

# Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile

Waldo Vivallo

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104,  
Casilla 10465, Santiago, Chile

Fernando Henríquez

Departamento de Ingeniería de Minas, Universidad de Santiago de  
Chile, Casilla 10233, Santiago, Chile

## RESUMEN

Las rocas volcánicas basáltico-andesíticas de la Formación La Negra (ca. 180 Ma) y las rocas plutónicas (160-140 Ma), de composición gábrica a granítica, que las intruyen, hospedan depósitos de Cu con contenidos variables de Ag, Au y Fe. Los yacimientos estratoligados de Cu±Ag, que incluyen tanto depósitos estratiformes como chimeneas de brechas, se hospedan preferentemente en la secuencia volcánica, mientras que los yacimientos vetiformes de Cu-Fe±Au (calcopirita-magnetita-actinolita) se restringen a los cuerpos intrusivos. Las relaciones espaciales y temporales entre ambos tipos de depósitos sugieren un origen hidrotermal común, genéticamente relacionado con los granitoides del Jurásico Medio a Superior. Esto es consistente con la composición isotópica de los minerales de mena/ganga ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}=3,5$  a 2‰;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}=3,9$ ‰;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}=14$ ‰) que revelan un origen magmático para las soluciones hidrotermales involucradas en su génesis. La razón inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70435) de las soluciones hidrotermales, inferidas de la composición isotópica de la calcita, es ligeramente superior que la misma razón en los granitoides (0,70329-0,70387) con los cuales los depósitos se relacionan genéticamente. Esto sugiere una interacción de las soluciones hidrotermales magmáticas con fluidos de razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más altas, por ejemplo aguas meteóricas equilibradas isotópicamente con rocas corticales más antiguas. Un reservorio orogénico común para el Pb de la mena es indicado por la composición isotópica del Pb de los sulfuros ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  18,529;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15,630;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  38,526). Los yacimientos vetiformes fueron formados, en la zona plutónica, de más alta temperatura, a partir de soluciones magmáticas en equilibrio con magnetita y condiciones de pH neutro a ligeramente alcalino, como lo indica la presencia de magnetita asociada a los minerales de mena y albita o feldespato potásico entre los minerales de alteración. Estas soluciones migraron hacia zonas más superficiales y condiciones más oxidantes, con hematita estable y menor temperatura, para dar origen a los depósitos estratoligados alojados en las rocas volcánicas.

*Palabras claves:* Geoquímica, Cobre, Oro, Manto, Veta, Cordillera de la Costa, Chile.

## ABSTRACT

**A common genesis for the Middle-Upper Jurassic stratabound and vein copper deposits at the Coastal Range, Antofagasta Region, Chile.** Copper ore deposits with variable amounts of Ag, Au and Fe are hosted by La Negra Formation basaltic-andesites (ca. 180 Ma) and gabbroic to granitic plutonic rocks (160-140 Ma) that intrude them. The stratabound Cu±Ag ore deposits include stratiform and breccia pipe bodies which are mainly hosted by the volcanic rocks, whereas the Cu-Fe±Au (chalcopyrite-magnetite-actinolite) vein bodies are only found in the intrusives. The space and time relationships between both types of deposits suggest a common hydrothermal origin

genetically related with the Middle-Upper Jurassic granitoids. This is consistent with the isotopic composition ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}=3,5$  to 2‰;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}=3,9\%$ ;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}=14\%$ ) of the ore/gangue minerals showing a magmatic origin for the hydrothermal solutions responsible for the ore deposits genesis. The initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of the hydrothermal solutions (0,70435) has been inferred from the calcite isotopic composition in the gangue assemblage, and this value is slightly higher than the same ratio in genetically related granitoids (0,70329-0,70387). This difference suggests an interaction of magmatic derived solutions with fluids of higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratio, e.g., meteoric dominated water isotopically equilibrated with older crustal rocks. The ore lead composition ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  18,529;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15,630;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  38,526) shows a common orogenic reservoir for both type of deposits. The vein deposits were formed at the higher temperature plutonic environment by magmatic derived solutions at equilibria with magnetite and at a neutral to slightly alkaline pH, as it is shown by magnetite associated with ore minerals and albite or potassic feldspar alteration minerals. These hydrothermal fluids moved up to a near surface volcanic environment, characterized by lower temperatures and higher oxygen fugacity than the plutonic one with hematite stable, to form the stratabound ore deposits.

*Key words: Geochemistry, Copper, Gold, Manto, Vein, Coastal Range, Chile.*

## INTRODUCCION

Los depósitos estratoligados de cobre, denominados, también, tipo manto (Ruiz *et al.*, 1965), son, después de los yacimientos del tipo pórfido cuprífero, la fuente más importante de producción de cobre en Chile. Yacimientos de este tipo son comunes en las rocas volcánicas de la Cordillera de la Costa en la Región de Antofagasta, destacándose entre ellos los depósitos Mantos Blancos, Iván, Susana, Santo Domingo, Buena Esperanza, Mantos del Pacífico y Mantos de la Luna. Estos depósitos están alojados en rocas volcánicas, de composición predominantemente andesítica a andesítica basáltica, afinidad calcoalcalina y edad jurásica (Formación La Negra) (Ruiz *et al.*, 1965; Palacios, 1974; Palacios y Definis, 1981a; Chávez, 1985; Rogers, 1985; Pichowiak, 1994).

La mineralización sulfurada contiene pirita, calcopirita, bornita, calcosina y covelina, y se presenta generalmente diseminada, rellenando cavidades (amígdalas, fracturas) formando cuerpos estratiformes o lenticulares ('mantos') concordantes con la estratificación y otros discordantes con ella, tales como chimeneas de brechas, cuerpos irregulares y en menor medida vetas. Intrusivos subvolcánicos, de edades comprendidas entre 165 y 133 Ma (Palacios y Definis, 1981a, 1981b; Chávez, 1985; Rogers, 1985; Maksaev, 1990), generalmente estériles, cortan a los cuerpos de mena.

La Formación La Negra está intruida por cuerpos de dimensiones batolíticas cuyas composiciones varían desde gabro a granito, afinidades calcoalcalinas y edades radiométricas en el intervalo 147-166 Ma (Rogers, 1985; Maksaev, 1990).

Estos intrusivos del Jurásico Medio a Superior alojan a numerosos depósitos vetiforme de cobre (calcopirita, magnetita, actinolita) de tamaños variables, escasas vetas menores de plata-oro, de hierro-cobre, hierro y níquel-cobalto (Boric *et al.*, 1990). Las vetas son, generalmente, verticales a subverticales y de edades muy similares a la de los plutones que las alojan (Maksaev, 1990).

El origen de los yacimientos estratoligados, en general, y de aquéllos de edad jurásica en particular, ha sido motivo de una larga controversia (e.g., Ruiz *et al.*, 1965; Losert, 1973; Palacios y Definis, 1981a, 1981b; Espinoza, 1982; Sato, 1984; Tassinari *et al.*, 1993). Sobre la base de, principalmente, antecedentes de terreno y mineralógicos Ruiz *et al.* (1965) propusieron, inicialmente, un origen volcánico singenético para estos yacimientos. Posteriormente, Losert (1973) sugirió un origen epigenético relacionado con el proceso de alteración regional (metamorfismo) que afecta a las rocas volcánicas que contienen a la mineralización, postulando que dicho evento se podría relacionar con la actividad magmática intrusiva. Con posterioridad, varios autores han sugerido que estos depósitos son de origen epigenético, pero relacionados a cuerpos intrusivos plutónicos o subvolcánicos (Palacios, 1974; Espinoza, 1982; Chávez, 1985; Boric *et al.*, 1990).

La información actualmente disponible (relaciones de terreno, datos isotópicos) es consistente con un origen epigenético, probablemente, relacionado a la actividad intrusiva del Jurásico Medio-Superior, para los depósitos estratoligados de Cu-

(Ag) presentes en la Formación La Negra. Esto es apoyado por las edades radiométricas tanto de las rocas volcánicas, intrusivos (plutónicos y sub-volcánicos) como de la alteración hidrotermal. Esta edad es de intervalo similar a la de las vetas hidrotermales de calcopirita-magnetita-actinolita y vetas de hierro-cobre, alojadas en los plutones del

Jurásico Medio a Superior que intruyen a las rocas de la Formación La Negra. El objetivo de este estudio es, sobre la base de información geoquímica e isotópica, tanto de las menas como de las rocas alteradas hidrotermalmente, caracterizar ambos tipos de depósitos e investigar la posibilidad de una vinculación de carácter genético entre ellos.

## METODOLOGIA DE ESTUDIO

Para la ejecución del trabajo se seleccionó el segmento de la Cordillera de la Costa comprendido entre los distritos Tocopilla y Naguayán, en la parte norte, y los distritos de Santo Domingo, Montecristo y Julia, en la parte sur (Fig. 1). Estos fueron escogidos considerando que en ellos, tanto la mineralización del tipo manto como la vetiforme están bien representadas y se cuenta con numerosos datos generados por trabajos anteriores, particularmente con dataciones de los intrusivos batolíticos y subvolcánicos, incluyendo dataciones de las vetas de calcopirita-magnetita-actinolita.

En las áreas seleccionadas, se puso especial énfasis en determinar las formas de ocurrencia y relaciones espaciales de los distintos tipos de depósitos, y se realizó un muestreo de las menas y rocas de cajas. La mineralogía de las rocas de caja y menas fue determinada por medio de microscopía estándar, utilizando secciones transparentes y pulidas, respectivamente.

Los estudios geoquímicos e isotópicos de los

minerales de mena/ganga fueron realizados en concentrados de minerales puros, obtenidos mediante separación magnética, con líquidos pesados y separación a mano bajo lupa binocular. Los concentrados puros de las distintas especies minerales fueron analizados por medio de activación neutrónica, en los laboratorios de XRAL en Canadá, utilizando 0,5 g de muestra. Se determinó un total de 33 elementos, más oro, el límite de detección para el oro es de 2 ppb; sin embargo, para algunas muestras se logró un límite de 1 ppb debido a la mayor cantidad de muestras analizada.

Un grupo de muestras de minerales de mena, representativo para ambos tipos de depósitos, que incluyen a los principales minerales de las asociaciones de mena fue seleccionado para determinaciones de isótopos de Pb y S. Cristales de calcita, perteneciente a la asociación de minerales de ganga, fueron utilizados para determinar razones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y la composición isotópica del C y O.

## DEPOSITOS ESTRATOLIGADOS DE Cu±Ag

Revisiones sobre la geología y génesis de los yacimientos estratoligados de cobre o tipo manto se encuentran en Sato (1984), Camus (1985) y Boric *et al.* (1990). De acuerdo con su morfología, los depósitos estratoligados, hospedados en rocas volcánicas de la Cordillera de la Costa, incluyen tanto cuerpos concordantes ('mantos') como discordantes (vetas, chimeneas de brechas, cuerpos irregulares) con la estratificación (Tabla 1). Mantos Blancos es el depósito más importante con una producción anual (1996) de 81.000 ton de cobre fino, y cuya producción más reservas se

estiman en 1,76 millones de cobre fino contenido y 660 ton de plata (Boric *et al.*, 1990); sin embargo, la mayor parte de los depósitos son pequeños y sus reservas no superan el millón de toneladas de mineral (*e.g.*, Mantos de La Luna, Mantos del Pacífico).

Las rocas de caja de estos depósitos son, mayoritariamente, secuencias de lavas, de composición andesítica a basáltica, con intercalaciones de brechas y tobas, y afinidad calcoalcalina (*e.g.*, Rogers, 1985) asignadas a la Formación La Negra (García, 1967). Sin embargo, rocas de composi-

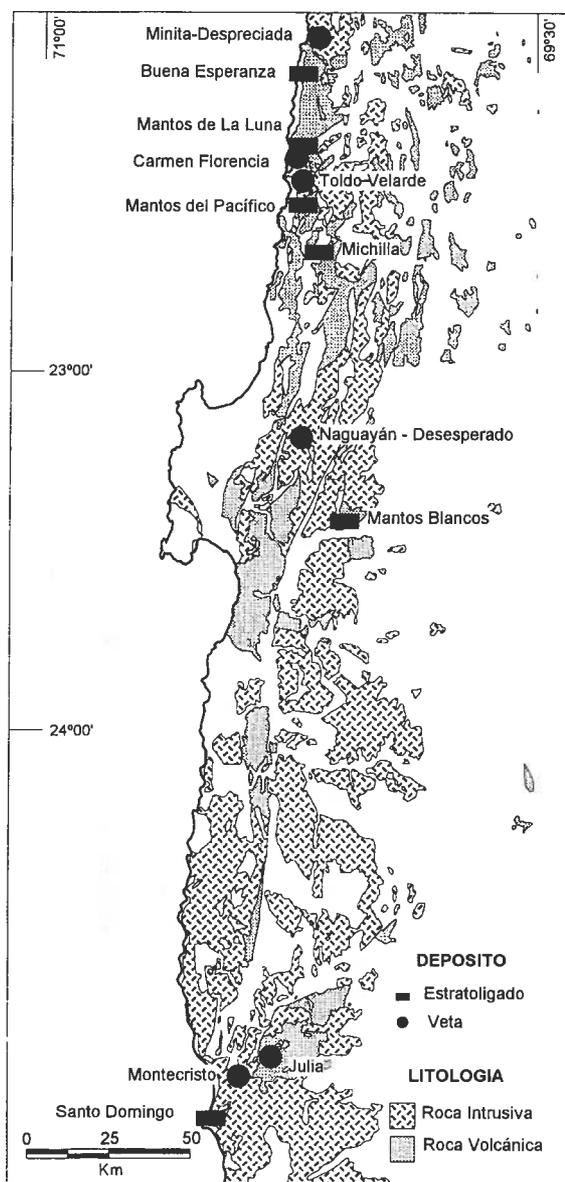


FIG. 1. Bosquejo geológico mostrando la distribución de las rocas volcánicas jurásicas de la Formación La Negra, rocas plutónicas jurásicas y distribución de los depósitos y/o distritos considerados en este trabajo. Los yacimientos vetiformes están alojados en rocas intrusivas y los estratoligados en rocas volcánicas. Sobre la base del Mapa Geológico de Chile a escala 1:1.000.000 (1982).

ción dacítica a riolítica junto a andesita constituyen la roca huésped de la mineralización en Mantos Blancos (Chávez, 1985). Las rocas volcánicas presentan una estratificación gruesa con rumbos cercanos a norte-sur y manteos no superiores a los 35°, tanto al oeste como al este, ellas están afecta-

das por metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado que se manifiesta en la presencia de minerales tales como epidota, albita, clorita, cuarzo, calcita, prehnita, pumpellita y actinolita (Losert, 1973; Palacios, 1977). Una edad comprendida entre el Sinemuriano y el Kimmeridgiano es consistente con la posición estratigráfica de las rocas de esta formación (García, 1967; Bobenrieth, 1980; Maksaev y Marinovic, 1980; Naranjo y Puig, 1984) y dataciones radiométricas de las lavas y cuerpos intrusivos (Tabla 2) que las cortan (Astudillo, 1983; Rogers, 1985; Boric *et al.*, 1990; Venegas *et al.*, 1991; Tassinari *et al.*, 1993).

