



**UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA INGENIERÍA**

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y CRONOLOGÍA DE LOS
EVENTOS DE INTRUSIÓN / BRECHIZACIÓN Y ALTERACIÓN /
MINERALIZACIÓN DEL YACIMIENTO RÍO BLANCO, REGIÓN DE
VALPARAÍSO, CHILE**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN
GEOLOGÍA ECONÓMICA MENCIÓN EXPLORACIÓN MINERA**

JUAN MIGUEL HERMOSILLA BRAVO

Prof. Guía: Dr. Eduardo Campos Sepúlveda

Junio - 2015

RESUMEN

El distrito de cobre y molibdeno Río Blanco – Los Bronces localizado en la franja de pórfidos de edad Mioceno Superior-Plioceno en los Andes de Chile Central, compone uno de los más grandes *cluster* de cobre del mundo, superando los 30.000 millones de toneladas de mineral con ley de corte 0,2% CuT.

La aplicación sistemática de análisis petro-calcográficos junto a la detallada cronología de eventos obtenida, apoyan la tesis de la sobreimposición de numerosos eventos de alteración asociados tan alta concentración de mineralización hipógena de cobre y molibdeno. Estos diferentes pulsos estarían vinculados a la actividad de una cámara magmática de larga vida, habiéndose desarrollado en un periodo aproximado de al menos 3 Ma (entre los 7,1 Ma y los 4,2 Ma), cuyos productos incluyen mineralización diseminada asociada a una alteración potásica de fondo y desarrollo de vetillas tempranas, diversas intrusiones porfídicas intra minerales, numerosos pulsos de estructuras mineralizadas manifestada en la formación de brechas inter minerales y finalmente el desarrollo cuerpos subvolcánicos tardíos tipo “chimeneas”.

La caracterización mineralógica de los eventos observados, sumado a la distribución espacial y temporal de éstos permitirá la configuración de modelos de exploración útiles tanto en la exploración *brownfield* en las proximidades de los cuerpos mineralizados conocidos, como en la *greenfield* en el resto del distrito. Para el desarrollo de este trabajo se implementó a partir de 2004 en la División Andina una nueva metodología de mapeo y el cambio del soporte de muestreo de 10 m a 2 m, que permitiera registrar los parámetros asociados a los distintos eventos de intrusión/brechización y alteración/mineralización del depósito, con el objetivo final de determinar los controles primarios de la mineralización de Cobre, Molibdeno y Arsénico. Paralelamente, se desarrolló un sistema de control de calidad del mapeo geológico que permitió la reproducibilidad de la información geológica obtenida. Durante esta tarea, producto del desarrollo del conocimiento geológico asociado a más de 180.000 m de mapeos de detalle de sondajes diamantinos y al análisis petro-calcográfico de cerca de 1500 muestras, se pudo conformar una sólida base de conocimiento empírico que permitió ir focalizando los parámetros de mapeo, obtener relaciones de corte entre unidades litológicas, una caracterización detallada de vetillas y la determinación de las asociaciones de alteración/mineralización. Todo lo anterior permitió construir un modelo geológico robusto, complementado con numerosos análisis geocronológicos U/Pb (CA-TIMS, TIMS & SHRIMP), Ar/Ar (VG54) y Re/Os (TIMS, VG54), que permiten confirmar las principales relaciones de temporalidad halladas en el depósito.

Rocas de cajas de composición andesítica asignadas a la Formación Farellones han sido datadas en el distrito a los $16,77 \pm 0,25$ Ma, las cuales se observan en forma de *roof pendant* intruidas por una serie de rocas ígneas que forman parte del Batolito Río Blanco-San Francisco reconocidas como Granodiorita Río Blanco, datada en $11,96 \pm 0,04$ Ma, y Granodiorita Cascada-Diorita, de edad entre los $8,76 \pm 0,23$ Ma y $8,4 \pm 0,23$ Ma respectivamente. La actividad magmática culmina con el evento más temprano reconocido de alteración – mineralización, relacionado a la inyección de diques de Pórfido Cuarzo Monzonítico temprano (PQM_e) de edad U/Pb en el rango 7,3-6,5 Ma (SHRIMP), que marca el inicio de la alteración potásica de fondo y redes de vetillas de biotita tipos “EB-EBT-EDM” y vetillas de cuarzo tipo “A”, algunas de éstas datadas entre 6,7-6,5 Ma (Re/Os). El siguiente evento es la formación de brechas de turmalina tempranas (BXT) altamente mineralizadas y conteniendo clastos del pórfido PQM_e, las cuales son sistemáticamente cortadas por brechas de polvo de roca (BXPR). Edades de vetillas tipo “B” que atraviesan la brecha BXT, de $5,52 \pm 0,03$ Ma, considerada como edad mínima, lo cual restringe la edad de la BXT entre 6,5 y 5,52 Ma. Posterior al desarrollo de ambas brechas interminerales intruye una nueva fase de pórfido, composicionalmente muy similar al PQM_e, denominado Pórfido Cuarzo Monzonítico Mineralizado (PQM_m), puesto que se cree que este intrusivo habría gatillado una parte significativa de la mineralización en el depósito Río Blanco-Don Luis. La edad obtenida mediante CA-TIMS entre 6,07 y 5,72 Ma se traslapan en edad con los diques de Pórfido Feldespático (PFELD) datados en 5,9 a 5,6 Ma (U/Pb CA-TIMS, SHRIMP). Los eventos de mineralización relacionados a estas intrusiones corresponden principalmente a vetillas de cuarzo tipos “A” y “B”, recristalización y neoformación de cuarzo y feldespato potásico de brechas de polvo de roca preexistente (BXSK) y el evento principal de sericita gris verde asociado a sistemas de vetillas tipo “C”. Vetillas datadas por Re/Os en molibdenitas reflejan una clara correspondencia de edades en el rango 6,10-5,76 Ma, con las obtenidas en el pórfido intermineral PQM_m. En el sector de Don Luis se emplaza una red de diques de Pórfido Feldespático (PDL_{PFELD}) de edades comprendidas entre los 5,3 a 5,6 (CA-TIMS) y un pórfido tardío, de enormes dimensiones (PDL_{ss}), el cual en su porción somera trunca la mineralización descrita anteriormente. Sin embargo, en profundidad el PDL_{ss} se ha hallado mineralización asociada a un sistema propio de alteración-mineralización. A esta unidad se le denomina Pórfido Don Luis (PDL_{ss}) de edad U/Pb 5,3 a 4,9 Ma (TIMS, CA-TIMS) al cual está asociada una nueva fase de mineralización de baja ley

acompañada por una débil alteración potásica en profundidad y desarrollo de cuarzo sericita-pirita en la porción alta. Dataciones de vetillas con molibdenita arrojan el estrecho rango entre 5,01 y 4,78 Ma (Re/Os) alojadas tanto en el pórfido (PDL_{SS}) como en las rocas de caja y algunos cuerpos de brechas, reflejando uno de los eventos de mineralización más joven asociado al desarrollo de la evolución del Pórfido Don Luis. Cortando a este cuerpo se halla un nuevo pulso de brechas de turmalina y polvo de roca (BXTTO), las cuales poseen clastos del pórfido PDL_{SS}, esta unidad se presenta generalmente estéril (mineralización pirítica y alteración sericita-arcillas). Sin embargo, cuando contiene clastos de las rocas de caja, principalmente granodioritas (GDCC) y brechas de turmalina temprana (BXT), posee mineralización principalmente heredada en estos clastos. Posterior al desarrollo de las brechas tardías y al pórfido PDL se emplazan cuerpos subvolcánicos denominados “chimeneas”, correspondiendo a rocas porfídicas que exhiben frecuentemente texturas fragmentales similares a tobas. Estas poseen sólo escasa mineralización de pirita y calcopirita relacionada a alteración a sericita-arcillas y vetillas polimetálicas con carbonatos. Localmente, éstas se encuentran cortadas por Brechas de Hematita (BXHEM) datadas en 4,7 Ma (Ar/Ar en sericita) y/o de molibdenita con polvo de roca (BXMO) de edad 4,2 Ma (Re/Os). Estas unidades, junto a un pórfido post mineral marcan el fin del sistema, reflejando edades desde los 5,0-4,7 Ma (U/Pb correspondiente a la Chimenea Dacítica, CHDAC), hasta los 4.92 y 4.26 Ma (SHRIMP, CA-TIMS), asociada a las facies identificadas en la unidad subvolcánica Chimenea Riolítica (CHRROL), lo cual refleja la última actividad magmática registrada. Este rango incluiría además la cristalización de pórfidos a los 4,57 Ma (CA-TIMS). Las edades Ar/Ar más jóvenes registradas en el sistema, relacionado a los halos de sericita de vetillas tardías tipo “D” obtenidas en el sector Sur-Sur, comprende un rango entre los 4,9 y los 4,7 Ma, lo cual es consistente con las edades obtenidas para PDL_{SS} y emplazamiento de chimeneas.

A mis amores: Claudia, Antonia y Vicente.

ÍNDICE

RESUMEN 1

ÍNDICE 4

I- INTRODUCCIÓN	7
1.1 GENERALIDADES	7
1.2 AGRADECIMIENTOS	7
II- CAPTURA DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA	8
2.1 MAPEO GEOLÓGICO	8
2.1.1 <i>Reseña a los Sistemas de Captura de Información Geológica</i>	8
2.1.2 <i>Reseña a la Integridad de la Base de Datos para utilización en Modelamiento Geológico</i> .	11
2.1.3 <i>Revisión de los Sistemas de Mapeo Geológico en DAND</i>	13
2.1.4 <i>Registro de Vetas, Vetillas y Venillas</i>	19
2.1.4.1 <i>Clasificación de Vetillas</i>	20
Vetillas de Biotita Temprana: Early Biotite “EB”	22
Vetillas de Mica Verde: Green Mica Veins "GMV"	23
Vetillas Micáceas Oscuras Tempranas: Early Dark Micaceous “EDM”	25
Vetillas Transicionales de Biotita: Early Biotite Transitional “EBT”	27
Sumario de Vetillas Temprana: Relación a los Tipos de Roca Caja & Mineralización	28
Vetillas Tipo “A”	32
Vetillas Tipo “B”	36
Vetillas Tipo “C ó Pale Green Sericite "PGS"	39
Vetillas Tipo “D”	42
Vetillas Tipo “E”	44
2.1.5 <i>Sistemas de Brechas</i>	47
2.1.5.1 Generalidades	47
Fragmentos.....	48
Matriz	49
Cemento	49
Espacios Abiertos.....	49
2.1.5.2 Clasificación de Sistemas de Brechas	49
Brechas Ígneas (BXIG):	50

Brechas de Polvo de Roca (BXPR):.....	51
Brechas de Biotita (BXB):	53
Brechas de Turmalina (BXT):.....	55
Brecha de Matriz Cuarzo-Feldespató Potásico (BXSK):	56
Brechas de Matriz Anhidrita-Hematita (BXHEM-BXANH):	58
Brecha de Matriz Polvo de Roca-Turmalina (BXTTO):.....	58
2.1.6 Asociaciones Minerales de Alteración	61
2.1.6.1 Generalidades	61
2.1.6.2 Asociación de Alteración de Fondo Biotítica.....	61
2.1.6.2 Asociación de Alteración de Fondo Biotita-Clorita	62
2.1.6.3 Asociación de Alteración de Fondo Alteración Clorita-Epidota	65
2.1.6.4 Asociación de Alteración Selectiva Cuarzo-Sericita (SQs)	66
2.1.6.5 Asociación de Alteración Selectiva Sericita Gris Verde Selectiva (SSgv)	67
2.1.6.6 Asociación de Alteración Albita Selectiva (SAb).....	68
2.1.6.7 Asociación de Alteración Arcillas Selectiva (SArc).....	69
2.1.7.8 Asociación de Alteración Biotítica Penetrativa (BIOT)	70
2.1.6.9 Asociación de Alteración Feldespató Potásico Penetrativa (FK)	72
2.1.6.10 Asociación de Alteración Sericita Gris Verde Penetrativa (SGV).....	72
2.1.6.11 Asociación de Alteración Cuarzo-Sericítica Penetrativa (QSP).....	74
2.1.6.12 Asociación de Alteración Arcillas Penetrativa	77
2.1.7 Relaciones de Temporalidad.....	79
2.1.7.1 Generalidades	79
2.1.7.2 Edad Relativa en Sistemas de Vetillas	80
2.1.7.3 Edad Relativa en Pórfidos.....	81
2.1.7.4 Edad Relativa en Brechas	85
III- GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO RÍO BLANCO	90
3.1 Generalidades	90
3.2 Geología Sector Río Blanco	94
3.2.1 Litología & Temporalidad	94
3.2.2 Tipos y Temporalidad de Alteración - Mineralización.....	104
3.3 Geología Sector Don Luis.....	106
3.3.1 Litología & Temporalidad	106

3.3.2 Tipos y Temporalidad de Alteración - Mineralización.....	115
3.4 Geología Sector Sur-Sur.....	119
3.4.1 Litología & Temporalidad.....	119
3.4.2 Tipos y Temporalidad de Alteración - Mineralización.....	125
IV- SECUENCIA PARAGENÉTICA	129
4.1 TEMPORALIDAD ABSOLUTA.....	129
4.1.1 Sistema U/Pb.....	129
4.1.2 Sistema Re/Os	135
4.1.3 Sistema Ar/Ar.....	137
4.2 SUMARIO DE EVENTOS DE ALTERACIÓN & MINERALIZACIÓN	141
V- PROSPECTIVIDAD DISTRITO RÍO BLANCO-LOS BRONCES	145
VI- CONCLUSIONES	147
VII- REFERENCIAS.....	150
VIII- ANEXOS	156
8.1 METODOLOGÍA DE ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS.....	156
8.1.1 Sistema U/Pb.....	156
8.1.2 Sistema Re/Os	163
8.1.3 Sistema Ar/Ar.....	165
8.2 TABLAS DE DATOS e IMÁGENES.....	168
8.2.1 Resultados U/Pb SHRIMP – CA-TIMS.....	168
8.2.2 Tabla de Resumen de Edades y Razones Isotópicas s Ar/Ar.....	179
8.2.3 Tabla de Resumen de Edades y Razones Isotópicas (Re/Os).....	180

I- INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

El cluster de depósitos minerales tipo pórfido de cobre-molibdeno Río Blanco – Los Bronces se ubica en la franja de pórfidos de edad Mioceno a Plioceno de la alta cordillera de Chile Central, a una distancia de 55 km al noreste de la ciudad de Santiago y aproximadamente a una altura entre los 3.100 y 4.600 m s.n.m. El distrito cubre una extensión cercana a los 8 km², que incluye a las operaciones de ANGLOAMERICAN Plc. en los depósitos Donoso e Infiernillo, operados a cielo abierto y los prospectos San Enrique – Monolito y Paloma-Los Sulfatos (Irrázaval, 2010). Por otra parte, las operaciones de División Andina de CODELCO Chile (DAND) incluye las explotaciones a cielo abierto de Sur –Sur, Don Luis y la mina subterránea de Río Blanco, además esta compañía posee en el distrito los prospectos Cerro Negro y La Americana.

Esta tesis se desarrolla a partir de los trabajos de reconocimiento geológico realizados en el periodo 2004-2010 por profesionales del equipo de la Superintendencia de Geología de División Andina de CODELCO liderados por el Sr. Patricio Cuadra C., Superintendente de Geología, cuyo foco principal fue el mejoramiento de los modelos geológicos de los yacimientos Río Blanco, Don Luis y Sur - Sur. No obstante este objetivo inicial, para poder llegar a obtener los resultados deseados, fue necesario realizar un análisis de los sistemas de captura de información geológica aplicados en DAND, aspectos metodológicos que son parte fundamental de este trabajo y que son detallados en el siguiente capítulo.

1.2 AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible gracias al patrocinio del Geólogo Sr. Patricio Cuadra Cárdenas, quien me impulsó a develar la geología de este gigantesco yacimiento. Tengo que destacar a las personas que apoyaron esta investigación: a mis amigos y colegas Luis Maldonado y Rodrigo Castagno, de quienes he aprendido muchísimo de la vida, y a los cuales también agradezco la confianza de todos estos años de trabajo en distintos lugares. Finalmente, en forma muy especial a mi esposa Claudia quien ha debido ceder tiempo a una de mis aspiraciones profesionales.

II- CAPTURA DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA

En este capítulo se hace una discusión de numerosos aspectos relacionados con los sistemas de captura de información geológica en general y de aquellos adoptados en División Andina, específicamente los sistemas de mapeo de sondajes y las clasificaciones utilizadas para sistemas de vetillas, alteración hidrotermal, tipos de brechas, y determinación de relaciones de temporalidad, basado tanto en propuestas de publicaciones de geología económica, como en observaciones empíricas realizadas por el autor durante el desarrollo de mapeo en diversos trabajos vinculado a buenas prácticas empleadas por CODELCO Chile.

