

YACIMIENTOS DE OXIDO FE-CU-AU EN EL PERÚ, UNA VISIÓN INTEGRAL

Jorge INJOQUE ESPINOZA

*Dirección personal: Casilla 12C Apto 149 Lima 12 Perú
jinjoque2001@yahoo.com*

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos de Oxido de Fe-Cu-Au en el Perú (Fig.1), se conocen desde tiempos antiguos, pero entraron en operación a fines de los 50s y principios de los 60s en la mayor parte de los casos, con la excepción de Eliana y Monterrosas que se demoraron una década más en entrar en producción (Samamé, 1992).

Marcona, ha sido el único productor de mineral de Fe del Perú desde el principio, salvo por una pequeña contribución en los 60s de la Mina Fe-Acarí que se agotó rápidamente. El Cu en cambio, tiene como principal fuente a los pórfidos de Cu-Mo, representando estos yacimientos aproximadamente el 5-6% de la producción total en los 90s (www.snmpe.org.pe).

El estudio de estos yacimientos se inició en los 50s con un PhD en Marcona (Atchley, 1956) y otro en los 60s en Cobriza (Petersen, 1965). Luego en los 70s y 80s hubo un gran impulso investigador propiciado en parte por la operación minera, pero también por los trabajos regionales que se realizaban en el Perú a cargo del INGEMMET, la ORSTOM de Francia, el BGS y la Universidad de Liverpool de Gran Bretaña y la Universidad de Heidelberg entre otras instituciones. De estos trabajos surgió buena parte de las descripciones de estos yacimientos así como discusiones genéticas contrapuestas entre singenetistas y epigenetistas, que trajeron como fruto una profundización del conocimiento geológico. Los principales de estos trabajos se citan en el texto más abajo y los interesados en estos detalles y discusiones pueden buscar bibliografía complementaria para cada yacimiento revisando dicha bibliografía.

El presente trabajo no entra en discusiones genéticas, las que están bien fundamentadas en los trabajos citados y se asume que estos yacimientos han sido generados por la actividad tardimagmática-hidrotermal de cada distrito. Dentro de este contexto, en el pasado, estos yacimientos fueron clasificados como skarns de Fe y/o Cu o como yacimientos hidrotermales, quedando su contexto regional poco claro. La presente síntesis (ver también Injoque, 2002) busca llenar este vacío, resumiendo las características particulares, distritales y regionales de cada yacimiento, a fin de englobarlo en un contexto geotectónico-metalogénico moderno.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los yacimientos de esta familia en el Perú (Fig. 1) ocurren relacionados a la Orogenia Andina y a rocas mesozoicas en la Cordillera Occidental y en la costa peruanas casi en su totalidad, salvo por Cobriza que ocurre relacionada a la Orogenia Hercínica y rocas paleozoicas en la Cordillera Oriental.

La Cordillera Oriental está formada por un basamento Precámbrico metamórfico cubierto por rocas clásticas de origen continental de edad Paleozoica Inferior. Estas rocas a su vez se transformaron en pizarras durante la deformación Eohercínica, fase cuyas estructuras fueron cubiertas por molasas y depósitos marinos someros durante el Carbonífero. En el Herciniano tardío se reactivó la deformación de manera suave y coaxial y en el Permo-Triásico se produjo una distensión y fallamiento en bloques seguida por la deposición de capas rojas, a manera de transición al Ciclo Andino (Laubacher & Megard, 1985). Esta etapa distensiva coincidió también con la activación de un rift ensiálico, la deposición de

lavas alcalinas y peralcalinas e intrusión de granodioritas y monzogranitos de origen cortical subalcalino (Kontak et al., 1985; Soler, 1991).

Los Andes Mesozoicos y Cenozoicos están sustentados sobre las rocas de esta cordillera, pero hacia la costa, la deposición y vulcanismo Mesozoico se inicia en el Jurásico y continúa en el Cretáceo en lo que se denomina la Cuenca Marginal Cañete-Huarmey (Cobbing, 1999) y que se extiende discontinuamente hacia el norte a la Cuenca Lancones (Injoque, 1999, 2000). Esta cuenca es producto de la ruptura de la corteza continental a lo largo de un rift de margen continental, de estructura similar al de una dorsal oceánica, el que en su zona axial contribuyó al relleno de la base con material volcánico por un proceso de extensión y subsidencia. En su parte central esta cuenca muestra un carácter cuasi-ofiolítico, en tanto que hacia el sur en la vecindad al Complejo Basal de la Costa Precámbrico ésta es una cuenca marginal ensiálica abortada con afinidades alcalinas a shoshoníticas. La transición entre el vulcanismo y la intrusión de Batolito de la Costa ocurrió a finales de la actividad volcánica oceánica Casma, durante la intrusión de los Gabros y Dioritas toleíticos tempranos denominados Superunidades Patap y Pisco (Injoque, 2001), precursores Batolito, cosanguíneos al Casma (Soler, 1991), que marcaron el fin de la oceanización de la cuenca (Injoque, 2001). Esto ocurrió en coincidencia con la Fase Deformativa Mochica en el Albiano. El Batolito de la Costa intruyó a lo largo de toda la costa, entre los 100 y 60 Ma, coincidiendo en parte con la Fase Deformativa Peruana Finicretácea, habiendo unidades tardías y más orientales de alrededor de 40 Ma. La intrusión del Batolito de la Costa y la actividad volcánica en la zona, parecen haber sido producto de una "pluma mantélica" formada en el margen continental, aunque su relación a procesos de subducción (Cobbing, 1999) no es necesaria (Atherton, 1990).

LOS YACIMIENTOS

1. YACIMIENTOS HERCÍNICOS

Cobriza (Petersen, 1965; Cerro de Pasco Corporation, 1969; Valdez, 1983b; Rivera et al., 1989; Huamán et al., 1990)

El yacimiento Cobriza (Fig.2), trabajado en la actualidad por la empresa Doe Run, se encuentra ubicado 300 Km al ESE de la ciudad de Lima, cerca del pueblo de Coris y es un yacimiento con una producción de alrededor de 10,000 t/d de mineral de Cu con Ag y Bi de subproductos.

El yacimiento se encuentra emplazado en el paquete calcáreo de 2000 m denominado calizas Cobriza, a 800 m de la base de la secuencia. Esta secuencia consiste de lutitas, lutitas arenosas y calcáreas y calizas y pertenece al Grupo Tarma del Pensilvaniano (Megard, 1978).

Este paquete sedimentario se encuentra plegado, formando el Anticlinal Coris de orientación NW, que es parte de un anticlinorio de la región. El conjunto se encuentra intruido al NE por el Granito a dos micas de Cobriza, que es parte del Batolito Villa Azul de 253 ± 11 Ma (Noble et al., 1995) y por diques menores de basalto y diorita de aparente edad Mioceno-Plioceno (Valdez, 1983b). Además fallas NW inversas tardihercínicas cortan el distrito en su conjunto.

El yacimiento, es un skarn cálcico de cobre y consiste en un gran lente de mineral, de 5500 m de longitud, 15 a 25 m de potencia y más de 2000 m de profundidad, que se emplaza a manera de manto reemplazando a un horizonte calcáreo favorable en medio de lutitas pizarrosas impermeables. El rumbo del manto es de $N45^{\circ}W$; $30^{\circ}-50^{\circ}SE$. Este consiste de magnetita, pirrotita, arsenopirita y calcopirita en una matriz de diópsido, granate, hornblenda, actinolita, flogopita y cuarzo. La mena es calcopirita, la cual lleva Ag en solución sólida (Valdez, 1993a). El zonamiento descrito para este manto es complejo y parece indicar núcleos de alta temperatura hacia el NW (Cerro de Pasco Corp., 1969), aunque trabajos posteriores sugieren la presencia de 4 a 5 focos sobrepuestos a partir de las fallas NW inversas de alto ángulo (Valdez, 1983b).

El zonamiento a partir de estos focos, muestra que los núcleos son ricos en diópsido y granate, siendo estos minerales, sucesiva y posteriormente, reemplazados hacia los bordes por hornblenda, actinolita-

tremolita y talco, pasando finalmente en la periferia a mármoles dolomíticos. Minerales menores en estos ensambles son variedades de epidota y escapolita-Na con calcita, asociadas mayormente al núcleo, flogopita más hacia afuera y trazas de apatito (Antunez, comunicación personal). Desde el núcleo a su vez se forman zonas sucesivas de magnetita-actinolita con hematita accesoria, pirrotita con escasa pirita, arsenopirita-pirita-cuarzo-flogopita con escasas cantidades de bismutinita, bismuto nativo y lollingita, y finalmente la zona externa de calcopirita con exsoluciones de marmatita y estannita. Es notable sin embargo, la existencia al piso del yacimiento, de un manto más o menos continuo de galena-esfalerita-baritina-calcita, de centímetros de potencia, cuya relación al Cu no es clara pero que parece ser tardío (Huamán, comunicación personal).

Las reservas más el mineral minado se estiman en 100 Millones de tons (Samamé, 1992) con 1.4-1.6 % Cu y 14-19 g/t Ag (CentrominPeru, 1995) y la edad de la mineralización determinada por K-Ar en anfíbol no deformado de la ganga, es de 263.4 ± 8 Ma (Noble et al., 1995). La presencia de oro, aunque no se reporta en la Mina Cobriza, se manifiesta en el nombre de la localidad, denominada Coris, que en quechua significa oro y ha sido reportada también en estudios minerográficos en los laboratorios de la Oroya (Gagliuffi, comunicación personal). Finalmente hay reportes de la presencia de 0.5 a 1 g/t Au en los prospectos de alrededor de la mina (CentrominPeru, 1995).

Los estudios de isótopos de Pb realizados en estos minerales indican que Pb y quizá otros metales tendrían su fuente en corteza antigua presente en la zona (Noble et al., 1995).

No es clara la relación entre la mineralización de Cobriza y el Granito Cobriza, pero la edad de ambos es próxima y este último intrusivo pertenece al grupo de granitos de la región, que son de tendencia alcalina y características anorogénicas, emplazados en un régimen distensivo (Soler, 1991) de rift intracontinental y sin relación a subducción (Kontak et al., 1985).

2. YACIMIENTOS ANDINOS

Los yacimientos andinos de esta familia reconocidos en el Perú, son de dos tipos. Los hay asociados al volcanismo Jurásico y Cretáceo de la Cuenca Marginal Cañete-Huarmey de la costa peruana y los hay asociados al Batolito de la Costa y a sus Gabros y Dioritas tempranos.