Estos yacimientos pueden presentar una zonación vertical en que la parte superior del depósito consiste en minerales oxidados de cobre, sucedida en profundidad por una zona mixta en que coexisten sulfuros y óxidos, y en la parte inferior, se reconoce la mineralización hipógena. Las dimensiones de estas zonas varían en los distintos depósitos, reflejando la extensión del proceso supérgeno a que fueron expuestos. Importantes zonas de oxidación se reconocen, por ejemplo, en los depósitos Mantos Blancos y Susana, mientras que en Buena Esperanza sólo se presenta mineralización primaria y Mantos de la Luna está constituido, exclusivamente, por óxidos. Atacamita, malaquita, crisocola y, en menor medida, cuprita y cobre nativo constituyen los minerales más frecuentes en la zona de oxidación. Covelina y calcosina secundaria están presentes en la zona mixta. La mineralización hipógena consiste en bornita, calcosina, calcopirita, con pirita, cuarzo, calcita y abundante specularita como minerales de ganga. La mineralización se presenta diseminada y principalmente rellenando cavidades (vesículas, fracturas) en la parte alta de los flujos de lava o en la matriz de los cuerpos de brecha. Las rocas de caja de los cuerpos de mena se presentan alteradas hidrotermalmente, desarrollando una mineralogía caracterizada por la presencia de abundante albita con cantidades variables de clorita, epidota y cuarzo. Numerosos diques y cuerpos intrusivos subvolcánicos cortan a la mineralización y a las rocas de caja (Buena Esperanza, Mantos Blancos).

Dataciones radiométricas (Tablas 1 y 2) de rocas de caja alteradas hidrotermalmente, minerales de alteración, minerales de ganga, intrusivos que cortan a los cuerpos mineralizados (Astudillo, 1983; Chávez, 1985; Espinoza y Orquera, 1988; (Boric *et*

**TABLA 1. DEPOSITOS ESTRATOLIGADOS DE Cu-Fe-Ag Y VETIFORMES DE Cu-Fe-Au, UBICADOS EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DE LA REGION DE ANTOFAGASTA, CONSIDERADOS EN EL PRESENTE ESTUDIO.**

Nombre	Mena	Forma	Roca de Caja/Edad	Minerales de Mena	Ganga/Edad	Alteración/Edad	Referencia
<b>Sector Norte</b>							
Mantos de La Luna	Cu	Estratiforme	Andesita /Jurásico Medio 186±13 Ma(1)	Atacamita, brochantita, crisocola.	Calcita, cuarzo, especularita	Clorita, epidota, calcita.	Greiner (1982)
Veta sector Mantos de La Luna	Fe	Veta	Diorita/Jurásico 158±6Ma (1)	Magnetita, apatita	Actinolita	Actinolita.	Este trabajo
Toldo-Velarde	Cu	Veta	Diorita/Jurásico 158±6Ma(1)	Calcopirita, bornita, Pirita, arsenopirita, molibdenita, magnetita	Actinolita, cuarzo, magnetita, hematita, calcita	Silicea, actinolita/ 167±7Ma (2)	Boric <i>et al.</i> (1990)
Yohanita	Cu-Au	Veta	Diorita/Jurásico 158±6(1)	Calcopirita, bornita, pirita	Calcita, cuarzo.	Silicea	Este trabajo
Mantos del Pacífico	Cu	Estratiforme	Andesita/Jurásico Medio 186±13 Ma(1)	Brochantita, crisocola, calcopirita, bornita.	Calcita, cuarzo, especularita	Albitica, silicea	Este trabajo
Lince-Susana	Cu	Estratiforme Chimenea de brecha	Andesita /Jurásico Medio	Calcosina, bornita, calcopirita, pirita, atacamita, crisocola	Calcita, cuarzo, hematita, yeso hematita. 145 Ma(3)	Albita, clorita, sericita, cuarzo,	Soto y Dreyer (1985), Wolf <i>et al.</i> (1990)
Naguayán-Desesperado	Cu-Fe	Veta	Granodiorita/Jurásico Medio	Calcopirita, pirita, magnetita	Cuarzo, actinolita, apatita. 154 Ma(2)	Actinolita, cuarzo, epidota	Este trabajo
Mantos Blancos	Cu-Ag	Lenticular	Andesita, dacita/ Jurásico Medio 175 Ma (4)	Bornita, covelina, pirita calcosina, calcopirita	Calcita, cuarzo, hematita	Albitica, clorítica, hematítica.150 Ma (4)	Chávez (1985)
<b>Sector Sur</b>							
Montecristo	Cu-Fe-Au	Veta	Diorita. 159±3 (5)	Magnetita, calcopirita, bornita, pirita	Actinolita,apatita clorita	Actinolita, cuarzo,	Espinoza <i>et al.</i> (1997)
Mina Julia	Cu-Fe-Au	Veta	Granodiorita /Jurásico 159±3 (5)	Calcopirita, pirita, bornita magnetita, especularita	Cuarzo, turmalina, calcita, feldespató-K	Cuarzo, turmalina	Boric <i>et al.</i> (1990)
Santo Domingo	Cu	Lenticular	Andesitas /Jurásicas	Calcosina, bornita, calco- pirita, pirita	calcita, cuarzo, hematita sericita, 139±5 -129±4 Ma (2)	Albita, calcita, clorita, hematita, cuarzo	Boric <i>et al.</i> (1990)

(1) Rogers, 1985); (2) Boric *et al.*, 1990; (3) Venegas *et al.*, 1991; (4) Tassinari *et al.*, 1993; (5) Naranjo y Puig, 1984.

**TABLA 2. EDADES RADIOISOTÓPICAS DE MINERALIZACIÓN/ALTERACION Y ROCA DE CAJA EN DISTRITOS CON YACIMIENTOS VETIFORMES Y ESTRATOLIGADOS. K-Ar, DATACION POTASIO-ARGON; Ar-Ar, DATACION ARGON 40-ARGON 39; Rb-Sr, DATACION RUBIDIO-ESTRONCIO; A-T ACTINOLITA-TREMOLITA; Bi: BIOTITA; Pl: PLAGIOCLASA; RT: ROCA TOTAL. ORDENADOS DE NORTE A SUR. LOS YACIMIENTOS DATADOS, EN PARENTESIS, EN LA COLUMNA EDAD DE LA MINERALIZACIÓN.**

Distrito	Edad de la roca de caja (Ma) Plutón	Roca volcánica	Edad de la mineralización (Ma) Veta Estratoligado	Referencia
Tocopilla	165±3 (K-Ar, Bi) 155±13 (Rb-Sr, RT)		140 (Ar-Ar, A-T) (Minita-Despreciada)	Boric <i>et al.</i> (1990)
Buena Esperanza		186±14 (Rb-Sr, RT)	168±5 (K-Ar, Pl) (Buena Esperanza)	Rogers (1985), Boric <i>et al.</i> (1990)
Guanillos	158±6 (Rb-Sr, RT) 158-159 (Ar-Ar, Bi)		167±7 (K-Ar, A-T) (Carmen-Florencia)	Boric <i>et al.</i> (1990)
Gatico	158±6 (Rb-Sr, RT) 159 ±0,7 (Ar-Ar, Bi)			Rogers (1985) Boric <i>et al.</i> (1990)
Cobija-Punta Tames	160 ±0,7 (Ar-Ar, Bi)			Boric <i>et al.</i> (1990)
Michilla		173±19 (Rb-Sr, RT)	142±2 (Ar-Ar, Pl) (Susana-Lince)	Venegas <i>et al.</i> (1991)
Naguayán-Desesperado	>148 (Ar-Ar, Hb)		154 * (Ar-Ar, A-T) (Angel de la Guarda)	Boric <i>et al.</i> (1990)
Mantos Blancos		175 (Rb-Sr, RT)	150 (Rb-Sr, RT) (Mantos Blanco)	Tassinari <i>et al.</i> (1993)
Montecristo (1986)	159±3 (K-Ar, Bi+Cl)		164±11 (K-Ar, A-T) (Veta Mantos)	Sernageomin-Jica Naranjo y Puig (1984)
Julia	159±3 (K-Ar, Bi+Cl)			Boric <i>et al.</i> (1990)
Santo Domingo		>165±5 (K-Ar, RT)	139±5 - 129±4* (K-Ar, RT) (Santo Domingo)	Boric <i>et al.</i> (1990)

\* Edades mínimas.

*al.*, 1990; Venegas *et al.*, 1991; Tassinari *et al.*, 1993), restringen la edad de los depósitos a un intervalo comprendido entre 168 y 140 Ma.

Los escasos datos disponibles de la composición isotópica del S en los sulfuros, indican un origen magmático para este elemento (Sasaki *et al.*, 1984). Datos de inclusiones fluidas para el yacimiento Buena Esperanza muestran resultados aparentemente contradictorios. Calcita coexistiendo con bornita y calcosina indican temperaturas de homogenización entre 65 y 195°C y presiones en el intervalo 285-315 bar (Nisterenko *et al.*, 1974), en tanto medidas en cuarzo (Palacios 1990) indican temperaturas en el intervalo 450-500°C, salinidades entre 52 y 59% NaCl equivalente y presiones similares a las determinadas por Nisterenko *et al.* (1974).

Para explicar su origen, se han formulado diversas hipótesis las que se pueden resumir en tres corrientes de opinión:

**a-** origen singénético, la mineralización se habría producido en parte por la cristalización de los sulfuros durante la formación de las lavas y, en parte, por una actividad fumarólica (desgasificación)

contemporánea con el volcanismo (Ruiz *et al.*, 1965).

**b-** origen metamórfico hidrotermal, los yacimientos se habrían formado por la acción de fluidos metamórficos, originados durante el proceso de metamorfismo regional, los cuales lixivieron el cobre desde las rocas volcánicas y lo depositaron en forma de sulfuros en sitios favorables (Losert, 1973, Sato 1984).

**c-** origen hidrotermal asociado a cuerpos intrusivos, pone el énfasis en el rol de los cuerpos intrusivos, plutónicos y subvolcánicos, del Jurásico Superior, en la generación de los yacimientos y alteración hidrotermal asociada (Espinoza, 1982; Chávez, 1985; Palacios y Definis, 1981a, 1981b; Tassinari *et al.*, 1993). Esta opinión es consistente con las edades radiométricas de las lavas de la Formación la Negra (Rogers, 1985) y de diversos cuerpos intrusivos (subvolcánicos y plutónicos) que cortan a las lavas con y sin mineralización, edades de las rocas alteradas o de los minerales de alteración (Venegas *et al.*, 1991; Munizaga *et al.*, 1991; Tassinari *et al.*, 1993).

## DEPOSITOS VETIFORMES DE Cu-Fe±Au

En la Cordillera de la Costa, en la Región de Antofagasta, existen numerosos depósitos vetiformes emplazados en rocas intrusivas plutónicas que cortan a las lavas de la Formación La Negra. Ellos presentan una distribución areal similar a la de los depósitos estratoligados hospedados en dicha formación. Estos yacimientos fueron económicamente importantes a fines del siglo pasado y la casi totalidad se encuentra paralizado. Los más importantes están ubicados en los distritos de Tocopilla, Gatico, Naguayán, Desesperado, Julia y Montecristo (Fig. 1).

Los cuerpos plutónicos que constituyen la roca de caja de los depósitos vetiformes son de edad jurásica (Rogers, 1985; Boric *et al.*, 1990 y referencias allí citadas), y forman parte de un extenso batolito que se distribuye a lo largo de la Cordillera de la Costa en la Región de Antofagasta. Las rocas de este batolito intruyen tanto a unidades triásicas como jurásicas y, a su vez, está intruido por granitoides del Cretácico Inferior (Marinovic *et al.*, 1995). En la zona del presente estudio, sus edades

radiométricas varían entre 147 y 166 Ma (Chávez, 1985; Rogers, 1985; Boric *et al.*, 1990). Su composición es muy variada incluyendo gabros, dioritas, granodioritas, tonalitas y, en menor medida, granitos. Tienen afinidad calcoalcalina (Palacios y Espinoza, 1982; Ishihara *et al.*, 1984; Rogers, 1985) y sus bajas razones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7032-0,7049) sugieren un origen en el manto para los magmas de los cuales se derivan, con escasa o nula contaminación cortical (*e.g.*, Rogers, 1985).

Gran parte de los depósitos contenidos en estos intrusivos son vetas cupríferas con cantidades variables de magnetita y actinolita como ganga, las de mayores dimensiones se alojan en miembros diorítico-granodioríticos del batolito (distritos Gatico, Montecristo). Estas vetas presentan corridas variables desde decenas de metros hasta 2 km (Toldo-Velarde, Julia-Reventón), espesores entre 1 y 12 m y profundidades cercanas a los 700 m (Minita-Despreciada) como máximo. La distribución de las vetas está, generalmente, controlada por fallas y es común la presencia de filones máficos que las

cortan o constituyen alguna de sus rocas de caja.

La mineralización, al igual que los depósitos estratoligados, presenta una zonación vertical, con un nivel superior oxidado, seguido hacia abajo por una zona de enriquecimiento secundario a la cual sucede, en profundidad, la mineralización hipógena. Atacamita, crisocola, malaquita, sulfatos de cobre y, en menor medida, cobre nativo constituyen los principales minerales de la zona de oxidación (Boric *et al.*, 1990), mientras que la zona de enriquecimiento secundario contiene cantidades variables de calcosina y covelina. La mineralización primaria consiste en calcopirita, pirita, bornita, con cantidades variables de arsenopirita, y de manera muy subordinada, se describe la presencia de molibdenita, uraninita, niquelina, cloantita, cobaltita (Boric *et al.*, 1990). Cuarzo, actinolita, magnetita, hematita, apatita, calcita, turmalina y feldespato potásico en diversas cantidades constituyen los principales minerales de ganga en la zona primaria. La mineralización primaria presenta una zonación vertical con un aumento de la cantidades de magnetita-actinolita en profundidad y de cuarzo hacia las zonas más superficiales. Las vetas de los distritos Montecristo y Julia son especialmente ricos en hierro, constituyendo cuerpos macizos de magnetita y especularita, respectivamente a los cuales se asocia la mineralización sulfurada. En Mina Julia se observa una zonación vertical con los niveles inferiores constituidos por un cuerpo macizo de magnetita con calcopirita-pirita, diseminada y en vetilla, y una parte superior consistente en especularita con mineralización, en parte oxidada, de cobre; la parte superior corresponde, parcialmente, a una brecha hidrotermal cementada con especularita (Espinoza *et al.*, 1996). En Montecristo, la mineralización de

cobre se presenta en cuerpos tabulares de magnetita maciza, los que contienen importantes cantidades de apatita y actinolita como minerales de ganga. De acuerdo con Espinoza *et al.* (1996) Montecristo y Julia corresponden a dos niveles distintos de exposición de este tipo de veta, en la cual el primero representa la zona más profunda. Las vetas presentan halos de alteración restringidos constituidos por minerales tales como albita, cuarzo, clorita, actinolita y, en parte, sericita. Comparativamente, las vetas del sector norte del área de estudio (distritos Gatico, Toldo-Velarde) representan los niveles más superficiales de este tipo de vetas y los del sector sur (*e.g.*, Montecristo) los más profundos.

Edades radiométricas en actinolita que acompaña la mineralización cuprífera de las vetas indican edades similares a la de los plutones que las contienen (*ca.* 160 Ma), por lo cual se ha sugerido (Boric *et al.*, 1990) que ellas se formaron durante los eventos póstumos de la cristalización y enfriamiento de los plutones. Temperaturas elevadas de formación son sugeridas por las asociaciones de minerales de ganga y mena; estudios de inclusiones fluidas en vetas del distrito Montecristo (Servicio Nacional de Geología y Minería-Japan International Cooperation Agency)<sup>1</sup> indican temperaturas de homogenización entre 275 y 363°C. Además, pequeñas vetas de hierro constituidas por magnetita-hematita que se emplazan en intrusivos jurásicos, en las proximidades de los distritos Naguayán y Montecristo, podrían representar las etapas tempranas, de alta temperatura, que preceden la formación de yacimientos de cobre-hierro de estos distritos (Boric *et al.*, 1990).