2.1 MAPEO GEOLÓGICO

2.1.1 Reseña a los Sistemas de Captura de Información Geológica

El mapeo geológico de sondajes es la principal herramienta utilizada por los geólogos que permite de manera eficiente la captura y organización de información geológica de forma sistemática. Por su parte, los mapas geológicos son la herramienta visual que permite volcar esas observaciones en un plano o establecer en él hipótesis a partir de las observaciones de campo (Brimhall & otros, 2006). La formulación de hipótesis en las denominadas ciencias exactas, se basa en el hecho de que a partir de la experimentación, la validez del ensayo se determina al haber predicho el comportamiento de las variables que interactúan, por su parte en Geología el suceso ya ocurrió en la naturaleza y la misión del observador es identificar las principales variables involucradas y establecer cómo estas probablemente controlaron los resultados. Los procesos que dan lugar a la formación de un depósito mineral o zonas de alteración hidrotermal, comúnmente son controlados por una serie de variables tiempo-dependientes, que incluyen temperatura, presión, densidad, viscosidad y composición de los múltiples fluidos que interactúan con las rocas de caja (Brimhall & otros, 2006). Se requiere un gran número de observaciones detalladas para comprender este tipo de sistemas de alta diversidad, para lo cual se requiere de métodos eficientes de mapeo

geológico que permitan registrar y organizar estas observaciones. Existe un sistema de levantamiento de información en Geología Económica, conocido como tipo “ANACONDA”, que corresponde a un mapeo gráfico basado en un sistema de códigos de colores desarrolladas inicialmente por geólogos de esta empresa americana en los laboratorios de Butte, Montana (EEUU) durante los inicios del 1900, que luego se complementó con los trabajos de ANACONDA en Chile (Chuquicamata y El Salvador) y en otros yacimientos de la empresa ASARCO. Este sistema está diseñado para que el geólogo dibuje símbolos gráficos tratando de representar las observaciones geológicas adquiridas durante el mapeo del sondaje. Es por ello que este sistema debe poseer un grado de flexibilidad, que permita representar de forma adecuada la “realidad” de lo observado en la roca (Hermosilla & Otros, 2011). Por ejemplo, el registro de los principales parámetros de alteración se realiza mediante un sistema de grados de intensidad, el cual sufrió variaciones en el tiempo, desde 3 niveles como fue utilizado en la mina El Salvador a 5 como el utilizado en otras divisiones de CODELCO Chile en la década de 1990. Esta metodología de captura de información geológica fue recomendada por Müller (1997) como estándar corporativo de CODELCO Chile.

El mapeo geológico basado en papel y lápices de colores, ampliamente utilizado hasta la década de 1980, en el cual toda la información registrada se vuelca a mano en planos de papel y/o poliéster, los que posteriormente eran sujetos de interpretación geológica, se modificó dramáticamente con la incorporación y uso masivo de softwares mineros lo que implicó la transformación del método de trabajo, a uno que permitiera incorporar un sistema de codificación de los registros para su ingreso a bases de datos (Tabla 1). Lo anterior produjo que se perdiera el significado conceptual de algunas variables relacionadas a procesos (p. ej. Estabilidad de los Minerales Máficos o Estado de la Biotita) y utilidad de la gráfica (colores, intensidades, observaciones al pie) en pos de una codificación alfanumérica o derechamente numérica que reprodujera los eventos observados en una planilla tabulada para su posterior graficación.

Tabla 1: Escalas de Intensidades de presencia de minerales CODELCO Chile.

ESCALA 1-3	Significado	ESCALA 1-5	Significado
1	Trazas	1	Trazas
2	Moderado	2	Débil
3	Fuerte	3	Moderado
		4	Fuerte
		5	Intenso

Al observar la Tabla 1, es evidente que la correcta utilización de este sistema, requiere de numerosas precisiones que apuntan a definir cada una de estas intensidades para un mineral determinado o asociaciones de éstos, en distintas unidades litológicas, modos de ocurrencia, etc. Es por esto, que esta forma de trabajo requiere de un constante trabajo de homologación de criterios dentro del equipo de mapeo, complejizándose a medida que crecen en número los geólogos dedicados a esta actividad (Tabla 2), puesto que en la industria chilena se han incrementado notablemente los geólogos dedicados a captura de información geológica debido a requerimientos cada vez más exigentes de información de base geocientífica (geológica-geometalúrgica-geotécnica) para servir de base de estimación y planificación de recursos minerales, tanto para las diversas fases de desarrollo de proyectos minero-metalúrgicos en las grandes mineras como de información base para el control de los procesos productivos.

Tabla 2: Lista de operaciones mineras con perforación de sondajes diamantinos y geólogos ocupados en mapeo de sondajes

Proyecto	Dueño	Perforación (km/año)	Geólogos Mapeo¹
Minera Escondida	BHP Billiton	~400	~50
Collahuasi SCM	Angloamerican/Xtrata	~150	~20
División Andina	CODELCO	~40	~10

¹ Geólogos promedio 2006-2011.

Una variación del método “ANACONDA” fue parte de un desarrollo de John Proffett (2008) a partir de su experiencia de numerosos mapeos desplegados en Yerington (USA), Bajo de la Alumbrera (Argentina) y Chuquicamata (Chile). La diferencia sustancial de este sistema es la cuantificación de parámetros, es decir, mientras en la metodología

“ANACONDA” numerosas variables se registran en forma cualitativa a semicuantitativa, esta nueva metodología, además de realizar observaciones cualitativas relacionada a “procesos” (p. ej. Estabilidad de los Minerales Máficos), propone que numerosos registros sean cuantitativos, es decir pasan de un sistema de intensidades a un mapeo “volumétrico”. Por lo tanto, los datos obtenidos a partir del sistema de mapeo permiten el ingreso directamente a la base de datos y la realización de análisis estadísticos de aquellas variables “cuantificadas” en soportes definidos (tramos de testigos “geológicamente homogéneos”). Como se indica arriba, este método conceptualmente no provoca variaciones al incluir la caracterización “volumétrica”, sino que apunta a una mejor y menos sesgada representación de los principales procesos que reflejen las características más importantes de un depósito tipo pórfido cuprífero. No obstante lo anterior, la experiencia del autor indica que el conocimiento empírico obtenido en el desarrollo del mapeo permitirá focalizar los esfuerzos de mapeo hacia variables que tempranamente se demuestren como variables claves en el proceso que se desea reconocer. Muy útil resulta la implementación de resúmenes de sondajes o *log-report* en el proceso del mapeo para obtener una apreciación de aquellas variables que controlan los principales procesos de mineralización, , permitiendo, además, realizar revisiones a la consistencia geológica mediante cruces de variables (“*cross checking*”).

2.1.2 Reseña a la Integridad de la Base de Datos para utilización en Modelamiento Geológico

Numerosos trabajos dan cuenta de elementos relevantes para la comprensión de un depósito tipo pórfido cuprífero, destacándose los trabajos sobre asociaciones de minerales de alteración (Creasey, 1966; Titley, 1982; Seedorff & Einaudi, 2004), zonación de alteración-mineralización (Lowell & Guilbert, 1970; Dilles & Einaudi, 1992), paragénesis de vetillas (Gustafson & Hunt, 1975; Proffett, 2003), temporalidad entre intrusiones porfídicas (Sillitoe, 2000), características de las zonas supérgenas (Chávez, 2000), como también de las raíces de los sistemas de pórfidos (Gustafson & Quiroga, 1995; Seedorff, & otros, 2008). Además de numerosos compendios sobre depósitos tipo pórfido en el mundo (Seedorff & otros, 2005; Sillitoe, 2010).

Sin embargo, a pesar que el desarrollo conceptual de este tipo de depósitos se encuentra muy avanzado, cada depósito ofrece particularidades que hay que desentrañar para determinar aquellos factores determinantes en el control de la distribución e intensidad de la mineralización.

Por otra parte, el envejecimiento de las explotaciones mineras, en el sentido de la disminución de la ley al profundizar la explotación, hace necesario que la industria minera realice agresivas campañas de sondajes de reconocimiento geológico, que tienen por objetivo la captura de nueva información geológica. Esta información básica es el sustento de planes de desarrollo de los principales productores de cobre del país: Collahuasi, La Escondida, Minera Los Pelambres, Los Bronces y las divisiones Chuquicamata, Andina y El Teniente de CODELCO. Esto trae consigo que en muchas faenas la generación de información geológica básica para llevar a cabo estos proyectos, esté en manos de grandes grupos de geólogos (Tabla 2), utilizando medios digitales tanto para su registro como almacenamiento y despliegue de variables. Lo anterior hace relevante tanto el desarrollo de metodologías de mapeo, fundamentadas en sólidos conceptos aplicados al mapeo y reconocimiento de unidades de alteración y/o mineralización, como a los procesos de homologación de criterios aplicados durante la captura de información geológica y los controles de calidad para obtener información reproducible y auditable que alimente los modelos geológicos.

La información geocientífica utilizada en modelamiento geológico, es un elemento relevante en la industria minera, puesto que en los depósitos minerales esta información es utilizada para la estimación de recursos y la conversión en reservas. Por tanto, la caracterización geológica/geotécnica/geometalúrgica de un proyecto minero, es el punto de partida de la cadena de valor del negocio minero y su grado de precisión creciente debe estar en concordancia con los requerimientos de las distintas fases de estudio de la ingeniería de los proyectos (perfil, prefactibilidad, factibilidad) y, finalmente, de su operación. Los grados de libertad que se asumen durante el proceso de modelamiento son directamente proporcionales a la falta de conceptualización geológica aplicada en el modelo. De esta forma, el entendimiento adquirido durante las etapas de mapeo y la interacción de este conocimiento empírico para su utilización en el desarrollo del modelo

geológico, permite orientar la estimación de recursos hacia controles geológicos, logrando una mejor representación de los volúmenes mineralizados en el espacio, reduciendo con ello la incertidumbre en el proceso de estimación. Además, este conocimiento puede aplicarse al desarrollo de modelos conceptuales, útiles en la exploración de nuevos recursos en los distritos, tanto en el *brownfield* como una exploración *greenfield*.

2.1.3 Revisión de los Sistemas de Mapeo Geológico en DAND

En División Andina se utilizó, desde sus inicios hasta el año 2004, una metodología de mapeo de sondajes a escala 1:500, centrada fundamentalmente en la diferenciación de tipos de rocas (61 unidades, pre 2004), puesto que este parámetro es el que fue utilizado como control primario en la estimación de recursos y para los modelos geotécnicos y geometalúrgicos, además de estimaciones cualitativas (o semi) de tipos de alteración y presencia de sulfuros. En mayo de 2004, la Superintendencia de Geología de DAND decidió impulsar el análisis de esta metodología de trabajo con el objetivo de mejorar el estándar de trabajo geológico. Durante la ejecución del proyecto “Reconocimiento en profundidad del Yacimiento Río Blanco”, Castagno & otros (2004) implementaron el cambio en la escala de mapeo desde 1:500 a 1:100, se cambió el soporte de muestreo de sondajes de 10 m a 2 m y se simplificó la nomenclatura de unidades litológicas. Dicho cambio fue fundamentado en la necesidad de determinar las variables geológicas que tienen incidencia relevante en el control de la mineralización en el Yacimiento Río Blanco de DAND de CODELCO (Cuadra, 2011). Lo anterior significó una revisión de los parámetros geológicos descritos con la metodología 1:500 y la adición de otros que no se incluían con anterioridad, produciendo un sistema híbrido con mapeo de intensidades, que compatibilizara la parte gráfica con parámetros codificables (Hermosilla & otros, 2011). Las principales diferencias entre ambas metodologías se encuentran descritas en la Tabla 3. Durante el año 2006 se desarrollaron modelos de sectores pilotos en Sur-Sur (Castagno & otros, 2007) y Río Blanco (Hermosilla & otros, 2006) a partir de esta información capturada con la metodología mapeo 1:100 (Tabla 3). En estos trabajos sólo se consideró la información recientemente obtenida, es decir, no fueron considerados los mapeos históricos

a escala 1:500, ubicados principalmente en la parte alta del depósito, obteniéndose los siguientes resultados relevantes:

- Afinamiento de parámetros relevantes de mapeo mediante la definición de asociaciones de alteración/mineralización.
- Relaciones temporales de intrusión/brechización y alteración/mineralización, conducentes a un modelo conceptual (Hunt, 2008; Hermosilla, 2008).
- La necesidad de control de calidad en el proceso de captura de información geológica, focalizado en una mejor determinación de características texturales, mineralógicas y de temporalidad en la definición de Brechas, Pórfidos y Vetillas.

A partir de los bajos índices de correlación entre rangos de intensidad de alteración en mapeos duplicados obtenidos mediante esta metodología, se solicita una nueva revisión a la forma de captura de información geológica produciendo una nueva actualización del procedimiento de mapeo de DAND (Hermosilla & otros, 2007), cuyo principal impacto es la adopción de un sistema volumétrico, similar al utilizado en Chuquicamata (Proffett, 2008), adaptando esta metodología de trabajo a las variables definidas en el depósito. Junto a esto se gestó una Comité de Control de Calidad, introduciendo una serie de prácticas en el proceso de captura de información geológica, algunas ya empleadas en la industria y otras innovadoras, cuyo objetivo general es estandarizar la metodología de mapeo, homologar criterios, nivelar la experiencia de profesionales, corregir las desviaciones que se detecten y gestionar el conocimiento geológico para su transferencia al modelo geológico. El objetivo específico del aseguramiento y control de la calidad del mapeo geológico de sondajes, está asociado al requerimiento de información reproducible, disponible en línea y auditable que asegure la calidad de la base de datos, para la elaboración del modelo geológico (Hermosilla & Otros, 2011). Algunos de estas actividades se detallan a continuación:

- Inducción al Mapeo de Sondajes: esta actividad proporciona la metodología de trabajo transmitiendo los conceptos geológicos en la captura de información geológica explicitando cada una de las columnas de mapeo. Además debe proporcionar información detallada de los principales tipos litológicos y de las asociaciones minerales de alteración y especies mineralógicas presentes en el

yacimiento, de manera que esta actividad sea una plataforma de información básica que permita el mejor desempeño del nuevo profesional.

Tabla 3: Tabla comparativa de las distintas cartillas de Mapeo Geológico de División Andina.

HISTÓRICO ESCALA 1:500 (PRE-2004).	HISTÓRICO ESCALA 1:100 (2004-2006)	HISTÓRICO ESCALA 1:100 (2007-2008).	ACTUAL ESCALA 1:200 (2008)
Mapeo en escala de Intensidades (Escala 1-3)	Mapeo en escala de Intensidades (Escala 1-5)	Mapeo en volumen (%)	Mapeo en volumen (%)
Mapeo litológico con > 60 códigos disponibles	Simplificación de unidades litológicas (29) Mapeos detallados de brechas	Énfasis en el mapeo detallado de contactos litológicos. Mapeos detallados de brechas y Pórfidos	Orientado a resolver los quiebres de aquellos parámetros que controlan la alteración-mineralización. Mapeo simplificado de pórfidos
Mapeo genérico de tipos de alteración y mena relacionada al soporte muestra análisis (10 m) en monominerales	Mapeo enfocado a la comprensión detallada de los controles primarios de alteración-mineralización, se mapea monominerales	Mapeo conducente a registrar los principales eventos de alteración-mineralización en forma de asociaciones minerales	Mapeos de Asociaciones de Alteración (grupos de minerales) y de Zona de Alteración
		Asociaciones de alteración comprenden todas las formas de ocurrencia de los minerales de alteración (selectivos, penetrativos, cúmulos, brechización, halos, etc)	Segrega las formas de ocurrencia de acuerdo a la importancia en el control de la distribución de sulfuros, es decir aquellos minerales selectivos se mapean en diferentes columnas que aquellos que destruyen la textura original de la roca.
No se mapea las vetillas	Mapeos de Vetillas (Sistemática del yacimiento El Salvador)	Clasificación temporal de vetillas de acuerdo a mineralogía de relleno y halo y a temporalidad	N° de vetillas por tramo
No se mapea el total de sulfuros	Mapeo total de sulfuros. Mapeos de ocurrencia de sulfuros		Mapeos de ocurrencia de sulfuros por mena
No existe discriminación SGV	Discriminación de la SGV de Cuarzo-Sericita		Discriminación entre Sericita Gris, Cuarzo-Sericita y Sericita Gris Verde como control de sulfuros.

Esta actividad además contempla un período de entrenamiento en mapeo geológico, realizado en sondajes tipo, la revisión de muestras de tipo de rocas, vetillas, alteraciones y mineralización (litoteca). Este proceso culmina con la familiarización de numerosas publicaciones de la temática de modelos de depósitos que permitan adquirir conocimientos conceptuales de yacimientos tipo.

- Designación de Sondajes: se aplica una metodología en el diseño de la designación de sondajes para mapeo, evitando la concentración de mapeos de un mismo geólogo en un sector determinado, además se asignan las prioridades del mapeo de acuerdo a los objetivos de modelamiento y a la experiencia del geólogo en términos de la capacidad de obtener conocimiento. Esta actividad permite contrastar la información obtenida de sondajes, entre distintos geólogos del equipo, distribuidos en una misma sección o secciones adyacentes.
- Objetivos de Mapeo: esta actividad fue diseñada para establecer un vínculo directo entre los geólogos dedicados a interpretación geológica y el equipo de captura de información, estableciendo de manera directa los requerimientos de información general y/o específica de cada uno de los sondajes a mapear, especificando en ella muestreos específicos u otras actividades que fortalezcan la conceptualización de la interpretación.
- Estandarización de Mapeos: el grupo de geólogos responsables de la captura de información (geólogos líderes) deberán realizar la actividad de estandarización de la captura de información mediante revisiones intensivas a los geólogos en entrenamiento al menos durante los primeros tres meses de actividad, y esporádicamente al resto del equipo de acuerdo al grado de experiencia adquirido, dejando por escrito las observaciones técnicas realizadas en las inspecciones, además se deben fortalecer las metodologías de trabajo de acuerdo a los procedimientos vigentes.
- Sección de Control: la información obtenida del mapeo de detalle, debe volcarse en forma periódica sobre planos de trabajo (secciones o plantas) para controlar la coherencia y reproducibilidad de los mapeos entre sondajes cercanos. Al menos debe trabajarse con planos de tipos de roca, volúmenes de asociaciones minerales de alteración y distribución de especies mineralógicas de mena.