3. YACIMIENTOS DE FILIACIÓN VOLCÁNICA DEL JURÁSICO-CRETÁCEO:

Marcona y prospectos Jurásicos Menores (Atchley, 1956; Adrian, 1958; Atkins et al., 1985; Injoque, 1985; Injoque et al., 1988)

El Distrito Minero de Marcona (Fig. 3), localizado 500 Km al sur de Lima, consiste de yacimientos mayores de Fe y yacimientos de tamaño medio de Cu, emplazados en rocas pelíticas de la Formación Marcona del Precámbrico Superior a Paleozoico Inferior y en rocas volcano-sedimentarias de la Formación Río Grande del Caloviano-Oxfordiano. Este depósito se ha trabajado industrialmente desde el año 1956 por fierro y los niveles superiores ricos en cobre se han trabajado artesanalmente desde los años 60's. El yacimiento sobrepasa los 1,500 Millones de tons de mineral de hierro de 60% Fe (Samamé, 1992), consistente en mantos de magnetita, de donde se obtienen como subproductos Cu, Ag y Au, habiendo además trazas de Co y Ni. Su edad K-Ar es tardi-Río Grande (160-154 Ma; Injoque et al., 1988). Actualmente Marcona es trabajada por la empresa estatal china Shougang Hierro Perú.

El ambiente geológico lo conforman en la base las dolomías y pelitas de la Formación Marcona, que están sobreyacidas en discordancia angular por las lavas y rocas volcano-sedimentarias de la Formación Río Grande. Ambas formaciones conforman el block elevado de la Cordillera de la Costa al oeste, que da paso al este a la Depresión Preandina, en donde se encuentran en concordancia con la Formación Río Grande, los volcánicos de la Formación Jahuay, del Kimmeridgiano-Titoniano y formaciones posteriores. La transición entre estos dos bloques estructurales es la Falla 30 Libras, de larga historia y con por lo menos dos movimientos reconocidos, el primero de tipo transcurrente dextral y otro posterior normal. Esta falla ha controlado volcanismo e intrusión durante el Jurásico-Cretáceo Inferior en la zona,

actividad efusiva que se manifiesta como un rift o gran enjambre de diques y plugs subvolcánicos de extensión regional.

Los volcánicos Río Grande y Jahuay así como los intrusivos subvolcánicos de la zona, muestran afinidad alcalina a shoshonítica, fraccionamiento de clinopiroxeno, hornblenda y plagioclasa y carácter intraplaca.

Los yacimientos de hierro consisten de 9 depósitos mayores y 35 a 40 depósitos menores, estratoligados de rumbo EW a NE, buzantes 35°-65°NW y en general concordantes con las formaciones circundantes. En detalle sin embargo son irregulares y discontinuos, en parte por la irregularidad de las capas circundantes y en parte debido a las fallas e intrusivos que los cortan.

En la Formación Marcona los cuerpos son mantos de magnetita y constituyen el 100% de la mena de Marcona. La magnetita es masiva, de grano fino menor a 1 mm, hábito dodecahédrico y textura sacaroides. Estos mantos se emplazan en dos niveles favorables alcanzando longitudes de 1 a 2 Km. El nivel superior denominado "E-grid", es estructuralmente persistente y con potencias que alcanzan los 150 m de ancho, gradando a los lados a mármol dolomítico. El nivel inferior o "Mina 7", es el más bajo de la formación y sus potencias son algo menores que las del nivel "E-grid". La profundización de estos mantos todavía no ha sido determinada, pero sobrepasa los 500 m.

En la Formación Río Grande los mantos de magnetita ocurren principalmente en 3 horizontes favorables, denominados "N-13", "Flor del Desierto" y "Cerritos de la A", en donde alcanzan potencias respectivas de 160 m, 40 m y 60 m. Estos mantos son de magnetita masiva intercrecida con minerales de Cu. Alrededor de los mantos, se encuentra también magnetita diseminada alcanzando valores de hasta 15% de Fe. En esta formación además hay vetas y cuerpos de stockworks menores y en general la presencia de minerales de Cu es más abundante, razón por lo cual no han sido explotados por la empresa de hierro, pues el Cu interfiere con la metalurgia del Fe.

La mineralización en este yacimiento es reemplaziva, observándose en el mineral y rocas metamórficas circundantes estructuras sedimentarias y volcánicas residuales. La mineralización se inicia con la formación, especialmente hacia los niveles estratigráficos profundos, de clinopiroxeno diopsídico, granate, cordierita, hornblenda, siendo estos ensamblajes reemplazados tardíamente y hacia los niveles más altos por actinolita-tremolita, y cantidades menores de escapolita-Na, flogopita, clorita-sericita, apatito epidota y finalmente por magnetita masiva formadora de los mantos de mena, con relleno intersticial y tardío de pirita (~0.1%), pirrotita, calcopirita (~0.01%), bornita, pentlandita, esfalerita, galena, molibdenita, oro, rutilo, turmalina, esfena, prehnita, albita, cuarzo.

Por otra parte los isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) para 2 muestras de pirita, reportan valores de -1.76 ‰ y +4.72 ‰ (Baruj Spiro, BGS; comunicación personal), sugiriendo una fuente en parte magmática y quizá algo de aporte de agua de mar para el azufre.

Parte de la mineralización de este distrito se ha observado cortando a las ocoitas de la Formación Jahuay. Además, 15 Km al NW de Marcona, se encuentra el Prospecto de Cu Huaricangana, que consiste en enjambres de venillas de mineral de Cu secundario en ocoitas Jahuay con fuerte metamorfismo termal, las que muestran desarrollo de actinolita, escapolita-Na, magnetita, pirita y calcopirita oxidadas. El mineral de Cu llega en promedio a una ley de 0.25% Cu y presenta trazas de Au. 20 Km al SE, en cambio esta el Prospecto Pampa Pongo, que no aflora, pero que consiste en una gran anomalía magnética, en donde la mineralización y potencial son similares a lo observado en Marcona. Este mineral corta dolomias y ocoitas Jahuay similares a las vistas en Marcona. Estos dos prospectos junto con los indicios de mineralización tardía observados en Marcona son indicación de que en hay a lo largo de un corredor NW de 50 Km, por lo menos 4 focos de mineralización correspondientes a por lo menos a dos fases mineralizadoras independientes: Una fase tardi-Río Grande generadora del mineral de Fe-Cu de Marcona y una fase tardi-Jahuay, generadora de la mineralización de Huaricangana, Pampa Pongo y de parte de la mineralización de Cu existente en los niveles Jahuay de Marcona. Sobre Marcona en detalle y sobre estos prospectos ver www.portergeo.com.au/feoxbook (Moody et al., 2002).

El ambiente geológico formacional Río Grande-Jahuay fue el de un trasarco volcánico fisural alcalino a shoshonítico, caracterizado por enjambres de diques de orientación NW, que corren paralelos a la estructura principal Falla Treinta Libras de tipo

transcurrente dextral y posteriormente normal, que controla el borde oriental de la Cordillera de la Costa donde se emplaza Marcona. Este sistema estructural-magmático ha estado activo desde el Jurásico en que se inició el vulcanismo en la zona hasta por lo menos el Aptiano (117 Ma) en que se emplazaron los diques félsicos más tardíos de dicho sistema. Este rift ensiálico marca el rompimiento de la corteza continental y el inicio de la actividad volcánica en la región.

Dada la distribución estratigráfica de los minerales de alteración o metamórficos observados en la secuencia y su asociación a los eventos finales del vulcanismo Río Grande, se considera que el yacimiento Marcona se formó en un campo geotermal, en el sentido descrito por Bird et al. (1984) y por Schiffman et al. (1984), en coincidencia con movimientos dextrales a lo largo de la Falla Treinta Libras y movimientos complementarios en las fallas conjugadas, esto durante los estadios finales del vulcanismo Río Grande.

Dos prospectos menores presentes en la misma región son Chala y Los Icas. El primero, de escaso potencial, está ubicado 620 Km al sur de Lima, consiste de alrededor de 10 mantos de magnetita de hasta 10 m de potencia y corridas de decenas de metros (Olchanski, 1980), los que se encuentran emplazados en medio de lavas y diques de ocoitas y materiales volcánico-sedimentarios, en el arco efusivo fisural de la Formación Chocolate del Liasico. Los Icas en cambio, produjo artesanalmente Cu y consiste de vetas y mantos de Cu discretos, emplazados en un ambiente subvolcánico asociado a un rift fisural de edad Río Grande de orientación general NS (Osterman, en prensa).

Raúl-Condestable y prospectos Cretáceos menores (Atkin et al., 1985; Injoque, 1985; Vidal et al., 1990),

El yacimiento Raúl-Condestable está emplazado en la Formación Chilca del Valanginiano Superior-Barremiano, la cual es parte del Volcánico Copara, que se extiende 500 Km al sur de Lima. Este distrito ha sido un centro minero activo desde fines de los 50s y entre reservas y producción pasada se estima un potencial de alrededor de 50 millones de tons con 1.5% Cu y subproductos de Ag y Au.

La Formación volcánico-sedimentaria Chilca, está formada alrededor de un centro efusivo fisural de orientación NE ubicado en la Quebrada Calicantro, inmediatamente al sur de la Mina Raúl. Alrededor de este centro se ha depositado un paquete de 1000-2000 m de lavas basáltico-andesíticas, tobas y piroclásticos, los que hacia el norte y sur dan paso a calizas, lutitas, areniscas y volcanoclasticos depositados en mar somero. La secuencia estratigráfica en el depósito contiene además pirita exhalativa a manera de nódulos, chimeneas (smokers) y fósiles reemplazados. Esta pirita volcánico-sedimentaria desaparece al norte y sur dando lugar a coloraciones rojizas en los volcánicos circundantes, pero en ningún caso está directamente asociada a la mineralización de Cu.

En el mismo centro volcánico se emplaza un conjunto de diques, sills y pequeños stocks de andesita, dacita y granodiorita datados en 124 Ma (Vidal et al., 1990).

Las lavas Chilca e intrusivos del Centro Volcánico Raúl-Condestable muestran afinidades calcálicas a toleíticas, fraccionamiento de clinopiroxeno, hornblenda y plagioclasa y un carácter de basaltos de arco transicionales. Este depósito contiene calcopirita en asociación a pirita, magnetita, actinolita y (-)apatito, en forma de mantos, vetas y cuerpos diseminados, los que ocurren en estratos volcánico-sedimentarios en esta formación. Los mantos (Fig. 4) alcanzan áreas de 250 m x 200 m y potencias de 1 a 5 m, ocurriendo como reemplazamientos de calizas, tobas permeables y topes de lavas. Las vetas se extienden por cientos de metros y ocurren tanto en la secuencia volcánico-sedimentaria como en los intrusivos dacíticos. Finalmente, los cuerpos diseminados alcanzan dimensiones de cientos de metros y se encuentran a manera de reemplazamientos en tobas y lavas andesíticas.