## RESULTADOS

### GEOQUÍMICA

La composición química de los minerales de las asociaciones de mena analizados se presenta en las tablas 3-tabla 7, figuras 2 y 3.

La magnetita es particularmente abundante en los cuerpos vetiformes, donde puede llegar a constituir cuerpos macizos (*e.g.*, Montecristo), y de

ocurrencia restringida en los depósitos estratoligados. Es uno de los primeros minerales en cristalizar y presenta una composición química promedio muy homogénea a lo largo de toda el área de estudio (Fig. 2). Puede contener cantidades altas de Au (280 ppb, Tabla 3) y se caracteriza por contenidos altos de Co, Ni, Mo y W y un patrón normalizado de los elementos de las de tierras

<sup>1</sup>1986. Informe de estudios básicos sobre la exploración de recursos minerales del área sur de Antofagasta, de la República de Chile, Fase 1 (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería-Japan International Cooperation Agency, 157 p.

**TABLA 3. COMPOSICION QUIMICA DE MAGNETITAS DE LOS DISTRITOS MONTECRISTO (SR, AB, MC) Y NAGUAYAN-DESESPERADO (MMG, RCV), Y DE LOS DEPOSITOS MINA JULIA (MJ), TOLDO-VERDE (TV) Y MANTOS DE LA LUNA (ML). CONTENIDOS EN ppm, EXCEPTO PARA Au y Fe.**

Elemento	SR-1	SR-2	AB-1	AB-2	MC-3	MC-4	MC-5	MJ-7	TV-8
Au (ppb)	76	41	73	29	33	84	280	67	44
Sc	0,11	0,15	0,84	2,00	1,05	0,99	0,58	3,50	5,81
Cr	28,00	9,90	8,90	8,60	8,40	9,10	7,90	35,00	12,00
Fe (% peso)	66,30	63,70	62,20	60,40	59,50	63,80	64,10	59,60	73,50
Co	30,00	51,00	110,00	59,00	32,00	53,00	42,00	35,00	34,00
Ni	640,00	890,00	230,00	200,00	230,00	330,00	280,00	480,00	<50
Zn	30,00	40,00	20,00	<20	40,00	20,00	30,00	30,00	<20
As	42,00	79,00	9,00	14,00	10,00	6,00	4,00	2,00	39,00
Se	1,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Br	6,90	5,20	3,20	3,70	2,00	2,30	2,80	9,30	4,80
Mo	<2	<2	79,00	29,00	100,00	9,00	16,00	5,00	390,00
Ag	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sb	0,40	0,60	0,60	1,20	1,50	0,70	0,60	0,60	1,70
W	<1	<1	3,00	29,00	<1	<1	<1	<1	49,00
Th	0,50	0,60	0,20	0,20	<0,2	<0,2	<0,2	1,40	<0,2
U	0,20	0,50	0,90	0,60	8,00	1,10	0,40	3,40	0,80
La	0,90	1,90	3,90	8,70	0,80	4,00	1,80	0,70	11,40
Ce	<1	3,00	6,00	16,00	<1	6,00	3,00	1,00	14,00
Nd	<3	<3	<3	7,00	<3	3,00	<3	<3	<3
Sm	0,12	0,20	0,39	1,60	0,25	0,43	0,22	0,66	0,26
Eu	0,09	0,08	0,20	0,31	0,11	0,16	0,09	0,22	0,23
Yb	<0,05	<0,05	0,27	0,29	<0,05	0,23	<0,05	1,05	0,13
Lu	<0,01	<0,01	0,07	0,07	<0,01	0,06	<0,01	0,23	0,01

Elemento	ML-6	MMG-1	MMG-2	MMG-3	MMG-4	RCV7-5	RCV8-4.2	RCV-9	RCV10-4
Au (ppb)	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	22,00
Sc	0,42	0,50	0,60	<0,5	0,50	2,80	2,60	<0,5	<0,5
Cr	15,00	15,00	22,00	12,00	25,00	20,00	17,00	16,00	18,00
Fe (% peso)	71,10	66,37	67,13	64,27	67,84	67,56	62,11	67,77	67,77
Co	55,00	<1	<1	<1	<1	73,00	42,00	219,00	57,00
Ni	320,00	221,00	104,00	107,00	323,00	42,00	66,00	66,00	88,00
Zn	20,00	16,40	11,00	14,50	17,30	22,90	56,50	6,60	5,50
As	1,00	21,00	17,00	27,00	19,00	10,00	11,00	9,00	8,00
Se	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Br	5,40	2,00	2,00	2,00	3,00	1,00	1,00	2,00	3,00
Mo	5,00	<2	<2	2,00	<2	5,00	11,00	37,00	80,00
Ag	<2	<2	<2	<2	0,70	<2	1,10	<2	0,6
Sb	0,10	2,40	2,40	2,90	1,30	8,50	11,00	0,80	0,50
W	<1	61,00	220,00	180,00	150,00	29,00	<1	76,00	78,00
Th	11,00	3,00	1,00	2,00	2,00	2,00	1,00	<0,2	<0,2
U	1,90	3,10	6,50	7,00	5,50	4,20	1,80	3,40	<0,1
La	0,30	5,10	0,80	1,60	5,20	3,00	5,90	0,80	<1
Ce	<1	11,00	<1	<1	9,00	4,00	12,00	<1	<1
Nd	<3	6,00	<3	<3	<3	<3	7,00	<3	<3
Sm	0,14	1,40	0,40	0,40	0,60	0,20	1,70	<0,1	<0,1
Eu	0,05	0,30	0,20	<0,05	0,20	0,20	0,60	<0,05	<0,05
Yb	0,07	0,60	0,50	0,30	0,70	0,40	1,60	<0,05	<0,05
Lu	0,02	0,11	0,13	0,16	0,16	<0,01	0,32	<0,01	<0,01

TABLA 4. COMPOSICION QUIMICA DE HEMATITA DE LOS DEPOSITOS MANTOS DE LA LUNA (ML); MANTOS DEL PACIFICO (MP) Y MINA JULIA (MJ). CONTENIDOS EN ppm, EXCEPTO PARA Au y Ag.

Elemento	ML-15	ML-15B	MP-2	MJ-1	MJ-3	MJ-5
Au (ppb)	7	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	61,70	59,50	79,20	9,90	9,20	43,40
Cr	10,00	11,00	21,00	13,00	8,80	10,00
Fe (%peso)	48,90	51,00	65,60	75,00	64,90	62,30
Co	23,00	18,00	6,30	9,40	3,30	12,00
Ni	<50	90,00	<50	<50	<50	<50
Zn	<20	<20	70,00	<20	<20	<20
As	2,00	3,00	<1	4,00	6,00	6,00
Br	2,80	4,20	11,00	12,00	5,00	1,30
Mo	36,00	31,00	14,00	5,00	9,00	<2
Sb	0,30	0,40	0,40	1,00	0,80	1,00
W	500,00	540,00	250,00	890,00	900,00	<1
Hg	<1	<1	<1	<1	<1	88,00
Th	0,20	0,50	0,60	0,30	4,50	<0,2
U	1,90	2,10	<0,2	4,00	3,80	<0,2
La	1,50	2,90	1,70	1,30	0,60	1,10
Ce	3,00	7,00	4,00	2,00	<1	1,00
Nd	<3	3,00	<3	<3	<3	<3
Sm	0,27	0,75	0,56	0,28	0,35	0,17
Eu	0,14	0,30	0,52	0,32	0,18	0,12
Yb	0,25	1,07	0,25	0,14	0,19	<0,05
Lu	0,06	0,20	0,04	0,05	<0,01	<0,01

raras (Fig. 3) enriquecido en las tierras raras livianas (La-Sm) con respecto a las pesadas (Yb-Lu), sin una anomalía de Eu.

La hematita, en su variedad especularita, constituye uno de los principales minerales de ganga en los depósitos estratoligados y domina en la parte alta de los depósitos vetiformes (*e.g.*, Mina Julia). Su composición (Fig. 2) se caracteriza, en general, por contenidos altos Sc y W; aquella de los depósitos estratoligados muestra, además, contenidos más altos de Ni, Zn y Mo que la del depósito vetiforme Mina Julia. Una de las muestras de Mina Julia (Tabla 4) tiene un alto contenido de Hg (88 ppm). Sus patrones de los elementos de las tierras raras, a diferencia de la magnetita, son bastante planos y se caracterizan por una marcada anomalía positiva de Eu (Fig. 3).

La pirita ocurre en cantidades moderadas en ambos tipos de depósitos, si bien ellas presentan una composición relativamente homogénea, con similares patrones de distribución (Fig. 2) se observan algunas diferencias entre aquellas piritas de las vetas con respecto a la de los depósitos estratoligados (Carolina de Michilla). Ambas piritas concentran Au, Co y Ni (Tabla 5), sin embargo, en

promedio, los contenidos de estos elementos son más altos en las piritas de las vetas y el As tiende a concentrarse, principalmente, en éstas. Los contenidos de tierras raras (Fig. 3, Tabla 5) son muy bajos y su patrones de distribución normalizados parecen ser, al igual que la hematita, muy planos, aparentemente tienden a desarrollar una anomalía positiva de Eu.

La calcopirita es el primer sulfuro de cobre en cristalizar y constituye uno de los principales minerales de mena. Al igual que la pirita se observan algunas diferencias composicionales (Fig. 2, Tabla 6) entre la calcopirita de depósitos estratoligados (Mantos Blancos, Santo Domingo) y aquella de las vetas (Toldo-Velarde, vetas sector sur). Mientras los primeros tienden a concentrar preferentemente Au, Cr, Zn, Se y Ag, en los segundos tienden a concentrar fuertemente Au, Co y en menor medida Ni, As y Mo. Sus patrones normalizados de tierras raras (Fig. 3) están enriquecidos en tierras raras livianas con respecto a las pesadas y en el caso de las vetas (Toldo-Velarde, Abundancia, Mina Julia), éstas presentan contenidos totales de tierras raras mucho más bajos que la de Mantos Blancos y una marcada anomalía positiva de Eu.

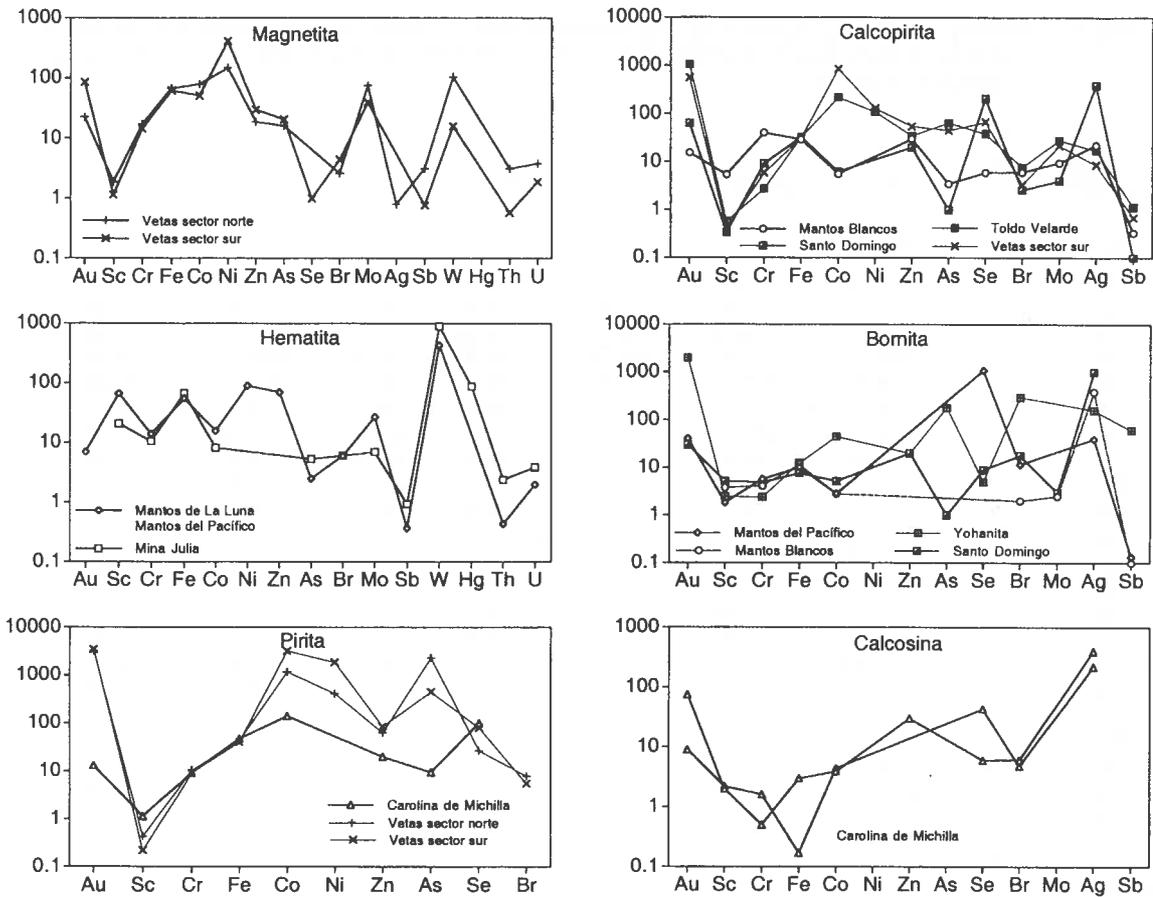


FIG. 2. Composición química promedio de sulfuros y óxidos de hierro presentes en los depósitos estudiados, agrupados por sectores en el caso de la magnetita y por yacimientos en los demás casos. Fases minerales individuales de yacimientos del mismo tipo, separados por centenares de km entre sí muestran patrones de distribución similares, como es el caso de las magnetitas de los depósitos vetiformes de los sectores norte (Veta sector Mantos de La Luna, Toldo-Velarde, Yohanita, Naguayán-Desesperado) y sur (Julia, Montecristo) del área considerada (sobre la base de las tablas 3-7), los contenidos expresados en % peso para el Fe, en ppb para Au y en ppm para los demás elementos.

La bornita tiene una cristalización tardía en la secuencia paragénetica de estos yacimientos, su ocurrencia es más abundante en los depósitos estratoligados que en las vetas. Su composición química es bastante heterogénea (Fig. 2, Tabla 7) y como rasgo común puede indicarse que, al igual que los demás sulfuros, tiende a concentrar, preferentemente Au y además Ag, sus contenidos de Sc, Cr y Fe son muy similares; sin embargo, las concentraciones de los otros elementos parecen depender de condiciones locales *e.g.*, Mantos Blancos es rico en Se y Hg (Tabla 7) y Santo Domingo muy rico en Ag. Los patrones normalizados de los contenidos de tierras raras son similares a los de calcopirita, ligeramente enriquecidos en tierras raras livianas y, en el caso de Mantos del Pacifico, su

contenido total es mucho más bajo que la bornita de Mantos Blancos y presenta una anomalía positiva de Eu.

La calcosina junto con bornita, son los últimos minerales en cristalizar en la secuencia de mineralización hipógena. Su ocurrencia está restringida a los depósitos estratoligados. Su composición química (Tabla 7, Fig. 3) muestra que este mineral tiene una tendencia a concentrar Au y Ag, y en menor medida, Zn y Se. Su patrón normalizado de distribución de tierras raras es muy similar al de la calcopirita y bornita (Fig. 3), con un enriquecimiento moderado de las tierras raras livianas con respecto a las pesadas y una débil anomalía positiva de Eu.