- Mapeo Duplicado: durante la ejecución del mapeo se debe realizar con cierta periodicidad un duplicado de la información registrada, que garantice la coherencia del equipo de geólogos, para esto se selecciona un tramo que posea variabilidad en algunos ítems específicos y se desarrolla el mapeo duplicado por al menos dos geólogos adicionales al que logueó originalmente el sondaje. Se comparan los resultados en las variables duplicadas para asegurar estandarización y reproducibilidad de los datos capturados. La definición de los niveles de confianza para las distintas variables será definida por el equipo de geólogos que participen en control de calidad.
- Análisis Estadísticos: periódicamente se realizarán análisis estadísticos a los datos obtenidos durante el proceso de mapeo de detalle. Esta actividad contempla chequeo de leyes de estimación visual v/s ley química en aquellos casos de sondajes mapeados sin ley, análisis de consistencia de datos de alteración y comparación de tipos de roca capturados en distintos mapeos. Todo lo anterior tiene la finalidad de corregir las desviaciones que se puedan producir en el corto plazo.
- Estudios Especiales: con el objeto de reforzar conceptos y definiciones mineralógicas deben incluirse técnicas que sirvan como validación de lo observado en la roca (Petro-calcografía, DRX, Espectroscopía Infrarroja y espectrometría de fluorescencia de rayos X, QemScan, Microsonda, etc.).

Durante el mes de mayo de 2009, como parte del proceso de mejoramiento continuo de sus actividades, la Superintendencia de Geología de DAND impulsó un análisis crítico de los datos y la metodología empleada del periodo 2006-2009. Como resultado de este análisis se decidió modificar la cartilla de mapeo vigente (escala 1:100 en volumen), por una nueva cartilla a escala 1:200 (Díaz & otros, 2009), dada la necesidad de aumentar la productividad en la captura de información. Este procedimiento reúne los estándares de calidad geológica adquiridos por la superintendencia a lo largo del período, privilegiando la toma de datos de aquellos factores que definan tramos de mapeo más amplios y que den respuesta a las variaciones de los parámetros geológicos que controlan la mineralización, al mismo tiempo agrega mejoras en la definición de asociaciones de alteración y mineralización en el yacimiento (Tabla 3). La principal modificación respecto de la cartilla anterior es la

segregación en columnas de mapeo distintas, las asociaciones de minerales de alteración destructivas de la fábrica original de la roca, de aquellas selectivas que sólo afectan débilmente al macizo rocoso. Lo anterior se debe a la observación que comúnmente los fenómenos de alteración penetrativos producen un significativo aumento en los volúmenes de sulfuros, mientras que los fenómenos selectivos aportan menores contenidos de éstos. En esta cartilla, además se agrega la columna resumen de alteración, la cual permite al geólogo, durante la etapa de captura de información, definir zonas mayores que reflejen los principales dominios de alteración del yacimiento, a partir de los registros de asociaciones de alteración definidos en el mapeo de detalle.

2.1.4 Registro de Vetas, Vetillas y Venillas

En este trabajo utilizamos el término vetas para rellenos de estructuras de ancho mayor que 20 cm, vetillas para aquellas entre 20-0,5 cm, y venillas a las menores que 0,5 cm. En los sistemas de pórfidos estas estructuras comúnmente tienen potencias de unos pocos centímetros o menos. Este tipo de estructuras se forman durante todas las etapas evolutivas del sistema magmático-hidrotermal relacionado a la génesis de un pórfido, como consecuencia de esto, el estudio de la composición, textura, inclusiones fluidas, distribución y abundancia de las vetillas aporta información relevante respecto de la evolución temporal de los fluidos, a los cuales se asocia los eventos de mineralización en un depósito (Titley et al., 1986 ; Muntean & Einaudi, 2000, 2001; Proffett, 2003). Debido a la difusión del fluido que circula por las estructuras (fracturas-fallas), se produce una interacción de los componentes reactivos con las rocas de caja, exhibiendo frecuentemente halos de reacción visibles, que por lo general se desarrollan simétricamente a ambos lados de la estructura. Estos halos pueden estar compuestos de una sola asociación mineral o pueden desarrollar zonación mineral (Meyer & Hemley, 1967).

Varios tipos de vetillas distintivos fueron descritos por primera vez desde la etapa de “pre-Main Stage” en Butte por Meyer (1965), Meyer et al. (1968), y Brimhall en el año 1977 (Tabla 4), pero el marco principal de referencia para depósitos de pórfido es el desarrollado en El Salvador, donde Gustafson y Hunt (1975) definen las características tipo de las vetillas “A”, “B”, “D” y en el mismo depósito posteriormente se amplía la clasificación por

Gustafson y Quiroga (1995) incluyendo vetillas tempranas de biotita "EB" y las vetillas tipo "C". Clark (1993) y Arancibia y Clark (1996) añaden las vetillas tipo "M" al léxico basado en el trabajo en Island Copper, British Columbia. Por su parte Muntean y Einaudi (2000) definen un nuevo tipo de vetilla bandeada de cuarzo, en los depósitos de pórfido Au de la franja de Maricunga.

2.1.4.1 Clasificación de Vetillas

La clasificación de los sistemas de vetillas se basa en criterios descriptivos, que incluyen la morfología, textura y mineralogía de relleno y el halo de alteración, sumado a la orientación espacial de éstas. Para ejemplificar este tema se seleccionaron algunos de los tipos más comunes de vetillas presentes en diversos depósitos estudiados por el autor (Cluster Toki, Puntillas-Galenosa, Río Blanco, Rosario-Ujina), y/o de recopilaciones de estudios (Pebble, Butte, Los Pelambres y La Escondida). El sistema de clasificación se basa principalmente en la mineralogía de relleno (incluyendo tipos de alteración de transición) y se describen en orden general de más antiguas a más jóvenes (de forma general estas últimas se forman a una temperatura inferior). En sistemas de pórfidos cupríferos en los cuales se está iniciando los reconocimientos geológicos se recomienda apuntar a obtener datos texturales y mineralógicos y de relaciones de temporalidad entre las vetillas, con el objeto de poder reinterpretar datos, mientras que en etapas posteriores de geología avanzada de un proyecto, una vez obtenida la agrupación de vetillas de acuerdo a la mineralogía, rasgos texturales y relaciones de temporalidad, es recomendable simplificar la caracterización clasificando las vetillas observadas de acuerdo a lo propuesto por Gustafson & Hunt (1975), dado que éstas reflejan secuencialmente los principales eventos de alteración/mineralización relacionados a la secuencia de intrusión de pórfidos (Figura 1a).

Los componentes básicos de una vetilla comprenden el **relleno** de una fractura que puede consistir en un mineral o una asociación de minerales, puede exhibir un espacio abierto (**sutura**) el cual posteriormente puede ser rellenado (Figura 1b). La morfología, arreglo cristalino y los componentes mineralógicos definen las características principales de una vetilla. Por otra parte algunas vetillas pueden presentar un **halo**, el cual comprende la zona de la roca de caja en contacto con el relleno que igualmente ayudan a caracterizar a las vetillas en base a la simetría que exhiben, composición mineralógica y aspecto.

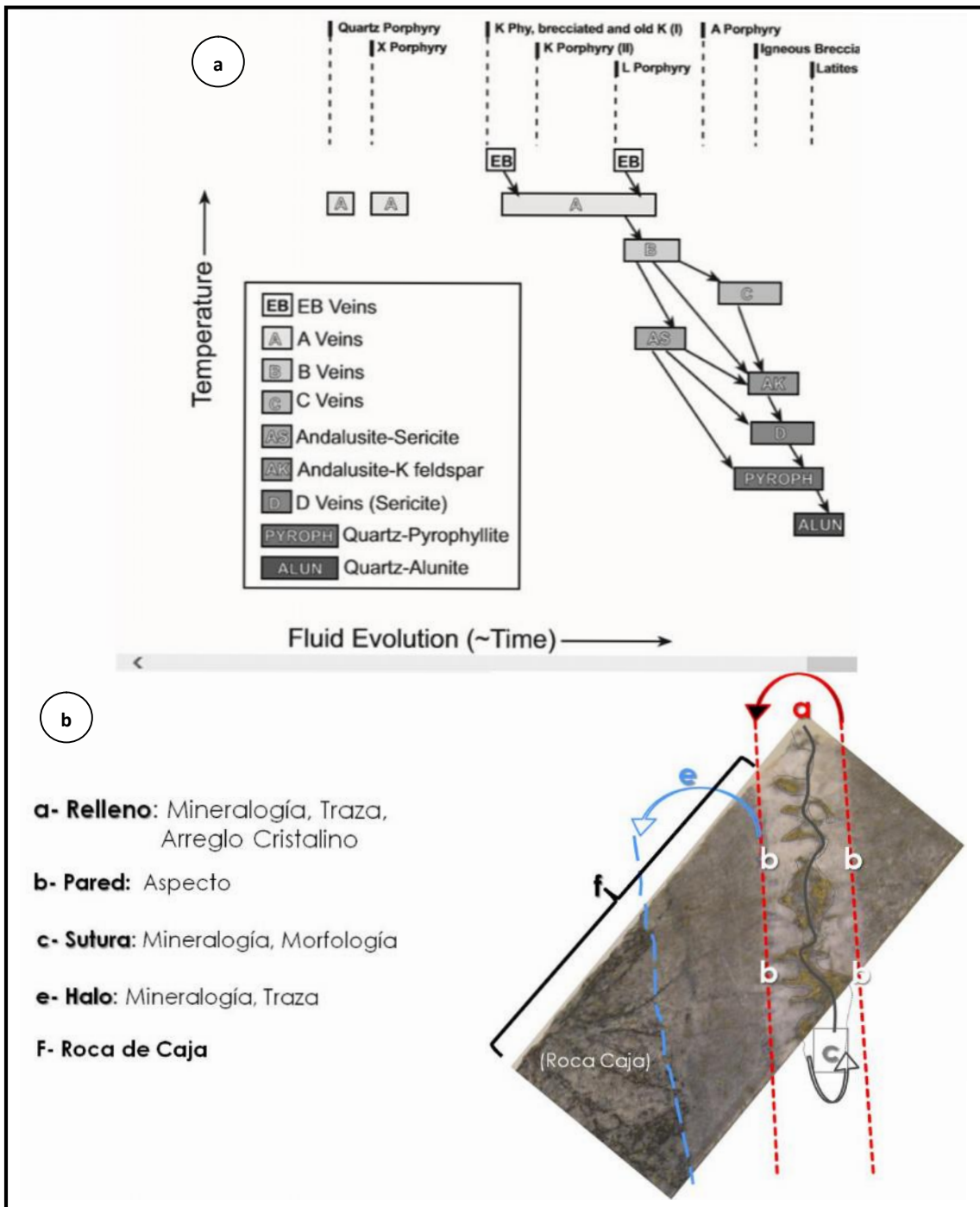


Figura 1: a) Diagrama evolucionario de vetillas y pórfidos de El Salvador usando la terminología de vetillas de Gustafson & Hunt (1975) y Gustafson & Quiroga (1995).

b) Diagrama esquemático de componentes de una vetilla.

Vetillas de Biotita Temprana: Early Biotite "EB"

Denominadas como Early Biotite "EB", son las primeras vetillas en formarse en los sistemas de depósitos de pórfidos de Cu (Mo) y las de más alta temperatura, comprende finas vetillas de biotita que se relacionan con alteración potásica generalizada de las rocas de caja (Lámina 1, Tabla 4). Este tipo de vetillas fueron originalmente definidas por Gustafson & Quiroga en 1995 como vetillas consistentes en un halo difuso de biotita, de paredes irregulares (Figura 2). La mayoría no posee halos de alteración, cuando este está presente corresponde a un halo pálido albitico (Lámina 1D). La mineralogía la conforman biotita de color verde a café $Mg/Mg+Fe= 53-70$ mol %, con proporciones variables de albita, feldespato potásico, sericita verde ($Mg/Mg+Fe= 35-88$ mol %), muscovita, anhidrita, actinolita (comúnmente reemplazada por biotita) y más raramente apatito, andalucita, corindón, cordierita, esfeno e ilmenita. Las vetillas pueden o no contener magnetita y el tipo de sulfuros puede ser variable de acuerdo a la zona de alteración, de forma que estas estructuras si se observan en la zona propilitica contendrán pequeñas cantidades de pirita, mientras que en las zonas de alteración potásica se encuentran con calcopirita y/o bornita.

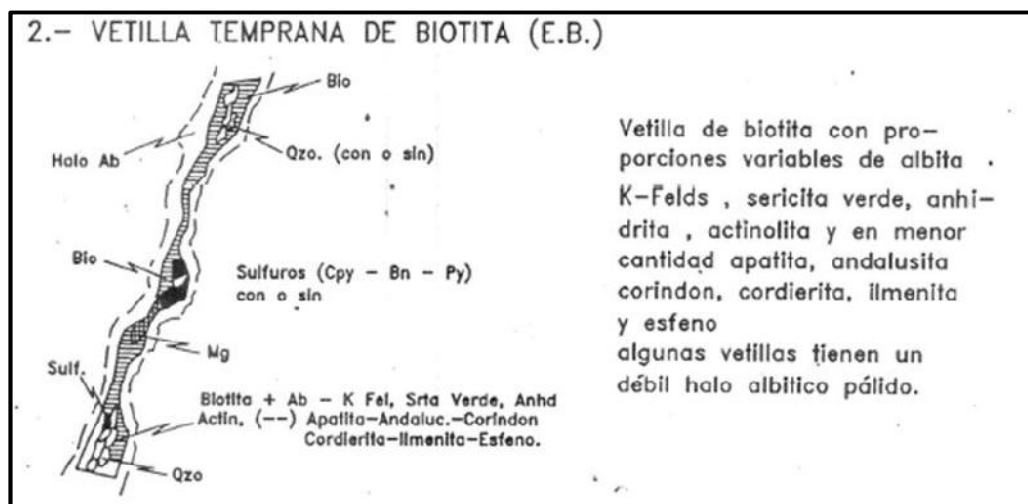


Figura 2: Diagrama esquemático de vetillas tipo "EB" para El Salvador (Müller, 1997).

En Butte, Montana, Brimhall (1977) realiza la caracterización de las vetillas "EB" las cuales describe como delgadas venillas (1-5 mm ancho) de biotita con feldespato alcalino y

anhidrita con una mineralogía similar a brechas de matriz de biotita, ambas estructuras dispuestas en las cercanías a diques de pórfidos.

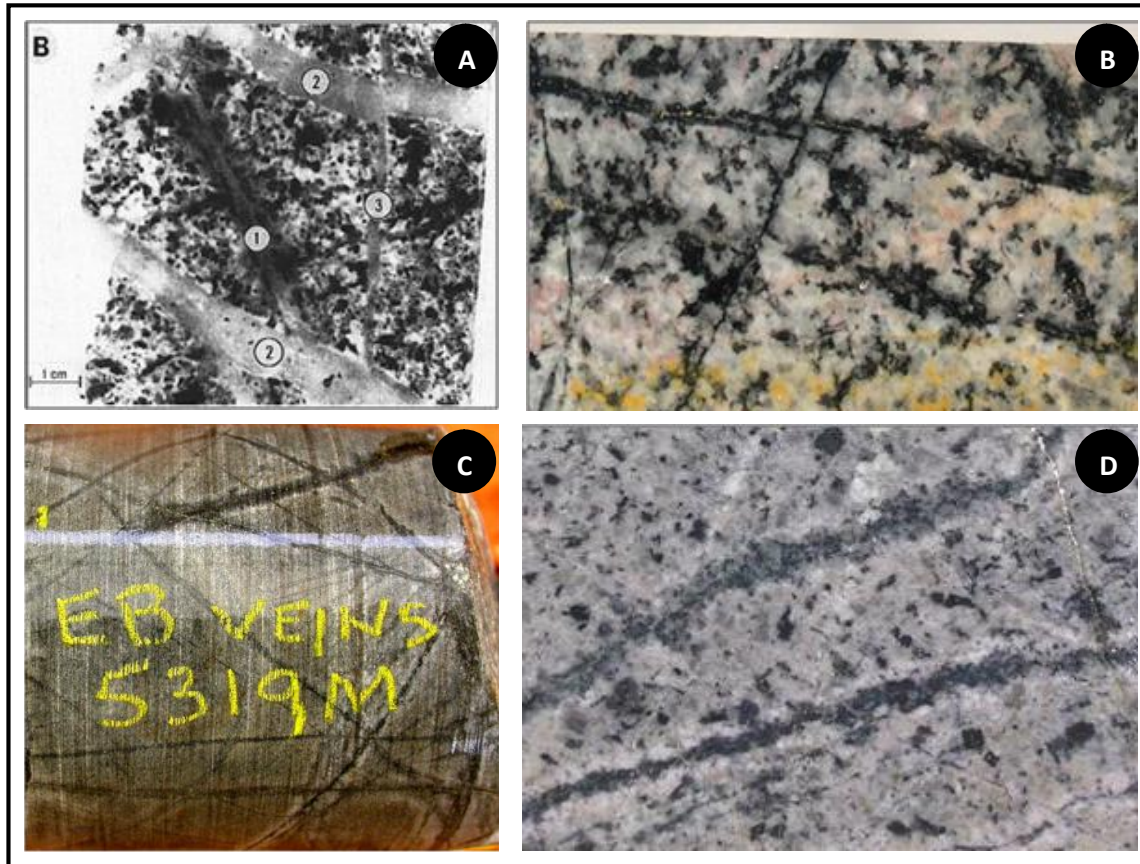


Lámina 1: Diversos tipos de vetillas de biotita de tipo Early Biotite “EB”. **A:** Observadas en El Salvador (Gustafson & Quiroga, 1995) indicada con el número ①; **B:** Venillas de biotita entrecortándose en Pórfido Río Blanco; **C:** Pebble Alaska (Lang, J., 2008) en rocas máficas; **D:** Vetillas EB en el Pórfido Los Pelambres donde se observa un débil halo de feldespato posiblemente albíta.

