estructurales de Cuba, permite reconocer la presencia en el país de 10 sistemas minerales. Por ambientes geotectónicos, ellos son:

Ambiente de margen continental distensivo:

- 1- Sistema mineral VMS máfico-silicoclástico – SEDEX – MVT de la cuenca distensiva J-  $\text{K}_1$ . Ambiente de arcos volcánicos insulares del Cretácico:
  - 2- Sistema mineral VMS bimodal máfico – vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas del  $\text{K}_1$ .
  - 3- Sistema mineral Cu-Mo±Au porfírico – skarn – vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas del  $\text{K}_2$ .
  - 4- Sistema mineral Cu-Mo±Au porfírico – skarn – Au-Ag epitermal del  $\text{K}_2$ .
- Ambiente de colisión:

- 5- Sistema mineral orogénico del Campaniano - Maestrichtiano.
- 6- Sistema mineral orogénico Paleoceno - Eoceno Medio.
- Ambiente de arco volcánico insular del Paleógeno:
- 7- Sistema mineral VMS bimodal máfico – vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas – Mn volcanogénico tipo cubano del Eoceno Medio.
- 8- Sistema mineral Cu-Mo±Au porfírico - skarn - vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas del Eoceno Medio.
- Ambiente de intraplaca:
- 9- Sistema mineral supergénico.
- 10- Sistema mineral sedimentario (placeres de Au y Cr).

A estos sistemas minerales pertenecen los principales depósitos de Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Mn, W, Fe, Ni y Co conocidos en Cuba hasta el momento. En las secuencias máfico - ultramáficas mesozoicas, representativas, en lo fundamental, del ambiente de corteza oceánica, están presentes depósitos de cromititas podiformes y de sulfuros masivos volcanogénicos del tipo máfico - ultramáfico. Sin embargo, aunque se localizan en el mismo ambiente geotectónico, ambos son “modelos sueltos” que no constituyen un sistema mineral.

Al sistema mineral VMS silicoclástico-máfico – SEDEX – MVT de la cuenca distensiva J-  $\text{K}_1$ , pertenecen los depósitos de sulfuros masivos polimetálicos localizados dentro de las secuencias sedimentarias de margen continental ubicadas en Cuba occidental y central (figura 1). Desde el punto de vista metalogénico, esta cuenca se comportó, al parecer, de modo asimétrico, pues la riqueza en minerales metálicos se concentra en las unidades pertenecientes al bloque Maya, en tanto las pertenecientes al bloque Florida - Bahamas se destacan por sus grandes depósitos de sal y sus yacimientos de petróleo. Las secuencias sedimentarias de esta cuenca presentan un subordinado magmatismo máfico, similar al tipo E-MORB y de bajo contenido de Ti y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , con escasa cantidad de marcadores de contaminación cortical y de asimilación de sedimentos (Allibon *et al.*, 2008). Su origen se relaciona con la riftogénesis vinculada con la desintegración del súper continente Pangea. Esta cuenca distensiva de rift, con presencia de grandes espesores de sedimentos silicoclásticos (y carbonatados) ricos en materia orgánica, constituye un ejemplo típico de este tipo de cuenca, y en ella se presentaron todos los requerimientos geológicos, paleogeográficos y



paleoclimáticos regionales necesarios para el desarrollo de los procesos metalogenicos conducentes a la formación de depósitos de sulfuros masivos hospedados en sedimentos (Goodfellow y Lydon, 2007; Emsbo, 2009; Leach *et al.*, 2010). En sus secuencias se encuentran depósitos minerales de los siguientes tipos:

- Zn - Pb - Ag Exhalativo - Sedimentario (subtipo Selwyn)
- Cu  $\pm$  Ag  $\pm$  Co hospedado en sedimentos.
- VMS silicoclástico - máfico.
- Zn - Pb MVT (Zn - Pb  $\pm$  Cu subtipo Irish)
- Vetas polimetálicas de Pb - Zn - Ag en secuencias silicoclásticas.
- Barita Estratiforme
- Mn estratiforme del subtipo SEDEX
- Pb - Zn - Ag  $\pm$  Cu tipo Broken Hill

Con la metalogenia del sistema mineral de la paleocuenca distensiva del J - K<sup>1</sup> se relacionan los más importantes depósitos polimetálicos de Cuba: Hierro Mantua, Unión - Juan Manuel (VMS silicoclástico-máfico), Castellano, Santa Lucía, Nieves (SEDEX subtipo Selwyn), Carlotá y Guachinango (MVT subtipo Irish). De ahí la gran importancia que reviste para el país el estudio metalogénico de estas unidades y la eva-

luación de su potencial de recursos minerales. Al modelo Cu  $\pm$  Ag  $\pm$  Co hospedado en sedimentos pertenece el conocido yacimiento cuprífero Matambre, cerrado en 1997 sin llegar a agotarse sus recursos de mena. El último de los modelos listados, representado por la manifestación Isabel Rosa, es un producto de la modificación por el metamorfismo regional de depósitos del tipo VMS silicoclástico máfico o Zn - Pb - Ag exhalativo - sedimentario.

Otro rasgo a destacar es la presencia de mineralización aurífera en la gran mayoría de los depósitos mencionados, un hecho que responde al gran espesor de las secuencias ricas en materia orgánica y al carácter reducido y ácido de las soluciones hidrotermales que circularon a través de ellas. A su vez, la naturaleza máfica de la actividad magmática, además de aportar energía al sistema, favoreció la presencia de concentraciones regionalmente elevadas de Co. Este sistema mineral presenta su mayor desarrollo en la Unidad Tectónico - Estructural Guaní-guanico, territorio donde también cuenta con un más alto grado de estudio. Por otra parte, aparece menos expresado en el Terreno Pinos, donde su grado de estudio es, coincidentemente, más bajo.

El sistema mineral VMS bimodal máfico - vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas, ubicado en el terreno de arcos volcánicos insulares en Cuba central, pertenece al arco volcánico insular del Cretácico Inferior (Hauteriviano - Albiano) y se ubica principalmente en la Fm. Los Pasos (K<sub>1</sub><sup>val-b</sup>), caracterizada por un volcanismo bimodal basáltico - riolítico, aunque también está presente en la Fm Mataguá (K<sub>1</sub><sup>ap</sup> - K<sub>2</sub><sup>1</sup>). Los principales depósitos son San Fernando y Antonio (VMS bimodal - máfico) portadores de Cu - Zn - Ag  $\pm$  Au y la manifestación las Breñas (vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas), portadora de Ag, Au y Cu.

Recientemente, Torró *et al.* (2016), plantearon que las rocas de la formación Los Pasos pertenecen a un arco volcánico insular toleítico normal, formadas en una ambiente de antearco, justo después del inicio del proceso de subducción que dio origen al mencionado arco insular. También estiman, partiendo del hecho de que los cristales de tenantita procedentes de San Fernando y Antonio presentan bajos contenidos de Sb y Ag, que se trata de depósitos VMS formados en un ambiente de arco volcánico insular intraoceánico juvenil. Igualmente los citados autores sugieren que la mineralización aurífera existente en el depósito San Fernando es el resultado de un proceso adicional de remobilización y precipitación del Au.

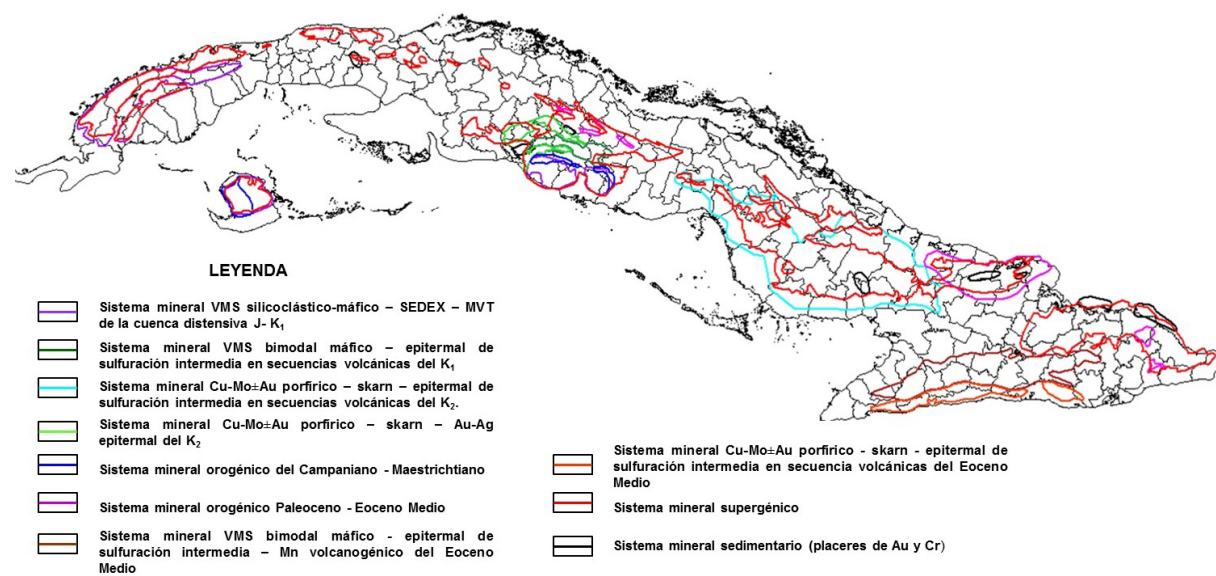
El sistema mineral Cu-Mo $\pm$ Au porfírico - skarn - vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas, igualmente ubicado en la sección del terreno de arcos volcánicos insulares cretácicos correspondiente a Cuba central, pertenece al arco volcánico insular del K<sup>2</sup>. Este sistema mineral está bien representado por los depósitos de Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico Arima y Macagua, acompañados por depósitos de skarn de Cu (manifestaciones Arima Norte, Guaos y Los Cedros), de skarn de Fe (manifestación Loma Alta) y por depósitos vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas (manifestación La Vega). Este sistema tiene como rasgo relevante la presencia de Au en varios de los depósitos que forman parte de él.

El sistema mineral Cu-Mo $\pm$ Au porfírico - skarn - Au-Ag epitermal del K<sup>2</sup> se presenta en la sección del terreno de arcos volcánicos insulares cretácicos correspondiente a la región Ciego - Camagüey - Las Tunas. Este sistema, desarrollado principalmente en condiciones subaéreas, es representado por los depósitos Guáimaro, Palo Seco, Tres Casas I (Cu - Mo  $\pm$  Au porfírico), Abucha (skarn de Au), Cañada Honda, Asien-

tos de Tamarindo (skarn de Cu), Magarabomba (skarn de Fe), El Pilar, Golden Hill (Kesler *et al.*, 1996), La Mina (Au - Ag epitermal de alta sulfuración), Florencia, Maclama (Au - Ag epitermal de baja sulfuración) y Jacinto (Au - Ag epitermal de baja sulfuración del subtipo alcalino). Es de notar que, en el caso de Maclama y Florencia, hay evidencias, como la presencia de basaltos y traquiandesitas basálticas shoshoníticas y de teluros en el primero y la abundancia de teluros (calaverita, silvanita, petzita, hessita, volinskita y altaíta) en el segundo, que sugieren el involucramiento de rocas alcalinas en su formación. En el caso de Jacinto, sus rocas encajantes son alcalinas, de las subseries shonshonítica y traquialcalina, formada por basaltos, lava-brechas, lavas, clastolavas y tobas de composición traquidacítica (Simon *et al.*, 1999).

El amplio desarrollo de las secuencias alcalinas y cuerpos intrusivos de tendencia alcalina en la región Ciego - Camagüey - Las Tunas, unido al carácter polifásico de la actividad ígnea, de composición máfica hasta félsica y alcalina, argumenta la posible presencia de otros tipos de depósitos. En este sentido, un aspecto de interés en la metalogenia de esta región es la existencia de una mineralización de tierras raras (ETR), representada por las manifestaciones Embarque y Tres Antenas. Otro caso muy interesante, pero aún menos estudiado es el de la manifestación de Fe magnetítico con P Palo Seco I, hospedado en las anfibolitas Sierra de Rompe, dentro de un cuerpo de anfibolitas plagioclásico - biotíticas, cortado por algunos diques de diorita hornbléndico - biotítica. Las características de la secuencia volcánico-intrusiva hospedera y encajante, así como de la mineralización (Fe magnetítico con aparentemente altos valores de P) hacen pensar en un posible depósito de óxido de Fe - P - ETR tipo Kiruna. Sin embargo, por su grado de estudio, esta clasificación fue hecha con un bajo grado de certeza. La relación del sistema mineral Cu-Mo $\pm$ Au porfírico - skarn - Au-Ag epitermal del K<sup>2</sup> con estas otras mineralizaciones es un asunto aún por estudiar.