**TABLA 5. COMPOSICION QUIMICA DE PIRITA DE LOS DEPOSITOS MINA JULIA (MJ), TOLDO VELARDE (TV), YOHANITA (Y) Y LOS DISTRITOS NAGUAYAN DESESPERADO (RCV; MPY) Y MONTECRISTO (SR). CONTENIDOS EN ppm, A EXCEPCION DE Au y Fe.**

Elemento	MJ-7	MJ-6	SR-2	E-3	E-1	TV-1	TV-3
Au (ppb)	7600	1500	1200	21	5	450	1300
Sc	0,31	0,22	0,13	1,15	1,13	0,19	0,18
Cr	6,10	15,00	6,40	8,40	10,00	4,30	1,30
Fe (% peso)	36,80	43,60	40,30	46,60	47,70	41,00	44,00
Co	3200,00	3500,00	3000,00	100,00	180,00	2300,00	1400,00
Ni	680,00	3800,00	1100,00	<50	<50	870,00	870,00
Zn	70,00	<20	100,00	20,00	<20	120,00	<20
As	160,00	660,00	540,00	4,00	15,00	880,00	1500,00
Se	60,00	87,00	94,00	52,00	150,00	38,00	29,00
Br	2,90	<0,5	8,10	4,50	2,70	1,50	2,90
Mo	<2	<2	10,00	3,00	<2	<2	<2
Ag	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sb	<0,1	<0,1	0,70	1,20	<0,1	<0,1	<0,1
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Hg	<1	16,00	12,00	6,00	<1	<1	<1
Th	<0,2	<0,2	<0,2	0,30	<0,2	<0,2	<0,2
U	1,50	<0,2	1,80	<0,2	<0,2	0,20	<0,2
La	<0,1	<0,1	0,40	0,90	1,30	<0,1	1,10
Ce	<1	<1	<1	1,00	<1	<1	<1
Nd	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sm	<0,01	<0,01	<0,01	0,25	0,42	<0,01	0,07
Eu	0,06	0,10	0,36	0,13	0,07	0,05	0,28
Yb	<0,05	0,11	<0,05	0,13	0,07	<0,05	<0,05
Lu	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01

Elemento	Y-1	Y-2	RCV8-8	MPY-V9
Au (ppb)	5000	9200	46	<2
Sc	0,48	0,88	<0,01	<0,01
Cr	5,20	3,60	24,00	24,00
Fe (% peso)	41,20	40,90	45,30	46,02
Co	530,00	880,00	698,00	1270,00
Ni	220,00	260,00	166,00	103,00
Zn	<20	130,00	1,40	2,20
As	4800,00	6700,00	68,00	21,00
Se	11,00	<1	36,00	21,00
Br	25,00	14,00	1,00	3,00
Mo	<2	12,00	35,00	<2
Ag	<2	<2	2,20	7,50
Sb	2,40	21,00	<0,1	<0,1
W	<1	<1	3,00	<1
Hg	<1	<1	<1	<1
Th	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
U	<0,2	<0,2	<0,2	0,60
La	<0,1	<0,1	0,90	<0,1
Ce	<1	<1	<1	<1
Nd	<3	<3	<3	<3
Sm	<0,01	0,12	0,10	<0,01
Eu	0,43	0,42	<0,05	<0,05
Yb	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Lu	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01

**TABLA 6. COMPOSICION QUIMICA DE CALCOPIRITA Y CALCOSINA (E-2, E-4) DE LOS DEPOSITOS MINA JULIA (MJ), SANTO DOMINGO (SDE), MANTOS BLANCOS (MB), TOLDO VELARDE (TV), CAROLINA DE MICHILLA (E) Y MONTECRISTO (AB, MC). CONTENIDOS EN ppm, EXCEPTO PARA Au y Fe.**

Elemento	MJ-5	MJ-6	AB-1	AB-1	MC-5	SDW-2	MB-2
Au (ppb)	700	630	480	410	580	64	28
Sc	0,82	0,07	0,34	0,62	0,21	0,34	2,40
Cr	6,20	1,60	9,20	4,80	7,80	9,20	12,00
Fe (% peso)	31,60	31,30	32,90	29,10	32,50	32,40	27,90
Co	1.000,00	800,00	2100,00	260,00	120,00	6,20	3,40
Ni	120,00	270,00	150,00	<50	90,00	<50	<50
Zn	60,00	30,00	<20	50,00	80,00	20,00	20,00
As	71,00	100,00	43,00	7,00	5,00	1,00	<1
Se	64,00	63,00	59,00	46,00	110,00	210,00	6,00
Br	3,90	2,00	3,60	2,30	5,30	2,60	10,00
Mo	<2	<2	89,00	3,00	15,00	4,00	<2
Ag	<2	11,00	<2	<2	22,00	390,00	32,00
Sb	0,70	0,60	0,30	0,30	1,60	0,10	0,20
W	<1	<1	<1	<1	3,00	<1	<1
Hg	<1	8,00	9,00	5,00	16,00	29,00	<1
Th	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,90
U	0,50	<0,2	<0,2	0,50	<0,2	<0,2	0,80
La	<0,1	<0,1	1,00	1,30	0,70	<0,1	5,50
Ce	<1	<1	<1	2,00	2,00	<1	11,00
Nd	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4,00
Sm	0,09	0,03	0,15	0,21	0,11	0,23	0,76
Eu	0,16	<0,05	0,17	0,15	0,25	0,28	0,32
Yb	0,06	<0,05	0,12	0,12	0,05	0,07	0,35
Lu	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	0,02	0,04

Elemento	MB-3	MB-3B	TV-2	TV-8	E-2 (Calcosina)	E-4 (Calcosina)
Au (ppb)	<2	3	1600	500	75	9
Sc	6,30	7,48	0,51	0,64	1,99	2,20
Cr	50,00	58,00	4,40	1,15	0,50	1,60
Fe (% peso)	30,30	28,90	31,40	33,40	2,98	0,17
Co	8,40	5,00	110,00	330,00	3,90	4,40
Ni	<50	<50	<50	110,00	<50	<50
Zn	40,00	<20	20,00	50,00	30,00	<20
As	3,00	4,00	10,00	120,00	<1	<1
Se	8,00	4,00	31,00	46,00	6,00	43,00
Br	5,90	2,50	6,60	9,10	6,10	4
Mo	10,00	9,00	<2	28,00	<2	<2
Ag	<2	13,00	22,00	13,00	400,00	220,00
Sb	0,30	0,50	0,60	1,70	<0,1	<0,1
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Hg	<1	<1	<1	<1	<1	5,00
Th	5,80	6,50	<0,2	<0,2	<0,2	0,60
U	2,90	3,30	<0,2	0,30	<0,2	<0,2
La	12,50	20,10	2,00	1,70	4,00	3,20
Ce	28,00	44,00	<1	1,00	7,00	7,00
Nd	14,00	20,00	<3	<3	4,00	4,00
Sm	3,20	4,32	0,10	0,10	0,80	1,14
Eu	0,85	1,11	0,18	0,19	0,27	0,31
Yb	,50	1,66	0,05	0,08	0,15	0,30
Lu	0,26	0,25	<0,01	0,02	0,04	0,05

TABLA 7. COMPOSICION QUIMICA DE BORNITA DE LOS DEPOSITOS MANTOS DEL PACIFICO (MP), SANTO DOMINGO (SDE), YOHANITA (Y). CONTENIDOS EN ppm EXCEPTO PARA Au y Fe.

Elemento	MP-1	MP-2	MP-3	MB-4	MB-7	SDE-4	Y-3
Au (ppb)	46	54	22	<2	<2	30	2000
Sc	1,65	2,26	1,59	3,80	3,80	5,20	2,47
Cr	2,00	11,00	4,20	4,10	4,10	4,90	2,40
Fe (% peso)	9,59	9,30	11,10	11,40	11,40	7,61	12,60
Co	2,50	2,80	3,20	2,80	2,80	5,20	45,00
Ni	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Zn	<20	<20	<20	<20	<20	20,00	20,00
As	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	180,00
Se	640,00	740,00	1900,00	<1	<1	9,00	5,00
Br	16,00	10,00	8,80	2,00	2,00	18,00	300,00
Mo	<2	<2	<2	2,00	3,00	3,00	<2
Ag	39,00	50,00	31,00	510,00	260,00	1000,00	160,00
Sb	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	<2	61,00
W	<1	2,00	<1	<1	<1	<1	<1
Hg	88,00		268,00	<1	<1	9,00	<1
Th	<0,2	0,40	<0,2	4,30	2,20	<0,2	<0,2
U	<0,2	0,20	<0,2	2,40	0,70	<0,2	0,10
La	<0,1	0,40	1,90	9,90	7,30	1,00	1,80
Ce	<1	<1	3,00	26,00	17,00	<1	4,00
Nd	<3	<3	<3	16,00	10,00	<3	<3
Sm	0,14	0,19	0,24	4,60	2,30	0,15	0,55
Eu	0,14	0,14	0,10	0,71	0,46	0,17	0,16
Yb	<0,05	0,13	0,14	2,00	0,98	0,12	0,22
Lu	<0,01	0,03	<0,01	0,28	0,17	<0,01	0,05

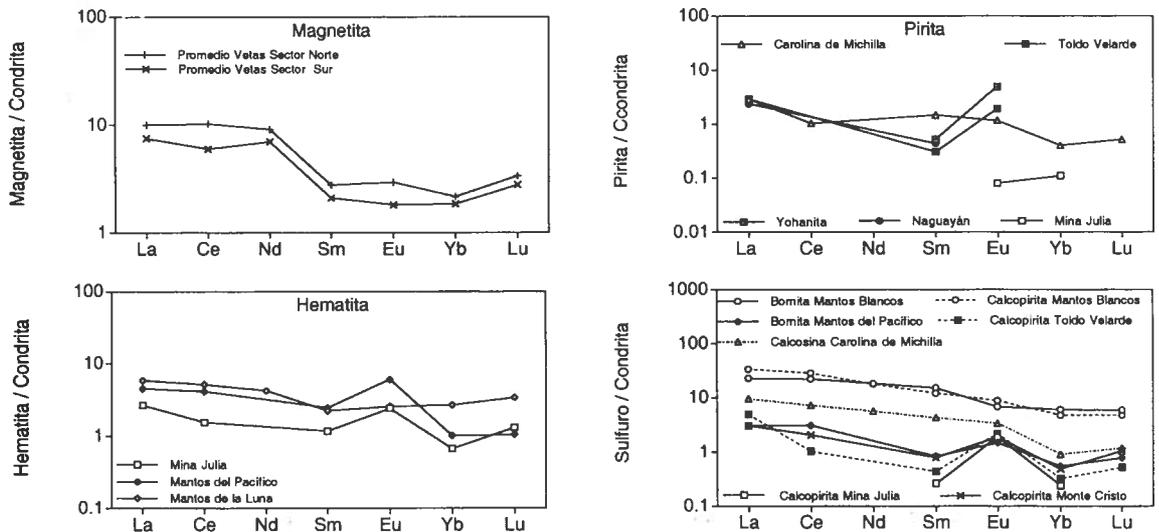


FIG. 3. Patrones normalizados de las tierras raras para minerales de las asociaciones de mena de los depósitos estratoligados y vetiformes. Las curvas representan valores promedios de los minerales agrupados por tipo de yacimiento en el caso de magnetita, y depósitos individuales en el caso de los demás minerales (sobre la base de las tablas 3-7), los contenidos fueron normalizados con respecto a la condrita L-6 de Masuda *et al.* (1973).

Es notorio el hecho que, al comparar la composición química de un mismo mineral en depósitos equivalentes, separados por más de 300 km de distancia entre sí, presenten grandes similitudes en los contenidos de un número importante de sus componentes; tal como lo ilustra el caso de las magnetitas, piritas y calcopiritas de las vetas de los sectores norte y sur (Tabla 1). Si bien, se espera que un mismo mineral mantenga una composición

relativamente homogénea independientemente de su ambiente de formación, ello es válido, principalmente, para sus componentes esenciales y parcialmente los menores, pero cuando la similitud, además, se extiende a un número importante de los elementos en trazas, sugiere fuertemente que los yacimientos que los contienen han sido formados por procesos genéticos similares.

### COMPARACION DE LA COMPOSICION QUIMICA ENTRE SULFUROS DE LOS DEPOSITOS ESTRATOLIGADOS Y VETAS

La comparación de las distintos sulfuros presentes en los yacimientos estratoligados y vetiformes muestran algunas importantes diferencias. En este caso, la comparación se ha establecido entre depósitos geográficamente cercanos, en relación a la escala de trabajo, y en la figura 4 se presentan algunos ejemplos considerados representativos. En estos diagramas, los valores sobre 1 indican enriquecimiento relativo con respecto al patrón de comparación, valores menores que 1 representan un déficit y valores iguales a 1, concentraciones idénticas en la especie mineral considerada para ambos tipos de depósitos. La pirita de las vetas tienden a concentrar fuertemente Au, Ni, As y Eu y en menor medida Co, Zn y Br, mientras que la pirita de los depósitos estratiformes tiende a enriquecerse relativamente en Sc, Se y alguna de las tierras raras, particularmente Sm, Yb y Lu.

En el caso de la bornita (Fig. 4), aquella formada en las vetas, tiende a concentrar selectivamente Au, Co, Br, Ag, Sb y tierras raras. Mientras que la bornita del depósito estratoligado

sólo está enriquecida en Cr y Se. La calcopirita (Fig. 4) muestra un patrón de comportamiento muy parecido a bornita; los elementos enriquecidos en la calcopirita de las vetas corresponden principalmente a Au, Co, Ni y en menor medida, As, Mo y Sb, mientras que la calcopirita de las cuerpos estratoligados está enriquecida en Sc, Cr y Ag. En el caso de las tierras raras, su comportamiento parece ser errático, o controlado por condiciones locales.

Las variaciones composicionales observadas entre los depósitos vetiformes y estratoligados sugieren una zonación composicional en sentido vertical, considerando que generalmente los primeros se restringen a los cuerpos intrusivos y estratigráficamente se ubican 500-1000 m bajo los depósitos estratoligados. Los cuerpos vetiformes están enriquecidos en Au, Ni, Co, As, Sb, Br y ocasionalmente Mo, y los depósitos estratoligados en Sc, Cr, Se, Ag y, ocasionalmente, en tierras raras.

