

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y
Metalúrgica



TEMA:

**RELACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL ENTRE EL
SISTEMA PÓRFIDO-SKARN TOROMOCHO Y LA
SOBREIMPRESIÓN DE LAS POSTERIORES VETAS
CORDILLERANAS DE METALES BASE**

TESIS

Para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO GEÓLOGO

JORGE VALENTIN LEÓN PIMENTEL

Lima-Perú
2007

ÍNDICE

CAPITULO I: GENERALIDADES.....	1
I.1 Abstracto.....	2
I.2 Resumen.....	3
I.3 Ubicación y Accesibilidad.....	5
CAPITULO II: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	6
II.1 Introducción.....	7
II.2 Evolución Tectónica de los Andes Centrales.....	7
II.3 El Domo de Yauli.....	8
II.4 Controles Estructurales del Domo de Yauli.....	8
II.5 Consideraciones Metalogenéticas del Domo de Yauli.....	10
II.6 EL Grupo Pucará-Modelo Sedimentario y Mineralógico.....	11
CAPITULO III: CONTEXTO GEOLÓGICO DISTRITAL.....	13
III.1 Estratigrafía del Distrito Minero de Morococha.....	14
III.2 Intrusivos Terciarios.....	21
CAPITULO IV: MINERALIZACION RELACIONADA AL SISTEMA SKARN TOROMOCHO.....	26
IV.1 Mineralización Relacionada al Sistema Toromocho.....	27
IV.2 Skarn Distal-Manto Gertrudis.....	27
IV.3 Sistema Pipe Toromocho.....	30
IV.4 Brechas Hidrotermales Relacionadas al Sistema Toromocho.....	31
IV.5 Vetas Polimetálicas Relacionadas al Sistema Toromocho.....	37

CAPITULO V: DESCRIPCION PETRO-MINERALOGICA DETALLADA....39

V.1	Primer evento. Estado Metamórfico– Metasomático Temprano (skarnoide)....	41
V.2	Segundo Evento. Principal Estado de Alteración Metasomática (skarn).....	48
V.3	Tercer Evento. Alteración y Mineralización Transicional.....	58
V.4	Cuarto Evento. Posterior Estado de Alteración Argílica.....	59
V.5	Quinto Evento. Alteración Sericítica.....	66
V.6	Sexto Evento. Posterior Evento de Cese Magmático.....	73
V.7	Séptimo Evento. Vetas Cordilleranas de Metales Base.....	85
V.8	Descripción de Rocas Intrusivas.....	87

CAPITULO VI: INTERPRETACIONES SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS.....91

VI.1	Profundidad de Formación del Sistema Skarn Toromocho.....	92
VI.2	Evolución de Fluidos Hidrotermales en la Formación de Sistemas Skarns.....	93
VI.3	Metamorfismo Temprano y Formación del Skarnoide (hornfels).....	95
VI.4	Ambiente de Formación Skarnoide(hornfels).....	95
VI.5	Alteración en el Sistema Skarn.....	97
VI.6	Alteración en el Sistema Porfírico.....	98
VI.7	Ambiente de Formación Skarn.....	100
VI.8	Deposición del Cobre.....	103
VI.9	Ambiente Geoquímico de Formación de los Pipe Brecha y Mantos.....	103

CAPITULO VII: DISCUSIÓN SOBRE LA INTERPRETACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN.....104

VII.1	Alteración y Mineralización Temprana.....	105
VII.2	Mineralización Transicional.....	106
VII.3	Mineralización y Alteración Posterior.....	107
VII.4	Formación de venas tipo D.....	109

CAPITULO VIII: ANEXOS.....111

VIII. 1	Lista de Microfotografías en Secciones Delgadas y Briquetas Pulidas.....	112
VIII: 2	Lista de Tablas de Análisis Químicos.....	136

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....141

Lista de Figuras

- Fig. Número 1.** Plano de Acceso y Ubicación al proyecto Toromocho
- Fig. Número 2.** Plano Estructural a lo largo del anticlinal de Morococha
- Fig. Número 3.** Sección Geológica del Distrito de Morococha, mostrando el Sistema Porfido-Skarn, Sistemas de Mantos, Sistemas de Vetas y Brechas
- Fig. Número 4.** Sección Geológica del Depósito de Toromocho mirando al NE
- Fig. Número 5.** Sección Geológica del Depósito de Toromocho mirando al Este
- Fig. Número 6.** Plano de Alteraciones indicando los límites del tajo en el Proyecto Káiser de la Cerro de Pasco Corporation
- Fig. Número 7.** Cuadro mostrando los Eventos de Alteración Hidrotermal que afectaron a los diferentes Tipos de Rocas.
- Fig. Número 8.** Mosaico muestra serie de hornfels volcánicos cortados por diferentes tipos de venillas y generando diferentes tipos de halos de alteración.
- Fig. Número 9.** Mosaico mostrando fragmentos de Skarns tanto de magnetita como magnésicos cortados por diferentes tipos de venillas y generando diferentes tipos de halos de alteración.
- Fig. Número 10.** Gráfico mostrando el paso de una venilla por un hornfels volcánico, observando la deposición de sulfuros de Cu y Fe mas cuarzo.
- Fig. Número 11.** Gráfico mostrando una bifurcación de una vena de cuarzo granular en el centro y con textura tipo cresta asociada a la deposición de cpy.
- Fig. Número 12.** Mosaico mostrando fragmentos de Skarns tanto de magnetita como magnésicos cortados por diferentes tipos de venillas y generando diferentes tipos de halos de alteración.
- Fig. Número 13.** Gráfico mostrando el paso de una venilla tipo D, observando la deposición de sulfuros de Cu y Fe mas cuarzo.
- Fig. Número 14.** Gráfico mostrando una venilla tipo D, observando su halo de alteración QSP (cuarzo-sericita-pirita).
- Fig. Número 15.** Gráfico mostrando el paso de una venilla tipo D por un skarn de magnetita, observando la deposición de sulfuros de Cu y Fe mas cuarzo.

Fig. Número 16. Gráfico mostrando una vena D-3 con exsoluciones de esfalerita.

Fig. Número 17. Gráfico mostrando el paso de venillas A y D por un dique pórfido qz monzonítico, observando halos de alteración potásica así como la deposición de sulfuros de Cu y Fe más cuarzo.

Fig. Número 18. Gráfico mostrando la coexistencia de fases líquido-vapor como función de la presión y temperatura (Fournier, 1987).

Fig. Número 19. Diagrama de XCO₂-T mostrando una inferencia del campo de estabilidad y equilibrio de los Ca-Mg-Si en el Sistema Toromocho.

Fig. Número 20. Diagrama de T-fO₂ muestra los ambientes de formación de granates y piroxenos.

Fig. Número 21. Diagrama T-fO₂ ilustra los generalizados estados de formación Skarn

Fig. Número 22. Diagrama Mostrando los ambientes de Presión-temperatura de intrusiones durante los tempranos, transicionales y posteriores estados de alteración-Mineralización en sistemas pórfidos.

Fig. Número 23. Diagrama tiempo-espacio en un Sistema Magmático-Hidrotermal en Pórfidos Cu-Au en la faja de Maricunga-Chile.

Capítulo I

Generalidades

Abstracto

Con un largo de unos 8000 km y con elevaciones estructurales que llegan casi a 7000 msnm, no hay duda que los Andes conforman un orógeno de clase mundial. Sin embargo, nuestra comprensión más básica del proceso de la formación de montañas supone que se desarrolla a lo largo de un tiempo dado debido a fuerzas que operan sobre una superficie de contacto a escala litosférica, y generalmente a consecuencia de placas continentales que colisionan entre sí. En el caso de los Andes rápidamente nos vemos obligados a abolir este concepto, fundamentalmente por que estamos frente a una superficie de contacto océano-continente y en consecuencia también debemos tomar en cuenta el papel de la arquitectura de la placa superior heredada y magmatismo de arco relacionado con la subducción. Esta es la relación única de dinámica de placas y el resultante carácter magmático del orógeno que hace que este (y sus análogos antiguos) sea un adecuado ambiente para la mineralización metalífera.

Como suele ser el caso, nuestra comprensión de este orógeno fue mucho más sencilla (y quizás hasta más correcta) cuando disponíamos de menos información que nos aturda y/o desconcierte. Es más, la historia del modelado andino se podría usar como un excelente ejemplo del “! Éxito que tienen los geólogos en reinventar la rueda ; y discernimiento” (C.C. Muñoz P.; Pro Explo 2003)

Resumen

El Proyecto Toromocho presenta las características típicas de los depósitos porfiríticos de Cu-Mo. En 1965 se iniciaron las investigaciones geológicas para determinar el potencial de la mineralización diseminada, las cuales se identifican a inicios de 1966 con los programas de sondajes diamantinos. En la zona afloran rocas que varían desde el Paleozoico hasta el Cretáceo medio, posteriormente plegadas en el Terciario e intruidas por una serie de stocks de composiciones muy diferenciadas. Los últimos eventos de la historia ígnea están representados por la formación de las columnas de brechas e inyección de diques de Aplita.

La estratigrafía del distrito ha sido estudiada con mucho detalle. En superficie las rocas sedimentarias abarcan un área equivalente a casi la mitad del área total del distrito, comprendiendo una sucesión de capas depositadas en distintos y variados medios sedimentarios.

El yacimiento Toromocho se emplaza en calizas del grupo Pucará, las cuales están intruidas por un conjunto de rocas ígneas de composición intermedia a félsica, cuya edad varía entre los 11 y 7 Ma. (Eyzaguirre et al., 1975, Noble, 1976)

En los contactos Calizas-Intrusivos se han desarrollado cuerpos de skarn, hornfels y mármol, e igualmente cuerpos de brechas (Intrusivas e Hidrotermales), dentro de los cuerpos intrusivos se observan halos de alteración hidrotermal, con un núcleo de alteración potásica (con biotita secundaria, Qz y Py), rodeada por una zona de Qz-sericita y finalmente una zona externa de alteración propilítica (epídota, clorita y calcita).

Unos de los intrusivos monzoníticos en el sistema Toromocho es la monzonita cuarcífera del stock San Francisco, la cual presenta fisuras, fallas, cizallamientos y vetas, la secuencia skarn se presenta en menor grado. En el área del proyecto se pueden distinguir los siguientes sistemas de fracturas:

Vetas: que se orientan en el sistema EW y buzando generalmente al sur, atraviesan tanto la monzonita como el skarn y algunas cruzan la brecha intrusiva.

Veta-fallas: de rumbo generalmente N60°E y buzando al SE atraviesan tanto el skarn como las zonas de brechas.

Fallas post-minerales: con rumbo variable entre N45° y N60° y buzando generalmente al NW. Cruzan tanto la secuencia skarn, la monzonita y las zonas de Brechas.

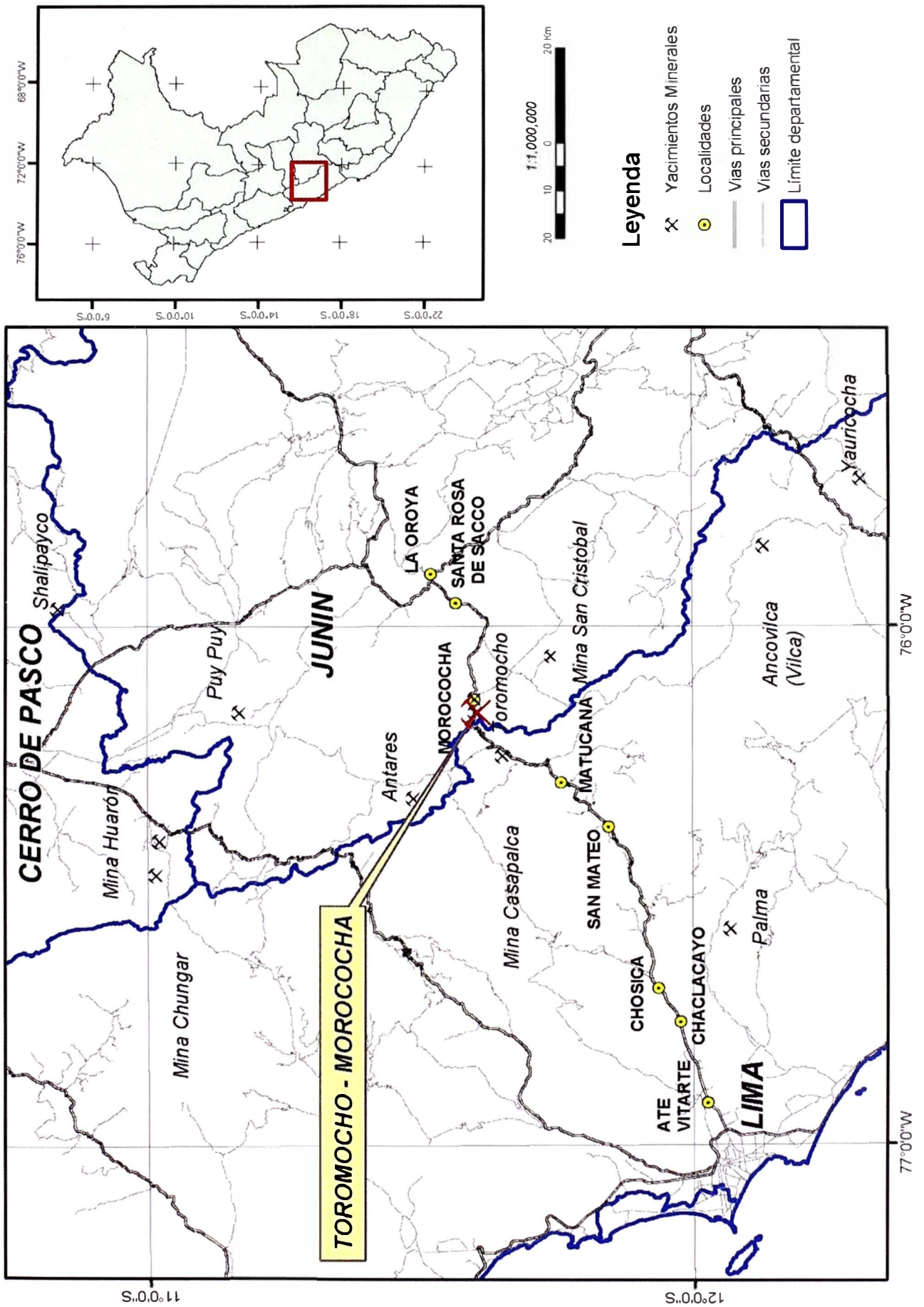


Fig. #. 1 Plano de ubicación y accesibilidad (Alvarez A., Centromin Perú)

Junturas y Cizallamientos: presentes en el stock San Francisco:

- Estructuras de rumbo general EW, buzando al N, presentando en casos mineralización de Qz-Py.
- Estructuras de rumbo general N45°E y buzando al SE, que consisten de junturas y cizallamientos y en general lineamientos.

La mineralización de Cu se encuentra en las zonas de skarn, brechas, stockworks, vetas, venillas, mantos y como disseminaciones en los cuerpos intrusivos. La mineralogía consiste de Py, Calcopirita, Tetraedrita, Enargita, Esfalerita, Qz, Molibdenita, Magnetita, Calcosita, Covelita, Bornita, Tenantita y Rodocrosita.

El estudio esta basado en un trabajo de campo con residencia de varias decenas de días en la unidad Morococha, estudiando los bancos del Open Pit, analizando las especies colectadas, examinando contactos y facies de las mayores grupos de rocas, observando relaciones temporales de eventos, observando los efectos del intemperismo y generando correlaciones de exposiciones en los diferentes niveles y bancos.

Ubicación y Accesibilidad

El Proyecto Toromocho esta ubicado en el distrito de Morococha situado a 150km al NW de Lima por la carretera central y a 7 Km. al este de la línea divisoria continental. Políticamente pertenece a la provincia de Yauli, departamento de Junín. De oriente a occidente se extiende desde Sacracancha hasta Ticlio. El distrito minero de Morococha se considera como uno de los más importantes del Perú central. Su geología es verdaderamente espectacular y sus problemas geológicos han sido objeto de constante estudio por parte de diferentes geólogos, que observan la zona como un amplio campo para una fascinante y variada experiencia geológica.

Las coordenadas geograficas que corresponden a la zona son:

- 76° 10' de Longitud Oeste
- 11° 36' de Lattitud Sur

El area de Morococha es accesible por la carrtera central, la cual cruza el distrito de Oeste a Este. Un ramal del ferrocarril central llega a Morococha, utilizándose para el transporte de concentrados de mineral.

Capítulo II

Contexto Geológico Regional

Introducción

En este capítulo se hace mención a los rasgos y caracteres geológicos resaltantes en el área de estudio, enfocados desde un punto de vista regional y que de una manera directa o indirecta están relacionados con el sistema Pórfido-skarn Toromocho, punto de partida en este estudio.

Evolución Tectónica en los Andes Centrales

Las Fases Tectónicas jóvenes de los Andes Centrales del Perú han sido estudiadas con detenimiento por un numeroso grupo de geólogos, presentándose zonas favorables para determinar sus características. Del análisis de fases hay que resaltar la importancia de la fase Oligocena Inferior, ya que es la única acompañada de un acortamiento importante, mientras que las fases del Mioceno y del Plioceno están caracterizadas por el desplazamiento horizontal de bloques de la cadena Andina

- **La Fase Incaica.-** su edad varía según los autores del Eoceno Superior al Oligoceno Inferior. Se presenta al sur de Huancavelica antes de los 40 Ma. La dirección de acortamiento Z correspondiente es ESE, es en término medio N45°E en las zonas de fallas de gran Bretaña y la Oroya-Junín-Tarma. Pone en lugar los inmensos pliegues cilíndricos de dirección andina y se acompañan localmente de cabalgaduras puras.
- **Las Fases Miocenas.-** al sur del departamento de Huancavelica se ha observado con toda certeza dos fases Miocenas. La de edad más reciente comprendida entre 14 Y 10.5 Ma y la más antigua entre los 21 Y 14 Ma. La primera de las fases Miocénicas esta caracterizada por Z de N45°E, por lo que sus efectos mecánicos son difíciles de discernirlos con respecto a la fase Incaica. Por el contrario, la fase Miocénica reciente es la más estudiada en las altas mesetas. La dirección de acortamiento Z es NS, en término medio, por más de 300km. Es una fase tectónica de fractura, acompañada localmente de pliegues, consecuencia de las fallas de rumbo. Pone en juego esfuerzos netamente más débiles que la fase Incaica.
- **La Fase Pliocena.-** al sur del departamento de Huancavelica tiene una edad comprendida entre los 8 Y 4.5 Ma. En Toromocho-Morococha al W de La Oroya, (Fornari, com. Oral) es posterior a una diorita datada en 8.2 Ma. La dirección Z de acortamiento es en término medio EW tanto en la cordillera occidental como en las altas Mesetas. Sigue regularmente desde el sur de Huancavelica hasta Junín y probablemente hasta la Cordillera Blanca (Huaraz), en donde se observa también Z de dirección EW. Esta es una fase tectónica de fractura acompañada de pliegues muy escasos, debido a los movimientos de fallas. Los esfuerzos utilizados por esta fase Pliocena son inferiores a los de la fase Miocena reciente, aunque se sitúan en el mismo escalón estructural.

El Domo de Yauli

El domo de Yauli, geológicamente puede considerarse como una zona clave para interpretar las diferentes etapas de mineralización del centro del Perú, íntimamente asociadas al levantamiento de los Andes.

Hasta hace poco (1978) se tenía por definitivo que toda la mineralización estaba estrechamente asociada a la actividad intrusiva del Terciario (mineralización epigenética). Evidencias de campo, estudio de texturas, análisis de elementos trazas, así como estudios petro-mineralógicos, nos permiten dar una nueva interpretación.

El Domo de Yauli es una estructura geológica de carácter regional, de forma elongada, de 33 Km. de largo por 22 Km. de ancho aproximadamente. Su alineamiento general corresponde al de los Andes.

Esta ubicado en el flanco Este de la cordillera occidental de los andes del centro del Perú; a unos 150 Km. de Lima en dirección N70°E a una altura que va desde los 4300 hasta los 5100 m.s.n.m., la zona materia de este estudio es accesible a través de la carretera central.

La complejidad de esta estructura geológica es motivo de controversia especialmente respecto a la génesis de sus yacimientos minerales. En el presente estudio se plantean algunos conceptos que no son precisamente los clásicos.

Control Estructural del Domo de Yauli

Plegamiento.

El domo de Yauli esta conformado por tres anticlinales, los cuales son:

- El anticlinal de Pomacocha.
- El anticlinal de de San Cristóbal-Morococha.
- El anticlinal de Ultimátum-Yauli.

Cuyos ejes son aproximadamente paralelos y tienen una dirección promedio de N35°W, coincidente con la dirección general de los Andes de Centro del Perú. Esta estructura afecta a rocas que van desde el Devoniano hasta el Terciario Inferior, por lo que podría decirse que se formo a fines de esta época.

La parte central del Domo de Yauli, esta constituida por el anticlinal San Cristóbal-Morococha, el cual muestra dos prominencias: en Morococha y en San Cristóbal. Entre ambas prominencias existe una flexura por lo que impropriamente suele separarse en dos anticlinales: Morococha y Chumpe o llamado San Cristóbal.

El plegamiento debió haberse formado por la acción de fuerzas compresivas perpendiculares al eje del anticlinal, concomitantes posiblemente a las fuerzas que dieron lugar al plegamiento Incaico, fase de intensa actividad tectónica en el levantamiento de los Andes.

Fracturamiento.

Tanto en la zona de San Cristóbal así como en Morococha se pueden distinguir varias etapas de fracturamiento, las cuales se pueden resumir en:

- **Primera Etapa.** Fracturas Pre-Intrusión, perpendiculares al eje del Anticlinal San Cristóbal-Morococha: Al cesar las fuerzas compresivas, probablemente se produjeron fuerzas tensionales en sentido contrario al que actuaron las fuerzas compresivas; estas fuerzas de tensión así generadas dieron lugar a la formación de fracturas longitudinales al eje del anticlinal, rellenadas posteriormente por cuerpos intrusivos.
- **Segunda Etapa.** Fracturas Pre-Intrusión, paralelas al eje del Anticlinal: Durante el plegamiento originado por fuerzas de compresión, los estratos inferiores del Pucará se deslizaron sobre los volcánicos subyacentes dando lugar a la formación de fallas inversas acompañada de pliegues de arrastre; a esta pertenecen las fallas de rumbo y buzamiento entre los estratos de las calizas Pucará así como los sobre escurrimientos de Mancar, Pomacocha, Gertrudis, Toldo-Potosí y la Brecha de Contacto.
- **Tercera Etapa.** Fracturas Post o Concomitantes con los intrusivos Chumpe y San Francisco, Pre mineralización epigenética: es probable que debido al empuje de los intrusivos en San Cristóbal como en Morococha se produjeron dos prominencias a lo largo del eje anticlinal, originando así fracturas de tensión y cizalla (perpendiculares u oblicuas a dicho eje). Estas fracturas son las que al ser rellenadas por soluciones hidrotermales dieron lugar a la formación de vetas.
- **Cuarta Etapa.** Fracturamiento post mineralización: Movimientos normales y rotacionales ocurrieron después del evento de mineralización de las fracturas de la etapa anterior lo cual puede ser comprobado por el desplazamiento que se observa en los diques y en algunas vetas.

Consideraciones Metalogenéticas del Domo de Yauli

El domo de Yauli contiene más de 200 depósitos minerales polimetálicos ubicado en la cordillera Occidental de los Andes Centrales del Perú entre los 4000 a 5300 msnm. El domo de Yauli muestra una metalogénesis singular cuya complejidad merece atención especial y solo un estudio coordinado y conjunto ayudará cada vez a interpretar mejor el proceso de mineralización y consecuentemente a orientar mejor la exploración.

Los yacimientos contenidos en la estructura domal se han formado en tres etapas metalogenéticas diferentes: la primera del Paleozoico inferior (posiblemente Devónico) la segunda es post Pérmica y la tercera del Terciario inferior.

La primera metalogénesis pertenece al depósito vulcanogénico zonado de pirita+marmatita+galena+cuarzo de Ultimatum y los depósitos estratoligados sindiagénicos de níquel + cobalto de Yuraccgaga y Trapiche. Los dos tipos de depósitos están relacionados a volcánoclasticos y derrames de lavas básicas. El depósito de Ultimatum tiene semejanza con los depósitos de tipo Kuroko proximales; por el contrario los depósitos de Ni y Co están relacionados a sedimentación arcillosa muy próxima a formaciones arrecifales calcáreas.

La segunda etapa metalogenética está representada por yacimientos Vulcano-sedimentarios asociados a la actividad volcánica del Triásico-Jurásico (post Pérmico) depositados en un ambiente submarino de sedimentación; esto dio como resultado a la mayoría de los mantos de mineral sintagénicos estratoligados. Los depósitos más desarrollados y abundantes se sitúan en el contacto entre el Mitu y el Pucará (Fm Chambará). Se presentan depósitos vulcanogénicos tipo Kuroko proximales y depósitos producidos por concentración y precipitación química sedimentaria. En la zona de Morococha se presentan depósitos estratoligados tipificados por bandeamiento en la precipitación y el zonamiento de metales base (Manto Katty y Tashiman). Los depósitos sin-sedimentarios son expuestos en los perímetros del Domo.

La tercera etapa de mineralización se inició en el domo de Yauli hace menos de 7.2 millones de años, esta representada por yacimientos epigenéticos relacionados al magmatismo andino Terciario, es decir, a la actividad intrusiva Terciaria. Producto principal de esta etapa son las vetas y disseminaciones y mineralización skarn y cuerpos deemplazamiento y comenzó con la liberación de soluciones hidrotermales ácidas de alta temperatura a través de fracturas originadas por fuerzas compresivas y por el arqueamiento de anticlinales y la formación de un posible hornos en Morococha y San Cristóbal. La mineralización y metalización epigenética del distrito de Morococha y San Cristóbal presentan características de zonamientos tridimensionales muy similares.

En algunas zonas de intersección de los dos tipos de mineralización, donde indudablemente hay relleno de cavidades, emplazamiento metasomático, disseminaciones, etc.; es decir donde se han formado cuerpos irregulares, podría haber una mineralización mixta.

El Grupo Pucará- Modelo Sedimentario y Mineralógico.

El Grupo Pucará (Triásico Superior-Liásico Inferior) es la unidad Sedimentaria más antigua del ciclo Andino. Esta unidad se depositó como consecuencia de la transgresión Noriana, la cual dio lugar a una plataforma carbonatada extensa, elongada con dirección NNW-SSE adyacente al borde occidental del escudo Brasileño. El Grupo Pucará fue subdividido en tres unidades por Harrison (1943) las cuales corresponden a las formaciones Chambará (Noriano-Raetiano), Aramachay (Raetiano Superior-Sinemuriano) y Condorsinga (Sinemuriano Superior-Toarciano).

Tanto Szekely & Grose (1972), Megard (1978) y S. Rosas & L. Fontboté (1995), sugieren la presencia de un alto estructural en el borde occidental de la cuenca. El borde oriental de la cuenca estaría representado por fallas de márgenes profundas, que habrían estado activas durante la sedimentación y estaría asociada a una tectónica de bloques en esta región. En el borde oriental podría en parte ocurrir una interdigitación con las facies clásticas y evaporíticas de la formación Sarayaquillo Inferior (Megard, 1978), sobre todo hacia la base de la Formación Chambará.

La cuenca Pucará, con predominancia de carbonatos de aguas someras, se desarrolló como una cuenca al menos parte tipo "rift", condiciones extensivas, y discordantemente sobre terrenos Paleozóicos y molazas continentales, con intercalaciones volcánico-alcalinas del grupo Mitu (Permiano a Triásico superior, Megard, 1979, Kontak et al., 1985).

Estudios en elementos traza de las coladas volcánicas intercaladas en la formación Condorsinga de la columna Tingocancha (Basalto Montero) indican una composición de basalto andesítico a basalto alcalino propio de ambientes rift (Rosas, 1994). Evidencia de la actividad volcánica Triásica solo se conoce en regiones más bien internas de la cuenca, como es el caso de Atacocha-Machcan (Hirdes & Amstutz, 1978). La escasez de evidencias de actividad volcánica en las series más occidentales del Triásico, más la presencia del vulcanismo tipo "Rift" antes mencionado en el Liásico sugiere que de haber existido un arco volcánico al Oeste de la cuenca Pucará, y lo contrario a lo que sugiere Audebaud et al. (1973), este arco influyó solo marginalmente a la cuenca y a partir del Liásico, ya que solo en la región de la costa Norte (Fm Mochumi Viejo) y en el sur del país (Gpo. Chocolate) se ha identificado actividad volcánica del Liásico, que podría estar asociada a un arco volcánico.

La explicación de las variaciones de potencias en el grupo Pucará y de que este sea más potente en la región oriental, es decir, la zona más alejada del mar abierto, pudo ser la subsidencia asimétrica del basamento, como producto de una configuración de tipo semi-graben, en la cual el margen oriental habría estado influenciado por tectonismo sin-sedimentario, mientras que el margen occidental habría sido relativamente pasivo. (S. Rosas & L. Fontboté, 1995)

Una revisión de la literatura sobre el Gpo Pucará revelo ciertas inconsistencias, poniendo énfasis en asuntos como la discordancia general en el piso del Gpo Pucará; el ambiente epicontinental con frecuencia tipo lagunar, favorable para la precipitación de sulfuros de metales pesados; la presencia de facies tufocíticas. El catalogo de yacimientos estratiformes o mantos en la Formación Chambará (en el departamento de Junín) es alta por la mineralización cuprífera en la región de Negra Huanusha y los mantos de baritina y óxidos de manganeso de Malpaso, por el yacimiento de Zn y Pb de San Vicente (Chanchamayo) y su énfasis puesto en su carácter estratiforme de origen sedimentario pero con modificaciones diagenéticas (formación de ritmitas y brechas) también aparentes en Shalipayco (Kobe H, 1977), el sistema skarn y cuerpos de remplazamiento de Atacocha, así como los mantos en la zona de Machcan en el limite de Cerro de Pasco y Huanuco.(Hirdes et.al.)

Capítulo III

Contexto Geológico Distrital

Estratigrafía del distrito Minero Morococha

La sucesión estratigráfica en Morococha demuestra la existencia de condiciones rítmicas en el carácter de los depósitos sedimentarios. A través de las diferentes etapas constitutivas de la secuencia sedimentaria se observa una notable persistencia cíclica en la aparición de capas rojas. Primero observadas en las capas rojas del Mitu, luego en la base del Pucará, en seguida en la base de la Fm. Santo Toribio y por último en las capas rojas de Casapalca. Por otra parte, con excepción del contacto entre las fillitas de Excelsior y los volcánicos Catalina, los contactos entre los depósitos continentales y marinos son siempre concordantes en rumbo y buzamiento. (Terrones A. SGP, 1949)

Esto descontando la sospecha sobre la existencia de deformación pre basáltico en las capas subyacentes del basalto Montero. Esto indica que desde fines del Paleozoico la región de Morococha se vio afectada periódicamente por movimientos de carácter epirogénico, que provocaron el avance y retroceso del mar en el actual ambiente Andino sin la intervención de periodos de deformación tectónica entre uno y otro proceso.

En el presente trabajo se persigue presentar a manera de resumen la estratigrafía del distrito Morococha. Dichas facies están de una manera directa ligadas a los procesos hidrotermales relacionados al sistema Toromocho, dicha estratigrafía se describe a continuación:

Grupo Excelsior

Con este nombre se designa a la serie de lutitas y fillitas que afloran en el extremo SE del distrito, en la región conocida como Arapa. Esta es la formación más antigua conocida en Morococha. Por similitud litológica se le ha correlacionado con las lutitas de Cerro de Pasco y con lutitas semejantes que afloran en las inmediaciones de Tarma. A estas últimas se les asigna edad Silúrica y por lo tanto, aunque con las reservas del caso, a las fillitas de Morococha también se les considera como de la misma edad. Presentan un carácter esquistoso bien marcado. Su color varía del negro al verde olivo. Contienen masas lenticulares, aparentemente estratificadas, de cuarzo lechoso. En su mayor parte se encuentran intensamente plegadas y dislocadas. Su color negro y aspecto carbonoso acusan un buen contenido de materia orgánica.

Fm. Catalina

Conocida también como Volcánicos Catalina, afloran en el área SE del distrito y como localidades tipo merecen los cerros Cajoncillo y San Ignacio. De manera provisional Terrones asignó a esta formación edad Carbonífera. Pero lo único que se sabe a ciencia cierta es que es post Silúrico y Pre Liásica. La porción inferior la constituyen lavas de espesor aun no determinados. La estructura es porfirítica, particularmente notable en las dacitas que afloran en la superficie, la que se destacan los fenocristales de feldespatos y qz. La porción superior presenta un carácter piroclástico dominante. Esta secuencia se inicia con una capa de toba volcánica, de tres a cinco metros de espesor, de color gris oscuro a pardo y de grano fino a medio. Esta descansa sobre una dacita porfirítica de color verde y a su vez es cubierta por una brecha volcánica de unos 40 mt de espesor.

La brecha la constituyen fragmentos angulosos con textura felsítica, de color gris claro y cuyas dimensiones fluctúan entre uno y diez mts. La matriz de la brecha es cristalina, en la que ocasionalmente se observan fenocristales de feldespatos y de color gris verdoso. Todo esto indica que la actividad volcánica de carácter explosivo culminó al final de la etapa correspondiente a esta formación. El espesor de los volcánicos Catalina se estima en más de 300 mts.

Grupo Mitu

En las regiones de Arapa y Vicharrayos, entre el volcánico Catalina y las calizas Pucará, aflora una serie de capas compuestas de conglomerados rojos, areniscas, calizas de color pardo claro y brechas calcárea. En esta zona (Terrones, 1949) se establece la siguiente secuencia:

- De 20 a 23 mts de brecha calcárea con fragmentos semi angulosos de caliza gris, densa con dimensiones que fluctúan entre uno y tres cms. Los fragmentos de lutita predominan en la parte superior. La matriz es calcárea, de color blanco y de grano fino a medio. Por intemperismo la roca adquiere un aspecto esponjoso muy peculiar que se debe a la remoción de los fragmentos que la componen.
- De 39 a 40 mts de caliza gris clara a blanca, bien estratificada y que por intemperismo adquiere un color pardo claro que la distingue inmediatamente de las calizas grises del Pucará. Hacia la base y dentro de las mismas calizas se observan granos de qz, bien redondeados y de un milímetro de diámetro. Se observan restos de gasterópodos.
- De 6 a 7 mts de arenisca blanca, con espesores de 10 a 60 cms, que alternan con capas de calizas semejantes a las descritas arriba. Las areniscas contiene abundantes granos de qz, bien redondeados, de un milímetro de diámetro medio. La matriz es calcárea, blanca y de grano muy fino.
- Un conglomerado rojo cuyo espesor se ha llegado a estimar hasta en más de 100 mts. La matriz es arenosa e incluye lentes estratificados que contienen guijarros bien redondeados de rocas volcánicas de la formación Catalina y fillitas del Excelsior. El conglomerado descansa en aparente concordancia con el volcánico Catalina.

Grupo Pucará

Este grupo abarca la mayor parte del área del distrito ocupado por rocas sedimentarias. Las porciones media y superior afloran en las regiones central y Nor-Central del distrito, así como en el distrito Nor-Central de Sacracancha. En cambio, la porción inferior solamente se encuentra en las regiones de Arapa y Vicharrayoc.

El espesor medio según medidas recientes, comprende un total de 431 mts. Según Barrantes esta Formación se ha subdividido en horizontes cuya secuencia y carácter litológico es describen a continuación:

- **Horizonte A:** son capas alargadas de caliza blanca alternada con lutitas rojo a parda y con capas de lutitas arenosas. Comprenden un espesor máximo de 38 metros.
- **Brecha de Churruca (Superior).** Son fragmentos angulosos o semi angulosos de calizas en una matriz calcárea de color blanco, con 24 mts de espesor.
- **Horizonte B:** calizas blanco-grisácea, capas delgadas de estructuras sacaroides, con un promedio de 12 mts de espesor.
- **Brecha de Churruca (Inferior).** Son fragmentos angulosos o semi angulosos de calizas grises en una matriz calcárea de color blanco a verde pálido. Carácter conglomerático, mas o menos bien definido, en la parte superior del horizonte. Localmente contiene capas lentiformes de calizas y margas. Con un espesor medio de 19 mts.
- **Horizonte C:** son calizas grises claras que por intemperismo adquieren un color azul plomizo, con 12 mts de espesor medio.
- **Basalto Montero:** Es una capa gruesa de lava oscura basáltica llamada basalto Montero que ocurre casi continuamente alrededor del domo de Yauli, con excepción de la parte SW. Esta parte es discontinua por efecto de tectonismo y por la no deposición por encima del anticlinal de Chumpe en su extremo sur, donde termina a manera de brecha piroclástica contra las formaciones subyacentes, hasta el basamento de las fillitas Excelsior del Paleozóico. El basamento a veces se encuentra constituido por más de un flujo de lava, por ejemplo en la región de Moisés en el flanco occidental del domo de Yauli (Kobe, 1982; Dalheimer, 1990), varios en Carahuacra (Lyon, 1968), varios en Tingocancha, reconocidos por la distribución sistemática de vesículas y amígdalas (Rosas, 1994) o en intercalaciones en finas capas con las secuencia de calizas. Esta capa de basaltos con más de 40 mts de potencia se extiende sobre un área mínima de 600 Km cuadrados y representa un horizonte guía favorable situado sobre el contacto basal de la Fm. Condorsinga (Rosas & Fontbote, 1994). Según el contenido de elementos trazas su composición correspondería a una andesita, basalto andesítico y basalto alcalino (Rosas, 1994).

- **Horizonte D:** son capas delgadas de lutitas y margas alternando con areniscas calcáreas de color gris-violeta. Hacia la porción inferior aparecen abundantes capas y lentes de sílice negro (posiblemente ópalo o chert sedimentario con moderado % de material orgánico), intercalados entre capas de margas abigarradas. En la región central del distrito se observan metamorfizadas y con alteración diopsídica a efecto de las intrusiones monzoníticas que predominan en la región. El espesor varía de 62 a 108 mts.
- **Laura superior:** son calizas dolomíticas de color azul plomizo con fragmentos fósiles y nódulos de sílice (posiblemente ópalo o chert sedimentario): marmolizada y serpentizada en las inmediaciones de las intrusiones monzoníticas. Su espesor medio es de 18 mts.
- **Traquita Sacracancha:** es una capa traquítica de cinco mts de espesor, amigdaloidal y con líneas de fluidez bien marcadas. Contiene xenolitos de arenisca y otras rocas volcánicas. Su color es gris oscuro, pero por el intemperismo adquiere un color verde claro característico.
- **Laura Inferior:** es una caliza dolomítica de 87 mts de espesor medio. Contiene capas de lutitas y areniscas interestratificadas entre capas dolomíticas. Una de las capas de areniscas presenta un aspecto francamente glauconítico. Lentes de sílice predominan en la porción inferior del horizonte. Contiene fragmentos de fósiles entre los que se destacan tallos de crinoideas y restos de gasterópodos.
- **Horizonte E:** es una arenisca de grano grueso a medio alternando con capas de lutitas. Aproximadamente en el centro del horizonte se encuentra una capa de dolomita fosilífera, con nódulos de sílice, de tres mts de espesor. El espesor medio de este horizonte es de 26 mts.
- **Horizonte F:** comprende unos 64 mts de una caliza dolomítica, de grano fino y de color gris claro a blanco, con fragmentos de corales y nódulos de sílice.
- **Capas Rojas de Potosí:** constituido por un horizonte de lutitas rojas de 24 mts, un tanto arenosas, que hacia la porción media contiene una capa de conglomerados fino de dos metros de espesor.

Fm. Sto. Toribio-Buenaventura

Esta formación recibe el nombre de las dos localidades donde se halla expuesta: los acantilados de Sto. Toribio al norte de Tuctu y el lago Buenaventura al sur de Morococha. La base de esta Fm. la constituye un conglomerado rojo, que se encuentra únicamente expuesto en el extremo norte del cerro Alapampa.

El afloramiento de este conglomerado se encuentra completamente aislado del resto de la Fm y solamente se le puede ligar con las capas horizontales del horizonte A del Pucará. Compuestos de guijarros bien redondeados de calizas y de sílice en una matriz roja y arenosa, con estratificación bien definida.

Las capas de margas grises, en parte carbonosas, y capas delgadas de caliza aparecen interestratificadas en la porción inferior de las capas rojas. A estas se suceden capas de cuarcitas de 6 a 15 mts de espesor, alternando con lutitas arenosas de color negro a gris oscuro. Las cuarcitas presentan estratificación cruzada bien definida.

Sobre el horizonte de cuarcitas, aparecen los primeros mantos intrusivos de basaltos y diabasas. Los horizontes basálticos son generalmente amigdaloides en tanto que los diabásicos son porfiríticos con textura ofítica más o menos bien definida. En Sto. Toribio se reconocen hasta 12 mantos intrusivos con espesores que varían de 3 a 61 mts. En cambio, en Buenaventura tan solo se conocen tres mantos intrusivos con espesores de 5 a 15 mts. Estos mantos alternan con capas de caliza gris-fosilífera o con capas de margas grises.

Fm. Machay

La secuencia estratigráfica entre los cerros Porvenir y la región de Galera se inicia con 40 mts de caliza masiva de color gris azulado que contienen fragmentos de fósiles. En su porción superior aparecen capas de margas oscuras. Esta caliza descansa en concordancia sobre el último manto intrusivo de diabasa de la Fm Santo Toribio. A la caliza le sigue una capa de lutitas grises bien laminada, de 9 metros de espesor y sobre la cual descansan a su vez 14 mts de caliza fosilífera muy semejante a la inferior.

Sobre este último estrato de calizas yacen capas de calizas negras, carbonosas, fosforítica y bien laminada de 47 a 50 mts de espesor. Los últimos 12 mts de esta son de lutitas negras que contienen ammonites y pelecípodos. Además es de notar que en estas capas ocurren pequeñas concreciones, de aspecto oolítico, las cuales posiblemente contienen el fósforo que acusan los análisis químicos de este horizonte.

A las lutitas carbonosas les sucede una serie potente de calizas grises de unos 330 mts de espesor. Al principio, las calizas están dispuestas en estratos gruesos de 5 a 15 mts de espesor, pero en la mayor parte de la serie las capas de calizas se muestran bien estratificadas en bancos de 30 cms a un metro de espesor. Hacia la porción superior de esta serie comienzan a aparecer lutitas rojas o verdes alternando con capas de calizas, dolomíticas y fosilífera.

G. Steinmann estudio una sección de esta formación en el valle de Carahuacra, al sur de Yauli, y se le ha asignado a estas capas una edad Cretácea media (Albiano-Cenomaniano).

Capas Rojas de Casapalca.

Estas rocas afloran en las porciones más occidentales del distrito, en las regiones de Galera y Ticlio. Como se sabe, las capas dolomíticas de la Fm Machay alternan con lutitas arenosas rojas hasta que estas últimas predominan definitivamente. De esta manera, el contacto entre estas dos formaciones presenta una transición sin la intervención del conglomerado basal.

Las capas de conglomerados rojos se encuentran dentro de las capas rojas de Casapalca, muy encima del contacto entre esta Fm y la Fm Machay y no representan lo que propiamente se conoce como conglomerado basal. Estos conglomerados pueden observarse claramente desde la carretera central, en los primeros descensos por el cañón de Rimac.

El contacto normal entre la Fm Machay y las capas rojas de Casapalca se encuentra bien expuesta a unos 4 Km. al sur de la mina San Francisco de Galera. En esta localidad, algunas de las lutitas que alternan con las calizas dolomíticas del contacto presentan un color verdoso, posiblemente por efectos metasomáticos. Las calizas dolomíticas son de 0.5 a 1.0 mts de espesor, conteniendo fósiles entre los que destacan los gasterópodos y los pelecípodos.

El Complejo Anhidrita

El cuerpo Anhidrita en las minas de Morococha ocupa una posición estratigráfica en la parte inferior de la formación Condorsinga y ha sido objeto de controversia respecto a su formación sedimentaria y/o hidrotermal. Según consideraciones regionales parece que la interpretación de su génesis como acumulación evaporítica (Haapala, 1953) sería la más aceptable; esto hace pensar en la influencia manifiesta de la recristalización y deformación diagenética e influencia de la mineralización hidrotermal Terciaria (Walter, 1963) para la posición estratigráfica. Las lutitas yesíferas al sur de Tuctu ocurren en una posición comparable.

Megard (1978), así como Kobe (1982) para el Domo de Yauli, reinterpretaron la columna estratigráfica en la región de Arapa propuesta por Terrones (1949), colocando la base del grupo Pucará sobre el conglomerado rojo de la Fm. Mitu, juntando así la parte superior calcárea más las capas rojas de Potosí en una formación llamada Potosí (igual a Pucará) mientras que Rosas (1994) correlaciona la última con la Fm. Condorsinga.

Sumarizando las investigaciones, Rosas (1994) y Rosas & Fontbote (1994) indican la distribución de las evaporitas como pseudomorfo en el Chambará y como precipitado más abundantes en el Condorsinga, testigos de un ambiente de sedimentación en aguas someras para las dos formaciones. En contraste con la formación Aramachay (sin evaporitas, según Rosas, 1994) se encuentran con litologías de facies marinas más profundas. Sin embargo, según sugerencias de Prinz (1985) y Stanley (1994), la fauna y litología indicarían un ambiente lagunar de aguas poco profundas en una cuenca restringida bajo condiciones óxicas u oxidantes.