El sistema mineral orogénico del Campaniano - Maestrichtiano tiene su mejor representación en el Terreno Pinos, donde el metamorfismo regional asociado a un proceso de colisión margen continental - arco volcánico insular (margen distensivo meridional - arco volcánico insular del K<sup>2</sup>) provocó la aparición de cuerpos intrusivos félsicos (posiblemente de tipo S) generados por fusión parcial de corteza continental. Con este magmatismo de colisión se vinculan las minera-



**Figura 119.** Mapa de sistemas minerales de Cuba. Los contornos de los diez sistemas minerales identificados, extraídos del Mapa Metalogénico de la República de Cuba a escala 1:250 000, están representados sobre un mapa de la división político administrativa (municipal) de Cuba. Estos contornos pueden ser mejor apreciados en el mencionado Mapa Metalogénico.



lizaciones de Au - Sb y de W (acompañada por Mo, Cu y Au) presentes en la mitad occidental de la Isla de la Juventud. La primera es representada por el depósito Delita (Au orogénico hospedado en secuencias silicoclásticas) y la segunda por el depósito Lela (vetas de W). Estos depósitos se relacionan con la presencia de diques ígneos ácidos y se localizan dentro de secuencias silicoclásticas jurásicas de margen continental ricas en materia orgánica, afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado a alto grado y de relativamente alta presión (García-Casco *et al.*, 2008), con una edad Ar/Ar de 72 millones de años, es decir, Cretácico Superior Campaniano parte alta (Iturralde - Vinent, 2011).

El sistema mineral orogénico Paleoceno - Eoceno Medio responde a una colisión del mismo tipo que la anterior, que involucra a las secuencias cretácicas de arco volcánico insular y a las del margen continental distensivo septentrional (pertenecientes al bloque Florida - Bahamas), proceso que también afectó a las secuencias de antepaís situadas entre ambos y que fue acompañado por el emplazamiento, en posición alcótona, de considerables volúmenes de rocas máficas y ultramáficas (ofiolitas y secuencias de antearco), así como por un magmatismo subvolcánico de composición máfica, media y félsica (de basáltica a riolítica). Este sistema mineral, aunque tiene representación a lo largo de todo el cinturón máfico - ultramáfico cubano, alcanza su mayor desarrollo en el noroeste de la provincia de Holguín, donde se localizan depósitos de Au orogénico tipo Mother Lode (Reina Victoria, Nuevo Potosí) y Cu - Zn - Au - Ag orogénico (Santa María, Charco Prieto). Asociados también con este sistema mineral, en las provincias de Guantánamo y La Habana aparecen algunas manifestaciones de Cu - Ni orogénico.

En muchos de estos depósitos las mineralizaciones metálicas y las alteraciones hidrotermales afectan por igual a las litologías de arco volcánico insular y a las ofiolíticas. Otro hecho relevante y muy característico de este ambiente es que los cuerpos ígneos cortan a la secuencia nape - escamada sobrecorrida y desplazada lateralmente por fallas transcurrentes. También hay evidencias que sugieren que los fluidos transportadores de la mineralización aurífera fueron reducidos y ácidos.

En el arco volcánico insular Sierra Maestra - Cresta Caimán existe un sistema mineral VMS bimodal máfico - vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas - Mn volcanogénico tipo cubano, de

edad Eoceno Medio. El primero de los modelos es representado por el bien estudiado yacimiento El Cobre (desde De la Sagra, 1842; Ansted, 1856 y Allende, 1927 hasta Cazañas, 2000 y Cazañas *et al.*, 2008), explotado en diversas épocas desde 1535 hasta el 2001. Aunque en esa última fecha la mina fue cerrada, el yacimiento aun contiene significativos recursos de menas calcopiríticas, a las que se adiciona la presencia de menas polimetálicas y auríferas. Los depósitos vetíticos vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas fueron objeto de explotación a pequeña escala por su alto contenido de Ag entre 1920 y 1955, y están muy poco estudiadas.

Estos depósitos son similares a los de Ag - Au epitermal de sulfuración intermedia en una serie de rasgos, como son:

- Predominio de la plata sobre el oro.
- Son depósitos vetíticos, de yacencia discordante.
- Sus rocas hospederas y asociadas son las mismas.
- Presentan una zonación vertical parecida, con mayor abundancia de Ag y Au en la parte superior y de Cu - Au en la parte inferior.
- Hay cierta similitud en la mineralogía, estando la principal diferencia en la mayor abundancia de calcopirita en las vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas. Igualmente hay cierta semejanza en las alteraciones hidrotermales que los acompañan.
- El control magmático, estructural y litológico actúan de modo similar.

Las principales diferencias, aunque no las únicas, son:

- Las vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas se formaron en condiciones submarinas
- Escasez de Zn, y sobre todo de Pb, en las mencionadas vetas.
- El contenido de Cu en las vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas es superior al presente en los depósitos de Ag - Au epitermal de sulfuración intermedia

Aunque la definición estricta tradicional de depósito epitermal especifica su formación en ambiente subaéreo, se han descrito algunos depósitos epitermales submarinos con características que los asemejan a los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (Herzig *et al.* 1999; Sillitoe y Hedenquist, 2003). Éste parece ser el caso de las vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas aquí tratadas, por lo que pueden ser consideradas, en concordancia con lo planteado por

los citados autores, un tipo de depósito transicional entre los epitermales y los VMS.

El nivel más elevado de este sistema mineral está representado por los depósitos de Mn volcanogénico tipo cubano. El alto grado de estudio alcanzado por estos depósitos en Cuba antes de 1959 (Spencer, 1903; Park, 1942; Park y Cox, 1944; Woodring y Davies, 1944; Simons y Straczek, 1958) hizo que los mismos hayan sido utilizados durante muchos años como referencia mundial de su tipo (Mosier y Page, 1988). Estos estudios fueron continuados posteriormente (Adamovich y Chejovich, 1969; Cazañas *et al.*, 1998; Cazañas y Melgarejo, 1998; Cazañas, 2000) y tuvieron como resultado el descubrimiento de nuevos depósitos y la ampliación del conocimiento acerca de sus características. Esta mineralización se localiza tanto en la parte superior de la zona axial del arco volcánico insular como en la cuenca de trasarco situada al norte. Aquí se han descubierto una gran cantidad de depósitos, con masas de mena que oscilan entre 300 toneladas y más de 4 millones de toneladas (La Margarita, Barrancas - Ponupo IV - Sultana). Esta mineralización, como indica el nombre del modelo, se asocia genéticamente con el volcanismo (submarino) y se hospeda en rocas volcánicas y volcanoclásticas, preferentemente de composición medio - félsica o medio - máfica, con tendencia a formar grupos de depósitos. A pesar de la intensa explotación desarrollada durante la primera mitad del siglo XX, los depósitos de Mn de la región oriental de Cuba albergan hoy una significativa cantidad de recursos, gran parte de ellos descubiertos y evaluados durante la segunda mitad del siglo pasado. Es de destacar, finalmente, que el yacimiento El Cobre constituye un buen ejemplo de relación espacial - y genética - entre menas de Mn y de sulfuros de metales base y que en varios depósitos de Mn, como en el caso de La Margarita, se han observado también evidencias indicadoras de esa relación.

Un segundo sistema mineral, también del Eoceno Medio, presente en el arco volcánico insular Sierra Maestra - Cresta Caimán es el sistema mineral Cu-Mo±Au porfírico - skarn - vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas. La mineralización de tipo Cu-Mo±Au porfírico es representada por el depósito Buey Cabón. La mineralización de skarn (de Fe y de Fe - Cu) tiene como principales representantes a los depósitos del Distrito Mineral Hierro Santiago (nombrado "Daiquirí" o "Firmeza" en algunas publicaciones extranjeras, principalmente norteamericanas). Los skarns

son principalmente del tipo cálcico. Un aspecto interesante de estos depósitos es la presencia de extensas zonas de alteración hidrotermal, constituidas por rocas volcánicas clarificadas (albitizadas), formadas al ocurrir la descomposición de los minerales máficos presentes en las volcánitas bajo la acción de fluidos alcalinos y la ulterior concentración de gran parte del Fe lixiviado en las menas y cuerpos de skarn. Aunque estos depósitos fueron objeto de explotación entre 1884 hasta 1947, aun disponen de considerables recursos de mena.

Los depósitos del tipo vetas de Ag - Au en secuencias volcánicas aparecen representados por los depósitos Veta Rey, Colón y Seguridad, entre otros. Estos depósitos resultan de interés porque, aunque suelen ser pequeños, presentan con frecuencia altos contenidos de Ag y Au.

El sistema mineral supergénico, desarrollado en el Neógeno y el Cuaternario, es de gran importancia metalogénica para Cuba, pues con él se relacionan sus conocidos yacimientos lateríticos de Fe - Ni - Co, representados por los depósitos Pinares de Mayarí Oeste, Luz, Camarioca Norte (Fe-Ni-Co supergénico tipo laterítico), Punta Gorda, Moa, Martí, San Felipe (Fe-Ni-Co supergénico tipo laterítico - saprolítico), Levisa Norte y Punta Gorda Norte (Fe-Ni-Co tipo sedimentario). Las lateritas cubren en Cuba el 25 - 30 % de la superficie aflorada de los macizos máfico - ultramáficos, con un espesor promedio de 10 m. Ellas se caracterizan por una estructura litológica zonal vertical, independiente de la altimetría del terreno, pero que varía en sentido horizontal, con la omisión regular de alguna(s) de las zonas litológicas lateríticas o saprolíticas.

La zonalidad litológica vertical creada y su variación generan un fuerte control mineral y geoquímico en las lateritas, que da lugar a diferentes tipos de perfiles litológicos (ochos tipos en Cuba), entre los que se distinguen los lateríticos, los saprolíticos y los laterítico-saprolíticos. La continuidad espacial y el predominio de determinados tipos de perfiles condicionan la existencia en el país de dos tipos (modelos) principales de depósitos minerales supergénicos: Fe - Ni - Co laterítico y Fe - Ni - Co laterítico-saprolítico, los que albergan prácticamente la totalidad de los recursos de Fe, Ni y Co de las cortezas de intemperismo de rocas ultramáficas de Cuba. Ellos tienen una génesis esencialmente eluvial y conforman depósitos supergénicos típicos, en los que se manifiestan las regularidades acumulativas y migracionales, inherentes a la meteori-



zación, de los elementos químicos que componen las rocas madres. En estos depósitos, los elementos químicos acumulativos en ambiente supergénico (Fe, Ni, Co, Al, Cr, Mn, Ti, EGP, tierras raras, Sc y otros) producen concentraciones metalíferas industriales y potencialmente industriales.

Además de las cortezas lateríticas, en Cuba las hay bauxíticas y de otros tipos, desarrolladas sobre volcanitas e intrusivos de diversas composiciones, que incluyen granitoides y rocas alcalinas. También hay cortezas de intemperismo sobre rocas metamórficas, particularmente sobre las de protolito silicoclástico, en las cuales pudieran localizarse concentraciones de elementos raros y dispersos de interés. Este último tipo de corteza de intemperismo se presenta en el Terreno Pinos, donde aparecen depósitos supergénicos de Fe, formados por acumulaciones superficiales densas eluvio-deluviales de perdigones limoníticos, desarrollados sobre secuencias silicoclásticas metamorfizadas. El contenido de Fe en estos depósitos oscila entre 18 % y 44 %, acompañado en ocasiones por hasta 9,5 % de Mn. Un buen ejemplo de este tipo de mineralización es el depósito San Francisco.

Este sistema mineral se completa con la presencia de los gossans de Au - Ag, desarrollados como resultado de la oxidación supergénica de menas sulfurosas, como es el caso del depósito de Ag Loma de Hierro.