### VARIACION NORTE - SUR DE LA COMPOSICION DE LOS MINERALES DE MENA

Los depósitos estudiados se distribuyen ca. de 350 km a lo largo de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta, de la información disponible se puede inferir que en el caso de los yacimientos vetiformes, se observan algunas variaciones entre aquellos depósitos ubicados en el segmento norte (e.g., distritos Tocopilla, Gatico) con respecto a los de la zona sur (e.g., distrito Montecristo), por

ejemplo, los del sector norte parecen ser más ricos en Co y Ni con respecto a los del sur, presentando en su mineralogía de mena sulfuros de estos metales (Boric *et al.*, 1990). Sin embargo, en el caso de los depósitos estratoligados no se puede inferir variaciones regionales. En este caso, se compara especies minerales de los depósitos del extremo sur (distritos Santo Domingo, Julia y Montecristo)

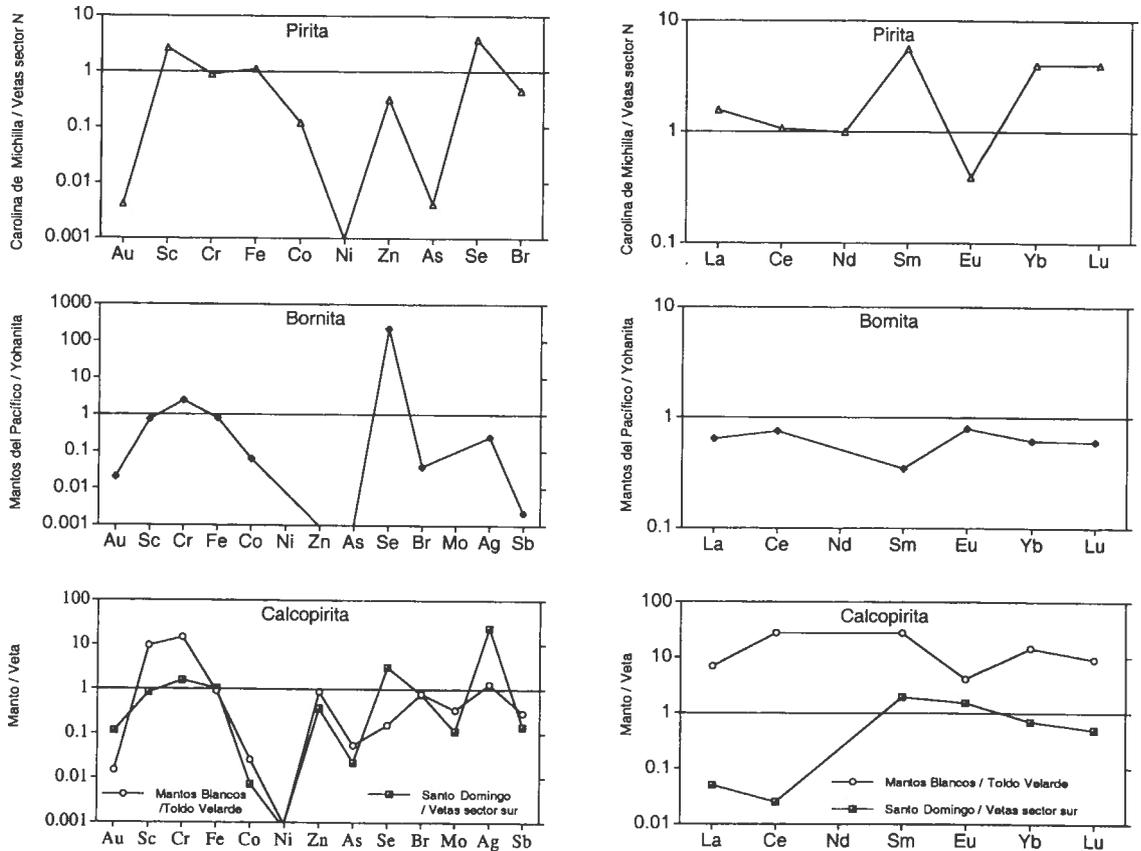


FIG 4. Composición promedio de pirita, bornita, calcopirita de los yacimientos estratoligados (mantos) normalizada con respecto a los depósitos vetiformes ubicados en sus proximidades. Un valor superior a uno implica que el elemento considerado está enriquecido en el depósito estratoligado con respecto al vetiforme, lo contrario ocurre cuando el valor es menor que uno, concentraciones iguales son iguales a uno (sobre la base de las tablas 5-7).

con sus equivalentes del sector norte (distritos Gatico, Toldo-Velarde, Carolina de Michilla, Naguayán, Mantos Blancos) (Fig. 5). En estos diagramas aquellos elementos ubicados sobre 1 se encuentran enriquecidos en el elemento considerado, bajo 1 es deficitario respecto al patrón de comparación y si el valor es igual a 1, la concentración del elemento en ambos sectores es idéntica. Al comparar las magnetitas de las vetas de ambos sectores (Fig. 5) se observa que aquéllas del sector norte son marcadamente más ricas en Mo, Sb, W, Th, U, y tierras raras que sus equivalentes del sector sur, las cuales presentan contenidos más altos de Au, Ni, Zn, As y Br.

En el caso de los sulfuros, se observa que la pirita de las vetas del sector norte (Fig. 5) presenta contenidos notoriamente más altos de Sc, As y Sm respecto a la del sector sur, la cual, a su vez,

presenta mayores concentraciones de Co y Ni. La bornita de los depósitos estratoligados del sector norte está enriquecida en Se y tierras raras con respecto a la del depósito del sector sur (Santo Domingo) la cual es más rica en Ag. La calcopirita de los depósitos vetiformes del sector norte presenta un enriquecimiento relativo en Au, Br, Ag, Sb y tierras raras, particularmente La, con respecto a la de los depósitos del sur, mientras que esta última presenta mayores concentraciones de Cr, Co, Ni, Zn, As y Se.

De acuerdo con los resultados expuestos, se puede esperar importantes diferencias composicionales, a nivel de trazas, entre los yacimientos vetiformes de los sectores norte y sur, dependiendo de la abundancia relativa de cada uno de los minerales enriquecidos en los distintos elementos. Por ejemplo, los depósitos del sector norte podrían ser

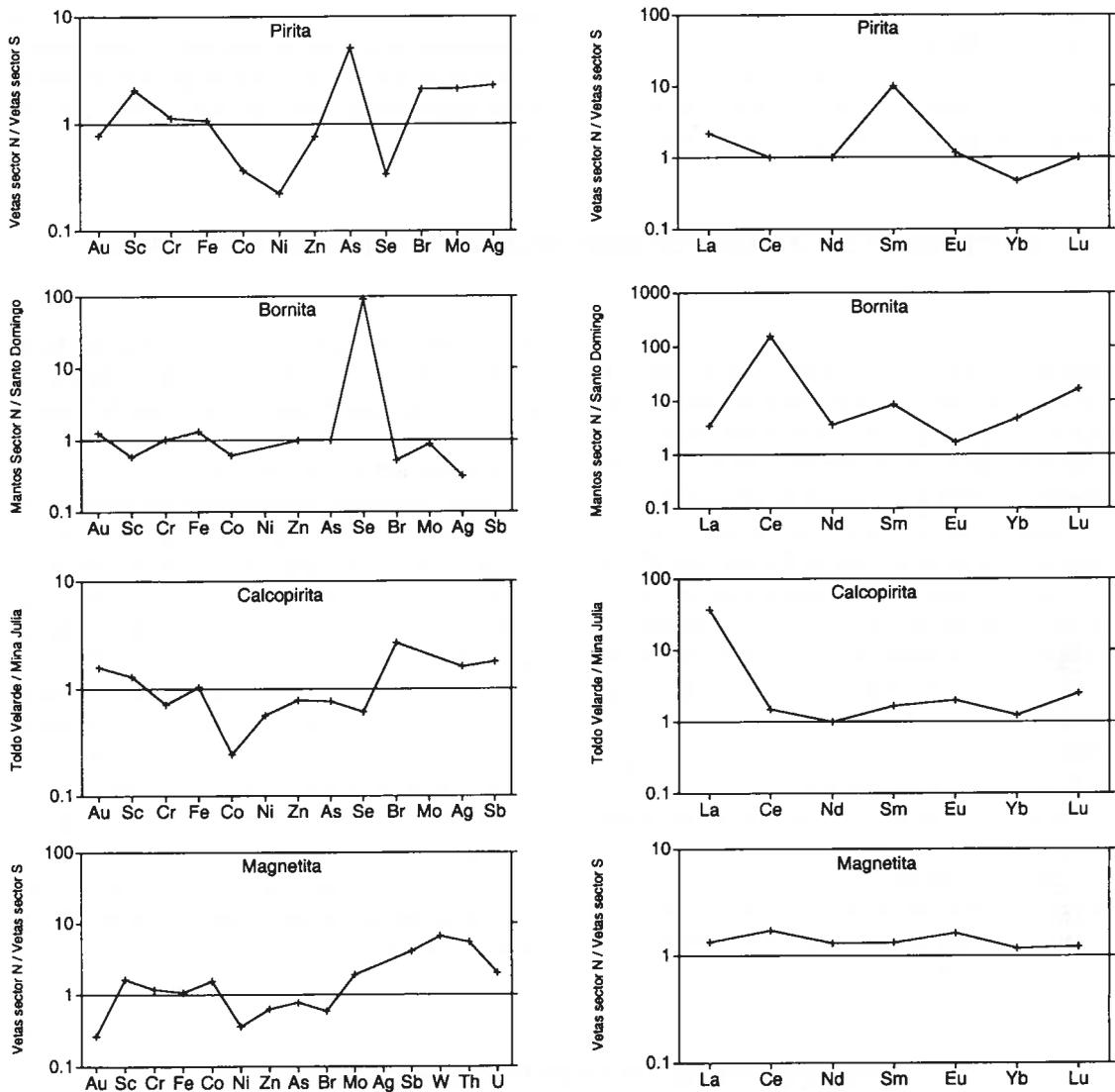


FIG. 5. Composición química de pirita, bornita, calcopirita, magnetita y hematita de depósitos del sector norte normalizados con respecto a depósitos equivalentes del sector sur (Julia, Montecristo, Santo Domingo, en Fig. 1), los cuales parecen reflejar variaciones regionales en la composición de los depósitos. Valores superiores a uno indican enriquecimiento, en el mineral correspondiente, en el depósito del sector norte con respecto a su equivalente del sector sur, valores iguales a uno implican contenidos similares (sobre la base de las tablas 3-7).

más ricos en Mo, Sc, Sb, U, Th, tierras raras como asimismo en Au y Ag. En cambio los del sur, podrían presentar concentraciones significativas de Co, Ni, Cr, As y en menor medida Au. La zonación composicional, a nivel regional, sugerida por estos resultados es inversa a la que se infiere de los datos

existentes (Ruiz *et al.*, 1965; Boric *et al.*, 1990) donde se establece que los depósitos del norte son ricos en Co y Ni (además del Cu) y pobres en Au respecto a los del sur. La concentración del Au en la magnetita, muy abundante en los depósitos del sur, explicaría las mejores condiciones para con-

centrar el oro en estos depósitos, como por ejemplo, ocurre en Montecristo.

Con respecto a los depósitos estratoligados, la cantidad de muestras no permite obtener conclusiones definitivas. Sin embargo, considerando sólo

la bornita, se observa que Santo Domingo está más enriquecido en Ag que los depósitos estratoligados del sector norte, mientras que estos últimos podrían estar fuertemente enriquecidos en Se y tierras raras.

## PARTICION DE LOS ELEMENTOS QUIMICOS ENTRE LAS ESPECIES MINERALES

A partir del conocimiento de la secuencia paragenética de formación de las especies minerales que constituyen los depósitos vetiformes del sector sur (Espinoza *et al.*, 1996, este trabajo), se intenta estudiar el comportamiento de los distintos elementos durante la secuencia de cristalización de los minerales de la mena, para lo cual se han elegido los depósitos del distrito Montecristo y Mina Julia. Considerando que la magnetita es uno de los primeros minerales en formarse, se ha normalizado la composición química de las restantes especies con su composición (Fig. 6). Al igual que en los gráficos anteriores, un valor mayor que 1 implica enriquecimiento del elemento en la especie considerada respecto de la magnetita. Para el caso de Mina Julia, el comportamiento de pirita y calcopirita es muy similar, ambas concentran Au, Co, As, Se y en el caso de la calcopirita, además Ag. El resto de los elementos considerados se concentran tempranamente en la magnetita. Un comportamiento similar se observa para la pirita y calcopirita de

Montecristo. La especularita, de formación tardía en la secuencia paragenética, y restringida a los sectores más superficiales del yacimiento muestra un fuerte enriquecimiento en W y menor en Sc y As, y ocasionalmente, Hg (Tabla 4).

Estos diagramas de normalización de los distintos minerales con la magnetita (Fig. 6), muestran que durante el proceso de formación de estos yacimientos, la cristalización temprana de la magnetita produce una concentración en ella de tierras raras, Sc, Cr, y en menor medida Ni, Br y Mo, mientras que la solución hidrotermal que se deriva se enriquece en elementos calcófilos y metales nobles, los cuales son incorporados a las especies sulfuradas de posterior cristalización. W y Sc son los elementos que se comportan de manera más incompatibles, siendo concentrados finalmente en la especularita, lo mismo ocurre con el Hg, sugiriendo una temperatura de formación relativamente baja para la parte alta del depósito.

## COMPOSICION ISOTOPICA DE LOS MINERALES DE MENA

### ISOTOPOS DE PLOMO

Se determinó la composición isotópica del Pb (Geospec Consultants, comunicación escrita, 1997) en calcopirita, pirita, bornita y magnetita, pertenecientes tanto a depósitos vetiformes como estratoligados. Para cada muestra, los minerales fueron concentrados, inicialmente, mediante separación con líquidos pesados, seguido de una selección manual bajo el microscopio binocular. Para la determinación de los isótopos de Pb, la muestra (1-2 g) fue disuelta en una solución 6N de HCl y a la cual se agregaron algunas gotas de HNO<sub>3</sub>. La solución fue evaporada totalmente y el residuo

redisoluto en 5 ml de una solución de 0,7N HBr. El plomo fue separado, finalmente, en una columna con resina intercambiadora de aniones puesta en una solución de 0,7N HBr. Aproximadamente 500 ng de Pb fueron puestos en un filamento de rhenio, usando la técnica estándar del ácido fosfórico-gel de sílica, y medido en un espectrómetro de fuente sólida Micromass MM30. La reproducibilidad de la mediciones realizadas, sobre la base de numerosas determinaciones efectuadas en los estándares NBS SRM981 y SRM982, al nivel de 1  $\sigma$  presentan un error asociado de 0,024, 0,036 y 0,044% para las razones <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb y <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, respectivamente. Todos los resultados han sido nor-

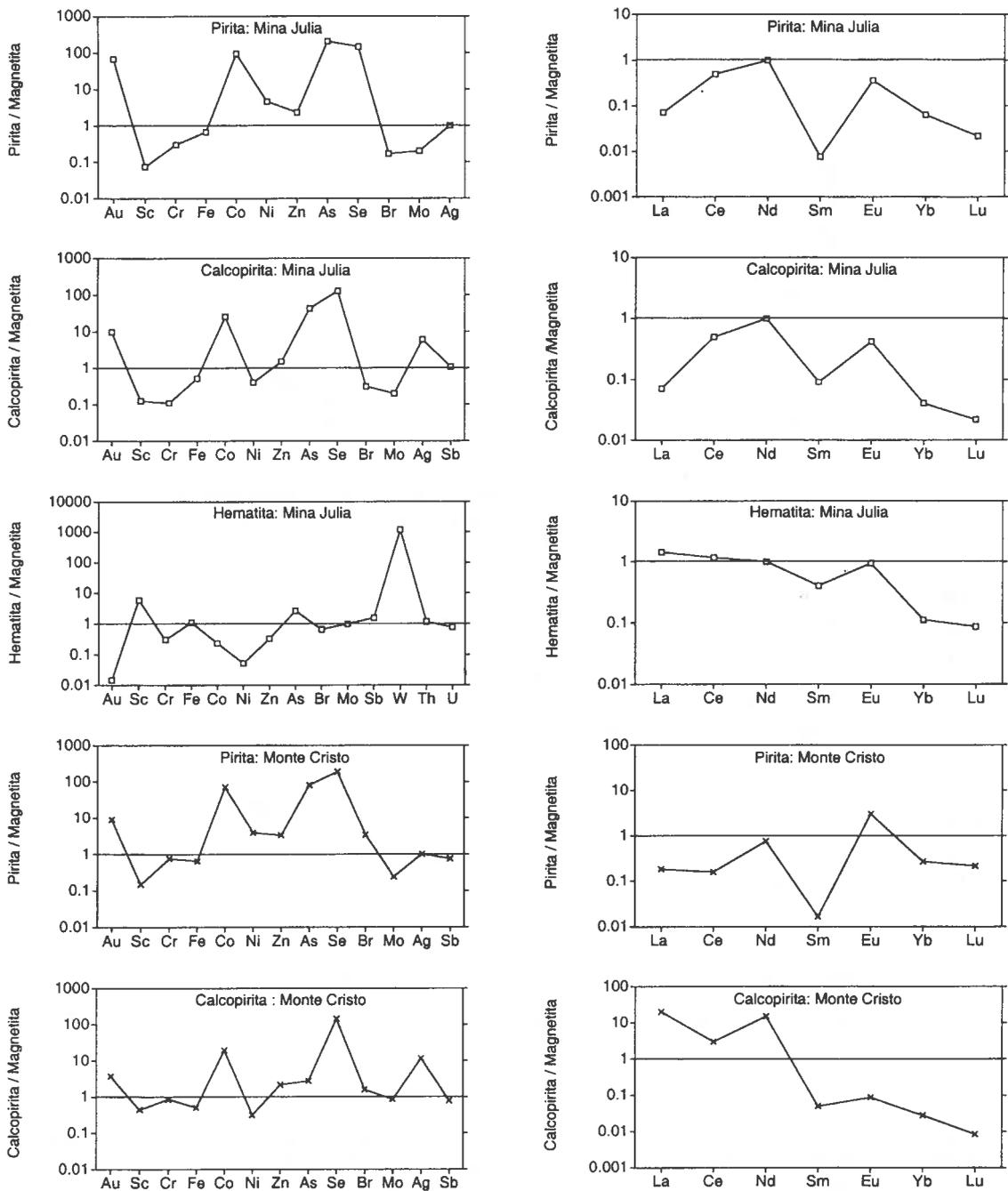


FIG. 6. Composición química de pirita, calcopirita, hematita normalizada respecto a la composición química de la magnetita en los depósitos Mina Julia y del distrito Montecristo. La secuencia paragenética de estos yacimientos indica que la magnetita y la pirita son minerales de temprana formación, mientras que la calcopirita y la hematita son posteriores, lo cual permite inferir el comportamiento de los distintos elementos químicos durante el proceso hidrotermal de formación de estos depósitos (sobre la base de las tablas 5-6).