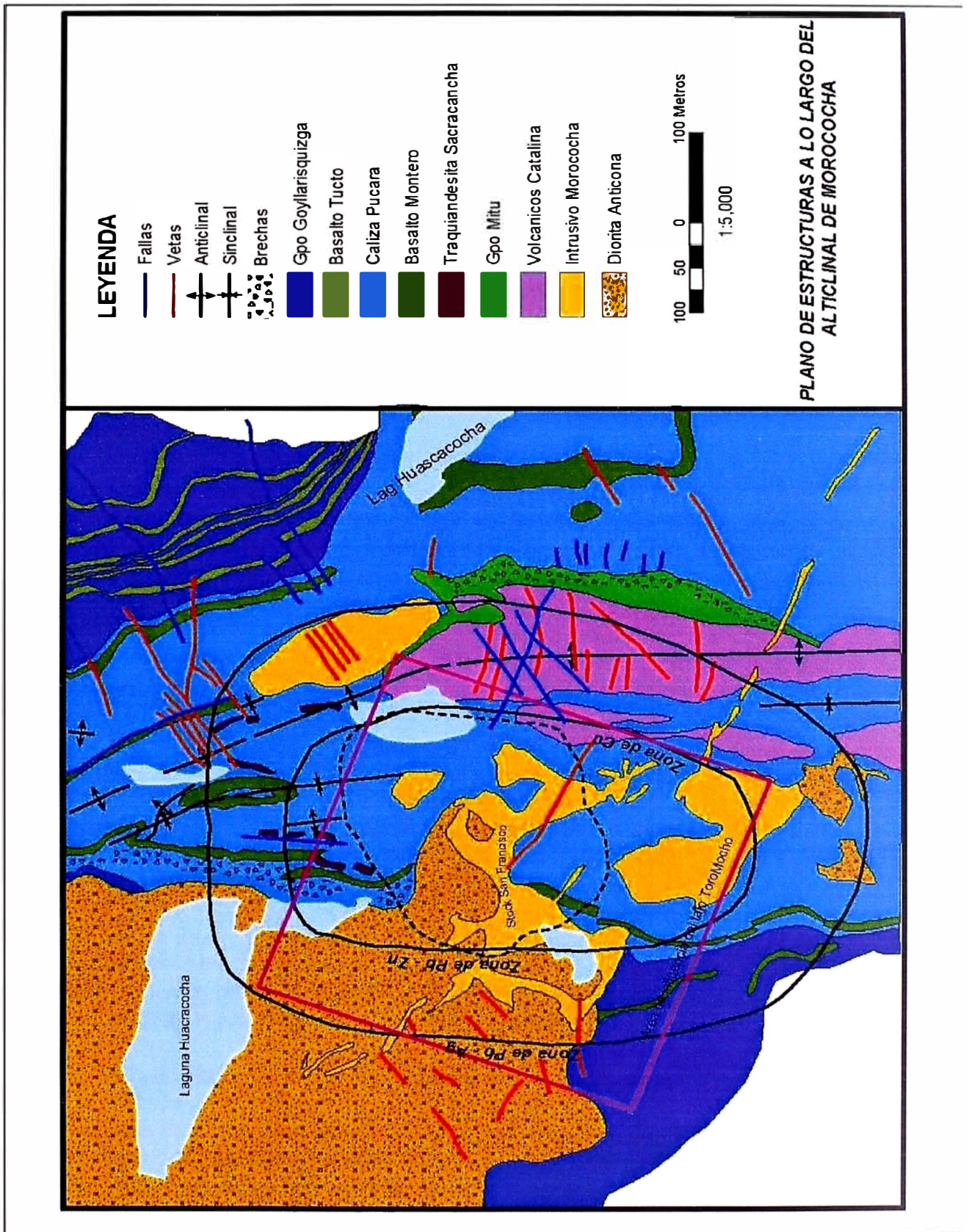


Fig. # 2 Plano distrital estructural (Alvares A., Centromin Perú)

Rocas Intrusivas Terciarias

Aunque en los párrafos anteriores se ha mencionado eventos de actividad ígnea durante el Paleozoico y el Mesozoico, los principales eventos intrusivos ocurrieron durante el Terciario (Mc Laughlin, Graton y otros 1935; Petersen 1965), determinados luego como post-Oligocenos (Barrantes, 1968) y ubicados, luego, exactamente, entre el Mioceno medio y tardío (Silberman y Noble, 1973; Eyzaguirre 1975; Beuchat 2002).

Estas rocas magmáticas Terciarias son diferenciadas y divididas por su relación de intrusión (Petersen, 1965), características petrológicas (Barrantes, 1968; Álvarez, 2000) y sus edades datadas (Silberman y Noble, 1963; Eyzaguirre y otros 1975, Beuchat y otros, 2002). Estos factores revelan principalmente dos eventos magmáticos intrusivos distintos. Siendo estos conocidos de manera general como: Intrusivo Anticona a las rocas magmáticas más antiguas y series Intrusivas Morococha a las rocas magmáticas más jóvenes (Petersen, 1965).

Intrusivo Anticona

Es el cuerpo ígneo de mayor área y volumen en el distrito, conocido como diorita Anticona debido a su composición, su textura varía de fanerítica a porfirítica de grano medio a grueso (Mc Laughlin, Graton y otros, 1935; Barrantes, 1968). Los análisis modales realizados serían reflejo de su variación, así, Barrantes (1968) registro cuarzo de 0% a 6%, 15-50% de plagioclasas (An44-An49) y 10 a 30% de feldespatos potásico; mientras que Álvarez (1999) lo caracteriza por su textura porfirítica y afirma una constitución de 5% de cuarzo, 12% de biotita, 3% de feldespatos potásico y 75% de plagioclasa (An48).

Aflora al NO del distrito, hacia el Este intruye los sedimentos Jurásicos y Cretácicos (Barrantes, 1968) y en la parte central Este, el contacto buza hacia el Oeste (Petersen, 1965) reposando subconcordante con las capas de sedimentos Pucará. Su lado Oeste intruye las capas rojas del Terciario inferior (Barrantes, 1968; Álvarez, 1999). En fractura fresca es de color gris verdoso oscuro (Barrantes, 1968) cambiando por el intemperismo a una variedad de grises (Barrantes, 1968) y tonos marrones.

La alteración que la diorita originó sobre las rocas sedimentarias circundantes fue de débil a moderada (Petersen, 1965). El intrusivo presenta piritización moderada a ligera, en ciertas áreas, además de estar alterada a caolín y sericita (Barrantes, 1968). La mineralización es limitada pero presenta algunas vetas con mena de zinc, plomo y plata.

Las edades determinadas para este intrusivo discrepan notablemente, Silberman y Noble (1963) calcularon por K-Ar 8.2 ± 0.3 m.a., Eyzaguirre y otros (1975) concuerdan con esta edad y le asignan 8.2 ± 0.2 m.a., (también sobre K-Ar.) para un dique ubicado dentro del intrusivo Anticona, pero dejan abierta la posibilidad que sea una extensión de las intrusiones más jóvenes. Como sea, Beuchat y otros (2002) con dataciones de U-Pb en zircón, marcan una gran discrepancia en edad, asignándole 14.11 ± 0.04 m.a. al intrusivo Anticona.

Series Intrusivas Morococha

Se denominó así al grupo de stocks, apófisis, diques y sills distribuidos de manera casi errática en diversas partes del distrito y que son de composición cuarzo-monzonítica, textura porfirítica y cortan todas las unidades estratigráficas y además al intrusivo Anticoná. Los stocks más resaltantes son: en la zona céntrica del distrito los stocks Potosí, San Francisco, Gertrudis, el apófisis San Nicolás y al sur del stock Yantac (Mc Laughlin, Graton y otros, 1933; Petersen, 1965). La cronología de formación y emplazamiento entre ellos no es clara, pero por algunas pocas evidencias y dataciones (Petersen, 1965, Beuchat, 2003), los ubica tentativamente, del más antiguo al más joven, en el siguiente orden: Potosí, San Francisco, Gertrudis, San Nicolás y Yantac.

Stock Potosí

Es cuarzo monzonita en composición y de textura porfirítica (Petersen, 1965). Es el único stock ubicado en el flanco este del anticlinal Morococha. Tiene forma elíptica, cuyo eje mayor coincide con el rumbo del segmento norte del anticlinal Morococha (N40°), esta forma la mantiene en profundidad (paredes casi verticales).

Este stock constituye la parte oriental del Cerro Potosí y se le asocian diques aplíticos (Petersen, 1965). Aunque se sugiere una relación con la falla de sobreescurrecimiento llamado Toldo-Potosí podría no ser cierto ya que la falla buza en promedio 40° al noreste y el stock mantiene sus paredes verticales en profundidad. La alteración en la roca caja es ligera y su relación con depósitos minerales es moderada.

Stock San Francisco

Es el cuerpo intrusivo más estudiado, de textura variada entre porfirítica a equigranular (Mc Lawghlin, Graton y otros, 1933; Petersen, 1965; Barrantes, 1968; Álvarez (1999). Diversos autores la denominaron cuarzo monzonita (Mc Lawghlin, Graton y otros, 1933; Petersen, 1965; Barrantes, 1968) pero además presenta fases granodioríticas e incluso Álvarez (1999) la denomina granodiorita. Barrantes (1968) en su estudio petrográfico, reporta cuarzo entre 10 y 40% (20% en promedio), plagioclasa entre 25 y 70% (50% en promedio) y feldespato potásico variando entre 5 y 30%; Álvarez (1999) contabiliza 23% de cuarzo, 52% de plagioclasa, 10% de biotita y 15% de feldespato potásico.

Aflora en el área central del distrito (Cerro San Francisco) con forma irregular alargado cuyo eje mayor tiene orientación este-oeste (Barrantes, 1968) y un diámetro en superficie de aproximadamente 0.5 Km. Esta masa ígnea tiene su porción superior más voluminosa y su parte inferior más estrecha tomando forma de cúpula (Mc Lawghlin, Graton y otros, 1933;), este rasgo de disminución del volumen con la profundidad se da al pasar de las calizas Pucará al grupo Mitu (volcánicos Catalina) según Petersen (1965).

Se le considera como el centro del zonamiento mineral y metálico del distrito (Petersen, 1965). No obstante, altera intensamente las calizas Pucará, (I, 1960; Petersen, 1965), su contacto entre ellos es claro y en algunas zonas definido por una angosta brecha. (Barrantes, 1968). Además, altera moderadamente las rocas volcánicas del Grupo Mitu, presenta una zona de vetas uniformemente mineralizadas (Mc Lawghlin, Graton y otros, 1933) y tiene mineralización de cobre diseminada (Petersen, 1965).

Sobre análisis de U/Pb en zircones se determinó 9.1 ± 0.1 m.a. como su edad máxima de cristalización (Beuchat y otros; 2003).

Stock Gertrudis

Considerada como una replica menor del stock San Francisco es también de composición cuarzo monzonítica (Petersen 1965) con textura porfirítica y afanítica.

Se encuentra al oeste del stock San Francisco, es de tamaño pequeño y posiblemente controlada por la falla de sobre escurrimiento Gertrudis presenta minerales de cobre diseminados (Petersen, 1965) y alteró intensamente la caliza circundante.

Stock San Nicolás

Pobremente mencionado en la literatura. Este intrusivo no aflora, calificado como un pequeño cuerpo ígneo subsidiario, de composición cuarzo monzonítica y textura porfirítica (Petersen, 1965).

Algunos autores registran coincidentemente este stock, relacionándolo especialmente con la unidad lenticular llamada complejo anhidrita (Petersen, 1965), la ubican como una masa ígnea no aflorante entre los stocks San Francisco y Gertrudis e inclusive hacen una datación en un intrusivo porfirítico con intensa alteración biotítica, que concuerda con las referencias antes mencionados (Eyzaguirre y otros, 1975). De estos datos inferimos una ubicación aproximada: 100m al NNO del pique central aproximadamente un poco debajo del nivel 1000 (350 metros).

Stock Yantac

Esta intrusión es de textura porfirítica (Petersen, 1965, Álvarez, 1999) y composición cuarzo monzonítica (Petersen, 1965, Álvarez, 1999). El análisis petrográfico hecho por Álvarez (1999) presenta: matriz cuarzo feldespática 44%, plagioclasa 43%, biotita 7%, cuarzo 5% y feldespato potásico 1%.

Es el stock más austral del distrito (parte sur del anticlinal Morococha). Su color al intemperismo es gris claro (Álvarez, 1999) y la alteración de su roca hospedante es moderada e intensa solo localmente (I, 1960).

Las edades calculadas sobre K-Ar para este intrusivo no difieren mucho, entonces podría ser entre 8.0 +/- 0.2 m.a. (Silberman, Noble, 1973) y 8.3 +/- 0.3 m.a. (Eyzaguirre, 1975). Beuchat y otros (2003) le asignan, por análisis de U/Pb, 8.81 +/- 0.06 m. a. como edad de cristalización.

Stock Pórfido Cuarcifero San Miguel

En diversas publicaciones ha sido señalado como el cuerpo intrusivo principal asociado a la mineralización tipo pórfido de cobre Toromocho (Eyzaguirre y otros, 1975; Álvarez, 1999). Es conocido que un pórfido cuarcifero es de composición granodiorítica y textura porfirítica. Como sea, el análisis modal hecho por Barrantes (1968) arroja de modo general 50% de cuarzo, plagioclasas entre 20 y 50% englobados por una matriz de cuarzo y sericita con pirita, por otro lado, el estudio realizado por Álvarez (1999) asigna 54% a la matriz cuarzo feldespática, 26% de plagioclasa, 13% de cuarzo y 5% de biotita.

En los análisis de microscopía realizados por el autor, se aprecian rasgos interesantes de este intrusivo; los cuarzos están normalmente redondeados a subredondeados, fragmentados e incluso reabsorbidos, aunque presenta ocasionalmente dimensiones de hasta 7 mm en promedio son de 2 mm y sus porcentajes varían entre 12 y 35% (con un promedio de 17%); las plagioclasas son de bordes redondeados y pueden estar fragmentados, su tamaño promedio es de 2 mm su porcentaje varía entre 8 y 15% (cantidad promedio 12%); los feldespatos potásicos presentan mayor desgaste en sus bordes con respecto a las plagioclasas, sus dimensiones son menores al centímetro con un promedio de 3mm., su porcentaje está entre 28 y 40% (en promedio 18%); los sulfuros, aquellos que están fuera de la influencia de venillas mineralizadas, llegan al 3% con dimensiones promedio de 1mm y es difícil decir cual es su origen; biotita primaria es escasa, el porcentaje promedio es 1%, tamaño promedio 2mm; la matriz alcanza en promedio 50% del porcentaje, está constituida por cuarzo-feldespato y presenta textura equigranular. A escala de afloramiento es fácilmente reconocido por su color gris claro con una tinción ligera de óxidos de hierro, en fractura fresca es inconfundiblemente de color blanquecina. Es distinguible la alteración hidrotermal del tipo biotítica además de su alteración a cuarzo y sericita.

Aflora en el área del tajo Toromocho, la parte central del distrito como un stock, está cortando al stock San Francisco y también a la diorita Anticona (Barrantes, 1968). Presenta mineralización y alteración de tipo pórfido de cobre-molibdeno y la roca circundante al stock está fuertemente alterada.

Dique Pórfido Dacítico

Escasamente mencionado en la literatura. Tiene características petrográficas similares al pórfido cuarífero San Miguel, al cual atraviesa y es reconocido como el último evento intrusivo en el distrito (Álvarez, 1999).

Además, de los datos integrados (mapas y referencias), podemos afirmar que tiene una orientación NO-SE, cruza casi todo el distrito; probablemente, incluso, de forma parcial a la diorita Anticona (largo aprox. 3 Km.), tiene un ancho de 50 metros y se encuentra fuertemente sericitizado (Álvarez, 1999), en una inspección rápida de campo se comprobó dicho afloramiento, lo que nos permite inducir que este dique es intramineral con respecto a la formación del pórfido de cobre Toromocho.

Capítulo IV
**Mineralizaciones Relacionadas al Sistema Pórfido-
Skarn Toromocho**

Mineralizaciones relacionadas al Sistema Toromocho

El sistema hidrotermal de Morococha-Toromocho presenta de manera muy ligada una serie de ocurrencias mineralizadas en el entorno del foco, que son los stocks intrusivos pórfiro monzoníticos, los que a efecto de variaciones en los parámetros físico-químicos y evolución de los fluidos mineralizantes que exsuelven, como el efecto de distancia de viaje de los fluidos, neutralización del fluido con la roca hospedante, el índice roca / fluido y muchos otros factores, le dan el interés geológico a este distrito minero.

Skarn Distal-Manto Gertrudis

El yacimiento es clasificado como un skarn de Zn asociado al intrusivo Morococha, donde este último y en etapas sucesivas, preparó la roca causándole una fuerte serpentización y silicificación para posteriormente ser depositados los sulfuros de Fe y Zn en horizontes determinados en donde la permeabilidad y el factor estructural lo permitieron y donde los dos horizontes que constituyen la mayor roca hospedante son paquetes calcáreos dolomíticos llamados Laura superior y Laura inferior.

Geología general del área del manto Gertrudis

La zona está ubicada en el flanco oeste del anticlinal Morococha y en ella afloran fundamentalmente rocas sedimentarias correlacionadas con las calizas del grupo Pucará.

El área de estudio está ubicada en el flanco occidental del anticlinal Morococha, donde las rocas se presentan plegadas, buzando hacia el W entre 20° y 30° grados. Un importante sistema de fallas inversas como la falla Gertrudis y Mercedes han jugado un rol importante en la deposición del manto Ombla; el fracturamiento transversal EW es intenso, lo que permitió que gran volumen de sulfuros de Pb, Zn, Cu y Ag se ubiquen en este tipo de fracturas, las mismas que presentan efectos continuos, por la presencia de material brechado y por desplazamiento de las mismas.

Se debe hacer mención a las fallas de estratificación o fallas de bajo ángulo que se han desarrollado en horizontes de diferentes competencias, las que han permitido la circulación de soluciones hidrotermales y en algunos casos, el emplazamiento de stocks de Qz-monzonita así como diques. A continuación se describirán caracteres de dicho manto:

A) Extensión y forma del depósito: Es ambiguo señalar las dimensiones de este depósito, pero por lo observado en superficie, este horizonte mineralizado se presenta en afloramientos de lentes de hasta 80 mts separados por partes estériles de 15 a 50 mts, pero que en total llegan a 420 mts en conjunto. La potencia también es variable, desde 1.5 mts en la parte más angosta hasta 8 mts de potencia.

La morfología de este skarn de Zn es estratiforme, aunque en profundidad dicha morfología se fuerza por la estrecha relación con los intrusivos, presentándose de manera irregular e incluso cortando formaciones calcáreas. (Román E. Pers. com.)

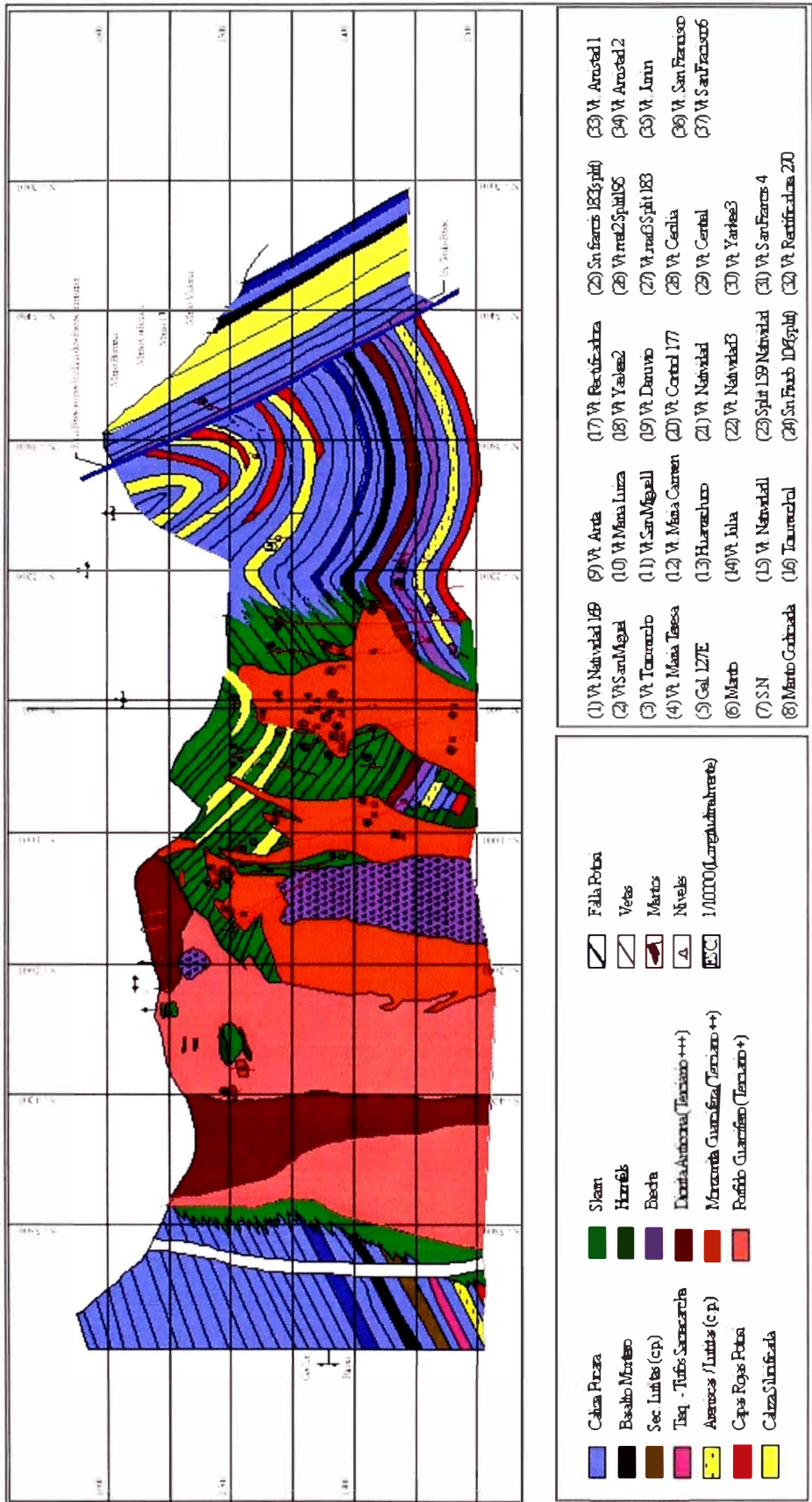


Fig. # 3 Sección geológica distrital mirando al Oeste, mostrando cuerpos intrusivos mineralizados (J. Leon)

B) Mineralogía: Esta zona se encuentra adyacente o en contacto con calizas por lo que presenta minerales típicos de contacto entre ellos a la serpentina, mineral de origen secundario desarrollado en las calizas Pucará. Dicha serpentina se presenta en dos variedades, una de ellas es el Antigorito de textura laminar y el Crisotilo fibroso, ambos coexistiendo; piroxeno rico en Fe (hedembergita) el cual esta reemplazado por la serpentina; anfíboles tremolíticos los que son abundantes presentes en el mismo manto; además de py, magnetita y talco donde este último es observado en zonas de contacto.

En el mismo manto se observan además los minerales antes mencionados, pero en menor porcentaje y en cantidades bajas a la epidota, plagioclasa y calcita. Entre los sulfuros es común encontrar a esfalerita, galena, marcasita y cpy. En la zona se observan además mineralizaciones posteriores representadas por vetas de esfalerita, galena, cpy, py, rodocrosita y tetraedrita. (Reportes internos Morococha)

C) Modelo Genético: El metamorfismo y metasomatismo en el distrito de Morococha fue intenso y la roca que mas fue afectada fue la caliza Pucará, que dio por resultado la formación de grandes extensiones de skarn, mayormente diseminados de Cu, conformado por el yacimiento Toromocho, ubicado en la periferia del intrusivo Morococha de composición qz monzonítica con una serie de cuerpos adyacentes de skarn de Zn llamados mantos, debido a su concordancia estratiforme.

Las sucesivas intrusiones en el distrito de Morococha y muy en especial el intrusivo Morococha en forma de stocks y diques, alteró los horizontes de calizas dolomíticas (Laura Superior y Laura Inferior), dando como resultado un skarn de silicatos magnésicos hidratados tales como serpentina, tremolitas, talco y cloritas presentes en el manto.

El remplazamiento del skarn por sulfuros en algunas partes es parcial, pero en la mayor parte del horizonte es reconocido como masivo con alto porcentaje de Zn. Esta mineralización es anterior al conjunto de vetas, de tal manera que encontramos a las vetas cortando al skarn de Zn y en otras zonas llega a desplazarlo de acuerdo al movimiento general que haya tenido.

A modo de conclusión podemos afirmar que los sedimentos calcáreos del Pucará sufrieron los siguientes eventos:

- Plegamientos.
- Intrusiones de etapas sucesivas.
- Metamorfismo y Metasomatismo.
- Deposition de sulfuros.
- Fracturamiento compresional y distensional.
- Relleno y emplazamiento de vetas.

D) Zonamiento: Está enmarcado en el zonamiento general del yacimiento, es decir desde una zona central circundante al pórfido Toromocho (skarn de Cu), hacia la periferia (al norte) cambiando a un skarn de Zn y en las partes terminales grada a una recristalización metamórfica.

Localmente el horizonte de Zn Gertrudis, presenta un predominio de Cu-Zn hacia la parte sur y un aumento de plata hacia la parte norte.

Zona Proximal Sur (Cu-Zn) ===== Zona Distal Norte (Ag)

E) Controles de Mineralización: Dos controles fundamentales son los que han permitido el emplazamiento del manto Gertrudis y ellos son:

El fallamiento de estratificación de bajo ángulo el que fue generado a efecto de las diferentes competencias de cada uno de los paquetes que conforman la caliza, lo que permitió la formación de espacios vacíos y zonas permeables para el paso de soluciones hidrotermales, es por esta razón que es común encontrar mineralización en los contactos de los horizontes de diferentes competencias.

El control litológico es factor determinante en el emplazamiento de la mineralización estratiforme de Zn, primero por la acción de la proximidad de los intrusivos que permitieron la formación del skarn solamente en los horizontes dolomíticos (Laura Superior, Laura Inferior) y posteriormente el emplazamiento de la mineralización estratiforme en los horizontes dolomíticos previamente alterados. La presencia de la traquita Sacracancho juega un rol muy importante, constituyendo una guía estratigráfica de la mineralización por la ubicación del mineral, ya que la mineralogía del manto Gertrudis se presenta tanto debajo y sobre la secuencia traquítica.

NOTA: Otros mantos están asociados al sistema pórfido skarn Toromocho como el manto Victoria, el manto 170, el manto Codiciada, el manto Promesa. Todos estos con caracteres similares al manto ya antes mencionado y descrito.

Sistema Pipe Toromocho

Es un cuerpo mineral cuya roca hospedante es un Pórfido-Qz-monzonita alterada y las calizas del Pucará intensamente metamorfizadas, en el punto donde el cuerpo mineral tiene una cerrada asociación con la Qz-monzonita, en los contactos o dentro del cuerpo intrusivo.

Tres elementos estructurales aparecen, y controlan la localización del cuerpo mineral:

- El contacto entre los sills o diques de Pórfido-Qz-monzonita y las calizas
- El rumbo EW de las vetas, las cuales buzcan al sur
- La estratificación de las calizas que buzcan al W del área

Localmente la estratificación de las calizas ha influenciado la deposición del mineral, en especial donde los cuerpos de Qz-Monzonita están concordantes a la estratificación como especies de diques-Sills. En el área estudiada las calizas del Pucará están intensamente alteradas, bien dentro de la aureola de contacto metamórfico de la roca rodeando el stock San Francisco. Estas condiciones estructurales ayudan más a una roca químicamente reactiva y fueron un factor dominante en la localización de los cuerpos mineralizantes. La caliza alterada esta compuesta en un alto porcentaje de serpentina, cloritas, qz, magnetita y caolín.

En un estudio de la naturaleza de los fragmentos de roca y mineral alrededor del Pipe se concluye como regla el presentar un grado de angularidad, no observando fragmentos redondeados, estos fragmentos fueron interpretados como generados por fallamiento y posteriormente un escurrimiento como el causante de la brecha Pipe. Este escurrimiento es sugerido a efecto de la generación de grandes cavidades por la anhidrita.

Se infiere la disolución del complejo anhidrita a efecto de la percolación de aguas meteóricas y posibles aguas magmáticas causando extensivas cavidades las que posteriormente fueron rellenadas con una brecha, presionada y plegada por la roca sobreyacente. La irregularidad de la zona de brecha es observada en todos los niveles.

Brechas Hidrotermales relacionadas al Sistema Toromocho

Columna de Brecha San Miguel

La columna de brecha esta formada por una masa rocosa brechada (brecha intrusiva) cuyos fragmentos han sido rotados; el carácter e intensidad del brechamiento no es el mismo en todas las porciones de la brecha. La parte central o corazón de la columna aparentemente esta mucho más brechado y varia hacia porciones fuertemente fracturadas. La brecha es visible en el open pit así como en superficie.

El material que rellena la columna es una brecha intrusiva cuyos fragmentos consisten de una mezcla de materiales tan diferentes en origen como skarn, hornfels, Qz monzonitas, pórfido cuarcífero, además de fragmentos de brecha: todos los cuales están fuertemente alterados en diferentes grados de intensidad. La naturaleza variada de materiales y fragmentos de brecha indica una compleja historia de eventos.

En general, el aspecto de la brecha varía de lugar en lugar apareciendo a veces porciones afaníticas y/o de aspecto cavernoso o también fuertemente fracturado, dando el aspecto de fragmentos. En un estudio de secciones delgadas de las brechas (E.T. Barrantes G., 1987) se observan porciones de granos de qz en mosaico, asociados wollastonita y actinolita-tremolita, rodeados por una matriz de qz-sericita, que sugeriría que se trata de un fragmento de skarn. En otras secciones delgadas del mismo afloramiento se observaron granos euédricos de qz y relictos de feldespatos, algunos de los cuales presentaban maclas oscurecida. En general, estas porciones muestran resto de una textura porfirítica sugiriendo que se trataba originalmente de una roca ígnea.

Columna de Brecha Toromocho

Esta brecha se encuentra emplazada en la diorita Anticona al oeste, entre la Pórfido Qz- monzonita al SE y la secuencia skarn al Norte.

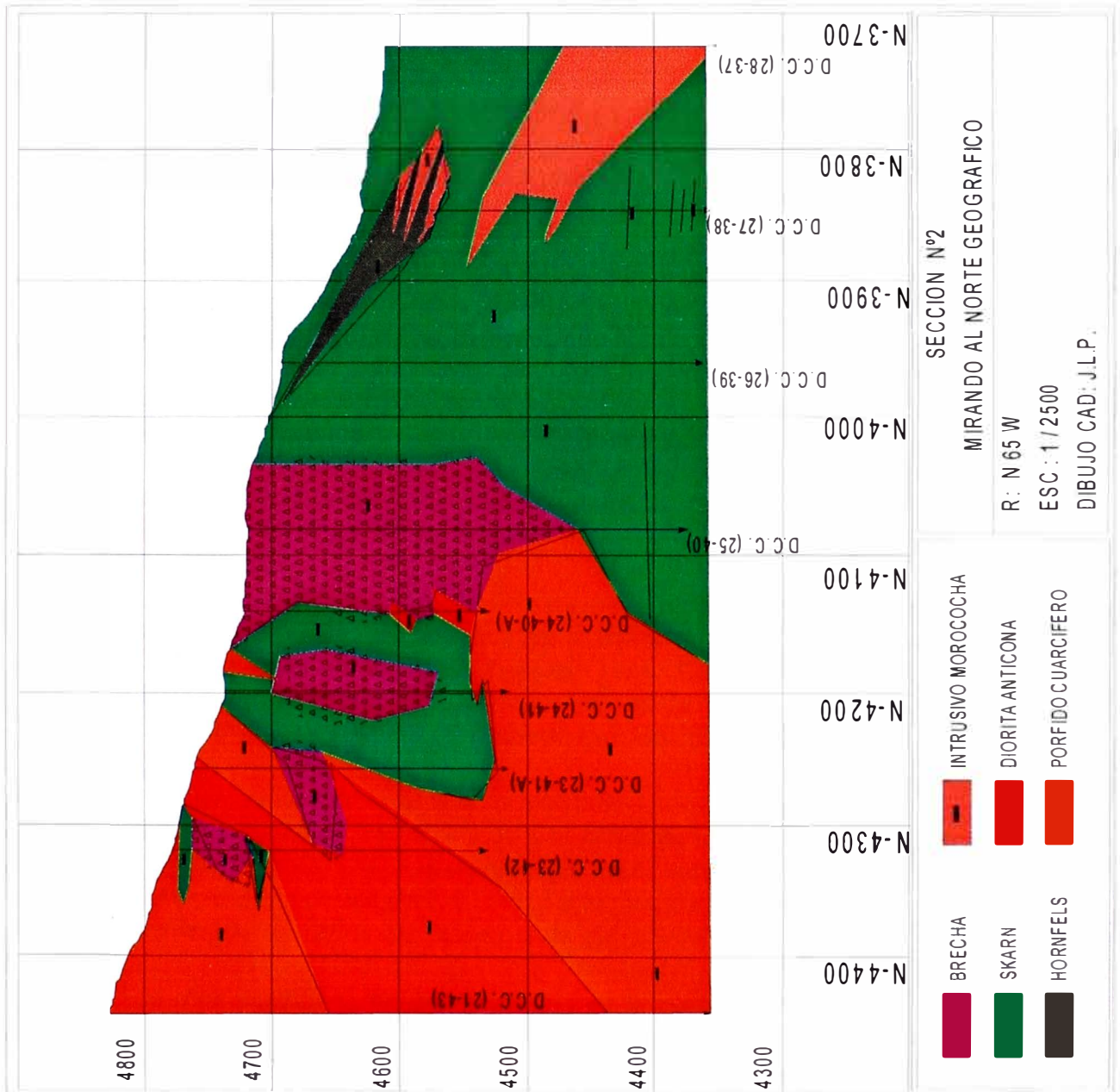


Fig. # 4 Sección geológica mirando al Norte, mostrando cuerpos de brechas. (J León)

La columna de brecha intrusiva contiene una mezcla de fragmentos redondeados, subredondeados a angulosos de todo tamaño y de variada naturaleza como monzonita, diorita, pórfido cuarífero y skarn. Generalmente los fragmentos varían desde 1 a 2cm hasta 10 a 15cm de diámetro. Excepcionalmente hay fragmentos mayores a 0.50mt. La matriz consiste de una asociación fina de qz-sericita, roca pulverizada y sulfuros. El cemento consiste de material pulverizado, minerales de arcillas, sulfatos de Cu y limonitas en ocasiones la matriz esta fuertemente silicificada mostrando venillas de qz que cruzan también los fragmentos.

Origen de las columnas de brechas

En un estudio del zonamiento mineral en pórfidos (D.Lowell and J. Guilbert, Vol. 65 ,1970) demuestra que casi el 90% de los yacimientos relacionados a pórfidos de Cu-Mo están asociados a zonas de intenso fracturamiento o craquelado y mas del 75 % de estos depósitos están asociados de una u otra forma con columnas de brecha (breccia Pipe). Hay distritos donde las columnas de brechas constituyen la principal estructura mineralizada (Bagdad, Bethlehem, Bisbee, Cerro Verde, Cuajote, Cananea, El Salvador, Ely, Esperanza, Questa, Quellaveco, Safford, Toquepala, etc. y otros donde están presentes, pero de manera mas discreta y su relación con el yacimiento no esta bien entendido (Bramen, Bingham, Castle Dome, Misión, Morenci, etc.).

Los mecanismos generadores que en conjunto dieron efecto y origen a la formación de estas brechas en el sistema Toromocho son varios y se nombran a continuación:

- La acción explosiva resultante del violento y repentino escape de gases y vapor acumulados a alta presión, que en grandes magnitudes genera sistemas de diatremas económicamente interesantes como Colquijirca. Se infiere en grado una acción explosiva por lo observado en la molienda de los fragmentos acarreados, no descartando el coetáneo ascenso con fluidos mineralizantes.
- Se infiere la idea de la acción corrosiva de soluciones ascendentes, que pasan a través de zonas de fracturas y de alta permeabilidad, produciendo brechas por remplazamiento. Las soluciones que han ascendido han redondeado los fragmentos y por desgaste de sus partes angulares dejan espacios vacíos que pueden ser rellenados con minerales de ganga y sulfuros.
- Los movimientos tectónicos generaron en la historia de formación del sistema Toromocho zonas de cruce de fallas, cizallamientos y plegamientos los cuales produjeron columnas de brechas.
- El efecto físico de la intrusión ígnea en la fase terminal de solidificación de un magma puede producir un auto fisuramiento y brechación. El posterior escape de gases y fluidos derivados de porciones aún fluidas del magma infrayacente y que penetran por esas zonas de brecha pueden producir columnas de brechas mineralizadas.

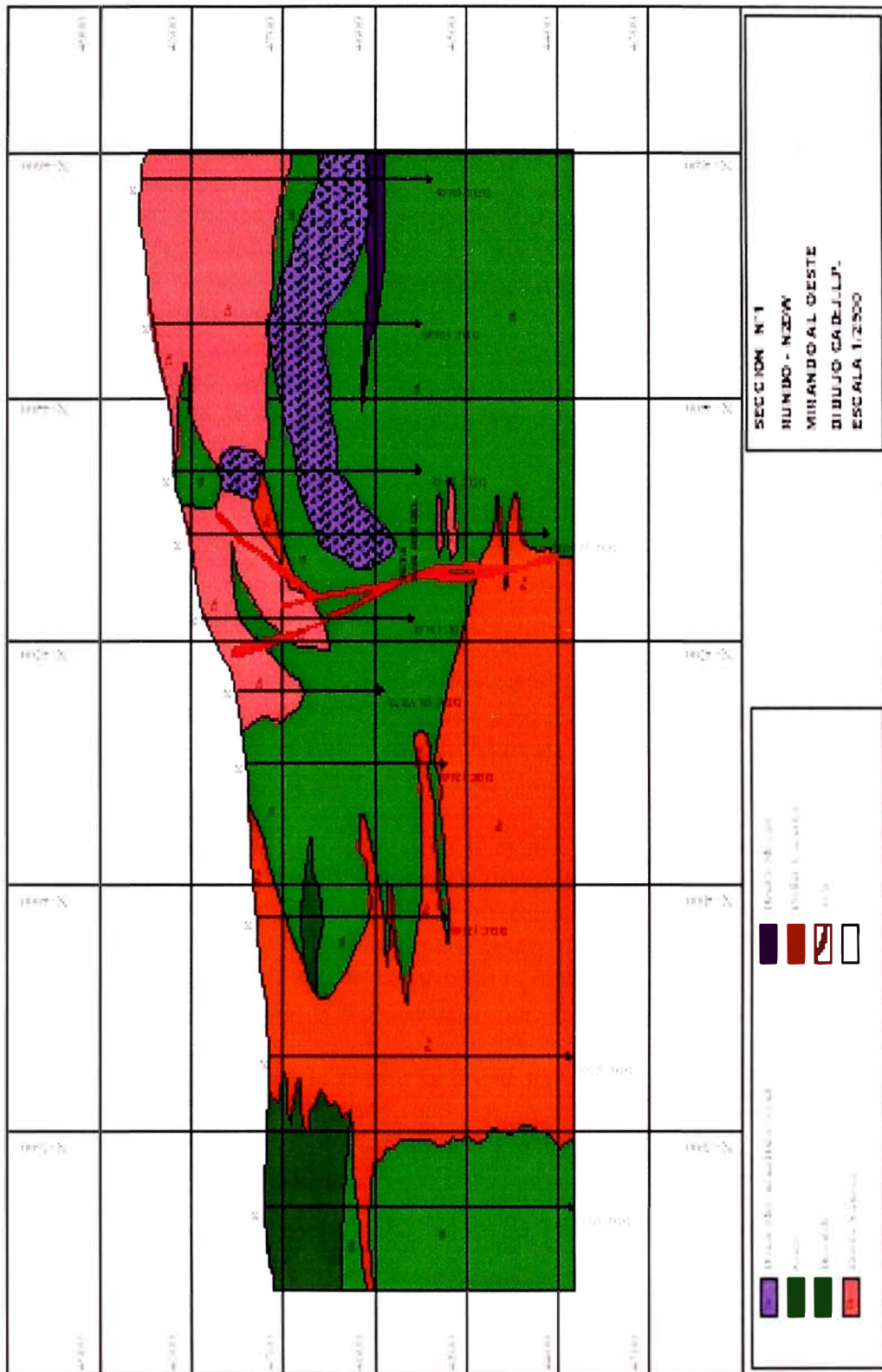


Fig. # 5 Sección geológica mirando al Oeste, mostrando cuerpos de brechas. (J. León)

Brecha Heterolítica con Alteración Hidrotermal

Al parecer se trata de una zona de fracturamiento de la secuencia donde los fluidos hidrotermales, al paso por dicha zona de alta porosidad y permeabilidad cristalizan los minerales en mayores dimensiones con respecto al interior de los clastos, es decir tanto la matriz como los clastos presentan la misma alteración pero en diferente granulometría. Los minerales opacos se depositaron en mayor porcentaje en la matriz que en los clastos pero de igual composición.

Los clastos se observan sub redondeados por lo que se infiere un moderado grado de desgaste y por ende un tramo de recorrido. Esta brecha pudo haberse generado por efecto tectónico, quizás en el emplazamiento de los diques o intrusivos.

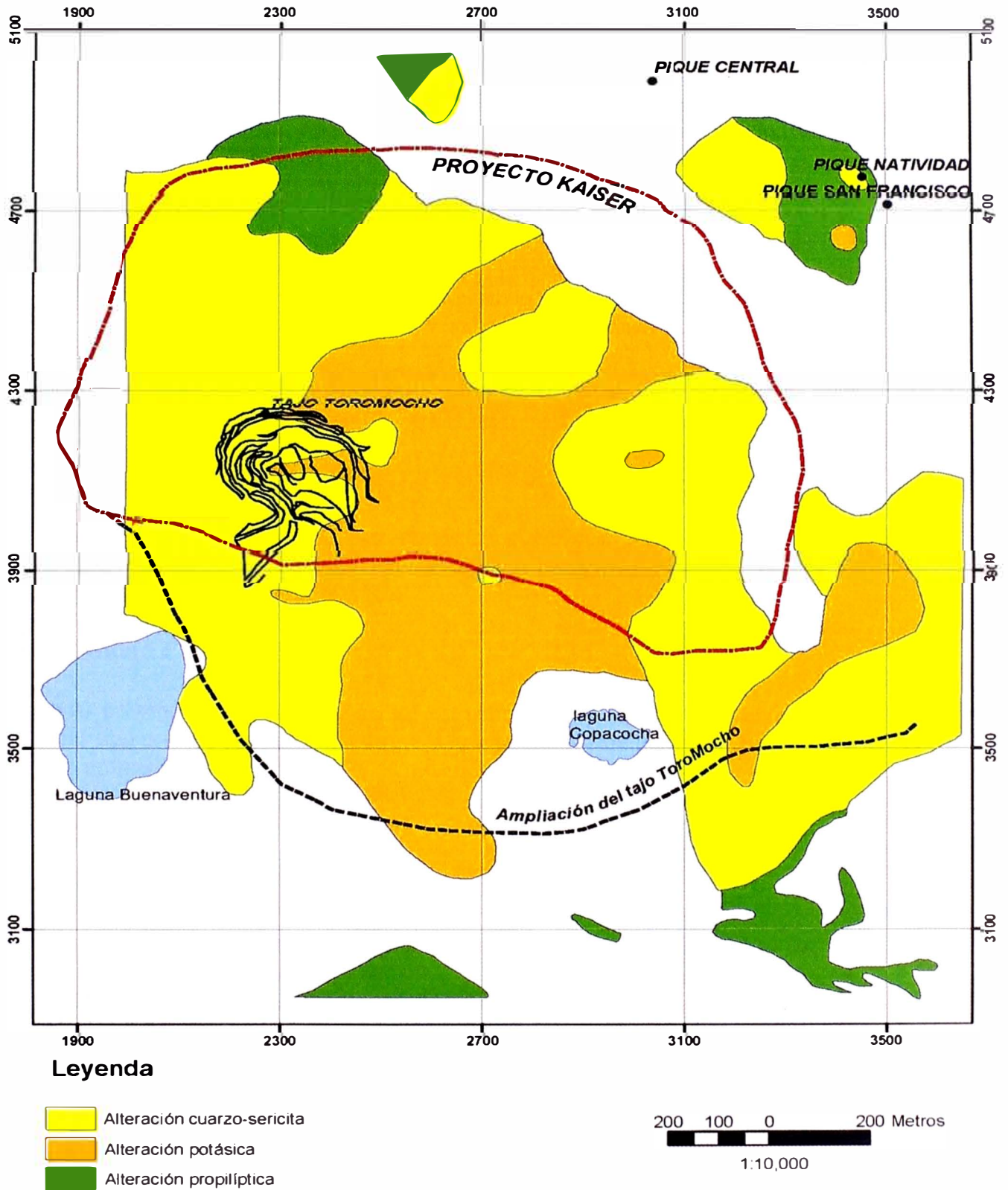
Esta brecha se caracteriza por presentar fragmentos de bordes subredondeados, en los que claramente se difieren los opacos en la matriz y en los clastos, los que describimos a continuación:

A). Matriz: Se denota la presencia de sulfuros como py, cpy, y cobres grises en orden de % desde mayor a menor. La Py prepondera y se le observa con su típica superficie rugosa, englobando a gangas, posiblemente inclusiones fluidas y exsolviendo cpy donde dicha py aproximadamente ocupa el 90 a 95 % de los opacos.

La cpy varia de 6 a 8 % de los opacos, en la matriz se presenta de manera puntual como granos muy pequeños en disposición aleatoria, en ocasiones como exsoluciones en la py. El índice de py/cpy es muy alto, variando de 10/1 a 15/1 o más. La cpy exsuelta por la py no se asocia a otra fase, pero la cpy diseminada se presenta con bajos porcentajes de cobres grises. El qz secundario de la matriz es un poco grueso tipificado por su triconjunción equiangular y la presencia de cristales de rutilo sajenítico.

Las plagioclasas secundarias en la matriz se presentan en mayor porcentaje respecto al Qz secundario donde el índice Feld-plag secundaria/Qz secundario llega hasta un 10/1. Se caracterizan por presentar una textura amorfa y por ser muy sucios, contiene relictos de Oxs de Ti como rutilo y esfenas.

La muscovita en la matriz se presenta muy cristalizada, con una alta birrefringencia y moderado porcentaje de epidota en zonas de debilidad. La epidota esta alterando a los feldespatos en la matriz, tipificada por agregados granulares y en muy bajo porcentaje.