El sistema mineral sedimentario abarca los depósitos de placer –y de paleoplacer– de Au (Río Yabazón, Río Naranjo) y Cr (Tau, Toa). Por las características de la red hidrográfica, caracterizada por la pequeña longitud y generalmente limitado caudal de los ríos, estos son de pequeño tamaño y poca significación. Además de los placeres aluviales, los hay también aluvial - costeros, también de poco tamaño.



## Bibliografía

Adamovich, A., V. Chejovich, 1965. Sobre el relieve premaastrichtiano del norte de Oriente y sus relaciones con la geomorfología contemporánea. Revista Tecnológica 3.

Adamovich, A., V. Chejovich, 1969. Búsqueda de yacimientos de manganeso en la zona de Guisa – Los Negros, provincia de Oriente. Revista Tecnológica, VII (1): 24 – 37.

Alemán, I., A. De la Torre., A. M. Barroso P. Lamas, J. Pérez M. García A. Escobar, R. E. Rodríguez, 1993, Informe sobre la prospección detallada de oro a escala 1:50 000 en el sector Jobabo, Las Tunas. Yacimientos Maclama, Georgina, Iron Hill, Abucha: Inédito. Archivo Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Alfieris, D., P. Voudouris, 2005. Ore mineralogy of transitional submarine to subaerial Magmatic hydrothermal deposits in Western Milos, Greece. Au-Ag-Te-Se deposits IGCP Project 486, 2005 Field Workshop, Kiten, Bulgaria: 14-19. September 2005. Geochemistry, Mineralogy and Petrology 43, 6 p. Academia de Ciencias de Bulgaria. Sofía.

Alioshin, V., Burov V. Y., Eliseiev V., Eguipko O. y Sánchez F., 1982, Levantamiento geológico y búsqueda 1: 100 000 Sierra Maestra I: Inédito. Inédito. Archivo Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Allende, R., 1927. Yacimientos minerales de la República de Cuba. Boletín de Minas No 11: 1-70.

Allibon, J., H. Lapierre, F. Bussyi, M. Tardy, E. M. Cruz Gámez, F. Senebier. 2008. Late Jurassic continental flood basalt doleritic dykes in northwestern Cuba: remnants of the Gulf of Mexico opening. Bulletin Society Geology of France. 179 (5): 445-452

Alonso, J. L., V. González, J. Pérez, C. J. González, M. Padrón, R. Lugo, 2004. T. T. P. Reevaluación de la información geológica del Campo Mineral Maclama y su introducción en una base de datos: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Álvarez-Alonso R. A., F. K. Leyva, R. Álvarez, Y. Betancourt, 2007. Morfología, Textura y Distribu-

ción de las partículas de oro en el perfil del suelo del sector Cuatro Palmas, Provincia de Holguín. En CD Geociencias 2007. GEO 04- P10 Geología y Prospección de minerales metálicos.

Andó J., S. Harangi, L. Szakmany, L. Dosztaly, 1996. Petrología de la asociación ofiolítica de Holguín. In: Iturralde-Vinent, M. (ed.). Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba IUGS/UNESCO. Miami, International Geological Correlation Program, Project 364, Contribution No 1, 154 - 176.

Aniatov I., I. Tijomírov, V. Feektistov, A. Varvarov, Y. Musinov, *et al.*, 1981. Nota Aclaratoria a los mapas geológicos de minerales útiles y metalogénico de la región de Pinar del Río, a escala 1:250 000. Centro de Investigaciones Geológicas: Inédito, Archivo del Instituto de Geología y Paleontología.

Aniatov, I., F. Vergara, Y. Musianov, J. Montenegro, 1983. Yacimientos incluidos en los melanges y olitostromas de la provincia de Pinar del Río. Serie Geológica, No 2: 67 - 91.

Aniatov, I., R. M. Lavandero, 1983. Capacidad menífera del complejo carbonatado - terrígeno del Jurásico - Cretácico Inferior de Cuba Occidental. Serie Geológica, No 2, 1983: 19–47

Ansted, D., 1856. The copper of Santiago de Cuba. Proceedings of the Geological Society of London: 145-153. London.

Bárzana, J. A., E. Rodríguez, A. Salinas, D. Méndez, N. Estrada, C. Romero, A. Martínez, J. Cuní, 1988. Informe búsqueda detallada de sulfuros de Cu y polimertálicos entre los yacimientos Matahambre y Nieves y flanco Oeste de Nieves: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Batista – González, R., J. L. Montano, J. Martínez, N. Pérez, 1998. Mapa de los recursos minerales de Cuba central a escala 1:100 000. Memorias Geología y Minería 98. Tomo I: 53 - 55.

Belmustakov *et al.*, 1981. Informe del levantamiento geológico de las provincias Ciego de Ávila, Camagüey y Oeste de Las Tunas, escala 1:250 000. Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba: Inédito. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.

Bilibin, Y. A., 1958. Obras Escogidas, Tomo 1: 432 págs. Editorial Academia de Ciencias de la URSS. En idioma ruso.

Bilibin, Y. A., 1959. Obras Escogidas, Tomo 2: 498 págs. Editorial Academia de Ciencias de la URSS. En idioma ruso.

Biriukov, B., V. Messina, N. Ponce, N. Navarro, 1969. Informe sobre los resultados de los trabajos de búsqueda y levantamiento a escala 1:50 000 realizados en los años 1967 - 1968 en la parte oriental de la provincia Pinar del Río (región La Palma): Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Blein, O., S. Guillot, H. Lapierre, B. Mercier de Lepinay, J. M. Lardeaux, G. Millan - Trujillo, M. Campos, A. García, 2003. Geochemistry of the Mabujina Complex, Central Cuba: Implications on the cuban cretaceous arc rocks. The Journal of Geology, 111: 89-101.

Bolotin, Y. A., 1968, Informe de los trabajos de exploración geológica realizados en el prospecto de Guachinango en 1965 – 67 con el cálculo de las reservas de las menas piríticas: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Bolotin, Y. A., 1969, Informe con el cálculo de reservas de las menas piríticas de los prospectos Carlota y Victoria, según los trabajos geológicos de exploración realizados en 1966 – 1968: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Bolotin, Y. A., A. Y. Yidkov, A. A. Maximov, R. Sosa, 1970, Prospectos de minerales sulfurosos de la serie metamórfica Escambray en la parte noroeste del macizo montañoso del mismo nombre: Revista Tecnológica, VIII (2): 35 - 48. La Habana.

Bortnikov, N. S., J. L. Kramer, A. D. Guenkin, L. Y. Krapiva, M. Santa Cruz, 1988. Paragenesis of gold and silver tellurides in the Florencia deposit, Cuba. International Geology Review, 30: 294-306

Boschman, L. M., D. J. J. van Hinsbergen, T. H. Torsvik, W. Spakman, J. L. Pindell, 2014. Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic. Earth-Science Reviews 138: 102-136. Editorial Elsevier, journal homepage: [www.elsevier.com/locate/earsci](http://www.elsevier.com/locate/earsci). Disponible online 23 Agosto 2014.

Bowin, C., 1968. Geophysical Study of the Cayman Trough. Journal of Geophysical Research, (73) 16: 5159-5173.

Bralower, T., Iturralde-Vinent, M., 1997. Micropaleontological Dating of the collision between the North America and Caribbean plates in western Cuba: Palaios 12: 133-150.

Breszniansky K., M. A. Iturralde-Vinent, 1978. Paleogeografía del Paleógeno de Cuba oriental. Geologie en Mijnbow, 57(2): 123-133.

Brönnimann, P. y Rigassi, D., 1963. Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings: Eclogae Geologiae Helvetiae, 56 (1): 193-430.

Brovin, M., 1966. Informe sobre los trabajos de búsqueda de los minerales cupríferos realizados en la zona del prospecto Carlota en los años 1964 - 65: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Burchard, F. E., 1920. Manganese-ore deposits in Cuba. A. I. Min. and Met. Eng.

Burov, V., D. Martínez, Y. Yusanov, R. Fernández, V. Derbenev, A. Uspensky (1986): Informe de los trabajos de levantamiento geológico a escala 1:50 000 realizados en la parte occidental de la provincia de Pinar del Río en 1981 – 85: Inédito. Archivo Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Busby, C., R. Ingersoll (ed.), 1995. Tectonics of sedimentary Basins. Editorial Blackwell Science, 579 págs.

Cabrera, R., 1986. Geología y regularidades de la distribución de los prospectos de cobre y oro de la región mineral de Las Villas. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba. 130 págs.

Cabrera R., F. Formel, R. M. Lavandero, P. C. Stanek, G. G. Gue, I. Lozanov, A. N. Barishev, J. Montenegro, F. Bravo, J. L. Kramer, X. Cazañas, A. R. Morales, G. Pantaleón, O. Vázquez, D. Sosa, D. González, N. Cuellar, U. Roque, J. L. Díaz, J., L. Murguía, 1989. Mapa Metalogénico - Pronóstico de la República de Cuba, a escala 1: 500 000: Inédito, versión en cronaflex. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.



Calais, E., B. de Lepinay, 1991. From transtension to transpression along the northern Caribbean plate boundary off Cuba: implications for recent motion of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 186: 329-350.

Cantillo, J., 1997. Informe del T.T.P. para la evaluación de las manifestaciones de hierro en la Isla de la Juventud: Inédito. Archivo Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Capote, C., M. Santa Cruz, D. González, I. Altarriba, F. Bravo, D. De la Nuez, D. J. Carrillo, X. Cazañas, 2002. Evaluación del potencial de metales preciosos y base del arco cretácico en el territorio Ciego - Camagüey - Las Tunas: Inédito. Instituto de Geología y Paleontología (IGP), La Habana.

Capote, C., Y. M. Arseniev, S. N. Kalachov, V. P. Strazhevich, 1989. Mapa cosmo-fotogeológico de Cuba, a escala 1:500 000. En: Congreso Cubano de Geología, 1. La Habana. Resúmenes.

Capote, C., I. A. Llanes, D. C. De La Nuez, I. Milia, R. Lavandero, L. Gómez, I. Altarriba, 2009. Informe Evaluación del Potencial De Lateritas Niquelíferas en los Sectores Pico Galán, Minas y Puriales, Provincia Guantánamo: Inédito. Archivo IGP, La Habana.

Capote, C., D. González, M. Pardo, X. Cazañas, F. Bravo, I. A. Llanes, I. Milia, W. Noel, 2010. Informe Evaluación del Potencial Mineral de las Cortezas de Intemperismo del Territorio Moa – Baracoa: Inédito. Archivo IGP, La Habana.

Capote, C., M. Santa Cruz, D. González, M. Pardo, M. Torres, D. C. De La Nuez, I. A. Llanes, 2012. Informe Estandarización y Generalización de las Evaluaciones de Potencial de Oro y Metales Base en los Arcos Cubanos de Islas Volcánicas del Cretácico: Inédito. Archivo IGP La Habana.

Capote, C., M. Santa Cruz, M. Pardo, D. González, I. A. Llanes, 2013. Informe Estandarización y Generalización de las Evaluaciones de Potencial de Oro y Metales Base en el Arco Paleógeno, Asociación Ofiolítica y Terrenos Continentales; Territorio Rodas-Baracoa (Mitad Oriental de Cuba): Inédito. Archivo IGP, La Habana.

Capote, C., M. Santa Cruz, D. González, I. Altarriba, F. Bravo, D. De la Nuez, D. J. Carrillo, X. Cazañas, 2002. Evaluación del potencial de metales preciosos y base del arco cretácico

en el territorio Ciego - Camagüey - Las Tunas: Inédito. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.

Cazañas, X., S. Cuba, R. Soriano, A. Fernández, S. Chavez, M. Guerra, A. Borrero, M. Torres, J. C. Melgarejo, 1994. Informe del Pronóstico de menas manganíferas de la región de El Cristo: Inédito. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.

Cazañas, X., J. C. Melgarejo, 1998. Introducción a la metalogenia del Mn en Cuba. *Acta Geologica Hispanica*, 33 (1 - 4): 215 - 237.