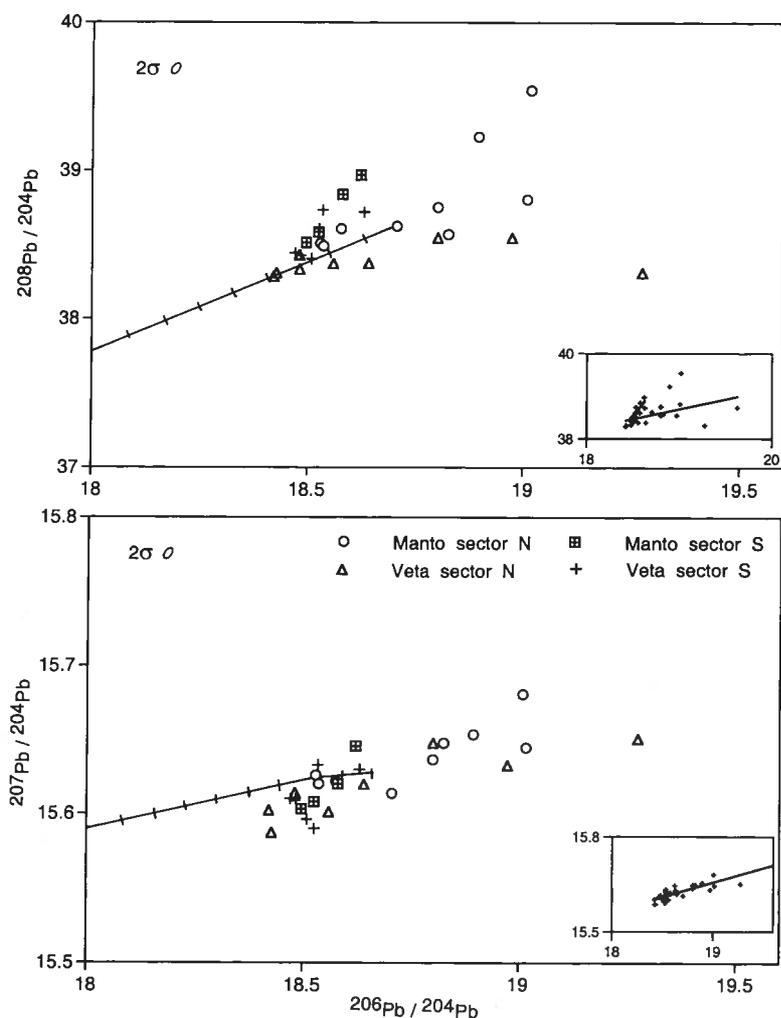


FIG. 7. Composición isotópica del plomo de las menas en los depósitos estratoligados y vetiformes determinada en pirita, calcopirita, bornita, calcosina y magnetita. Las muestras han sido diferenciadas por tipo de depósito y distribución geográfica (sector norte o sector sur), la curva de crecimiento de Stacey y Kramers (1975) ha sido incluida como referencia. En los recuadros se muestra las líneas de regresión definidas para los depósitos de ambos sectores, dos en el caso del Pb thorogénico (parte superior) y una para el Pb uranogénico (parte inferior).

malizados a los valores nominales del estándar NBS SRM981: 16,937, 15,491 y 36,721, para las razones  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , respectivamente.

Los resultados de las determinaciones isotópicas se presentan en diagramas estándares Pb-Pb (Fig. 7). En el diagrama del Pb uranogénico, las muestras se distribuyen en torno a la curva de crecimiento de Stacey y Kramers (1975), presentando una distribución lineal. Las muestras de los depósitos del sector sur son las menos radiogénicas. Los

mantos y vetas del sector norte son los que presentan la mayor dispersión, produciéndose un traslapo con el campo definido por las muestras del sector sur. La extensión del campo representado por las muestras del sector norte, en parte, podría reflejar un incremento del Pb uranogénico por decaimiento *in situ* de uranio contenido en el mineral al momento de su formación. Esto es consistente con el hecho que muestras del mismo yacimiento presentan dos composiciones isotópicas diferentes (e.g., Yohanita), y las composiciones químicas de los sulfuros

revelan contenidos de uranio en sólo algunos de ellos, el cual es importante en el caso de las muestras del yacimiento Mantos Blancos (Tablas 3- 7).

En el diagrama del plomo thorogénico, las muestras, también, se distribuyen en torno a la curva de crecimiento de Stacey y Kramers (1975), pero presentan una mayor dispersión. En este diagrama, las muestras del sector sur se distribuyen en torno a una curva de mayor pendiente que aquella más pobremente definida por los depósitos del sector norte. Sin embargo, ambas curvas sugieren un origen común.

Comparado con las curvas de crecimiento calculadas para distintos tipos de reservorios de Pb (Doe y Zartman, 1979), las muestras de los depósitos estudiados coinciden, en parte, con la curva del orógeno (Fig. 8). La distribución líneal presentada por el Pb uranogénico, y el origen común para las dos curvas que representan la distribución del plomo thorogénico en el diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , sugieren que el plomo de todos los depósitos se derivó de una fuente orogénica común.

**ISOTOPOS DE AZUFRE**

La composición isotópica del azufre de las menas fue determinada en muestras de pirita,

calcopirita, bornita y calcosina, separada manualmente bajo el microscopio binocular. Para la determinación de los isótopos, las muestras de sulfuros seleccionadas fueron molidas, mezcladas con  $\text{Cu}_2\text{O}$  en exceso y llevados a condiciones de vacío, a una temperatura de  $850^\circ\text{C}$ , para generar  $\text{SO}_2$ . Las mediciones fueron realizadas en un espectrómetro de fuente gaseosa, provisto de tres colectores (VG SIRA-10) (Rabbia *et al.*, 1996). La precisión, basada en medidas repetidas sobre muestras homogéneas, es  $\pm 0,30\%$  (O. Rabbia, comunicación escrita, 1997).

En general, todas las muestras indican valores comprendidos, mayoritariamente, entre +5 y -5  $\delta^{34}\text{S}\%$  (Fig. 9). Independientemente del mineral utilizado, los depósitos vetiformes presentan valores negativos y los estratoligados positivos. De acuerdo con los valores obtenidos, se puede afirmar que para la totalidad de los yacimientos estudiados, el S tiene un origen común, probablemente magmático, concordante con resultados previos (Sasaki *et al.*, 1984). Las diferencias observadas entre las vetas y los mantos sugiere que ambos tipos de yacimientos pueden estar genéticamente relacionados. Es sabido que, mayoritariamente, los depósitos vetiformes contienen importantes cantidades de magnetita y probablemente se emplaza-

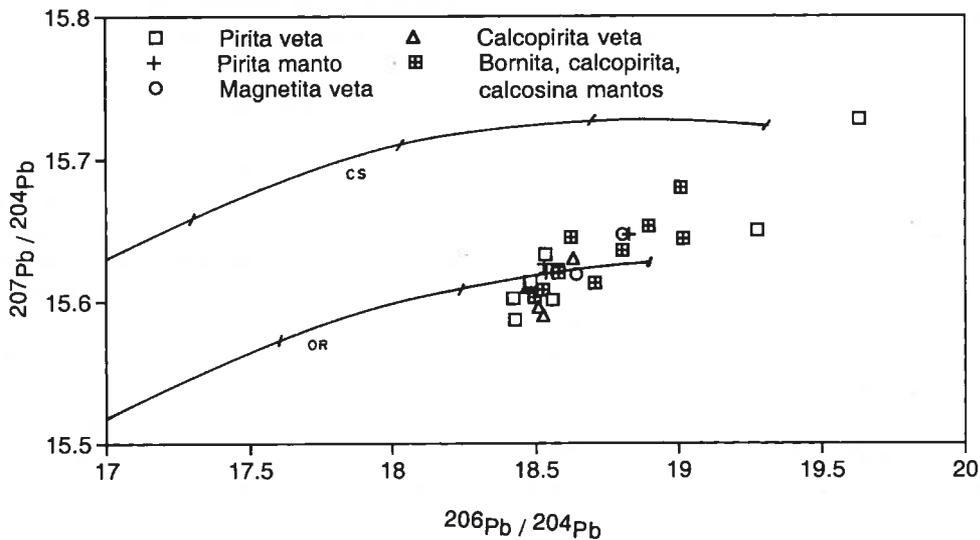


FIG. 8. Composición isotópica del plomo de las menas en relación a las curvas de crecimiento para distintos reservorios (O: orógeno, CS: corteza superior), definidas por Doe y Zartman (1979), sugiriendo una fuente común orogénica para el Pb de mena. Las muestras han sido diferenciadas indicando el mineral y tipo de yacimiento.

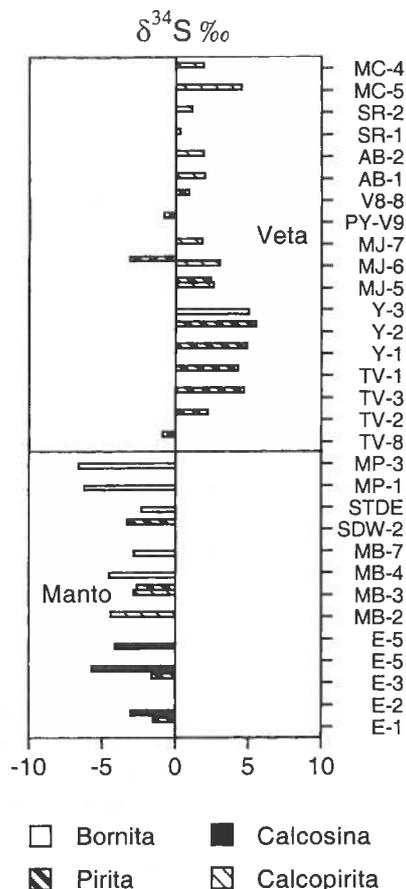


FIG. 9. Composición isotópica del azufre de los minerales de mena indicando que los yacimientos estratoligados se caracterizan por valores negativos mientras que los depósitos vetiformes, salvo excepciones, presentan valores mayores que cero. Los valores de  $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$  están referidos al estándar CDT. E=Carolina de Michilla, MB=Mantos Blancos, SDW y SDE=Santo Domingo, MP=Mantos del Pacífico, TV=Toldo-Velarde, Y=Yohanita (ubicada próxima a Toldo-Velarde), MJ=Mina Julia, PY y V=Naguayán-Desesperado, AB, SR, MC=Montecristo.

ron a mayor profundidad y temperatura que los estratoligados, e.g., hospedados en rocas plutónicas con los cuales son contemporáneos y poseen asociaciones minerales de alta temperatura (Boric *et al.*, 1990). Por el contrario, los depósitos estratoligados parecen ser de más baja temperatura (Nisterenko *et al.*, 1974) y contienen abundante hematita/especularita como mineral de ganga, lo cual muestra que ellos se formaron en condiciones más oxidantes que las vetas. Es un hecho bien establecido que tanto la temperatura como los cambios en el estado de oxidación de las soluciones (razón  $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ ) constituyen los factores más

importantes para el fraccionamiento isotópico del S (Ohmoto y Goldhaber, 1997). En este caso, soluciones hidrotermales generadas en el ambiente plutónico coexistentes con magnetita, evolucionan o se mueven hacia ambientes más superficiales de más baja temperatura y con hematita como fase estable. Un cambio de esta naturaleza implica que las especies oxidadas, en este caso probablemente  $\text{SO}_2$ , se enriquecen en el isótopo pesado con respecto al  $\text{H}_2\text{S}$ , dando lugar a la formación de sulfuros enriquecidos en el isótopo liviano con respecto a la solución hidrotermal.

### ISOTOPOS DE C Y O EN CALCITA

Los análisis se realizaron en calcita que acompaña a los sulfuros de la mena. Para realizar las determinaciones isotópicas, 50 mg de muestras fueron tratados, bajo condiciones de vacío, con  $\text{H}_3\text{PO}_4$  y mantenidas durante 24 h a  $25^\circ\text{C}$  de temperatura. El  $\text{CO}_2$  obtenido fue posteriormente separado y purificado en una línea de vacío estándar, acondicionada con una serie de trampas refrigeradas a diferentes temperaturas. Las mediciones de los isótopos de C y O se realizaron en un espectrómetro de masa modelo VG602.  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , fueron normalizadas con los estándares PDB y SMOW, respectivamente. La reproducibilidad de las medidas, determinada a partir de mediciones sucesivas en un estándar interno, es  $\pm 0,2 \delta$  al nivel de  $1 \sigma$  (Geospec Consultants, comunicación escrita, 1998).

Con la sola excepción de una muestra con un  $\delta^{18}\text{O}$  de  $+30,2\text{‰}$ , la composición isotópica de todas las muestras analizadas es relativamente homogénea (Fig. 10), con valores ligeramente más altos para las vetas del sector norte con respecto a los depósitos estratoligados del mismo sector. Si se excluye la muestra MC-2, no se observan grandes diferencias entre los depósitos de los sectores norte y sur. Si se asume, sobre la base de los escasos datos de inclusiones fluidas disponibles para los depósitos del distrito Montecristo (Servicio Nacional de Geología y Minería-Japan International Cooperation Agency)<sup>1</sup>, a una temperatura de formación para las vetas del orden de  $300^\circ\text{C}$ , se puede determinar que el  $\delta^{18}\text{O}$  del fluido en equilibrio con la calcita varía entre 10 y  $6\text{‰}$ , valores que son compatibles con un origen magmático para el agua involucrada en las soluciones hidrotermales que dieron origen a los depósitos. La composición

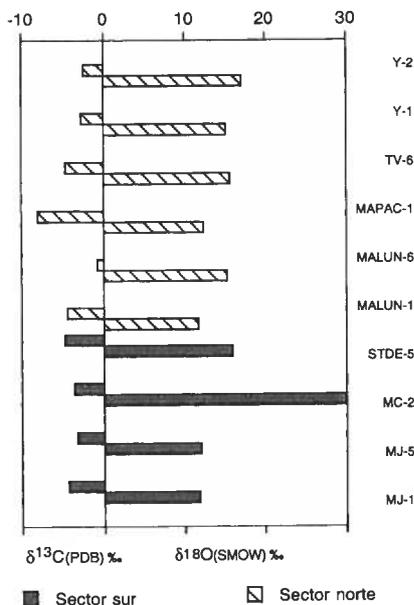


FIG. 10. Composición isotópica del C y O determinada en calcita de la asociación de minerales de ganga de los depósitos. Con la sola excepción de la muestra MC-2 para el O, todos los valores son relativamente homogéneos y compatibles con un origen magmático para los fluidos en equilibrio con calcita. Y=Yohanita (ubicada próxima a Toldo Velarde), TV=Toldo-Velarde, MAPAC=Mantos del Pacífico, MALUN=Mantos de la Luna, STDE=Santo Domingo, MC=Montecristo, MJ=Mina Julia. Las muestras de Mantos del Pacífico y Mantos de la Luna corresponden a resultados inéditos de F. Munizaga.

isotópica del C es igualmente uniforme en todas las muestras analizadas, lo cual sugiere un origen común para todo el C presente en las soluciones hidrotermales y condiciones de formación similares para todos los depósitos considerados.