Vetillas de Mica Verde: Green Mica Veins "GMV"

Estas vetillas fueron descritas en Butte Montana por George Brimhall en 1977 quien las relaciona directamente tanto a las brechas de biotita, venillas de biotita y vetillas tipo “EDM”. Estas estructuras han sido también descritas como vetillas pobres en cuarzo que comúnmente contienen corindón y han sido descritas en pocos depósitos tipo pórfidos de Cu. La asociación mineral en las vetillas de mica verde incluyen combinaciones de biotita verde (Lámina 2D), feldespato potásico, andalucita, muscovita, cordierita y corindón. De

acuerdo a Seedorf & otros (2005), este conjunto de minerales indica la formación a temperaturas altas (~ 600 ° C). En Butte, de acuerdo a la distribución espacial se sugiere que las vetillas EDM pueden ser el equivalente somero de vetillas de mica verde y estarían más relacionadas a las brechas de biotita y por tanto a las vetillas "EB". Una descripción detallada de este tipo de estructura se encuentra en G. Brimhall (1977), el cual indica que la composición de estas comúnmente poseen biotita verde (flogopita?) rodeada por cuarzo y biotita café internamente y externamente por feldespato potásico y muscovita, en este trabajo además se indica que el cuarzo es común constituyente del relleno de las vetillas "EDM" más que de las vetillas de mica verde. De acuerdo a estos antecedentes se puede inferir que las estructuras descritas como Vetillas de Mica Verde corresponden a una facies de vetillas similares a las descritas como "EB" en el depósito El Salvador.

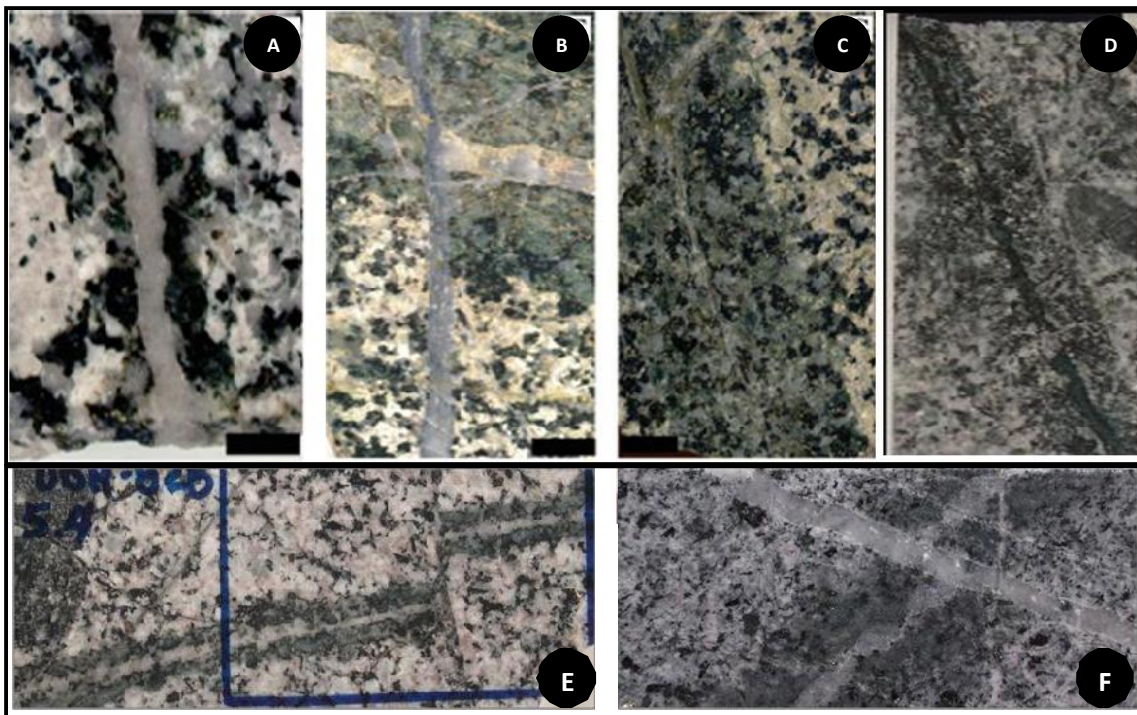


Lámina 2: Diversos tipos de vetillas de biotita. **A:** Early Dark Micaceous “EDM” observadas en Butte Montana (Rusk, 2008). **B:** Vetilla de cuarzo temprano y feldespato potásico con halo “EDM”, se observa además una vetilla de cuarzo-molibdenita cortando a la vetilla “EDM” (Rusk, 2008). **C:** Vetilla de cuarzo-calcopirita con halo “EDM” de Butte (Rusk, 2008). **D:** Vetilla de biotita verde "vetilla de mica verde" con halo sericítico verde y biotita en Río Blanco. **E:** Vetilla tipo “EBT” en granodiorita Río Blanco. **F:** Vetillas tipo T4 en Los Pelambres cortada por vetillas de cuarzo.

Vetillas Micáceas Oscuras Tempranas: Early Dark Micaceous “EDM”

La definición de estas vetillas se acuña en el depósito de Butte Montana (Brimhall, 1977), se caracterizan por la presencia de cuarzo a diferencia de las vetillas descritas como “Green Mica Veins”, es corriente la presencia de feldespato potásico y sericita (Lámina 2). Una descripción detallada de estas estructuras indican (Brimhall, 1977) que en su relleno contienen cuarzo-anhidrita-molibdenita-feldespato potásico y menor muscovita. Por su parte los halos exhiben una compleja asociación de minerales de alteración, compuesta de feldespato potásico-cuarzo-anhidrita con muscovita y/o andalucita-biotita-plagioclasa-magnetita con calcopirita y/o bornita o pirita. La característica textural más común en estas vetillas es la descrita por Meyer (1965) llamada "islas de sericita" en la cual sericita o muscovita está separada del cuarzo por un borde delgado de feldespato alcalino, y de la misma forma andalucita o corindón se observan aislados del cuarzo por sericita y/o feldespato alcalino (Lámina 3A). De la misma forma se observa en este tipo de vetillas que los feldespatos plagioclasa se encuentran sericitizados con un borde de biotita en los bordes en el contacto con el cuarzo, a semejanza de "islas de sericita" rodeadas por biotita secundaria (Lámina 3G). En Los Pelambres (Atkinson, 1996) se describe a estas vetillas como similares a las descritas como "EB" en El Salvador.

Tabla 4: Tabla de características de vetillas descritas en Butte “Pre Main Stage” (Rusk, 2008).

TABLE 1. Paragenetic Sequence of Vein Types and Alteration Minerals Based on Petrography and Crosscutting Relationships					
Vein type	Vein minerals ¹	Added alteration minerals	Relict igneous minerals ²	Timing	Location
Early dark micaceous (EDM)	qz, kf, cp, ± (anh, mb, py, mt, ca, rut)	bi, ser, kf, mt, cp, py, ± (plag, and, cor, ca, anh)	plag, kf, mt	Cut by BQ/QMB, GS, and MS at most depths. Cuts BQ/QMB at great depth. Contemporaneous with dike intrusion	Most abundant at intermediate depths above BQ/QMB and below PGS. A few deep EDM veins exist
Pale green sericitic (PGS)	mt, cp, py, qz, ca, ± (mb, kf, rut)	plag, ser, chl, py, ca, cp, kf	kf	Cut by BQ/QMB, GS, and MS	Upward and outward from EDM veins. Not common at depth. Below most GS veins
Barren quartz/ Quartz-molybdenite BQ/QMB	qz, ±(anh, mb, kf, ca, rut)	kf, ca, anh, bi, or none	qz, kf, plag, mt, bi	Most cut EDM and PGS veins. Cut by a few deep EDM veins. Cut by GS and MS veins	Dominant vein type at great depth. Less common at intermediate depths. Not common at shallow depths
Gray sericitic (GS)	py, qz, ±(rut)	ser, py, chl, qz		GS veins cut all above vein types	Mostly shallow; upward and outward from PGS. Present at all depths in the pervasively altered GS zone
Main stage (MS)	cv, en, ba, sl, gn, rc, py, cp, qz, and many others	ser, qz, kaol, py complex, see Meyer et al., 1968		Always cut all other vein types	Mostly shallow

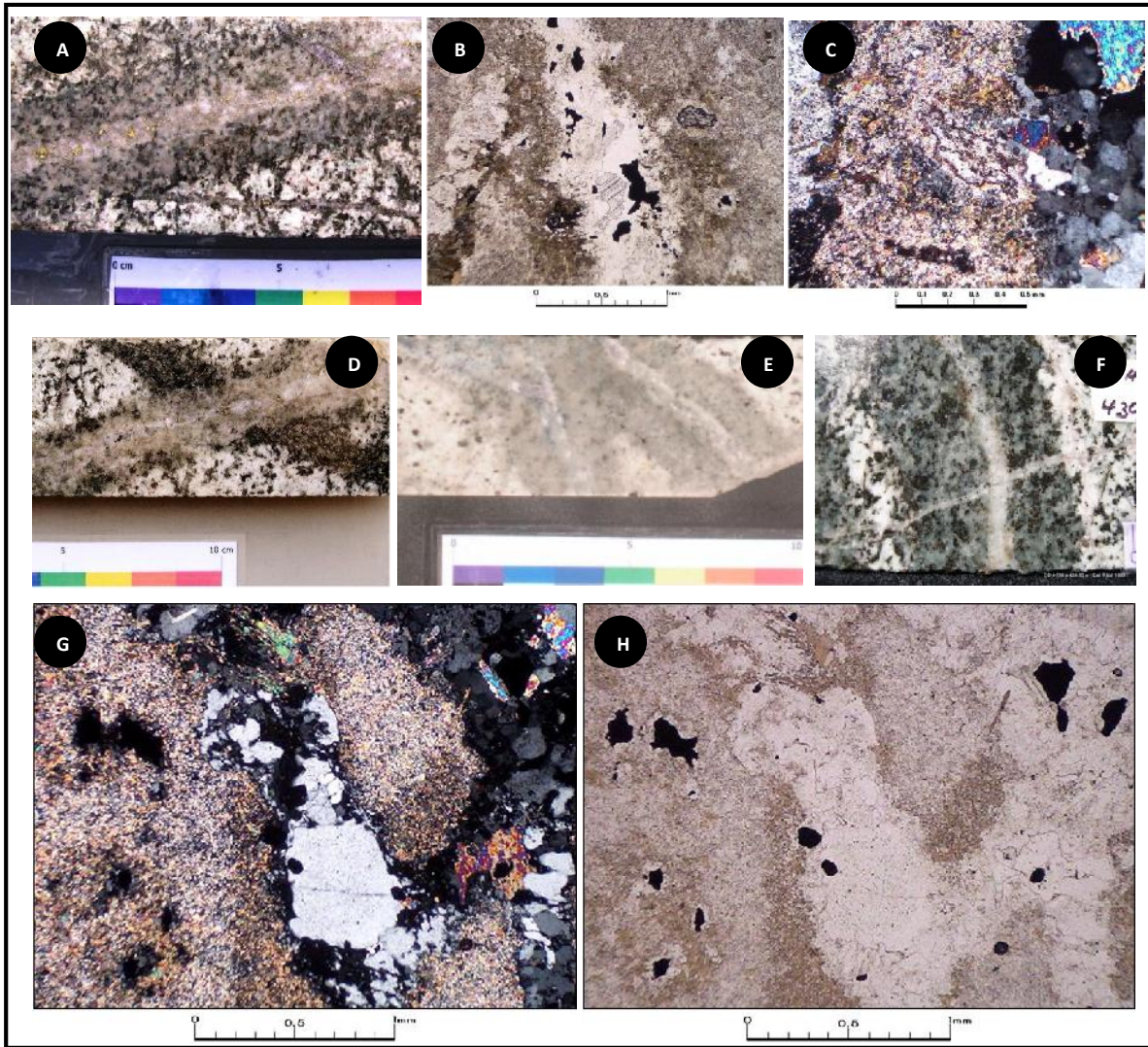


Lámina 3: Relaciones de temporalidad entre vetillas EDM/EBT y vetillas tipos “EB” y vetillas de cuarzo tipo “A” observadas en Río Blanco. **A-B-C:** Vetilla con halo compuesto por sericita y dejando a “islas” de corindón rodeado por sericita **D:** Vetilla “EDM/EBT” conteniendo cuarzo-anhidrita y sulfuros de cobre (calcopirita-bornita) en el relleno y halo de biorita con sericita y feldespato potásico, cortando a una venilla de biotita de tipo “EB”. **E:** Vetillas de tipo “EBT/PGS” dispuestas en rocas leucocráticas (Pórfido Dacítico). **F:** Vetilla de tipo “EDM/EBT” cortadas por vetillas de cuarzo tipo “A”. **G:** “Islas” de sericita alterando a feldespatos con biotita secundaria en los contactos con cuarzo.

Vetillas Transicionales de Biotita: Early Biotite Transitional "EBT"

Gustafson & Quiroga (1995) definen este tipo de vetillas como transicionales entre las vetillas tipo "EB" y las tipo "A" en el yacimiento El Salvador (Figura 3). De acuerdo a estos autores, estas vetillas poseen cuarzo en el relleno con o sin feldespatos potásico y mica verde, característicamente halos extensos de biotita. Estas estructuras invariablemente se encuentran truncadas por las vetillas tipo "B", sin embargo estos autores indican que su relación con las vetillas "A" es menos clara dado que en profundidades someras las vetillas tipo "A" las cortan mientras que a mayor profundidad se observan relaciones inversas, de esta forma proponen que ambas fases podrían ser contemporáneas en profundidad, sin embargo no está lo suficientemente claro si existe solo un evento de vetillas de cuarzo tempranas "A" y de biotita tipo "EB".

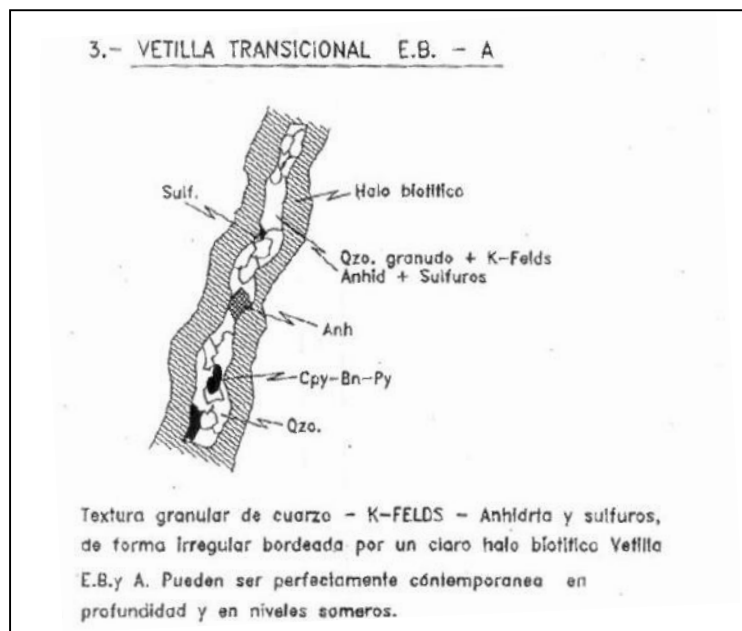


Figura 3: Diagrama esquemático de vetillas tipo "EBT" para el salvador (Müller, 1997).

De esta forma las vetillas transicionales "EB" - "A", de acuerdo a la mineralogía de relleno de cuarzo y halos prominentes de biotita, sumado a su relaciones de temporalidad se pueden incluir a estas estructuras (EBT) dentro del grupo de las vetillas tipo "EDM".

Se puede indicar que la diferencia principal entre las vetillas "EDM" y las del tipo "Vetillas Mica Verde" radica en que estas últimas no poseen suturas centrales de cuarzo, tal como se describe por Seedorf & otros (2005), Brimhall (1977). Sin embargo Rusk (2008) en un

completo estudio de inclusiones fluidas de Butte, asocia cuarzo a este tipo de vetillas y además restringe la mineralogía de andalucita y/o corindón a las vetillas EDM (Lámina 2D, Tabla 4), con lo cual no está clara la restricción del cuarzo en ambos tipos de vetilla, y más bien parecería que ambos tipos de vetillas se expresan como una zonación vertical-lateral entre ambas.

Sumario de Vetillas Temprana: Relación a los Tipos de Roca Caja & Mineralización

Todos los antecedentes anteriores permiten inferir que existe un grupo de vetillas tempranas denominadas EDM (Butte) / Green Mica Vein (Butte-Los Pelambres) / EBT (El Salvador-Andina) / T4 (Los Pelambres)", las cuales poseen una mineralogía común, relaciones de temporalidad consistentes de forma que este grupo de vetillas se encuentran cortadas por vetillas de cuarzo tipos "A" y "B" y a su vez estas cortan a las vetillas de biotita temprana tipo "EB" (Lámina 3D). A diferencia de las vetillas "EB" estas estructuras son la principal fuente de introducción de sulfuros de cobre en las etapas tempranas de mineralización por ejemplo en Los Pelambres (Atkinson, 1996) y en Río Blanco.