Cazañas, X., J. C. Melgarejo, P. Alfonso, A. Escusa, S. Cuba, 1998. Un modelo de depósitos vulcanogénico de manganeso del arco volcánico Paleógeno de Cuba: el ejemplo de la región Cristo-Ponupo-Los Chivos. *Acta Geológica Hispánica*, 1998, 33, 1 – 4, pag. 239 – 276. ISBN/ISSN: 0567-7505.

Cazañas, X., 2000. Depósitos vulcanogénicos del Arco Paleógeno de la Sierra Maestra. El ejemplo del yacimiento El Cobre. Tesis de Doctorado en Geología. Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Depòsits Minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

Cazañas, X., A. Pura, J. C. Melgarejo, J. A. Proenza, A. E. Fallick, 2008. Geology, fluid inclusions and sulphur isotope characteristics of the El Cobre VMS deposit, Southern Cuba. *Mineralium Deposita* 43: 805 – 824.

Chaliy D., V. Dovnia, 1966, Informe acerca de los trabajos de búsqueda y exploración realizados durante los años 1963 – 65 en la zona de Holguín: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Chang, J. L., A. Shvidac, V. Looper, 1988, Recomendaciones para la perforación de la anomalía de torio “La Catuca” (AN-13A): Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Cobiella, J., Boiteau, A., Campos, M. Hernández, M., 1976/1977. Geología del flanco sur de la Sierra del Purial: La Minería en Cuba. 2 (4) y 3 (1).

Cobiella, J., 1978. Una melange en Cuba oriental: La Minería en Cuba. 4 (4).

Cobiella, J., F. Quintas, M. Campos, M. Hernández, 1984. Geología de la region central y suro-

oriental de la provincia de Guantánamo. Editorial Oriente, 125 pp.

Cobiella Reguera, J., J. Rodríguez - Pérez, M. Campos - Dueñas, 1984. Posición de Cuba oriental en la geología del Caribe: Minería y Geología, 2-84.

Cobiella - Reguera, J. L., 1988. El vulcanismo paleogénico cubano. *Apuntes para un nuevo enfoque: Revista Tecnológica XVIII* (4): 25-32.

Cobiella - Reguera, J. L., 1996a. El magmatismo jurásico (calloviano? - oxfordiano) de Cuba occidental: ambiente de formación e implicaciones regionales: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (1): 15-28.

Cobiella - Reguera, J. L., 1996b. Estratigrafía y eventos jurásicos en la cordillera de Guaniguani-co, Cuba occidental: *Minería y Geología*, 13 (1): 11-25.

Cobiella - Reguera, J. L., 1998. Las melanges de sierra del Rosario, Cuba occidental. Tipos e importancia regional: *Minería y Geología XV* (2): 3-9.

Cobiella - Reguera, J. L., 2000. Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba: *International Geology Review* 42 (7): 594-616.

Cobiella - Reguera, J. L., 2005: Emplacement of Cuban ophiolites: *Geologica Acta*, 3(3): 273-294.

Cobiella - Reguera, J. L., 2008. Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (3): 382 - 401.

Cobiella – Reguera, J. L., 2009. Emplacement of the northern ophiolite belt of Cuba. Implications for the Campanian-Eocene geological history of the northwestern Caribbean-SE Gulf of Mexico region. (In: James, K., M. Lorente, J. Pindell (Eds.). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, Geological Society of London Special Publication 328: 313-325.

Cobiella – Reguera, J. L., F. Olóriz, 2009. Oxfordian Berriasian stratigraphy of the North American paleomargin in western Cuba: Constraints for the geological history of the Proto-Caribbean

and the early Gulf of Mexico: *Memoir AAPG, Memories* 90: 421-452.

Cobiella - Reguera, J., E. Cruz - Gámez, S. Blanco - Bustamante, L. Pérez - Estrada, S. Gil - González, Y. Pedraza - Rozón, en prensa. Cretaceous/Paleogene boundary deposits and paleogeography in western and central Cuba. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.

Costafreda, J. L., Correa B., Guerra M y Mesa G., 1993, Informe prospección detallada oro Aguas Claras, provincia de Holguín, cancelado por el Período Especial en tiempo de paz: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Costafreda, J. L., Quiñones C. L., Recouso Y., Rubio M. D., Ge Bartelemi P., Correa B. y Del Toro A., 1994, Informe exploración orientativa y detallada oro Reina Victoria (cancelado): Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Costafreda, J. L., *et al*, 1996, Secuencia histórica de los trabajos mineros realizados en los cotos mineros Guajabales y Aguas Claras: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Cox, D. P., D. A. Lindsey, D. A. Singer, B. C. Moring, M. F. Diggie, 2007. Sediment-hosted copper deposits of the world: Deposit models and database. Open-File Report 03-107. Versión 1.3. Disponible online en <http://pubs.usgs.gov/of/2003/of03-107/>

Cruz, E. M., W. Maresch, D. Cáceres, N. Balcázar, K. Martín, 2003. La Faja Cangre y sus rasgos metamórficos. Pinar del Río. Cuba. V Congreso Cubano de Geología y Minería. Memorias Trabajos y Resúmenes. Centro Nacional de Información Geológica. La Habana. ISBN 959-7117-11-8

Cuba, S., A. Porro, R. Soriano, M. Guerra, I. Méndez, E. Ávila, 1993. Exploración orientativa y detallada del depósito La Margarita, Santiago de Cuba: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

De la Sagra, R., 1842. Historia Física, Política y Natural de la Isla de Cuba. Capítulo VIII. Edición Española. París.

Díaz, A., A. Prieto, A. Bárzana, C. Padrón, E. Borges, A. Salinas, R. Fernández, F. Cabrera, J.



- Guerra, M. Izquierdo, 1993. Informe evaluación orientativa de cobre Castellano: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.
- Díaz–Martínez, R., 1994, Sobre la existencia de placeres laterales en el nordeste de Cuba Oriental (resumen), en Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería: Santiago de Cuba, Sociedad Cubana de Geología, 112.
- Díaz–Martínez, R., J. A Proenza., J. Comas, O. Fernández–Bellón, J. M. Fabra, O. Guinart, J. C. Melgarejo, 1998, El placer lateral de playa Mejías (noreste de Cuba Oriental): un ejemplo de interacción de procesos aluviales y marinos en la concentración de minerales de elementos preciosos: *Acta Geologica Hispanica*, 33, 351–372.
- Díaz de Villalvilla, L., I. Milia, M. Santa Cruz Pacheco, G. Aguirre, 2003. Formación Los Pasos: geología, geoquímica y su comparación con el Caribe. Estudios sobre los arcos volcánicos de Cuba: 54-61. Centro Nacional de Información Geológica, Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.
- Díaz de Villalvilla, L., 1988. Caracterización geológica y petrológica de las asociaciones vulcanógenas del arco insular cretácico en Cuba central: Instituto de Geología y Paleontología, resumen de la tesis presentada en opción al grado científico de candidato a doctor en ciencias, 1-28.
- Dilla, M., L. García Méndez, 1984. Estratigrafía y sedimentología de las cuencas superpuestas de Cuba Central. *Serié Geológica*, Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, 3: 101-154.
- Distler, V. V., H. J. Falcón, J. N. Muñoz y D. M. Campos (1989). Disulfuros de rutenio, osmio, rodio y otros minerales platiníferos en los macizos hiperbasíticos de cuba oriental. *Academia de Ciencias de Cuba*: Inédito.
- Draper, G., J. A. Barros, 1994. Cuba. En: Donovan, K. S., y Jackson, T. A., (Editores) *Caribbean Geology: An Introduction*.
- Dublan, L., H. Álvarez, P. Lledías, J. Svestka, C. Vázquez, W. Marsal, E. González, B. Micoch, B. Molak, E. De los Santos, J. Soucek, M. Pérez, A. Mihalikova, L. Bernal, J. Zoubek, M. Ordóñez, R. M. Lavandero, J. Marousek, J. Manour, R. Pérez, R. Rodríguez, R., 1986. Informe final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales

útiles en escala 1:50 000 del polígono CAME I Zona Centro: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Durañona, D., A. Rodríguez, C. J. González, H. Pimentel, 1990, Informe final de prospección preliminar de polimetálicos en los sectores Guáimaro - Palo Seco y otros: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Echevarría G., G. Hernández-Pérez, J. López-Quintero, J. López-Rivera, R. Rodríguez - Hernández, J. Sánchez-Arango, R. Socorro-Trujillo, R. Tenreyro - Pérez, J. Yparraguire - Pena. 1991: Oil and gas exploration in Cuba: *Journal of Petroleum Geology* 14 (3): 259-274.

Edwards, R., K. Atkinson, 1986. Ore deposit geology and its influence on mineral exploration: Editorial Chapman and Hall, London, New York, 466 págs.

Emsbo, P., 2009. Geologic criteria for the assessment of sedimentary exhalative (sedex) Zn-Pb-Ag deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 2009–1209, 21 págs.

Espinosa, A., 1985, Informe geológico sobre la toma de muestras tecnológicas Carlota - Guachinango - Victoria: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Fernándeza de Castro, M., P. Salterín y Legarra, 1884. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España.

Finko, V. I., I. Z. Corin, F. Formell, 1967. Sobre la edad de la corteza de intemperismo y las lateritas de Cuba. *Revista de Geología*, 1 (1): 29-48.

Fonseca, E., V. N. Zelepugin, M. Heredia, 1985. Estructure of the ophiolite association of Cuba: *Geotectonics*, 19: 321–329.

Fonseca E., F. Castillo, A. Uhanov, M. Navarrete, G. Correa, 1990. Geoquímica de la asociación ofiolítica de Cuba. In: Larue, D., G. Draper, (eds.). *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*. St. Croix, U.S. V. I. Miami, Miami Geological Society: 51-58.

Furrazola G., K. Judoley, M. Mijailovskaya, Y. Mirolubov, Y. Novojatsky, A. Núñez-Jimenez, J. Solsona, 1964. *Geología de Cuba*. La Habana: Editorial Consejo Nacional de Universidades. 2 tomos.

Gallardo, E., S. Vacak, María A. Gómez, O. Romero, R. Moya, P. Lledías, J. L. Darías, A. Pérez, N. Carballo, P. Uldanivia, N. Pérez, 1991. Prospección detallada cobre Antonio: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Gallardo, E., M. Pérez y T. Brace, 1998. Summary report on the Independencia Project. Los Pasos contract, Santa Clara área: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Gallardo, E., C. Vázquez, R. Prieto, O. Romero, I. Bueno, M. A. Gómez, M. Pérez, J. E. Pérez, L. Díaz de Villalvilla, G. Rodríguez, F. Gómez, 2002. Informe final TTP. Generalización geológica y pronóstico metalogénico de la Formación Los Pasos: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

García, C. A., A. Ávila, A. Hung, M. Pérez, R. Kindelán, M. Basulto, 1988. Ejecución de los trabajos del proyecto de exploración orientativa del yacimiento de piedra y pirita cuprífera Unión II: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

García, C. A., A. Ávila, R. Kindelán, M. Pérez, M. Valdivia, J. A. Castañeda, A. Díaz, G. Hernández, M. Izquierdo, 1990. Trabajos de exploración orientativa para menas sulfuroso – cupríferas del yacimiento Unión I: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

García, L., N. Escalona, G. Seisdodos (1979): Exploración detallada del flanco NE del yacimiento Santa Lucía, Pinar del Río: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

García-Casco, A., M. Iturralde - Vinent, J. Pindell, 2008. Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*. 50 (9): 781-862.

García-Lavín, Y., 2009. Estudio petrográfico de los depósitos de origen catastrófico (formaciones Peñalver y Cacarájicara) del límite Cretácico/Paleógeno en varias localidades de Cuba occidental. Tesis de Graduado. Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río, Cuba, 164 pp.

Gil S., B. Echevarría - Hernández, W. Hidalgo-Aldana, E. Alonso, E. Cabrera, M. García, 1997. Los

depósitos carbonatados del Pan de Guajaibón: un acercamiento litológico y paleoambiental a su origen: *Minería y Geología*, XIV (3): 43-49.