Plano mostrando los bancos y el Open Pint 2002 en donde se realizo la toma de muestras
Fig. # 6 (Alvares A., Centromín Perú)

B). Clastos: los minerales opacos no varían en composición. Se ha observado que la cpy generada por exsolución presenta exsoluciones de cobres grises y enargita, un proceso no observado en los opacos de la matriz. Cabe resaltar su analogía en paragénesis con el Cu y As como últimas fases de la diferenciación de los fluidos mineralizantes. En los clastos el índice de py/cpy ha disminuido a un 4/1 o 3/1, en relación a la matriz. La cpy se presenta también diseminada y de manera aislada.

La mineralogía en los clastos se presenta de manera similar que en la matriz, pero de granulometría menor, quizás a efecto del sistema, presentando una menor porosidad y permeabilidad. Los cristales de sericita están afectando a los clastos en los bordes en un alto %, con un alto tamaño de cristalización y en bajo % en la parte interna de estos.

Vetas Polimetálicas que cruzan el sistema Pórfido-Skarn Toromocho

A continuación se describen una serie de sistemas de vetas señalando sus controles estructurales y de mineralización las que cortan tanto la secuencia skarn, así como los intrusivos de diferentes facies magmáticas.

Veta Maria Carmen.

Esta veta presenta un comportamiento estructural muy complejo, semejante a estructuras tipo ecchelon, las que dan origen a un cambio de rumbos hacia el SE. Donde el rumbo promedio es N60°E y buzamiento promedio 78°S. La mineralogía consiste principalmente de qz, py, gn, esf y rodocrosita en donde las calizas están silicificadas. La presencia de rodocrosita hace pensar e inferir un ambiente cercano a la superficie.

Veta San Francisco 1.

Esta veta atraviesa la parte sur del stock San Francisco en su extremo Este, sin embargo el extremo Oeste entra a calizas silicificadas. Esta veta tiene un rumbo N70°W y buzamiento 50°SW. La mineralogía principalmente consta de un ensamble de py, qz, tetraedrita y enargita. El contacto con la monzonita cuarcífera está silicificado débilmente, presenta aguilización y ligeramente afectado por alteración potásica. En el contacto entre la caliza silicificada y el pórfido Qz-monzonítico se presenta un skarn de actinolita en la zona de calizas.

Veta San Francisco 183.

Esta es una veta principal asociada a muchos splits que ocurren en la Qz-monzonita, donde dichos splits se cierran en el contacto oeste del stock San Francisco. La veta aparece de manera delgada entrando hacia las calizas pero se cierra en el contacto con la monzonita en el nivel superior donde la mineralización es rica en Cu. Con la profundidad los minerales de Cu disminuyen y se aprecia un incremento de esfalerita y galena.

Veta Natividad 2.

Esta veta se caracteriza por su rumbo EW y buzamiento 80°S, yace en el bloque San Francisco pasando a través de la monzonita cuarcífera, para luego entrar a las calizas silicificadas. Esta veta presenta una reactivación con un alto % de panizo, siendo desplazada por la veta San Francisco 183. Contiene ensambles de Py, Qz, Cpy y cobres grises. La Qz-monzonita es afectada por una ligera alteración potásica en el entorno de dicha veta, presenta además una ligera alteración argílica y silicificación.

Veta Cecilia.

En la superficie, las vlls aparecen en los volcánicos y en la monzonita del stock Potosí, aflorando desde una roca hospedante a otra. La porción Oeste de la veta está sobreimpuesta por calizas piritizadas dentro de la cual, la veta penetra por mucha distancia. La Py, Cpy, Esf, tetraedrita, Qz y arcillas son abundantes minerales en el flanco Oeste de la veta, mientras que el flanco Este de la veta presenta una disminución en Cu y la presencia de Zn es evidente, la plata en esta zona es alta.

Veta Rectificadora 270.

Esta veta es caracterizada por tener un rumbo N70°W y buza verticalmente, atraviesa la Qz-monzonita, los volcánicos Catalina y en la parte sur de la veta entra a las calizas silicificadas. Con respecto a la mineralogía presente, se observan ensambles de Qz, Cpy, Gn, Esf, cobres grises y carbonatos. Con respecto a la Qz-monzonita se observa una ligera alteración potásica y silicificación, donde las calizas presentan minerales de Pxn y anfíboles.

Capitulo V

Descripción Petro-Mineralógica Detallada

El presente capítulo detalla el reconocimiento de los diferentes eventos de alteración y mineralización que afectaron las secuencias de calizas dolomitizadas de la formación Chambara y las facies volcánicas andesíticas del Triásico inferior relacionadas a los volcánicos Catalina, evaluándose bajo el microscopio alrededor de 70 secciones delgadas y 40 briquetas pulidas.

El análisis de dichas secciones delgadas y briquetas pulidas permitió el observar y determinar siete eventos hidrotermales en los diferentes tipos de protolitos ígneos y sedimentarios, tanto alterados como sin alterar. Todo esto bajo la determinación de relaciones de cortes y disposición espacial de venas mineralizadas o estériles; es decir una relación temporal y espacial entre las venas y venillas que caracterizan y tipifican los diferentes estadios de alteración.

Cabe acotar que no solo se describen las características físicas y ópticas de las venas, halos de alteración y minerales asociados, sino también los diferentes ensambles que componen la roca en sus diferentes eventos de alteración y esto en base al estudio de las texturas y campos relícticos de ensambles con bajo grado de sobreimpresión de las posteriores alteraciones y mineralizaciones.

A continuación se presenta la fig. # 7 donde se describen los eventos de alteración de manera simplificada y la relación de sobreimpresión de los ensambles, así como una descripción de las alteraciones por evento y por litotipo asociado.

Eventos	Secuencia Volcánica	Secuencia Magnésico-limosa	Diques Porf Qz-Monzoníticos	Skarn de Magnetita	Skarn Magnésico	Skarn Cálxico
Primer Evento	Generación del hornfels Qz-albita (feldespatización) con tempranas venas de Qz hialino	Generación del hornfels de Qz-pxn (diopsídico en alto %)+/-feldespato plagioclasa				
Segundo Evento	Alteración silico-Potásica con generación de biotita secundaria y venillas de Qz-granular	Alteración Actinolita-tremolita/epidota/Qz y venillas de anfíboles-epidota-Qz-anfíboles asociados a carbonatos	Alteración feldespato potásica con posible ortoclasa-biotita secundaria asociada a tempranas venas de Qz granular y venas de feldespato K +/- biotita secundaria	Generación del skarn de magnetita asociado a forsterita-tremolita-cloritas-epidotas y con generación de venillas de Cpy muy delgadas	Alteración prógrada de alta temperatura con magnetita-forsterita - granates grandita-pxn diopsídicos -calcita	alteración prógrada con un alto % de granates posibles grandita-pxns diopsídicos
Tercer Evento		Alteración Transicional y min de Mo	Alteración Transicional y mineralización de Mo	Alteración Transicional y mineralización de Mo	Alteración Transicional y mineralización de Mo	Alteración Transicional y mineralización de Mo
Cuarto Evento	alteración epidotas-cloritas asociadas a venillas de Qz-epidota-cloritas	Alteración clorítica +/- Qz pervasiva asociada a venillas de cloritas-Qz	Proceso de infiltración de minerales de Ca-Mg-Si en los bordes del dique porf.qz-monzonítico como epidota-cloritas	Alteración de anfíboles posibles fases tremolíticas con ensambles de tremolitas-cloritas-Qz-Cpy-Py	alteración retrógrada con magnetita residual, serpentina masiva, talco y tremolitas	alteración retrógrada asociada a epidota/-carbonatos/-anfíboles/-Qz
Quinto Evento	Alteración sericitica con ensambles de muscovita/sericita (ensamble pervasivo QSP)	Alteración sericitica, con ensamble de muscovita/sericita +/- cloritas/-Qz +/- opacos	Pervasiva alteración sericitica con ensambles de muscovita/sericita +/- opacos/-Qz	Posterior alteración de fases Ca-Mg-Si a una pervasiva alteración sericitica de ensamble QSP		
Sexto Evento	Posterior fase ácida y generación de venas tipo D con halos de illita/sericita	Posterior fase ácida y generación de venas tipo D con halos de alteración illita/sericita	Posterior fase ácida y generación de venas tipo D con halos de alteración illita/sericita	Posterior fase ácida y generación de venas tipo D con halos de alteración illita/sericita	Posterior fase ácida y generación de venas tipo D con halos de alteración illita/sericita	Posterior fase ácida y generación de venas tipo D con halos de alteración illita/sericita
Séptimo Evento	Venas polimetálicas	Venas polimetálicas	Venas polimetálicas	Venas polimetálicas	Venas polimetálicas	Venas polimetálicas

Fig. # 7

Primer evento. Temprano estado Metamórfico – Metasomático (Hornfels-Skarnoide)

Temprano estado Metamórfico – Metasomático Skarnoide en las lavas Andesíticas.

Skarnoide en las lavas Andesíticas, en el 1^{er} Banco.

En principio la secuencia volcánica fue afectada por un temprano proceso isotérmico de Metamorfismo-Metasomático, generando la feldespaticización de la secuencia volcánica y por consiguiente un hornfels donde se observa el ensamble cz-albita (feld-plag.), así como una marcada formación de campos de cz secundario y tempranas venillas de cz asociadas a este proceso.

La parte sur de este Banco (**PMO-54**) muestra una mineralogía compuesta generalmente por un ensamble de plagioclasas, presente en alto %, con una extinción oblicua, maclas de Karlsbad y cz secundario.

Inicialmente se deduce que la roca fue una Andesita, debido al bajo porcentaje de cz primario. Este hornfels en muy bajo porcentaje presenta Piroxenos (posible fase salita), caracterizados por su alto relieve, alto color de interferencia, de pleocroismo verde a verde traslúcido, dichos piroxenos se ha depositado por difusión desde la fase de la secuencia sedimentaria durante la generación coetánea del hornfels cz-Pxn.

En dirección sur (**PMO-56**), la secuencia mantiene una tonalidad gris-rosada a gris pardo blanquecina, con minerales primarios presentes. Esta roca presenta una textura granular fina muy silicificada por generación del hornfels (Típico) además de los post procesos de venilleo.

Se observan relictos de plagioclasas levemente destruidos, otros totalmente obliterados y en casos preservados, mostrándose bordes y zonas de debilidad corroídos (maclas Karlsbad y Polisintéticas).

La matriz compuesta por qz entre 5 a 10 % y feldespato- plagioclasa mucho más fino y en mayor porcentaje, se presenta con una textura microgranular. Se infiere una fase volcánica andesítica en la secuencia. Sedimentaria.

Cerca a la parte central del Banco (**P-M-O-62**) se observa la sección volcánica, con un porcentaje de la matriz respecto al porcentaje de Feldespato-Plagioclasa mayor, se podría deducir que se trata de una roca volcánica Porfirítica dentro de la secuencia del Gpo. Pucara.

Se observa un mínimo de cz primario presentando bordes reabsorbidos. Las plagioclasas observadas como relictos, han sido pervasivamente alteradas por los post eventos de alteración variando entre 25 a 40%. En esta zona se observa un porcentaje de biotita primaria alterada, en corte basal así como en corte longitudinal, no se descarta la presencia de hornblenda, la cual no se observó.

La Matriz es félsica, presenta una textura cz-feldespática microgranular con alto porcentaje de cz, en la que se observan minerales accesorios como:

- . Apatito-----0 a 2%
- . Magnetita-----0 a 4%
- . Zircón-----en bajo %

Skarnoide de Lavas Andesíticas, en el 2^{do} Banco.

El extremo sur del Banco, esta representado por la muestra (**P-M-0-70**). Se infiere como una roca volcánica la cual está alterada a un hornfels cz feldespático, observándose la cristalización de sausonitas (fase intermedia entre Feldespato plagioclasa y epidotas) y zonas completamente silicificadas.

En los campos de silicificación dentro de la matriz se encuentran asociados bajos porcentajes de plagioclasa secundaria, tipificada por claros cristales pseudo-tabulares, distinguibles por su ángulo de extinción. Esta posible albita secundaria es producto de alteración de los Feldespatos plagioclasas primarios en la secuencia volcánica y donde la albita 2^{da} genera esta sausonita.

Los nombrados campos de silicificación de cz secundario, son típicos de los procesos de feldespatización albitica, los cuales en otros casos se epidotizan.

El extremo sur del banco denota una roca con alto porcentaje de silicificación (**P-M-0-72**), donde la matriz microcristalina la cual varia en volumen en un 40 a 60 %, ha sido generada por un posible proceso de feldespatización albitica en la secuencia volcánica, generando un hornfels de cz-albita (cz >>>> alb) presentando campos donde la concentración de albita es mayor, al igual que la generación de campos de silicificación, de lo que podemos sacar un promedio de $cz/ alb = 1/4$. Pero no se descarta la presencia de Microclina, de tonalidades translucidas, típica extinción oblicua y generación de un débil clivaje. Se infiere un ensamble temprano del hornfels: cz- albita +/- Feld-K 2^{do} (Microclina). Se observa la generación de delgadas venillas de albitas, muy tempranas, coetáneas a la formación del hornfels.

Siguiendo la descripción hacia el norte (**P-M-0-74**). Observamos los relictos de la secuencia feldespato plagioclasa de la secuencia volcánica, los que aún preservan su Macla de Karlsbad típica, con bordes y zonas de debilidad reabsorbidos, mostrando así un ensamble de biotita 2^{na} con poca presencia de epidotas.

Se observa el cz 2^{no} del tipo arrutilado, presente en la matriz y en venillas de cz bajo la textura sajónica.

La matriz es cz-feldespática, donde el índice feld /cz es $\frac{2}{1}$, es decir la albitización fue moderada a fuerte en esta zona variando de 50 a 70 %, lo que genera de manera temprana un hornfels de cz-albita.

El cz dispuesto en la mtx así como los bordes de las venillas de cz, presentan rutilo en moderado porcentaje, a efecto de su liberación por la destrucción de los máficos y feldespatos primarios, tomando una textura sajónica, llamado cz sajónico.

El proceso de feldespatización esta acompañado de un bajo porcentaje de epidotas del tipo hidrotermal a manera de agregados granulares, con una alta birrefringencia y zonas de cz microcristalino secundario asociado a débil porcentaje de cloritas.

Hacia la parte central del banco (**P-M-0-80**), se observan los relictos de feldespatos-plagioclasas los que se caracterizan por su carencia de macla y/o clivaje, son muy erráticas. Estos Feld-Plag 2^{da} son típicos de los procesos de feldespatización.

Continuando con la evaluación de la secuencia, al Norte a unos metros (**P-M-0-84**), la roca presenta zonas de silicificación con cz secundario de textura granular, donde dicho cz asociado a feldespatos-plagioclasas secundarios (típicos campos de silicificación por feldespatización), estos feldespatos secundarios se tipifican por ser sucios, carentes de propiedades físicas como maclas, clivajes ó las propiedades son observados de manera muy leve.

Quedan relictos de feldespatos primarios en la muestra, los que están obliterados o alterados, la feldespatización presenta una posible textura Perítica.

En el extremo Norte del Banco (**P-M-0-90**) se observan moldes de feldespatos y sus respectivas zonas de debilidad (maclas y clivajes), donde un porcentaje de estos feldespatos están alterados de manera pervasiva y otros feldespatos están alterados de manera moderada. En determinados feldespatos se observan micas con alto grado de cristalización (posiblemente muscovitas). En la matriz, los feldespatos se presentan en bajo porcentaje respecto al qz, siendo dicha matriz homogénea en su granulometría.

Se observa cz primario dispuesto de manera aleatoria, presentando bordes resorbidos a efecto de post alteraciones, además de ser cortados por tempranas y delgadas Vlls de cz, discontinuas de muy corta longitud.

Los máficos hornbléndicos se presentan mucho más alterados que las biotitas, tanto por su temprana biotitización, así como sus zonas favorables a alterar. Los máficos Biotitas presentan bordes resorbidos y mantienen en su interior los típicos óxidos de Ti (rutilo de aspecto acicular).

Como minerales accesorios remanentes observamos rutilos en máficos, apatitos en la matriz presentando su típica partición.

Skarnoide de Lavas Andesíticas, en el 3^{er} Banco.

En este Banco la descripción se realiza de norte a sur (**P-M-0-100**).

En la zona norte del tercer banco se presenta una facie volcánica afectada por un temprano proceso de metamorfismo generando así la feldespatización de la secuencia con un ensamble Feld-Plag 2^{do} -cz +/- chl +/- ep. Este proceso al igual que en los bancos inmediato superiores genera campos de silicificación (típico en feldespatización).

Estos Feld 2^{do} son medios alargados y están dispuestos en la muestra de manera aleatoria y asociada con cz 2^{do} de extinción recta, están caracterizados además por sus bordes rasgados, de granulometría fina y muy ligera (pequeña), estos relictos de feldespatos quedan perennes y se observan ya que están protegidos por campos de silicificación (solo observado en sección delgada).

En la muestra (**P-M-0-102**), se observan estos Feld-Plag 2^{ro} , generando una posible textura pertítica (posible albitización), observando además campos de Feld 1^{ro} remanentes los cuales presentan su macla de Carlsbad y campos de Feldespatos primarios relicticos asociados a opacos, los cuales presentan bordes resorbidos (como fantasmas). La muestra representa un nivel en la secuencia, en la que se observa una textura granular fina, por la que se podría decir que se trata de un hornfels y/o Skarnoide de tonalidades verdes claras o mas oscuros.

Este hornfels es generado a efecto de la feldespatización; es decir la generación de Feldespato 2^{ro} , tratándose de una posible textura pertítica que se presenta en determinados puntos zonas con un habito casi prismático, como agregados de cristales medios alargados. Sin un ordenamiento, asociados a esta textura se observa un 1 % de opacos, campos de silicificación de cz 2^{ro} y venillas de cz muy finas de espesores < 1mm., discontinuas y sinuosas típicas de la feldespatización.

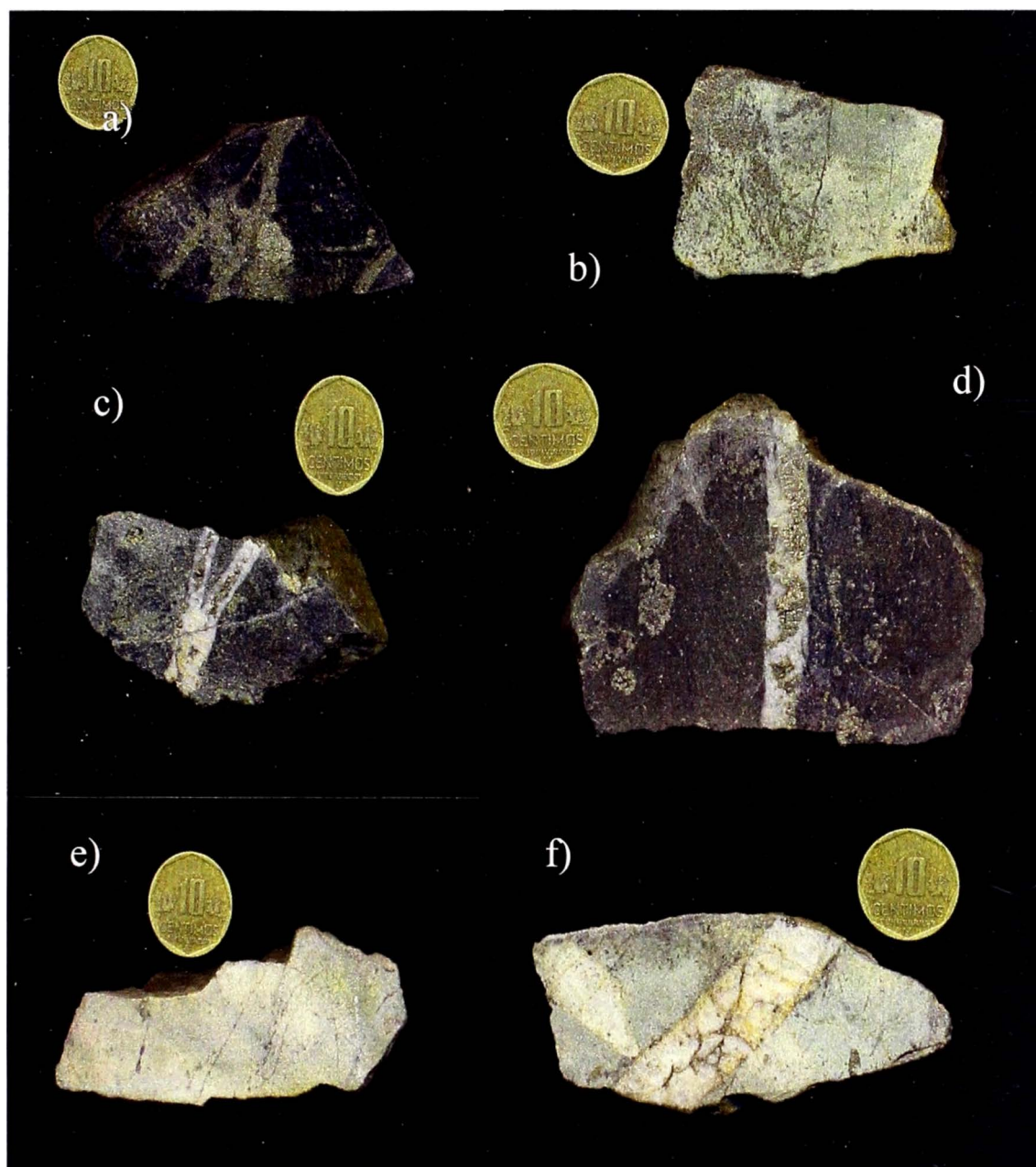


Fig. # 8

Fig.a. Hornfels volcánico cortado por venas tipo B y D; Fig. b. Hornfels volcánico cortado por venillas tipo D; Fig. c. Hornfels volcánico cortado por V-D-1-2-3; Fig.d. Hornfels volcánico cortado por importante V-D-3; Fig.e. Hornfels volcánico con fuerte epidotización; Fig.f. Hornfels volcánico Qz-feldespato.

Skarnoide de Lavas Andesíticas, en el 4^{to} Banco.

El 4^{to} Banco esta cortado por intrusiones tipo sills o diques, por ende la descripción de facies es puntual, observadas solo como remanentes.

Cerca a la parte central se observa una secuencia volcánica (**P-M-0-126**) la cual al microscopio presenta feldespato secundario con un bajísimo color de interferencia que posiblemente se trataría de albita + /- microclina y por ende una inferida textura peritítica, donde dicha textura se presenta en bajos porcentajes quedando como relictos a efecto de los eventos de alteraciones.

Los feldespatos en este profundo banco presentan un bajo ángulo de extinción del tipo oblicua, con un débil a nulo pleocroismo. Este feldespato cristaliza a manera de agregados como un abanico, presentando una textura u ordenamiento interno fibroso similar a la textura pilotaxítica en basaltos (tal vez se trata de una secuencia basáltica en el Pucará, los que se encuentran levemente metamorfizados y observamos como relictos los posibles Basaltos Montero).

Este feld- plag 2^{do} se presenta a manera de masas y/o agregados. Se les denota claramente en un ensamble feld-plag alcalino + cz -/+ chl - /+ ep.

La muestra **P-M-0-130** denota este temprano proceso de metamorfismo-metasomatismo el cual genera la feldespatización de la sección volcánica, formando así campos de silicificación y tempranas venas de cz, las cuales serian posteriormente reaperturadas y que llevan consigo bajo porcentaje de opacos que cruzan y salen de la facie alterada en la secuencia.

Temprano estado Metamórfico–Metasomático (Hornfels) en la Sec. Sedimentaria.

Hornfels (Skarnoide) en Calizas impuras Dolomíticas en el 1^{er} Banco.

En un principio las rocas calizas dolomíticas y facies lodolíticas, las cuales interdigitadas con facies volcánicas posiblemente andesíticas, de igual manera sufrieron procesos de temprano metamorfismo–metasomatismo, lo que conllevó a la generación de hornfels. En este caso se infiere la generación de este con un ensamble cz–diópsido–carbonatos y en zonas de contactos con el hornfels cz feldespático, se observa la transición con ensambles del hornfels cz-pxn-feld-plag 2^{do}-carbonatos (ensambles inferidos).

A consecuencia de la mayor porosidad y/o permeabilidad de las secuencias sedimentarias respecto a las facies volcánicas, el hornfels cz-pxn fue completamente obliterado, por las post fases de alteración, ya sean selectivas ó pervasivas, quedando relictos de las fases de temprana silicificación y relictos puntuales de pxns.

En la parte sur del primer Banco (**P-M-O-54**) se observa en el relicto hornfels, la presencia de pxns en bajo porcentaje (posible fase Salita) caracterizados por su alto relieve, por su alto color de interferencia y su pleocroismo verde a verde translúcido. Este pxn se observa como relicto de una temprana fase de hornfels – cz – pxn- carbonatos, no presentando bordes corroídos por estar englobados en zonas silicificadas.

En la parte norte del primer Banco (**P-M-O-68**) se observan pxns (posiblemente fase salita) asociados a una mineralogía de cloritas verdes (alto % Mg y Fe), depositados en intersticios y englobados en campos de cz secundario, tipificados por una textura en agregados granulares, de clivaje paralelo, con un alto color de interferencia, alto birrefringencia, se les observa entre 1 y 2 %.

- **Nota:** No se han observado pxns en los bancos # 2, 3 y 4, es decir no hay mayor presencia microscópica de pxns, pero se observan las facies posteriores a la alteración del hornfels cz-pxn. Por lo que se infiere que se trate de un temprano hornfels cz-pxn tanto como posteriores anfíboles, epidotas, cloritas, cz venillas de anfíboles.

Segundo Evento. Principal Estado de Alteración Metasomática (skarn).

A) Alteración Sílico – Potásica en el Hornfels Volcánico.

Alteración en el primer Banco.

Esta alteración generada de manera inmediata posterior a la generación del hornfels es observada en el extremo sur (**P-M-0-54**) del primer Banco, donde la matriz de la roca presenta cristales de biotita secundaria, dispersos de manera aleatoria, siempre acompañados de feldespatos plagioclasas de extinción oblicua, presentes de manera variada en tamaño asociados siempre a cz secundario. Cabe notar que esta dispersión de biotita secundaria es focalizada y generada de manera posterior al proceso de feldespatización con posible textura Pertítica. Esta mineralización y temprano proceso metasomático esta asociado a la dispersión de rutilo como agregados corpusculares.

Llegando a la zona norte y central del Banco (**P-M-0-62**) en la facie volcánica muy cerca al contacto con un dique pórfido cz-monzonítico, se observa biotita primaria con su corte basal pseudo hexagonal presente de manera relicta, la que se altera y genera cz secundario y Py. Donde dicha biotita se recrystaliza puntualmente en bordes y generando biotitas secundarias (diferenciadas por su alto pleocroismo).

Alteración en el segundo Banco.

En la zona ó extremo sur del segundo Banco (**P-M-0-70**), se denota el sistema que esta cortado por muy tempranas venillas de cz anhedral, presentando una textura granular de espesor promedio 0,175 mm a 1mm, de paredes (bordes) muy irregulares con inclusiones de opacos, posiblemente magnetita. Estas venillas son generadas durante un proceso de alteración potásica posterior a la cz-feldespatización presentando una textura típica de venas tempranas en la alteración potásica. Estas venillas se vuelven muy difusas al cruzar el campo de la silicificación en la matriz, debido a que han sido generados durante un comportamiento dúctil.

Unos metros hacia el norte del Banco (**P-M-0-74**), se observan biotitas secundarias en el hornfels que varia entre 30 a 50%, dependiendo del campo visual. Se genera y deposita por alteración de la matriz cz-feldespática y en determinadas zonas se vuelve una alteración dominante sobre los feldespatos de la mtx. (Típica alteración pervasiva selectiva).

Asociada a esta alteración se observan venillas de cz secundario granular, las que conservan bajo porcentaje de biotita secundaria donde el tamaño de la biotita varia, no siendo equigranular.

Se denota asociada a esta alteración la diseminación de opacos los que varían entre 2 a 4% donde la Py se presenta de manera subhedral a euhedral y la cpy anhedral y donde los índices de py / cpy varían a $4/1$ a $5/1$.

En el extremo norte del segundo Banco (**P-M-0-90**) el hornfels volcánico presenta máficos hornbléndicos relictos ígneos los cuales resaltan de fases tempranas de biotitización (hornblenda biotitizada), en los bordes de estos se denota que el índice de Biot / Horn ígneas relictas aproximada es de $1/8$.

- **Nota:** Tanto en las facies volcánicas del tercer banco y cuarto banco no se observan este tipo de alteraciones tanto sílico potásica y/o feldespato potásico.

B) Alteración Tremolita – Epidota – Cz en el Hornfels Magnésico.

Alteración Tremolita – Epidotas – Cz en el primer Banco.

Esta alteración afecta al temprano hornfels cz – pxn (posible fase salita) en las rocas carbonatadas impuras, generando como estadio principal metasomático ensambles asociados a una baja fracción molar de CO₂ ó facies diluidas por así decirlo.

En la zona sur del primer banco (**P-M-0-50**) se presenta epidota de morfología granular y en masas terrosas de coloración gris amarillenta anhedral, tipificada como una epidota hidrotermal.

Se observa ensambles de anfíboles posiblemente tremolíticos, asociados a cz secundario y algo de óxidos de Fe los cuales se les observa estar remplazados por los posteriores ensambles de alteración indicados más adelante.

El sistema presenta un conjunto de venillas tempranas muy difusas y muy discontinuas de diámetros menores a 1mm, con un alto porcentaje de cz y esporádicos cristales de Py, estas venillas no mayores en longitud a 2 cm.

En la zona norte de dicho banco (**P-M-0-52**) se observa que la sección sedimentaria esta en contacto con un dique pórfido cz Monzonítico, donde en la matriz es notoria la presencia de anfíboles tremolíticos en moderado porcentaje. De igual manera que en los relictos de los feldespatos plagioclasas en dicho dique se observa la parte central de esto alterados a anfíboles tremolíticos, con halos exteriores de alteración illita / sericita. Esto indica que la temprana alteración tremolítica, se debió quizás a efecto de la difusión e intercambio de fluidos entre el dique y el sistema Skarn, de caracteres neutros afines a una fase prógrada con una baja fracción molar de Co₂ (X_{co2}).

La baja fracción molar de CO₂ es debida quizás a que el intrusivo interactúa en esta zona con una roca de facies limosas dolomíticas impuras, por lo que el proceso de descarbonatación sea bajo y de manera proporcional la generación de CO₂ en interacción con dichas facies.

Ya hacia la zona central del Banco (**P-M-0-64**), de manera macro observamos un tramo de variación de magnetita disgregada a magnetita masiva en la secuencia de silicatos, con acompañamiento de minerales de alteración blanquecinos – amarillentos.

Se denota asociada a las zonas de magnetita terrosa y granular, anfíboles tremolíticos dispuestos en los intersticios, los que son posteriormente alterados a cloritas, no descartando la presencia discreta de serpentina (no Obs.). La presencia de sulfuros c evidencia con py y Cpy diseminada en moderadas a altas proporciones.

Se observó una zona de un posible canal de flujo de fluidos, representada por arcillas (talco o pirofilita) debido al paso de fluidos retrógrados cerca al skarn de magnetita y cerca al pórfido cuarífero, generando hacia los bordes del canal una textura brechoide, observando clastos relictivos con textura de silicificación microcristalina mas bordes corroídos a efecto del desgaste por transporte, en algunos se nota una textura de alteración cz-albita. Se observa epidota en muy bajo %, asociada a una posterior sericita, la que rellena oquedades presente a manera de agregados.

Alteración Tremolita – Epidotas – cz en el Segundo Banco.

La zona central del segundo banco se considera como una zona de skarn magnesico (P-M-O-98) tipificado por una mineralogía verdosa de granulometría gruesa, observando relictos de fases prógradas como anfíboles tremolíticos muy bien cristalizados a manera de fibras elongadas siempre acompañados de Py diss.

La zona central del segundo banco presenta una secuencia magnésica (P-M-O-98), la cual ha sido intruida por un dique pórfido cz-monzonita con ensambles tremolíticos los que posteriormente pasan a ser cloritas por posteriores alteraciones.

Alteración Tremolita – Epidotas – cz en el tercer Banco.

La zona central del tercer banco se tipifica como una zona de skarn magnésico próximo a la zona del intrusivo (P-M-O-110), esto es deducido por la alta concentración de magnetita, donde en primera instancia se genera y deposita magnetita con pxns (posible fase salita), no se descarta la presencia de magnesio-ferrita en bajo % asociada a la magnetita (la inyección de la magnetita es post a la generación del hornfels cz-pxn).

El sistema en este punto es atacado por la fase prógrada, remplazando al hornfels y generando un ensamble Tremolita-epídota-calcita-cz +/- cloritas. Los anfíboles están presentes en venillas y diseminados. El paso de las venillas de anfíboles genera un halo de diseminación de los mismos en conjunto con epídota, dicha epídota esta tipificada en agregados granulares, con alto color de interferencia y poco afectada por la posterior alteración sericítica (epídota coetánea a la generación de venillas de Tremolita). La posterior muscovita no afecta a las venas de Actinolita y en muy poco grado a su halo de epídota-actinolita-opacos. Se denota que en determinadas venillas de act-cz-carb-opacos no se presentan halos de alteración.

Los anfíboles tremolíticos son observados de dos maneras:

- Diseminados y asociados a magnetita remanente, estos se presentan relleno intersticios. Presentan un aspecto asbestosa y asociada a un bajo % de carbonatos.
- Asociados a venillas de opacos (posiblemente Py), la cual varia en volumen entre el 40 a 60%, con bajo % de cz y bajo % de carbonatos, presentando e los opacos anhedrales y redondeados.

Nota: estos anfíboles del tipo fibroso, en agregados radiales y en abanico presentan un débil a moderado pleocroismo verde claro, en casos amarillento por su teñido con óxidos de Fe (observar anexo).

C) Alteración Feldespato Potásica en diques Pórfido cz-Monzoníticos.

Alteración en el Segundo Banco

Se observa la intrusión de un dique pórfido Cz-Monzonítico en el extremo norte de dicho banco (PMO-98) muy cerca al pórfido cuarífero y en contacto con el skarn magnésico el cual presenta ensambles de anfíboles, cloritas, notándose aquí una variación ígnea-sedimentaria a escala centimétrica.

El dique pórfido Cz-Monzonítico se observa alterado en los márgenes, convirtiendo la masa de Cz-feldespatos a cz secundario y puntuales anfíboles y epídotas hidrotermales a efecto de procesos de difusión de fluidos desde la secuencia sedimentaria hacia el dique.

El porcentaje de relictos de feldespatos y máficos es moderado, donde la biotita se presenta secundaria y pudiendo esta generar una solución sólida con la flogopita al acercarnos hacia la secuencia magnésica sedimentaria.

La mineralogía varía puntualmente hacia la secuencia sedimentaria con asociaciones de anfíboles actinolitas-tremolitas y epídotas con sus bordes alterados a cloritas, acompañados por la inmutable magnetita. Esto hace inferir que la alteración anfíboles-epídota esta temporalmente relacionada a la alteración sílico-potásica en los diques y en las facies volcánicas.

Los máficos del dique presentan bordes resorbidos por los diferentes eventos de alteración posteriores a la fase sílico potásica, afectando las zonas de debilidad. La hornblendas se encuentran biotitizadas presentando rutilo de textura acicular sajónica. Se nota además la presencia de hornblendas directamente afectadas por eventos filícos y no alterados a biotita secundaria. Esta alteración sílico-potásica afecta las zonas de debilidad y bordes, la que es posteriormente afectada por la alteración filíca. (Una superposición de estas alteraciones hace inferir un sistema el cual presentó un moderado grado de erosión coetáneo a la pervasiva alteración retrógrada y por ende con niveles de telescopización)

Se presentan zonas de biotita remanente, protegidas a efecto de la temprana silicificación, dicha silicificación genera tempranas venillas de cz, las que cortan a los ovoides de cuarzos primarios en el dique. Estas venillas de cz en algunos casos presentan opaco y texturas en cretas las que son quizás el efecto de posteriores aperturas de dichas vena

Alteración en el Tercer Banco

La zona sur de este banco presenta un dique pórfido Cz-Monzonítico, en el cual observamos una tenue alteración sílico potásica, donde las hornblendas presentan un leve grado de biotitización, afectando las zonas de debilidad. Se observan epidotas muy pequeñas acompañando a estas biotitas secundarias.

Las venillas de cz están presentes en este dique y acompañadas de opacos, no presentando halos de alteración. El índice de cz/opacos es de 10/1 y espesores de 300um. Estas delgadas venillas de cz-opacos son anteriores a la alteración Sericítica, pero generadas de manera posterior a la cristalización de dique pórfido Cz-Monzonítico, donde estas cortan a los minerales primarios, como a los ovoides de cz.

Alteración en el Cuarto Banco

En la zona norte del banco se observa un dique pórfido Cz-Monzonítico (**PMO-120**), presentando hornblendas hasta un 15 %, algunas de ellas biotitizadas presentando un alto color de interferencia y un pleocroismo verde ligero a marrón. Las biotitas secundarias atacan a las hornblendas por zonas de debilidad como clivajes y bordes rasgados observando asociaciones de cz secundario + opacos (Py) + sericita.

Este dique presenta venillas de un alto % de cz, de espesores menores a 1 mm, son muy discontinuas, salen del sistema dique intrusito hacia la secuencia Vulcano sedimentaria cortando el dique, no observando relación inversa. Estas venillas presentan unas tonalidades verde pálido a translucido, no descartando se trate de venillas del tipo Pre-A.

Hacia la zona central del cuarto banco denotamos un dique pórfido Cz-Monzonítico (**PMO-136**) el cual se observa asociado con corte de venillas relacionadas a tempranos procesos de alteración potásica, dichas venillas se describen a continuación:

1. **Primer evento de venillas** caracterizadas por ser muy discontinuas, de paredes semi paralelas, donde el porcentaje tanto feldespato potásico secundario como la biotita secundaria son bajos, solo acompañando de textura granular (cz sin orientación y desarrollo cristalográfico), un mínimo % de epidota en agregados con una alta birrefringencia y débil pleocroismo.
2. **Segundo evento de venillas** caracterizadas por la presencia de feldespato potásico + biotita secundaria + epidota, de paredes mucho mas continuas que cortan al primer evento de venillas. De igual manera cortan a minerales de la textura primaria como cz primario y feld-primarios en la mtx.

Esta familia de venillas es caracterizada por lo siguiente:

- Los feld-K se observan intercrecidos entre los opacos, presentando un clivaje no muy bien definido, se observa bajo % de cz, la biotita secundaria cristalizada es errática tipificada por un alto color de interferencia. (Quizás a efecto de su leve grado de alteración a fases sericita)
- Tanto los feldespatos y biotitas secundarias presentan alteración Sericítica acompañada de opacos (py).
- La epidota esta temporalmente depositada con las venillas, depositada en intersticios así como en el entorno o halos de alteración, en casos adjuntas a los feldespatos.

En el extremo sur de este cuarto banco se observa un dique pórfido qz-monzonítico (PMO-138), mostrando en la parte central de este una alteración tipo sílico potásica, donde las biotitas primarias están alterándose a biotitas secundarias en bordes, observadas también en los márgenes de las venillas de cz-biotita secundaria.

Esta alteración sílico potásica presenta una secuencia de cortes de venillas con una marcada relación temporal y diferencias composicionales las cuales se describen a continuación:

1. **Primer evento de venillas.** donde se observan muy delgadas venillas de biotita pura muy fina, muy discontinuas y de longitudes muy cortas.
2. **Segundo evento de venillas.** donde se observan venillas semi continuas de cz-biotita secundaria, donde el cuarzo no presenta textura en crestas y donde la biotita secundaria ocupa las posiciones centrales de la venilla, además de generar biotitas secundarias en los halos de alteración. Son de espesores entre 1 a 2 mm. Estas venillas cortan a las del primer evento, no observando relación inversa.
3. **Tercer evento de venillas.** caracterizado por paredes semi paralelas en la mayoría de su porcentaje compuesta de cz con textura granular, no se observa halo de alteración, se observa como estas venillas cortan a las venillas de biotita. Por teoría se infiere que estas venillas serian venillas Pre-A y que son cortadas por las venillas de biotita, pero quizás estén asociadas a un post evento o pulso magmático.

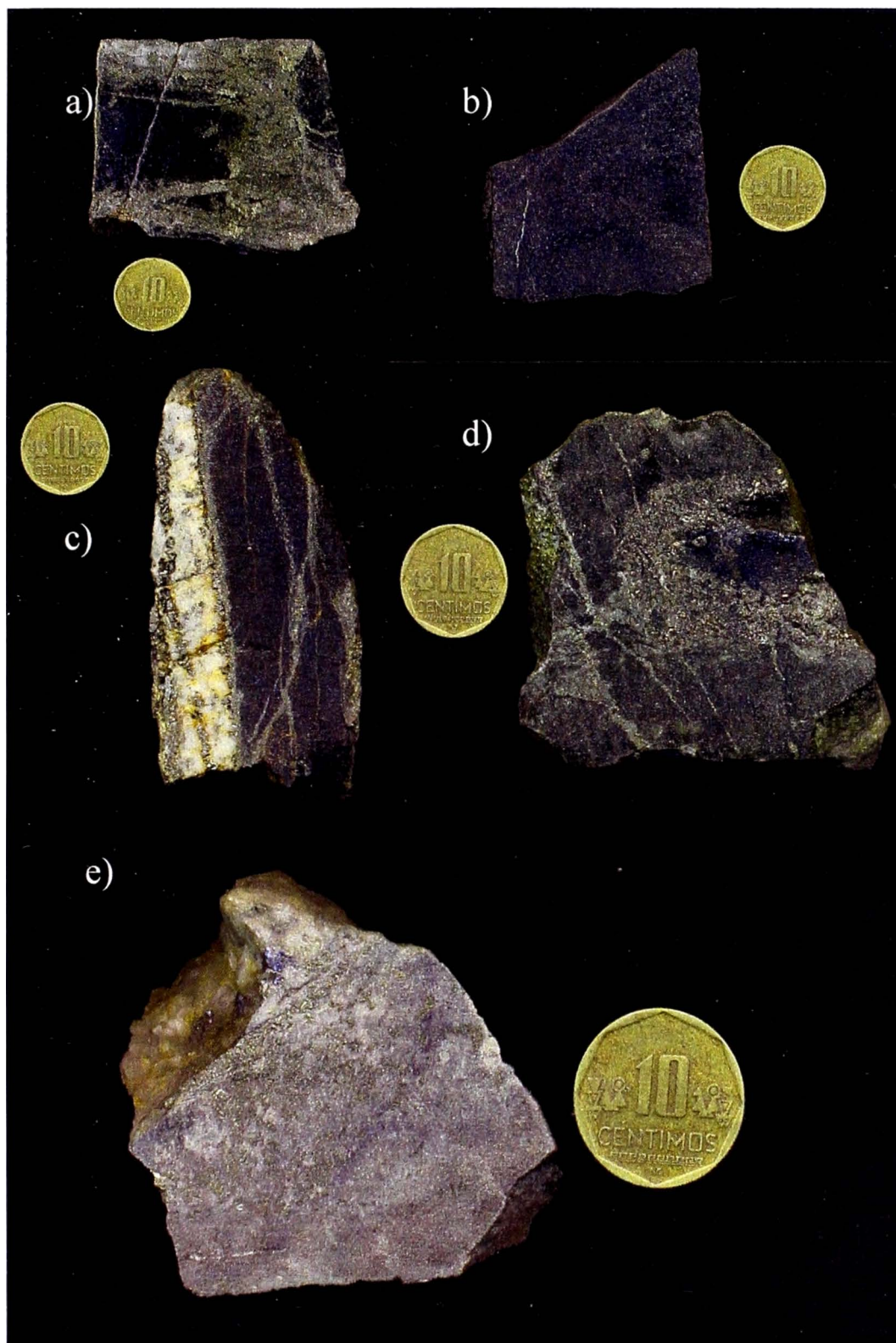


Fig. # 9

Fig. a. Skarn de magnetita cortado por venillas de Py; **Fig. b.** Skarn de magnetita; **Fig.c.** Skarn de Magnetita cortado por vena D; **Fig.d.** Skarn magnésico con magnetita cortado por vena tipo D; **Fig.e.** Skarn magnésico asociado a magnetita y cloritas.

En los bordes de dicho dique, ya en contacto con la secuencia magnésica se observa un incremento en la alteración de epidota hidrotermal que afecta a los minerales primarios como feldespatos plagioclasas. Esta epidota acompañada de cz secundario y de venillas tempranas post cristalización del intrusivo.

Esta epidota en un principio depositada en ensamble con anfíboles tremolíticos los que ahora están obliterados, los que se depositaron en el dique por infiltración y difusión desde la secuencia magnésica. Dicha epidota se deposita mayormente en zonas de porosidad, intersticios, la cual abarca casi el 20 % del campo visual. Se caracteriza por presentar un pleocroísmo verde pálido claro, tipificado por un claro color de interferencia (birrefringencia típica), extinción recta y maclas muy débiles.

Formación del Skarn de Magnetita

La magnetita está mayormente confinada cerca a las aureolas de contacto en determinadas capas o unidades de la secuencia, donde esta abundancia depende de la distancia frente al stock intrusivo.

La abundancia de magnetita es mayor a medida que profundiza el sistema, donde muchas capas captan hasta un 30 % de su volumen a algo más y esta disminuye hacia la superficie con un poco más de 2 a 3 %. Mucha magnetita ocurre como lentes y como masas irregulares asociadas a minerales Ca-Mg-Si. Se entiende que esta magnetita representa el punto final de la tendencia hacia el enriquecimiento de Fe durante la formación del skarn, el cual inicialmente resultó en el emplazamiento de Pxn de fase salita por fases tremolíticas-epidóticas.

(Atkinson; Einaudi. Econ. Geol. Vol. 73- 1978)

Alteración Tremolita-Epidota-Cz en el Skarn de Magnetita en el Primer Banco

Se observó una zona de intercrecimiento de magnetita masiva con interdigitación de secuencias de silicatos magnésicos. El skarn de magnetita masiva presenta en su interior campos verdes con dominio de anfíboles (Act-Trem) asociados a cloritas, se infiere que la magnetita disgregada sea el efecto de procesos supérgenos. Hay campos de magnetita no afectada por procesos supérgenos, presentando ensambles de py, cpy, magnetita, tremolitas, cloritas, talco y posiblemente asociado a serpentina.