La alteración ocurre en todo el distrito, rodeando a las mineralizaciones. Esta ocurrió primero a manera de un metamorfismo termal, caracterizado por la presencia de mármoles calcáreos, hornfelses de calcosilicatos y sericita-biotita-talco, con núcleos de anfibolitas y rocas ricas en piroxeno y granate. Las anfibolitas son rocas compuestas de tremolita, actinolita, actinolita hornbléndica, tschermakita y hastingsita. Estas rocas a su vez se encuentran reemplazadas retrogradamente de manera extensa pero irregular por tremolita, actinolita, clorita y en cantidades menores prehnita, albita, apatito y sílice. La

mineralización metálica ocurrió tardíamente como diseminaciones, rellenos y reemplazamientos, siguiendo la secuencia típica de los skarns. La alteración en general es extensa, pervasiva, pero no destruye la textura original de la roca, lo cual sugiere procesos de larga duración no explosivos. Los protolitos sedimentarios muestran sus contenidos originales de fósiles, nódulos, fallas sinsedimentarias y texturas geopetales, en tanto que las contrapartes volcánicas preservan sus texturas tufáceas y porfíricas.

La característica más importante de esta alteración es que las etapas primeras de metamorfismo termal se formaron con zonación paralela a la estratigrafía, ocurriendo la presencia de piroxeno, hornblenda (127 Ma, Vidal et al., 1990) y granate hacia la base de la secuencia estratigráfica en tanto que tremolita, actinolita, sericita, biotita y talco ocurrieron hacia el tope. Esta distribución mineral es similar a la observada en campos geotermales activos (Bird et al., 1984; Schiffman et al., 1984). Por esta razón el patrón de alteraciones se considera como originado en un antiguo campo geotermal volcánico.

Las mineralizaciones metálicas ocurrieron como dos asociaciones. La primera de estas, es la asociación Fe-Cu y consiste básicamente de calcopirita, pirita, magnetita y contenidos menores de pirrotita, galena, esfalerita, ilmenita, molibdenita, bornita, mackinawita, valerita, marcasita, electrum y cobaltita, siendo la mena calcopirita con subproductos de Ag y Au. La asociación Pb-Zn es tardía e insignificante y ocurre como vetas y venillas menores de galena y esfalerita con trazas de pirita, calcopirita, tetrahedrita, melnicovita, Au y calcita. No se ha observado formaciones exhalativas de las asociaciones Cu-Fe o Pb-Zn. La temperatura máxima de formación es de alrededor de 320°C a 414°C y los estudios de isótopos (S, H, O) e inclusiones fluidas indican que el azufre y fluidos mineralizante fueron de origen marino y que no hubo ebullición (Ripley & Ohmoto, 1977, 1979).

En el distrito minero, la alteración metamórfica e hidrotermal, la mineralización, la actividad volcánica y los cuerpos dacíticos subvolcánicos e hipabisales se centran alrededor de la quebrada Calicantro de orientación NE-SW. Esta estructura aparentemente controló el volcanismo fisural, la alteración y mineralización en la zona.

Otros prospectos cupríferos Cretáceos menores son 5 Cruces, emplazado en los volcánicos Quilmaná del Albiano-Cenomaniano y Cerro La Loza, emplazado en el Complejo Volcánico-Intrusivo Bella Unión del Cretáceo Superior.

4. Yacimientos de filiación plutónica del Cretáceo:

El Batolito de la Costa, está compuesto de un sinnúmero de plutones graníticos, los que se han agrupado en superunidades dentro de 5 segmentos. Los gabros y dioritas tempranos de este batolito, se conocen genéricamente como Superunidades Patap y Pisco (Injoque, 2001) y aunque se emplazaron ocupando junto con las unidades graníticas del batolito, el mismo locus magmático, por su naturaleza toleítica no se consideran geoquímica y petrológicamente parte del Batolito (Pitcher et al., 1985).

Existen yacimientos de filiación intrusiva plutónica asociados a los gabros y dioritas tempranos Albianos del Batolito de la Costa, particularmente a la Superunidad Pisco, y más tardíos asociados a superunidades félsicas del Cenomaniano-Santoniano. Todos ocurren en el Segmento Arequipa del Batolito de la Costa, salvo manifestaciones menores del Segmento Piura, que no se describen en el presente trabajo.

5. Yacimientos asociados a los Gabros y Dioritas tempranos del Batolito : (Injoque, 2001; Injoque, 1985; Atkin et al., 1985; Vidal et al., 1990)

Estos yacimientos son de dos clases, los yacimientos de Fe y los yacimientos de Cu. Los primeros son Yaurilla y Fe-Acarí (Fig. 5; Dunin-Borkowski 1970; Zevallos, 1966), ubicados 300 y 550 Km al sur de Lima respectivamente. Ambos yacimientos se trabajaron artesanalmente o a pequeña escala en los 60s y su producción y reservas están en el orden de los 19 (60% Fe) y 20 (66% Fe) Millones de tons respectivamente.

Ambos yacimientos ocurren asociados a plutones de diorita piroxénica, con características geoquímicas de toleitas de margen continental y están mineralizados en vetas de entre 1 y 10 m de ancho y corridas

de hasta 1 Km. Estas vetas muestran un zonamiento vertical, con dominio de piroxeno hacia los niveles bajos y dominio de magnetita hacia las zonas altas.

La alteración asociada consiste en propilitización con magnetita diseminada lejos de las estructuras mineralizadas, haciéndose la magnetita más abundante hacia su contacto, junto con epidota, clinopiroxeno y anfíboles.

Las vetas de magnetita se presentan en muchos casos claramente bandeadas, resaltando el bandeamiento debido al crecimiento ocasional de apatito, cuarzo y calcita entre las bandas de magnetita. En las vetas de piroxeno-magnetita, el piroxeno ha cristalizado claramente primero, desde las paredes de la roca caja, estando la magnetita relleno del espacio entre los cristales de piroxeno. Muchas de estas vetas tienen bandeamiento crustificado simétrico y marcando etapas poliascendentes, con piroxeno o anfíbol creciendo normalmente a la caja, indicando claramente que las vetas estuvieron abiertas durante la deposición. El crecimiento delicado de magnetita y piroxeno, los controles de falla de las vetas principales y la transición desde diorita fresca a diorita alterada al contacto con el mineral, demuestra que el mineral de este plutón no es magmático tal como lo sugieren otros autores sino de relleno metasomático a hidrotermal (Injoque, 1985).

La edad K-Ar de los pórfidos directamente anteriores a la mineralización de hierro en Fe-Acarí es de 109 Ma (Vidal et al., 1990).

Los yacimientos de Cu están representados por el Manto San Martín de la Mina Eliana (Fig. 6) y por Monterrosas (Fig. 7; Vidal et al., 1990), ambos agotados y ubicados 230 Km y 300 Km al sur de Lima respectivamente. Eliana produjo 0.4 Millones de tons de 2.7% Cu a partir de un manto de hasta 12 m de potencia, emplazado en el contacto plegado de un sill gabrodiorítico con los volcánicos andesíticos Casma Albianos. Monterrosas es en cambio una veta ligada a la falla distrital sinistral Canzas, veta de 430 m de largo, 150 m de profundidad y hasta 20 m de potencia, emplazada en dioritas, cuyas leyes llegaron a 1.1-2% Cu. Ambos intrusivos, muestran características geoquímicas de toleítas de margen continental, pero a diferencia de los intrusivos en los yacimientos de Fe, presentan homblenda y biotita en su mineralogía.

La alteración en Eliana consiste en anfíbol, clorita, calcita y esfena, lejos de la mineralización. Al contacto con la estructura mineralizada aparecen abundante anfíbol, escapolita-Na (Mei 25-33), junto con diseminaciones de apatito, magnetita, pirita y calcopirita, siendo en la estructura mineralizada misma estos tres últimos minerales junto con actinolita, los minerales dominantes.

La edad K-Ar de la alteración de anfíboles (hastingsitas) asociada a la mineralización de Cu es de entre 112 y 114 ma. (Vidal et al., 1990) indicando la relación existente entre el gabro y la mineralización. Por otra parte los isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) para 2 muestras de pirita, reportan valores de -3.245 ‰ y -7.801 ‰ (Baruj Spiro, BGS, comunicación personal), sugiriendo una fuente ígnea y en parte sedimentaria? para el azufre, probablemente relacionada a las rocas Casma circundantes.

En Monterrosas, la alteración tardimagmática-hidrotermal en las dioritas comúnmente reemplaza clinopiroxeno magmático y plagioclasa por actinolita hipógena y calcopirita con cantidades variables de clorita, epidota, escapolita-Na (Me 25-29), turmalina, esfena, apatito, magnetita y trazas de feldespato-K, calcita y mica blanca.

Texturas petrográficas en las dioritas caja y la mena indican que el reemplazamiento metasomático fue importante junto con el relleno de fracturas. El ensamble predominante consiste de calcopirita, magnetita, pirita y actinolita en proporciones variables, habiendo también cantidades menores de clinopiroxeno, escapolita-Na, turmalina, cuarzo, pirrotita y cubanita. El mapeo subterráneo revela un zonamiento transicional desde las paredes de diorita hacia el centro de la veta, siendo los contactos borrosos debido al relleno de fracturas y reemplazamiento por escapolita-Na primero y luego actinolita hacia el centro. A continuación se presenta una zona de actinolita cristalina y acicular, que gradúa a magnetita masiva, seguida de venillas y diseminaciones de sulfuros que finalmente definen una zona central de mena de calcopirita masiva. Tanto los silicatos como la magnetita y sulfuros son sigmoidales según rumbo y los efectos supergénicos incluyen reemplazo de calcopirita por covelita y martitización de magnetita.

Una comparación de geoquímica de roca total (balance) entre dioritas frescas y alteradas, muestra que (Siddler, 1981, 1984) el hierro total se incrementa hacia la zona de mena, mientras que sílice es inversa. Metales como Cu y Co se encuentran a nivel de background en las dioritas, en tanto que

concentraciones anormales de estos elementos, Au, Ag y Mo caracterizan las zonas de actinolita y sulfuros.