Gil, S., C. Díaz - Otero, D. García - Delgado, 2007. Consideraciones bioestratigráficas de los sedimentos siliciclásticos en Cuba, en cuencas de piggy back del Campaniano-Maastrichtiano. VII Congreso Cubano de Geología, La Habana. ISBN: 978-959-7117-16-2

González, H., R. Sotolongo, 1998. Reporte trabajos de reconocimiento en la concesión Trinidad: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Goodfellow, W. D., 2004. Geology, genesis, and exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn Basin, Canada. In Deb M. and W. D. Goodfellow, eds., *Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits: Attributes and models of some major deposits of India, Australia, and Canada*: 24 - 99. Narosa Publishing House. Delhi, India.

Goodfellow, W. D., J. W. Lydon, 2007. Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits: in Goodfellow, W. D. (Ed.). *Mineral Deposits of Canada, A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5: 163-184.

Gorielov, V. E., V. G. Gorielova, M. M. Stareva, 1965. Informe del prospecto Carlota en la provincia de Las Villas, con el cálculo de reservas del mineral pirita según los trabajos efectuados en el año 1963: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Goto, K., R. Tada, E. Tajika, M. A. Iturralde-Vinent, T. Matsui, S. Yamamoto, Y. Nakano, T. Oji, S. Kiyokawa, D. García Delgado, C. Díaz Otero, y R. Rojas-Consuegra, 2008. Lateral lithological and compositional variations of the Cretaceous/Tertiary deep-sea tsunami deposits in northwestern Cuba. *Cretaceous Research*. V. 29, N° 2, p 217-236.

Gyarmaty P., A. Núñez, J. Leyçe, Z. S. Peregy, *et al.*, 1990. Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico y búsquedas acompañantes en el polígono V, Guantánamo, 1987-1990. Empresa Geológica Santiago: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.



Haczewski, G., 1976. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation: an accumulative continental margin in the Jurassic of western Cuba: *Acta Geologica Polonica* 26 (2): 331-353.

Hall, C. M., S. E. Kesler, N. Russell, E. Piñero, R. Sánchez, M. Pérez, J. Moreira, M. Borges, 2004. Age and tectonic setting of the Camaguey volcanic-intrusive arc, Cuba: Late Cretaceous extension and uplift in the Western Greater Antilles.

Haminton, J. A., 1995. Geology, mineralization, exploration potential and work to date on four mineral concessions in Cuba: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Han, Ch., W. Xiao, G. Zhao, B. Su, S. Ao, J. Zhang, B. Wan, 2013. Age and tectonic setting of magmatic sulfide Cu–Ni mineralization in the Eastern Tianshan Orogenic Belt, Xinjiang, Central Asia. *Journal of Geosciences*. 58: 233–250. DOI: 10.3190/jgeosci.148. www.jgeosci.org

Harben, P. W., M. Kužvart, 1996. Graphite: Industrial Minerals. A global geology. Industrial Minerals Information Ltd. London: 193 –203.

Hatten, C., 1957. Geologic report on Sierra de los Órganos: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Hatten, C., 1967. Principal features of Cuban geology: Discussion: American Association of Petroleum Geologists Bulletin 51: 780-789.

Hayes, V. S., 1901. Reconocimiento geológico de Cuba (minas de Cobre): Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Herzig, P. M., S. Petersen, M. D. Hannington, 1999. Epithermal-type gold mineralization at Conical Seamount: a shallow submarine volcano south of Lihir Island, Papua New Guinea, en Stanley, C.J. *et al.* (eds.). Mineral Deposits. Processes to Processing. Rotterdam, Netherlands, A. A. Balkema. Págs. 527-530.

Iturralde-Vinent, M. A., 1976/1977. Estratigrafía de la zona Calabazas - Achotal, Mayarí Arriba. Oriente. *La Minería en Cuba*, 2 (4): 9-2 y 3 (1): 32-40.

Iturralde-Vinent, M. y F. Roque Marrero, 1982. La falla Cubitas: su edad y desplazamientos. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio* (4): 47-70.

Iturralde - Vinent, M. A., H. U. Thieke, *et al.*, 1987. Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y de las búsquedas acompañantes en el Polígono Cuba – RDA: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Iturralde-Vinent, M. A., 1995. Implicaciones tectónicas de magmatismo de margen continental pasivo en Cuba. En Ricardii A. C., M. P. Iglesias Llanos (Editores). *Jurásico de Cuba y América del Sur*. Proyecto UNESCO/IUGS PICG 322: 14-30. Buenos Aires.

Iturralde-Vinent, M. A., 1996a. Introduction to Cuban geology and tectonics. In Iturralde-Vinent, M. A., Cuban ophiolites and volcanic arcs, IUGS/UNESCO International Geological Correlation Programme. Project 364. Geological Correlation of Ophiolites and volcanic arcs in the Circumcaribbean Realm, Miami, Florida Special Contribution (1): 3 – 35.

Iturralde-Vinent, M. A., 1996b. The ophiolites` s geology of Cuba. In Iturralde-Vinent, M. A., Cuban ophiolites and volcanic arcs, IUGS/UNESCO International Geological Correlation Programme. Project 364. Geological Correlation of Ophiolites and volcanic arcs in the Circumcaribbean Realm, Miami, Florida Special Contribution (1): 83-120.

Iturralde-Vinent, M. A., 1996d. Cuba: The cretacic volcanic arc. In Iturralde-Vinent, M. A., Cuban ophiolites and volcanic arcs, IUGS/UNESCO International Geological Correlation Programme. Project 364. Geological Correlation of Ophiolites and volcanic arcs in the Circumcaribbean Realm, Miami, Florida Special Contribution (1): 179-189.

Iturralde-Vinent, M. A., 1996e. Cuba: el archipiélago volcánico Paleoceno-Eoceno Medio. In Iturralde-Vinent, M. A., Cuban ophiolites and volcanic arcs, IUGS/UNESCO International Geological Correlation Programme. Project 364. Geological Correlation of Ophiolites and volcanic arcs in the Circumcaribbean Realm, Miami, Florida Special Contribution (1): 231-.246.

Iturralde-Vinent, M. A., 1997. Introducción a la geología de Cuba. En: Furrázola-Bermúdez, G., Nuñez Cambra, K. (comp.), Estudios sobre la geología de Cuba: 35-68. Centro Nacional de Información Geológica, La Habana.

Iturralde - Vinent, M. A., K. P. Stanek, D. Wolf, H. U. Thieke, H. Muller, 2000. Geology of Camaguey region, Central Cuba –Evolution of collisional margin in the northern Caribbean. *Sonderheft ZAG SH* (1): 267 – 273.

Iturralde - Vinent, M. A., C. Díaz - Otero, A. Rodríguez - Vega, R. Díaz - Martínez, 2006. Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous-Danian sections of Eastern Cuba. *Geologica Acta* 4: 89-102.

Iturralde-Vinent, M., C. Díaz Otero, A. García-Casco, D. van Hinsbergen, 2008. Paleogene Foredeep Basin Deposits of North-Central Cuba: A Record of Arc-Continent Collision between the Caribbean and North American Plates. *International Geology Review*: v. 50, n. 10, p. 863-884.

Iturralde - Vinent, M. A. (Editor), 2011. Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Primera Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Jakus, P., 1983. Formaciones vulcanógeno-sedimentarias y sedimentarias de Cuba Oriental en: Contribución a la geología de Cuba Oriental: 17-85. Instituto de Geología y Paleontología A. C. C. de Cuba, Editorial Científico Técnica. La Habana,

Judoley, C. M., I. P. Novajatsky, A. N. Simakov, J. B. Solsona, 1963. Mapa de Yacimientos Minerales de Cuba a escala 1:500 000. ICRM, La Habana.

Judoley, C. y Meyerhoff, A., 1971. Paleogeography and Geological History of Greater Antilles. Geological Society of America, Boulder, CO. Memoir 129.

Kantchev, I., I. Boyanov, N. Popov, R. Cabrera, A. Goranov, N. Iolkoev, M. Kanazirski, M. Stancheva, 1978, Informe Geología de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento geológico a escala 1:250 000 realizados durante el período 1969 - 1975. Instituto de Geología, Academia de Ciencias de Bulgaria; Instituto de Geología y Paleontología (IGP), Academia de Ciencias de Cuba. Inédito. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Kerr, A., M. A. Iturralde - Vinent, A. Saunders, T. Babbs, J. Tarney, 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic

volcanic rocks. Geological Society of America Bulletin, 111 (11): 1 - 20.

Kesler, S. E., N. Russell, D. Bell, 1996. Gold - Silver mineralization in Cuba and its geologic setting in the Greater Antilles. In A. R. Coyne y P. L. Fahey, eds., Geology and ore deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium proceeding Reno/Sparks, Nevada, April 1995: 1433 -1441.

Kilias, S. P., K. Detsi, A. Godelitsas, M. Typas, J. Naden, Y. Marantos, 2007. Evidence of Mn-oxide biomineralization, Vani Mn deposit, Milos, Greece, in C.J. Andrew *et al* eds., Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting, Dublin 2007: 1069 – 1072.

Kiyokawa S., R. Tada, M. A. Iturralde-Vinent, T. Matsui, E. Tajika, S. Yamamoto, S. Oji, Y. Nakano, K. Goto, H. Takayama, D. García - Delgado, C. Díaz - Otero, R. Rojas - Consuegra, 2002. Cretaceous –Tertiary boundary sequence in the Cacarajicara Formation, western Cuba: An impact-related, high energy, gravity flow deposit. En: Koeberl, C. y K. MacLeod, (ed.) Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper 356: 125-144.

Knipper, A., R. Cabrera, 1974. Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y el eugeosinclinal del cinturón hiperbásico de Cuba. En: Contribución a la Geología de Cuba, ACC. Publicación especial (2): 15 - 77.

Knox-Robinson, C.M., L.A.I. Wyborn, 1997. Towards a holistic exploration strategy: Using geographic information systems as tool to enhance exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* 44: 453-463.

Konev, P. N., *et al.*, 1979. Criterios litologo-estratigráficos para la búsqueda de Bauxita en la provincia de Pinar del Río. *La Minería en Cuba*, v. 5, no. 4.

Kozary, M., 1968. Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba. *AAPG Bulletin* 52 (12): 2298-2317

Kozulin, V. A., I. V. Antoneev, V. M. Shulzhenko, 1973. Complemento al informe yacimiento Hierro, confeccionado como resultado de los trabajos de exploración geológica realizados en este yacimiento en los años 1971 - 73 y del cálculo de reservas el 1 de Marzo de 1973: In-



édito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Kraft, T., 1996, Exploration report on the Sancti Spiritus concession, Sancti Spiritus province, Cuba: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Krapiva, L., M. Estrugo, 1983. Tipos genéticos de las menas de los yacimientos en la provincia de Pinar del Río. Serie Geológica, No 2: 3 - 18.

Lavandero R. M., M. Estrugo; M. Santa Cruz Pacheco; F. Bravo; A. Melnikova, R. Cabrera, V.A. Trofimov, J. Romero, I. Altarriba; P. Alvarez; I. I. Aniatov; B. Badanchivin; A. N. Barrishev, D. J. Carrillo, X. Cazañas, N. Cuellar, A. V. Dovnia, F. Formell, M. García, D. González, G. G. Gue, A. Janchivin, L. Krapiva, J. López, I. Lozanov, J. Montenegro, G. Pantaleón, N. Estefanov, Vázquez, A. M. Zagoskin, A y Ya. Zhikov, 1985. Sistematización y generalización de los Yacimientos Minerales Metálicos de Cuba: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Lavandero, R. M., J. Montenegro, I. Aniatov, 1987. Zonación estructuro-metalogénica de la antigua provincia de Las Villas. Serie Geológica (3): 66-78.

Lavandero, R. M., M. Estrugo, M. Santa Cruz Pacheco, F. Bravo, A. A. Melnikova, R. Cabrera, V. A. Trofimov, J. Romero, I. Altarriba, P. Alvarez, I. I. Aniatov, B. Badamgavin, A. N. Barishev, D. J. Carrillo, X. Cazañas, N. Cuellar, A. V. Dovnia, F. Formell, M. García, D. Gonzáles, G. G. Gue, A. Janchivin, L. Krapiva, J. López, I. Lozanov, J. Montenegro, G. Pantaleón, N. Stefanov, O. Vazquez, A. M. Zagoskin, A. Y. Zhidkov, 1988. Informe al Mapa de Yacimientos Minerales Metálicos y Aguas Minerales de la República de Cuba a escala 1:500 000: Inédito. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Lavandero, R. M., M. Estrugo, M. Santa Cruz Pacheco, *et al.*, 1988. Mapa de Yacimientos Minerales Metálicos y Aguas Minerales de la República de Cuba, a escala 1:500 000. Instituto de Geología y Paleontología. Impreso en la fábrica cartográfica "A. P. Karpinsky", del VSGuEI (antigua U.R.S.S.).