Alteración Tremolita-Epidota-Cz en el Skarn de Magnetita en el Segundo Banco

Esta alteración está presente cerca al contacto con el pórfido cuarcífero (PMO-92), el skarn de magnetita presente y típico en los skarn magnésicos (Altas concentraciones de magnetita cerca de la fuente intrusiva). No se descarta la presencia de magnesio-ferrita en la magnetita.

La magnetita bajo el microscopio se observa a manera de agregados granulares, tipificados por su tonalidad violácea, con una alta porosidad en donde se alojan facies de minerales ganga como anfíboles (act-trem) + cloritas + cz.

Esta zona de magnetita al parecer esta cortada y afectada por muy delgadas venillas de py / cpy de índice $\frac{1}{4}$, las que son posteriores, ya que dichos opacos engloban a magnetita. Esta temprana cpy no esta asociada a sulfosales o demás metales base, ni a manera de inclusiones. Son de espesores delgados, de paredes discontinuas además de ser posteriormente cortadas por venillas tipo D, por lo que se infiere se generaron en tempranos estadios de alta temperatura, presenta espesores promedio de 200um.

Alteración Tremolita-Epídota-Cz en el Skarn de Magnetita en el Tercer Banco

El skarn de magnetita esta dispuesto en la parte central del banco (**PMO-110**) interdigitado con facies volcánicas y afectando las secuencias de hornfels de pxn posiblemente de fase salítica. El sistema de magnetita se infiltra afectando a la fase metamórfica, generando anfíboles tremolíticos asociados a cloritas en % moderado y calcita en % bajo, no se observan pxns.

En la secuencia magnésica asociada al skarn de magnetita se generan venillas de anfíboles cuyo paso genera la diseminación de los mismos acompañados de epídota como halo de alteración. Dichas epídotas se presentan en agregados granulares y altos colores de interferencia típicos de la epídota hidrotermal. Los halos de alteración generados son completamente borrados por la post alteración fillica, dejando solo rasgos. La muscovita es el mineral que más se genera por efecto de la alteración de los halos de las venillas.

Las tremolitas son observadas de dos maneras:

- Anfíboles Actinolita-Tremolita diseminados y asociados en magnetita, la que se observa como remanente de la alteración prógrada ya casi borrada, solo la act-trem se presenta rellenando intersticios, presentándose de aspecto asbestosa y asociada en % bajo a carbonatos.
- Anfíboles Actinolita-Tremolita asociados a venillas de opacos (py), los que ocupan cerca al 50% de la venilla, con bajo % de cz y carbonatos.

Estos Anfíboles Actinolita-Tremolita que están asociados a la magnetita son fibrosos, en agregados radiales, presentando un débil a moderado pleocroismo verde claro.

La zona sur del tercer banco presenta el skarn de magnetita infiltrado y en contacto con la secuencia volcánica, donde se observa a la magnetita como agregados de micropartículas subredondeadas. Se denotan anfíboles pseudomorizados por cloritas, lo que posteriormente se alteraría a muscovita-sericita. Por efecto de la infiltración desde la facie volcánico se observa en los intersticios biotita secundaria, sin un arreglo específico y de bajo color de interferencia, son alterados a cloritas y posteriormente afectados por la alteración fillica, lo que nos hace inferir que tanto los anfíboles act-trem junto a la biotita secundaria son temporalmente relacionados a fases diferentes.

Tercer Evento. Alteración y Mineralización Transicional.

Las alteraciones metamórfico-metasomáticas de cz-feld-plag / cz-salita / sílico potásica / cz-epídota-trem son seguidas por un estado de mineralización transicional caracterizado por las venillas tipo **B** con abundante molibdenita. Estas venillas son mucho más jóvenes que las venas tipo A y más antiguas que las post venas de cz-cloritas y las venas tipo D. Su mineralogía esta caracterizada por la molibdenita y cz de grano grueso, carente de feldespato potásico.

Alteración Transicional en el Segundo Banco

Esta alteración es observada en la parte central del banco como una vena tipo B que corta a la secuencia volcánica con un espesor promedio de 6 a 7 mm, es de comportamiento continuo con paredes de carácter paralelo, compuesta en su mayor porcentaje de cz hialino, se denotan fracturas en el cz perpendiculares a las paredes, cruzando toda la vena, compuesta en su mayor porcentaje de cz.

La molibdenita es depositada en la parte central de la vena, presentándose laminas (hojas) elongadas semi paralelas a semi curvas con un marcado clivaje, presentando su típica macla polisintética, a efecto de corte entre venas es observada en venas tipo D.

La parte sur del banco muestra un hornfels volcánico (**PMO-74**) con diseminación de py y cpy, con py en mayor %, asociada a charpas (especie de escamas) de molibdenita muy fina que varia de 0.5 a 1 % del Vol. Total. Esta molibdenita contiene en zonas de debilidad (clivajes o espacios inter cristalográficos) py en forma de playas o agregados y cpy en menor %, la cual rellena fracturas de la Mo y la Py. Esta textura de relleno de la py y la cpy, es posiblemente posterior.

Alteración Transicional en el Tercer Banco

En la zona norte de este banco aflora el pórfido cuarífero (**PMO-94**) cortado por una vena tipo B de cz-molibdenita, con un espesor que varia entre 1 a 1.5 cm., de paredes semi paralelas donde la molibdenita se deposita en las partes externas o paredes de la vena y donde el cz se deposita en la parte central de esta con texturas en crestas. Cabe acotar que la deposición no es homogénea en toda la vena, es aleatoria.

La molibdenita se presenta como hojas, en agregados muy finos, medios curvos como agregados en rosetas, con una extinción ondulante, preservando su macla polisintética y con diminutas inclusiones de py y cpy. En cuanto a la relación temporal de las venas de qz-Mo, es lógico entender que contiene minerales de alta temperatura y son tipificadas como venas tipo post A (observado en el campo) y preceden a las venas tipo D.

Las venas tipo B son muy continuas y parejas, generando un moderado a bajo halo de silicificación, el cual es cubierto por una sericita muy fina al igual que py diseminada muy fina la cual es constante a lo largo de todo el halo de la vena.

Cuarto Evento. Posterior Estado de Alteración Argílica

Este posterior estado de alteración envuelve minerales como cloritas, bajo porcentaje de epidota, cz, cpy y py. Esta alteración es concentrada cerca de las fases intrusivas dispuestas en altos niveles. La presencia de sericita se da de manera puntual.

La alteración clorítica esta acompañada de cpy y py localizada en fracturas, contactos y en la mtx de la roca. En los hornfels esta clorita es remplazada por Actinolita, Epidota, biotita y en las zonas centrales de las venillas por reapertura.

A) Alteración Epidota-Clorita en el Hornfels Volcánico

Alteración en el Primer Banco

La zona sur del banco presenta un hornfels cz + feld-plag secundario +/- biotita secundaria +/- epidota. El hornfels es afectado por una alteración de cloritas, las que son posteriormente obliteradas por la pervasiva alteración Sericítica.

Esta fase conlleva a la depositación de pirita diseminada en la roca con texturas rugosas, cual es muy errática abarcando solo 1 a 2 % del Vol. Total. De igual manera se presenta la cpy, pero de manera posterior, ubicándose en los bordes y englobando a la py y donde se observa que esta calcopirita esta generando exsoluciones de esfalerita muy puntuales.

Se presentan dominios en la roca volcánica (**PMO-56**) se observa una alteración cz-epidota-cloritas, las últimas en bajo %, de manera dispersa, afectando a los feld-plag secundarios, en la matriz de manera pervasiva, afectando los cristales primarios en zonas de debilidad como fracturas, clivajes, maclas. La py acompaña siempre al ensamble de cloritas.

De manera temprana y coetánea se generaron localmente delgadas y discontinuas venillas de cz-epidota-clorita, de corta longitud a efecto de procesos de removilización de fluidos. Esta epidota presenta textura granular hidrotermal típica y de muy alta birrefringencia. Cierta cantidad de estas venillas presentan cloritas asociadas a magnetita y py, con un halo de alteración poco definido, de espesores de menos 0.1mm y no sobrepasan los 5 cm. de longitud.

Alteración en el Segundo Banco

La zona sur del banco presenta un hornfels completamente epidotizado, con minerales radiales y de alta birrefringencia. La epidota se presenta a manera de agregados y a manera de venillas muy delgadas, de paredes discontinuas las que contienen cloritas-epidota-cz de longitudes de varios cms, presentan simetría frente al centro, actuando este como canal de paso de fluidos. La epidota en las venillas no esta muy cristalizada, con una birrefringencia muy baja. Estas venillas llegan a espesores de 0.25mm.

El paso de estas venillas es post a la alteración Cloritas-epídotas, cortando así las venillas de cz, apareciendo en acción la epídota de segunda generación hidrotermal más clorita, presentando pirita de manera puntual. Dichas venillas contornean a los opacos dispuestos junto con la epídota de primera generación, estas venillas no generan halos de alteración, solo en campos de deposición de cloritas.

En algunos campos de la sección delgada observamos el ensamble de epídota -clorita altera a los feld-plag-secundarios, con cristales muy desarrollados a manera de tablas radiadas de alta birrefringencia, clivaje paralelo, presentando en la parte central sausonita asociada a cz-cloritas-py (diss). Esta epídota altera y se sobre impone tanto a los feld-primarios, a los feld-secundarios y a la biotita secundaria, por lo que esta alteración es posterior a la alteración sílico potásica y coetánea con la alteración clorítica pervasiva en el hornfels sedimentario.

En la zona central del banco, campos de la secuencia muestran epídota en agregados granulares, la cual es posterior al feld-plag secundario, presentándose dicha epídota con un alto color de interferencia (birrefringencia), pleocroismo típico de alteración hidrotermal. La fase clorita se presenta como relleno de oquedades, los que en sus bordes presentan Py dispuesta en alto %.

Este ensamble de clorita-epídota-cz-opacos hace pensar en un ambiente menos alcalino muy similar al ambiente de una alteración fillica, pero se denota claramente que la sericita es posterior, la que altera por los bordes y zonas de debilidad a las cloritas. Por todo lo expuesto se infiere una fase leve y corta de fluidos cloríticos entre la fase sílico-potásica y la fase Sericítica.

Esta fase genera venillas de cpy y py, donde la calcopirita se presenta en mayor porcentaje, con índices que varían de 3/2 a 2/1, los sulfuros dispuestos en las partes centrales y englobados con sílice.

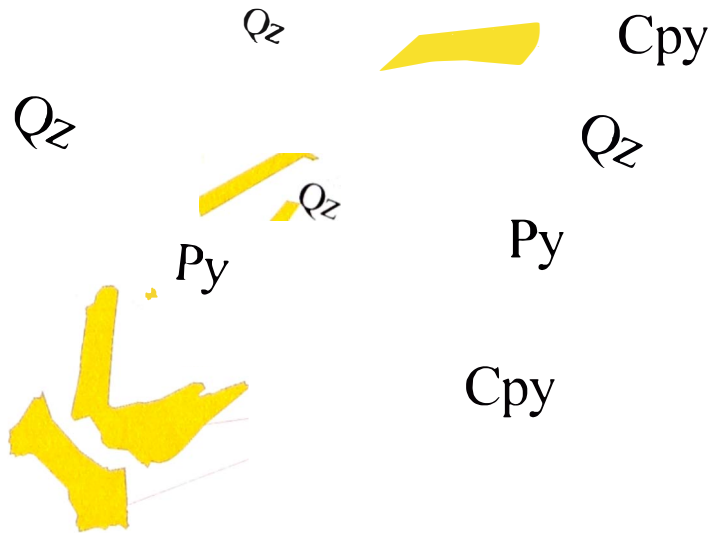


Fig. # 10

Todos los minerales son dispuestos de manera coetánea, sin fases de exsolución, sin posteriores reaperturas ni metales base

En zonas de la secuencia cerca de la facie magnésica, se producen infiltraciones generando la deposición de minerales retrógrados como cloritas, talco, pequeños relictos de pxns, los cuales no se han alterado por estar dispuestos en campos menos porosos, caso contrario al hornfels sedimentario. De esto se infiere la temporal relación entre la epidota - clorita-opacos-cz de la secuencia volcánica y la alteración pervasiva cloritas -opacos-cz en la secuencia sedimentaria.

Alteración en el Tercer Banco

El hornfels volcánico en este tercer banco se presenta a manera de relictos (PMO-100) alterado a epidota + carbonatos, en bajo porcentaje afecta a los feld-plag-secundarios, es observada también la sausonita. La epidota es típica hidrotermal, ligeramente alterada y asociada a muscovita /sericita verde, tipificada por un alto color de interferencia y en típicos agregados granulares (PMO-102)

Alteración en el Cuarto Banco

El hornfels volcánico registrado en la parte central de este banco (PMO-126) presenta puntualmente campos de cloritas, las que se encuentran asociadas a cz granular secundario y generando así un blindaje ante la post alteración fillica. Las epidotas afectan a los feldespatos secundarios, esto es observado en muy bajo %. Estas epidotas están ligadas a una alteración inmediata posterior a la feldespatización, a la alteración ilico-potásica y ligadas a las cloritas en un ensamble epidotas-cloritas +/- cz +/- opaco

El hornfels continua como relicto en la zona sur del banco (PMO-130), presentando una leve alteración a epidotas en agregados granulares y fases intermedias sausonita, caracterizadas por un bajo color de interferencia y bajo pleocroismo. Se les observa en muy bajo % en ensamble junto a cloritas y opacos.

Las cloritas toman morfologías hojosas ordenadas, caracterizadas por su extinción paralela y su pleocroismo de verde a verde pálido. Son observadas relleno de cavidades en las tempranas venas de cz-opacos +/- óxidos, las cloritas están posteriormente alteradas por una pervasiva sericita de tonos verdosos.

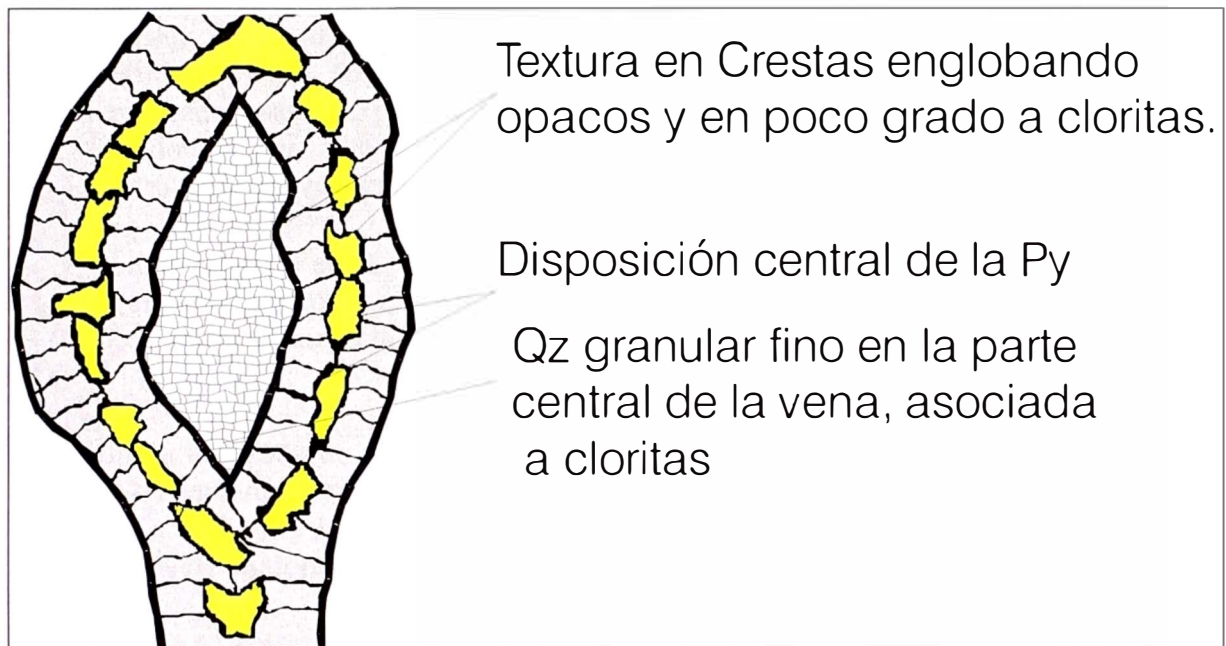


Fig. # 11

B) Alteración Cloritas + Qz asociadas al Hornfels Sedimentario

Este tipo de alteración cz-clorita afecta a la temprana alteración Tremolita- epidota -cz, así como a sus venillas y carbonatos asociados.

Alteración Cloritas + Qz en el Primer Banco

La fuerte presencia de cloritas se da en la zona sur del banco (PMO-50), zona con bajo % de cz secundario + goethitas. Estas cloritas mayormente afectaron o remplazaron a anfíboles tremolíticos los que son observados como relictos entre las cloritas.

Las cloritas están asociadas a sericita (illita), cerca de los contactos la py así como en los halos de las post venillas de Py +/- cobres grises +/- Cpy.

En la facie de hornfels sedimentario (**PMO-52**) se observan texturas de remplazamiento donde las cloritas de la alteración de los anfíboles act-trem quedan en parte como relictos, los que posteriormente se pseudomorfizan a muscovita / sericita. De esto se infiere que las cloritas se han depositado en diferentes maneras, diferentes fases, asociadas a la destrucción de minerales Ca-Mg-Si. De manera posterior las cloritas más cristalizadas de mayores dimensiones son alteradas a sericita, como se explicara mas adelante.

Conclusiones:

- las texturas de sobreimpresión indican que la alteración muscovita / sericita es posterior a la alteración clorítica, presentándose las cloritas como testigos de las primeras fases de la alteración retrograda, alterando en instancias a la fase prógrada, esto se explicaría como un primer descenso de fluidos hidrotermales y la epidota queda como relicto prógrado. La sericita se explica como un proceso retrogrado pervasivo debido en parte por aporte de aguas meteórico.
- Se deduce que en el punto final de ascenso del fluido prógrado (punto de inflexión químico), se produce la alteración clorítica, la que de manera posterior es afectada por aguas o fluidos meteóricos y desarrollan la alteración fillica.

Se observa una zona de alteración clorítica de grano grueso en la zona norte del banco (**PMO-64**), llamada clorita de primer orden, de tonalidad gris verdosa (pleocroismo verde muy débil), de hábito hojoso. Esta clorita esta asociada a un bajo % de cz secundario y moderado % de epidota, la cual se presenta a manera de agregados granulares.

Las cloritas se presentan acompañando a delgadas venillas de cz que cruzan el sistema, de ensambles cz-cloritas y ensambles cz-opacos-cloritas-epídotas, presentándose esta última en venillas de manera errática. Las cloritas en la matriz se presentan en dos variantes texturales, desde muy finas hasta muy gruesas, donde las últimas están asociadas a cpy y py. Estas delgadas venillas se dan a continuación de la siguiente manera:

- 1. Vlls de cz-chl +/- opacos-----muy delgadas y discontinuas, asociadas al skarn de cloritas.**
- 2. Vlls de opacos-cz-chl +/-epidota.**

Nota: Ambas venillas de cz-chl no muestran halos de alteración

La alteración clorítica queda como remanentes en la parte norte del banco (**PMO-68**), siendo posteriormente afectadas por la alteración sericitica muy fina. Dicha zona relictica de cloritas esta asociada a gránulos de magnetita.

Alteración Cloritas + Cz en el Segundo Banco

La alteración clorítica esta presente en la parte central de este banco (**PMO-52**) quedando como minerales dominantes respecto a las fases de anfíboles act-trem de fases más tempranas, estas cloritas se presentan muy desarrolladas y siempre acompañadas de opacos.

De igual manera presente en la zona de contacto entre un dique intrusivo y la secuencia magnésica, la alteración a cloritas prepondera, siempre acompañando a la magnetita.

C) Alteración Clorítica en diques Pórfido Cz- Monzoníticos por infiltración de la Secuencia Magnésica

Infiltración Clorítica en un Dique Pórfido Cz-Monzonítico en el Primer Banco

La zona sur del primer banco esta intruida por un dique, dicho dique presenta en los bordes de este una textura relictica con czs primarios con bordes de disolución o bordes resorbidos asociados a la generación de cloritas en su entorno, en otros casos se observan bordes de crecimiento en los cz (textura Comb-qz), donde la última es testigo de paso de fluidos ricos en sílice posteriores a la concentración ígnea inicial.

La matriz en esta zona externa del dique presenta alto % de cz, quizás a efecto de un proceso local de silicificación. Posteriormente el sistema es afectado por infiltración y difusión desde la secuencia magnésica por cloritas euhedrales. De igual manera en la mtx es notorio la presencia de anfíboles tremolíticos en moderado %.

Infiltración Clorítica en un Dique Pórfido Cz-Monzonítico en el Cuarto Banco

La zona sur de este banco es la zona mas profunda del actual tajo abierto u open pit, donde se observa el contacto entre el dique pórfido cz-monzonítico y la secuencia magnésica. Dicha clorita afecta al dique en los feld-primarios, rellenando intersticios en la mtx, así como en las tempranas venillas de cz asociadas al dique intrusivo.

Esta clorita es identificada como del tipo proclorita o ripidolita, la cual presenta un pleocroismo de amarillo pálido a verde pálido muy débil, apareciendo en agregados escamosos en forma de abanicos con una birrefringencia muy débil y extinción recta. Es típico notar que estas cloritas están asociadas a la magnetita.

D) Alteración Clorítica Asociada al Skarn de Magnetita

Este tipo de alteración se ha observado en afloramientos de magnetita en los bancos superiores, al parecer donde la alteración clorítica es mayor.

Esta alteración es observada en la parte central del primer banco (**PMO-60**), donde la magnetita ocupa el mayor porcentaje de la sección de típica cristalización en agregados, acompañada de granos de cz en % moderado. La magnetita es acompañada por cristales de cloritas en agregados, rellenando oquedades entre los granos de cz y en los bordes de los minerales opacos. Son de morfología o textura hojosa, elongadas medias cóncavas y semi paralelas entre ellas, varían en tonalidades verdosas claras a grises pálidas amarillentas. Las cloritas asociadas a la magnetita son de tamaños pequeños, muy finas en comparación con las cloritas fuera de la zona de la magnetita, quizás por efecto de falta de espacio para desarrollarse, las que se describen a continuación:

- **Cloritas Mayores** (gruesas) de alta birrefringencia en NXs, mientras que en N//s son de tonalidad verdes translucidas. Las denomino cloritas de primer orden. (Ubicadas fuera del contacto de la magnetita)
- **Cloritas Menores** (finas) presentan variaciones en sus tonalidades desde verdes amarillentas hasta azules en NXs y verdes en N//s. las denomino cloritas de segundo orden. (Ubicadas en los intersticios de los granos de magnetita)

Las cloritas finas se desarrollan en contactos, bordes e intersticios de la magnetita y en delgadas venillas que cortan la magnetita. Se ha observado una mica al parecer sericita verde la cual esta pseudomorfizando las cloritas. Este sistema de venillas que cortan la zona de magnetita generan un alto % de óxidos de Fe que tiñen la roca. En este punto enumeramos los diferentes tipos de venillas:

- **El primer evento** con alto % de py, 2% de cpy, espesores menores 1 m.
- **El segundo evento** con alto % de py 5 a 6% de cpy, espesores promedio 2mm.
- **El tercer evento** con alto % de py, moderado % de cpy dispuesto en la parte central de la venilla, índice Py / Cpy de 5 / 1, espesores de 3 a 4 mm, halo de py diss en la magnetita.
- **El cuarto evento** con la parte central de cz, espesor promedio 1.5 cm., cpy diss como halo en los intersticios de magnetita.

Quinto Evento. Alteración Sericítica.

A) Alteración Fílica asociada a la Secuencia Volcánica

Alteración Fílica en el Primer Banco

Esta alteración es observada en la parte central del primer banco (**PMO-62**), esta muestra presenta texturas remanentes de una roca volcánica porfírica, moldes de fenos alterados a muscovita / sericita de grano muy grueso y acompañados de py y cpy.

Alteración Fílica en el Segundo Banco

Esta alteración es observada en la parte central del segundo banco (**PMO-80**), donde los feldspatos-plag relícticos están presentes como fondo de la alteración sericítica pervasiva, los que se caracterizan por la carencia de macla y/o clivaje. La muscovita esta presente en zonas puntuales como cavidades donde pueda desarrollarse, está acompañada siempre de py.

La sericita se presenta de manera pervasiva, afectando toda la muestra y obliterando en gran % los minerales que la precedieron. Este ensamble de sericita/illita esta asociado a la deposición de sulfuros de Fe de manera muy fina y con cz secundario en bajo %. La py se presenta sub-redondeada, a manera de corpúsculos de superficie muy rugosa, se presenta alto % de exsoluciones de cpy también aislada, esta py ocupa hasta el 95% del total de los opacos y el 15 % del volumen total de la muestra.

En determinados dominios la alteración sericítica se observa asociada a opacos mayores y rellenando oquedades, donde de manera puntual se observa muscovita. El mayor % de micas están en el rango de cristalización de la sericítica, presentes de manera dispersa. Los opacos dispuestos en la roca mayormente son py de diámetros variados, de superficies rugosas, py asociada en bajo % a la cpy fina diss, con relación de py/cpy de 10/1.

La alteración fillica en esta zona (**PMO-88**), no esta asociada a la generación de venillas, se presenta dispuesta de manera diseminada en la roca hornfels volcánica. Se observa py, cpy diseminadas, donde la relación Py / Cpy llega hasta un 30 / 1.

El campo norte de la secuencia (**PMO-90**) muestra el hornfels con una marcada alteración sericítica afectando a los feldspatos primarios. Se observan máficos hombléndicos mucho mas alterados que las biotitas, pero en todos los casos esta secuencia se afectó solo de manera moderada, afectando solo a los clivajes y zonas de debilidad, generando siempre la depositación de py.

Alteración Fillica en el Tercer Banco

La alteración fillica es marcada en el extremo norte de este banco (**PMO-100**), observándose sericita / muscovita afectando de manera pervasiva en toda la zona a los feldespatos que la precedieron, de manera muy fina sobre estos. Este ensamble de muscovita / sericita se presenta aprovechando zonas de oquedades, en otros casos estas muscovitas obliteran y pseudomorfizan a finos feld-secundarios.

El ensamble de muscovita / sericita presenta índices de 1/4 a 1/3, el cual esta acompañado de un alto % de opacos mayormente py seguido de cpy, con índices de py / cpy de 1/5, los que se disponen de manera aleatoria en la muestra y mayormente están asociados a cz secundarios (de tercera generación). Propio de la alteración sericítica, estos presentan perímetros en forma de cristales de feldespatos y llegan a ocupar hasta el 15 % de la muestra.

La cpy asociada a la py se presenta relleno de fracturas, a manera de exsoluciones o englobada en cz de tamaño entre 20 a 200 um, también se observa como delgadas y discontinuas venillas de cpy-cz truncadas por masas de py. La cpy presenta exsoluciones a manera de lamelas de esfalerita, tipificada por su color y reflejos internos de tonos rojos, típico de la fase marmatita.



El hornfels aflorante de la zona sur del banco (**PMO-102/PMO-106**) es afectado por sericita /muscovita, presentándose de granulometría moderada, asociado a cz-secundario (de tercera generación), py en alto %, típico de ensambles QSP. (Cuarzo-sericita-pirita)

Alteración Fillica en el Cuarto Banco

La parte central de este banco presenta una pervasiva alteración sericítica (**PMO-126**), afectando a todos los minerales de la feldespatización y de la alteración sílico-potásica. La sericita presente muestra un leve pleocroismo de translucido a verde, siendo constante el grado de cristalización, en casos se presenta el ensamble illita/sericita donde la porosidad no permite su mayor desarrollo, pero si en zonas de fracturas, se presentan con óxidos de Fe a causa de la degradación de sulfuros asociados al ensamble QSP.

Los minerales opacos son mayormente py de formas irregulares, con superficie rugosa, con oquedades, no presentando inclusión de otro sulfuro, pero se le observa en conjunto con la cpy, la cual es muy pura sin exsoluciones ni presencia de minerales de enriquecimiento secundario, anhedral, ubicándose junto a la py o aislada en la mtx. Los índices py/cpy llegan de 30/1 a 40/1.

La zona sur de este banco (**PMO-130**) presenta una pervasiva alteración fillica donde esta sericita verde afecta a todos los minerales primarios, se tipifica por su marcado pleocroismo verde, elevado color de interferencia y donde su ensamble equipara hasta el 80% de la muestra.

Sericita / muscovita +/- opacos (py; cpy) +/- cz +/- cloritas

B) Alteración fillica Asociada a la Secuencia Magnésica

Alteración Fillica en el Primer Banco

La zona sur de este banco (**PMO-50**) presenta sericita asociada a la anterior clorita, cerca a los contactos con la py, en las venas de py; cpy; cobres grises. a manera de micas muy finas.

La zona norte del banco (**PMO-64/ PMO-68**), denota una alteración pervasiva ácida, obliterando a la anterior clorita, no dejando rasgos de ella solo en casos deja los moldes completamente sericitizados, mas aún donde esta se cristalizó de manera fina, salvo zonas aisladas y puntuales. Las micas sericitas desarrolladas de manera gruesa afectan las zonas de debilidad de las cloritas, generando bordes resorbidos, se ha observado muscovita / sericita pseudomorfizando a la clorita. Las micas sericitas se presentan de manera pervasiva en la matriz, ocupando los intersticios entre los fenos de minerales de alteración anteriores y entre la magnetita y sulfuros.

Alteración Fillica en el Segundo Banco

Se observa muscovita de dimensiones mayores (quizás muscovita metamórfica) en la parte central de este banco (**PMO-86**), llega a alcanzar cerca al 70% de la muestra, se presenta como minerales ondeados, con un altísimo color de interferencia, presenta un moderado pleocroismo de tonalidades verdosas a amarillentos claros, acompañada de una típica sericita verde. Los anfíboles act-trem son erráticos variando entre 1 a 5 %.

La zona norte del banco (**PMO-98**) presenta ensambles de muscovita / sericita verde (alto % Mg), asociada a una matriz muy silicificada de granulometría moderada. Se observan venillas que cortan el sistema en moderada densidad compuestas de Cpy; Py, las que cortan a las tempranas venas de cz puro, a las venas de cloritas –cz y siendo cortadas por las post venas tipo D. La cpy se observa diseminada en pequeños granos en la muestra, pero en venas se observa en mayor %.

Se denotan en esta zona dos tipos de venillas:

- Del tipo muscovita / sericita verde, que afecta de manera pervasiva a moderada la secuencia, con bajo % de opacos y cz secundario. Caracterizada por un moderado pleocroismo de amarillo a pálido verdoso.
- Del tipo illita / sericita, mucho mas finas, semi translucidas en nicoles paralelos, tipificada en los halos de alteración de las venillas tipo D.(definida masa delante)

Alteración Fillica en el Tercer Banco

La parte central de este banco (**PMO-112**) presenta una pervasiva alteración Sericítica de cristalización muy fina que afecta la muestra, no observando muscovita y donde la py esta diseminadas en bajo %.

C) Alteración Fillica Asociada a diques y Sills Pórfido Cz-Monzoníticos

Alteración Fillica en el Primer Banco

El dique pórfido cz-Monzonítico en la zona norte del primer banco (**PMO-50**) presenta relictos de feldspatos plagioclasas, los que se afectan por una alteración Sericítica asociada a la deposición de Py. Esta sericita varía en granulometría, en arreglos caóticos hasta en abanicos.

La zona central (**PMO-62**) presenta un sills interdigitado con facies magmáticas, el cual es tipificado por sus ovoides de cz-primario resorbidos de 1 a 3 mm. Dichos bordes presentan micas illitas/sericitas. Los relictos de feld-plag se presentan como moldes, los que son atacados de manera pervasiva a sericita / illita / cz.

Alteración Fillica en el Segundo Banco

Se observa una zona de contacto de la secuencia con un dique intrusivo (**PMO-98**), presentando una textura fluidal a efecto de la intrusión. Los máficos en el dique presentan sus bordes resorbidos y alterados a una sericita muy fina afectando las zonas de debilidad. Se observan en casos muscovitas tipificadas por su alto color de interferencia, con un pleocroismo de marrón a verde, presentando maclamiento y clivaje paralelo. Al parecer se tratan de máficos primarios muscovitizandose (hornblendas y biotitas), afectando de manera pervasiva en zonas de debilidad y de manera moderada en los bordes.

Alteración Fílica en el Tercer Banco

La alteración es observada en los feldespatos de la mtx (**PMO-118**) los que están alterados a ensambles de micas illita/sericita. En puntos determinados de la mtx y aprovechando oquedades se deposita muscovita de pleocroismo muy bajo, en conjunto con el cz y opacos. Las hornblendas biotitizadas atacadas en zonas de debilidad a muscovita / sericita + la deposición de py +/- cz secundario, presentando marcados bordes de reacción y tipificados por su color de interferencia muy alto.

Este ensamble afecta también a los fenos de feld-plag, remplazándolos por completo, observando solo sus moldes. La muscovita cristaliza en oquedades a manera de abanico (típico de las cloritas) lo que nos indica un pseudomorfismo, donde dichas anteriores cloritas generadas en las fases skarn son infiltradas por difusión en el dique intrusivo. Cabe anotar que esta alteración no deja rasgos físicos en los minerales primarios.

Alteración Fílica en el Cuarto Banco

Se observa un dique pórfido Cz-Monzonítico en la parte norte de este banco (**PMO-120**), presenta ovoides de cz-primario con deposición de micas sericitas en los bordes de este.

Las hornblendas presentan sus bordes corroídos y alterados, caracterizados por su alto color de interferencia debido a su alteración illitas/sericitas de bajo grado, que aprovecha las zonas de debilidad.

Los feldespatos presentan una pervasiva alteración del tipo illita / sericita, lo que hace difícil el definir sus propiedades físicas, obliterando su textura inicial, en algunos feldespatos plagioclasas se observa una marcada alteración a muscovita, generando morfología en abanico (posible pseudomorfosis de cloritas), con un alto color de interferencia, con deposición de cz-secundario y bajo % de py. (Todo dentro de las plagioclasas)

- La muscovita altera de manera pervasiva y selectiva a feldespatos.
- La alteración QSP (cuarzo-sericita-pirita) fina afecta de manera pervasiva a toda la muestra

La matriz presenta las mismas características y minerales, pero de cristalización fina y de manera pervasiva en un 40 a 50 % de la muestra.

En el contacto del dique con la secuencia volcánica (**PMO-122**), se observa una gradación muy marcada entre la mineralogía ígnea poco alterada con moderada alteración sericítica de tonos leves de grises a translúcida, a diferencia de una alteración sericítica teniendo a la muscovita / sericita de tonos verdes que la tipifican como una alteración de la secuencia volcánica.

La zona norte de este banco presenta un dique de espesor moderado, al parecer se trata de una vía de ascenso del intrusivo, dicha zona caracterizada por una intensa alteración sericitica que afecta a los feldespatos, a la matriz, a los máficos y genera bordes resorbidos en los czs primarios. La matriz es de textura félsica o felsofídica (cz-feldespática) microgranular esta siendo alterada por posteriores micas sericitas/illitas. Las biotitas se presentan en la matriz como clastitas con bordes resorbidos, corroídos y alterados a sericita, lo que afecta su color de interferencia y genera la deposición de opacos.

En el mismo intrusivo en el contacto con la secuencia volcánica (**PMO-140**) se observan dos generaciones de sericitas:

- **Primera Generación** asociada a una pervasiva alteración fillica alejada de los halos de alteración de las venas D, del tipo sericita verde y muy cerca a los contactos entre las facies de la secuencia e intrusivos, sobrepresionando a las demás alteraciones como última fase, en bordes y zonas de debilidad en las biotitas primarias, secundarias, epídotas y feldespatos.
- **Segunda Generación** se desarrolla como halos de alteración la cual es muy fina de textura illitica, afectando a fenos de plagioclasas adyacentes, asociada a una deposición microgranular de sílice y bajo % de opacos.

D) Alteración Fillica Asociada a Skarn Magnetítico

Esta alteración es observada en el tercer banco (**PMO-110 / PMO-114**), mostrando un skarn de magnetita asociado a una facie de hornfels de cz-pxn, los que fueron en gran parte remplazados por anfíboles act-trem, luego la alteración retrograda altero el sistema a cloritas y por último una fina y pervasiva alteración fillica con ensambles típicos, de tonalidades verdosas que dan color a la muestra. Este ensamble se presenta relleno de cavidades intergranulares en la magnetita, pseudomorfizando a las cloritas.

Se nota una disminución en el % de la magnetita relacionado al incremento de sericita, es decir, al incrementar los espacios intergranulares, disminuye la magnetita en %. La Cpy se presenta dispuesta en los intersticios de la magnetita de manera diseminada. Se observan venillas de cpy pura y muy finas, a manera de relleno de fracturas y diseminada en el cz, pero la py asociada a este ensamble se presenta en mayor %.

Gradación de Minerales de Alteración

A) Gradación entre la Secuencia Volcánica y la Secuencia Sedimentaria

Esta gradación se observó con claridad en el primer banco (**PMO-50**). Las secuencias sedimentarias se tornan verdosas, al ser alteradas, metasomatizadas, con presencia de fases muy diluidas como cloritas, silicatos asbestosos como anfíboles asociados a talco y montmorillonita en la secuencia calcárea, lo que implica que los anfíboles sufrieron un efecto retrogrado efectivo, mientras que las secuencias volcánicas presentes con una textura afanítica y mtz microcristalina o que haría suponer se trate de una Andesita porfirítica, presenta bajo el microscopio campos de silicificación secundaria, los que mayormente afectan a la mtz, así como a los relictos de los feldespatos plagioclasas, los que ahora están obliterados por una intensa alteración sericitica en asociación con relictos de cloritas, de epidotas, biotitas y feldespatos.

Se han observado las gradaciones desde el contacto hacia la serie calcárea, notando un incremento en el % de cloritas y cantidades menores de anfíboles relicticos, donde la sericita disminuye y el % de opacos se incrementa. Mientras que la gradación hacia la roca extrusiva presenta una textura relictica de feld-plag alterada a sericita en asociación con cloritas, las que disminuyen al alejarse del contacto. La epidota esta presente en bajos % de manera dispersa. La matriz cz-feldespática genera ensambles de micas sericitas-epidotas-cloritas. Las cloritas asociadas a las rocas sedimentarias son de cristalización muy fina, poco desarrollada, mientras las cloritas asociadas a las rocas volcánicas son más cristalizadas. Observándose a medida que nos acercamos a la roca sedimentaria la clorita incrementa en % y se vuelve mas fina. Se infiere un punto medio entre ambas alteraciones como contacto entre las secuencias.

B) Gradación entre el dique Pórfido Cz-Monzonítico y la Secuencia Sedimentaria

Se observa una zona con un contacto gradacional hacia la mineralogía del skarn. (**PMO-52**).

En este punto se observan marcadas variaciones mineralógicas, con feldespatos relicticos a manera de moldes alterados a micas sericitas asociadas con bajo % de anfíboles +/- cloritas, minerales secundarios como apatito en una textura pórfido relictica. Esta asociación de minerales se da por posibles procesos de infiltración de fluidos desde el skarn magnésico al sistema dique ígneo.

Hacia el extremo norte del segundo banco (**PMO-98**) se presenta una zona de skarn magnésico con anfíboles (act-trem)- cloritas en contacto con un posterior dique pórfido cz-monzonítico, gradando la mineralogía a cloritas en un alto %, observándose relictos de anfíboles, los que están temporalmente relacionados a la alteración sílico-potásica del dique. Esta zona de contacto presenta una alteración fluidal, a efecto de la intrusión del dique.

Los feldespatos primarios en algunos casos están obliterados, en casos como remanentes o moldes moderadamente sericitizados. Los feldespatos secundarios dispuestos en la matriz microcristalina tipificados como cristales anhedrales de bordes muy rasgados.

C) Gradación entre el dique Pórfido Cz-Monzonítico y la Secuencia Volcánica

Esta muestra representa una roca ígnea intrusiva (PMO-62), de tonalidad rosada, con un alto % de biotita y feldespatos potásicos, afectando a una secuencia volcánica, ambos afectados por una alteración de sílico-potásica en los fenos como en la mtx.

Este dique genera una textura de flujo en los ferromagnesianos biotíticos dispuestos de manera paralela al contacto con la intrusión a efecto de un reordenamiento. Por lo anteriormente citado, la facie volcánica varía en el campo de la andesita, es afectada por una post y pervasiva alteración Sericítica. Los ovoides de cz primario en el dique presentan bordes resorbidos cuyos diámetros varían entre 1 a 3 mm, los feld-plag se observan relictos, cuyos fantasmas están pervasivamente alterados a sericita/illita-cz +/- opacos.

Sexto Evento. Posterior evento de Cesación Magmática

Sumario de la Posterior mineralización

La posterior mineralización es definida como el periodo de actividad hidrotermal el cual ocurre después del cese o cesación de la actividad intrusiva. Las venas tipo D sirven como líneas de tiempo, lo que significa la iniciación de la post mineralización, por lo que tanto los intrusivos, venas A, venas B, venas de cz-epidota, cz-cloritas son cortadas por estas posteriores venas. Al igual las alteraciones prógradas y retrógradas están sobre impuestas y en casos obliteradas por los halos de alteración ácida que generan estas venas donde la relación inversa no ha sido observada.

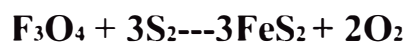
El evento de fluidos ácidos esta temporalmente relacionado con el corte de venas, las que son sub clasificaciones de las venas **D** que se describen a continuación:

- **Venas D-1.** Son tempranas venas de cz +/- py, donde el % de cz predomina en las venas. La py no presenta algún tipo de inclusión de mineral o metal Base. Esta en muy bajo % acompañado de cpy, siendo la py el mineral dominante. Se tipifican por ser discontinuas, de paredes irregulares, pero lo cual no es una regla general.
- **Venas D-2.** Son venas de py + / - cz, donde el % de py predomina en las venas. La py mayormente es pura, con nula presencia de exsoluciones de metales Base, pero siempre acompañada de cpy. Son de paredes continuas y regulares, estas pueden presentar texturas en crestas, quizás a efecto de reapertura pero no en todas. Como relación temporal estas cortan a las venas D-1.

- **Venas D-3.** Son venas compuestas en su mayor % por py acompañadas de cpy, siendo el cz variable a nulo, presente quizás a efecto de reapertura por post fluidos. Son venas muy continuas, de longitudes mayores a metros. El % de cpy es moderado a bajo, donde tanto la py y cpy presentan exsoluciones de Sulfuros de Cu-As ya sean cobres grises o enargita, algunas de estas con inter crecimientos de metales base como esfalerita y galena, indicando ya un estadio de fluidos mas diferenciados y residuales. Estas venas cortan tanto a las venas D-1 y D-2. la py es el principal sulfuro, pero su característica mas resaltante es la cantidad de esfalerita en segundo lugar y sulfuros de Cu-As (por análisis químicos ICP-MS se infiere se trate de tenantita y enargita, la cual si es observada en microscopio). Se ha determinado por análisis de XRD la presencia de gunningita. En este tipo de venas la esfalerita se presenta a manera de playas en las zonas de bordes de la vena, intrecresida con la calcopirita o en casos se observa exsoluciones de calcopirita a manera de blebs o burbujas en la esfalerita asociada a exsoluciones de enargita muy puntuales también en esfalerita.

Estos fluidos ácidos posteriores (sistema sílica-py), atacan a todo el sistema skarn. Al parecer al entrar en contacto con los minerales Ca-Mg-Si retrógrados, así como con el skarn magnetítico, produce una reacción de deposición masiva de py en los contactos con la magnetita, debido a que la magnetita actuó como un buffer en la fugacidad del azufre, produciendo un remplazamiento de la magnetita por py en campos o dominios dentro de la magnetita. Este es un proceso netamente hipógeno.

Los fluidos generadores de estas venas muy diferenciadas respecto a las venas generadas por procesos magmático-hidrotermales. Generan unos halos de alteración cz-sericita al cortar los intrusivos, donde se observa una disseminación de sulfuros, mayormente piritita y con leve disseminación de esfalerita +/- calcopirita, además de generar elementos a efectos de la degradación de los filosilicatos retrógrados en las facies skarn, posiblemente se trate de arcillas con un campo de estabilidad entre una alteración argílica intermedia y alteración sericítica (talco –montmorillonitas)



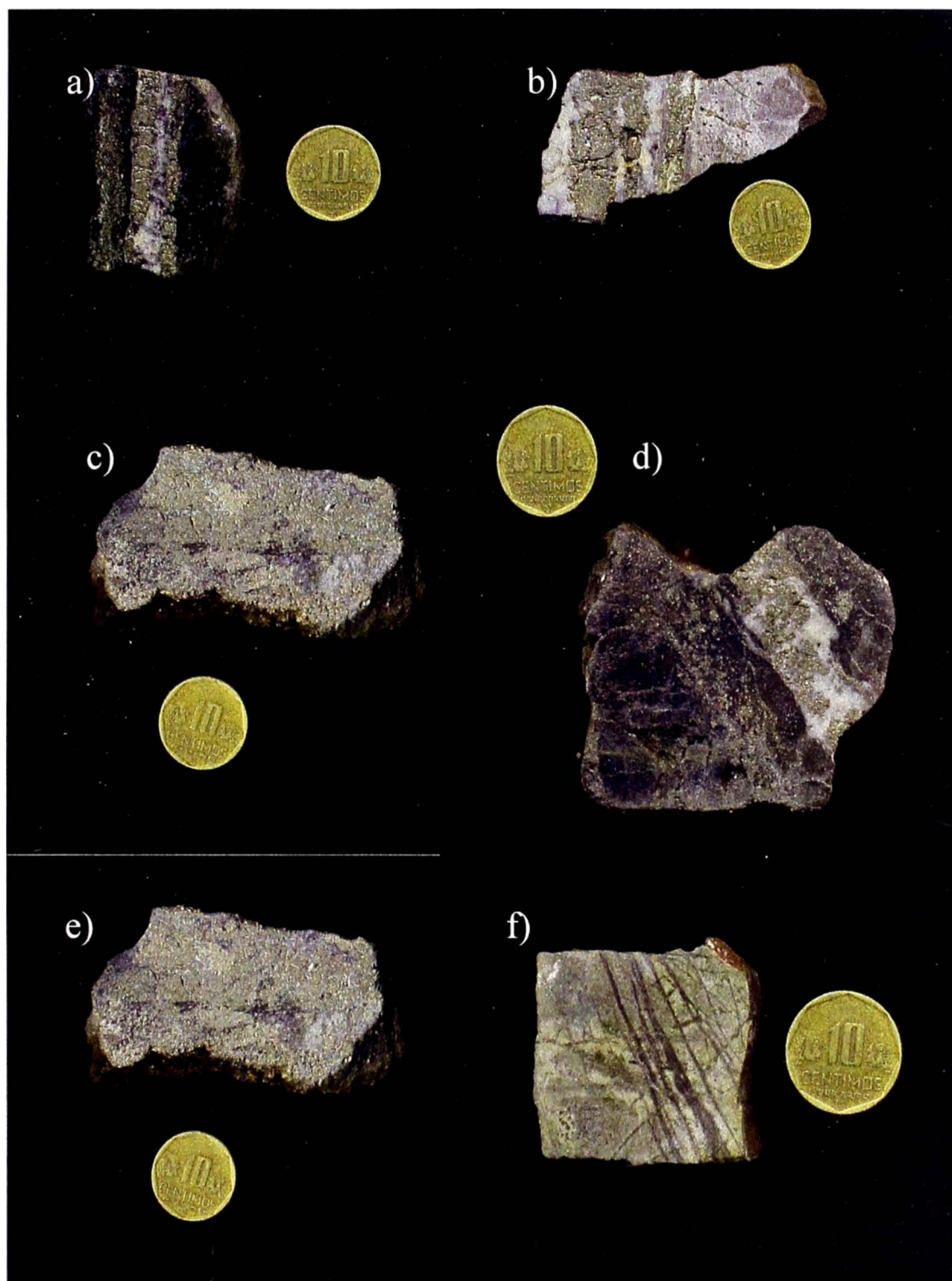


Fig. # 12

Fig. a. Vena D-3 en hornfels volcánico; Fig. b. Vena D-3 con trazas de Mo y metales base; Fig. c. Vena D-2 en skarn de magnetita; Fig. d. Vena D-1 en skarn de magnetita; Fig. e. Vena D-2 en skarn de magnetita; Fig. f. skarn magnésico cortado por venas D-1.