La vetillas tipo "EBT" en el yacimiento Río Blanco exhiben una mineralogía compleja, en rocas intrusivas que contienen minerales máficos primarios disponibles (Lámina 4), el halo se componen principalmente de sericita e "islas" de corindón con un halo más externo de biotita y feldespatos potásicos. Por su parte, en el relleno exhibe cuarzo con una sutura que contiene molibdenita y biotita (Lámina 4). La disponibilidad de sitios de minerales máficos permitirá la formación de biotita, en el caso de rocas félsicas leucocráticas (Lámina 3E) no exhiben biotita sino sericita y feldespatos potásicos, esto como un claro ejemplo del rol de buffer de la roca al paso de fluidos tempranos, en que se observa en una vetilla que corta un contacto entre Granodiorita y Aplita (Lámina 5). En esta estructura al atravesar rocas félsicas sin minerales máficos, genera sericita en el halo con presencia de corindón. Este cambio mineralógico se observa también en vetillas tempranas en pórfidos de composición dacítica (Lámina 3E), en que vetillas de cuarzo tipo "A" cortan a vetillas de relleno qtz-fk con calcopirita-bornita-molibdenita con extenso halo de sericita, similar a la descrita en la Lámina 5.

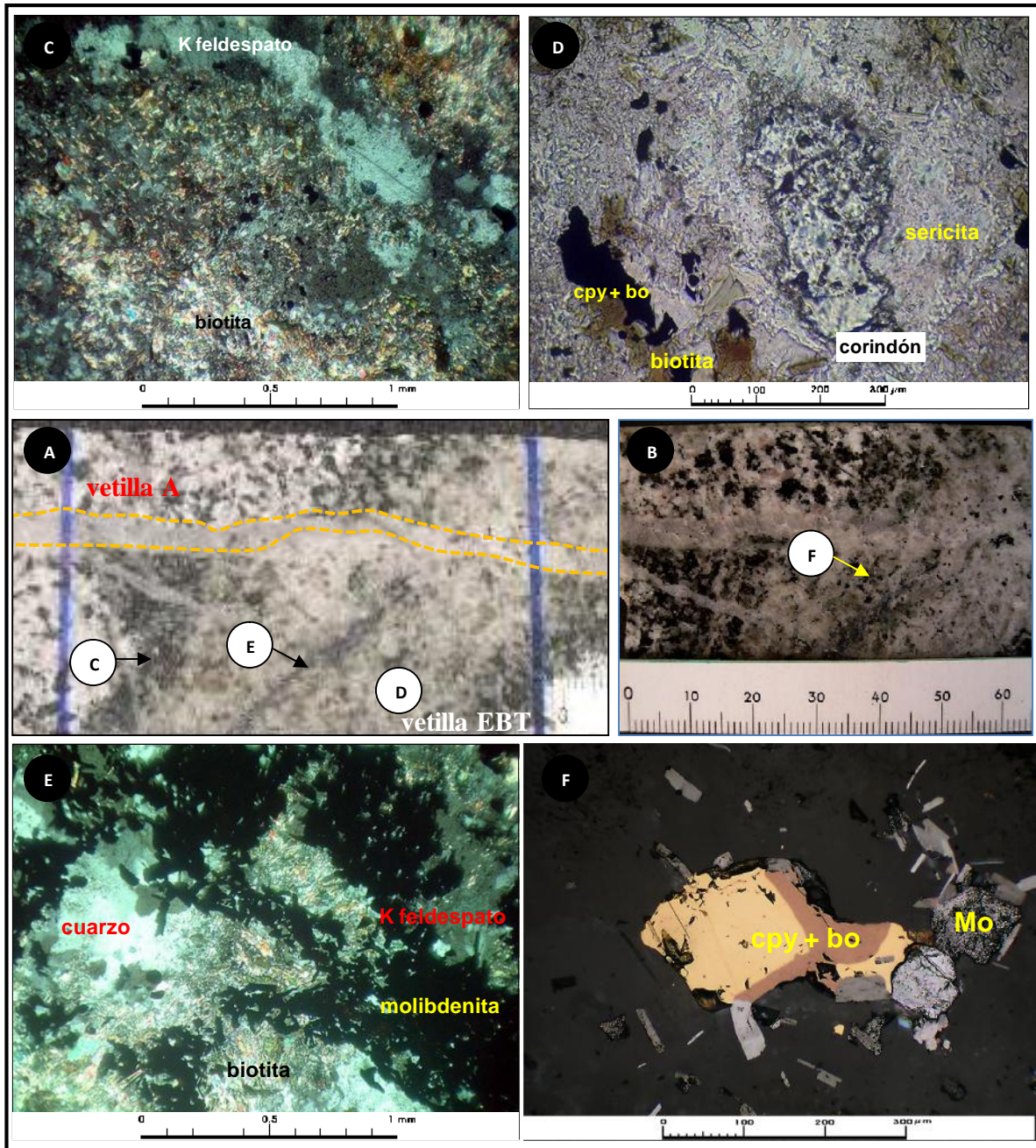


Lámina 4: Caracterización de vetillas tipo “EDM/EBT” en Río Blanco. Vetillas de 5 cm (A-B) de espesor tipo “EDM/EBT” compuesta de una sutura de cuarzo con biotita y feldespato potásico conteniendo molibdenita (E) que posee un halo externo de biotita y feldespato potásico (C) y un halo interno compuesto de sericita, corindón, biotita (D) y sulfuros calcopirita-bornita intercrecida con molibdenita (F).

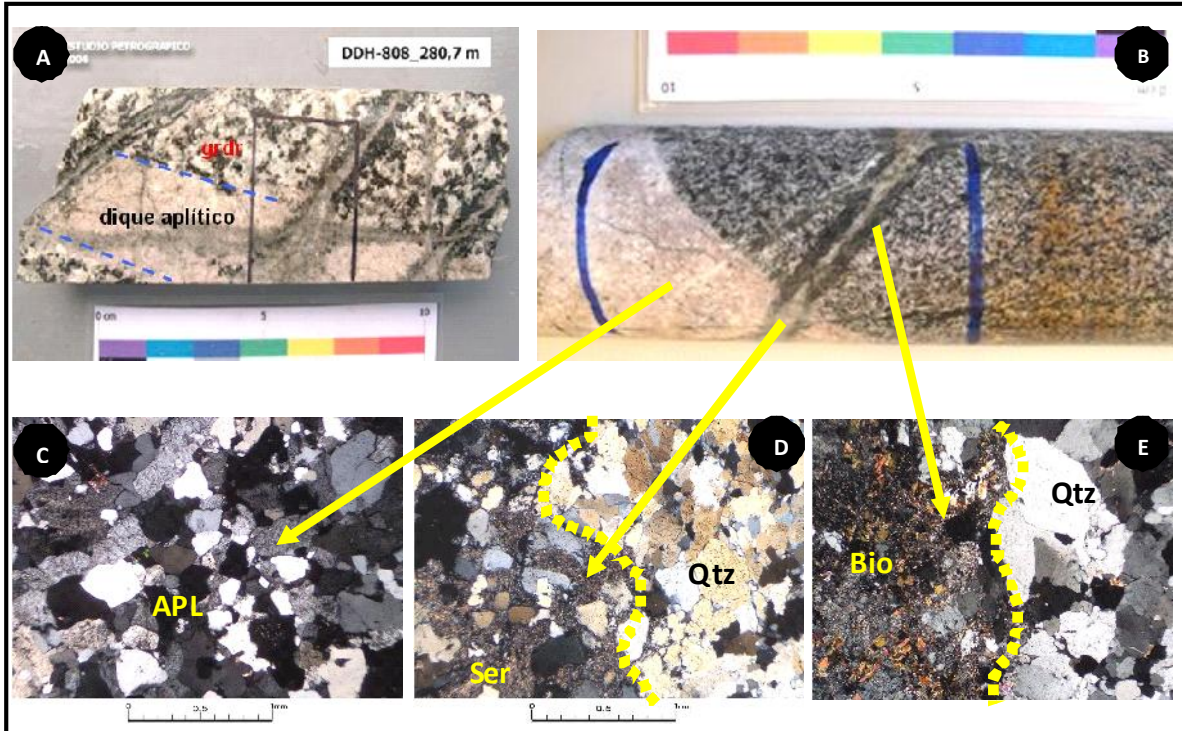


Lámina 5: Vetillas de tipo “EDM/EBT” que cortan a rocas de composición intermedia con presencia de minerales máficos y rocas de composición ácida sin contenido de minerales máficos observadas en las rocas de caja granodiorítica y diorítica respectivamente (**A & B**) en Río Blanco. En ambos casos se puede observar que una vetilla de relleno de cuarzo y halo de biotita-sericita tipo “EDM/EBT” traspasa el contacto entre diques de composición aplítica (**C**), observándose un prominente cambio en la mineralogía del halo, mientras que atraviesa rocas que contienen minerales máficos el halo se encuentra conformado por biotita (**E**) y cuando la vetilla atraviesa a el dique aplítico el halo manifiesta sericita dominante (**D**).

A partir de relaciones de campo de la distribución de vetillas y asociaciones de minerales de alteración en equilibrio (Rusk, 2003), datos de fraccionamiento de álcalis (Na-K) entre feldespato potásico y mica blanca (Brimhall, 1977), particionamiento de Ti entre ilmenita y hematita (Roberts, 1975), de inclusiones fluidas (Rusk, 2008), y a partir de isótopos de azufre (Field et al., 2004), la temperatura de formación de estas vetillas se encuentra en un rango entre los 575 y 650 °C (Figura 4) y las presiones litostáticas de formación de 6.5-8 km (Figura 4 B & C) de acuerdo a Proffett (2009).

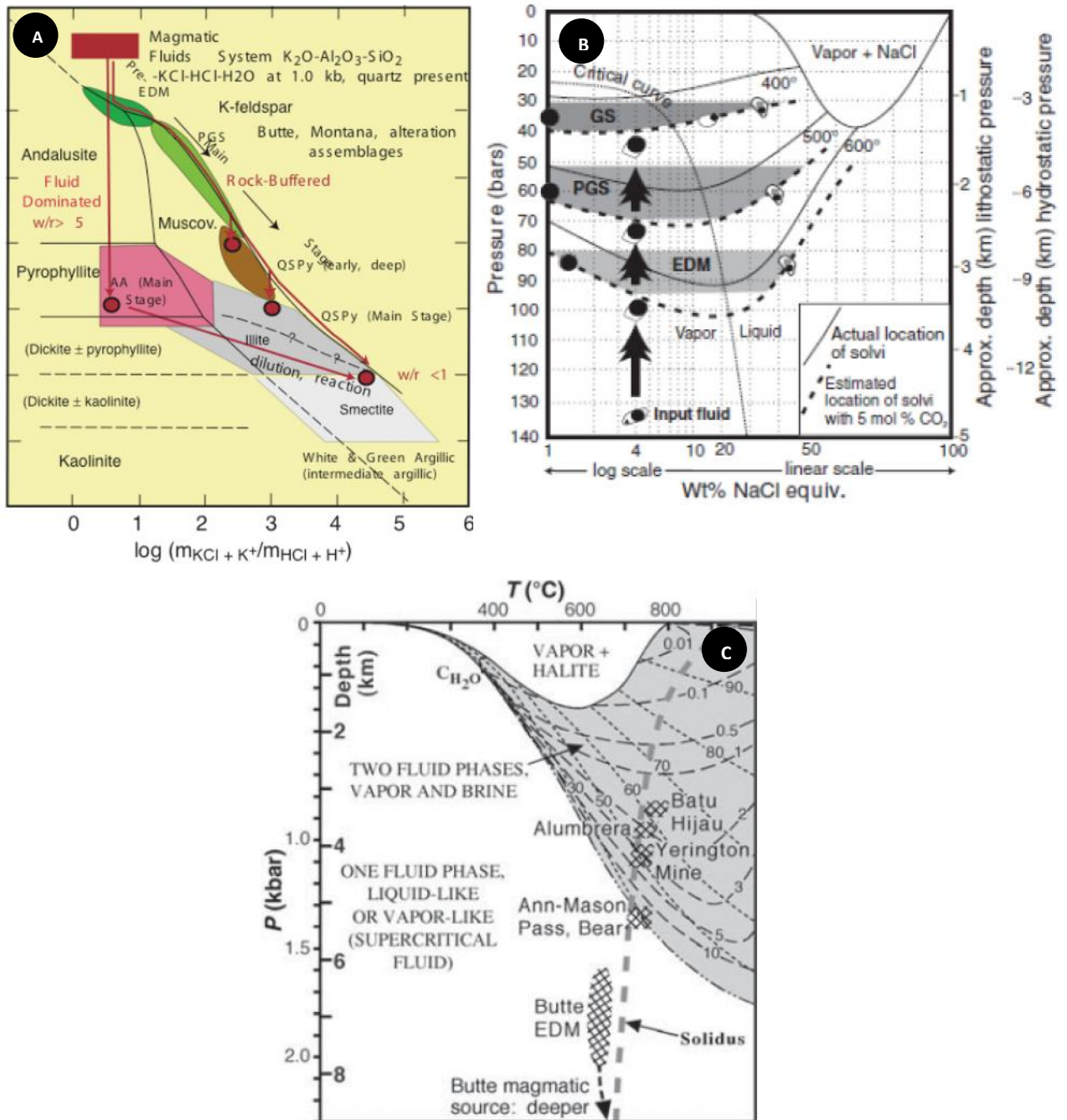


Figura 4: A: Diagrama de patrón de tipos de alteración hidrotermal basado en la composición de $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-KCl-HCl$ at $P(H_2O) = 1$ kbar y T (°C) relacionando los diversos tipos de alteración hidrotermal detallando la posición de las principales tipos de vetillas observados en Butte Montana (Rusk, 2008): Diagrama de P/T y la composición de $XNaCl-XH_2O$ evidenciando la temperatura y composición de las inclusiones fluidas de las principales vetillas descritas en Butte Montana (Rusk, 2008).

Vetillas Tipo "A"

Las típicas vetillas de cuarzo "A" también conocidas como vetillas de cuarzo sacaroidal "Sugary Quartz Vein", están caracterizadas por un relleno de textura granular compuesto por cuarzo, feldespato potásico, anhidrita y sulfuros (Figura 5), fueron definidas en el yacimiento El Salvador (Gustafson & Hunt, 1975). El halo está compuesto por feldespato potásico, el que puede o no existir de acuerdo a la composición de la roca hospedante y el grado de equilibrio de los minerales de la roca con los formados en la vetilla (Lámina 6). En numerosos yacimientos se ha observado que la mayoría de las vetillas de este tipo son más tempranas que las vetillas tipo "B" y más jóvenes que las tipo "EB/EBT-EDM".

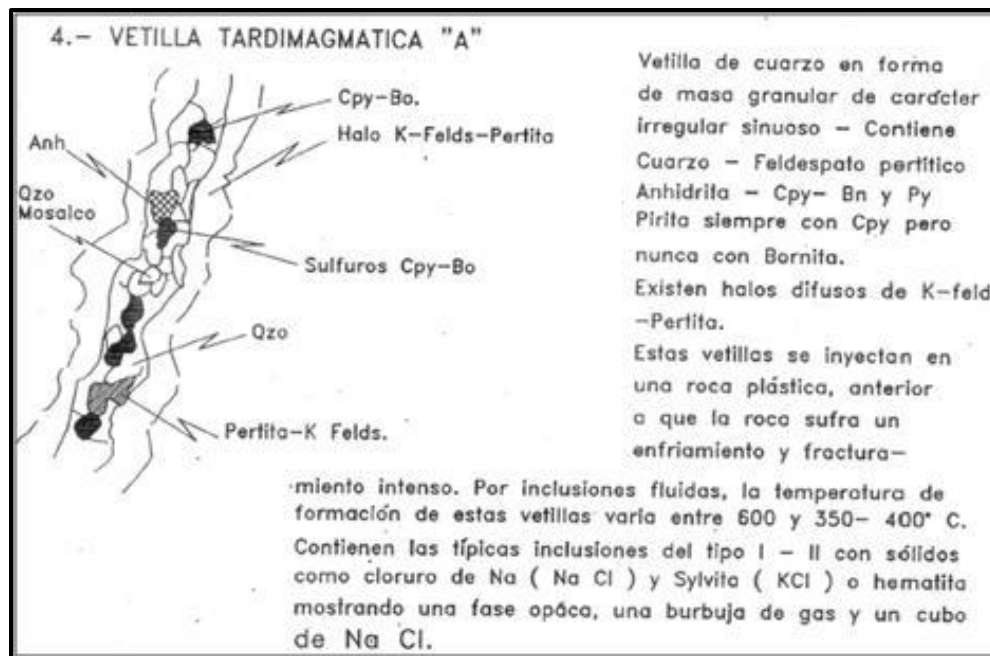


Figura 5: Diagrama esquemático de vetillas tipo "A" para El Salvador (Müller, 1997).

A nivel microscópico las vetillas de este tipo presentan característicamente una textura en mosaico granular (Lámina 7B) del cuarzo. Poseen anchos de 2 a 10 mm y contienen granos dispersos aislados de calcopirita, menor bornita, trazas de molibdenita (Lámina 7 E-F) y puntualmente presentan pirita. La anhidrita y el feldespato potásico se encuentran en concentraciones variables, mientras que biotita y turmalina solo se encuentran localmente presentes. Los bordes de las vetillas son tajantes y van desde planos a sinuosos, estos

últimos más comunes en pórfidos interminerales. Comúnmente exhiben halos de unos pocos milímetros de ancho de tono blanco y/o rosado compuesto por feldespato potásico y/o albita (Lámina 6), el cual reemplaza parcialmente a los cristales de plagioclasa de la roca (Lámina 7B) en los bordes de la vetilla. La mayoría de las vetillas tipo “A” carecen de sutura central o bandas y tienden a ser irregulares (Lámina 6D), menos corriente es observar estas vetillas discontinuas y segmentadas, características de ambientes profundos y/o relacionados a que se encuentran contenidas en pórfidos cristalizados muy contemporáneamente al evento de vetillas, a partir del cual se infiere condiciones dúctiles en la formación de este tipo de vetillas (Fournier, 1999).