#### RAZONES $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Las razones isotópicas de Sr fueron determinadas en las mismas muestras que se utilizaron para el C y O. En este caso, las muestras de calcita fueron tratadas usando una solución 6N de HCl. El Sr fue separado utilizando una columna con resina intercambiadora de cationes. El cloruro de Sr formado fue montado en un filamento doble de rhenio

y las medidas realizadas en un espectrómetro de masa modelo VGA 354. Todos los resultados están normalizados a la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,71024 del estándar NBS SRM987. El error analítico asociado con las mediciones es 0,003% al nivel de  $2\sigma$  (Geospec Consultants, comunicación escrita, 1998).

Si se excluye el depósito Mantos Blancos, se observa una restringida, pero significativa diferencia entre los depósitos del sector norte con respecto a los del sector sur (Fig. 11). Las razones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las rocas de caja de los depósitos tienen valores aún más bajos que los depósitos (Fig. 11), los cuales son compatibles con un origen en material derivado del manto para los magmas a partir del cual se formaron (e.g., Rogers, 1985; Maksae, 1990). Sobre la base de las dataciones radiométricas de los plutones y minerales de ganga de las vetas Boric *et al.* (1990) postularon un origen hidrotermal tardío para estos depósitos. La calcita es un mineral que carece de Rb en su estructura cristalina, por lo cual se puede considerar que los valores determinados en ellas son representativos de la razón inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las soluciones a partir de las cuales se formaron los yacimientos (Kessen *et al.*, 1981; Tassinari *et al.*, 1993). Si los depósitos, particularmente los vetiformes, se formaron a partir de soluciones magmáticas derivadas del proceso de cristalización de sus rocas de caja, sería aceptable esperar que las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las calcitas fueran similares a las razones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de los intrusivos que los contienen. Sin embargo, dichas razones en las calcitas son significativamente más altas que las razones iniciales de las rocas con las cuales se asocian los depósitos genéticamente. Esta diferencia entre las razones iniciales de las soluciones hidrotermales y las rocas ha sido interpretada por Tassinari *et al.* (1993), para el depósito Mantos Blancos, como el resultado de la interacción de fluidos magmáticos con fluidos de razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más altas que la de las rocas de caja de los depósitos. Esta interacción fue restringida en los depósitos del sector norte (Mantos de La Luna, Mantos del Pacífico, Toldo-Velarde, Yohanita) y más significativa en los depósitos del sector sur (Julia, Montecristo, Santo Domingo) y Mantos Blancos.

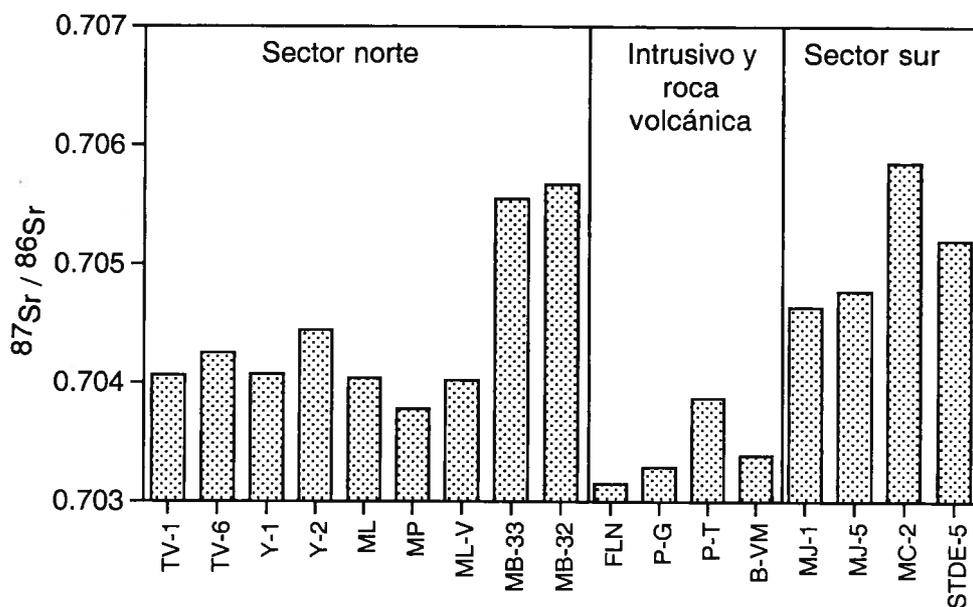


FIG. 11. Razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en calcita de la ganga de los depósitos del sector estudiado y razones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las rocas de caja de los depósitos estratoligados (FLN=Formación la Negra, Rogers, 1985) y vetiformes (P-G=Plutón Gatico, P-T=Plutón Tocopilla, Rogers, 1985; B-VM=Batolito Vicuña Mackenna, Marinovic *et al.*, 1995). TV=Toldo-Velarde, Y=Yohanita (ubicada próxima a Toldo-Velarde), ML=Mantos de la Luna, MP=Mantos del Pacífico, MB=Mantos Blancos (Tassinari *et al.*, 1993), MJ=Mina Julia, MC=Montecristo, STDE=Santo Domingo. Las muestras están agrupadas geográficamente con el fin de destacar la diferencia entre los depósitos de los sectores norte y sur, y de éstos con sus rocas de caja.

## DISCUSION

### EVIDENCIAS DE UN ORIGEN COMUN PARA LAS VETAS Y DEPOSITOS ESTRATOLIGADOS

Un origen hidrotermal relacionado al magmatismo jurásico es generalmente aceptado para explicar la génesis de los depósitos vetiformes y estratoligados de la Cordillera de la Costa, en la Región de Antofagasta (Ruiz *et al.*, 1965; Losert, 1973; Palacios, 1974; Espinoza, 1982; Sato, 1984; Chávez, 1985; Camus, 1985; Maksaev, 1990; Boric *et al.*, 1990, entre otros). Vivallo y Henríquez (1997) sugirieron que ambos depósitos se relacionan genéticamente con el magmatismo intrusivo del Jurásico Medio que afecta a las rocas volcánicas de la Formación La Negra (Rogers, 1985; Boric *et al.*, 1990), y en este contexto los depósitos vetiformes constituirían los conductos alimentadores a través de los cuales circularon las soluciones hidrotermales que, finalmente, darían origen a los depósitos

estratoligados de  $\text{Cu}\pm\text{Ag}$ . Tal afirmación es sustentada, básicamente, por las relaciones espaciales y temporales establecidas para ambos tipos de depósitos; en general, los depósitos vetiformes restringen su presencia a los cuerpos intrusivos plutónicos con los cuales son contemporáneos (Tablas 1 y 2) (Boric *et al.*, 1990). La relación espacial entre ambos tipos de depósitos se encuentra bien expuesta en los distritos del sector costero, en el segmento norte (Fig. 1), *e.g.*, el distrito Gatico. Aquí los depósitos vetiformes, ubicados en las proximidades de los estratoligados, ocupan una posición topográfica y estratigráfica de 500 a 1.000 m más baja que estos últimos. La edad de los depósitos estratoligados, inferida a partir de dataciones realizadas en rocas alteradas hidrotermalmente, minerales de alteración e intrusivos hipabisales que los cortan (Astudillo, 1983; Chávez, 1985; Espinoza y Orquera, 1988; Boric *et al.*, 1990; Venegas *et al.*,

1991; Tassinari *et al.*, 1993; Madero, 1997), se puede limitar al Jurásico Medio-Superior (168-140 Ma). Esta edad es similar, dentro de los intervalos de error, con aquella de los depósitos vetiformes (Tabla 2). De acuerdo con las dataciones disponibles se puede inferir, en el área de estudio, una edad mínima de aproximadamente 180 Ma para las rocas de la Formación La Negra (Tabla 2), lo cual implica que el evento mineralizador puede ser entre 12 y 40 Ma más joven que la edad de las rocas volcánicas.

Un origen común para todos los depósitos considerados en este trabajo es, también compatible con los patrones composicionales mostrados por los minerales de mena/ganga analizados en este estudio. Si consideramos depósitos equivalentes, *e.g.*, sólo vetas, es notable la similitud que presentan los contenidos de elementos en trazas de minerales tales como magnetita, pirita, calcopirita (Figs. 2 y 3). Esta similitud sugiere que el conjunto de los depósitos fue generado a través de un proceso común y de carácter regional. Si bien existe una similitud composicional entre especies minerales de yacimientos equivalentes, separados por más de 300 km entre sí, se debe destacar que dentro de un distrito en particular, se aprecian diferencias en la composición de una misma especie mineral dependiendo si ésta se encuentra en un depósito vetiforme o uno del tipo estratoligado (Fig. 4), lo cual refuerza la idea de que el contenido de elementos trazas en los minerales de mena/ganga es fuertemente dependiente del proceso que los origina y de

la composición de la solución hidrotermal a partir de la cual se forma.

Las composiciones isotópicas C, O, y razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en calcita asociada con la mineralización tanto de las vetas como en los depósitos estratoligados son similares (Figs. 10 y 11) y sugieren que las soluciones hidrotermales responsables de la génesis tanto de las vetas como de los yacimientos estratoligados tienen un origen común, probablemente relacionados con una fuente magmática. La edad de la mineralización vetiforme contenida en los plutones jurásicos (Tabla 2) que intruyen a la Formación La Negra (Maksaev, 1990; Boric *et al.*, 1990) permiten establecer una relación genética entre los plutones y las vetas, donde estas últimas representan un evento tardimagmático relacionado con el proceso de cristalización/enfriamiento de los intrusivos. La composición isotópica del azufre (Fig. 9) contenido en los sulfuros de los depósitos es compatible con un origen y proceso de génesis común para ambos tipos de yacimientos y las diferencias observadas entre las composiciones de los mantos con respecto de las vetas (ca. 6% en promedio), refuerza esta relación.

Si bien los isótopos de Pb de los sulfuros, presentan una diferencia composicional entre los depósitos del segmento norte con respecto a los del sur (Fig. 7), la relación lineal presentada por el Pb uranogénico es consistente con una fuente común para el conjunto de los yacimientos, reforzando la idea de la consanguinidad entre vetas y depósitos estratoligados.

## SIGNIFICADO DE LAS ZONACIONES VERTICALES Y REGIONALES

Al comparar la composición química de minerales de mena/ganga específicos, contenidos en vetas y depósitos estratoligados, se aprecia que sus composiciones difieren (Fig. 5); lo mismo sucede cuando se compara la composición isotópica del azufre en ambos tipos de depósitos, más pesada en los depósitos vetiformes (Fig. 9). Estas diferencias son compatibles con un gradiente de temperatura decreciente desde las vetas hacia los estratoligados, y creciente en el caso de la fugacidad de oxígeno, con magnetita estable en las partes profundas del sistema y hematita en las más superficiales. La composición química de sulfuros y óxidos de hierro

sugieren que el Au, Ni, Co, As, Sb, Mo, Br y en gran medida las tierras raras, tienden a concentrarse en las partes profundas del sistema mineralizador (vetas); mientras que las partes más superficiales están más enriquecidas en Sc, Se, Ag, tierras raras y, ocasionalmente, Hg. Esta zonación, que puede comprender una columna mineralizada del orden de 1 km, tiene su explicación en la secuencia de cristalización definida para estos yacimientos; magnetita que es el primer mineral en cristalizar tiende a concentrar fuertemente las tierras raras, Sc y Cr y en menor medida, Mo y Br (Fig. 6), produciendo una solución empobrecida en estos elementos. La

pirita es otra de las fases de cristalización temprana y concentra principalmente Au, Co, Ni, As, Se y en menor medida Ag, lo mismo sucede con la calcopirita que es el primer sulfuro de cobre en cristalizar y el mineral de mena más importante de las vetas. La asociación calcopirita-magnetita-pirita es la asociación de mena más importante en las vetas, la partición de los elementos en los distintos minerales permite predecir que las vetas, por ejemplo, deben ser más ricas en Au y, probablemente, Ag que los depósitos estratoligados al igual que sus contenidos de Ni, Co, As y Se más altos. Esta tendencia es confirmada al comparar las composiciones químicas de los distintos sulfuros en vetas y depósitos estratoligados (Fig. 4).

Además de las variaciones verticales, la química mineral sugiere la existencia de diferencias entre los depósitos del sector sur y los del sector norte (Fig. 5). Probablemente, estas diferencias pueden ser explicadas en términos de la abundancia relativa de distintas fases minerales presentes en los depósitos, lo que en cierta medida, a su vez, puede reflejar variación en las concentraciones de los diferentes elementos en las soluciones hidrotermales, o bien, un nivel de erosión más profundo en el sector sur con respecto al sector norte. Si se considera la geología de los distritos de Julia y Montecristo, ellos están dominados por cuerpos plutónicos desprovistos de una cubierta volcánica, lo que contrasta con los distritos del sector norte donde la cubierta volcánica está mejor preservada

y el nivel de erosión, en consecuencia, es menor.

La composición isotópica de los minerales de mena/ganga, también, sugieren una zonación norte-sur de los depósitos del área estudiada. Los depósitos del sector sur, comparados con los del sector norte, se caracterizan por razones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más altas, sugiriendo que en el proceso de formación de ellos, las soluciones hidrotermales fueron mayormente influenciadas, relativo a los depósitos del sector norte, por interacción con un componente de razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más alto, *e.g.*, aguas meteóricas que interactuaron con rocas sedimentarias de la corteza. La composición isotópica del plomo de los sulfuros de las menas, si bien puede ser consistente con una fuente común para este elemento y los metales que lo acompañan, muestra que los depósitos del sector norte son significativamente más radiogénicos que los del sur, lo cual puede explicarse, en parte, por decaimiento *in situ* de uranio contenido en los sulfuros. Sin embargo, esta explicación parece poco probable puesto que los minerales sulfurados de ambos sectores pueden contener pequeñas cantidades de uranio (Tablas 3 y 7), alternativamente podría interpretarse que el evento mineralizador en el sector norte es ligeramente más joven que aquél del sur o bien refleja una mayor contaminación con plomo derivado de las rocas prejurásicas. Sin embargo, la información disponible (Tabla 2) respecto a las edades de los depósitos, no permite distinguir una diferencia de este tipo.