Estudios de inclusiones fluidas en cuarzo y de isótopos de azufre en pirita y calcopirita indican temperaturas de alteración hidrotermal y deposición de menas de entre 300°C y 500°C, salinidades de 30 a >50 NaCl% equiv. en peso y valores de 1.6‰ a 3.3 ‰ $\delta^{34}\text{S}$. Fluidos de alta temperatura, salinos y magmáticos producidos por la cristalización de las gabrodioritas Patap se consideran como las causantes del origen, transporte y deposición de las menas de anfíbol-Cu-Fe de Monterrosas - a consecuencia de la disminución de la temperatura y acidez del fluido mineralizante - (Sidder, 1984).

.6. Yacimientos asociados al Batolito de la Costa propiamente dicho:

Los yacimientos conocidos de esta familia ocurren en la Superunidad Linga (Cobrepampa) y en el Plutón Cochahuasi (Cata Cañete).

.6.1. Superunidad Linga:

Distrito Minero Cobrepampa: (Hudson, 1974; Lavado, 1973; Valera, 1982)

El yacimiento de cuprífero Cobrepampa, se encuentra ubicado 550 Km al sur de Lima, y consiste de un enjambre de vetas emplazado en la Monzonita alcalina Cobrepampa, plutón de 15 x 10 Km de orientación NW, perteneciente a la Superunidad Linga del Batolito de la Costa. Este distrito minero ha producido desde fines de los 50's y principios de los 60's mineral de Cu de manera artesanal y a escala de pequeña minería y en la actualidad está abandonado. El plutón varía de monzonita a monzonita cuarcífera gris rosada, habiendo también facies dioríticas y adamelíticas.

Las facies más primitivas, presentan 30-35% de ortosa y 40-45% de plagioclasa andesina, habiendo como accesorios hornblenda, clinopiroxeno y cuarzo, en tanto que hacia las facies más evolucionadas se observan ortosa dominante con abundante biotita, formando estas últimas rocas comúnmente diques de aspecto aplítico.

Las estructuras principales del distrito son fallas NW que lo atraviesan todo, las cuales tienen un componente dextral importante y también un componente normal. En general esta tectónica ha sido tardía a la consolidación del plutón y en parte sincrónica con la mineralización.

Hacia la zona mineralizada se observa primero formación de biotita secundaria a manera de transición de la etapa magmática a la tardimigmática, preferentemente hacia el núcleo del plutón, en tanto que luego ocurre una fuerte feldespatización, que se presenta en prácticamente todo el plutón pero especialmente cerca de los cuerpos mineralizados, y que se manifiesta en venillas, diseminaciones y finalmente alterando pervasivamente a toda la roca. Esta alteración viene acompañada de granate ambar y marrón, de actinolita y turmalina accesorios. Hacia la periferia de esta feldespatización se dan transicionalmente zonas de cuarzo-sericita y finalmente propilitización.

Finalmente la mineralización se presenta a manera de un enjambre de vetas de rumbo NW, 60°-70NE a subvertical, que corta prácticamente todo el intrusivo en su zona central. Estas vetas son clavos de 100 a 300 m de longitud, 5 a 10 m de potencia y profundización de 100 a 200 m, las que en muchos casos se vinculan entre sí a manera de lazos sigmoidales, los clavos ocupando en promedio $\frac{1}{2}$ a $\frac{1}{3}$ de la longitud de las vetas. En conjunto estas vetas corren por una longitud de al menos 10 Km dentro de un ancho de por lo menos 5 Km. Esto junto con el historial de producción de la zona, (Samamé, 1992; Valera, 1982; Lavado, 1973) sugiere que el tonelaje de recursos extraídos y remanentes debe estar en el orden de 3-5 Mt con leyes de 2-5% Cu, 0.5 oz Ag y Au de subproducto.

La mena de estas vetas es calcopirita, habiendo también bornita, y como acompañantes pirita, algo de esferularita, esfalerita y magnetita. El zonamiento vertical de las vetas presenta en los 50 primeros metros la zona oxidada de Cu y Fe, apareciendo luego la zona enriquecida con calcocina, covelita, digenita y óxidos de Cu. Esta zona interrecece junto con una zona primaria de bornita-calcocina de entre 50 y 100 m, que da paso en profundidad, a la zona de pirita-calcopirita de potencia similar, la que hacia

profundidad se enriquece en magnetita. En profundidad aparecen (?) también en forma subordinada cantidades menores de W y Sn (Samamé, 1992).

La ganga no metálica asociada es rica en feldespato-K hacia las zonas más potásicas del plutón y dominante en clinopiroxeno y actinolita con algo de cuarzo hacia las zonas periféricas, habiendo además cantidades menores de turmalina, apatito, granate, biotita, clorita, cuarzo y calcita. Las gangas crecen principalmente hacia las cajas, en textura peine en tanto que los sulfuros y magnetita crecen hacia el centro de la estructura. Sin embargo hacia el centro y zonas más anchas de los clavos, los sulfuros junto con las gangas, pasan hacia el centro transicionalmente a una zona craquelada y luego a una zona brechada de alto contenido de sulfuros, indicando contemporaneidad entre mineralización y el movimiento dextral formador de los clavos.

Fuera de Cobrepampa, en Atiquipa, 600 Km al sur de Lima, existe un conjunto de 10 a 15 vetas menores, compuestas de óxidos de Cu, magnetita, clinopiroxeno, actinolita, escapolita-Na, epidota, cuarzo, clorita, las que se emplazan en el Gabro Chala, alcalino, también perteneciente a la Superunidad Linga. Estas vetas han sido trabajadas en forma artesanal para extraer los óxidos de Cu, contienen trazas de Au y tienen potenciales de algunos miles a decenas de miles de tons.

.6.2. Plutón Cochahuasi, Distrito Minero Cata Cañete (Injoque et al., 1995)

El Distrito Minero de Cata Cañete se ubica 100 Km al SE de Lima y consiste de vetas y enjambres menores de mineral de Cu, emplazados en el Plutón Cochahuasi del Batolito de la Costa.

El Plutón Cochahuasi es un cuerpo elongado de 20 x 10 Km de orientación NW, que está compuesto de dos unidades principales. La Unidad Máfica, es melanocrata, predominantemente monzodiorítica, e intruye y metamorfiza a las formaciones volcano-sedimentarias mesozoicas circundantes, hacia el sur y oeste, y es a su vez intruida por la Unidad Felsica, que es leucocrata, cuarzodiorítica. Ambas unidades son finalmente intruidas por enjambres de diques lamprofidicos y son fuertemente afectadas, especialmente la Unidad Máfica, por un dinamometamorfismo en las facies de la anfibolita y deformación de orientación NW, aparentemente de edad finicretácea. Todo el conjunto es posteriormente intruido desde el este por el Plutón Tiabaya, post-tectónico y félsico.

La mineralización de Cu se extiende prácticamente por todo el plutón y en parte a las formaciones mesozoicas vecinas, a manera de bandas de mineralización, las que en parte forman vetas con clavos definidos y en parte enjambres menores. Las vetas forman entre sí, lazos sigmoidales y los clavos de mineral alcanzan en el plutón los cientos de metros de longitud y anchos de 2 a 10 m, en tanto que las formaciones circundantes solo alcanzan las decenas de metros de longitud.

La mineralización hacia la profundidad y las cajas desarrolla ensambles de clinopiroxeno, granate, epidota y hornblenda, los cuales se encuentran obliterados por el estadio posterior y principal de mineralización, que consiste de chalcopirita, pirita, magnetita, cuarzo, clorita, biotita, y calcita, con contenidos menores de bornita, esfalerita, galena, pirrotita, cobaltita, molibdenita, ilmenita, arsenopirita, marcacita, melnicovita y oro.

Este Distrito ha sido mayormente trabajado por informales y pequeños mineros, y su potencial es considerado en el orden de los cientos de miles de tons. de Cu, con una ley promedio de 1.5% Cu, aunque los niveles superiores oxidados en general son más ricos, habiendo como subproductos Au y Ag.

DISCUSIÓN

.1. AMBIENTE GEOTECTÓNICO Y FUENTES DEL MAGMA Y METALES

Los yacimientos de Óxidos de Fe-Cu-Au en el Perú ocurren en dos ambientes bastante diferentes. En la Cordillera Oriental Hercínica ocurre el yacimiento Cobriza, dentro del Grupo Tarma, en un rift ensiálico

tardío a la Deformación Hercínica, en coincidencia con el emplazamiento de intrusiones anorogénicas (Soler, 1991; Kontak et al., 1985).

En la Cordillera Occidental, los yacimientos de filiación volcánica ocurren en la Cuenca Marginal Cañete-Huarmey, pero en su segmento sur (Cuenca Cañete propiamente) en donde su carácter ensiálico produce un vulcanismo de afinidades alcalinas a shoshoníticas y marcado carácter intraplaca (Jurásico; Aguirre, 1988) a basalto de arco (Cretáceo, Atherton & Aguirre, 1992). Los yacimientos de filiación plutónica asociados a la Superunidad Patap y al Batolito de la Costa se han formado en este mismo tramo de los Andes, en el Segmento Arequipa, también de carácter ensiálico. Los plutones del Batolito de la Costa en general, presentan un carácter de magmas de arco, indicando que al igual que para los volcánicos del Cretáceo, posible relación a procesos de subducción (Injoque, 1985; Atherton, 1990; Atherton & Sanders, 1985).

La fuente de estos magmas, de acuerdo a sus firmas de REE¹⁰ indica fraccionamiento de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda en diferentes proporciones, más no de granate, lo cual indica que estos magmas se originaron a profundidades menores de 60 a 40 Km, en el manto (Injoque, 1985; Atherton & Sanders, 1985), salvo por el Plutón Cochahuasi (Cata Cañete, Injoque et al., 1995) en donde el fraccionamiento de granate fue importante en su historia. Sin embargo, los magmas de este segmento del Batolito, están enriquecidos en radioelementos corticales debido a su emplazamiento en medio de la corteza precámbrica, bajo la cual el manto se ha enriquecido en elementos-LIL más continuamente y por un periodo más largo que el manto en el segmento Lima (Atherton & Plant, 1987). Curiosamente esto no ocurrió con los volcánicos de la cuenca sobreyacente (Atherton & Aguirre, 1992).

Los isótopos de Pb para los yacimientos indican también un origen mantélico pero con enriquecimiento en la corteza superior sedimentaria, salvo para Marcona y Cobriza en donde hay fuerte participación de Pb de corteza antigua (Mukasa et al., 1990; Noble et al., 1995). De manera que aparentemente el Cu de Cobriza y el Fe de Marcona tienen cierto grado de participación cortical antigua, en tanto que los yacimientos totalmente emplazados lejos de esas fuentes están más libres de ellas y tienen una mayor participación del manto.