A) Evento Sílica-py en el primer Banco

La zona central de este banco tanto el sills como la secuencia sedimentaria, son cortados por una vena de py clasificada como vena tipo D de tercer orden o Vena tipo D-3, asociada a la deposición de cobres grises (donde se infiere se trate de tenantita por el alto % de arsénico en los análisis multielementales) y donde dichos cobres grises exsuelven cpy, en menor % enargita de manera muy puntual.

Esta vena tipo D-3 presenta cpy dispuesta en los bordes, en halos de manera errática y asociada a cobres grises pero no a manera de exsoluciones sino diseminada y dentro de la vena están dispuestos intercrecidos entre los cristales de py. Los índices de opacos varia en py: Cg.: cpy / 24: 3: 1.

La muestra **PMO-66** tipifica una muy bien desarrollada Vena D-3, la cual corta a la secuencia volcánica con un espesor de 3 a 4 cm, con cristales de py muy bien desarrollados y euhedrales. Esta vena presenta muy bajo % de cz donde dicho cz engloba a cpy.

Dichos intersticios entre los cristales se presentan en alto %. Son rellenados con minerales de Cu como cpy, la cual se presenta de diferentes maneras:

- **Primera cpy.** generada a efecto de exsolución de la py primaria
- **Segunda cpy.** depositada en los intersticios de la py.
- **Tercera cpy.** a efecto de la exsolución de la tenantita.
- **Cuarta cpy.** a efecto de la exsolución de la esfalerita y asociada a esfalerita.

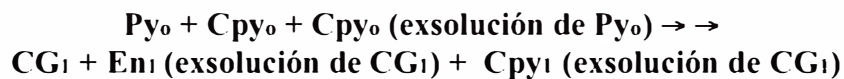
Se denota que la tenantita (identificada por análisis de multielementos), se presenta en intersticios de la vena de py. Dicha tenantita se encuentra asociada a la deposición de esfalerita, dicha esfalerita presente en mayor % variando en índice ten / esf de 5 / 1 y ten / cpy de 15 / 1 o en un índice ten / esf / cpy de 15 / 3 / 1.

Esta tenantita exsuelve minerales de cu-As, enargita, donde dicha enargita se presenta como blebs o burbujas exsueeltas (tipificada por su elevada anisotropía). La esfalerita asociada a la deposición de tenantita se presenta en moderado % y presentando un muy bajo % de exsoluciones de galena.

En este marco denotamos dos eventos de deposición de opacos:

- Primero se deposita la py asociada a las venas tipo D.
- Segundo se depositaron en oquedades a manera de relleno minerales de Cu, As, Zn, Pb.

Por lo observado, se nota que los minerales polimetálicos son posteriores y rellenan intersticios. Se piensa que la transición entre las venas tipo D y las venas polimetálicas, sean estas venas de sulfosales puras las cuales han sido observadas en el campo y donde dichos fluidos han reaperturado a las venas D y generando fases híbridas.



B) Evento Sílica-py en el Segundo Banco

Este evento es notado en un hornfels volcánico muy silicificado, en la parte sur del banco (PMO-72), donde se observan dos eventos de venas:

- **Primer evento (V-D-1).** Donde se observa una venilla de sílice acompañada de py y cpy casi en relación homogénea, donde las partes centrales con dominios de py respecto a cpy caso inverso en los bordes de esta, no presentando simetría. Esta vena corta y sobrepone toda alteración anterior y corta a tempranas venillas.
- **Segundo evento (V-D-2).** La cual corta de manera brusca a las venas D-1. Esta vena presenta un alto porcentaje de opacos depositados mayormente en el centro donde los índices de py / cpy promedian 4 / 1. Esta segunda generación de venas, produce un halo de alteración sericítico con un marcado ensamble cz-sericita-py, presentando cpy en el halo de alteración.

El hornfels volcánico cz-feldespático en otra zona (PMO-74) muestra dos venas D-1, descritas a continuación:

- **Primera vena D-1,** de espesor de 1mm conformada en gran parte por sílice, presentando cristales idiomórficos de py y no presentando cpy, dispuestos mayormente en las partes centrales. Esta vena no es simétrica, no se observan rasgos de reapertura, por lo que la py se presenta de manera coetánea a la vena. Se presentan de manera muy discreta cristales de Mo, quizás efecto de un cruce con una vena B en profundidad.

- **Segunda vena D-1**, la cual se presenta más desarrollada y diferenciada, con un porcentaje de opacos variado. La vena en su mayor parte compuesta de cuarzo, no observando textura en crestas o simetría, por lo que no se infiere reapertura, la relación de opacos / cz varia en 1 / 10, donde la py es dispuesta de manera aleatoria y no es cte a lo largo de la vena. El porcentaje de cpy es mínimo, presentando minúsculas exsoluciones de cobres grises, al igual que charpas de Mo posiblemente por corte en profundidad con venas tipo B, todo ello englobado en los cz de la vena.

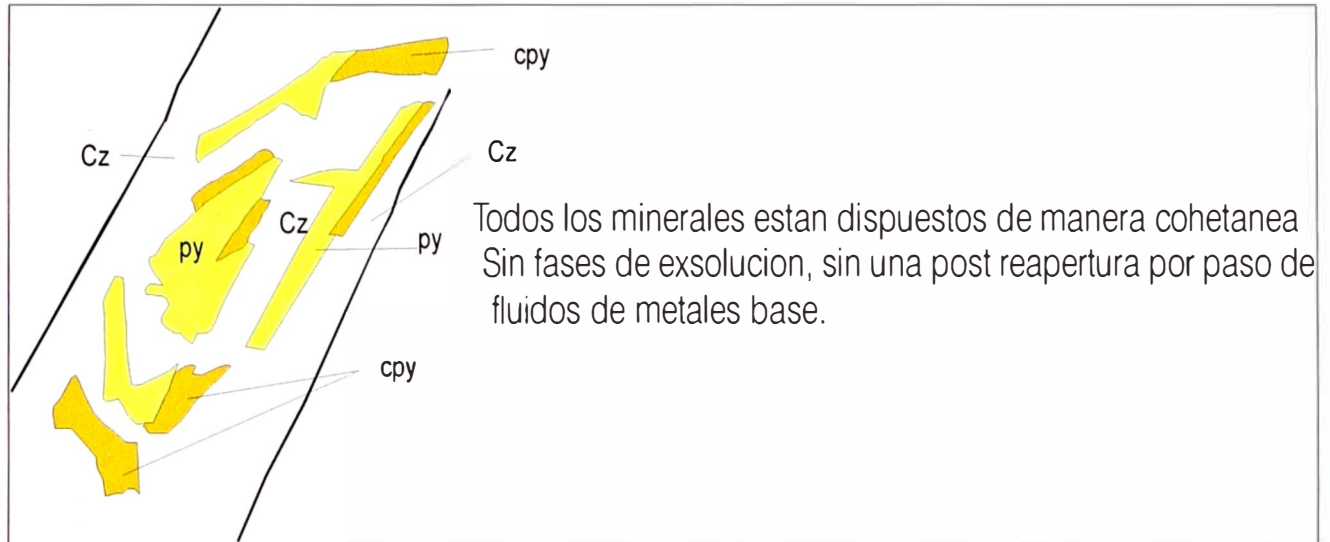


Fig. # 13

El hornfels volcánico cz-feldespático en otra zona (PMO-76) muestra dos eventos de venas D, descritas a continuación:

- **Primer evento (V-D-1)**. Es una vena que conlleva bajo % de opacos, donde el índice de py / cpy es aprox. 10 / 1. Notando que esta vena ha sufrido reapertura, ya que por uno de sus lados ha pasado una posterior vena D-3 de manera paralela no cortándose entre sí. Presenta un espesor que varía de 2 a 4mm.
- **Segundo evento (V-D-2)**. Es una vena de py de paredes rugosas e irregulares, compuesta en un 95 % de py, presentando dicha py maclas o fracturamiento, quizás por enfriamiento (zona de alta permeabilidad). Estas fracturas son rellenadas con sílice amorfa posiblemente Opalo y cpy muy fina. La cpy se presenta tanto exsuelta por py, englobada en cuarzo y en fracturas.

El hornfels sedimentario en la parte central de este banco (**PMO-82**), presenta diferente eventos, tanto como reapertura y paso de diferentes venas, descritas a continuación:

- **Primer evento (V-D-2).** Se observa una vena de py +/- cz, donde los % varían de py / cz en rangos de 7 / 3, donde la py ocupa las partes centrales de la vena, con un canal de sílice en el centro. Esta vena es simétrica.
- **Segundo evento (V-D-3).** Es una vena de py-cz muy consistente de espesores entre 3 a 3.5 cm., con índices de py / cz de 4 / 1. Esta vena es tipificada por un halo de alteración débil tipo QSP (cuarzo-sericita-pirita), presenta py en el centro y bordes de cz a ambos lados de 4 a 5 mm c/u. Esta posterior vena se presenta asociada cpy pero de manera muy discreta en los bordes de la py e intercrecida a esta. Tanto la py y cpy se consideran coetáneas. Dicha cpy intercrecida a la py exsuelve de manera discreta gn y esf. Los últimos fluidos de Gn y Esf que rellenan las fracturas, rellenan oquedades y están asociados a cpy (**Cpy; Esf; Gn / 3; 5; 1**). Esta vena puede ser clasificada por la presencia en bajo y moderado % de esfalerita como una **vena transicional** o una vena D-3 afectada por reapertura por fluidos de metales base, los que se depositan solo en fracturas, mas no intercrecidos, denotando tanto la Esf y Gn son posteriores a la Cpy. Fragmentos de cpy englobados en la Gn y Esf, textura no típica de exsolución mas bien de arrastre.

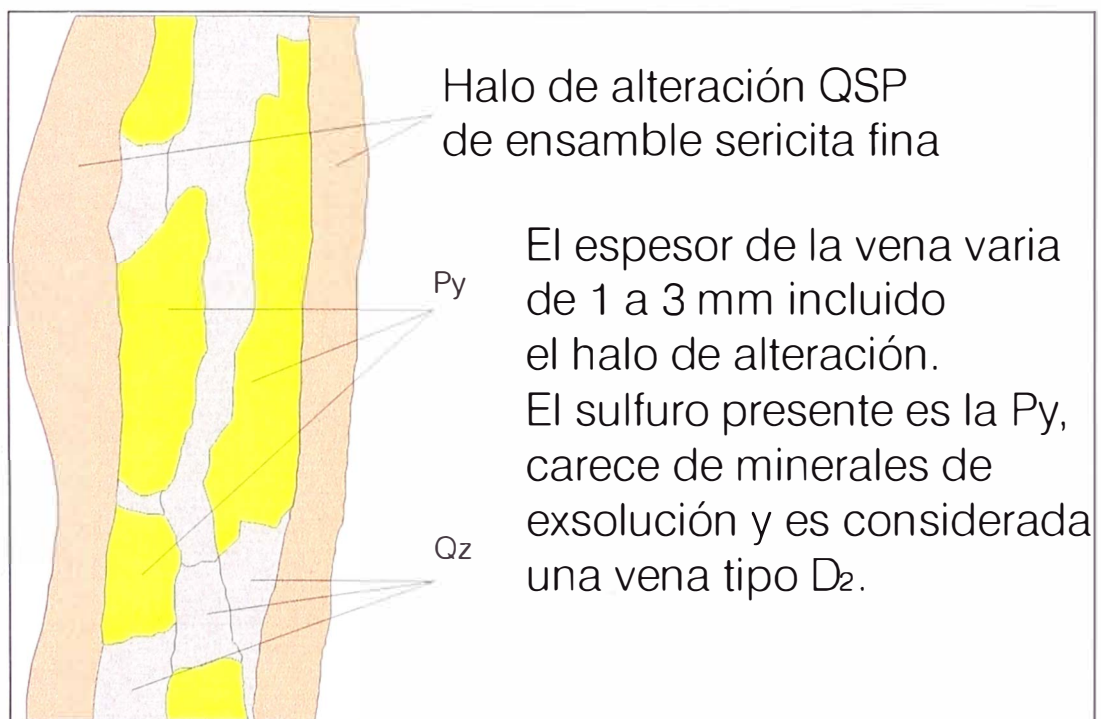
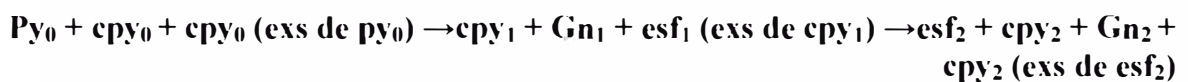


Fig. # 14

La muestra (**PMO-90**) representa un hornfels volcánico el cual es afectado por una vena del tipo **V-D-3**. De espesor entre 6 a 7 mm. Presenta un moderado halo de alteración de cz-sericita de 4 mm por lado de la vena. El contenido de opacos en la parte central de la vena no es homogéneo, predominando la py de manera anhedral, masiva, no observando maclas, clivajes pero si fracturas por posible enfriamiento.

La py se presenta acompañada de minerales de Cu-As. En los bordes internos de la pared de la vena, la py esta acompañada de tenantita y cpy (tenantita>>>>tetraedrita), donde los cobres grises predominan respecto a la cpy, además de presentar estos cobres grises exsoluciones de enargita y cpy. La enargita se presenta de manera puntual en la tenantita. Analisis de multielementos muestran valores de Zn, donde la esfalerita no es observada, quizás rellenando fracturas o intersticios. Se denotan minerales secundarios de Cu mayormente se observa covelita. (No se descarta calcosita).

La zona de skarn de magnetita en la parte norte de este banco (**PMO-96**) es cortado por una venilla de cz-py de tipo **V-D-1**, donde el cz domina en % respecto a la py. La vena presenta una moderada simetría, donde los opacos se disponen en los perímetros de las paredes de la vena y en parte dispuestos en el centro. Con respecto a los opacos se denota un moderado a elevado % en el índice de py / cpy de 15 / 1, se observa py exsolviendo a cpy en bajos %. La cpy esta dispuesta en las paredes internas de la vena, además de presentarse diseminada en conjunto con la magnetita de las partes externas. Por el contrario la py se encuentra en las partes centrales de la venilla, englobada por sílice la cual no presenta cristalización, muestra una superficie rugosa con oquedades.

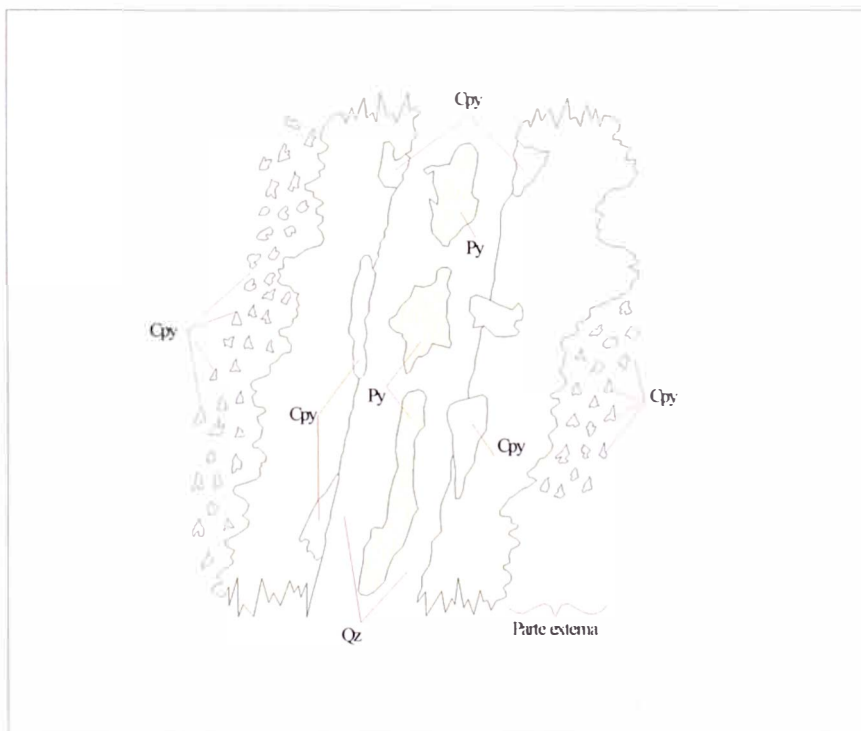


Fig. # 15

La parte externa esta compuesta de magnetita asociada a fases gangas

C). Evento Sílica-py en el Tercer Banco

Este evento se presenta en la zona norte del tercer banco (**PMO-102**), es un hornfels afectado por dos eventos de venas descritas a continuación:

- **Primer evento (V-D-1)**. Es una temprana vena de cz de espesor hasta 6 mm, la cual se presenta muy continua y diferenciada.
- **Segundo evento (V-D-2)**. Es una vena de py generada en condiciones ácidas, formando un halo de alteración de micas sericitas muy finas (illita), donde dicha sericita sobreimprime a la Pre alteración sericita /muscovita del evento fillico.

NOTA: La diferencia entre los dos tipos de sericita presentes es que la sericita / muscovita genera una alteración pervasiva con un alto color de interferencia, pleocroismo verde pálido a verdoso asociada a la alteración de los feld- primarios y secundarios. Mientras la post alteración Sericítica de ensambles mucho mas finos esta asociada a halos de alteración de las venas tipo D, con un bajo color de interferencia, tonalidades translucidas en nícoles paralelos, de bajo a nulo pleocroismo.

La muestra (**PMO-104**) representa una vena del tipo **D-3** en la zona norte del banco. En vista macro representa una venilla de sulfuros-cz **muy diferenciada** la cual corta a un sistema característico de skarn dominado por su fase retrograda. La roca hospedante a nivel de microscopio presenta una disseminación de fases opacos como py y cpy, presentándose la py en mayor %, en relación py / cpy de 10 / 1. La cpy de la roca hospedante se presenta de manera muy pura, no presentando algún tipo de exsolución.

Esta vena se presenta en mayor % con un espesor promedio de 1 a 1.5 cm., ubicándose la py en las paredes y ocupando cerca de los 2 / 3 del volumen de la vena y donde el cz esta ubicado en la parte central ocupando el tercio restante. La py de las paredes se presenta muy fracturada, de manera anhdral y en las paredes externas se presenta con esfalerita tipificada por sus reflejos internos rojos claros. (Alto % de Fe). Esta esfalerita se presenta englobada en cz tanto dentro y fuera de la vena, lo que nos hace pensar se trate de un sistema reaperturado. Asociada a la deposición de Esfalerita en las partes internas de la vena se presenta Cpy de manera coetánea dispuesta en las partes centrales de la vena en los cuarzos, con un moderado % de Esfalerita como un intercrecimiento y también exsolviendo Esfalerita de manera muy puntual y a manera de lamelas.

NOTA:

- Dicha Esfalerita presenta exsoluciones de tenantita, notando un proceso de doble exsolución a causa del agotamiento o baja en la actividad de iones metálicos, más no del azufre.
- Al parecer las exsoluciones sucesivas se dan a efecto de procesos de deposición y saturación iónica, acompañada del paradigma de la herencia de los factores físico-químicos de un metal a otro.
- Dentro de una grafica de Tiempo vs. Actividad, el eje de actividad esta definido por una recta de $Y=cte$, donde dicha recta representa la línea de saturación de los iones.

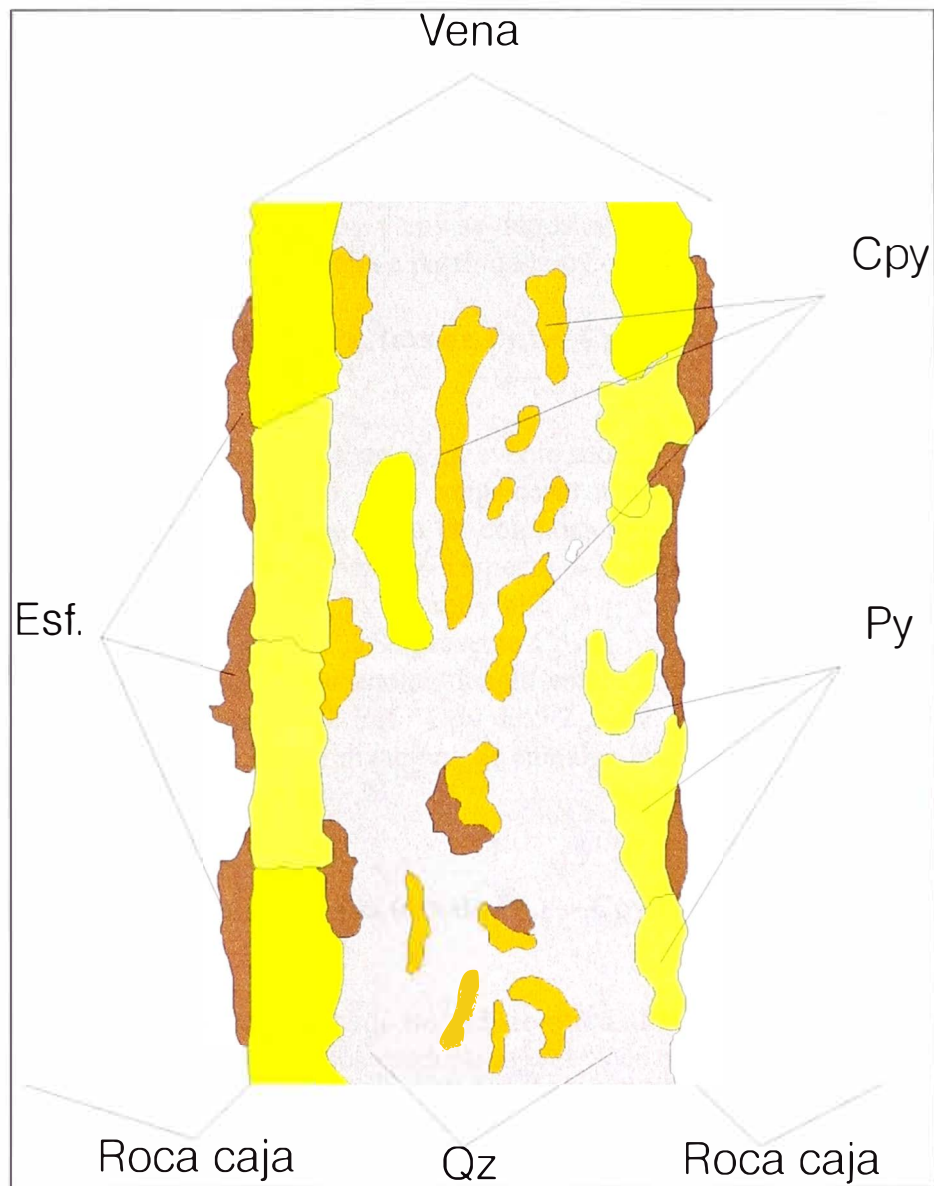


Fig. # 16
Grafico muestra una vena D-3 con exsoluciones de Esfalerita.

La secuencia magnésica en la parte central de este banco (PMO-112) presenta venas caracterizadas por su bajo % de cz, presentan textura en crestas. El cz en el centro e de granulometría homogénea donde no se presentan opaco , la textura en cre ta es por reapertura. Estas venas generan un halo de alteración sericítica muy fina (illita) de bajo pleocroismo de tonalidad verdes claras verdes a tran lucidas a diferencia de las micas sericitas de la muestra de mayor granulometría (muscovita), asociadas a la alteración retrograda fillica, llamadas sericitas verdes (green sericite) a efecto del alto % de Mg y Fe.

En esta sección se observan dos estadios muy tipificados y descritos a continuación:

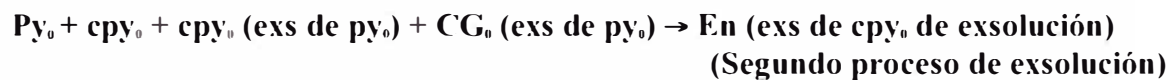
- **Primer evento (V-D-2).** Representado por una vena de py la cual es 95% de py y 5% de cz. Dicha py presenta inclusiones de cpy, así como rellenos de fracturas de cpy. Esta cpy presenta exsoluciones puntuales de esfalerita de 12.5 a 25 um (muy pequeñas). Al parecer esta py y cpy se depositaron de manera coetánea, lo cual es demostrado por la cpy exsuelta a partir de la py.



- **Segundo evento (V-D-3).** Este es un evento mucho más tardío, el cual presenta un halo de alteración discreto. Esta vena corta a la vena anterior y a su halo de alteración. Esta vena difiere tanto en composición como en el halo de alteración, siendo este último algo conspicuo respecto a la primera vena. Dicha vena de py presenta exsoluciones de Cpy en muy alto % y Enargita en bajos % (con ó que varían de 2 a 3u en 40 DIC). Se presenta Cpy y Esf en todo el tramo de la vena y volumen de la vena. Cabe anotar que la esfalerita esta muy asociada a la cpy, donde los índices varían de Esf / Cpy de 9/2 a 8/2. Esta vena nos indica una fase transicional hacia la mineralización de metales base los cuales son posteriores y mucho más diferenciados.



Este evento afecta a un dique pórfido cz-Monzonítico, donde dicho dique es cortado por una vena D-3, donde el % de opacos predomina y el % de cz varía de 5 a 8% del volumen total. Se denota que la py genera exsolución de cpy, la que se observa además dispuesta en los bordes de la venilla, así como relleno de fracturas. Esta distribución es típica en toda la venilla. La py presenta exsoluciones de Cpy y cobres grises, donde dicha Cpy genera una segunda exsolución de Enargita (tipificada por sus propiedades ópticas), presentándose muy pequeña con 10u en 40 DIC.



Nota

- No observamos metales Base (gn, esf, sulfosales).
- La exsolución de Enargita es Puntual.

D) Evento Silica-py en el Cuarto Banco

En la muestra **PMO-124** se observa en toda dimensión una vena tipo **D-2** con espesor promedio de 4cm con un bajo o nulo % de cz entre un 4 a 5%. Donde los opacos son py en alto % y cpy en bajo % siendo esta muy limpia. Esta vena **D-2** se caracteriza por su ensamble cpy + py, con un mínimo de magnetita, incluidos al parecer al cortar una zona de magnetita, siendo estos granos acarreados, denotando al final una asociación de py, cpy, magnetita ,cz.

La muestra **PMO-126** presenta los tres tipos de venas, generadas en el hornfels volcánico, descrito a continuación:

- **Primer evento (V-D-1).** Son venillas muy continuas de paredes paralelas de espesores promedio entre 5 a 15 mm., presentándose el cz en una textura en crestas. Esta vena esta asociada a la deposición de sulfuros en la parte central presenta una cristalización anhedral, donde el % de opacos no excede el 40%. (posiblemente se trate de una vena reaperturada) Esta vena presenta bifurcación, dividiéndose en dos venas con las mismas características, observando a efecto de este fenómeno una disminución en el halo de alteración.
- **Segundo evento (V-D-2).** Esta vena es posterior, cortando al primer evento, no presentando textura en crestas, donde el % de opacos sobrepasa el 70% del volumen total y el índice de py / cpy llega a 8 / 1 promedio. Su espesor varía de 0.3 a 1mm. Presenta paredes sinuosas, poco paralelas, irregulares y muy discontinuas. La py presenta caracteres similares a la py diseminada en el entorno de la vena, donde la cpy solo se muestra dentro de la vena.
- **Tercer evento (V-D-3).** Esta vena presenta un elevado índice de py / cpy hasta un 20 / 1 como promedio. Presentándose la cpy dispuesta en fracturas de la py (cpy posterior a la py), en los bordes de la py, englobada en cz y como exsolución de la py. La cpy es limpia, pero la py presenta exsoluciones de Enargita de manera muy puntual acompañada de la cpy, es decir la py exsuelve a la cpy y a la Enargita.

$Py_0 + cpy_0$

de la alteración Fillica.

Py_1

de la primera venilla V-D-1 reaperturada

$Py_2 + cpy_2$

de la segunda venilla V-D-2.

$Py_3 + cpy_3 + (cpy_3 + En_3 \text{ por exs de la } Py_3)$ de la tercera venilla V-D-3.

La muestra **PMO-130** representa un hornfels volcánico afectado por este evento post cesación, el cual se describe a continuación:

- **Primer evento (V-D-2).** Es una vena muy delgada, con una tipificada morfología presentando paredes discontinuas, alto % de opacos, donde la py predomina y presente en menor % la cpy.
- **Segundo evento (V-D-3).** Esta vena se presenta cortando a la anterior. Presenta una morfología de py y cpy. La cpy presenta minúsculas exsoluciones de Enargita y además esta cpy esta acompañada de esfalerita (presente como exsoluciones en la cpy), lo que la tipifica como una vena mucho más evolucionada.

Séptimo Evento. Lodos Cordilleranos de Metales Base

Primer Estadio

Se ha evidenciado la presencia de venas con un carácter polimetálico mucho mas diferenciado durante el trabajo de mapeo de los bancos (Bendezú Aldo. Per. Com. 2002) donde no se ha podido determinar una relación temporal de corte con las venas ya antes mencionadas, pero estas se caracterizan por la porcentual presencia de sulfuros, el cual esta tipificado por el porcentaje de la esfalerita, el cual es el principal sulfuro y donde la predominancia de sulfosales de As-Cu pasan un segundo plano (enargita –tenantita). La presencia de piritita es casi nula. Estas se caracterizan por presentar un halo de alteración cuarzo- sericita con diseminación de los principales sulfuros en dicho halo, tal como ocurre en las venas tipo D ya antes mencionadas.

Al parecer los fluidos generadores de estas venas utilizaron vías de ascenso como las tempranas venas tipo D, ya que se observan relictos de piritita y playas de piritita bordeadas de sericita y donde dicha piritita presenta características físicas redondeadas a subredondeadas. Respecto a las sulfosales, tanto la enargita como la tenantita se presentan juntas por efecto de la exsolución de la esfalerita o en playas, pero denotando el dominio de la tenantita sobre la enargita y la exsolución de enargita en tenantita, por lo que se infiere la temprana deposición de la tenantita respecto a la enargita y la temprana deposición de la esfalerita respecto a estas dos sulfosales.

Segundo Estadio

Este segundo estadio hipógeno mineralógicamente difiere respecto al primer estadio en el alto % de galena, donde el porcentaje de esfalerita no varía mucho en proporción y donde las sulfosales de Cu-As disminuyen al igual que la piritita. Los procesos supérgenos son notables denotando la presencia de anglesita y cerusita pero en muy bajo porcentaje.

Esta vena fue muestreada con roca caja promedio de medio metro, el ancho promedio de los sectores laterales alcanza unos 15 a 20 cms los sulfuros primarios alcanzan un zonamiento de afuera hacia adentro, donde la pirita se ubica en las zonas externas y es muy delgada, la parte media esta conformada por una esfalerita de color caramelo, muy pobre en fierro posiblemente, la cual esta en posible ensamble con tenantita. Estos dos minerales solo alcanzan a ocupar un muy leve ancho, después de la pirita y la parte central esta principalmente compuesta por galena con esfalerita de tonos oscuros, al parecer por el incremento de fierro en su composición, esta parte central es mucho más amplia. La esfalerita dispuesta en la parte central presenta un moderado porcentaje de calcopirita exsuelta lo que de alguna manera corroboraría la idea de que se trate de una esfalerita rica en fierro, además se ha observado que esta esfalerita verdosa rica en fierro ubicada en la parte central de la vena es cortada por fluidos ricos en Tenantita, Calcopirita y Bornita en muy bajo porcentaje y quizás Enargita no observada en esta porción de la vena, lo que nos haría pensar en que la tenantita fue la ultima en depositarse.

Por observación sobre la disposición espacial de los sulfuros en la vena, se considera el pensar en un primer estadio de fluidos ricos en fierro que han depositado pirita en un ambiente de grado de acidez medio, asociada así de esta manera a la sericita. Posteriormente se deposito la esfalerita pobre en fierro o color caramelo, la cual esta en cierto grado un poco mas relacionada a fluidos de grado de acidez medio como se da en caso de la esfalerita pobre en fierro asociada zonamientos distales de sistemas de alta sulfuración (Pierina –Ensamble de Intermedia Sulfuración) y posteriormente la esfalerita rica en fierro en ensamble junto a la galena como un fluido Mesotermal algo mas diferenciado. Donde la roca caja esta muy alterada a efecto de los continuos efectos de sobreimpresión de halos de alteración.

Esta vena muestra una serie de procesos de paso de fluidos. Al parecer esta vena esta dispuesta espacialmente en una zona de transición de paso de fluidos hidrotermales, entre la zona periférica del depósito rica en plomo y zinc y la zona central de metales de cobre, motivo por el cual se ha producido en este caso una sobre imposición de fluidos ricos en S-As-Cu a venas ya diferenciadas de galena y esfalerita rica en fierro (Marmatita). Lo que se podría inferir es una evolución vertical hacia zonas de fluidos que generaron ensambles de alta sulfuración y gradando a zonas periféricas de fluidos de metales base, los que varían desde Cu en la parte central a esfalerita (blenda) a zonas periféricas de marmatita y galena. Este fenómeno de sobre impresión nos haría pensar que los procesos de diferenciación de los fluidos con ensambles de alta sulfuración de alguna manera se catalizaron en su deposición y generaron a menor escala un fenómeno de telescopización reflejado en esta vena y otras más no observadas en el deposito durante el mapeo. Quizás por un alto índice de erosión o repentinos eventos tectonicos de depresión cortical en el área de Toromocho y de todo el distrito de Morococha.

Lo que si seria productivo aclarar seria la posibilidad de diferentes pulsos de fluidos de metales base que han sobre impuesto esta zona por donde cruza esta vena. Aun no esta aclarada la relación temporal de una vena de tetraedrita observada en un bloque caído en el tajo abierto de Toromocho, al parecer se trataría de un pulso muy coetáneo al pulso de fluidos hidrotermales que genero las facies de sulfosales de Cu-As.

Rocas Ígneas **(Descripción Petro-Mineralógica)**

A) Descripción del pórfido Cuarzífero (PMO-94)

Esta roca es distinguida por la carencia de ferromagnesianos, presenta un alto % de cz y feldespatos con sus propiedades físicas marcadas como maclas. La muestra presenta una textura pórfido relicta, con muscovitas impregnadas de óxidos. Esta roca presenta un alto grado de alteración producto del paso de venas de alta temperatura, los feldespatos se muestran blanqueados, los ojos de cz se muestran inalterados, pero presentando bordes resorbidos al disponerse cerca de las venas, ocasionalmente los qzs se presentan cortados por estas venas tempranas, donde dichas venas generan un halo de alteración cz-feldespática el cual posteriormente sería afectado por alteración Sericitica.

Los feldespatos del tipo plagioclasa presentan un marcado clivaje direccionado hacia el eje B (ángulo de extinción varía entre 17 a 19 mm), presentan un pleocroismo casi nulo, color amarillento y color de interferencia de primer orden. Algunos de estos fenos se observan como moldes relicta, con casi todas sus propiedades obliteradas por la alteración Sericitica.

B) Descripción del pórfido Cz-Monzonítico (PMO-136 / PMO-138 / PMO-140)

A efecto del corte producido por el 4to banco se observa un dique del sistema porfírico (zona mas profunda del tajo abierto hasta la fecha, marzo 2002)

Se trata de una roca intrusiva de tonos rosados gradando a verdosos a efecto de posteriores alteraciones hidrotermales, de textura porfírica, con una matriz microgranular.

Ovoides de Cz-primario: se observan de manera aleatoria en la roca, de diámetro de 3 a 4 mm, en casos presentan fracturas concoideas, presentan bordes resorbidos y en casos cortados por tempranas venas de cz granular. Varían en promedio cerca al 10% del volumen total.

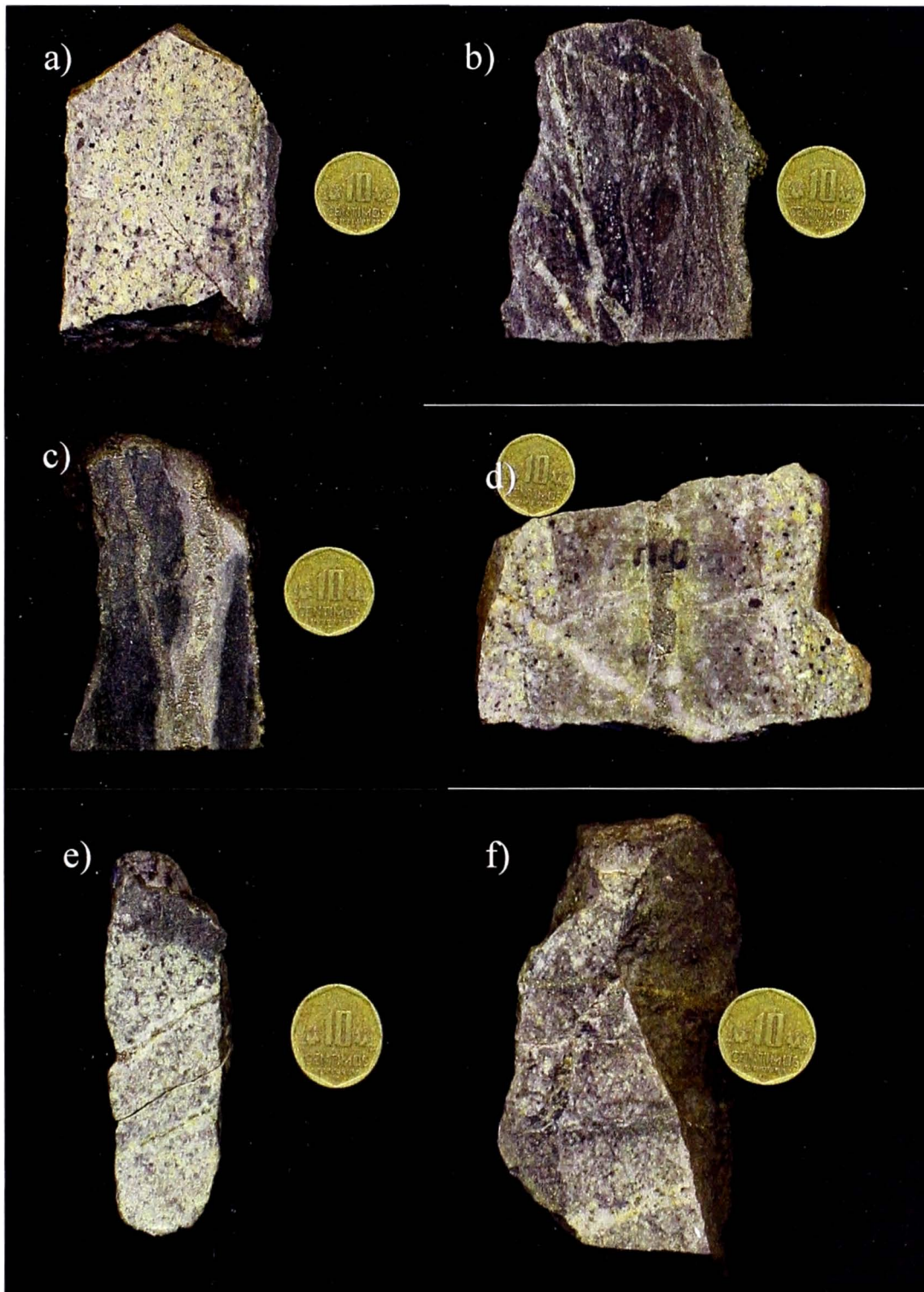


Fig. # 17

Fig.a. DPQM en contacto con sección volcánica; **Fig.b.** DPQM en contacto con skarn magnésico; **Fig.c.** DPQM cortado por vena tipo-A; **Fig. d.** DPQM cortado por vena tipo D-3; **Fig.e.** DPQM cerca al contacto con sección magnésica; **Fig.f.** DPQM cortado por vena tipo A

Feldespatos:

- **Del tipo potásicos (Ortoclasa).** Se les observa en bajo %, los cuales están alterándose a micas sericitas.
- **Del tipo plagioclasas.** Con su típica macla karlsbad con zonamiento, lo que nos indica una variación de calcio a sodio (zonamiento mineralógico). Se les observa en moderado %, variando de 15 a 20%. Se tipifican por sus colores grises, bajo pleocroismo, bajo color de interferencia y muy bien cristalizados. Están alterados a micas sericitas presentes en los bordes del cristal así como en zonas de debilidad.

Ángulos de extinción Máx.- 10 Mín- 9 con macla fina.
Máx.- 17 Mín- 15 con macla gruesa.
Máx.- 14 Mín- 13 con macla gruesa.

Máficos:

- **Anfíboles hornbléndicos.** Se tipifica por sus tonos verdosos de morfología algo elongada, de manera difusa se observa su clivaje, presentándose en menor porcentaje respecto a la biotita. Siendo el índice biotita/hornblenda >1 .
- **Biotitas.** Se presentan en % moderados en la muestra variando entre el 8 a 12% del volumen de la muestra, presentan su corte basal hexagonal, con aristas y bordes resorbidos de 1 a 2 mm, observadas en corte transversal (textura tipo libro), mostrando sus planos de clivaje en una dirección, su exfoliación, extinción paralela, observándose minerales de titanio accesorios como rutilo en textura sajónica. Estos presentan un pleocroismo verde amarillento a marrón oscuro, su color de interferencia se ve afectado por las posteriores alteraciones que la afectan.

Matriz. Se presenta de textura felsítica o felsofídica (cz-feldespática) microgranular, presentando máficos a manera de clastitas.

C) Descripción del Dique Pórfido Monzonítico (PMO-120)

Ovoides de Cz Primario: Representan entre 10 a 15% del volumen total. Son típicos minerales primarios los que por efecto de alteración presentan bordes resorbidos, textura en bahía, fracturamiento y relleno posterior de minerales de alteración, como micas sericitas. Estos ovoides de Cz presentan extinción perpendicular y en casos textura Comb-Cz.

Matriz: Presenta las mismas características y/o minerales pero en dimensiones menores y afectada por una pervasiva alteración sericitica. La matriz representa casi un 35 a 40 % del volumen de la muestra. El apatito esta presente en la matriz, pero de manera errática, presentando su típica partición.

Anfiboles (Hornblendas): Representan entre 15 a 20 % del volumen total, presentes en cristales de 1 a 3mm de longitud, de cristalización subhedral a euhedral con su típica tonalidad de verde a marrón, presentan extinción paralela. Estas hornblendas presentan un alto color de interferencia a efecto de una alteración illita / sericita en bajo grado, alterando y atacando zonas de debilidad como clivajes y bordes, los que se presentan rasgados y/o corroídos.

Biotitas: Dichas micas se presentan en menor % respecto a las hornblendas, variando entre 1 a 5%, el tamaño de los cristales varia entre 0.5 a 2mm de longitud, de cristalización subhedral a euhedral mostrando su típico corte basal hexagonal, presenta un pleocroismo moderado, extinción paralela y color de interferencia típico de tercer orden. Los cristales de biotitas presentan alto % de óxidos de Titanio como Rutilo en cristales prismáticos aciculares dispersos en la biotita (textura sajónica), así como zircones. Las biotitas presentan tanto en sus aristas como en los bordes, zonas de reacción hidrotermal con deposición de cz secundario, finas micas sericitas y bajo % de opacos. Las biotitas de textura fina dispersa en la matriz presentan las mismas características.

Feldespatos (Plagioclasas): Representan entre 20 a 50 % del volumen total,

Capítulo VI

Interpretaciones Sobre Los Resultados Obtenidos

Se debe tener muy en claro las condiciones fisicoquímicas en la formación de minerales para así poder inferir de una manera mucho más acertada los procesos de formación mineral, es por esta razón que mucho de los estudios de laboratorio se enfocan en el estudio de los sulfuros y las mediciones de sus propiedades indicando con carácter de inferencia tanto la temperatura, presión y ambiente químico (Barton P.B., 1963).

La textural y estructural evidencia de campo nos podría permitir la posibilidad de evaluar un posible equilibrio deposicional o post deposicional ya sea como ensamble o como asociación mineral, estudiando idiomorfismo y zonamiento de los cristales, relleno de oquedades, texturas y bandeamiento en las venas.