## ORIGEN Y CARACTER DE LAS SOLUCIONES HIDROTERMALES

Las relaciones espaciales y temporales entre los depósitos vetiformes y estratoligados del área de estudio sugieren, conjuntamente con la geoquímica de los minerales de mena/ganga, incluyendo aquéllos de carácter isotópico, un origen común para ambos tipos de depósitos. Los depósitos vetiformes representarían la parte más profunda y de alta temperatura del sistema mineralizador y los depósitos estratoligados la más superficial. Un origen magmático para los fluidos hidrotermales es sustentado por la composición isotópica (C, O, S) de los minerales de mena/ganga, la cual es consistente con el sincronismo entre las vetas y los plutones que constituyen sus rocas de cajas, señalan-

do a estos últimos como la fuente de origen principal para las soluciones hidrotermales. La afinidad petrológica de estas rocas; granitoides calcoalcalinos del tipo I, ricos en magnetita (Boric *et al.*, 1990 y referencias allí citadas) y de razones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bajas, sugieren un origen en el manto, con escasa contaminación cortical, para los magmas que le dieron origen. Las soluciones hidrotermales derivadas de la cristalización de estos magmas se caracterizan por coexistencia con magnetita lo que controla y regula la fugacidad de oxígeno, determinando el comportamiento isotópico del azufre (Ohmoto y Goldhaber, 1997) y de las especies sulfuradas de la solución, probablemente

dominado por  $H_2S$  y  $SO_2$ , estas soluciones evolucionaron en condiciones de un gradiente térmico decreciente en la medida que ascendían hacia niveles más superficiales. En la medida que alcanzaron niveles más superficiales e interactuaron con las rocas volcánicas, las condiciones se tornaron más oxidantes, como lo revela la abundante presencia de especularita entre los minerales de ganga en los depósitos estratoligados.

Sin embargo, las razones  $^{87}Sr/^{86}Sr$  en calcita, revelan que las soluciones hidrotermales, si bien están composicionalmente dominadas por un componente magmático de origen en material derivado del manto, interactuaron con otra fuente de razones  $^{87}Sr/^{86}Sr$  más altas, *e.g.*, aguas meteóricas equilibradas isotópicamente con rocas de la corteza.

La presencia de albita o feldespato potásico

entre los minerales de los halos de alteración sugieren que el pH de las soluciones fue cercano al neutro, o bien, ligeramente alcalino.

Los resultados de los análisis isotópicos de Pb son aparentemente contradictorios con los antecedentes petrológicos que señalan un origen en el manto, con escasa contaminación cortical, para los magmas que originan los plutones (Rogers, 1985; Pichowiak, 1994) y en consecuencia para las soluciones hidrotermales derivadas de su cristalización. La composición isotópica del plomo sugiere una fuente cortical para el plomo de todos los depósitos, razón por la cual no se puede descartar una posible contaminación de los magmas con rocas corticales que constituyen el basamento prejurásico de las rocas del área.

## CONCLUSIONES

El magmatismo jurásico de la Cordillera de la Costa, en la Región de Antofagasta, representado por las lavas calcoalcalinas de composición basáltica y andesítica de la Formación La Negra (*ca.* 180 Ma) y rocas plutónicas de composición gábrica a granítica y edad jurásica media a superior, contienen un importante número de depósitos de Cu con contenidos variables de Au, Ag y Fe. Yacimientos estratoligados de  $Cu \pm Ag$ , que incluyen tanto depósitos estratiformes como chimeneas de brechas, se hospedan, preferentemente, en la secuencia volcánica, mientras que los yacimientos vetiformes de  $Cu-Fe \pm Au$  (calcopirita-magnetita-actinolita) se restringen a los cuerpos intrusivos, sugiriendo una separación entre ambos del orden de 1 km. Las relaciones espaciales, *e.g.* vetas restringidas al ambiente plutónico y depósitos estratoligados hospedados en la secuencia volcánica intruida por los granitoides, y las relaciones temporales deducidas a partir de las edades de las rocas volcánicas, granitoides, minerales de alteración, rocas alteradas, sugieren un origen hidrotermal común, genéticamente relacionados con los intrusivos del Jurásico Medio-Superior, para ambos tipos de depósitos. Lo mismo se puede inferir a partir de la composición isotópica (S, C, O,  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) de los minerales de mena/ganga, que revelan la derivación de los fluidos hidrotermales a partir de una

fuente magmática. Las razones  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de la calcita son, también, compatibles con soluciones derivadas de la cristalización de los plutones del Jurásico Medio-Superior, pero que interactuaron con fluidos diferentes y con razones  $^{87}Sr/^{86}Sr$  más altas, *e.g.*, aguas meteóricas isotópicamente equilibradas con rocas sedimentarias de la corteza.

Una fuente de origen común para el Pb y el S de la mena y probablemente de los metales que los acompañan, es indicada por la composición isotópica (Pb y S) de los sulfuros. El carácter más radiogénico del Pb en los depósitos del sector norte con respecto a los del sector sur, podría revelar una edad relativamente más joven para los depósitos en el sector norte, o alternativamente, una mayor participación de Pb radiogénico, probablemente de origen cortical. El carácter orogénico del Pb de los depósitos, indicada por su composición isotópica, sugiere la posibilidad de un mayor grado de contaminación por rocas corticales, que el actualmente aceptado, de los magmas primitivos que originaron los granitoides jurásicos.

Las relaciones espaciales y variaciones mineralógicas entre los yacimientos vetiformes y estratoligados, sugieren que las soluciones hidrotermales evolucionaron desde una zona de alta temperatura, condicionada por las etapas póstumas en la cristalización/enfriamiento de los plutones,

hacia otra más superficial y de menor temperatura, controlada por la interacción con las rocas volcánicas. Los yacimientos vetiformes fueron formados, en la zona de mayor temperatura (e.g., 300-400°C), a partir de soluciones magmáticas en equilibrio con magnetita y condiciones de pH neutro a ligeramente alcalino, como lo indica la presencia de albita o feldespatos potásico entre los minerales de alteración. Estas soluciones migraron, finalmente, hacia zonas (500-1.000 m) más superficiales y condiciones oxidantes, con hematita estable, y más baja

temperatura (e.g., <300°C) para dar origen a los depósitos estratoligados.

El magmatismo del Jurásico Medio-Superior que dio origen al extenso batolito que se distribuye a lo largo de la Cordillera de la Costa, en la Región de Antofagasta, es también responsable del evento metalogénico regional que generó los depósitos vetiformes de Cu-Fe±Au alojados en los intrusivos plutónicos y los yacimientos estratoligados alojados en las rocas volcánicas jurásicas de la Formación La Negra.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto Fondecyt No. 1950571. Los autores agradecen las facilidades otorgadas por el Servicio Nacional de Geología y Minería, Departamento de Ingeniería de Minas de la Universidad de Santiago, Universidad Católica del Norte y las compañías mineras Mantos Blancos, Carolina de Michilla y Minera Logroño. El manuscrito se benefició con los acertados comentarios de V. Makshev (Universidad de Chile) y un árbitro anónimo de la Revista. S. Gelcich y H. Lledó (Servicio Nacional de Geología y Minería) prestaron apoyo computacional para la confección de

algunas de las figuras. Los análisis isotópicos fueron realizados por Geospec Consultants de Canadá (Pb, O, C, Sr) y el Instituto de Geología Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción (S). F. Munizaga (Universidad de Chile) puso a disposición resultados inéditos de razones iniciales de Sr. La separación de minerales fue realizada por el Sr. J. Vargas (Universidad de Chile). Finalmente, los autores desean expresar sus agradecimientos a la colaboración y apoyo brindados al proyecto por el colega S. Espinoza (Universidad Católica del Norte).

### REFERENCIAS

- Astudillo, O. 1983. Geología y metalogénesis del distrito minero Carolina de Michilla, Antofagasta, II Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad del Norte, Departamento de Geociencias*, 131 p. Antofagasta.
- Bobenrieth, L. 1980. Geología de los cuadrángulos Cerro Desamparado y Cerro Soledad, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 171 p.
- Boric, R.; Díaz, F.; Makshev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 40, 246 p., 2 mapas escala 1:500.000.
- Camus, F. 1985. Los yacimientos estratoligados de Cu, Pb-Zn y Ag de Chile. *In Geología y Recursos Minerales de Chile* (Frutos, J.; Oyarzún, R.; Pincheira, M.; editores). *Editorial Universidad de Concepción*, p. 574-635.
- Chávez, W. 1985. Geological setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos Blancos district, Antofagasta province, Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *California University*, 142 p.
- Doe, B.R.; Zartman, R.E. 1979. Plumbotectonics, The Phanerozoic. *In Geochemistry of hydrothermal ore deposits Segunda edición* (Barnes, H.L.; editor). *John Wiley and Sons*, p. 22-70. New York.
- Espinoza, S. 1982. Definición del tipo Disseminado Infravolcánico de Sulfuros de Cobre. *In Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas, Vol. 3*, p E201-E219. Concepción.
- Espinoza, S.; Orquera, W. 1988. El yacimiento de cobre Buena Esperanza, geología y alteración de la zona de superficie. Nuevas evidencias sobre edad y génesis. *In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas, Vol. 3*, p. G1-G20. Santiago.
- Espinoza, S.; Véliz, H.; Esquivel, J.; Arias, J.; Moraga, A. 1996. The cupriferous province of the coastal range, northern Chile. *In Andean Copper Deposits: new discoveries, mineralization styles and metalogeny*.

- Society of Economic Geologists, Special Publication*, No. 5, p. 19-32.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In Symposium sobre el Geosinclinal Andino. *Sociedad Geológica de Chile*, No. 3, 138 p. Santiago.
- Greiner, G. 1982. Geología económica del yacimiento cuprífero Mantos de la Luna, Provincia de Tocopilla, II Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 70 p.
- Ishihara, S.; Ulriksen, C.; Sato, K.; Terashima, S.; Sato, T.; Endo, Y. 1984. Plutonic rocks of north-central Chile. *Geological Survey of Japan, Bulletin*, Vol. 35, No. 11, p. 503-536.
- Kessen, K.M.; Woodruff, M.S.; Grant, N.K. 1981. Gangue mineral  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios and the origin of Mississippi Valley-type mineralization. *Economic Geology*, Vol. 76, p. 913-920.
- Losert, J. 1973. Genesis of copper mineralization and associated alterations in the Jurassic volcanic rocks of Buena Esperanza mining area. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación*, No. 40, 104 p.
- Madero, G. 1997. Control estructural en la localización de yacimientos de Fe-Cu-(Au) del distrito Paposo debido a la actividad mesozoica del sistema de Falla de Atacama. Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*, 77 p.
- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Dalhousie University*, 554 p.
- Maksaev, V.; Marinovic, N. 1980. Cuadrángulos Cerro de la Mica, Quillacagua, Cerro Posada y Oficina Prosperidad, Región de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 45-48, 63 p., 4 mapas escala 1:50.000.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 70, 1 mapa escala 1:250.000.
- Masuda, A.; Nakamura, N.; Tanaka, T. 1973. Fine structure of mutually normalized rare earths patterns of chondrite. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 37, p. 239-248.
- Mapa Geológico de Chile. 1982 (Escobar, F.; editor). *Servicio Nacional de Geología y Minería*, escala 1:1.000.000. Santiago.
- Munizaga, F.; Ramírez, R.; Drake, R.; Tassinari, C.; Zentilli, M. 1991. Nuevos antecedentes geocronológicos del yacimiento Mantos Blancos, Región de Antofagasta, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, *Actas*, Vol. 1, p. 221-224. Viña del Mar.
- Naranjo, J.A.; Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 62-63, 140 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Nisterenko, G.V.; Losert, L.; Chávez, L.; Naumov, V.B. 1974. Temperaturas y presiones de formación de algunos yacimientos cupríferos de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 1, No. 1, p. 74-84.
- Ohmoto, H.; Goldhaber, M.B. 1997. Sulfur and Carbon isotopes. In *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Tercera edición (Barnes, H.L.; editor). *John Wiley and Sons*, p. 517-611. New York.
- Palacios, C. 1974. Geología y metalogénesis de la Formación La Negra y las rocas graníticas en el área de Tocopilla, Provincia de Antofagasta. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación*, No.43, p. 1-47.
- Palacios, C. 1977. Metamorfismo regional en rocas jurásicas en el norte de Chile. *Estudios Geológicos*, Vol. 33, p. 11-16. España.
- Palacios, C. 1990. Geology of the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile. In *Stratabound ore deposits in the Andes* (Fonboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). *Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Special Publication*, No. 8, *Springer-Verlag*, p. 313-318.
- Palacios, C.; Definis, A. 1981a. Petrología del Yacimiento Buena Esperanza, II Región, Norte de Chile. In *Coloquio sobre volcanismo y metalogénesis. Universidad Católica del Norte, Departamento de Geociencias, Actas*, No. 1, p. 48-67. Antofagasta.
- Palacios, C.; Definis, A. 1981b. Geología del Yacimiento estratiforme Susana, distrito Michilla, Antofagasta. In *Coloquio sobre volcanismo y metalogénesis. Universidad Católica del Norte, Departamento de Geociencias, Actas*, No. 1, p. 82-91. Antofagasta.
- Palacios C.; Espinoza, S. 1982. Geología y Petrología del Complejo Plutónico de la Cordillera de la Costa entre Tocopilla y el río Loa, Norte de Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 3, *Actas*, Vol. 2, p. D154-D171. Concepción.
- Pichowiak, S. 1994. Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal cordillera and the Central Depression of North Chile. In *Tectonics of the southern Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wiggers, P. J.; editors). *Springer-Verlag*, p. 203-217.
- Rabbia, O.; Frutos, J.; Pop, N.; Isache, C.; Sanhueza, V.; Edelstein, O. 1996. Características isotópicas de la mineralización de Cu(-Fe) de Mina Carola, distrito minero Punta del Cobre, Norte de Chile. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 13, *Actas*, Vol. 3, p. 241-253.
- Rogers, G. 1985. A geochemical traverse across the north Chilean Andes. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Open University, Department of Earth Sciences*, 333 p.
- Ruiz, C.; Aguirre, L.; Corvalán, J.; Klohn, C.; Klohn, E.; Levi, B. 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, 305 p.
- Sasaki, A.; Ulriksen, C.; Sato, K.; Ishihara, S. 1984. Sulphur isotope reconnaissance of porphyry copper and manto type deposits in Chile and the Philippines. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, Vol. 35, p. 615-622.

- Sato, K. 1984. Manto type copper deposits in Chile: a review. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, Vol. 35, p. 565-582.
- Soto, H.; Dreyer, H. 1985. Geología de Mina Susana. Un yacimiento novedoso en Carolina de Michilla. *In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas, Vol. 2*, p. 3-354-3-382. Antofagasta.
- Stacey, J.S.; Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 26, p. 207-221.
- Tassinari, C.C.G.; Munizaga, F.; Ramírez, R. 1993. Edad y geoquímica isotópica Rb-Sr del yacimiento de cobre Mantos Blancos: relación temporal con el magmatismo jurásico. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 2, p. 193-205.
- Venegas, R.; Munizaga, F.; Tassinari, C. 1991. Los yacimientos de Cu-Ag del distrito de Carolina de Michilla, Región de Antofagasta, Chile: nuevos antecedentes geocronológicos. *In Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas, Vol. 1*, p. 452-455. Viña del Mar.
- Vivallo, W.; Henríquez, F. 1977. Relación genética entre los yacimientos estratoligados de Cu ('Tipo Manto'), de Cu-Fe±Au y de hierro del tipo Kiruna. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 2*, p. 1189-1193. Antofagasta.
- Wolf, F.; Fonboté, L.; Amstutz, G. 1990. The Susana copper(-silver) deposit in northern Chile. Hydrothermal mineralization associated with a jurassic volcanic arc. *In Stratabound Ore Deposits in the Andes* (Fonboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). *Springer-Verlag*, p. 319-338.