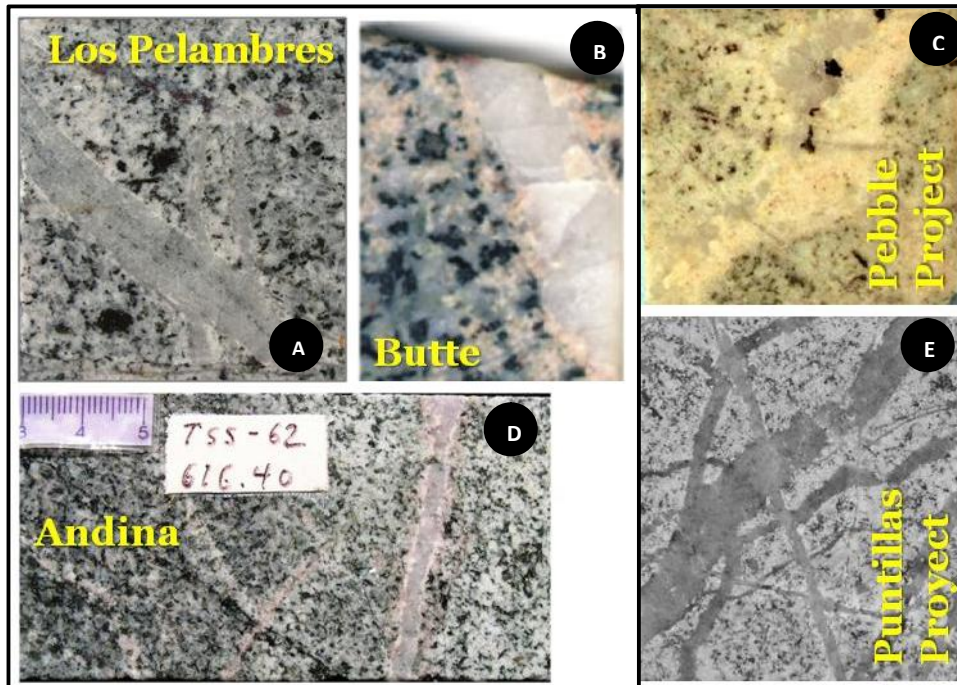


Lámina 6: Distintos tipos de vetillas tipo “A” compuestas de cuarzo y débil halo de feldespato blanco (A). B-C: Vetilla de cuarzo con presencia de feldespato potásico en halo de roca granodiorítica. D: Vetilla sinuosas de cuarzo con halos de albita imperceptibles por albitización de pórfido granodiorítico. E: Vetillas de cuarzo con agregados de textura sacaroidal en el halo compuesto de feldespato potásico y cuarzo.

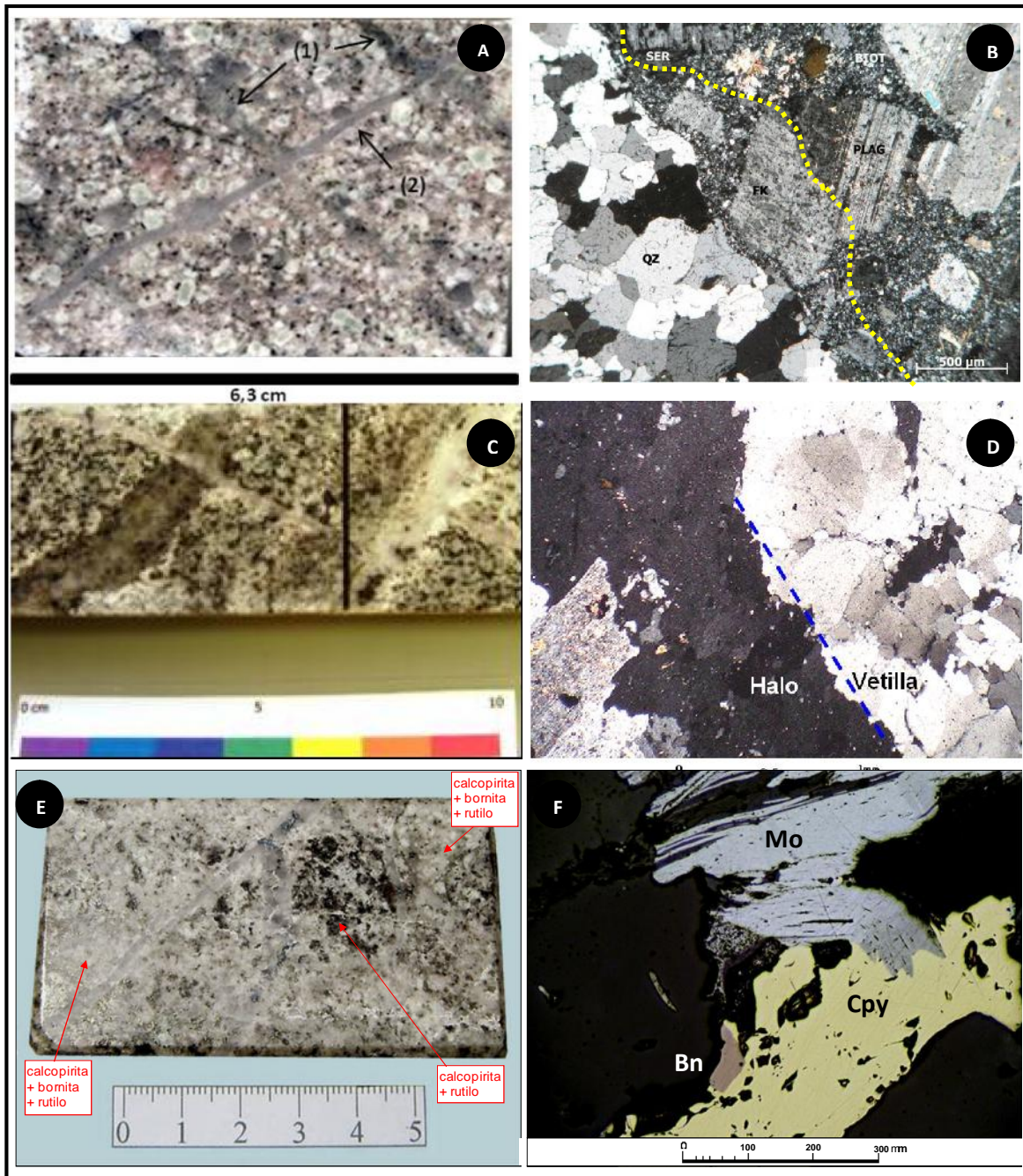


Lámina 7: Distintos tipos de vetillas tipo “A” compuestas de cuarzo y halo feldespato blanco (A): Imagen macroscópica de vetillas halladas en el Pórfido Don Luis (Río Blanco) con delgado halo feldespato potásico. B: Se observa una vetilla de cuarzo granular que exhibe un halo de feldespato potásico afectando al cristal de plagioclasa. C: Vetilla de cuarzo con halo de feldespato potásico cortando a una vetilla con halos de biotita y sericita. D: Fotomicrografía de la vetilla de cuarzo (borde azul) con un halo marcado de feldespato potásico. E: Vetilla de cuarzo y halos de feldespato alcalino cortando a una brecha. F: Asociación de Py-Bn-Molibdenita en vetilla de cuarzo.

La temporalidad de estas estructuras está bien documentada en el yacimiento Río Blanco, estas vetillas son más jóvenes que todo el grupo de vetillas de biotita (Lámina 6C-D) y a su vez son corrientemente cortadas por vetillas de cuarzo con molibdenita tipo “B” (Lámina 7C). Se han encontrado vetillas que poseen características transicionales entre vetillas de cuarzo A y B, dado que contienen halos de alteración de feldespato potásico, sin embargo poseen molibdenita hospedada en cristales de cuarzo de carácter prismático (Lámina 8A-B).

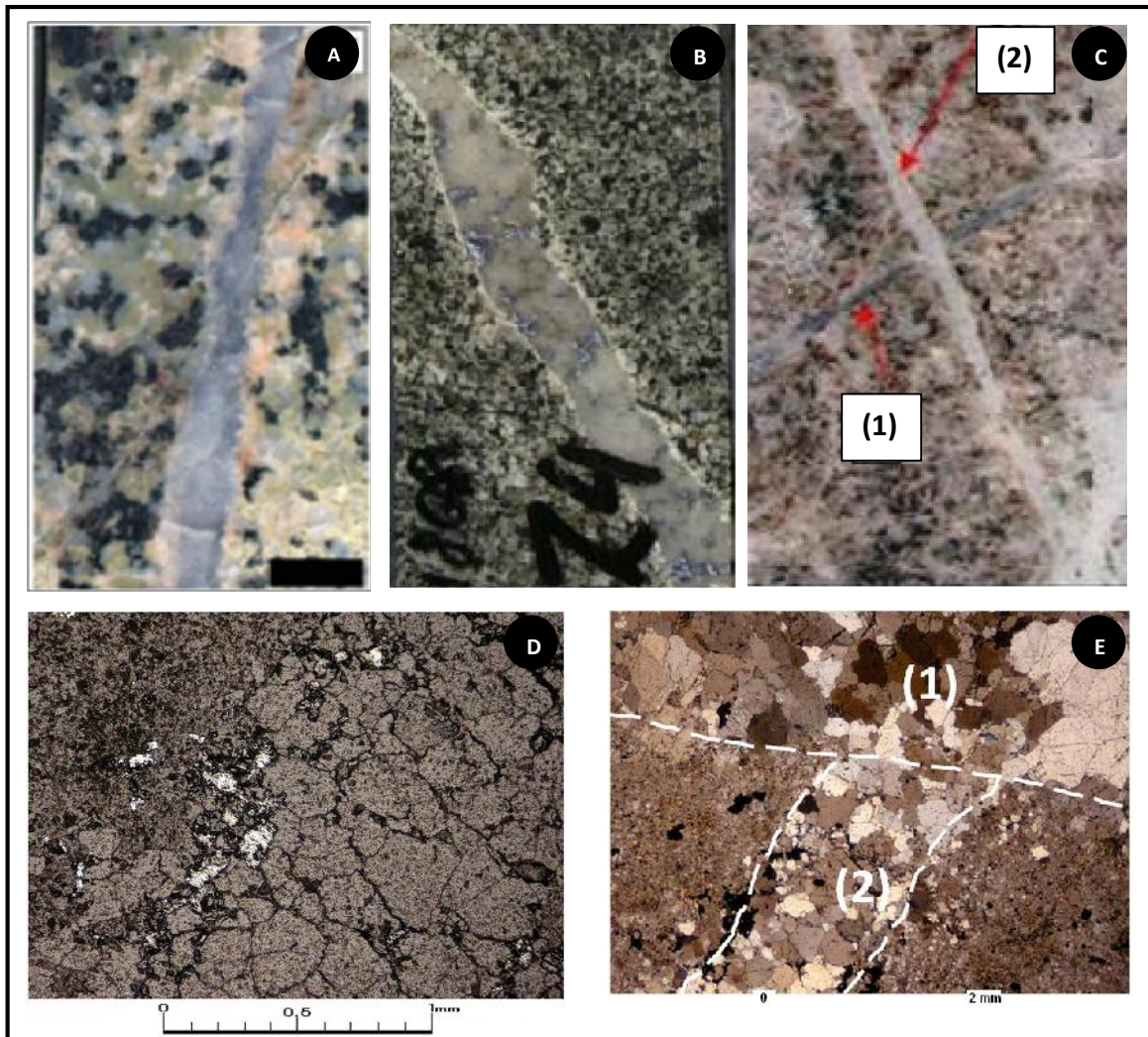


Lámina 8: Distintos tipos de vetillas transicionales tipo “AB” compuestas de cuarzo y halo feldespato potásico rosado (A) y blanco (B). C: Fotografía de relación de corte hallada entre vetilla tipo “A” (2) y “B” (1). D: Detalle del relleno de la vetilla (1) correspondiente a molibdenita característica de las vetillas tipo “B” cortando al relleno de la vetilla tipo “A” (2). E: Fotomicrografía que evidencia la relación en la fotografía anterior en la cual la vetilla tipo “A” (Vetilla 2) cortada por vetilla de cuarzo-molibdenita (1).

Habitualmente estas estructuras contienen escasos sulfuros pero en algunos depósitos contienen parte significativa de la mena hipógena como en Cluster Toki (Rivera & Pardo, 2004) donde gran parte de la mineralización ocurre asociada a las vetillas tipo "A", en zona de alteración potásica de feldespato potásico con Cpy-Bn o Cpy con o sin Py pero nunca en asociación con Bn.

Vetillas Tipo "B"

Vetillas de cuarzo que también se han conocido como vetillas azules debido a la coloración de la molibdenita "Blue Veins" en el yacimiento Chuquicamata donde estas estructuras alcanzan espesores métricos. Estas estructuras exhiben una clara textura en peineta, la cual posee una leve pero bien definida sutura central, formada por las terminaciones de los cristales de cuarzo creciendo hacia dentro desde las paredes de las vetillas (Figura 6, Lámina 9B) pudiendo ocasionalmente contener anhidrita (Lámina 10 A&B). Estas estructuras fueron definidas por Gustafson & Hunt (1975) y son muy comunes en los sistemas de pórfidos cupríferos. Característicamente las vetillas son planares y más continuas que otros tipos de vetillas de cuarzo (Tipo "A").

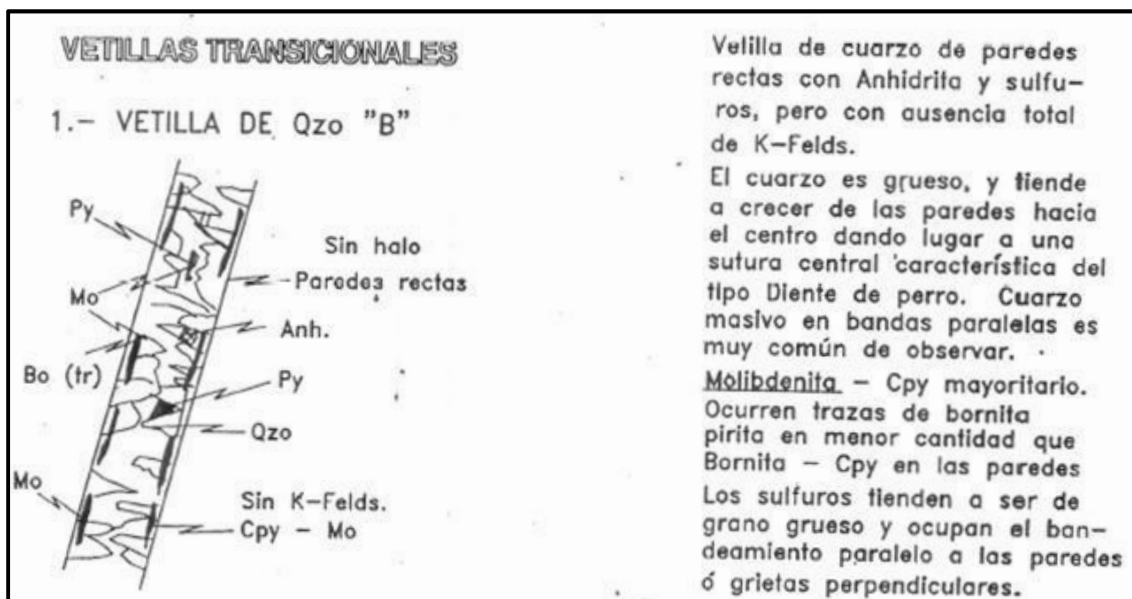


Figura 6: Diagrama esquemático de vetillas tipo "B" para El Salvador (Müller, 1997).

Molibdenita es el sulfuro más común generalmente en bandas paralelas a la pared de la vetilla (Lámina 9 A&D), localmente abundante se observan calcopirita y bornita (Lámina 10 E&F) y pirita se encuentra en algunas vetillas que no poseen bornita asociada. Generalmente no poseen halos, sin embargo ocasionalmente se observan halos de feldespato potásico y/o albita (Lámina 8 A&B), que pueden corresponder a vetillas transicionales entre los tipos “A” y tipo “B” (Clode et al., 1999). Sericita localmente ocurre como halos, la que puede ser tardía y de esta forma producirse por la reutilización de estas estructuras por fluidos tardíos (Tipos “C” y/o “D”) que circulan por la sutura entre los cristales de cuarzo, o puedan obedecer a un proceso transicional hacia eventos tardíos de vetillas tipo “C” o “D” (Lámina 9 B&C).