La fuente del azufre y del agua para Raúl-Condestable fue predominantemente agua de mar (Rypley & Ohmoto, 1977, 1979), en cambio Monterrosas (Sidder, 1981, 1984), Eliana y Marcona tienen azufre magmático, aunque no se descarta algo de participación de fuentes sedimentarias (Eliana) o marinas (Marcona).

Otro aspecto interesante corresponde a la relación deformación-mineralización. Cobriza en la Cordillera Oriental parece ser un yacimiento post-tectónico y coincide en el tiempo con el evento distensivo Tardihercínico, pero la focalización del yacimiento parece estar ligada al fallamiento inverso NW (Valdez, 1983b). Marcona presenta asociación a la Falla Treinta Libras transcurrente dextral y a la extensión del rift jurásico alimentador del vulcanismo local (Injoque et al., 1988). En este mismo periodo, la actividad volcánica del norte de Chile coincidía también con el inicio de la actividad de la Falla Atacama (Brown et al., 1991; Scheuber & Adrianssen, 1990), y con mineralizaciones importantes como Mantos Blancos y Michilla (Munizaga et al., 1991; Venegas et al., 1991). Raúl-Condestable (Injoque, 1985) y los Icas (Osterman, en prensa) presentan una asociación similar a rifts más locales, pero no hay fallas transcurrentes conocidas. Los yacimientos de filiación plutónica en cambio, se emplazan tardíamente a la Deformación Mochica Albiana (Superunidad Patap; Injoque, en prensa) o a la Deformación Peruana Finicretácea (Cata Cañete; Injoque et al., 1995) y para Monterrosas (Injoque, 1985) y Cobrepampa (Valera, 1982) existe clara relación a fallas transcurrentes, pero estas son de alcance distrital. De esta forma parece existir una correlación entre fallamiento transcurrente y extensional y mineralización, siendo la mayor mineralización coincidente con la falla más notable (Marcona).

¹⁰ REE: Tierras raras

.2. MINERALOGÍA Y CONDICIONES DE FORMACIÓN

La alteración distrital de estos yacimientos en el ambiente volcánico de la costa y en la Superunidad Patap es la propilitización con mayor o menor presencia de Albita y escasa proporción de Feldespato-K. Hacia la inmediata vecindad de las mineralizaciones se hacen patentes las alteraciones de clinopiroxeno, anfíboles (hornblenda y tremolita-actinolita), escapolita-Na, epidota, clorita granate (grandita). En Cobrepampa en cambio la feldespaticización y una débil biotitización son notables a escala distrital. En Marcona y Raúl-Condestable además, rodeando a las mineralizaciones se observa piritización, la que hacia las afueras da paso a una débil hematitización rojiza.

La mineralogía de estos depósitos en general consiste de actinolita, clorita, con contenidos variables de biotita, flogopita, sericita, apatito, esfena y contenidos menores de, rutilo, albita, turmalina, feldespato-K, cuarzo y calcita, estos últimos más hacia las etapas de relleno hidrotermal. Los minerales metálicos dominantes son magnetita, pirita, calcopirita, y contenidos variables de pirrotita, siendo en general menos abundantes bornita, calcocina, covelita, ilmenita, molibdenita, galena, esfalerita. Cobriza sin embargo, presenta como subproductos Ag y Bi y contenidos notables de minerales de arsénico que no existen o son muy escasos en los yacimientos andinos. Fuera de esto hay contenidos de W y Sn que solo se repiten en la costa en Cobrepampa, lo cual parece indicar en ambos casos cierta filiación a magmas félsicos y alcalinos. En la costa sin embargo, casi todos los yacimientos tienen como subproducto Au (nativo, electrum y solución sólida) y Ag (en galena), y como trazas Co y Ni indicando relación a magmas básicos (Injoque et al., 1985). Cobrepampa además tiene un zonamiento que en su parte superior pasa de calcopirita a bornita y calcocina, transicional a la zona enriquecida, cosa que no se observa en otros yacimientos descritos.

En todos estos yacimientos, luego de la formación de los calcosilicatos, magnetita fue el primer mineral metálico en formarse, reemplazando a los silicatos. Salvo en Fe-Acarí y Yaurilla, donde los sulfuros son muy escasos, esta siempre lleva como microinclusiones, pirita, pirrotita, bornita y calcopirita, y asocia a cantidades pequeñas de ilmenita. Luego se formaron los sulfuros, también reemplazivamente pero en los yacimientos filonianos, relleno de cavidades. Primero se formaron pirita y/o pirrotita, luego los sulfuros de Cu y finalmente galena y esfalerita, estos últimos en algunos casos claramente como parte de un evento separado y tardío.

La temperatura de formación para estos yacimientos en general se estima entre 400 y 500 °C, considerando sus ensamblajes (Injoque, 1985; Injoque et al., 1995). Solo en Raúl-Condestable se tienen mediciones estimadas a partir de la geoquímica de isótopos (320°-414°C; Ripley & Ohmoto, 1977, 1979). La presión para los yacimientos de la costa (Injoque, 1985) se ha estimado a partir de la estratigrafía en alrededor de 0.5 Kbars, sin embargo parece ser que Marcona es algo más profundo (1 Kbar).

.3. CLASIFICACIÓN

Los yacimientos de esta familia en Perú, se consideran clásicamente skarns de Fe y/o Cu. Según la clasificación de Einaudi et al., (1981) corresponden a "skarns cálcicos de Fe", salvo por Cobrepampa que por su relación a la Monzonita Cobrepampa es más bien un "skarn cálcico de Cu". Cobriza, por su mineralogía y vecindad a granitos, podría corresponder a este segundo grupo. Cata Cañete en cambio, teniendo raíces de skarn es volumétricamente un yacimiento hidrotermal.

Raúl-Condestable y Marcona por otro lado, son yacimientos formados a nivel subvolcánico, en los estadios finales del volcanismo Chilca y Río Grande respectivamente y presentan en las etapas primeras de metamorfismo termal un patrón de zonación paralela a la estratigrafía, ocurriendo la presencia de piroxeno, hornblenda y granate hacia la base de la secuencia estratigráfica en tanto que tremolita, actinolita, sericita, biotita y talco, ocurren hacia el tope. Esta distribución mineral es similar a la observada en campos geotermales activos (Bird et al., 1984; Schiffman et al., 1984). Por esta razón el patrón de alteraciones se considera, originado en un antiguo campo geotermal volcánico y a los

yacimientos se los denomina skarns geotermales o yacimientos de Cu tipo Manto Peruano (Injoque, 1985, 1999, 2000). La ocurrencia de estos yacimientos es coincidente con la presencia de ocoitas, una corteza gruesa, gradientes geotermales de 20-30°C/Km, metamorfismo de carga en facies de esquistos verdes a zeolitas y una intrusión del manto en la corteza moderada, en lo que es la Cuenca Cañete. Es notable que hacia el norte (Cuenca Huarmey), en ausencia de ocoitas, y asociación a metamorfismo de carga episódico, gradientes geotermales >300°C/Km e intrusión profunda del manto en la corteza, la cuenca se oceanizó (Aguirre et al., 1989) y produjo yacimientos de tipo VMS (Injoque 1999, 2000), marcando Raúl-Condestable la transición entre ambas cuencas.

Los yacimientos emplazados en el Batolito de la Costa, en cambio, corresponden a skarns autoreaccionales de Zharikov (1970).

Histman et al. (1992) separan a esta familia en dos grupos. Los yacimientos de magnetita-apatito o de tipo Kiruna, agrupan a Marcona, Chala, Fe-Acari y Yaurilla, dada la masiva presencia de Fe en estos yacimientos. El segundo grupo corresponde a los yacimientos de Oxido de Fe-Cu-Au, dado su mayor contenido de Cu, aunque de estos solo Cobrepampa y Cobriza muestran relación a rocas félsicas. Cata Cañete sin embargo, está más desarrollado hacia la etapa hidrotermal y es más rico en cuarzo y calcita, correspondiendo a los sistemas más elevados en la descripción de Ray & Lefebure (2000). El mayor desarrollo de estos yacimientos hacia sistemas ricos en magnetita o ricos en Cu, parece tener relación a la evolución de magmas ricos en piroxeno o en homblenda respectivamente (Osborn, 1959; Helz, 1976; Oyarzun, & Frutos, 1984), dentro del proceso de evolución de evolución metalogénico propio de los arcos de isla (Stanton, 1978).

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a los colegas Miguel Huamám y Elsiario Antunez de Mayolo for sus comentarios acerca de Cobriza y a Noranda Peru S.A.C. por las facilidades para publicar el presente artículo.

BIBLIOGRAFÍA

- ADRIAN E. (1958).- The geology and iron ore bodies of the Marcona District, Peru. Internal Report, Marcona Mining Co., Peru. p. 74.
- AGUIRRE L. (1988).- Chemical mobility during low-grade metamorphism of a Jurassic lava flow: Rio Grande Formation, Perú. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol 1. Nº4. p. 343-361.
- AGUIRRE L., LEVI B. & NYSTROM J.O. (1989).- The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes, in: Daly, J.S., Cliff, R.R. & Yardley, B.W.D. Editors, *Evolution of Metamorphic Belts*, Geological Society, Special Publication N. 43, p 223-232.
- AGAR R. (1981).- Copper Mineralization and Magmatic Hydrothermal Brines in the Rio Pisco Section of the Peruvian Coastal Batholith. *Economic Geology*, Nº76, p. 677-693.
- ATCHLEY F. (1956).- *Geology of the Marcona Iron Deposits, Peru*, Ph.D, thesis, Univ. Stanford, U.S.A. p. 150.
- ATHERTON M. (1990).- The Coastal Batholith of Perú: the product of rapid recycling of "new" crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal*, Vol. 25, p. 337-349.
- ATHERTON M. & SANDERSON M. (1985).- The chemical variation and evolution of the superunits of the segmented Coastal Batholith, in: Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Glasgow, Blackie and Son Ltd. p. 208-227.
- ATHERTON M. & PLANT J. (1987).- High heat production granites and the evolution of the Andean and Caledonian continental margins in: *High heat production granites, hydrothermal circulation and ore genesis*. Institute of Mining and Metallurgy, London, p. 459-478.