Profundidad de Formación del Sistema Skarn Toromocho

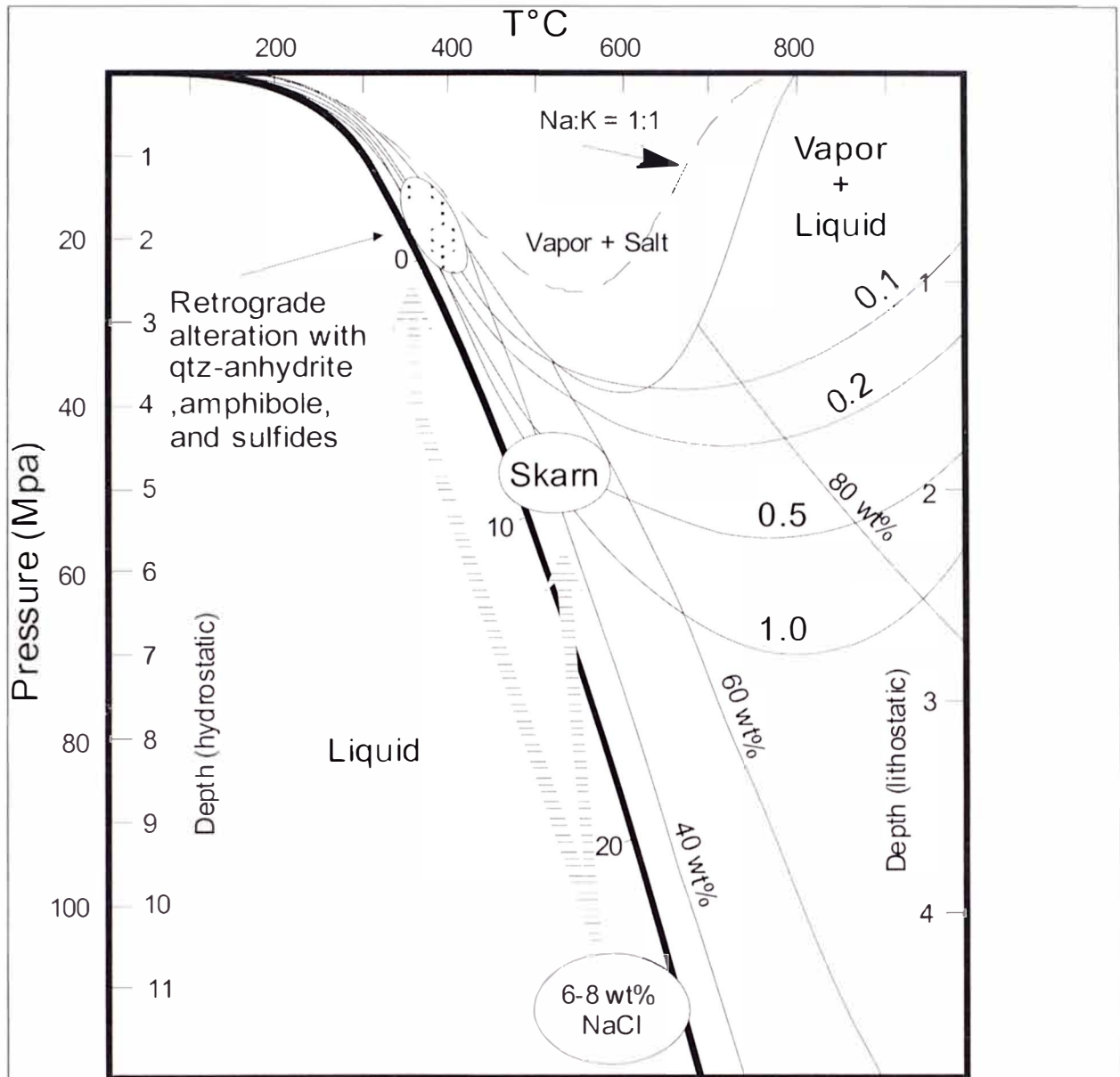
Este depósito skarn presenta una transición desde una temprana y amplia fase metamórfica lo que generó hornfels, donde la caliza Pucará presenta blanqueamiento y recristalización en un radio de 50 Km. (lo que de manera indirecta lo asocia como un sistema de baja a moderada profundidad de emplazamiento de intrusivos) a una posterior y proximal fase metasomática dando como resultado una mineralogía skarn de grano grueso, por las altas gradientes de temperatura y circulación de fluidos, efecto de la exsolución de los sistemas stocks intrusivos pórfido Qz-Monzoníticos y pórfido cuarcífero que afectaron este flanco del domo de Yauli.

El sistema Toromocho fue afectado por un gradiente alto de erosión en la zona, el cual lo denudó y expuso al nivel actual siendo afectado por una serie de fluidos hipógenos, supérgenos, mezclas, los que generaron en diferentes periodos zonas de reapertura de fracturas tanto en facies volcánicas como calcáreas observadas en el campo, otro efecto de esta erosión es que el sistema Toromocho presenta pocas huellas de alteración prógrada destruida por los fluidos de las fases retrogradadas, esto debido a su rápida disminución en presión efecto de esta inferida rápida erosión los fluidos descendieron y obliteraron casi todo rasgo.

La profundidad de formación del skarn es importante en su evolución geométrica y propiedades mecánicas de la roca, ya que en un ambiente skarn profundo la roca se comporta de una manera dúctil más que quebradiza y generando un contacto semi paralelo entre el intrusivo con la roca sedimentaria a efectos de plasticidad. En Toromocho se observa de manera puntual en el hornfels volcánico este caso de semi paralelismo. En el caso de sistemas de profundidades bajas la roca tendería a deformarse por fracturamiento y los contactos con los intrusivos son discordantes. El sistema Toromocho presenta un fuerte hidro-fracturamiento, lo que incrementa la permeabilidad en la roca hospedante por influencia de aguas meteóricas, por ende la destrucción de la mineralogía skarn prógrada, es decir una pervasiva alteración retrógrada, lo que se tipificaría como un sistema desarrollado en niveles medios.

Evolución de fluidos hidrotermales en la formación de sistemas skarns

El gráfico a continuación muestra la evolución de los fluidos hidrotermales generadores de los sistemas skarn, el cual podemos extrapolar al sistema Toromocho muestra el proceso de sobresaturación en las fases salinas de estos, muestra el continuo proceso de ebullición de los fluidos y su condensación en fases salinas, desde un fluido poco evolucionado en una fase supercrítica hasta llegar a una diferenciación y separación de dos fases tanto fluida de alta salinidad y otra fase rica en vapor con una baja densidad en salinidad efecto de múltiples y consecutivos eventos de ebullición y no un solo evento de ebullición como se piensa. Todo esto afectado bajo condiciones de presiones tanto litostáticas e hidrostáticas en los respectivos ambientes fisicoquímicos.



Coexistencia de fases liquido-vapor como función de la presión y temperatura (Fournier, 1987). Isovaloricas en NaCl para líquidos (en líneas oscuras) y los vapores (en líneas claras) muestran las composiciones de interés. Dos diferentes vías de enfriamiento son mostradas para una inicial composición de fluidos con 6 a 8% de NaCl. La trayectoria Skarn va en solvus en 500 grados centígrados y a 50 MPa bajo condiciones Litostáticas a 2 Kms de profundidad. La trayectoria retrograda en solvus está bajo los 400 grados centígrados y a 20 MPa bajo condiciones Hidrostáticas sobre los 2 Kms de profundidad.

Fig. # 18. (Fournier, 1987)

Temprano Metamorfismo y Formación del Skarnoide

Un temprano estado metamórfico-metasomático genera la recristalización de la roca carbonatada con poco % de impurezas a mármol y rocas carbonatadas impuras a un mármol diopsídico o a un hornfels de calco silicatos. El origen de estas rocas calcosilicatadas es ambiguo, muchas veces se infiere la composición total de la roca sedimentaria o protolito sedimentario antes del proceso metamórfico, pero en otros casos el desbalance composicional en estas haría pensar en el influjo metasomático con el intrusivo o diferentes facies en la secuencia.

En algunos casos la influencia composicional de la roca hospedante es claramente reflejado por texturas en afloramientos, como en las delgadas capas de minerales calcosilicatos remplazando bandas argilíceas dentro de una secuencia carbonatada o masivos hornfels de calco silicatos remplazados por lutitas calcáreas. (L.D. Meinert. E.G. V-77,1982)

El hornfels en esta secuencia esta constituido por Qz-piroxenos con granates subordinados (no observados, relatados en los cores). Se infiere que estos granates sean alúminos y los piroxenos sean uniformemente diopsídicos, tal vez con algún % menor de hedembergita.

Ambiente de formación Skarnoide

La inferida presencia de granates grosuláricos con Qz en el Skarnoide o hornfels de piroxenos diopsídicos en lugar de forsterita, tremolita o talco y en especial la ausencia de wollastonita, fuerzan las condiciones a un temprano estado de generación de hornfels.

La reacción $5\text{di} + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Tr} + 3\text{Cc} + 2\text{Qz}$ nos establece un general bajo limite de temperatura y un elevado limite de XCO_2 para el metamorfismo causante del dióxido como una común fase en muchas capas de hornfels de calco silicatos.

Consideraciones en la estabilidad grosulárica dada en la siguiente reacción: $\text{Gr} + 2\text{CO}_2 = \text{An} + 2\text{Cc} + \text{Qz}$ fomenta a definir las condiciones del metamorfismo y nos haría pensar en la manera como se presenta también ensambles de feld plag secundario en facies sedimentarias.

En 1973 Mueller propuso que estas dos ecuaciones pueden ser combinadas con estándares de datos termodinámicos para Entropía, Entalpía y volumen molar usando un modelo de solución ideal para calcular temperaturas de introducción al sistema a 500 bars para específicas composiciones relativas al experimentalmente determinado miembro final en equilibrio.

El ambiente resultante bajo parámetros de T - X_{CO_2} para el temprano estado metamórfico y formación del Skarnoide en Toromocho se da entre los 425 a 500 grados centígrados con una fracción molar de CO_2 que varía de 0.2 como mínimo a 0.4 como máximo (datos inferidos), ilustrado en la siguiente figura:

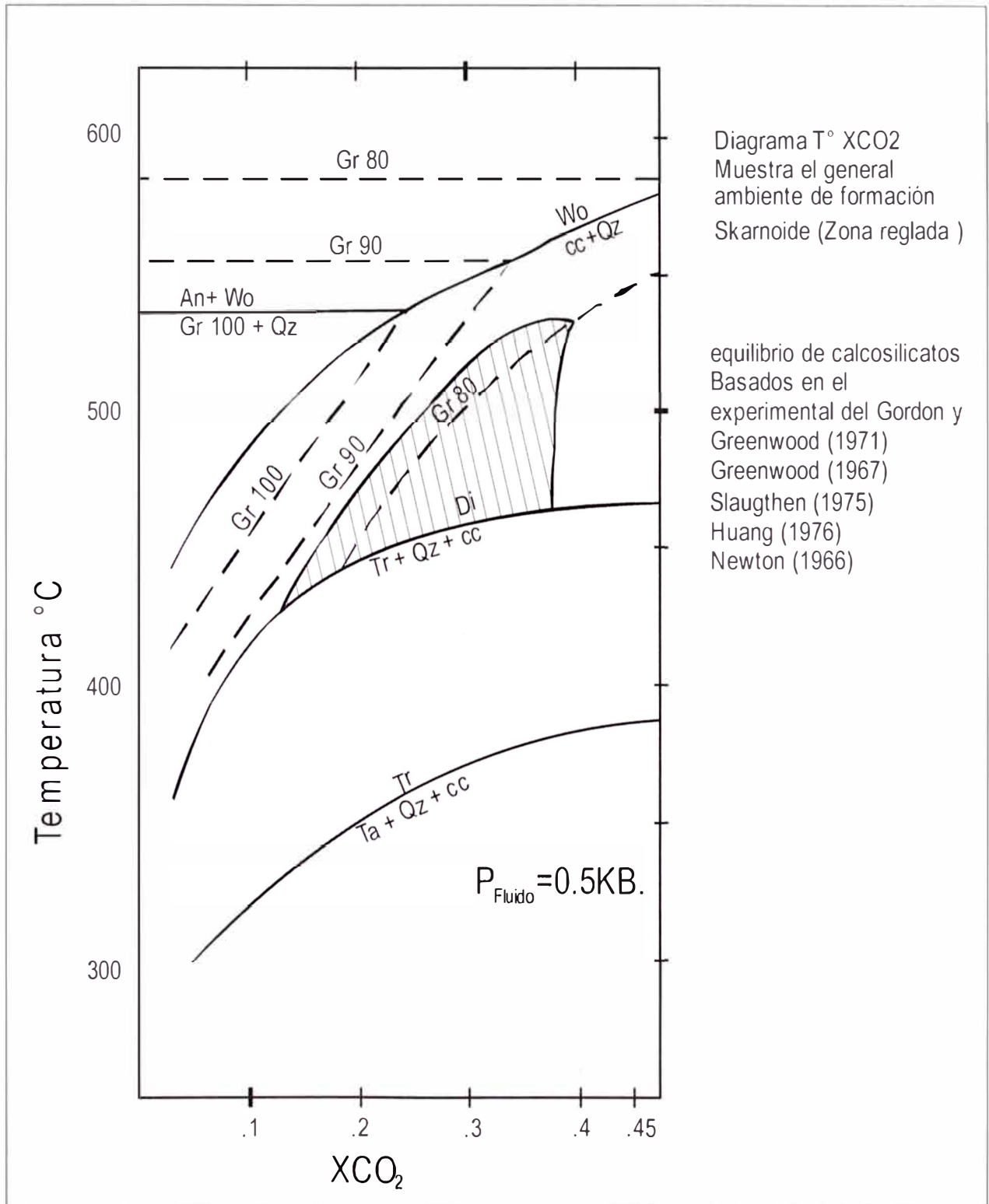


Fig. # 19

Alteración en el Sistema Porfírico

Los stocks así como diques pórfido Qz-Monzoníticos que afectan a la secuencia presentan una fuerte y pervasiva alteración sericitica. Aunque la intensidad de la alteración hace difícil el distinguir exactamente los diferentes estilos de alteración y los eventos intrusivos, esta zona presenta cuatro pulsos los que varían en un principio desde granodiorita a Qz monzonita en composición, los que han sido reconocidos en los drill cores. En general estos parecen ser pórfidos Qz-Monzoníticos, pero esta intensa alteración sericitica pudo haber enmascarado muchas variaciones en la original mineralogía y composición.

La intensa y pervasiva alteración sericitica en la zona de Morococha ha convertido los feldespatos igneos, tanto fenocristales como en la matriz a un ensamble Qz-sericita y los máficos a sericita y rutilo.

La alteración potásica ha sido observada solo en los diques pórfido Qz-monzoníticos y en un finger pórfido Qz-monzonítico del cuarto banco. Aunque la alteración sericitica a destruido mayormente en parte la original alteración silico-K, esta no ha enmascarado las texturas de venas de Qz y biotita secundaria + feldespato-K (texturas relicticas de venas son observadas). Estas venas observadas en muestra de mano y en sección delgada se muestra como continuas venas de grano grueso de Qz y feld-K carente de alteración sericitica o feldespato-K remplazado por sericita. De manera espacial a la alteración sericitica se aprecia una zona de ensamble epidota-chl-py-anfíboles.

- **Alteración silico-potásica:** dos tipos de alteración silico potasica se pueden reconocer en las rocas ígneas de este depósito:
 - La biotitización de la hornblenda y la aparición del rutilo en la roca. Donde el contenido de sulfuros es menor al 1% Wt, con menos del 0.2% de Cu.
 - La zona de biotita secundaria y feldespato potasico (posible ortoclasa) son estrechamente relacionados a venas de Qz-sulfuros o microfracturas que contienen un moderado % de sulfuros entre el 1 a 3 % wt, desarrollando altos índices de Cu/Fe y bajos índices de azufre $Py/Cpy < 1$, donde el % varia de 0.1 a 0.8 % de Cu.

Nota: Tanto las fases prógradas en el skarn cálcico como en el skarn magnésico, están espacial y temporalmente relacionada a la alteración silico-potásica

- **Alteración Argílica-Sericítica o Argílica intermedia:** No incluida en la alteración Fillica, es la alteración arcillas-sericita de las plagioclasas, acompañada de los procesos de cloritización de las biotitas magmáticas o hidrotermales, dicha alteración es amplia en el depósito. Se infiere que este sea el resultado de muchos procesos como:
 - Oxidación de H₂S por la disolución de aguas magmáticas a elevadas condiciones de P y T de la alteración silico-potásica.
 - Incrementos en el índice de actividad de los iones K/H en los fluidos, permite que la roca hospedante desarrolle una alteración cuarzo-sericítica durante la posterior fase de alteración Fillica.
 - Por procesos supérgenos.

- **Alteración Fillica:** Esta alteración incluye el ensamble Qz-Sericita-Py donde las ortoclasas, plagioclasas y máficos son remplazados, los cuales en muchos casos forman distintos desarrollos de venas o venillas de py. La zona de pervasiva alteración esta acompañada con un 5 a 10% Wt de sulfuros y un alto índice de Py/Cpy promedio de 30/1. Este tipo de alteración sericítica representa el influjo de aguas meteóricas dentro del sistema intrusivo en proceso de enfriamiento, es decir un ambiente stock rico en azufre, con presiones menores a 500 bars (hidrostáticas) y a temperaturas bajas menores a 350°C. La destrucción de las venas relacionadas al skarn en la secuencia carbonatada es análoga a la sobreimpresión que sufre la alteración silico potásica en los intrusivos.

NOTA: Se han determinado patrones de mineralización (venillas de cpy) y alteración feldespato potásica (FPT-K) que representan el temprano estado de mineralización, los que se expanden espacialmente. Venillas en el contacto con el stock indican que el principal estado fue en parte contemporáneo con venillas de sulfuros de alta temperatura (cpy) y alteración de biotita (sílico potásica) y feldespato potásica FPT-K del pórfido qz-Monzonítico. Hacia el intrusivo se denota lo siguiente:

- El índice de Py/cpy se incrementa gradualmente.
- La abundancia de venas de molibdenita se incrementa.
- El total de contenido de sulfuros se incrementa.
- La intensidad de alteración biotítica y actinolítica asociada a sulfuros se incrementa.

Ambiente de formación skarn

Para determinar el ambiente general de la formación de skarn es necesario inferir valores, teniendo como base la comparación con otros sistemas y considerar el efecto de variables en la fugacidad del oxígeno y azufre en adición a la temperatura y X_{CO_2} .

Como un primer paso, los campos de estabilidad de los minerales calcosilicatados que dominan el skarn como los granates y piroxenos, pueden ser discutidos como funciones en la fugacidad del oxígeno y temperatura a un rango razonable de X_{CO_2} . Otra evidencia frente al ambiente skarn es que los fluidos son ricos en agua, por ejemplo:

- Taylor y O'Neill (1977) usaron datos de isótopos de oxígeno para concluir que la X_{CO_2} fue un poco menos de 0.035 en skarn masivos (Osgood mountain Nevada).
- Huang (1976) se basó en datos de inclusiones fluidas, concluyendo que la X_{CO_2} para la generación de granates y piroxenos en el skarn de Ely Nevada no fue mayor de 0.06.

Esto aparecería como valores razonables para la X_{CO_2} durante la formación del skarn como menor a 0.1. Usando este valor la capacidad del ambiente skarn como función de temperatura podría ser deducida frente a las siguientes reacciones:



Donde esta reacción determina la superior estabilidad de FO_2 del miembro final hedembergita y esta puede ser corregida para la solución sólida dióxido-hedembergita. La calculada introducción de temperatura- FO_2 para la reacción mostrada en la figura con un razonable bajo límite en la fugacidad del O_2 para pxn es el grafito- CO_2 , por lo que el grafito no es observado en el skarn.

A 500 bars el límite inferior de la fugacidad de O_2 es definido por el buffer C- CO_2 y el límite superior es definido por el vuelco de pxn con 15% de hedembergita:



Los Pxn podrían solo ser estables a bajas FO_2 y a altas temperaturas y los Grns podrían ser estables en un amplio rango de condiciones de temperatura- FO_2 .

La reacción terminal andradita sería:



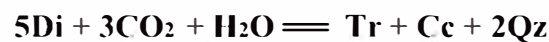
Esta ecuación prevé en general un bajo límite de temperatura para la generación del skarn prógrado cercano a los 400 grados centígrados, a 500 bars y a $X_{CO_2} = 0.1$ (Taylor and Liao, 1978), pero a similares y a más bajos valores de X_{CO_2} , el campo de estabilidad de la andradita podría ser grande.

La gradual transición del skarn de Grn-Pxn a una alteración de anfíboles retrógrados es sugerida por observaciones de campo en muchas posteriores venas de granates. También reflejado por el amplio solapamiento de los campos de estabilidad de Grn-Pxn y Pxn en una fluida fase libre de CO₂ a 3kb (Ernst-1966).



Aunque el miembro final es la ferrotremolita no es estable antes del buffer C (grafito), la calculada introducción composicional para anfíboles ricos en Mg en esta reacción solapara la parte de baja temperatura y baja fugacidad del oxígeno del campo de estabilidad de Grn-pxn punteada.

La inestabilidad del pxn a relativa Actinolita en bajas temperaturas es clarificado por la local ocurrencia de la Actinolita/tremolita + Cc + 2Qz.



Donde la estabilidad para la reacción y el cambio de la XCO₂ a una determinada temperatura por sustitución de Fe dentro de la estructura del dióxido tremolita pueden ser calculadas por ecuaciones. Consecuentemente el ensamble Act-Cc-Qz, puede darse reemplazando a los pxn en el yacimiento Toromocho estableciendo así un general bajo límite de temperatura para los pxns y un alto límite de temperatura para los anfíboles+Cc+Qz.

La carencia de indicios de minerales prógrados de alta temperatura en las muestras analizadas es quizás a efecto del alto grado de porosidad en las facies sedimentarias, en primera instancia debido a que el sistema esta muy tectonizado, a efecto de ser cortada la secuencia sedimentaria por una serie de eventos intrusivos a manera de diques y sills que incrementan el fracturamiento y por ende la porosidad durante la intrusión, sirviendo ellos además como canales de flujo y por ultimo es debido a la ya presente alta permeabilidad intermolecular que presentan las calizas dolomíticas al generarse el cambio iónico de Ca por Mg, siendo el radio del calcio mayor al radio del magnesio.

Nota: Desde el punto de vista exploratorio se pueden generar programas regionales en la identificación de futuros targets, focalizando esfuerzos nos solo en las típicas secuencias calcáreas como potenciales receptores de mineralización, sino el ampliar nuestro espectro en cuanto a facies receptivas a la mineralización se refiere tal como es el caso de las facies receptivas estudiadas, es decir la inferida secuencia inferior de la formación Chambará con facies volcánicas del Mitu superior conocidas como volcánicos Catalina.

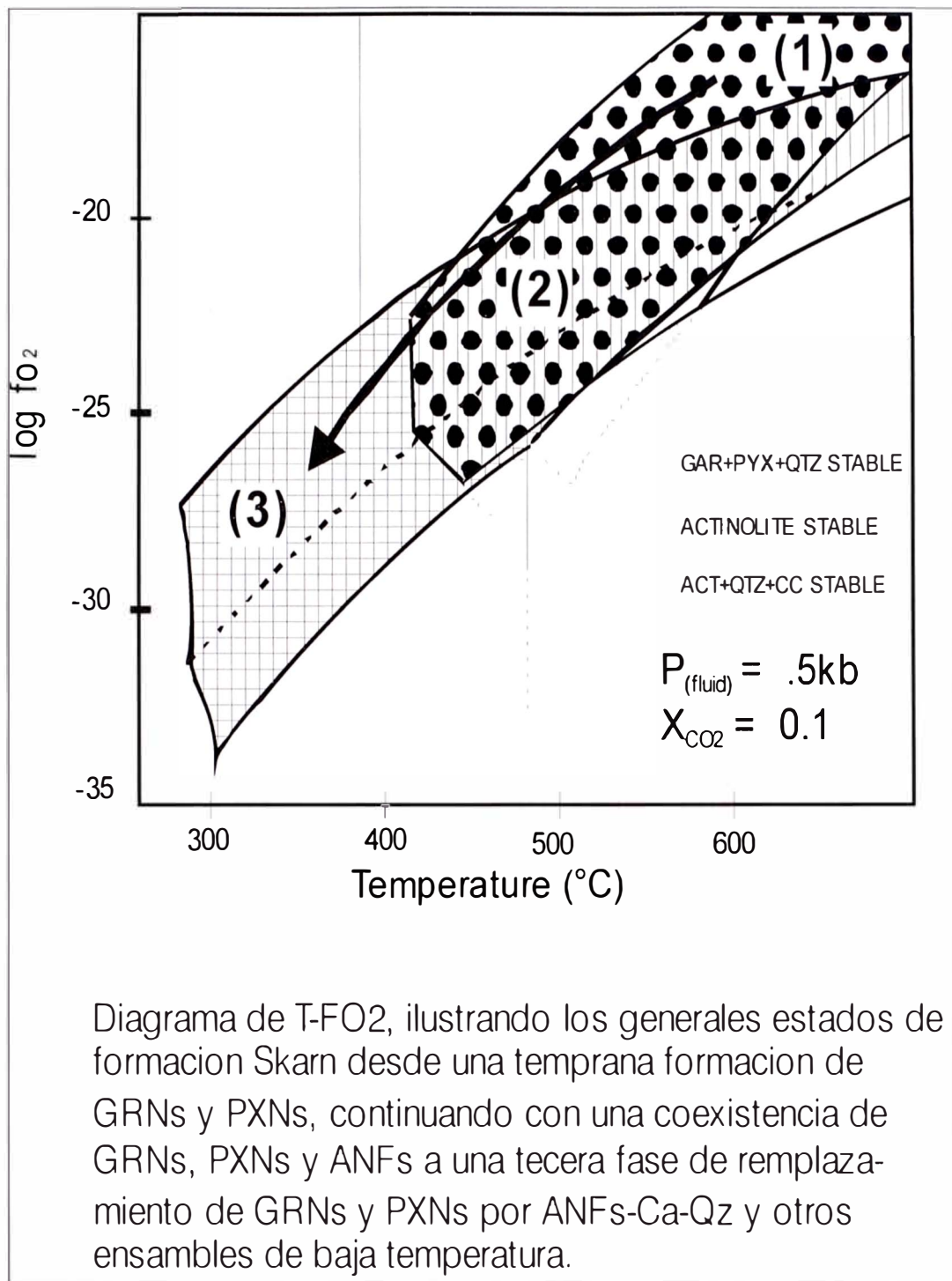


Fig. # 21

este diagrama T-fO₂ ilustra los generalizados estados de formación Skarn:

- (1) → granates coexistiendo con pxns (altas temperaturas).
- (2) → Coexistiendo GRNs, pxns y anfíboles.
- (3) → GRNs y pxns remplazados por anfíboles + calcita+qz (bajas temperaturas).

(Lawrence D. Meinert. G. VOL. 77, 1982)

Deposición del Cobre

El cobre es concentrado dentro del área de minerales retrógrados, donde la calcopirita y la pirita depositadas en las secuencias magnésicas están asociadas a tremolita, epidota, cloritas posiblemente en zonas de contacto con facies conteniendo variables concentraciones de material carbonáceo.

Dos cambios pueden presentarse para que el fluido hidrotermal reaccione y entre en desequilibrio:

- El incremento en el PH por la reacción con la roca carbonatada (proceso de neutralización).
- El descenso en la fugacidad del Oxígeno debido a la reacción con carbono en el mármol.

Ambas tendencias disminuyen la solubilidad del cobre, en particular un suficiente total porcentaje de azufre presente en la solución y el leve incremento en el PH podría precipitar todos los metales acarreados como complejos clorurados. De manera similar a 350 grados centígrados, un descenso en la fugacidad del Oxígeno, quizás en una unidad logarítmica puede reducir la solubilidad del cobre a un factor de 3 y generar la deposición de este metal.

Ambiente Geoquímico de Formación De Los Pipe Brecha y Mantos

La alteración retrograda del skarn y skarnoides de Ca-Si indican que la formación de los Pipe Brechas y mantos ocurrió fuera del rango físicoquímico de los eventos metasomáticos.

La abundancia de cloritas asociadas a qz y a la destrucción de granates, piroxenos y anfíboles sugiere que las temperaturas fueron bajas durante la alteración retrograda y los ambientes muy ricos en agua. La ocurrencia de capas de serpentina está relacionada quizás a los piroxenos ricos en magnesio en capas de hornfels (skarnoides) y como venas en mármol, limita la alteración retrograda a temperaturas no mayores de 420 grados centígrados y con límites de X_{CO_2} no mayores a 0.08 (Greenwood, 1967). Por lo que la presencia de epidota, cloritas, serpentinas y hematitas+magnetitas (asociadas a facies calcicas, cuarzo y calcita con la destrucción de granates, piroxenos y anfíboles indican una alteración retrograda quizás asociada con el brechamiento y la formación de mantos; lo que es característico en fluidos con un índice fluido/roca alto y a temperaturas menores de 400 grados centígrados más valores de f_{O_2} cercanos al buffer de la Hm+Mt.

La destrucción del skarn por una alteración relacionada a un brechamiento y formación de pipe brechas más el remplazamiento de inalteradas rocas carbonatada a manto o cuerpo estratiformes de sulfuros terminó generando cuerpos minerales de alto grado.

Capitulo VII

Discusión sobre la Interpretación de la Mineralización

Interpretaciones de la Mineralización

Las interpretaciones realizadas en esta capítulo están meramente basadas en estudios y observaciones de campo, estudios microscópicos descriptivos, no contando con data de termodinámica experimental o estudios de los parámetros físico químicos que rigen la deposición y campos de equilibrio de los minerales gangas y económicos que avalen estas inferencias, por el contrario todas estas inferencias están basadas y fundamentadas en estudios de comparaciones con depósitos similares de pórfidos y skarns en el mundo, propias inferencias respaldadas con datos de análisis químicos de ICP-MS y activación neutrónica

Temprana Alteración y Mineralización

La formación de ensambles de alteración silico-potásica, venas de Qz tipo A y mineralización de Cpy y Py ocurren repetidamente, existiendo una cerrada relación temporal y espacial con múltiples intrusivos individuales. Las irregulares estructuras discontinuas de las muchas y muy tempranas venas de Qz, sugieren fracturamiento de la roca plástica, más que una roca quebradiza.

Los silicatos y sulfuros de este temprano ensamble son partes integrales de las tempranas venas y sus halos se han podido haber formado en muy corto tiempo después de la cristalización del pórfido, tal motivo explica el comportamiento discontinuo de algunas venas. Esta misma alteración y texturas han sido formadas en delgadas zonas de reacción dentro de la roca intruida en el contacto con intrusivos, aparentemente por alteración de fenocristales dentro de un ligero magma inconsolidado (estado cuasi plástico).

La presión y temperatura de este temprano proceso de alteración tuvieron una fuerte relación con la final cristalización de este magma. La presión inferida en la intrusión de este magma viscoso es estimada a una profundidad de 2 Km. a condiciones litotáticas. Como la presión no es necesariamente conocida, es necesario el inferir estas presiones litostáticas ya que son requeridas mucho mas que las condiciones hidrostáticas.

En esta fase tuvo que ser requerida una gran cantidad de fase fluida acuosa para el transporte de los metales y otros elementos depositados o removilizados durante la temprana mineralización y alteración. La fuente de fluidos en gran porcentaje es el mismo magma o aguas meteóricas desde la roca hospedante circundante. Donde las aguas meteóricas son aguas conducida bajo condiciones de presión hidrostática, con dominios en las partes externas del sistema a efecto de una corriente convectiva y por ser conducidas bajo estas condiciones no ingresan al sistema durante la temprana fase de alteración y mineralización. Por tal motivo es difícil el afirmar que el agua meteórica no pudo haber entrado al sistema por difusión o por transporte de masa dentro de una zona externa o niveles superiores de la zona de alteración silico-potásica antes del fin de la temprana mineralización.(Gustafson and Hunt. SEG, Vol. 70, 1970).

La transición dúctil-quebradiza como se observa en la figura # 22, esta ascendiendo muy cerca de superficie a efecto de los stocks subvolcánico pórfido-monzoníticos (hipabisales) los que posteriormente se enfrían y es donde esta transición marcada por la isoterma de 400 grados centígrados se repliega siendo cada vez más profunda. A 400 grados centígrados se comporta de una manera cuasiplástica, por lo que es difícil generar fracturas quebradizas y donde los fluidos atrapados permanecen bajo condiciones de presiones litostáticas (Fournier, 1999). Las fracturas generadas durante la liberación de estos fluidos atrapados sobrepresurados a profundidades podrían rápidamente sellarse a manera que los índices de stresses disminuyan.

La restricción de venas tipo A y alteración potásica indican una alta densidad de fluidos hipersalinos los que combinados con una baja permeabilidad de los stocks generan el atrapamiento de estos líquidos dentro de porciones cristalizadas dentro de los mismos. Se considera que entre evento y evento los fluidos se enfrían isobaricamente, por lo que las fracturas permanecen abiertas por un moderado periodo de tiempo. (Muntean J. and Einaudi M. SEG, 2001). De esta manera, con el tiempo necesario para la generación de otro pulso intrusivo, las venas tipo A se vuelven más anchas y continuas. Este proceso se repite a manera que se generan pulsos más jóvenes de intrusivos, por lo que se podría observar a venas tipo A muy continuas y truncadas por intrusiones y cortadas por discontinuas, irregulares y delgadas venillas A de posteriores pulsos intrusivos.

Mineralización Transicional

A efecto de una progresiva consolidación y enfriamiento del magma que intruyó la secuencia, los caracteres estructurales y químicos que acompañan la mineralización varían. Las orientadas, discontinuas e irregulares venillas nos proveen un camino hacia venas continuas con una sistemática orientación y una simetría interna. Temporalmente relacionada a este periodo un conjunto de aplastadas venas aparecen como estructuras y vías hacia una vertical liberación de continua presión desde el complejo intrusivo.

La naturaleza de estos fluidos asociados con este periodo transicional de mineralización podría estar reflejado en las inclusiones fluidas atrapadas en las tardías venas tipo A y post venas tipo B. Estas aparecen como un fluido salino ebullición atrapado a temperaturas que varían desde los 350 a 600 grados centígrados. Correspondiendo presiones a lo largo de la curva líquido vapor para un 40% en salinidad para la salmuera, variando las presiones desde 200 a un poco más de 900 bars. La curva líquido-vapor nos aproxima a un ambiente de presión y temperatura de la mineralización transicional, aunque el KCl en la salmuera es bajo, pero indicaría algo de presión. (R. Fournier, 1973)

Las evidencias indican un progresivo cambio en las condiciones físicas durante el periodo transicional, esto es interpretado como una línea que indica el primer significativo influjo de grandes masas de agua dentro del centro magmático en enfriamiento. Este influjo pudo haberse hecho posible con ayuda de la cesación de la actividad magmática y ayudado por el descenso en presión y temperatura.

Las contracciones de la vertical y casi elongada columna intrusiva en enfriamiento pudieron haber disminuido la presión sobre las condiciones litostáticas y producir fracturas planas con una local y probablemente temporal presión hidrostática, por lo que el índice de enfriamiento del centro magmático intrusivo pudo haberse incrementado.

Los rasgos de temperatura y presión de las inclusiones en las venas tipo **B** aparentemente reflejan este periodo de declinación y por que no, el decir de fluctuación de presiones y temperaturas.

Durante este periodo transicional, las condiciones han variado desde las temperaturas cercanas a las temperaturas magmáticas y presiones litostáticas, donde el sistema es dominado por fluidos acuosos derivados desde el magma a un posterior ambiente bajo presiones hidrostáticas y relativas bajas temperaturas dominadas por aguas meteóricas.

Las variaciones en la composición de los fluidos responsables para la transicional y posterior mineralización se podrían interpretar isotópicamente. La composición de las aguas percolantes en Toromocho antes del ascenso de los Andes no fueron lo suficientemente claras para nombrarlas meteóricas. Se infieren modificaciones de esta agua a efecto de una continua evaporación, intercambio con los silicatos en las rocas y posibles filtraciones de iones hidrogeno. Este tipo de cuantificaciones en abundancia de las aguas meteóricas y magmático-hidrotermales durante los diferentes periodos de mineralización, se podrían realizar con estudios isotópicos.

Posterior Mineralización y Alteración.

Luego de llegar a un estado en proceso de enfriamiento del complejo intrusivo, cercano a los 350 grados centígrados, las aguas meteóricas comenzaron a percolarse a lo largo de fracturas y reaccionaron con la previamente mineralizada roca hospedante, produciendo de tal manera una mineralización de pirita y alteración destructiva de los feldspatos con alteración sericitica en las periferias del sistema y venas tipo **D**. Esta agua fue probablemente parte de un gran sistema convectivo profundo llevado por el calor desde el centro intrusivo.

La mineralización durante este periodo posterior es obvio sea controlado por las continuas fracturas y venas, generadas durante los tempranos periodos. Esto es probablemente debido a la naturaleza quebradiza de los ya enfriados stock porfíricos, también como la reducida permeabilidad de la roca, resultado de los procesos de auto taponamiento o por otra alteración y mineralización, por tal obligando a reabrirse las venas antiguas. Las relativas venas no fracturadas del anterior evento contrastan con las intensamente fracturadas venas de Qz de los tardíos eventos, reflejando un marcado descenso en la intensidad local del stress. (Fournier. SEG. Vol. 94 ,1999)

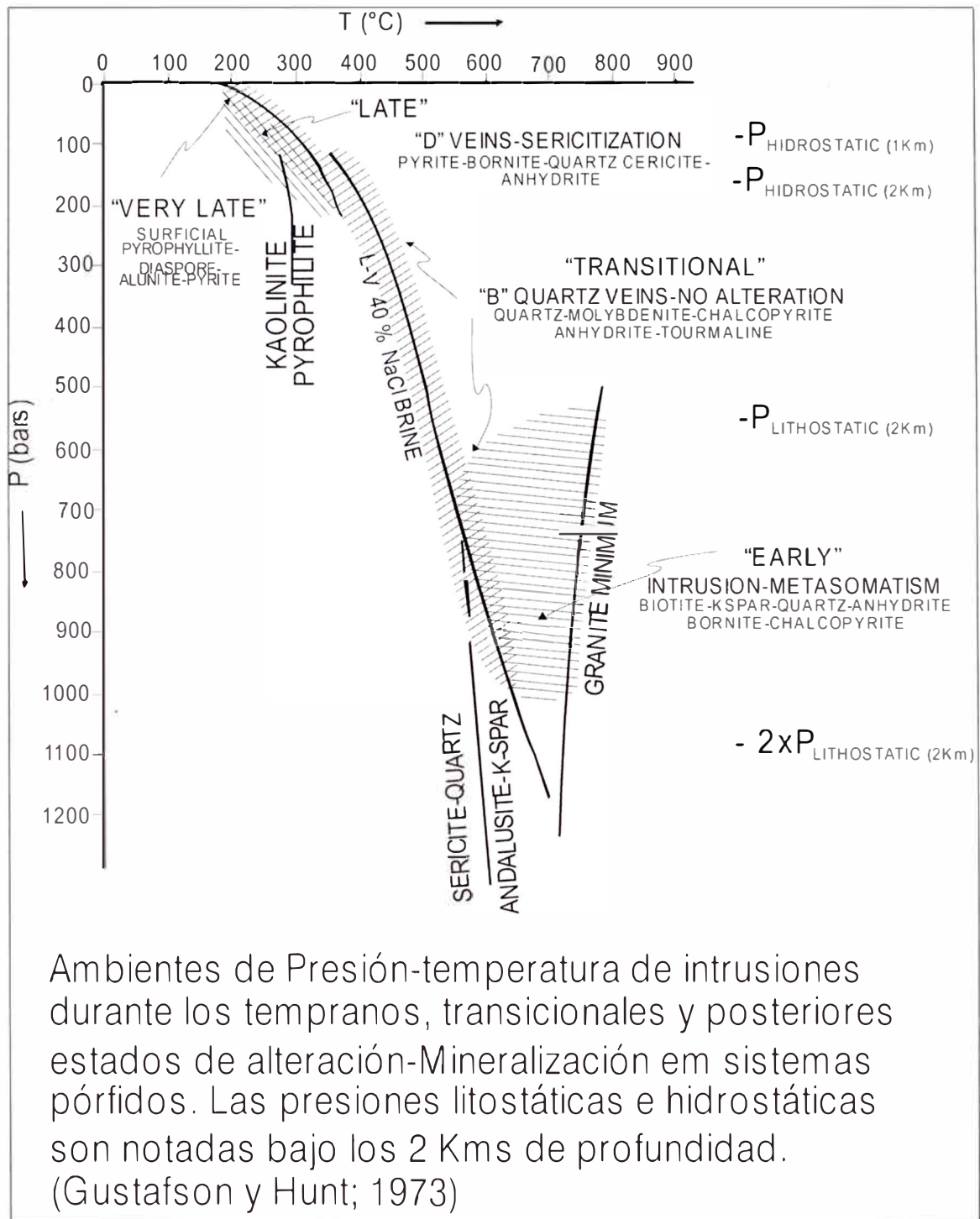


Fig. # 22 (Gustafson and Hunt, 1973)

Los patrones de ensambles de alta sulfuración HS en las venas mas diferenciadas y en altos niveles corresponden solo a patrones de la fuerte alteración sericítica. Las raíces y ensambles de sulfuros se extienden debajo y dentro de las zonas de la alteración potásica. Las texturas de ensambles piríticos son interpretadas por Gustafson y Hunt, 1975 con detenimiento. Estas texturas se dan como efecto de un proceso de retrabajo d los tempranos ensambles por adición de azufre, esto probablemente ocurre con una pequeña o nula adición de Cu.

Formación de venas tipo D

El posterior ambiente de generación de venas es una natural evolución de los fluidos e inicia cuando las aguas meteóricas empiezan a pasar los límites del centro mineralizado durante el denominado proceso transicional. (Percolación de aguas superficiales)

Un importante punto de vista de la alteración hipógena es el factor de los valores K/H a lo largo de la vía o camino de P-T iniciado en la vecindad del entorno feldespato-K. Aunque la total reacción KCL/H_2O no es mostrada, refleja una significativa reserva de acidez como H_2SO_4 no ionizado en la salmuera a altas temperaturas y a ser consumidos o ionizados por efecto de alteración con un descenso de temperatura. (Meyer and Hemley, 1967)

La amplia alteración sericitica asociada a las venas tipo D comenzó a efecto del continuo influjo de las aguas meteóricas pero probablemente con un continuo abastecimiento de los volátiles magmáticos constituyentes y mucha oxidación de H_2S . Se infiere que las inclusiones fluidas atrapada en este periodo sean de relativa baja salinidad.

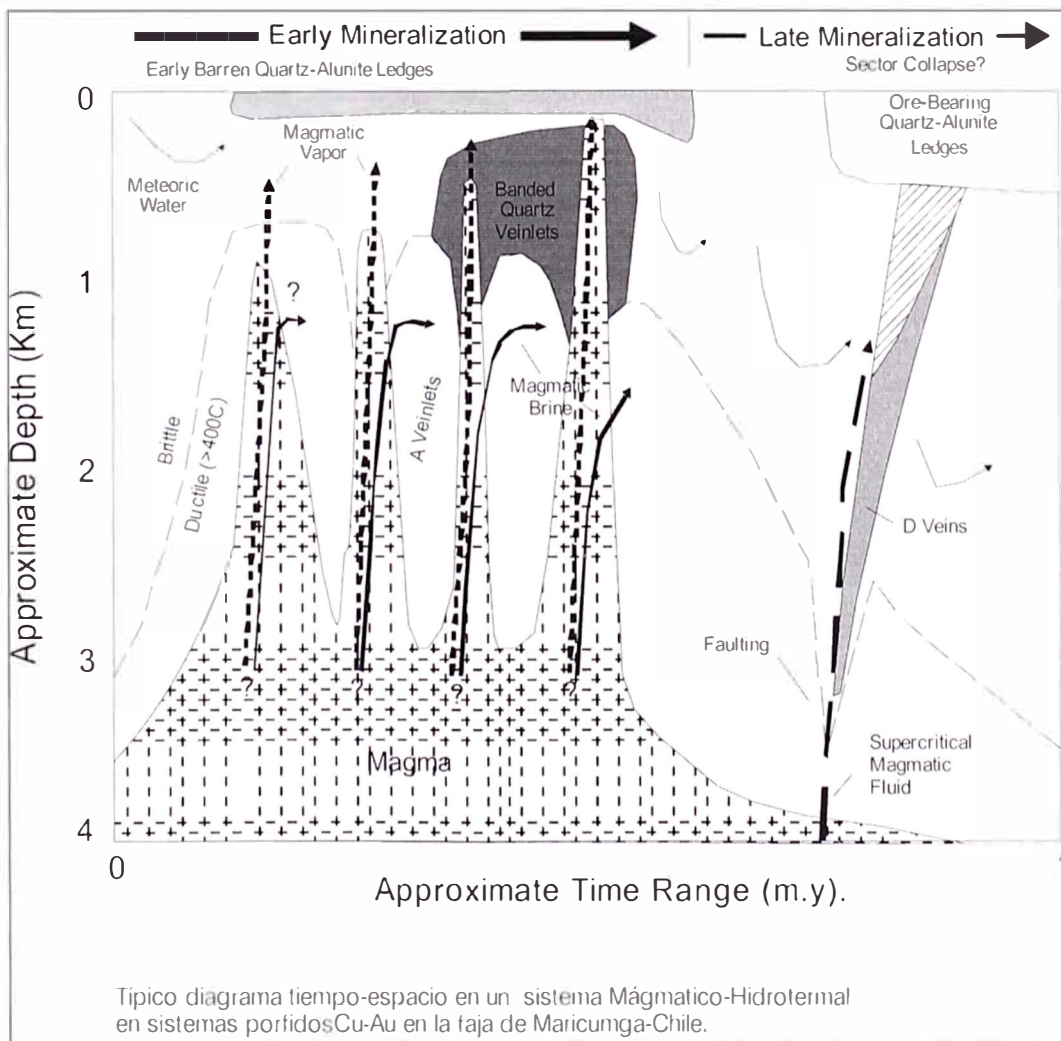


Fig. # 23 (Einaudi and Muntean, 2001)

La Fig. # 23 (Einaudi and Muntean, 2001) explica como este posterior evento no relacionado a un proceso magmático de venas D presenta una marcada relación temporal cortando a los anteriores eventos de venas A, venas B, venas de Ep-Chl, no observando una relación inversa, esto es las venas tipo D actúan como una marcada línea de tiempo entre los eventos magmático-hidrotermales y eventos post magmático, como estas venas y las post venas con exsoluciones de metales base y metales de alta sulfuración como es el caso de exsoluciones de Enargita en la Calcopirita, venas de sulfosales observadas en campo y los posteriores eventos de lodos cordilleranos de metales base que cortan todo el sistema Pórfido-Skarn Toromocho.