Leach, D. L., R. D. Taylor, D. L. Fey, S. F. Diehl, R. W. Saltus, 2010. A deposit model for Mississippi Valley-Type lead-zinc ores, chap. A of Mineral deposit models for resource assessment: U.S.

Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–A. 52 págs. Available from: <http://www.usgs.gov/pubprod>.

Lewis, G. E., J. A. Straczek, 1955. Geology of south-central Oriente Province, Cuba: U.S. Geological Survey Bulletin. 975-D: 171-336.

Linares, E., P. Osadchiy, A. Dovnia, S. Gil, D. García, A. Zuazo, R. González, V. Bello, A. Brito, W. Bush, M. Cabrera, C. Capote, J. L. Cobiella, L. Díaz de Villalvilla, D. Eguipko, Y. Evdokimov, E. Fonseca, G. Furrázola, J. Hernández, C.M. Judoley, L. Kondakov, A. Markousky, A. Norman, M. Pérez, L. L. Peñalver, I. Tijomirov, V. Zelepuguin, 1986. Breve nota explicativa al Mapa Geológico de la República de Cuba a escala 1:500.000. Centro de Investigaciones Geológicas, La Habana. 83 p.

Linares Cala, E., 1997. Magmatismo jurásico. In: Furrázola- Bermúdez, G., K. Nuñez Cambra eds. Estudios sobre Geología de Cuba. La Habana, Centro Nacional de Información Geológica: 289-300.

Linares, E., 1999. Manifestaciones superficiales y someras de hidrocarburos y aguas sulfurosas en Cuba: relaciones con unidades tectonoestratigráficas y yacimientos gasopetrolíferos: Minería y Geología, XVI (2): 39-45.

Linares, E., D. García Delgado, O. Delgado López, J. López - Rivera, V. Strazhevich, 2011. Yacimientos y manifestaciones de hidrocarburos de la República de Cuba. Centro de Investigaciones del Petróleo, La Habana, 480 págs.

Lobanov, P., A. Zhidkov, M. Estrugo, G. Vavilov, V. Shelagurov, J. Ruizhkov, 1976. Informe sobre la exploración preliminar del yacimiento pirito - polimetálico Castellano durante los años 1972 - 74 con el cálculo de reservas según estado el 1 - 1 – 75: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

López - Kramer. J. M., 1988. Composición sustancial y asociaciones mineralógicas de los yacimientos auríferos hidrotermales de Cuba. Tesis para la obtención del grado científico de Dr. C. Geólogo - Mineralógicas. En Ruso. Instituto de Geología de los yacimientos minerales, mineralogía, petrografía y geoquímica. IGEM. ACC URSS.

López - Kramer, J. L., V. V. Poznaikin, A. Morales, B. T. Echevarría, *et al.*, 1990. Informe final del

tema 409 – 09 Fundamentación de los trabajos de búsqueda y exploración de oro en el territorio de la República de Cuba, con la evaluación de los recursos pronósticos a escala 1: 500 000: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

López-Kramer, J. M., J. L. Cuevas-Ojeda, J. Moreira-Martínez, C. Nelson, J. Gandarillas-Hevia y X. Casañas, eds. (2010): Sistema multimedia principales depósitos minerales del archipiélago cubano [CD-ROM - Multimedia], La Habana. Instituto de Geofísica y Astronomía. ISBN XXX - YYY - ZZZ - KK -J.

López - Kramer, J. M., H. Pimentel, S. Redwood, J. Gandarillas - Hevia, R. G. Pérez – Vázquez, 2008. Depósitos primarios de oro y plata del Archipiélago Cubano. Ciencias de la Tierra y el Espacio, 9: 49 - 61, ISSN 1729-3790

Manor, M. J., J. S. Scoates, G. T. Nixon, D. E., Ames, 2014. Platinum-group mineralogy of the Giant Mascot Ni-Cu-PGE deposit, Hope, B. C. In: Geological Fieldwork 2013, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper 2014-1: 141-156.

Marí - Morales, M. T. 1997. Particularidades de los granitoides de Ciego - Camagüey - Las Tunas y consideraciones sobre su posición dentro del arco de islas. En Furrázola G. F. y K. E. Núñez eds. Estudios sobre geología de Cuba: 399 - 416. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Marín Lago, R., E. Barrios, 1998. Resultados preliminares de la prospección de metales preciosos (Au –Ag) en la región Bahía Honda. Geología y Minería 98, Memorias I. CNDIG. IGP. Pág. 400- 4003.

Martínez, D., M. Vázquez, 1987. Alturas Pizarrosas del Norte, extremo occidental de la subzona Sierra del Rosario. Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología, 57-71. Sociedad Cubana de Geología, Filial Pinar del Río.

Martínez, D., R. Fernández de Lara, R. Peláez, M. Vázquez, E. Barrios, A. Valido, R. Reinoso, J. C. Chang, O. Fernández, R. Denis, L. Gómez, D. García, S. Gil, P. H. Pérez, D. R. Reyes, M. Valdivia, R. Núñez, R. Pérez, J. Pizlangs, 1991. Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y prospección preliminar a escala 1:50 000 Pinar – Habana: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Marton, G., R. Buffler, 1994. Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin: International Geology Review 36: 545-586.

Marton, G., R. Buffler, 1999. Jurassic-Early Cretaceous Tectono-Paleogeographic Evolution of the Southeastern Gulf of Mexico Basin. En: Mann, P. ed. Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4: 63-91.

Mashurian, S., R. Cordovés, G. Basulto, A. Saburen, M. Guerra, 1985, Informe Geológico Búsqueda orientativa en los límites de las manifestaciones Elección, Jobito, La Cruzada y Los Asientos: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Mashurian, S., R. Cordovés, G. Basulto, 1987, Informe sobre los trabajos de exploración orientativa y detallada para la evaluación de la mineralización cuprífera en los límites del sector Elección, provincia Guantánamo: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Maslov, Y. S., 1965. Informe sobre los resultados de los trabajos de búsqueda y revisión para hierro en Isla de Pinos (provincia Habana) en 1965: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Maximov, A., G. Grachev, R. Sosa, 1968, Geología y minerales útiles de las pendientes nor – occidentales del sistema montañoso Escambray. Informe sobre los trabajos de búsqueda – levantamiento a escala 1: 50 000 realizados en la parte sur de la provincia Las Villas: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Mc Cormick, D. F., 1918. Minas de Matahambre (Parte I). Boletín de Minas No 4: 61-68.

Melling, D. R., 1998, Qualifing report on the Florencia – Jobabo concession and the Florencia sector. Camagüey and Las Tunas provinces. Republic of Cuba: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Meschede, M., W. Frisch, 1998. A plate tectonics model for Mesozoic and Early Cenozoichistory of the Caribbean plate. Tectonophysics, 296: 269-291

Meyerhoff, A. A., y C. W. Hatten, 1968. Diapiric structure in Central Cuba. American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 8: 315-357.



Milia – González, I., M. Pérez, M. Torres, 2013. Acrca de la presencia de Arfvedsonita y Baddeleyita en las rocas sieníticas de Camagüey, Cuba. V Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias` 2013. Memorias en CD-Rom, La Habana, 1 al 5 de abril de 2013. ISSN 2307-499X.

Millán, G., M. Somin, 1985. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y Purial. Reportes de Investigación (2): 1-74, Academia de Ciencias de Cuba. (Publicado en 1987)

Millán, G., 1993, Evolución del macizo de Escambray, Sur de Cuba central: Ciencias de la Tierra y del Espacio. No 21 – 22, p 26 – 45.

Millán, G., 1996. Geología del complejo Mabujina. En: Iturralde-Vinent, M., (Editor) 1996. Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. Publicación Especial No. 1, IGCP Project 364, University of Miami Press, pp. 147-153.

Millán, G., 1997a. Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. In: G. F. Furrazola Bermúdez, K. E. Núñez Cambra, (eds.). Estudios sobre Geología de Cuba: 251 - 258. La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica.

Millán, G., 1997b. Geología del macizo metamórfico Isla de la Juventud. In: G. F. Furrazola Bermúdez, K. E. Núñez Cambra, (eds.). Estudios sobre Geología de Cuba: 259 - 270. La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica.

Millán, G., 1997c. Geología del macizo metamórfico del Escambray. In: G. F. Furrazola Bermúdez, K. E. Núñez Cambra, (eds.). Estudios sobre Geología de Cuba: 271-288. La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica.

Millán, G., 2003. Algunas consideraciones sobre la tectónica de Cuba Occidental (provincia Pinar del Río). V Congreso Cubano de Geología y Minería. Memorias Trabajos y Resúmenes. Centro Nacional de Información Geológica (La Habana, Cuba). ISBN 959-7117-11-8.

Montano, J. L. J. Moreira, J. Cruz, F. Bravo, D. González, 1998. Mapa metalogénico de Cuba central a escala 1: 250 000. Memorias Geología y Minería 98. Tomo I: 449 - 452.

Montano, J., J. L. Torres-Zafra, A. Suárez, I. Alrarriba, R. M. Lavandero, J. Moreira, M. Pardo,

D. González, X. Cazañas, F. Bravo, G. Puentes, 2001. Informe del Proyecto I+D 218: Reevaluación Metalogénica de los Recursos Minerales de Oro, Plata y Polimetálicos en Esquistos Negros (secuencias ricas en materia orgánica del Escambray): Inédito. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Morales Quintana, A., R. Rodríguez, J. M. López Kramer, C. Cañete, 1990. Mapas de distribución y pronóstico de los placeres de oro en Cuba escala Informe tema 401 -09, Fundamentación del pronóstico de los placeres de oro a escala 1: 500 000. XIII Conferencia geológica internacional del Caribe, P. del Río: Inédito. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Moreno, J. L., 1993. Modelos de yacimientos auríferos. Su utilización en Méjico. Parte I: Geominet No 182: 9 - 34.

Moreno, J. L., 1993. Modelos de yacimientos auríferos. Su utilización en Méjico. Parte II: Geominet No 183: 14 - 36.

Moretti, I., R. Tenreyro, E. Linares, J. G. Lopez, C. Letouzey, C. Magnier, F. Gaumet, J. Lecomte, J. O. Lopez, S. Zimine, 2003. Petroleum Systems of the Cuban Northwest Offshore Zone. En: Bartolini, C., R. Buffler and J. Blickwelde (Eds). The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. American Association of Petroleum Geologists Memoir 79: 675-696.

Mormil, S.; A. Norman, A. Varvarov, V. Skosiriev, E. Linares, F. Vergara (1980): Geología y Metalogenia de la provincia de Pinar del Río: Inédito. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Moreira, J., J. L. Torres - Zafra, J. L., Montano, A. Morales, I. Altarriba, F. Bravo, A. Suarez, B. Echevarría, D. J. Carrillo, J. L. Chang, D. González, 1999. Reevaluación metalogénica del potencial de recursos minerales de metales preciosos y bases en Cuba Oriental: Inédito. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Mosier, D. L., N. J. Page, 1988. Descriptive and grade – tonnage models of volcanogenic manganese deposit in oceanic environments—A modification. US Geological Survey Bulletin 1811. 28 págs.

Mozgova, M. I., B. A. Boronijin, M. E. Generalov, J. L. Lopez Kramer, 1989. Doklady Akademii Nauk, Soviet Union. Tom, 309, No 5: 1181-1186.

Muñoz Gómez, J. N., *et al.*, 1991. Acerca de la presencia de los elementos del grupo del platino asociados al complejo ofiolítico en el NW de Cuba. Seminario Internacional de lixiviación ácida de minerales lateríticos. Resúmenes, pág. 21, Moa, Holguín. Cuba.

Naden, J., S. P. Kilias, D. B. F. Darbyshire, 2005. Active geothermal systems with entrained seawater as analogues for transitional continental magmato hydrothermal and volcanic-hosted massive sulfide mineralization-the example of Milos island, Greece. Geology 33: 541-544.