- ATHERTON M. & AGUIRRE L. (1992).- Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Perú, in relation to Andean crustal thinning. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 5, (1), p 47-69.
- ATKIN B., INJOQUE J. & HARVEY. P. (1985).- Cu-Fe-amphibole mineralization in the Arequipa segment, in: Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Glasgow, Blackie and Son Ltd. p. 261-270
- BECKINSALE R., SANCHEZ-FERNÁNDEZ A., BROOK M., COBBING E., TAYLOR W. & MOORE N. (1985).- Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru in: Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Glasgow, Blackie and Son Ltd. p. 177-202
- BIRD D., SCHIFFMAN PE., ELDERS W.A., WILLIAMS A.E. & MCDOWELL S.S. (1984).- Calc-silicate mineralisation in active geothermal systems, *Economic Geology*, Vol. 79, p. 671-695.
- BROWN M., DÍAZ F., & GROCOTT J. (1991).- The Atacama Fault System: History of displacement and tectonic significance for the Mesozoic-recent evolution of Northern Chile. *6º Congreso Geológico Chileno*, p. 129-132.
- CABALLERO A. (1989).- Reconocimiento geológico preliminar de los yacimientos de Minas Justa S.A. y Cobre San Juan S.A., Informe de BISA para Negocios auríferos S.A. p. 38.
- CENTROMINPERU (1995).- Gerencia de Operaciones Mineras, Planeamiento a Mediano y Largo Plazo U.P. Cobriza 1995-2000, p. 101.
- CERRO DE PASCO CORPORATION (1970).- Geología de la Mina Cobriza, en: *Geología de los Yacimientos Minerales Operados por la Cerro de Pasco Corporation*, 1er. Congreso Latinoamericano de Geología, Lima-Perú. Nov. 1970, p. 36-61.
- DUNIN-BORKOWSKI E. (1970).- Der Acari-pluton (Perú) als Beispiel der Differentiation del Tonalitischen Magmas. *Geol. Round*. Vol. 59, p. 1141-1180.
- EINAUDI M., MEINERT L & NEWBERRY R. (1981).- Skarn deposits. *Economic Geology 75th Anniversary* Vol. p.317-391.
- HELZ R. (1976).- Phase relation of basalts in their melting ranges at PH₂O 5 Kbars. Part III, Melt compositions. *Journal of Petrology*, Vol. 17, p 139-193.
- HITZMAN M., ORESKES N. & EINAUDI M. (1992).- Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*. Vol. 58, p. 241-287.
- HUAMÁN M., ANTUNEZ DE MAYOLO E. & RIVERA A. (1990).- Geology of the Cu-(Ag, Bi) Stratabound Deposit Cobriza, Central Perú, in: Fontboté, L., Amstutz, G., Cardozo, M., Cedillo, E. & Frutos, J., Eds., *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. Springer-Verlag, Berlin, p. 129-136.
- HUDSON C. (1974).- Metallogenesis as related to crustal evolution in S.W. Central Peru. Ph.D. thesis, Univ. Liverpool, p. 245.
- INJOQUE J. (1985).- Geochemistry of Cu-Fe-amphibole skarn deposits of the Peruvian Central Coast. Ph.D. thesis. Univ. of Nottingham, U.K. p. 350.
- INJOQUE J. (1999).- The Location and Extent of Volcanic Massive Sulphide and Manto-Type Copper Deposits in the Cretaceous Volcanic Arcs in the Peruvian Andes. PACRIM'99 Proceedings, Bali, Indonesia, Pp. 327-334.
- INJOQUE J. (2000).- Distribución de yacimientos de sulfuros masivos (VMS) y de cobre tipo manto (CuTM) en el arco volcánico Cretáceo de los Andes Peruanos y Sudamericanos. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Vol. 90, p. 19-34.
- INJOQUE J. (2001).- Segmentación de los Gabros y Dioritas Tempranos del Batolito de la Costa (Superunidades Patap y Pisco), la Fase Deformativa Mochica y Mineralización Asociadas, como parte de la Segmentación Cretácea de la Costa Peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. En prensa.
- INJOQUE J. (2002).- Fe oxide-Cu-Au deposits in Perú, an integrated view. In: Porter, T. M. *Geoconsultancy, Ed. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Vol. 2, Australian Mineral Foundation, Adelaide, in press.

- INJOQUE J., MENDOZA J., ARANDA A., RAMÍREZ L. & ANDRADE R. (1985).- Sobre la presencia de Co, Ni, Ag y Au en los yacimientos de Cobre y Hierro de la Costa Centro-Sur Peruana. *Minería* N°191, Nov. Dic. pp 41-50.
- INJOQUE J., ATKIN B., HARVEY P. & SNELLING N. (1988).- Mineralogía y geocronología del Skarn Geotermal de hierro de Marcona. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, N°78, p. 65-80.
- INJOQUE J., VALERA J. & MIRANDA C. (1995).- Geología del Distrito Minero de Cata Cañete, Aspectos Petrológicos y Estructurales con Mención en la mineralización de Cobre. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* N° 84, p. 43-78.
- KONTAK D., CLARK A., FARRAR E. & STRONG D. (1985).- The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny, in: Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Glasgow, Blackie and Son Ltd. p. 36-44.
- LAUBACHER G. & MEGARD F. (1985).- The Hercynian basement: a review, in: Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, Blackie and Son Ltd. p. 29-41.
- LAVADO M. (1973).- Geología de la Mina La Argentina, Cobrepampa, Acari. Tesis de Bachiller en Geología, UNMSM, Lima, Peru, p. 55.
- MEGARD F. (1978).- Etude geologique des Andes du Perou Central. *ORSTOM*, N°86, p. 310.
- MUKASA S., VIDAL C. & INJOQUE J. (1990).- Pb isotope bearing on the metallogenesis of sulfide ore deposits in Central and Southern Peru. *Economic Geology*, Vol. 85, p. 1438-1446.
- MUNIZAGA F., RAMIREZ R., DRAKE R., TASSANARI C. & ZENTILLI M. (1991).- Nuevos antecedentes geocronológicos del yacimiento Mantos Blancos, Región de Antofagasta. Chile. 6° Congreso Geológico Chileno, p. 221-224.
- NOBLE D., MCKEE E., PETERSEN U., ALVAREZ A. & YUPANQUI M. (1995).- The Cobriza Copper Skarn Deposit, Central Perú: Permian Age, Radiogenic Lead Isotope Composition and Association with Two Mica Granite. *Volumen Jubilar Alberto Benavides, Sociedad Geológica del Perú*, p. 239-242.
- OLCHAUSKI E. (1980).- Geología de los cuadrangulos de Jaqui, Coracora, Chala y Chaparra. *Bol. N°34A, INGEMMET*. p. 71.
- OSBORN E. (1959).- Role of Oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of a basaltic magma. *Am. Journal of Science*, Vol. 257, p. 609-647.
- OSTERMAN G. (1991).- Geología del Distrito Los Icas, *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. en prensa.
- OYARZUN J. & FRUTOS J. (1984).- Tectonic and Petrological Frame of the Cretaceous Iron Deposits of North Chile, *Mining Geology*, Vol. 34 (1), p. 21-31.
- PETERSEN U. (1965).- Regional geology and major ore deposits of central Peru. *Economic Geology* Vol. 30, p. 407-476.
- PITCHER W. S., ATHERTON M. P., COBBING E. J. & BECKINSALE R. D. (1985).- *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, Blackie and Son Ltd. p. 328.
- RAY G. & LEFEBURE D. (2000).- A Synopsis of Iron Oxide±Cu±Au±P±REE Deposits of the Candelaria-Kiruna-Olimpic Dam Family, in: *Geological Fieldwork 1999*, BC Ministry of Energy and Mines, Paper 2000-1. p. 267-271,
- RIPLEY E.M. & OHMOTO H. (1977).- Mineralogic, sulphur isotope and fluid inclusion studies of the stratabound copper deposits at the Raul mine, Perú, *Economic Geology*, Vol. 72, p. 1017-1041.
- RIPLEY E.M. & OHMOTO H. (1979).- Oxygen and hydrogen isotopic studies of the ore deposition and metamorphism at the Raul mine, Perú, *Geochim. Et Cosmochm. Acta*, Vol. 43, p. 1633-1643.

- RIVERA A., HUAMÁN M., ANTUNEZ DE MAYOLO E. & KOBE H. (1989).- *Manto Cobriza: Mineralización estratoligada y estratiforme en los sedimentos de Grupo Tarma. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol.79, p 23-32.*
- SAMAMÉ M. (1992).- *Empresas, El Perú Minero, Tomo IX Publicación de INGEMMET, p. 1021.*
- SCHUEBER E. & ANDRIENSSSEN P. (1990).- The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, Northern Chile. *Journal of Structural Geology, Vol. 12, p. 243-257.*
- SCHIFFMAN P., ELDERS W.A., WILLIAMS A.E., MCDOWELL S.S. & BIRD D. (1984).- Active metasomatism in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, México: A telescoped low pressure, low temperature metamorphic facies series: *Geology, Vol. 12, p. 12-15.*
- SIDDER, G., (1981).- Metallization and alteration at the Monterrosas mine, Ica, Perú. M.Sc. Thesis, Univ. Oregon, p. 110.
- SIDDER, G., (1984).- Ore genesis at the Monterrosas deposit in the Coastal Batholith of Ica, Perú: Unpub. Ph.D. Thesis, Oregon State Univ, p. 221.
- SOLER, P., (1991).- Contribution a l'étude du magmatisme associé aux marges actives - pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme crétacé à pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou central - implications géodynamiques et métallogéniques. These de Docteur es-Sciences, Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, France. P. 845.
- STANTON R. (1978).- Mineralization in Island Arcs with particular reference to the South-west Pacific Region. *Proc. Australas. Institute of Mining and Metallurgy. N°268, Dec. p. 9-19.*
- VALDEZ M. (1983a).- Estimación cuantitativa de Plata en el Manto Cobriza - Mina Cobriza, *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. 71, p. 63- 68.*
- VALDEZ M. (1983b).- Alteración y mineralización hidrotermal del Manto Cobriza - Mina Cobriza, *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. 72,p. 111-126.*
- VALERA J. (1982).- Estudio geológico de la Veta Cobrepampa en el Distrito Minero de Acari-Arequipa. Tesis de Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
- VENEGAS R., MUNIZAGA F. & TASSANARI. C. (1991).- Los yacimientos de Cu-Ag del Distrito Carolina de Michilla, Región de Antofagasta, Chile: Nuevos antecedentes geocronológicos. *6° Congreso Geológico Chileno, p.452-455.*
- VIDAL C., INJOQUE J. & SIDDER G. (1990).- Amphibolitic Cu-Fe skarn deposits in the Central Coast of Perú. *Economic Geology Vol. 85, p. 1447-1461.*
- ZEVALLLOS R. (1966).- Geology of the Acari Iron Mining District. Arequipa, Perú, Unpub. M.Sc. Thesis, Univ. of Missouri at Rolla. p. 170.
- ZHARIKOV V. (1970).- Skarns I, II, III. *International Geology Review, Vol. 12, p. 541-559, 619-647, 760-775.*

- 1) Resumen de la geología del Perú para los cinturones mineralizados Andino y Herciniano.
- 2) Geología regional y zonamiento del Manto Cobriza proyectado a una sección longitudinal de orientación aproximada NNW, modificado de Rivera et al., 1989.
- 3) Geología de los Yacimientos de Hierro de Marcona.
- 4) Sección Geológica de la Mina Condestable.
- 5) Geología del Distrito Fe Acari (Modificado de Dunin-B. 1970).
- 6) Geología del Distrito Minero Río Seco (Injoque, 1985).
- 7) Geología del Distrito Minero Monterrosas (Injoque, 1985).