El inicio respecto al equilibrio de los fluidos polimetálicos o evidencias polimetálicas en las vena tipo D, esta tipificado por metales base como galena y esfalerita en las V-D-3, donde dichas evidencias se presentan al parecer como un fenómeno de reapertura en ciertas venas tipo D-1 y D-2 donde observamos que el contenido de cuarzo es mayor o igual respecto a la pirita y los metales base se encuentran rellenando fractura, en la parte central de la vena asociada a cuarzo en textura de crestas(textura típica de reapertura de venas) o quizás en un solo extremo de dicha vena D-1 y D-2. Por el contrario las llamadas venas D-3 presentan un equilibrio textural respecto a los metales base, al parecer estas venas D-3 representan un estadio inicial de las venas polimetálicas con dicho metales base en ensamble con la vena D mas desarrolladas; es decir con mayor % de Pirita. La calcopirita así como la esfalerita presente en estas venas del tipo D-3 presentan exsoluciones de sulfosales de Cu, las que se han determinado como Tennantita (por el alto índice de As/Sb en dicha muestra I P-MS) y en el caso de Enargita por sus propiedades ópticas típicas. Lo que si es claro denotar es la tendencia de los fluido al generar ensambles de alta sulfuración (HIS), esto también ha sido constatado por evidencia de campo al encontrar venas puras de tetraedrita o no observando alguna relación de corte por encontrarse como un caído en el pit Toromocho

Conclusiones

El control litológico es factor determinante en el emplazamiento de la mineralización estratiforme de Zn, primero por la acción de la proximidad de los intrusivos que permitieron la formación del skarn solamente en los horizontes dolomíticos (Laura Superior, Laura Inferior) y posteriormente el emplazamiento de la mineralización estratiforme en los horizontes dolomíticos previamente alterados. La presencia de la traquita Sacracancha juega un rol muy importante, constituyendo una guía estratigráfica de la mineralización por la ubicación del mineral, ya que la mineralogía del manto Gertrudis e presenta tanto debajo y sobre la secuencia traquítica.

En los campos de silicificación dentro de la matriz se encuentran asociados bajos porcentajes de plagioclasa secundaria, tipificada por claros cristales pseudo-tabulares, distinguibles por su ángulo de extinción. Esta posible albita secundaria es producto de alteración de los Feldespatos plagioclasas primarios en la secuencia volcánica y donde la albita 2^{da} genera esta sausonita.

A consecuencia de la mayor porosidad y/o permeabilidad de las secuencias sedimentarias respecto a las facies volcánicas, el hornfels cz-pxn fue completamente obliterado, por las post fases de alteración, ya sean selectivas ó pervasivas, quedando relictos de las fases de temprana silicificación y relictos puntuales de pxns.

La abundancia de magnetita es mayor a medida que profundiza el sistema, donde muchas capas captan hasta un 30 % de su volumen a algo más y esta disminuye hacia la superficie con un poco mas de 2 a 3 %. Mucha magnetita ocurre como lentes y como masas irregulares asociadas a minerales Ca-Mg-Si. Se entiende que esta magnetita representa el punto final de la tendencia hacia el enriquecimiento de Fe durante la formación del skarn, el cual inicialmente resulto en el emplazamiento de Pxn de fase salita por fases tremolíticas-epidóticas.

En algunos campos de la sección delgada observamos el ensamble de epidota -clorita altera a los feld-plag-secundarios, con cristales muy desarrollados a manera de tablas radiadas de alta birrefringencia, clivaje paralelo, presentando en la parte central sausonita asociada a cz-cloritas-py (diss). Esta epidota altera y se sobre impone tanto a los feld-primarios, a los feld-secundarios y a la biotita secundaria, por lo que se concluye que esta alteración es posterior a la alteración sílico potásica y coetánea con la alteración clorítica pervasiva en el hornfels sedimentario. De igual manera este ensamble de clorita-epidota-cz-opacos hace pensar en un ambiente menos alcalino muy similar al ambiente de una alteración fillica, pero se denota claramente que la sericita es posterior, la que altera por los bordes y zonas de debilidad a las cloritas. Por todo lo expuesto se infiere y concluye una fase leve y corta de fluidos cloríticos entre la fase sílico-potásica y la fase Sericítica.

las texturas de sobreimpresión indican que la alteración muscovita / sericita es posterior a la alteración clorítica, presentándose las cloritas como testigos de las primeras fases de la alteración retrograda, alterando en instancias a la fase prógrada, esto se explicaría como un primer descenso de fluidos hidrotermales y la epidota queda como relicto prógrado. Concluimos el entender a la sericita como un proceso retrogrado pervasivo debido en parte por aporte de aguas meteóricas. Se concluye que en el punto final de ascenso del fluido prógrado (punto de inflexión químico) es donde se produce la alteración clorítica, la que de manera posterior es afectada por aguas o fluidos meteóricos y desarrollan la alteración fillica.

Las venas tipo D sirven como líneas de tiempo, lo que significa la iniciación de la post mineralización, por lo que tanto los intrusivos, venas A, venas B, venas de cz-epidota, cz-cloritas son cortadas por estas posteriores venas. Al igual las alteraciones prógradas y retrógradas están sobre impuestas y en casos obliteradas por los halos de alteración ácida que generan estas venas donde la relación inversa no ha sido observada. Estos fluidos ácidos posteriores (sistema sílica-py), atacan a todo el sistema skarn. Al parecer al entrar en contacto con los minerales Ca-Mg-Si retrógrados, así como con el skarn magnetítico, produce una reacción de deposición masiva de py en los contactos con la magnetita, debido a que la magnetita actuó como un buffer en la fugacidad del azufre, produciendo un remplazamiento de la magnetita por py en campos o dominios dentro de la magnetita. Concluyendo que se trate de un proceso netamente hipógeno.

Dentro de los procesos de exsolución de minerales observamos que la Esfalerita presenta exsoluciones de tenantita, notando un proceso de doble exsolución a causa del agotamiento o baja en la actividad de iones metálicos, más no del azufre. Al parecer las exsoluciones sucesivas se dan a efecto de procesos de deposición y saturación iónica, acompañada del paradigma de la herencia de los factores físico-químicos de un metal a otro. Dentro de una gráfica de Tiempo vs. Actividad, el eje de actividad esta definido por una recta de $Y=cte$, donde dicha recta representa la línea de saturación de los iones.

Se ha evidenciado la presencia de venas con un carácter polimetálico mucho mas diferenciado durante el trabajo de mapeo de los bancos (Bendezú Aldo. Per. Com. 2002) donde no se ha podido determinar una relación temporal de corte con las venas ya antes mencionadas, pero estas se caracterizan por la porcentual presencia de sulfuros, el cual esta tipificado por el porcentaje de la esfalerita, el cual es el principal sulfuro y donde la predominancia de sulfosales de As-Cu pasan un segundo plano (enargita –tenantita). Al parecer los fluidos generadores de estas venas utilizaron vías de ascenso como las tempranas venas tipo D, ya que se observan relictos de pirita y playas de pirita bordeadas de sericita y donde dicha pirita presenta características físicas redondeadas a subredondeadas.

Este depósito skarn presenta una transición desde una temprana y amplia fase metamórfica lo que generó hornfels, donde la caliza Pucará presenta blanqueamiento y recristalización en un radio de 50 Km. (lo que de manera indirecta lo asocia como un sistema de baja a moderada profundidad de emplazamiento de intrusivos). El sistema Toromocho fue afectado por un gradiente alto de erosión en la zona, el cual lo denudó y expuso al nivel actual siendo afectado por una serie de fluidos hipógenos, supérgenos, mezclas, los que generaron en diferentes periodos zonas de reapertura de fracturas tanto en facies volcánicas como calcáreas observadas en el campo, otro efecto de esta erosión es que el sistema Toromocho presenta pocas huellas de alteración prógrada destruida por los fluidos de las fases retrogradadas, esto debido a su rápida disminución en presión efecto de esta inferida rápida erosión los fluidos descendieron y obliteraron casi todo rasgo. La profundidad de formación del skarn es importante en su evolución geométrica y propiedades mecánicas de la roca, ya que en un ambiente skarn profundo la roca se comporta de una manera dúctil mas que quebradiza y generando un contacto semi paralelo entre el intrusivo con la roca sedimentaria a efectos de plasticidad.

En algunos casos la influencia composicional de la roca hospedante es claramente reflejado por texturas en afloramientos, como en las delgadas capas de minerales calcosilicatos remplazando bandas argilíceas dentro de una secuencia carbonatada o masivos hornfels de calco silicatos remplazados por lutitas calcáreas. El origen de estas rocas calco-silicatadas es ambiguo, muchas veces se infiere la composición total de la roca sedimentaria o protolito sedimentario antes del proceso metamórfico, pero en otros casos el desbalance composicional en estas haría pensar en el influjo metasomático con el intrusivo o diferentes facies en la secuencia.

La carencia de indicios de minerales prógrados de alta temperatura en las muestra analizadas es quizás a efecto del alto grado de porosidad en las facies sedimentarias, en primera instancia debido a que el sistema esta muy tectonizado, a efecto de ser cortada la secuencia sedimentaria por una serie de eventos intrusivos a manera de diques y sills que incrementan el fracturamiento y por ende la porosidad durante la intrusión, sirviendo ellos además como canales de flujo y por ultimo es debido a la ya presente alta permeabilidad intermolecular que presentan las calizas dolomíticas al generarse el cambio iónico de Ca por Mg, siendo el radio del calcio mayor al radio del magnesio.

Desde el punto de vista exploratorio se pueden generar programas regionales en la identificación de futuros targets, focalizando esfuerzos nos solo en las típicas secuencias calcáreas como potenciales receptores de mineralización, sino el ampliar nuestro espectro en cuanto a facies receptivas a la mineralización se refiere tal como es el caso de las facie receptivas estudiadas, es decir la inferida secuencia inferior de la formación Chambará con facies volcánicas del Mitu superior conocidas como volcánicos Catalina.

Recomendaciones

En primera instancia es recomendable el saber y conceptualizar las diferencias entre los diferentes tipos de yacimientos skarns, ya sean estas diferencias por tipo de protolitos sedimentarios o protolitos ígneos que afectan y alteran los protolitos sedimentarios. Todas estas concepciones están muy claramente ligadas a los ambientes tectónicos donde se producen dichas ocurrencias mineralógicas. Mucha información sobre los diferentes tipos de yacimientos skarns es puntualizada en las referencias bibliográficas de este tomo.

Durante el estudio de campo realizado en la zona del Open Pit de Toromocho y a futuro en posteriores estudios de mapeo a detalle en estos tipos de sistemas magmáticos hidrotermales, se recomienda el tener mucho cuidado y detalle en la disposición de las venillas mineralizadas y sus relaciones de corte, ya que dichas vetas, venas y venillas son inherentes y características de los diferentes eventos de alteración y mineralización que afectan tanto a los intrusivos como a las rocas hospedantes, en este caso se tratan de facies carbonatadas, además de incidir en el detalle y acuciosidad sobre los contactos entre la diferentes facies litológicas.

Durante el muestreo selectivo de las muestras se tuvo mucho cuidado en tomar muestras que no estuviesen expuestas en los bancos muestreados. Por lo que se recomienda el tomar un poco de tiempo y cuidado en tomar muestras que si bien es cierto están alteradas por los diferentes eventos metamórficos-metasomáticos, no estén afectadas por los procesos de alteración supérgenos o por procesos de intemperismo-meteorización, los cual sobreimprimen estos eventos generando confusión y dando una falsa impresión de una posterior alteración. Ejemplos de este tipo los tenemos en la generación de kaolines supérgenos en ambientes porfiríticos (halloysita) o la generación de arcillas como e mectitas o talco en los sistemas skarns.

Se recomienda a futuro para estudios con un perfil de investigación similar a este, el realizar o solicitar realizar análisis químicos de activación neutrónica o ICP-MS para definir mejor las concentraciones por elementos, además de comparar diferentes métodos.

Se recomienda a futuro el estudio de inclusiones fluidas para determinar las característica y rangos físico-químicos de los fluidos como las temperaturas de homogenización, estudio cromatográficos para determinar la composición y tipo de fluidos gaseosos entrampados en la ; inclusiones fluidas que son inherentes a cada evento hidrotermal, así poder realizar una tabla de evolución general de fluidos a lo largo del periodo de generación del sistema magmático hidrotermal.

Se recomienda el realizar el análisis de elementos trazas u otros análisis en los fluidos hidrotermales que generaron las venas tipo D así como los fluidos que generaron las vetas de los metales base para correlacionar las propiedades químicas y el parentesco geoquímico de ambo fluidos con una cámara magmática común.

Desde un punto de vista distrital las facies de la base de la formación Chambará son importantes como trampas de mineralización, las cuales nombramos a continuación:

- Estructuralmente los sobre escurrimientos sirven como paredes o buffers para los fluidos mineralizantes que viajan a través de las facies mas permeables, encontrando de esta manera topes y por no decirlo de otra manera zonas de bonanza como los skarns distales, los mantos o cuerpos de remplazamiento distales.
- Las facies carbonatadas dolomíticas evaluadas desde un punto de vista o escala iónico, son mucho mas favorables o receptivas a efectos del intercambio iónico del Ca por el Mg, ya que el radio iónico del calcio es mayor al del magnesio, generando de esta manera un plus en la permeabilidad y conceptuando una roca que es muy reactiva mas el hecho de incrementar su permeabilidad por este proceso metamórfico. Esta particularidad de la que es característica Toromocho puede extrapolarse como un factor para explorar dentro de este metalotecto u otras formaciones que hayan sufrido este proceso metamórfico como potenciales para la búsqueda de skarns de alta ley.
- Las facies magnésico-limosas de la formación Chambará son ricas en material orgánico, dicho contenido de carbón ayudan a la deposición de sulfuros por un proceso Redox en los iones y cationes libres en los fluidos, siendo también estas facies carbonosas potenciales para la búsqueda de target de mineralización. Esta característica también puede extrapolarse como un factor para explorar dentro de este metalotecto u otras formaciones que hayan sufrido este proceso metamórfico como potenciales para la búsqueda de skarns de alta ley.

Desde un punto de vista regional es muy importante para la exploración el evaluar a futuros targets las relaciones tectónicas o los llamados cortes de tendencias estructurales, ya que en dichos cortes de tendencias es donde se emplazan los pulsos intrusivos, utilizándolos como vías de ascenso por ser zonas de debilidad. Un claro control de ascenso de fluidos son los ejes de los sinclinales durante los procesos tectonicos compresivos, así como en la generación de las fajas de sobre escurrimiento, tal como ocurre en el caso del distrito minero de Toromocho.

Capitulo VIII

Anexos

Lista de Microfotografías en Secciones Delgadas y Briquetas Pulidas

Lista de Microfotografías en Secciones Delgadas

I. Estado Metamórfico-Metasomático Temprano

- a) En Lavas Andesíticas
- b) En Secuencia Calcárea

II. Estado de Alteración Metasomática Principal

- a) Alteración Sílico-Potásica en Hornfels Volcánico
- b) Alteración Tremolita-Epidota-qz en el Hornfels Magnésico
- c) Alteración Sílico-Potásica en los diques Pórfido qz-Monzoníticos
- d) Alteración Skarn De Magnetita

III. Transicional Alteración Y Mineralización

IV. Posterior Alteración Argillica

- a) Alteración Epidota-Clorita en Facies Volcánicas
- b) Alteración qz-Cloritas en el Hornfels Sedimentario
- c) Alteración Clorítica en los diques Pórfido qz-Monzoníticos
- d) Alteración Clorítica Asociada al Skarn de Magnetita

V. Estado De Alteración Sericítica

- a) Alteración Fillica en la secuencia Volcánica
- b) Alteración Fillica en la secuencia Magnésica
- c) Alteración Fillica Asociada a diques y sills Pórfido qz-Monzoníticos
- d) Alteración Fillica Asociada al Skarn de Magnetita

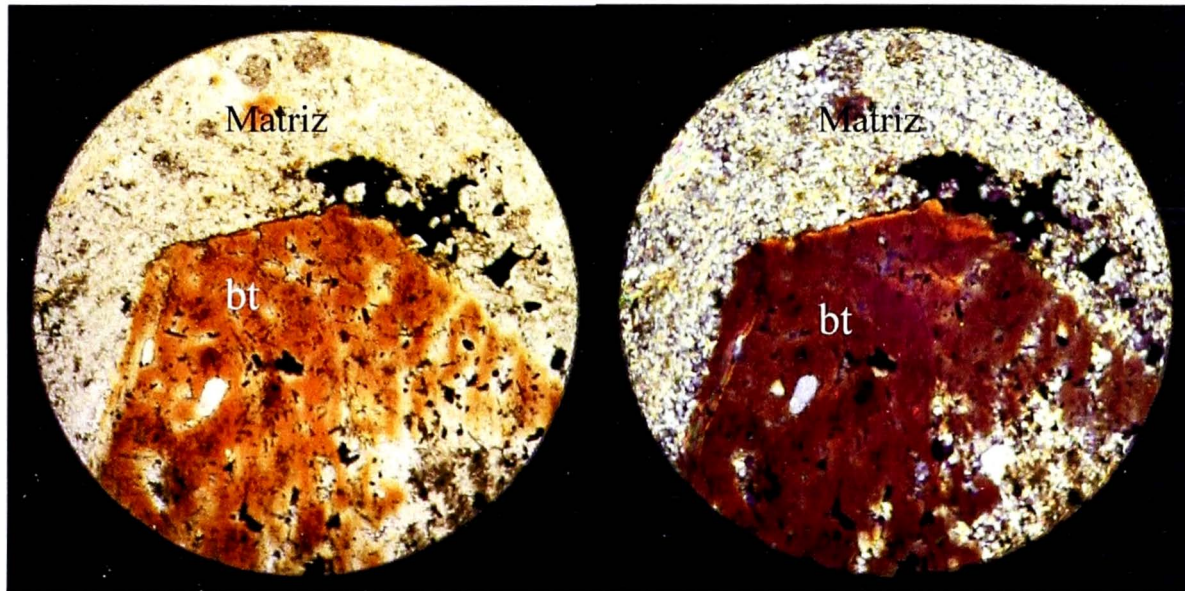
Nota:

N//s = nicoles paralelos

NXs= nicoles cruzados

Objetivo	Longitud del Campo Visual
5X	3600um
10X	1800um
20X	900um
40X	450um

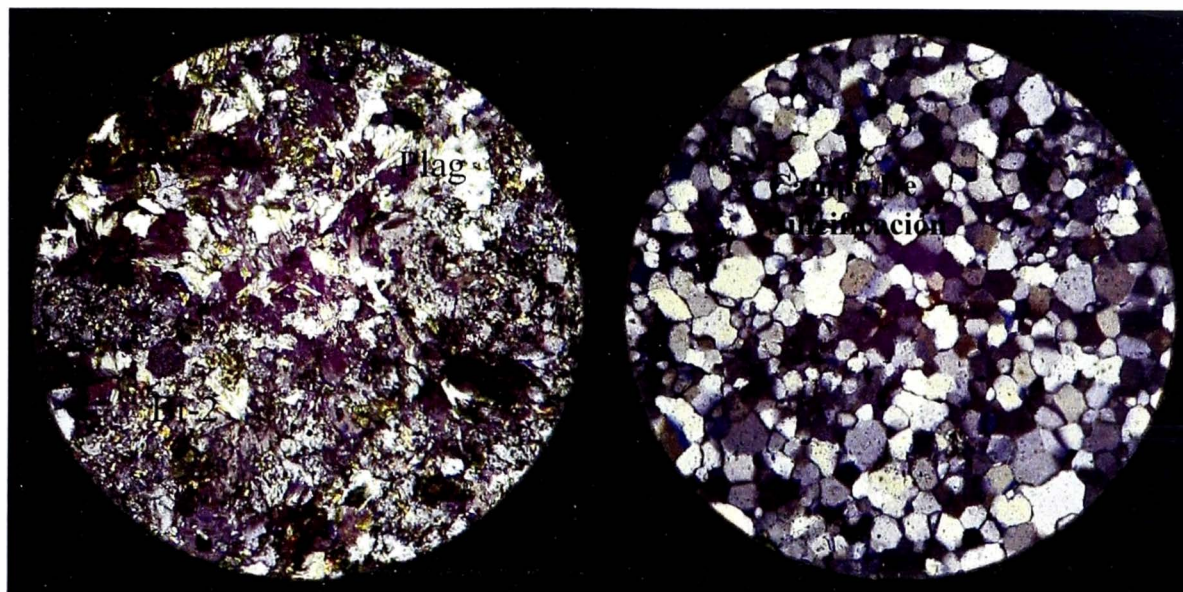
I. Estado Metamórfico-Metasomático Temprano en Lavas Andesíticas



Muestra de código PMO-54, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N//s (derecha) como en NXs (izquierda).

Las microfotos muestran una inicial facie volcanica inferida en parte por el bajo % de qz primario. Esta roca fue alterada por este inicial estado, generándose una feldespatización en la matriz con relictos de feldespatos conservando su extinción, de igual manera conservan relictos de máficos ígneos los que en su interior preservan minerales secundarios como rutilo, observado en la foto de la derecha.

La matriz de la roca presenta cristales de biotita secundaria dispersos de manera focalizada y muy bajo porcentaje de manera aleatoria. Se podría decir que esta biotita secundaria es posterior al conjunto de procesos de feldespatización



Muestra de código PMO-72, tomada con aumento de 20X (Longitud de campo de 900um) tanto en N//s (derecha)

La microfotografía muestra un campo de silicificación de la sección delgada. Al parecer se trata de una roca volcánica con un alto grado de silicificación. La matriz es prácticamente qz secundario microcristalino que varía entre un 40 a 60%. Dicho efecto generado por un proceso de feldespatización (albita) en la roca, genera un hornfels de qz-albita ($Ab \ll qz$), aunque encontramos campos de alto porcentaje de feldespatos secundarios.

Es bueno resaltar que también se observa la generación de venillas de feldespato secundario posible albita muy tempranas, con características muy similares que el feldespato secundario en la matriz.

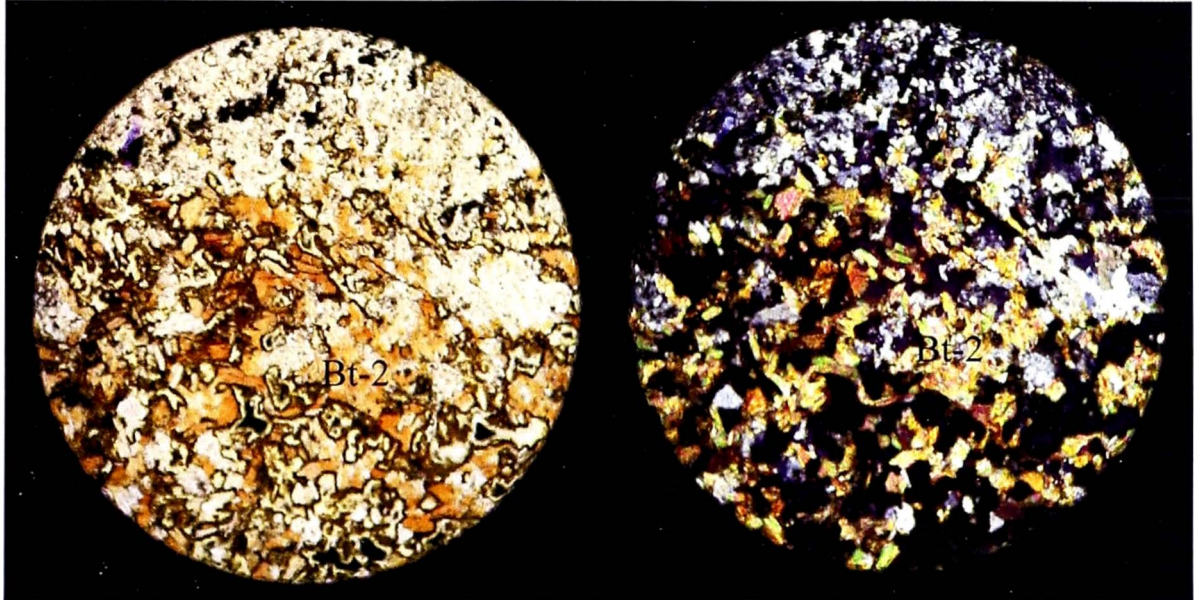
Muestra de código PMO-74-A, tomada con aumento de 20X (Longitud de campo de 900um) tanto en N//s (izquierda)

La microfotografía muestra un hornfels qz-albita con una superimpresión de alteración sílica potásica. Se observan relictos de feldespatos plagioclasas de la secuencia volcánica con zonas de debilidad y bordes reabsorbidos.

La matriz qz-feldespática presenta un índice de feld/qz que varía de 2/1, es decir la albitización fue moderada a fuerte en esta muestra, presentando una variación entre 50 a 70%. El cuarzo en la matriz se presenta con una textura microcristalina dispuesta en arreglos. El proceso de albitización está acompañado de un bajo porcentaje de epidota del tipo hidrotermal a manera de agregados granulares.

II. Estado de Alteración Metasomática Principal

a. Alteración Sílico-Potásica en Hornfels Volcánico

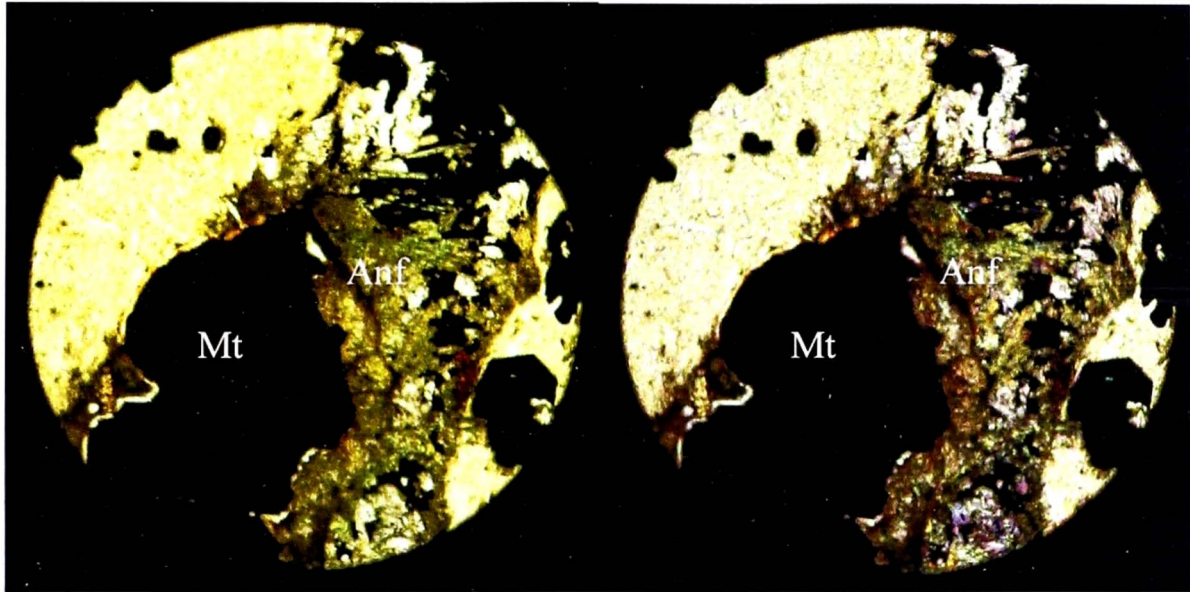


Muestra de código PMO-54, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N//s (derecha) como en NXs (izquierda).

La microfotografía muestra la matriz de la roca presentando cristales de biotita secundaria dispersa de manera aleatoria, siempre acompañados de feldespatos plagioclasas (extinción oblicua) en variados tamaños siempre en conjunto con cuarzo secundario. Cabe notar que dicha disposición es focalizada además de saber que las biotitas secundarias son posteriores a la feldespatización (posible albita). La destrucción de máficos primarios y plagioclasas liberan rutilos y generando además, rutilo como corpúsculos.

Esta fase está asociada a la deposición de minerales opacos como py y cpy de textura rugosa y en microgránulos, a efecto de haber soportado los posteriores eventos de alteración. En dicho hornfels se observa el ensamble de qz-feldespato secundario +/- cloritas +/- epidota

b. Alteración Tremolita-Epidota-qz en el Hornfels Magnésico



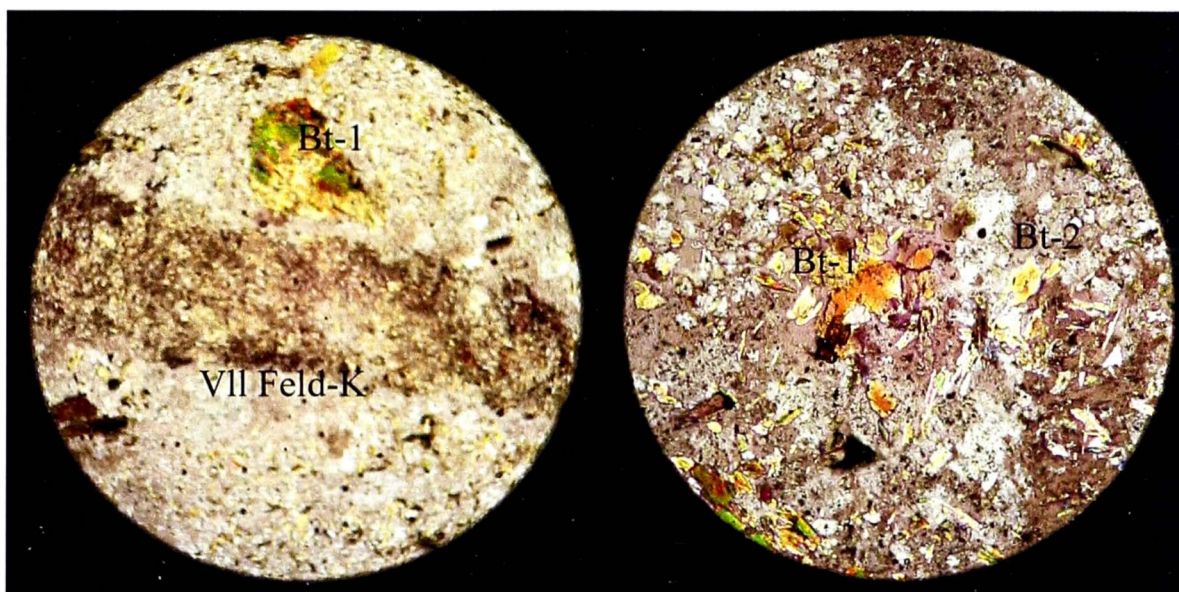
Muestra de código PMO-110, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N/s (derecha) como en NXs (izquierda).

El estudio de toda esta sección delgada muestra campos donde se observan anfíboles actinolita-tremolita. Los anfíboles se observan en dos maneras:

1. Diseminados y asociados a magnetita remanente de la alteración prógrada, donde los minerales prógrados han desaparecido en un gran porcentaje, solo se conserva la actinolita rellenando intersticios, presentándose con morfología asbestosa y asociada a un bajo porcentaje de carbonatos.
2. Asociados a venillas de opacos posiblemente py variando entre 40 a 60% de la venilla con un bajo % de qz y bajo porcentaje de carbonatos (opacos anhedrales subredondeados), tal como se muestra en la figura superior mostrando la actinolita-opacos-qz tanto en nicoles paralelos como en nicoles cruzados.

Estos anfíboles del tipo fibroso se presentan en agregados radiales, observando en ellos un pleocroismo débil a moderado que varía de verde claro y en casos amarillento por estar teñidos con óxidos de Fe.

c. Alteración Sílico-Potásica en los Diques Pórfido qz-Monzoníticos



Muestra de código PMO-120, tomada con aumento de 20X (Longitud de campo de 900um) en N//s (derecha)

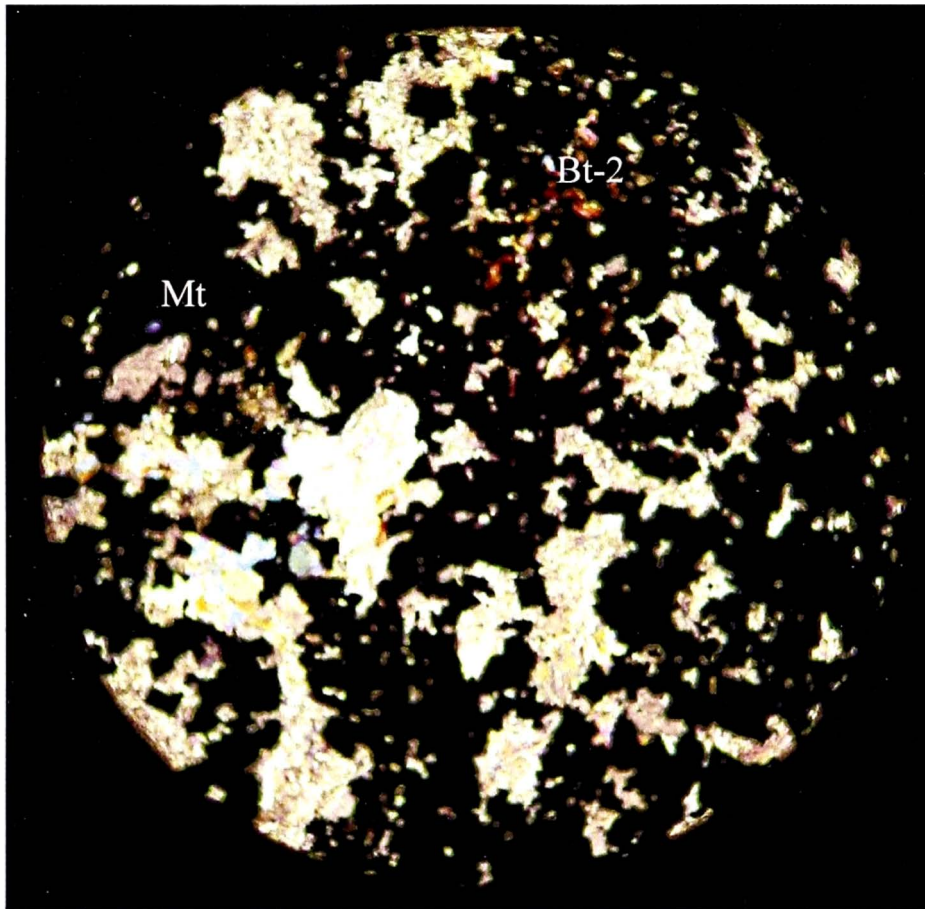
El estudio de toda esta sección delgada muestra una alteración silico potásica muy tenue, donde las hornblendas muestran un bajo grado de generación de biotita secundaria en las zonas de debilidad. La fotografía muestra un pequeño relicto de biotita primaria afectada por biotita secundaria así como biotita secundaria dispersa en la matriz.

Muestra de código PMO-136, tomada con aumento de 5X (Longitud de campo de 3600um) en N//s (izquierda)

El estudio de toda esta sección delgada muestra una alteración potásica, en este caso representada por venillas de feldespato potásico amorfo +/- biotita secundaria +/- qz +/- epidotas. La vena se muestra de paredes continuas que cortan a la biotita primaria magmática, ovoides de qz primario, cristales de feldespatos plagioclasas primarios en la matriz. Esta venilla presenta una sobreimpresión de alteración sericítica.

Los feldespatos potásicos secundarios en la venillas se observan intercrecidos con cristales de biotita secundaria muy fina y errática la cual presenta un alto color de interferencia, esto sería posible al efecto de sobreimpresión de la alteración sericítica.

d. Alteración Skarn De Magnetita

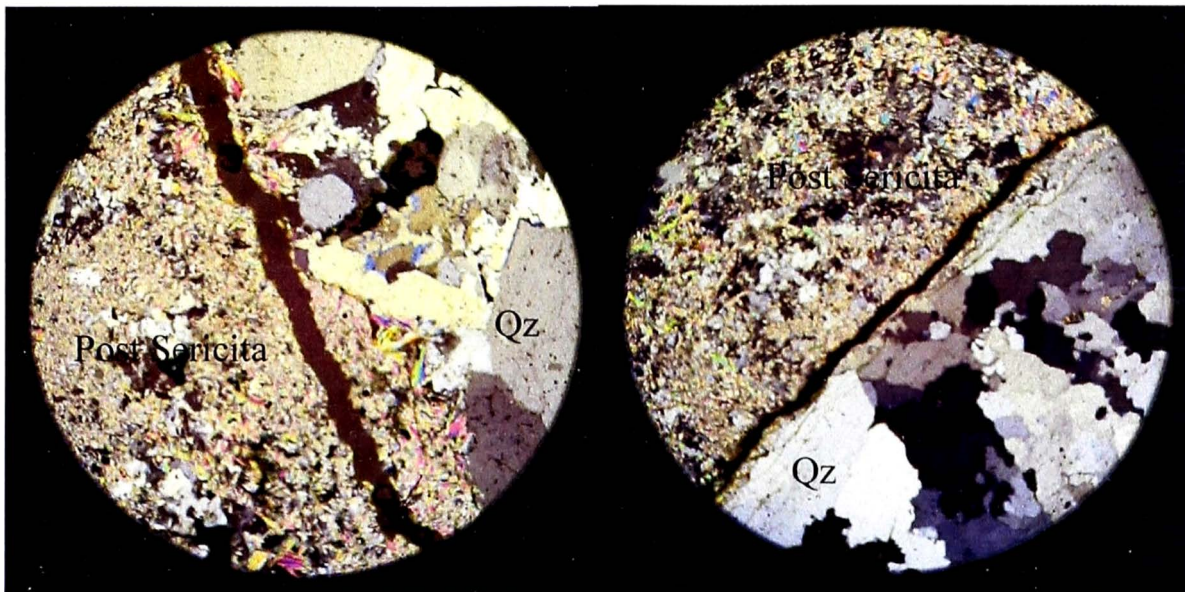


Muestra de código PMO-114, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N//s

La microfotografía muestra a la magnetita como agregados granulares subredondeados con intersticios rellenos con feldespato potásico secundario, biotita secundaria, y posteriormente depositados ensamblajes de muscovita/sericita +/- cloritas.

La alteración silico potasica representada por biotita secundaria se presenta sin un arreglo específico y con su típica coloración marrón-amarilla con un bajo color de interferencia.

III. Transicional Alteración Y Mineralización



Muestra de código PMO-94, tomada con aumento de 5X (Longitud de campo de 3600um) tanto en N//s (derecha) y en N//s (izquierda)

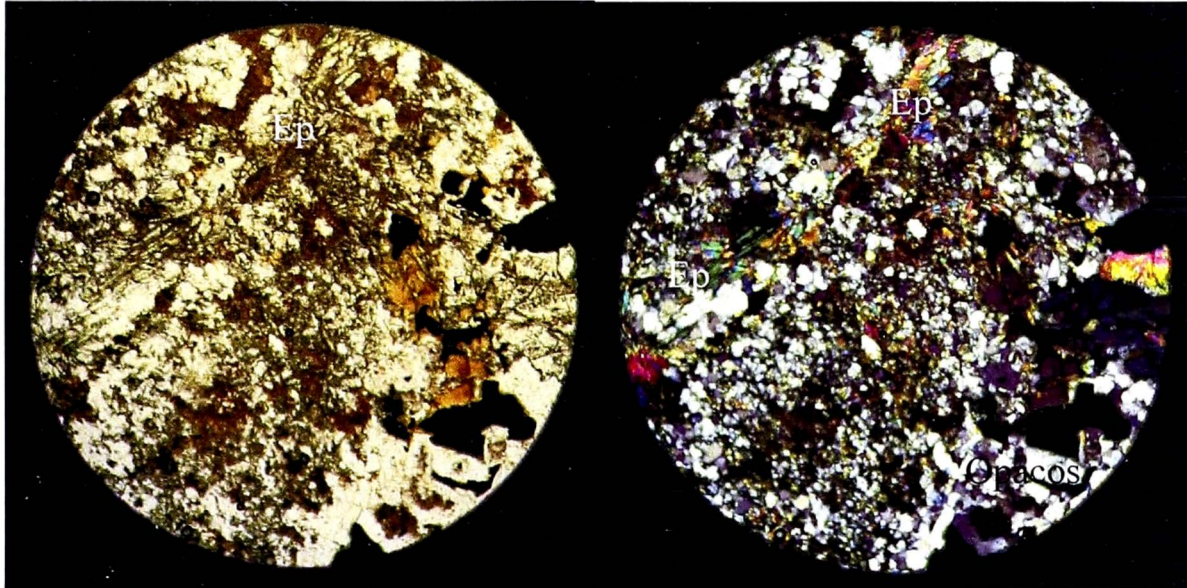
Las microfotografías muestran venas tipo B compuesta de qz-molibdenita con espesores moderados variando entre 1 a 1.5 cm con paredes semi paralelas. La deposición de la molibdenita no es pareja en toda la vena y se presenta con textura hojosa muy fina en agregados o rosetas. La molibdenita presenta extinción ondulante preservando su macla polisintética con diminutas inclusiones de cpy y py.

Estas venas son muy continuas y parejas, generando un moderado halo de silicificación el cual es posteriormente cubierto por una sericita muy fina más py diseminada, la cual es constante en todo el halo de alteración de la venilla de Mo.

En cuanto a la relación temporal de corte de venas propuesto por Gustafson (1970), las venas de qz-mo presentan minerales de alta temperatura y son tipificadas como venas post A y preceden a las más tardías venas tipo D.

IV. Posterior Alteración Argílica

a. Alteración Epidota-Clorita en Facies Volcánicas



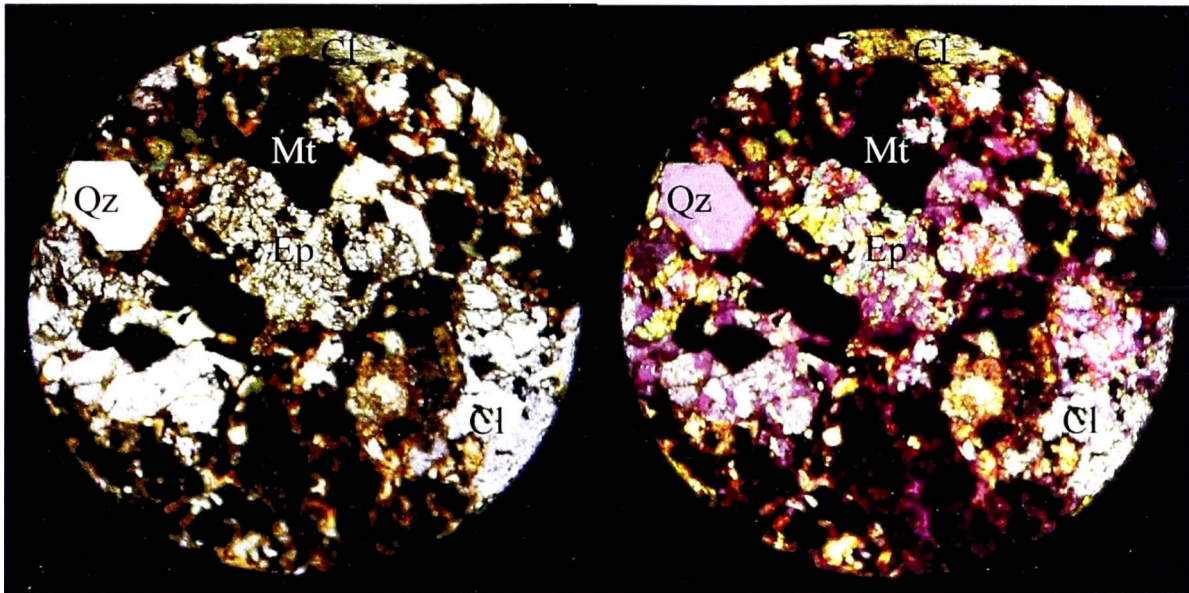
Muestra de código PMO-70, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N/s (derecha) como en NXs (izquierda).

La muestra presenta zonas completamente epidotizadas en agregados de cristales de morfología radial con una birrefringencia muy alta y poco usual.

El temprano sistema de venillas de qz es cortado por un sistema de venillas de cloritas más epidotas. Estas venillas se presentan en longitudes de cms, son semi continuas, de paredes semi paralelas con simetría hacia el centro (el centro es el canal de flujo de fluidos con epidota subhedral y baja birrefringencia y extinción). Dichas venillas llegan a tener diámetros de 0.25 mm.

Esta familia de venillas es posterior a la epidotización, cortando a las venillas de qz y generando una segunda generación de epidotas en conjunto con las cloritas, depositando py de manera puntual y no generan un halo de reacción.

b. Alteración qz-Cloritas en el Hornfels Sedimentario



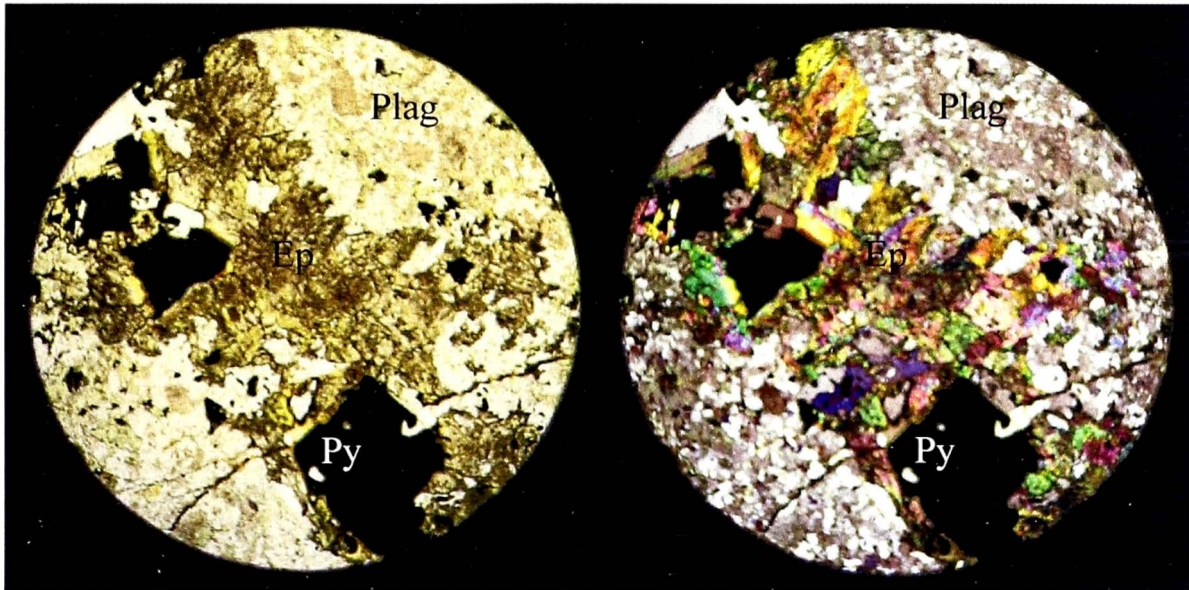
Muestra de código PMO-68, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N//s (derecha) como en NXs (izquierda).