Nanian, B., V. Sedov, V. Shulzhenko, S. Andreev, R. Fernández, M. Estrugo, Z. Efimova, I. Semionov, A. Mezentsev, 1972. Informe con el cálculo de reservas de las menas pirítico cupríferas del yacimiento Unión I en base a los trabajos de exploración geológica ejecutados en los años 1967 – 1972: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Nanian, B., O. Illing, M. Estrugo, N. Escalona, L. Díaz, M. Valdivia, I. Ayata, 1979. Informe sobre los trabajos de búsqueda y búsqueda evaluativa en el campo mineral Santa Lucía Castellano. (Sector Sur, E y Oeste) y parte de los flancos de este yacimiento durante los años 1973 – 1979: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Nelson, C. E., 2011. The metallogenic evolution of the Greater Antilles. En Geologica Acta Vol. 9 Nos 3-4: 229-260.

Nikolaev, A., A. Núñez, R. Sánchez, R. Córdovés, J. Reborido, C. Rosales, 1981, Trabajos de levantamiento a escala 1:100 000 y resultados de las búsquedas a escala 1:50 000 y 1:25 000 ejecutados en la parte este de la provincia Guantánamo: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Nikolaichuck, G., A. Simon, R. Cervantes, P. R. González, M. Valdivia, J. R. Rodríguez, Y. Skobeliev, V. Teleguin, A. Kataev, P. Kisilitsin, V. Litekin, L. Rojas, 1980. Informe sobre la búsqueda a escala 1:10 000 en la región de Unión – Montezuelo: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Ortega, P., 1916. Ojeada retrospectiva y reseña sobre el estado actual de la minería en Cuba. Boletín de Minas No 1: 2 - 29.

Ovchinnikov, V., C. Balbis, V. Biriolin, V. Volcov, R. Bolotov, G. Díaz, R. Lugo, F. Pérez, Y. Laverov, G. Pak, 1982. Informe sobre los trabajos geológicos de búsqueda orientativa a escala 1:25 000 y detallada 1:10 000 para oro, cobre y molibdeno en la región Martí – Bartle - Las Tunas en los años 1976 – 1981. Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Ovchinnikov, V., M. Robaina, A. Hernández, M. Valdivia, A. Rodríguez, A. Salinas, R. Fernández, N. Estrada, A. Martínez (1993): Informe sobre los resultados de la exploración detallada del yacimiento pirítico - polimetálico Santa Lucía en la provincia Pinar del Río, realizados durante los años 1982 - 1987 con el cálculo de reservas hasta el 1 de Diciembre de 1993: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Padilla, I., L. Lufriú, A. Leal, G. Millán, L. Corbea, F. Prieto, 1994, Resultados del levantamiento aerogeofísico complejo en el territorio de las provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus (Sector Escambray): Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Pardo, G., 1975. Geology of Cuba. En: Nairn A.E.M., y F. G. Stehli, (Editores) The Ocean Basins and Margins. Vol. 3., The Gulf of Mexico and the Caribbean, 553-615

Pardo, M., 1996, Zonación gravimétrica y modelo físico – geológico conceptual del cinturón plegado cubano: Iturralde – Vinent, M., ed. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. Project 364 “Caribbean ophiolites and volcanics arcs. Special Contribution No 1: 70 - 80.

Park, C. F., 1942. Manganese deposits of Cuba. Geologic investigations in the American republics 1941 - 42. U. S. Geological Survey Bulletin 935 - B: 75 - 97.

Park, C. F., M. Cox, 1944. Manganese deposit in part of the Sierra Maestra, Cuba. Geologic investigations in the American republics. U. S. Geological Survey Bulletin 935 - F: 307 - 355.

Pein, B. J., 1997. The role of mercury – organic interactions in the hydrothermal transport of mercury: Economic Geology, 91 (1): 20 - 28.



Peldiakov, A., X. Cazañas, E. Escobar, J. Acosta, R. Sánchez, A. Fernández, 1988. Fundamentación de la dirección de los trabajos de las búsquedas detalladas y búsquedas evaluativas para menas ferrosas en el campo menífero Hierro Santiago y su evaluación pronóstico: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Peng, R., Y. Zhai, Ch. Li, E. M. Ripley, 2013. The Erbutu Ni-Cu Deposit in the Central Asian Orogenic Belt: A Permian Magmatic Sulfide Deposit Related to Boninitic Magmatism in An Arc Setting. *Economic Geology*, 108 (8): 1879-1888. DOI: 10.2113/econgeo.108.8.1879.

Pentelenyi, I., J. Foldessy, E. García, M. J. Velázquez, 1990, Informe sobre los resultados del levantamiento geológico complejo polígono IV CAME Holguín: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Pérez, C., 1989. Mapa de alineamientos de Cuba, a escala 1:1.750 000. En: Instituto de Geografía (ACC) ed. Nuevo Atlas Nacional de Cuba. Moscú, URSS.

Pérez, R. G., J. C. Melgarejo (1998): El yacimiento Matahambre (Pinar del Río, Cuba): estructura y mineralogía. , *Geología y Metalogenia de Cuba: una introducción*. J. C. Melgarejo y J. A. Proenza Eds. *Acta Geológica Hispanica*, Vol. 33 No 1-4: 133 – 152.

Pérez M., K. Sukar, 1997. Granitoides del arco volcánico Cretácico de la región central de Cuba [Antigua provincia de Camagüey]. En *Estudios sobre geología de Cuba*, G. F. Furrzola Bermúdez y K. E. Núñez Cambra, eds. 387-398, Instituto de Geología y Paleontología, Centro Nacional de Información Geológica, La Habana.

Pérez, E., H. Pimentel, M. Pardo, R. Lugo, R. Viltres, M. García, V. González, J. Pérez, O. Prieto, T. Ayata, F. Gálvez, A. Barroso, A. Pérez, A. Carnero, 1998. Informe interpretación tectono-estructural de los datos geofísicos en la región Ciego de Avila – Camagüey - Las Tunas: Inédito. Oficina Nacional de Recursos Minerales, La Habana.

Perfit, M., B. Heezen, 1978. The geology and evolution of Cayman Trench. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89 (8).

Pindell, J. L., L. Kennan, K. Stanek, W. Maresch, G. Draper, 2006. Foundations of Gulf of México

and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geológica Acta*, 4 (1-2): 303-341.

Pindell, J. L., L. Kennan, 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. En: James, K. H., M. A. Lorente, J. L. Pindell, (Editores). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328.

Piotrowski, J., 1977. First manifestations of vulcanism in the Cuban geosyncline. *Academie Polonaise des Sciences Bulletin, Serie des Sciences de la Terre* 24 (3-4): 227-234, Warsaw.

Piotrowski, J., R. Myczy ski, 1986. Los depósitos vulcanógeno-sedimentarios de la zona Zaza de la provincia de Matanzas: *Bull. Polish Acad. sc., Earth sciences* 34 (1).

Piotrowski, J., 1987. Nuevos datos sobre los sedimentos del Cretácico Superior tardío y el Paleógeno en la zona estructuro-facial San Diego In: Pszczolkowski, A. (Sc. Red.). *Contribución a la Geología de la Provincia de Pinar del Río*. Págs. 185-196. Editorial Científico-Técnica, La Habana.

Pirajno, F., 2010. Hydrothermal processes and mineral systems. *Geological Survey of Western Australia*. Australia Springer. Perth, WA.

Ponce, N., L. Daniliuk, O. Razomsk, M. Dilla, A. Y. Domínguez, V. Osipov, 1985. El yacimiento de bauxitas Pan de Guajaibón en la Isla de Cuba: *Revista Tecnológica XV* (1): 51-60.

Popov, M., R. Cordovés, J. Urgellés, J. Reborido, 1984, Informe final sobre la búsqueda orientativa y detallada en escala 1:25 000 y 1:10 000 del sector La Cruzada, en las montañas de la Sierra del Purial: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Proenza, J. A., J. C. Melgarejo, 1998. Una introducción a la metalogenia de Cuba bajo la perspectiva de la tectónica de placas. En *Acta Geológica Hispánica Vol. 33 No. 1*: 89-131.

Proenza, J. J. C. Melgarejo, F. Gervilla, J. Solé, 1999. Los niveles de gabros bandeados en el macizo ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba). Gabros característicos de cumulos de ofiolitas de zona de suprasubducción. *Minería y Geología*, 16 (2): 5-12.

Proenza, J., *et al.*, 2004. Distribución de elementos del grupo del platino (EGP) y Au en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba oriental). En: Pereira, E., R. Castroviejo, F. Ortiz, (Editores), *Complejos ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos*: 309-336.

Proenza, J., R. Díaz - Martínez, A. Iriondo, C. Marchesi, J. Melgarejo, F. Gervilla, C. Garrido, A. Rodríguez-Vega, A., Lozano-Santa Cruz, J. Blanco Moreno, 2006. Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: the Téneme formation. *Geologica Acta* 4 (1-2): 103-122.

Pszczolkowski, A., 1978. Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: their lithostratigraphy, facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica* 28 (1): 1-96.

Pszczolkowski, A., 1982. Cretaceous sediments and paleogeography in the western part of the Cuban miogeosyncline. *Acta Geologica Polonica* 32: 135-161.

Pszczółkowski, A., 1983. Tectónica del miogeosinclinal cubano en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara. *Revista de Ciencias de la Tierra y el Espacio* (6): 53-61.

Pszczółkowski, A., y F. de Albear, 1983. La secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la Sierra del Rosario. *Revista de Ciencias de la Tierra y el Espacio*, 6: 42-52.

Pszczółkowski, A., 1986a. Secuencia estratigráfica de Placetas en el Área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara (Cuba). *Academie Polonaise des Sciences Bulletin, Serle des Sciences de la Terre* 34 (1): 67-79. Warsaw.

Pszczolkowski, A., 1986b. Megacapas del Maestrichtiano en Cuba occidental. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences* 34 (1): 81-94.

Pszczolkowski, A., R. Flores, 1986. Fases tectónicas del Paleógeno y Cretácico de Cuba occidental y central. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences* 134: 95-111.

Pszczółkowski, A., 1987. Secuencias miogeosinclinales de la Cordillera de Guaniguanico: litoestratigrafía, descripción de las facies y paleogeografía. En: Pszczółkowski, A., (Editor) 1987. *Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río*: 5-84. Editorial Científico – Técnica. La Habana

Pszczolkowski, A., 1994a. Geological cross-sections through the Sierra del Rosario thrust belt, western Cuba: *Studia Geologica Polonica* 105: 67-90.

Pszczolkowski, A., 1994b. Lithostratigraphy of Mesozoic and Paleogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba: *Studia Geologica Polonica* 105: 39-66.

Pszczolkowski, A., 1999. The Exposed Passive Margin of North America in Western Cuba. In: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World*, 4, (Series Editor: K. J. Hsu), Elsevier, Amsterdam. Págs. 93-121.

Pszczolkowski, A., R. Myczy ski, 2003. Stratigraphic constraints on the Late-Jurassic-Cretaceous paleotectonic interpretations of the Placetas Belt in Cuba. En: Bartolini, C., R. Buffler, J. Blickwede, (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 79: 545-581.

Pushcharovski, Y. (red.), 1988. Mapa Geológico de la República de Cuba escala 1:250 000: Moscú, Academia de Ciencias de Cuba y Academia de Ciencias de la Unión Soviética.

Rafinov, F., A. Barzana, 1984. Informe de búsqueda detallada en el sector Nieves y Loma Mineral y exploración orientativa en el sector Nieves: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Reguera, E., A. Pérez, 1987a. Estudio microestructural de muestras sulfurosas polimetálicas del occidente de Cuba (I). *Textura y morfología de la mena pirítica*. *Revista Tecnológica*, Vol. XVII, No 2: 22 – 27.

Reguera, E., A. Pérez, 1987b. Estudio microestructural de muestras sulfurosas polimetálicas del occidente de Cuba (II). *Composición, morfología y distribución de los portadores de Zn, Pb y Ba*. *Revista Tecnológica*, Vol. XVII, No 2: 28 – 34.