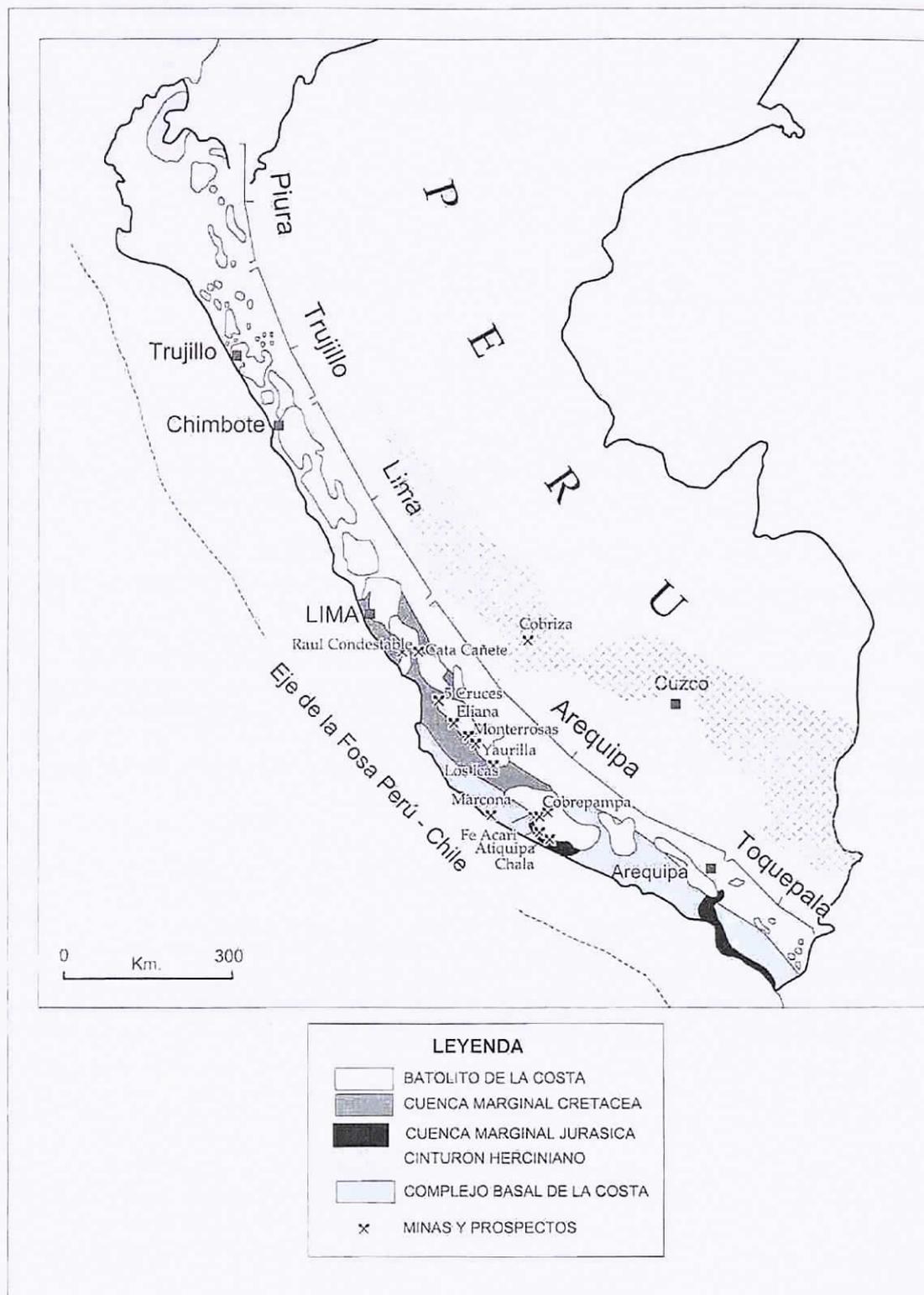


Figura 1. Resumen de la Geología del Perú para los cinturones Andino y Herciniano

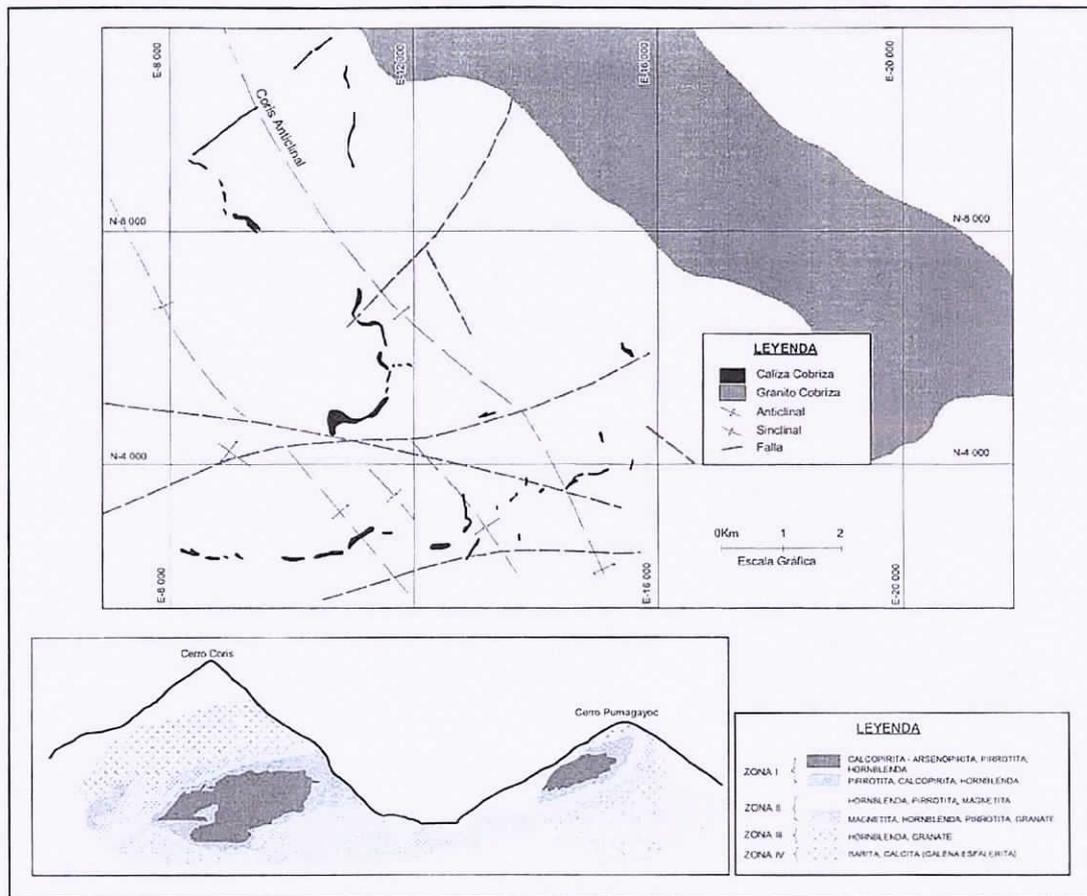


Figura 2. Geología Regional y Zonamiento del Manto Cobriza, proyectado en una sección longitudinal (aproximada NNW; modificado de Rivera et al 1989).

Figura 3. Geología de los Yacimientos de Hierro de Marcona.