La microfotografía muestra una inicial alteración clorítica de grano grueso, de hábito hojoso muy cristalizado asociada a gránulos de magnetita. Son de tonos grises verdosos con un pleocroismo verdoso muy débil. Esta clorita está asociada a un bajo porcentaje de qz secundario y moderado porcentaje de epidota, dicha epidota se encuentra a manera de masas granulares, con un débil maclamiento, con un bajo pleocroismo y birrefringencia moderada.

Las cloritas también acompañan a delgadas venillas de qz que cruzan el sistema, generando venillas de qz-cloritas y venillas de qz-opacos-cloritas-epidota, donde la epidota en las venillas es errática y depositada en los intersticios junto a opacos y qz. Cabe resaltar que estas venillas no generan halos de reacción, dando a entender las características casi neutras de estos fluidos.

Las cloritas que quedan como relictos están siendo alteradas por sericita muy fina (10 a 15 %). Dichas zonas relicticas de clorización fueron alteradas de manera leve a sericita, pero cerca de los campos flujo están más alteradas a sericita/illita.

c. Alteración Clorítica en los Diques Pórfido qz-Monzoníticos

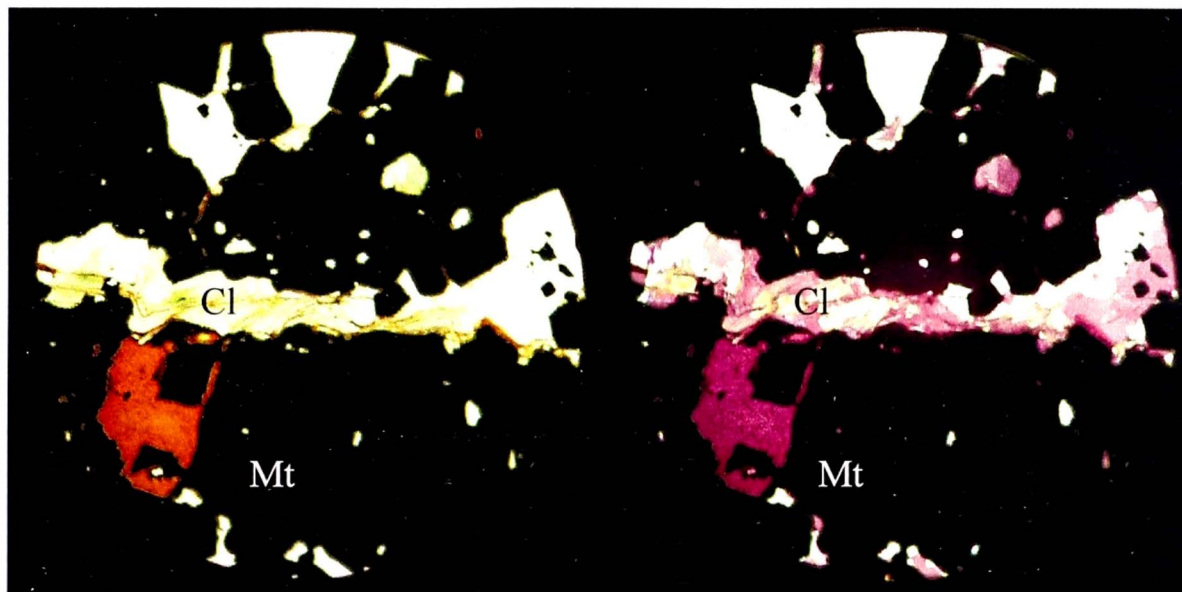


Muestra de código PMO-140, tomada con aumento de 5X (Longitud de campo de 3600um) tanto en N/s (derecha) como en NXs (izquierda).

El estudio de toda esta sección delgada muestra una alteración clorítica afectando a los feldespatos plagioclasas primarios así como a la epidota remanente. Este tipo de clorita esta acompañada de la deposición de cuarzo secundario colocándose y rellenando los intersticios en la matriz así como en las tempranas venillas de cuarzo asociadas al sistema pórfido, las cuales carecen de opacos.

Estas cloritas presentan un pleocroismo de amarillo pálido a verde pálido muy débil. Aparecen en agregados escamosos cristalinos en forma de abanico, presenta una birrefringencia muy débil y extinción recta.

d. Alteración Clorítica Asociada al Skarn de Magnetita



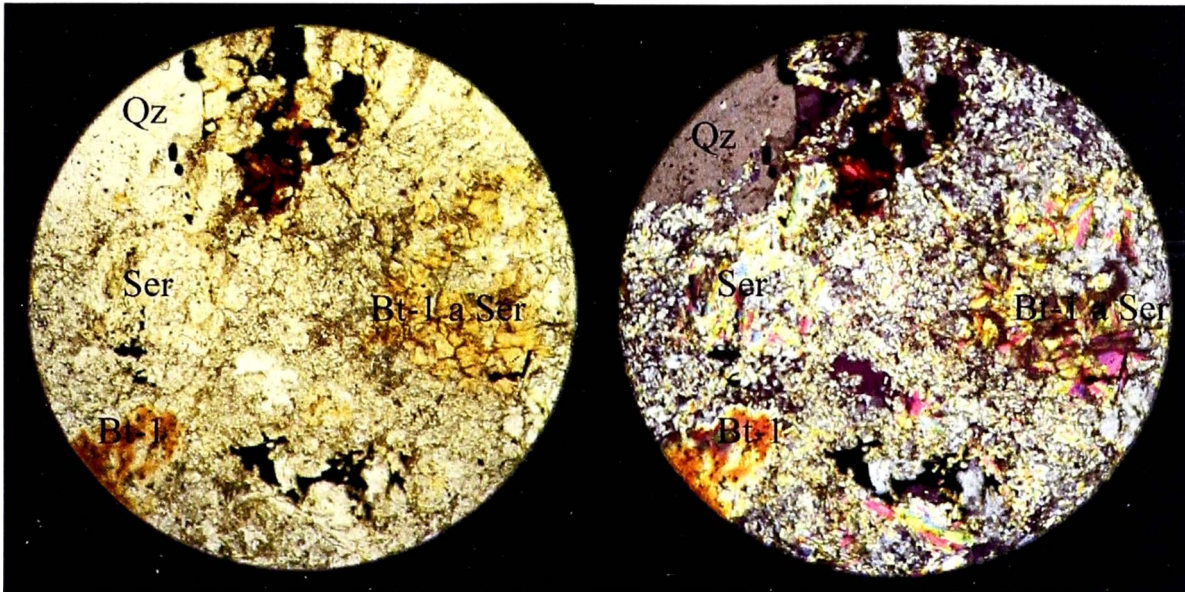
Muestra de código PMO-60, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N//s (derecha) como en NXs (izquierda).

El estudio de toda esta sección delgada muestra una alteración clorítica en agregados que acompaña a la magnetita rellenando oquedades entre los qz y los bordes de los minerales opacos. Las cloritas son de morfología fibrosa elongadas medias cóncavas y semi paralelas entre ellas, variando en tonalidades verdosas claras a grises pálidas. Estas cloritas inter crecidas entre los opacos ya sean calcopirita o pirita son finas respecto a las cloritas no desarrolladas en los intersticios.

Estas cloritas finas son posteriores al sistema de generación de la magnetita.

V. Estado de Alteración Sericítica

a. Alteración Fílica en la secuencia Volcánica

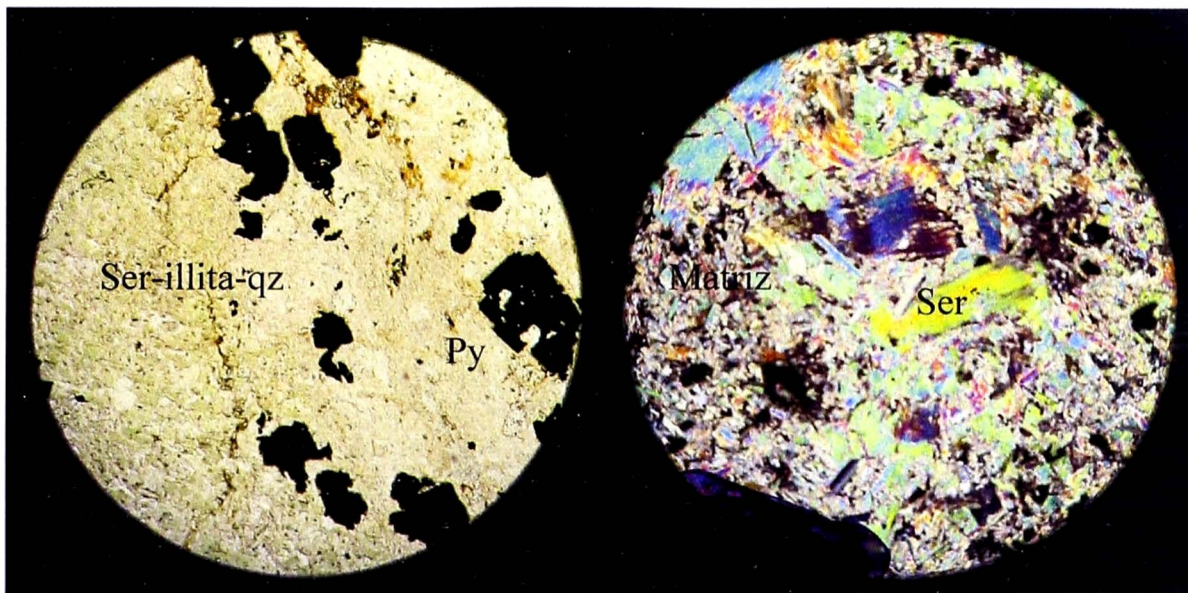


Muestra de código PMO-62, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N//s (derecha) como en NXs (izquierda).

El estudio de la sección delgada muestra una roca donde el porcentaje de matriz respecto al porcentaje de fenos es alto, típico de una roca volcánica porfírica que forma parte de la secuencia estratigráfica en el grupo Pucará.

Por lo anteriormente citado se trata de una roca que varía de andesita a dacita presentando una pervasiva alteración sericítica, el cuarzo magmático observado como fenos aislados presenta bordes reabsorbidos subredondeados de diámetros de 1 a 3mm, los feldspatos plagioclasas observados como moldes relicticos han sido pervasivamente atacados y alterados a sericita-illita-qz. En algunos fenos se cristaliza muscovita o sericita de grano grueso.

b. Alteración Fílica en la Secuencia Magnésica



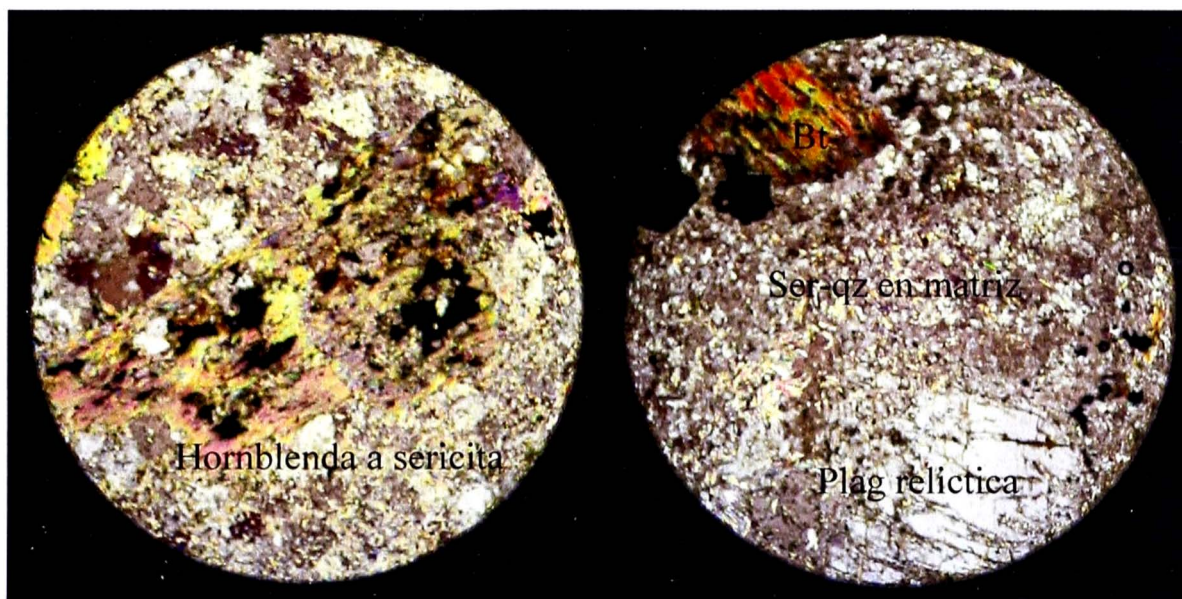
Muestra de código PMO-86, tomada con aumento de 5X (Longitud de campo de 3600um) en N//s (derecha)

El estudio de la sección delgada muestra muscovita presente en cristales de dimensiones mayores, posiblemente como relictos de una facies metamórfica regional (aspecto de muscovita metamórfica). Dicha muscovita caracteriza cerca un 60 a 80 % del total de la muestra, presentando cristales medios ondulados con altísimo color de interferencia, moderado pleocroísmo entre verde a amarillento claro acompañado de la típica sericita verde.

Muestra de código PMO-112, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) en NXs (izquierda)

El estudio de la sección delgada muestra una alteración filítica compuesta por el ensamble sericita-illita-opaco-qz que afecta de manera pervasiva a la muestra, donde no se observa la cristalización de muscovita. Los cuarzos secundarios se presentan en muy bajo porcentaje y la pirita diseminada de manera aleatoria.

c. Alteración Fílica asociada a diques y sills Pórfido qz-Monzoníticos



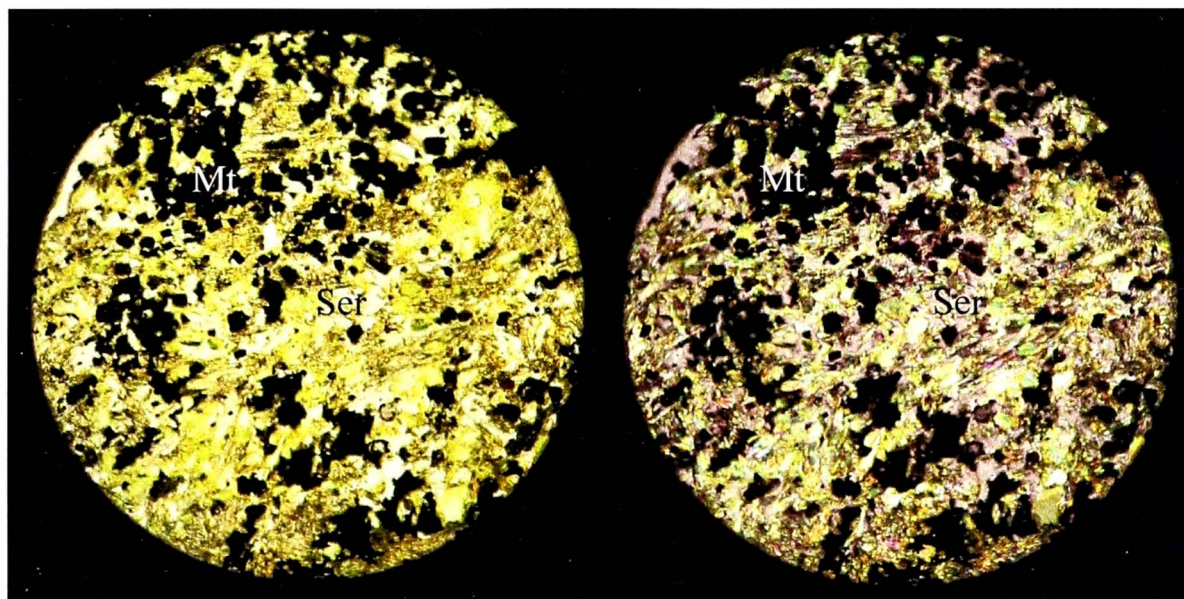
Muestra de código PMO-122, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) en N/s (derecha) y Muestra de código PMO-118, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) en N/s (izquierda)

El estudio de las secciones delgadas muestran cristales de feldespatos con una alteración sericítica puntual (figura de la derecha) y en determinados puntos de la matriz, en zonas se genera la cristalización de la muscovita de pleocroísmo bajo. Cabe acotar que cuando la alteración es pervasiva se obliteran todas las propiedades físicas de las plagioclasa.

Las hornblendas biotitizadas (figura de la izquierda) están siendo atacadas por zonas de debilidad ya sean maclas o clivajes a sericita muscovita acompañadas de la deposición de de opacos mas qz secundario. Estas hornblendas presentan bordes de reacción a sericita, variando y elevando de esta manera su color de interferencia

Los ferromagnesianos son mucho más sensibles a esta alteración y en casos están obliterados a efecto de halos de alteración de las venillas tipo D.

d. Alteración Fillica asociada al Skarn de Magnetita

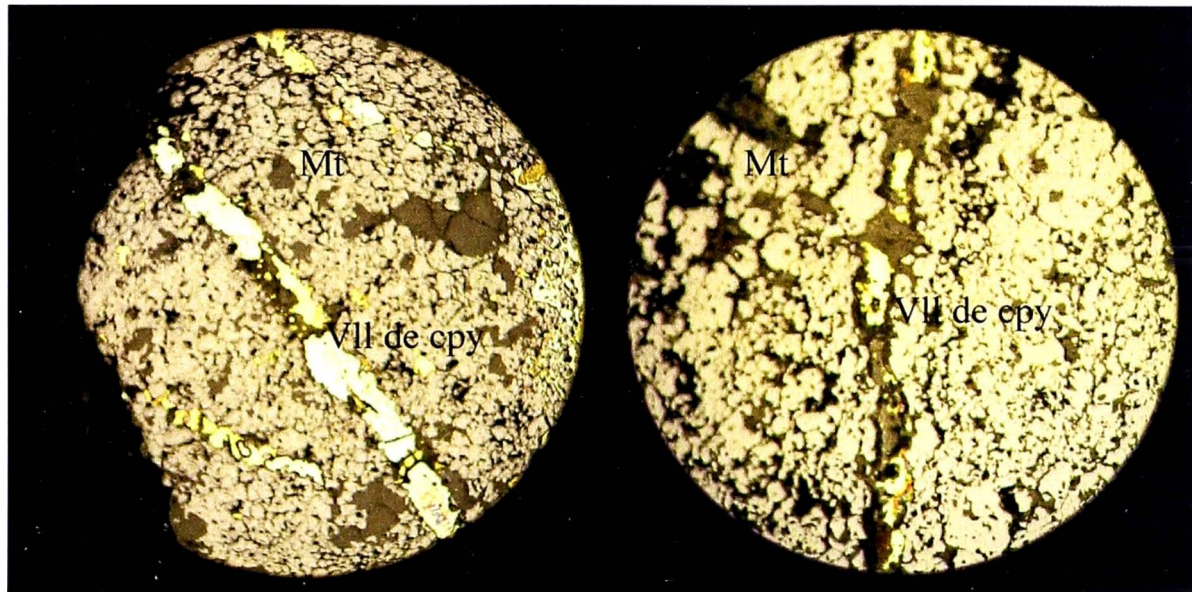


Muestra de código PMO-110, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) tanto en N//s (derecha) como en NXs (izquierda).

El estudio de la sección delgada muestra a un skarn magnésico con magnetita, tipificando una alteración pervasiva sericítica muy fina que afecta a las cloritas de la muestra, presente en zonas de oquedades e intersticios en la magnetita. Esta sericita es típica de tonos verdes tal como se aprecia en el campo de la izquierda.

Lista de Microfotografías en Secciones Pulidas

I. Alteración y Mineralización Temprana

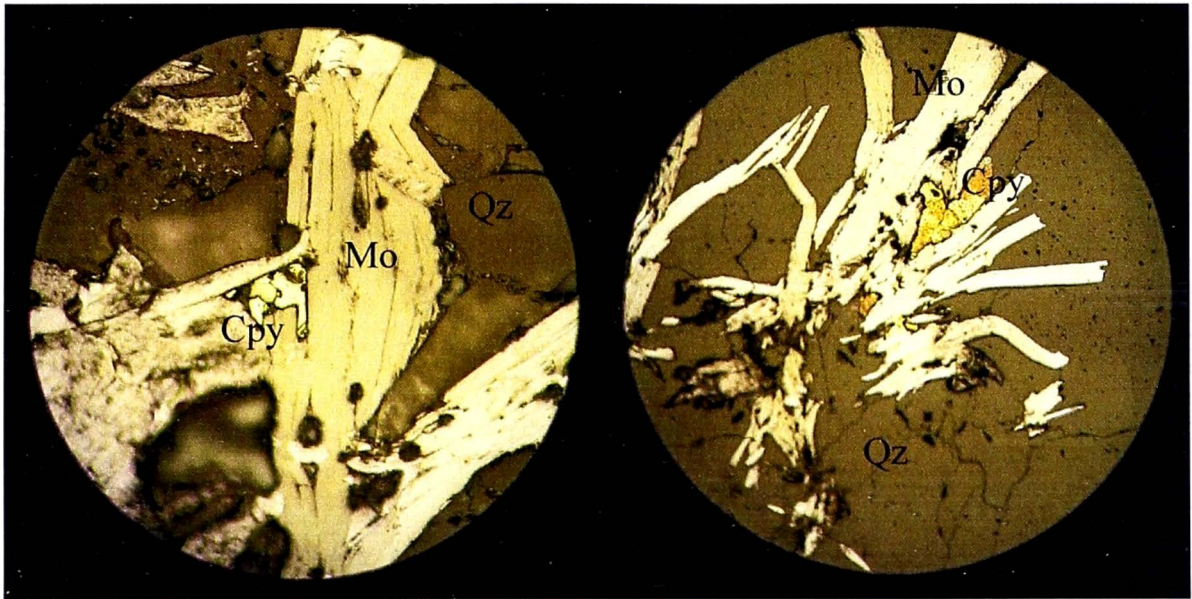


Muestra de código PMO-92, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) en NXs (derecha) y Muestra de código PMO-60, tomada con aumento de 5X (Longitud de campo de 3600um) en NXs (izquierda)

El estudio de la sección delgada muestra a skarns de magnetita cortados por una serie de venillas presentando disseminaciones de py y cpy, con diámetros que varían desde menor: a 1 mm a 4mm. Estas venillas generan un halo de disseminación de py en la magnetita, la que se observa que incrementa más al estar cerca de la vena.

Estas zonas de magnetita, al parecer están tempranamente cortadas y afectadas por muy delgadas venillas de calcopirita y pirita, variando en índices promedio de cpy/py de 4/1. En casos se observa a la calcopirita englobando a fragmentos de magnetita. Estas tempranas y discontinuas venillas de calcopirita son cortadas por las venas tipo D, por lo que se infiere que se generaron en estadios tempranos de alta temperaturas además de carecer de inclusiones y no estar asociadas a minerales como AS, Sb o metales base.

II. Alteración y Mineralización Transicional



Muestra de código PMO-80, tomada con aumento de 5X (Longitud de campo de 3600um) en NXs (derecha) y Muestra de código PMO-94, tomada con aumento de 20X (Longitud de campo de 900um) en NXs (izquierda)

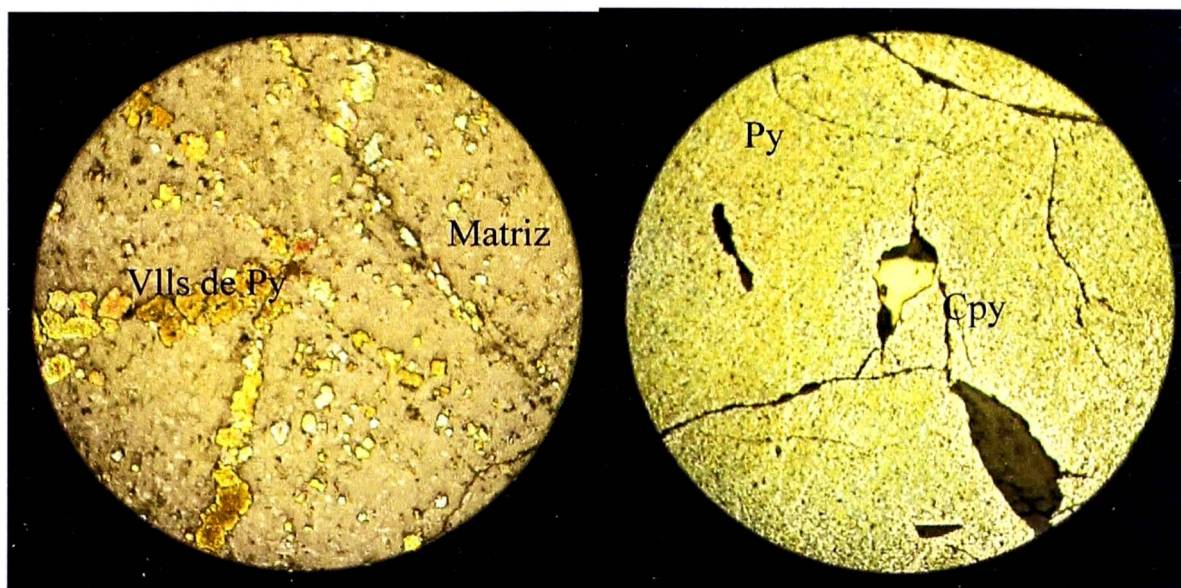
El análisis de estas muestras se realizó en dos venas tipo B cortando tanto a un hornfels volcánico, como a un intrusivo pórfido cuarcífero.

Las venas que cortan el sistema tienen en promedio de espesor entre 6 a 8 mm, siendo de paredes continuas semi paralelas a completamente paralelas. Estas venas están compuestas en su mayor porcentaje por cuarzo hialino muy fino. En casos presentan fracturas en el qz cerca de las paredes (esta característica quizás a efecto de compresión o craquelamiento por enfriamiento). La parte central de la vena contiene molibdenita a manera de fibras elongadas curvadas. Esta molibdenita es dispuesta de manera coetánea al cuarzo en la parte central de la vena.

Se observan los clivajes de la molibdenita, así como espacios intercristalográficos en los que la py y cpy se depositan a manera de playas, rellenando fracturas. Esta textura de relleno de la py y cpy sea posiblemente de manera posterior por procesos de reapertura.

III. Pulso Hidrotermal Post Cesación Magmática

a. Venas D-1

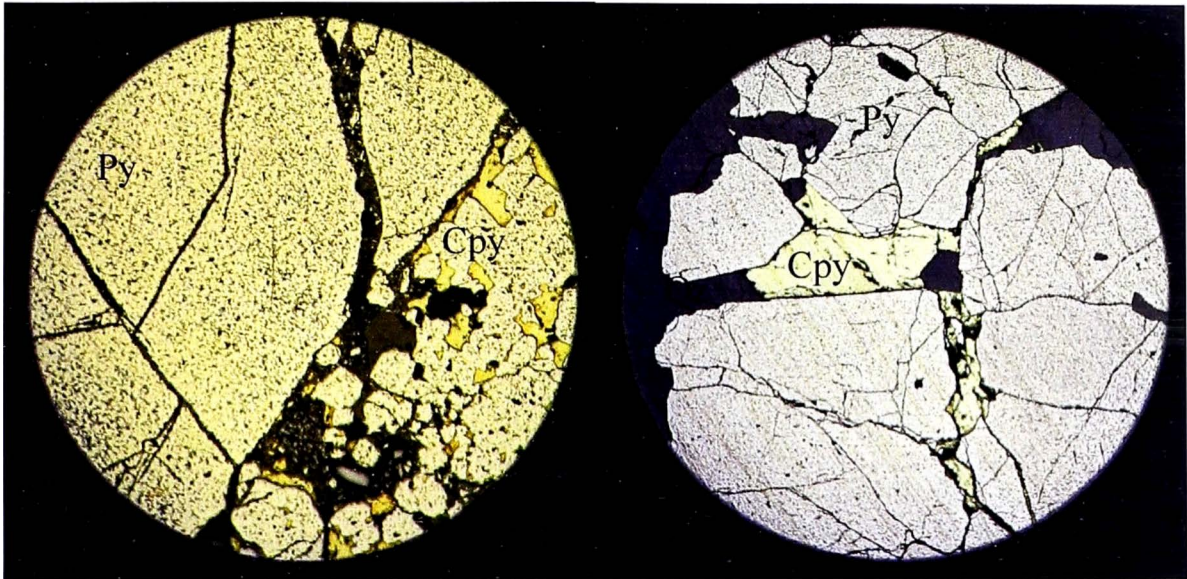


Muestra de código PMO-74, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) en NXs (derecha) y Muestra de código PMO-56, tomada con aumento de 5X (Longitud de campo de 3600um) en NXs (izquierda)

El campo derecho muestra una venilla mucho más desarrollada y diferenciada que compuesta de minerales opacos, los cuales difieren en porcentaje. La vena esta compuesta mayormente por cuarzo, presentando índices de qz-opacos de 10/1 a 15/1, ocupando la py entre 5 a 7 % de la venilla, estando dispuesta de manera aleatoria es decir no es constante en toda la vena. La cpy varia entre 1 a 2 % muy fina y diseminada. En la vena de py observamos cpy intersticial asociada a un posible posterior pulso de relleno.

El campo izquierdo muestra un hornfels volcánico el cual es afectado por una serie de venillas de py de longitudes que varían entre 1 a varias decenas de cms, con paredes definidas y con diámetros entre 0.5 a 1.0 mm demás de estar acompañadas de un bajo porcentaje de qz.

b. Venas D-2

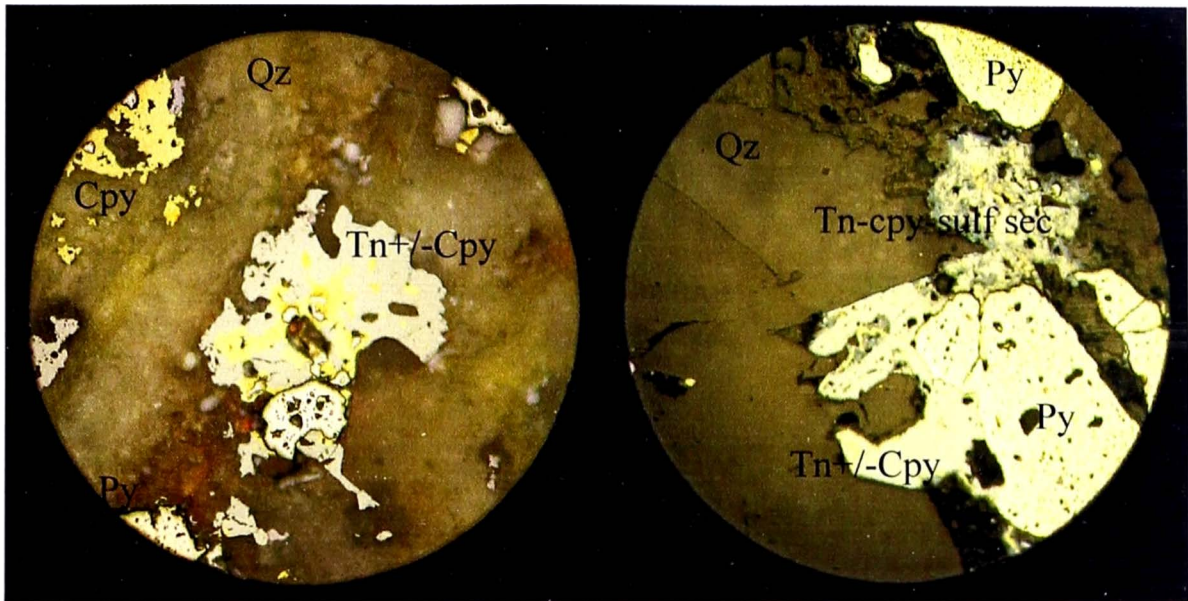


Muestra de código PMO-112, tomada con aumento de 5X (Longitud de campo de 3600um) en NXs (derecha) y Muestra de código PMO-58, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) en NXs (izquierda)

El campo derecho muestra una venilla tipo D-2 compuesta casi en un 95% de py y 5 % de qz. La py presenta inclusiones de cpy, además de presentar cpy asociada a modo de relleno de fracturas o en las partes externas de la py. De manera muy puntual esta cpy presenta exsoluciones de esfalerita de de 12.5 um. Al parecer esta py y cpy se depositaron de manera coetánea, lo que es demostrado por la cpy exsuelta por la py.

El campo izquierdo muestra una venilla tipo D-2, dicha venilla de py-qz +/- cpy tiene aproximadamente 2.5 cm de diámetro. En la briqueta pulida se observa claramente la relación temporal de corte con las tempranas venillas de qz-py de diámetros entre los 2 a 3 mm (qz lechoso). La figura presenta cpy en inclusiones y rellenando oquedades de manera muy fina.

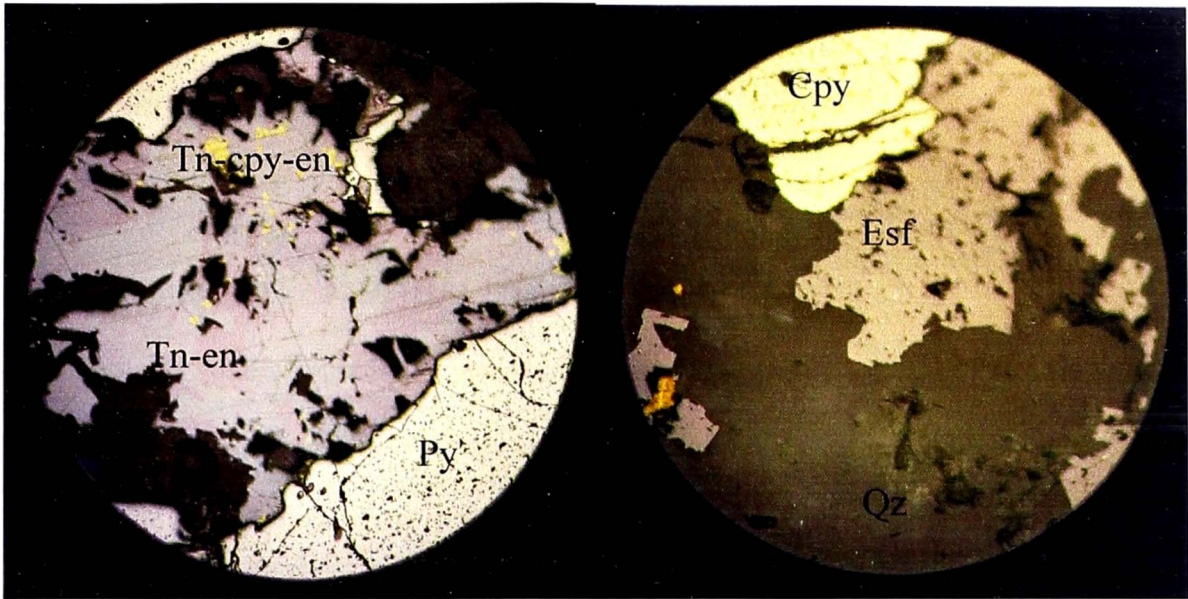
c. Venas D-3



Muestra de código PMO-90, tomada con aumento de 10X (Longitud de campo de 1800um) en NXs (derecha) y Muestra de código PMO-62, tomada con aumento de 20X (Longitud de campo de 900um) en NXs (izquierda)

Los campos observados muestran a la py presentando minerales asociados así como minerales de exsolución como cpy pirrotita, cabe incidir que la pirrotita exsuelta se presenta en muy bajo %. La parte externa de la vena presenta py acompañada de minerales de cobre como cobres grises y cpy. Estos cobres grises (tenantita >>> tetraedrita) se presentan en mayor porcentaje que la cpy, además estos cobres grises presentan exsoluciones de calcopirita y puntualmente exsoluciones de enargita. Se aduce que se trate de tenantita y no tetraedrita por el alto índice de As/Sb observado en los resultados de análisis multielementos además de observar índices de Zn relacionados a exsoluciones de esfalerita no observadas en este campo.

Se observa en los campos visuales minerales secundarios los que se generan a efecto de la gradación de la cpy y cobres grises como covelita la que en zonas esta acompañada de digenita. No se descarta la idea de encontrar tanto calcosita así como djurleita, siendo este ultimo de muy baja temperaturas.



Muestra de código PMO-104, tomada con aumento de 20X (Longitud de campo de 900um) en NXs (derecha) y Muestra de código PMO-66, tomada con aumento de 20X (Longitud de campo de 900um) en NXs (izquierda)

El campo derecho muestra esfalerita en una vena D-3 depositada de manera coetánea a la cpy, ocupando los bordes como las partes centrales se observa que esta cpy asociada a esfalerita esta exsolviendo esfalerita a manera de lamelas, pero de manera puntual. Esta esfalerita asociada a la venilla presenta además exsoluciones de minerales como tenantita, calcopirita y posteriormente esta esfalerita exsuelve cpy (no observados en este campo).

El campo izquierdo muestra cobres grises del tipo tenantita, relleno de intersticios en la py. Dicha tenantita se encuentra asociada a deposición de esfalerita. Se observaron índices de ten/esf de 5/1 y ten/cpy de 15/1. El campo muestra la exsolución de enargita a partir de cobres grises. La enargita esta presente en muy bajo porcentaje, caracterizándose por su alta anisotropía. Otras zonas de la vena presentan esfalerita asociada a la deposición de tenantita, donde dicha esfalerita presenta exsoluciones de galena. Esta evidencia nos hace pensar e idear el mejoramiento del concepto respecto a la evolución de los fluidos hidrotermales hacia un estado maduro conteniendo metales base, aunque a una escala pequeña.

Lista de Tablas de Análisis Químicos

- I. Tabla de Análisis Químicos Unicuánticos de 19 muestras
- II. Tabla de Análisis Químicos Unicuánticos de 54 muestras
- III. Tabla de Análisis Químicos por Espectrometría de Plasma de Acoplamiento-Espectrometría de Masa (ICP-MS)
- IV. Tabla de Análisis Químicos por Activación Neutrónica

Las tablas I y II han servido de apoyo, permitiendo fundamentar ciertas muestras con minerales de alteración los cuales presenten alto porcentaje de determinado tipo de óxido en su fórmula estequiométrica. Las tablas II y IV son el resultado de la evaluación de muestras de venas polimetálicas de metales base, mostrando sus anomalías en unidades de % y ppm, con anomalías en Cu, Ni, Zn, Mo y Pb

El muestreo se realizó en cuatro bancos con mineralización skarn, evaluando y analizando las facies intrusivas como sedimentarias con el método multielementos donde dichos resultados ayudaron a discernir sobre la composición de la roca metasomatizada y el incremento o disminución de ciertos óxidos que componen los minerales de alteración metasomática de calcosilicatos. Se evaluaron muestras selectivas de las vetas polimetálicas que cortan todo el sistema pórfido skarn utilizando el método de ICP-MS y el método de Activación Neutrónica, observando diferencias en los resultados, esto quizás se deba a una descalibración en los instrumentos analizados pero ambos métodos confirman y aseveran la naturaleza polimetálica de los fluidos mineralizantes. Se recomendarían futuros estudios de datación de los metales base, así como en minerales gangas de los halos de alteración para tener una mayor concepción de la relación temporal de la exsolución de fluidos así como su parentesco genético con la cámara magmática madre, así también estudios de batometría y termometría en estos sulfuros e interpretar sus rangos físico-químicos de formación.

Los códigos mostrados pertenecen a las muestras tomadas en los cuatro bancos evaluados:

Banco # 1	Banco # 2	Banco # 3	Banco # 4
PMO-50	PMO-70	PMO-100	PMO-120
PMO-52	PMO-72	PMO-102	PMO-122
PMO-54	PMO-74	PMO-104	PMO-124
PMO-56	PMO-76	PMO-106	PMO-126
PMO-58	PMO-78	PMO-108	PMO-128
PMO-60	PMO-80	PMO-110	PMO-130
PMO-62	PMO-82	PMO-112	PMO-132
PMO-64	PMO-84	PMO-114	PMO-134
PMO-66	PMO-86	PMO-116	PMO-136
PMO-68	PMO-88	PMO-118	PMO-138
	PMO-90		PMO-140
	PMO-92		
	PMO-94		
	PMO-96		
	PMO-98		

VER:

plano N°1

plano N°2

plano N°3

plano N°4

plano N°5

Referencias Bibliográficas

Álvarez Angulo Ángel, Yacimiento Toromocho, Centromín Perú S.A.

Barton Paul, Equilibrium in Ore Deposits, 1963, Mineral society Of America, pp.171-185.

Barton Paul Jr., Sulfide Petrology, 1970, Mineral society Of America, pp.187-198.

Drummond S.E. and Ohmoto H., Chemical Evoluton And mineral Deposition in Boiling Hidrotermal Sistems, 1985, Economic Geology, vol 80, pp. 126-147.

Eyzaguirre V.R., Montoya D.E., Silberman M.L., Noble D.C., Age of Igneous Activity and Mineralization, Morococha Distrit, Central Peru, , 1977, SGP, Boletín 57-58, pp. 7-12.

Einaudi M., 1977, Environment of Ore deposition at Cerro De Pasco, Peru, Economic Geology, vol 72, pp. 893-924.

Einaudi M.T. and Muntean J.,Porphyry-Epitermal Transition: Maricunga Belt, Norther Chile, 2001, Economic Geology, vol 06, pp. 743-772.

Einaudi M.T. and Harris N., Skarn Deposits in the Yerington District, Nevada: Metasomatic Skarn Evolution Near Ludwig, 1982, Economic Geology, vol 77, pp. 877-898.

Fontbote L y Bendezú R., Un Nuevo Yacimiento Epitermal de HS Zn-Pb+/-Ag en Rocas Carbonatadas. Los Ejemplos de San Gregorio y Colquijirca.

Fournier O.R., Hidrotermal Processes related To Movement Of Fluid From Plastic into Brittle Rock inthe MagmaticEnvironment, 1999, , Economic Geology, vol 94, pp. 1193-1211.

Gustafson L and Hunt J., The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile, 1975, Economic Geology, vol 70, pp. 857-912.

Gustafson L. And Quiroga J., 1995, Patterns of Mineralization and Alteration below The Porphyry Copper Ore Body at El Salvador, Chile, Economic Geology, vol 90, pp. 2-16.

Haapala Paavo, On Morococha Breccias, 1949, SGP Vol. Jubilar XXV Aniversario pp.1-11.

Hemley J.J. and Hunt J.P.,Hidrotermal Ore-Forming Processes in The Light of tedies in Rock-Buffered Sistems:II. Some General geologic applications, Economic Geology, vol 87, pp. 23-43.

Kobe Huldrych, El Grupo Pucará y su Mineralización en el Perú Central, 1977, SGP, Boletín 55-56, pp. 61-84.

Lowell J. And Guilbert J., Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. , 1970, Economic Geology, vol 65, pp. 373-408.

Lowenstern Jacob B., A Review of the Contrasting Behavior of Two magmatic Volatiles: Chlorine and Carbon Dioxide, U.S. Geological Survey.

Meinert L.D., Skarns and Skarn Deposits, www.wsu.edu.

Meinert L.D., Igneous Petrogenesis and Skarn deposits, 1993, Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 569-583.

Meinert L.D., Geology, Zonation, and Fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au Skarn deposit, Ertzberg District, Irian Jaya, 1997, Economic Geology, vol 92, pp. 509-534.

Meinert L., Skarn, Manto and Breccia Formation in Sedimentary Rocks Of The Cananea Minino District, Sonora, Mexico, 1982, Economic Geology, vol 77, pp. 919-949.

Muñoz Cesar, Curso de Campo "Corte Estructural a lo Largo de la Carretera Central-Perú", 2003, Pro-Explo 2003, Lima-Perú.

Ohmoto Hiroshi, Nonredox Transformation of Magnetite-hematite in Hydrothermal Systems, 2003, Economic Geology, vol 98, pp. 157-161.

Rivera N. y Kobe H.W., Evolución Geológica del Domo de Yauli, 1983, SGP, Boletín 72, pp. 159-175.

Rivera N. y Kobe H.W., Metalogénia del Domo de Yauli, 1983, SGP, Boletín 72, pp. 177-195.

Rosas S. & Fontboté L., Evolución Sedimentológica de Gpo Pucará (Triásico superior-Jurásico Inferior) en un perfil SW-NE en el Centro del Perú SGP, 1995, Vol. Jubilar Alberto Benavides.

Staff of Geologist, Cerro de Pasco Corporation, June 1, 1930. Report on the Geology, Petrology and Ore Deposits of the Morococha District.

Soulas J.P., 1975, Las Fases Tectónicas Jóvenes de los Andes Centrales del Perú, SGP, Boletín 50.

Sillitoe R., 1973, The Top and Bottom of Porphyry Copper Deposits, Economic Geology, vol 68, pp. 799-815.

Terrones A. J, Estratigrafía del distrito Minero Morococha, 1949, SGP, Vol. Jubilar XXV aniversario.

Titley S.R. and Beane R.E., 1961, Porphyry Copper Deposits, Economic Geology, 75 Anniversary Vol, pp. 214-269.

Vera Rosas Fidel, Reinterpretación Genética de la Mineralización en el Domo de Yauli, 1983, SPG-Boletín-71, pp. 41-52.