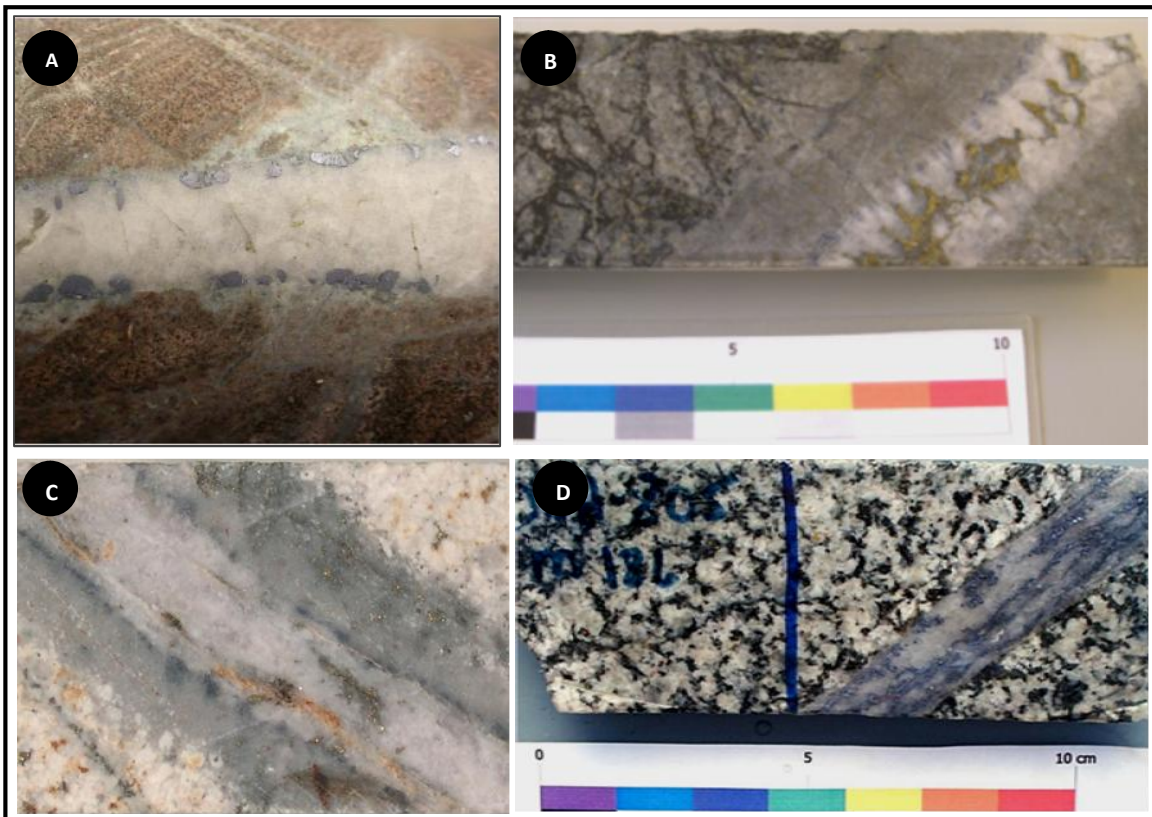


Lámina 9: Distintas características que pueden exhibir las vetillas tipo “B”. **A:** Zonación de la distribución de molibdenita hacia las paredes. **B:** Vetilla de cuarzo con molibdenita reutilizada por fluido que generó un halo en la roca de caja de composición sericítica y un relleno de la sutura por calcopirita. **C:** Vetilla de cuarzo con molibdenita y halo de sericita gris, localmente exhibe pirita en el relleno (posible reutilización). **D:** Bandas de crecimiento de molibdenitas paralelas a la pared de la vetilla.

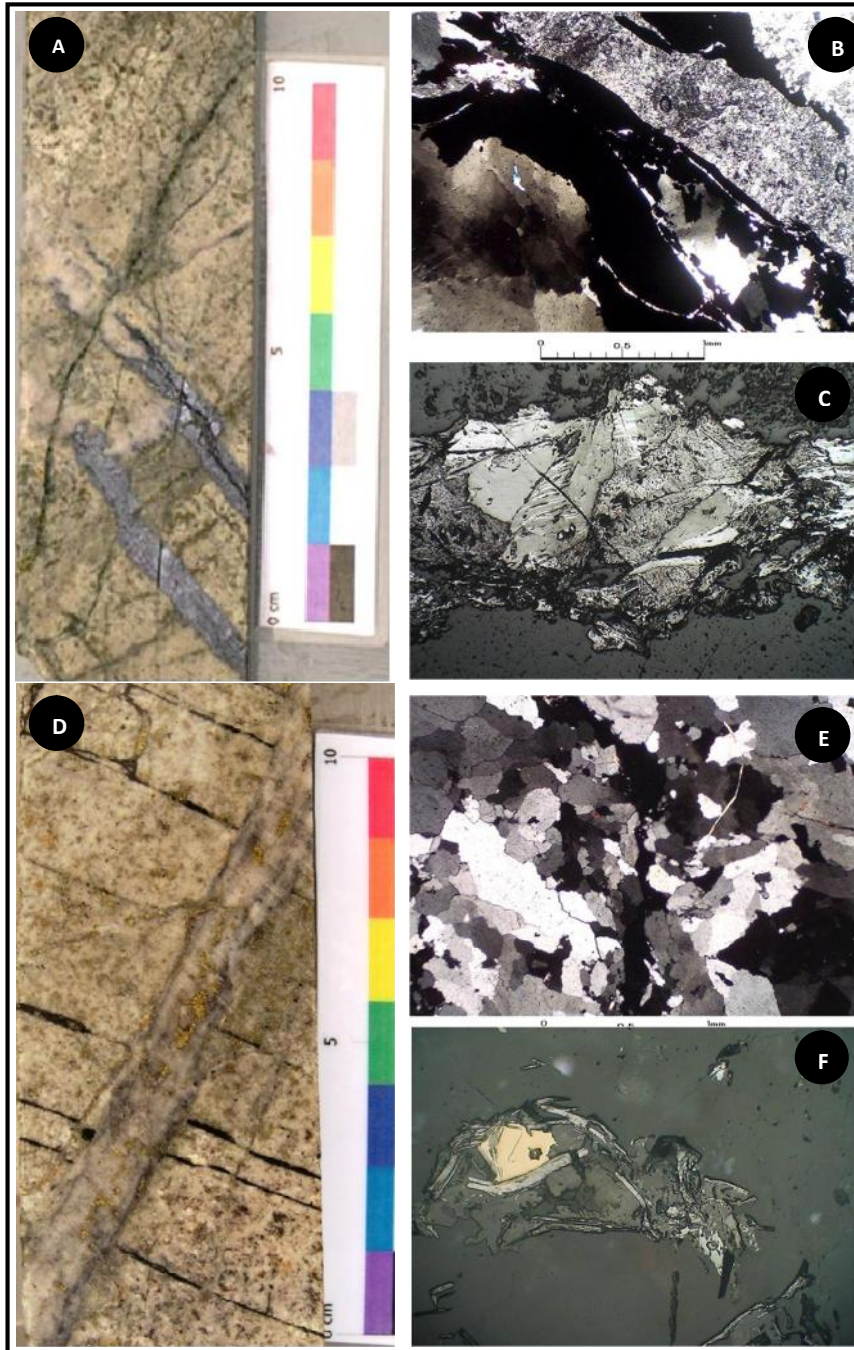


Lámina 10: Distintos componentes de las vetillas tipo “B”. **A:** Vetilla de cuarzo Tipo “B” con rellenos masivos de molibdenita cortadas y desplazadas por set de vetillas de relleno de sulfuros y halos de cuarzo sericita gris verde. **B:** Fotomicrografía de vetilla de cuarzo con yeso (posiblemente anhidrita). **C:** Fotomicrografía de grandes cristales de molibdenita masiva de vetilla. **D:** Vetillas de cuarzo con molibdenita y calcopirita cortando a venillas de turmalina. **E:** Cuarzo granular con cristales de opacos de molibdenita. **F:** Molibdenita asociada a calcopirita.

Vetillas Tipo "C ó Pale Green Sericite "PGS"

Estas vetillas fueron definidas en la etapa "Pre Main Stage" de Butte Montana (Brimhall, 1977) y tipo "C" en El Salvador (Gustafson & Quiroga, 1995). En este último se han caracterizado como vetillas micáceas más jóvenes que las vetillas tipo "B" pero cortadas por las vetillas tipo "D" piríticas. Estas se caracterizan por contener abundantes sulfuros tanto en el relleno (Figura 7) como diseminados en los halos de sericita gris verde, feldespato potásico, biotita o clorita, anhidrita, andalucita y, localmente, esfeno. Los sulfuros contenidos dependen de la zona de sulfuros donde se emplazan estas estructuras, pudiendo desarrollar asociaciones de pirita en las partes superiores y laterales de los sistemas asociadas a alteración propilítica, y calcopirita-pirita o calcopirita-bornita hacia el interior del cuerpo mineralizado (Lámina 13) relacionado a las zonas de alteración potásica. Estas estructuras han sido reconocidas en numerosos yacimientos como Butte Montana, Radomiro Tomic, La Escondida, Los Pelambres y Río Blanco (Brimhall, 1977; Reed, 1999; Reed and Rusk, 2001, Atkinson et al, 1996). Estas vetillas son posteriores a las vetillas de cuarzo tipos "A" y "B" y predatan la formación de vetillas con relleno de pirita y halos de sericita blanca tipo "D" (Lámina 12 A & B).

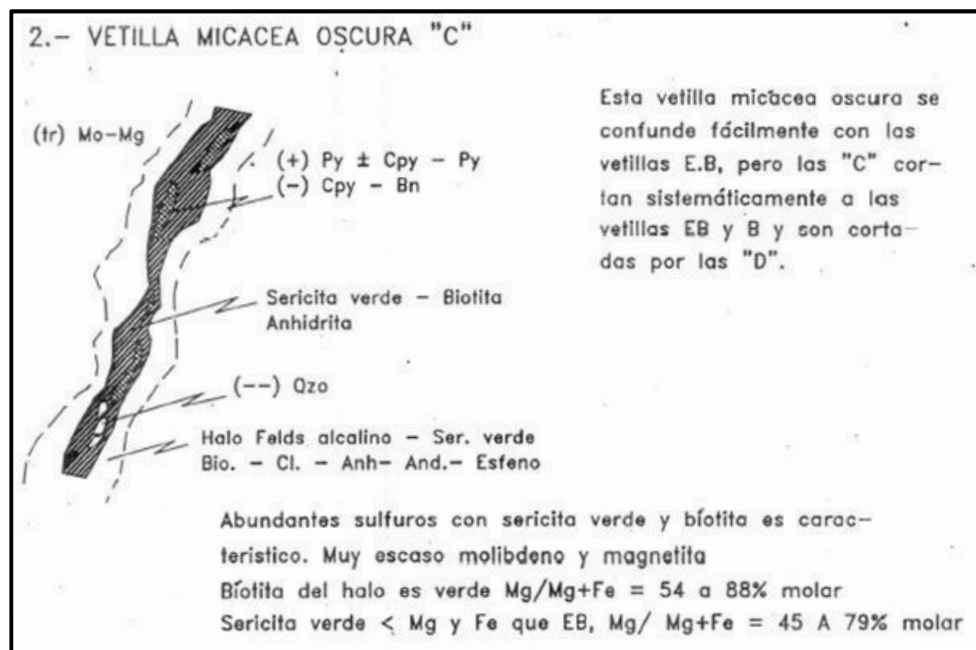


Figura 7: Diagrama esquemático de vetillas tipo "C" para El Salvador (Müller, 1997).

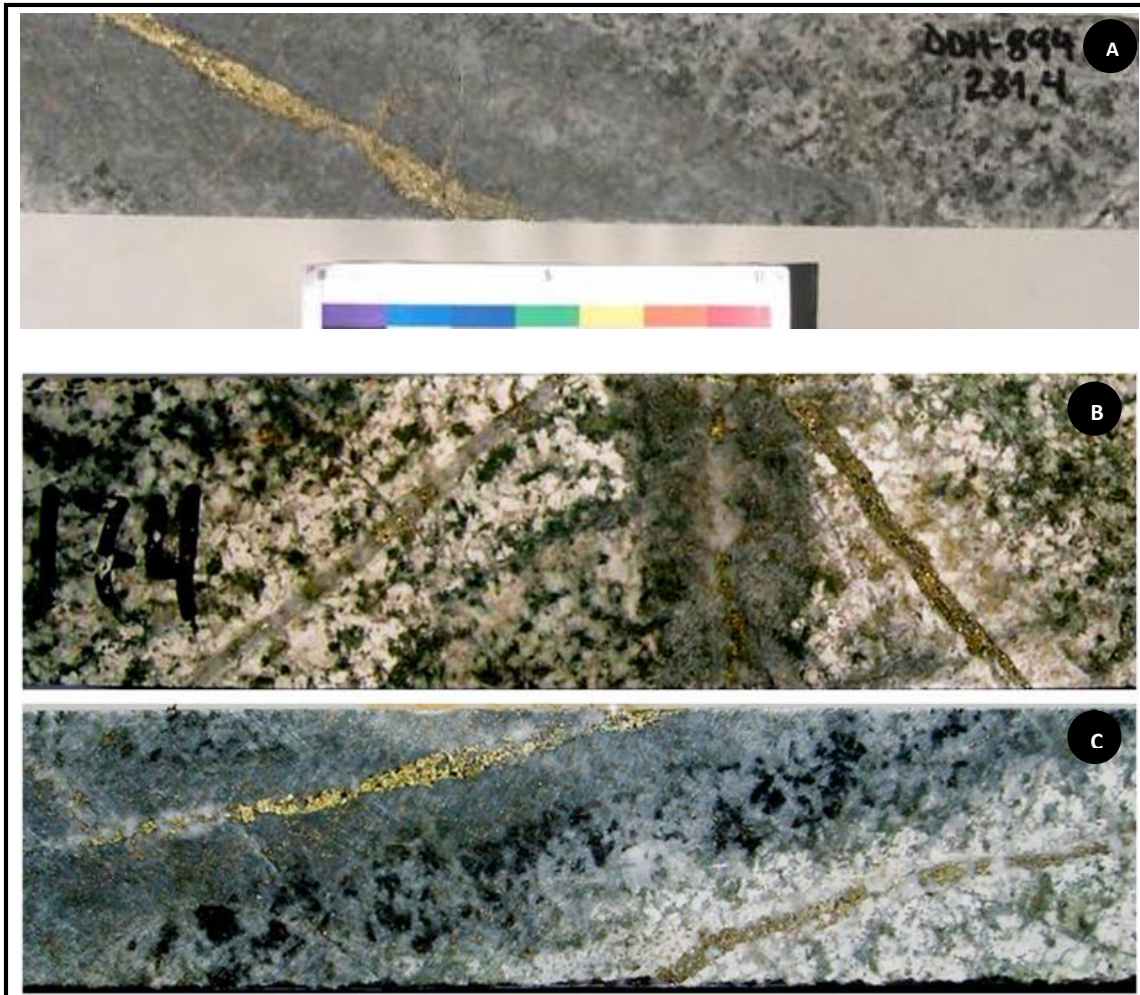


Lámina 11: Distintos componentes de las vetillas tipo “C” (halo gris) en oposición a vetillas tipo “D” (halo blanco) en Río Blanco. **A:** Vetilla tipo “C” con extenso halo de sericita gris verde y relleno de sulfuros masivos de calcopirita y pirita. **B:** Vetilla “C” al centro con halo gris oscuro, con dos vetillas a ambos lados de cuarzo y menor sulfuros de halo gris blanco con textura parcialmente preservada de la roca encajante. **C:** Set de vetillas sub paralelas donde se observa la vetilla superior con halo de sericita gris con sulfuros en el relleno (Tipo “C”) y la vetilla de halo sericítico blanco (Tipo “D”), con dominio de pirita en el relleno.

Por otra parte la caracterización de las vetillas tipo “Pale Green Sericite” (PGS) en Butte indica que estas vetillas se observan hacia afuera y hacia arriba de las vetillas tipo "EDM" (Reed, 1999; Reed and Rusk, 2001). De acuerdo a estos autores estas vetillas contienen magnetita calcopirita, pirita y cuarzo con halos extensos (localmente mayores a 5 cm) de sericita gris verde, feldespato potásico, cuarzo, clorita y menor calcita. Característicamente

estas estructuras contienen más del 50% del volumen del halo ocupado por minerales opacos (sulfuros).

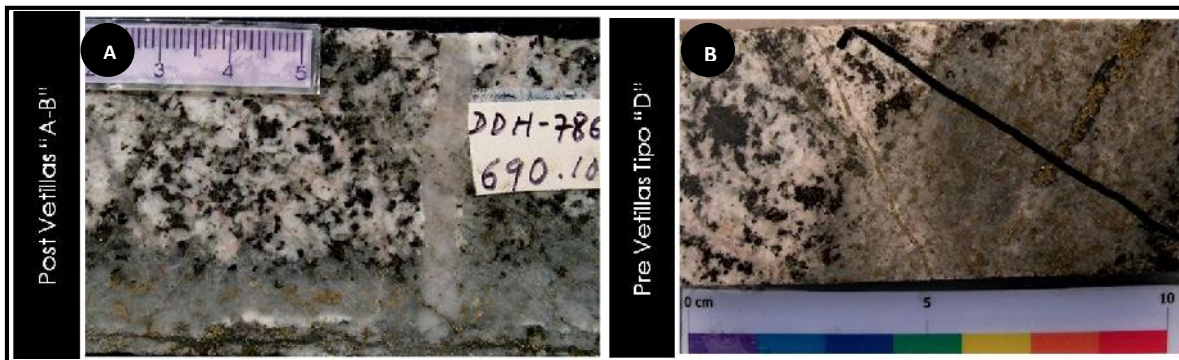


Lámina 12: Temporalidad de vetillas tipo “C”. **A:** Vetilla tipo “C” con extenso halo de sericita gris verde, cuya sutura de sulfuros tiene continuidad al traspasar la vetilla de cuarzo tipo “A”. **B:** Vetilla de halo gris verde con relleno de calcopirita y magnetita cuyo halo se encuentra cortado por una vetilla de pirita-calcopirita con halo de sericita blanca.