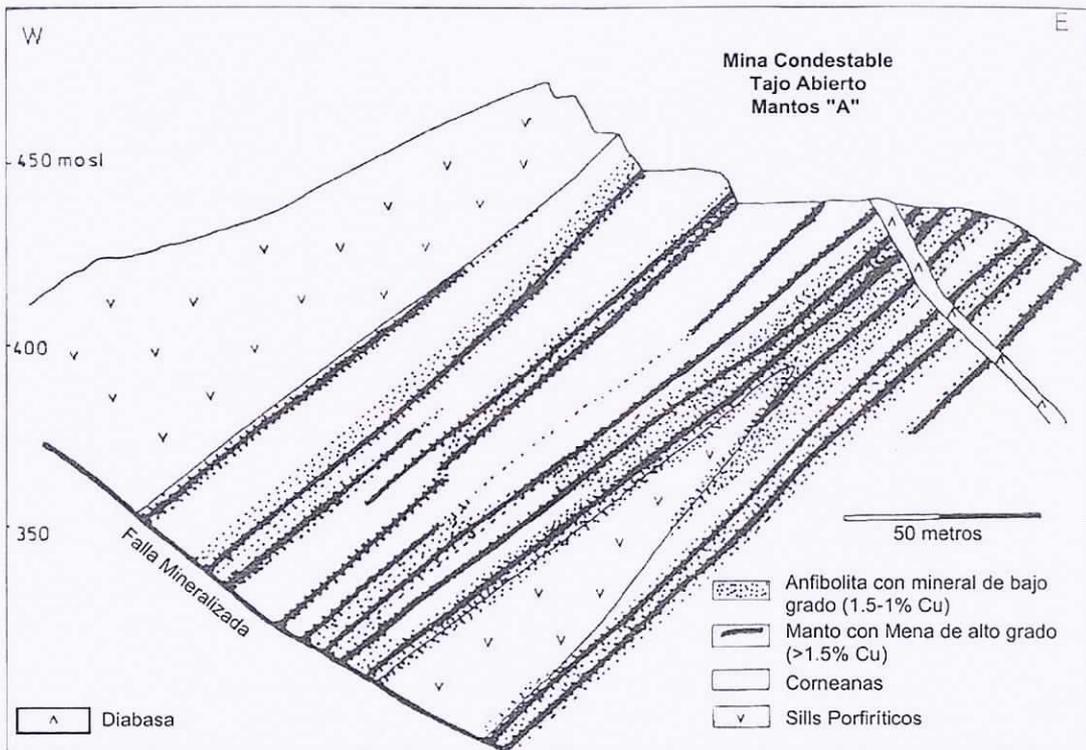
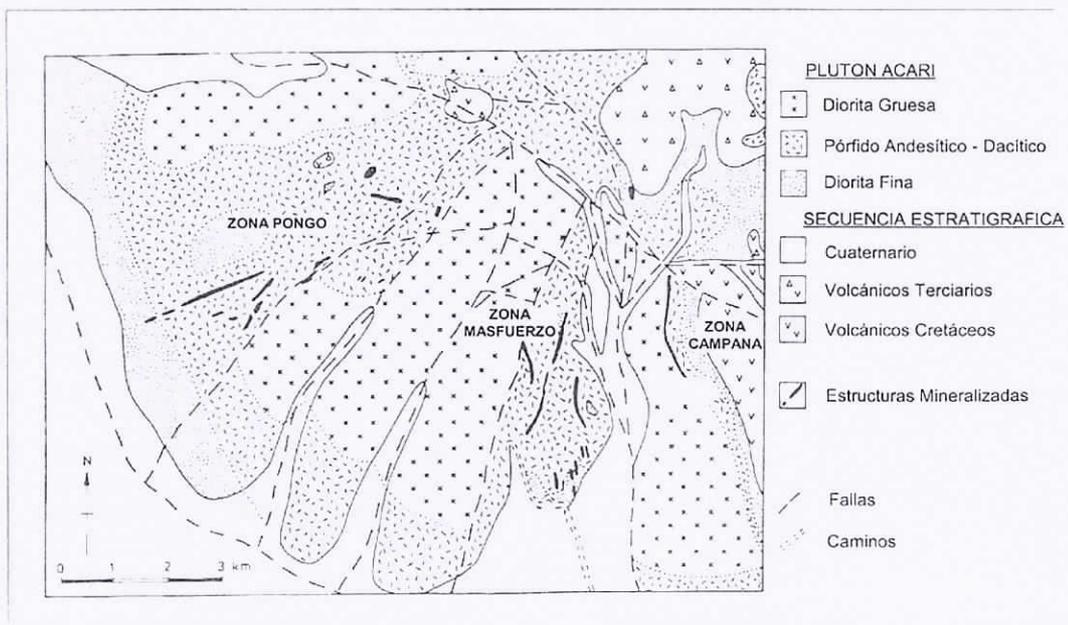


Figura 4. Sección Geológica de la Mina Condestable.

Figura 5. Geología del Distrito Fe - Acari (Modificado de Dunin - B; 1970)



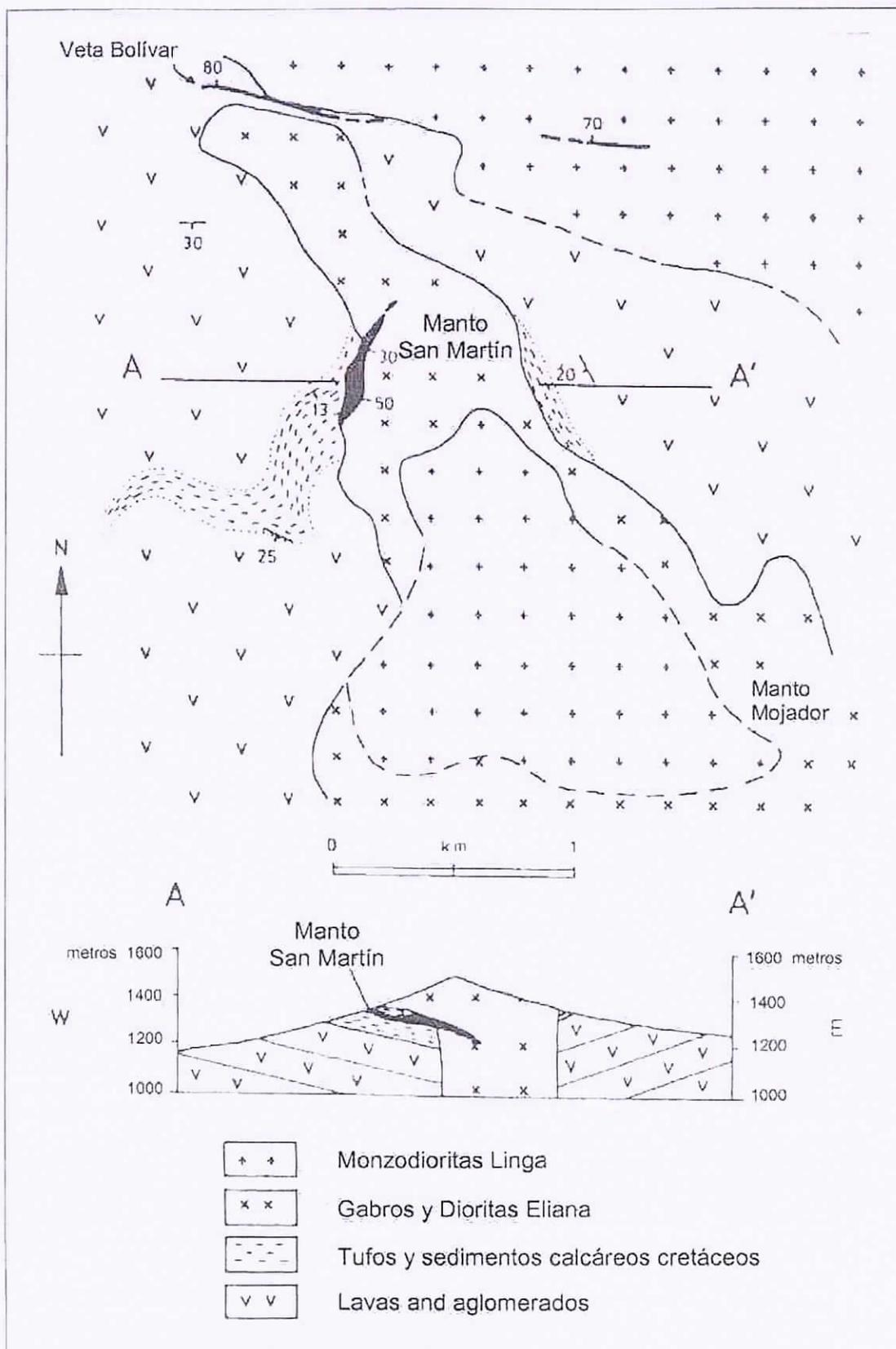


Figura 6. Geología de la Mina Eliana (Injoque, 1985)

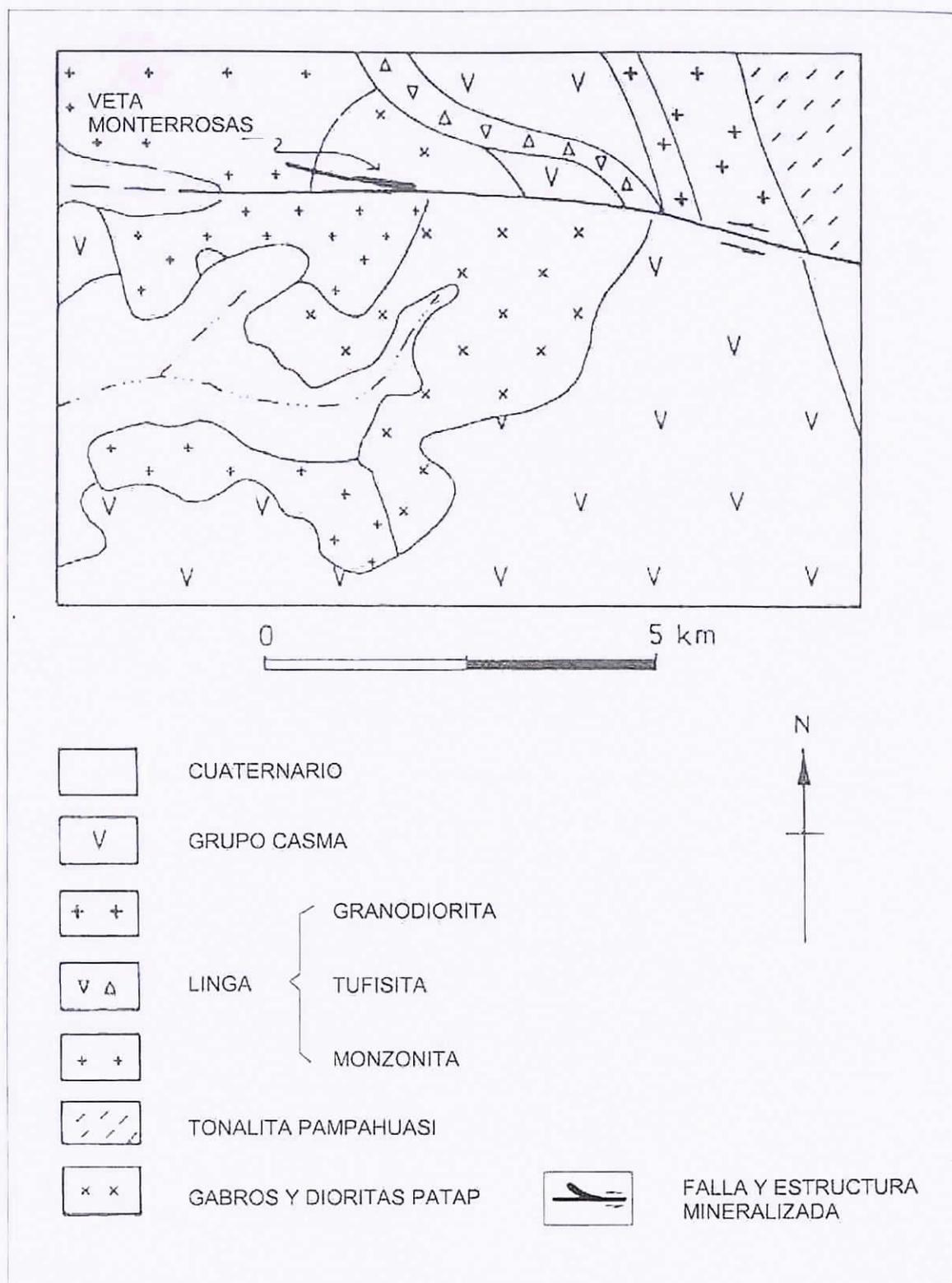


Figura 7. Geología del Distrito Minero Monterrosas (Injoque, 1985)