Renne, P., I. M. Mattinson, C. W. Hatten, M. I. Somin, T. S. Onstott, G. Millán, E. Linares, 1989. <sup>40</sup>Ar/ <sup>39</sup>Ar and U/Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville age) continental crust in North Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research* 42: 325-341.



Rigassi - Studer, D., 1963. Sur la geologie de la Sierra de los Orga-nos, Cuba. Arch. Sci. Soc., Phys. Hist. Nat. G eneve, G eneve, 16 (2): 339-350.

Rojas - Agramonte, Y., A. Kroener, A. García - Casco, M. A. Iturralde - Vinent, M. T. D. Wingate, D. Liu, 2006. Review of Zircon ages from Cuba and their geodynamic interpretations. Asia Oceania Geosciences Society, Singapore: 733-734.

Rojas - Agramonte, Y., A. Kr ner, A. García - Casco, T. Kemp, E. Hegner, M. Pérez, M. Barth, D. Liu, A. Fonseca - Montero, 2010. Zircon ages, Sr-Nd-Nf isotopic compositions, and geochemistry of granitoids associated with the northern ophiolite mélange of central Cuba: tectonic implication for Late Cretaceous magmatism in the northwestern Caribbean. American Journal Science 310: 1453-1479.

Romero - Espinosa, M. S., 2012. Modelación descriptiva preliminar del yacimiento Santa Lucía. Tesis de diploma presentada en opción al Título de Ingeniero Geólogo. Inédito. Facultad de Ciencias Técnicas. Universidad de Pinar del Río, Cuba.

Rosencrantz, E., 1996. Basement structure and tectonics in the Yucatan basin. En Cuban ophiolites and volcanic arcs. Editado por M. A. Iturralde - Vinent. IUGS/UNESCO International Geological Correlation Programme. Project 364: Geological correlation of ophiolites and volcanics arc terranes in the circum - Caribbean realm. Special Contribution No 1, p ags 36 - 47.

Saura, E., J. Verg s, D. Brown, P. Lukito, S. Soriano, S. Torrescusa, R. García, J. Sánchez, C. Sosa, R. Tenreyro, 2008. Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt. Tectonics. 27, TC 4002, doi: 10.1029/2007TC002.

Schaffhauser, A., W. Stinnesbeck, B. Holland, T. Adate, J. Remane, 2003. Lower Cretaceous Pelagic Limestones in Southern Belize: ProtoCaribbean Deposits in the Southeastern Maya Block. En: Bartolini, C., R. Buffler, J. Blickwede (Eds). The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. AAPG memoir 79: 624-637.

Shevchenko, I. A., V. M. Stepanov, A. Montes, 1967, Informe sobre los resultados de los trabajos de búsqueda - revisión para minerales cupríferos, realizados en 1965 - 66 en la parte oeste de la provincia Las Villas: Inédito. Archivo

de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Segura, R., E. Millán, J. Fernández, 1985. Complejos litológicos del extremo noroccidental de Cuba y sus implicaciones estratigráficas de acuerdo a los datos de perforaciones profundas. Revista Tecnológica, XV (1): 32-36.

Shein, V. S., S. P. Maximov, J. L. Yparraguirre, R. Rodríguez, J. G. Lopez, E. Garcia *et al.*, (1984). Mapa Tectónico de Cuba, a escala 1:500 000. Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía, Ciudad de La Habana.

Siggurdsson, H., Leckier. y Acton, G., 1997. Proceedings of the Ocean Drilling Programme, Initial Reports, 165. College Station: 49-130.

Sillitoe, R. H., J. W. Hedenquist, 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. Society of Economic Geologists, Special Publication Series, 10: 314-343.

Simon, G., S. E. Kessler, N. Russell, C. M. Hall, D. Bell, E. Piñero, 1999. Epithermal gold mineralization in an old volcanic arc: the Jacinto deposit, Camagüey District, Cuba. Economic Geology, 94: 487 - 506

Simons, F. S., J. A. Straczek, 1958. A geology of the manganese deposits of Cuba. U.S. Geological Survey Bulletin 1057: 1 - 289.

Smirnov, V. I., 1982, Geología de Yacimientos minerales: Editorial Mir, p ags 360 - 384; 510 - 586.

Somin, M., G. Millán, 1981. Geología de los complejos metamórficos de Cuba. 219 p ags. Editorial Nauka, Mosc . En idioma ruso.

Spencer, A. C., 1903. Manganese deposits of Santiago de Cuba. US Geological Survey Bulletin 213: 251 - 255.

Spry, P. G., B. Marshall, F. M. Vokes, eds., 2000. Metamorphosed and methamorphogenic ore deposits. Rev Econ Geol. 11. 310 p ags.

Stanek, P. K., 1988 (comunicación personal) en Cabrera, R., F. Formell, R. M: Lavandero, P. tanek, G. G. Gue, I. Lozanov, A. N. Barishev, J. Montenegro, F. Bravo, J. L. Kramer, X. Cazañas, A. R. Morales, G. J. Pantaleón, O. Vázquez, D. Sosa, D. González, N. Cu llar, U. Roque, J. Díaz, L. Murgu a, 1989. Mapa Metalogénico-Pronóstico

de Cuba a escala 1:500 000. Archivo Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Stanek, K., W. Maresch, F. Grafe, Ch. Grevel, A. Baumann, A., 2006. Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus Dome (Eastern Escambray massif, central Cuba. Geologica Acta 4 (1-2): 151-170.

Stanek, K. P., *et al.*, 2009. The geotectonic story of the northwestern branch of the Caribbean Arc: implications from structural and geochronological data of Cuba. En: James, K. H., M. A. Lorente, J. L. Pindell, (Editores) 2009. The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328.

Stanik, E., J. Manour, R. Ching, C. Vázquez, 1981, Informe de los levantamientos geológico, geoquímicos y trabajos geofísicos realizados en la parte sur de Cuba central en las provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Sukar, K., O. Romero, C. D. Valdés, M. A. Gómez, M. Ordóñez, M. Ulloa, 2000. Petrología y geoquímica del magmatismo ácido - medio de Cuba central relacionado con la mineralización de Cu - Mo y sus metales acompañantes (Au - Ag): Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Taber, S., 1934. Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough. Bull. Geol. Soc. America, 45:567-619.

Tada, R., Y. Nakano, M. A. Iturralde - Vinent, S. Yamamoto, T. Kamata, E. Tajika, K. Toyoda, S. Kiyokawa, D. García - Delgado, T. Oji, K. Goto, H. Takayama, R. Rojas-Consuegra, T. Matsui, 2002. Complex tsunami waves suggested by the Cretaceous-Tertiary boundary deposit at the Moncada section, western Cuba. In: Koeberl, C., K. McLeod, (Eds.). Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 356: 109-123.

Takayama, H., R. Tada, T. Matsui, M. A. Iturralde-Vinent, T. Oji, E. Tajika, S. Kiyokawa, D. García - Delgado, H. Okada, T. Hasegawa, T. Toyoda, 2000. Origin of Peñalver Formation in northwestern Cuba and its relation to K/T boundary impact event. Sedimentary Geology, 135: 295-320.

Tolkunov., A. E., Y. A. Bolotin, R. Cabrera, A. A. Maximov, D. P. Zarianov, 1974. Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los prospectos tipo "lentes piritosos" en el Anticlinorium de Trinidad: Geología de los minerales útiles de Cuba. Publicación Especial No 3: 62 - 81. Academia de Ciencias de Cuba - Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Tolokonnikov, V., A. Yakovenko, S. Antoneev, 1972, Informe sobre los trabajos de búsqueda - exploración realizados en 1970 en la zona de los prospectos p ríticos Carlota y Guachinango (provincia Las Villas): Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Torres - Zafra, J. L., R. M. Lavandero, J. Moreira, J. L. Montano, 2005. Aproximación a una evaluación del potencial metalífero y petrolífero del Terrero Guaniguanico. Primera Convención Cubana de Ciencias de la Tierra. Memorias Trabajos y Resúmenes. Centro Nacional de Información Geológica. La Habana. ISBN 959-7117-03-7.

Torres - Zafra, J. L., W. Lavaut - Copa, X. Cazañas, 2016. Modelos descriptivo - genéticos de depósitos metálicos para el mapa metalogénico a escala 1:250 000 de la República de Cuba.

Torr , L., J. A. Proenza, J. C. Melgarejo, P. Alfonso, J. Farr  de Pablo, J. M. Colomer, A. García Casco, A. Gubern, E. Gallardo, X. Cazañas, C. Chaves, R. del Carpio, P. León, C. E. Nelson, J. F. Lewis, 2016. Mineralogy, geochemistry and sulphur isotope characterization of Cerro de Maimón (Dominican Republic) San Fernando and Antonio (Cuba) Lower Cretaceous VMS deposits: formation during subduction initiation of the proto Caribbean lithosphere within a fore arc. Ore Geology Reviews, 71 pat I: 794 - 817. Doi: 10.1016/j.oregeorev 2015.09.017

Tourtlot, H., 1979, Black shales - Its deposition and diagenesis: Clays and clays minerals, Vol. 27, No 5: 313 - 321.

Valdés, E. L., A. Díaz, J. F. Davies, R. E. Whitehead, L. Fonseca, 1993. Cogenetic Sedex Zn-Pb and stockwork copper ores, Western Cuba. Exploration Mining and Geology, Vol. 2, No 4, 297 - 305.

Vasiliev, I., F. Arcial, A. Borjas, R. Ching, J. L. Darias, F. Díaz, 1989. Informe al levantamiento Geológico 1:50 000 y búsqueda norte. Las Villas II, Jíbaro - Báez. Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.



Vershigora, N., A. Priajin, N. A. Fernández, Y. Karpov, R. Fernández, L. Oubiña, J. Castañeda, T. Ayata, M. Valdivia, J. R. Rosas, A. Klimov, L. Kranin, N. Escalona, L. Santamaría, A. Kumalakov, D. Konoplin, 1983. Informe de búsqueda a escala 1:10000 realizada en el campo mineral Castellano - Santa Lucía: Inédito. Archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales. La Habana.

Vila-Sánchez, A. R., R. Díaz-Martínez, J. A. Proenza, J. C. Melgarejo, 2004, Caracterización morfológica, textural y composicional de las partículas de oro reveladas en placeres marinos de las playas Mejías y Jiguaní (NE de Cuba Oriental): Geociencias, 23, 43-53.

Voznesenskiy, V. P., R. M. Antoniuk, V. A. Trofimov, D. García, S. Gil, G. Furrázola, S. Siderenko, A. Dovnia, I. Slavo, L. Vtulochkin, R. González, R. Delgado, E. Fonseca, M. Pérez, L. Díaz de Villalvilla, G. Millán, C. Capote, B. Echevarría y K. Sukar, 1986. Base geológica estructuro-formacional del mapa metalogénico: Inédito. Archivo Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

Whitehead, R. E., J. F. Davies, E. L. Valdés, A. Diaz, 1996. Mineralogical and chemical variations, Castellanos shale – hosted Zn – Pb – Ba deposit, Northwestern Cuba. Economic Geology, 91 (4): 713 - 722.

Wise, D. H., 1982. Linesmanship and the practice of linear geo-art. Geol. Soc. Am. Bull. 93, (9): 886-888.

Woodring, W. P., S. N. Davies, 1944. Geology and manganese deposits of Guisa-Los Negros area. Oriente province, Cuba. Geologic investigations in the American republics 1941 – 43 US Geological Survey Bulletin 935 - G: 357 – 386.

Wyborn, L. A. I., C. A. Heinrich, A. L. Jaques, 1994. Australian Proterozoic Mineral Systems: Essential Ingredients and Mappable Criteria. AusIMM Publication Series 5/94: 109-115

Yanev, S. N., D. C. Tchounev, T. V. Tzankov, 1993. El complejo volcano-sedimentario cretácico de Cuba Central, (Unificación litoestratigráfica y ambiente paleogeodinámico). Doc. Lab. Géol. Lyon. (125): 223-240.

Zelenenko, V., M. Feubell, I. Varvin, H. Hernández, M. Pelicier, M. C. Rivas, 1986. Informe técnico No 42. Beneficio de las menas de los

prospectos Carlota – Guachinango – Victoria: Inédito. Archivo Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.