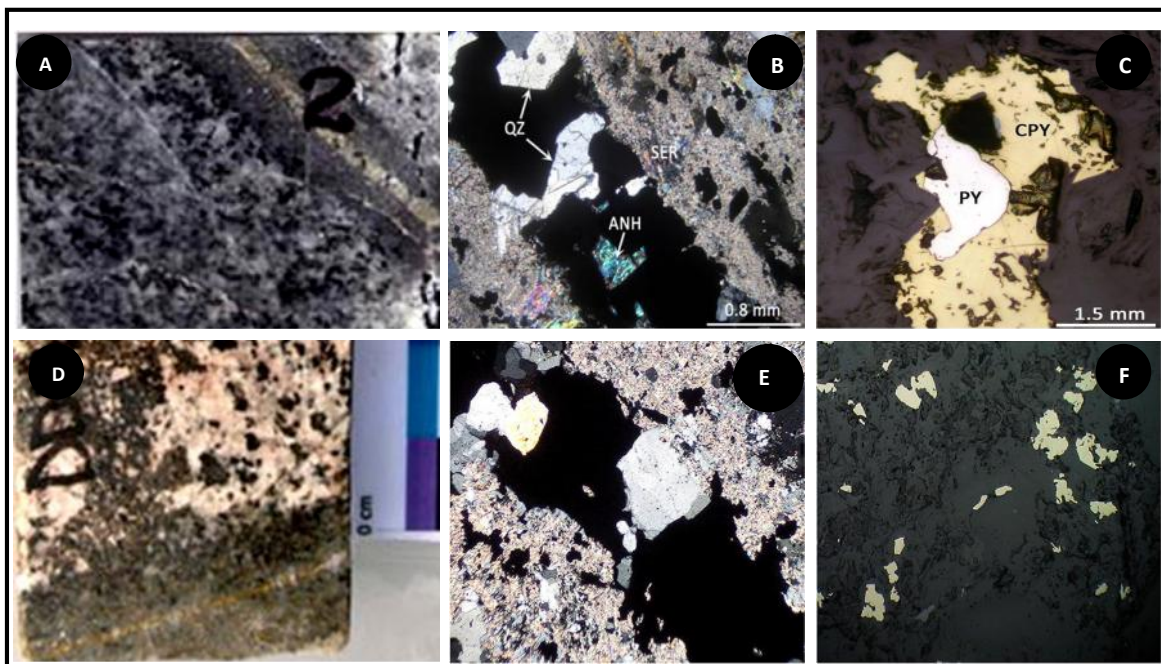


Lámina 13: Mineralogía de mena y ganga de vetillas tipo “C”. **A-C:** Vetilla tipo “C” con halo de sericita gris verde en Diorita relativamente fresca, cuya sutura de sulfuros posee calcopirita y pirita. **D-F:** Vetilla de halo gris verde cortando a Brecha de Biotita con relleno de calcopirita y halo sericítico contiene abundante calcopirita fina.

Además las vetillas PGS poseen un amplio halo de alteración, alcanzando comúnmente más de 5 cm a cada lado del relleno de la vetilla. Estas características son comunes con la definición establecida en el Salvador y en el yacimiento Los Pelambres como en Butte Montana o en el Pórfido Río Blanco y coinciden en ser un control de la mineralización. Sin embargo, en Butte relacionan a este tipo de vetillas a una extensión en la vertical de las vetillas tipo “EDM” aludiendo a una relación geométrica entre eventos. Sin embargo, la definición de Gustafson & Quiroga (1995) es muy precisa en relación a la temporalidad de estas respecto a tipos de vetillas “B” y “D”. Finalmente, la diferencia fundamental entre estas vetillas y el grupo posterior (Vetillas tipo “D”) radica fundamentalmente en la composición y coloración del halo (Lámina 11) y en la preponderancia de los sulfuros que las componen.

Vetillas Tipo “D”

Vetillas de halos sericíticos se han descrito en muchos pórfidos y en la terminología de El Salvador se conocen como vetillas tipo “D” descritos por Gustafson y Hunt (1975). Corresponden a vetillas de cuarzo y pirita, contiene localmente anhidrita o carbonatos cuyos halos de alteración contienen sericita o sericita-clorita (Láminas 14 & 15), y rutilo posiblemente relacionado a la hidrólisis de los minerales máficos.

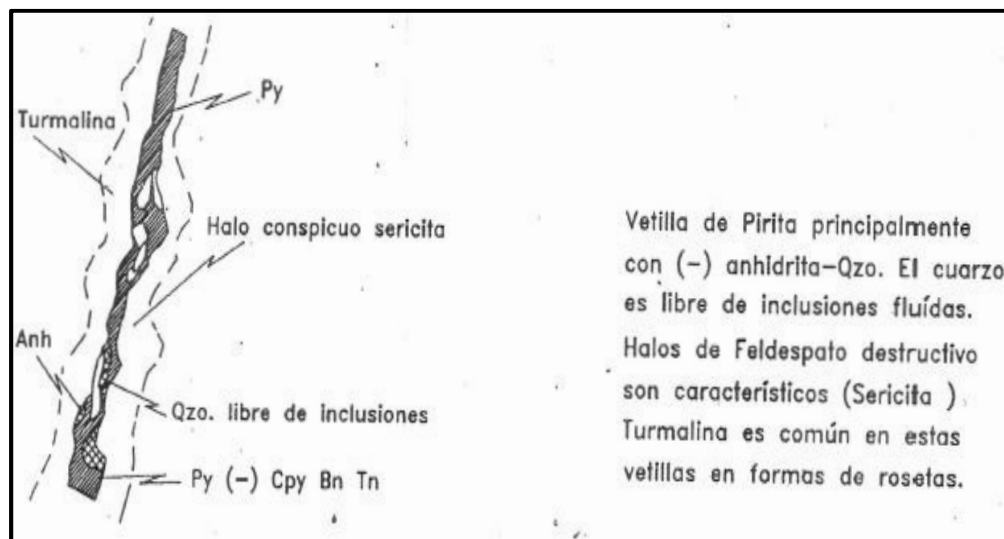


Figura 8: Diagrama esquemático de vetillas tipo “D” para El Salvador (Müller, 1997).

En el Salvador en los niveles más superficiales, bornita y enargita pueden coexistir con pirita en vetillas de halos de sericita, mientras que progresivamente a niveles más profundos la pirita comúnmente está presente con calcopirita en las vetillas tipo “D”. Sin embargo también se observa tennantita, bornita y localmente se describe turmalina (Gustafson y Hunt, 1975; Gustafson y Quiroga, 1995).

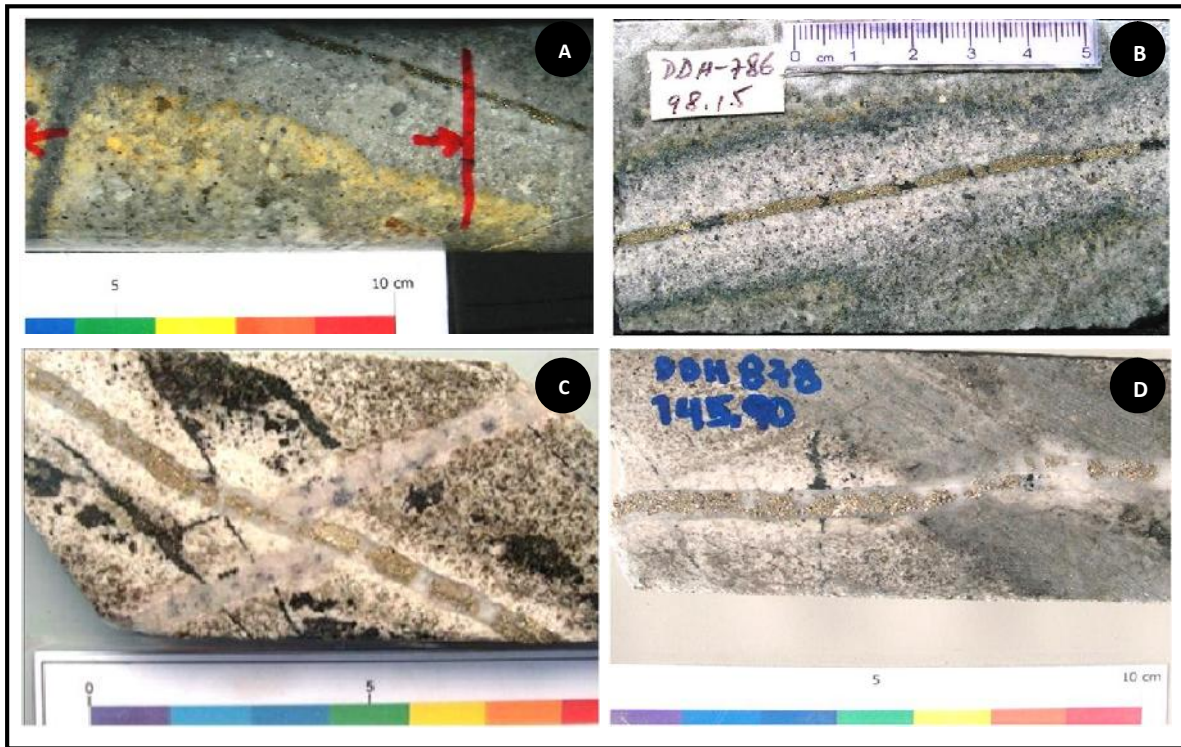


Lámina 14: Mineralogía de mena y ganga de vetillas tipo “D”. **A:** Vetilla tipo “D” con halo de sericita y se observa desarrollo de arcillas en el halo mas externo. **B:** Se observa una vetilla de relleno de pirita con menor calcopirita y hematita con halo externo de clorita y un halo interno de sericita blanca. **C:** Vetilla de cuarzo-molibdenita cortada por vetilla de relleno pirita y halo de cuarzo sericita blanco. **D:** Corte de vetilla de halo sericitico gris por una vetilla de relleno cuarzo, pirita con halo cuarzo sericítico blanco.

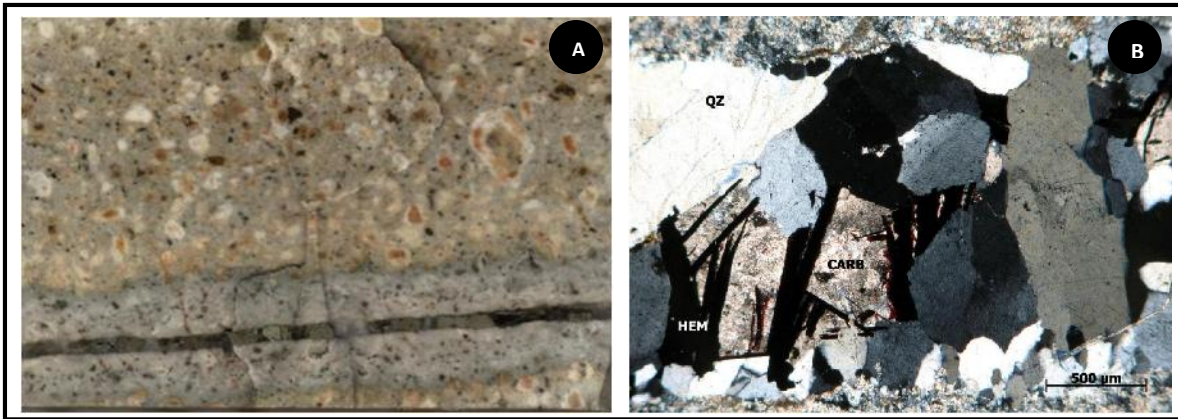


Lámina 15: Mineralogía de mena y ganga de vetillas tipo “D”. **A:** Vetilla tipo “D” con relleno de pirita, cuarzo y hematita, halo de sericita blanco. **B:** Fotomicrografía de detalle de vetilla con cristales prismáticos de cuarzo, carbonatos, pirita y hematita.

Vetillas Tipo “E”

Las vetillas tipo “E” característicamente se han definido como vetillas polimetálicas muy comunes en los sistemas de pórfidos (Lang, J., 2008). Es característica la presencia de carbonatos de la serie calcita-ankerita-siderita tanto en el relleno como en el halo cuarzo sericítico gris blanco o pardo claro posiblemente producto de mezcla con arcillas (Lámina 16). Poseen relleno de sulfuros con pirita dominante sobre calcopirita y puede contener minerales como galena, esfalerita, sulfosales de Cu y Fe (enargita, tennantita-tetraedrita). Comúnmente cortan a todas las vetillas tempranas y transicionales, los anchos varían desde unos pocos milímetros hasta más de 20 cm. Característicamente estas ocupan fracturas discontinuas. El cuarzo es usualmente un componente menor tendiente a formar cristales creciendo desde las paredes de la vetilla. Los halos corrientemente muestran una mezcla de sericita y arcillas (Lámina 16).

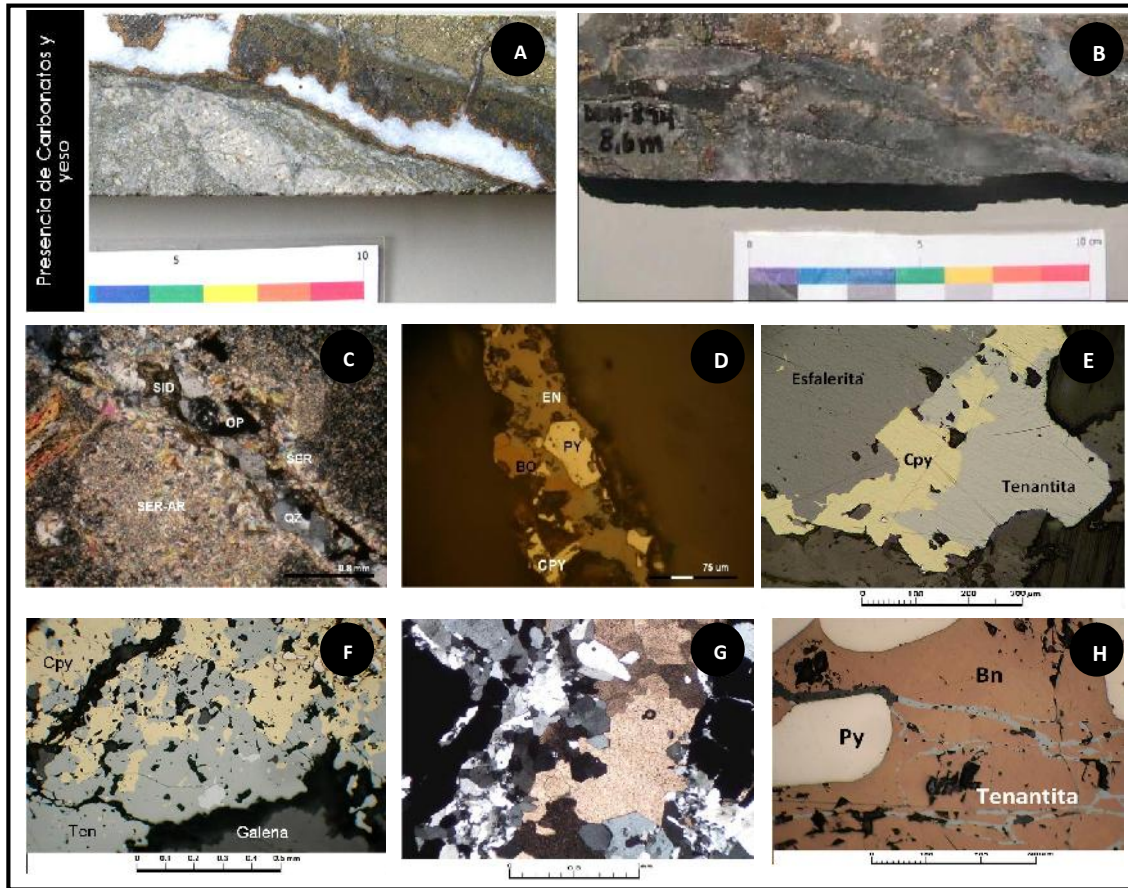


Lámina 16: Mineralogía de mena y ganga de vetillas tipo “E”. **A:** Vetilla tipo “E” con relleno de carbonatos, yeso y pirita, halo de sericita y arcillas blanco. **B:** Fotomicrografía de detalle de veta de carbonato y cuarzo con sulfuros macizos de pirita dominante. **C-D:** Vetilla de cuarzo-carbonato (siderita) con sulfuros compuestos de Py con bornita, enargita y calcopirita, con halo de sericita-arcillas. **E-F:** Fotomicrografías de diversas asociaciones de sulfuros con esfalerita-calcopirita-tennantita y galena-calcopirita-pirita-tennantita. **G:** Cristales de cuarzo prismáticos con carbonato en veta de sulfuros. **H:** Presencia de asociación pirita-bornita con tenantita en vetas polimetálicas.

Tabla 5: Resumen de características de sistemas de vetillas en Butte, Pórfido Río Blanco, Los Pelambres y El Salvador.

VETILLAS ETAPAS TEMPRANAS							
YACIMIENTO	Butte	Andina	Los Pelambres	Salvador	Butte	Andina	Los Pelambres
TIPO VETILLA	EDM	EB-EBT	Tipo 4	EB-Transición EB-A	Qz estéril, qz moli	A	Halo feldespató K
MINERALOGÍA DE RELLENO	qz+fk+cpy±(anh, mo,py,mg,ca,ru)	bio+qz+fk+anh+py±(bo,cpy,mg)	qz±(cpy,bo,mica verde,bio,fk,mt,py,mo,tur, anh) algunas solo bio,mg y/o tur	bio verde a café±(fk,ser verde,anh)±(ap, and,corindon, cordierita,esf,ilm)	qz±(anh,mo,fk,ca, ru)	qz±(fk,anh,cpy,bo,mo)	qz±(anh,bo,cpy, mo)
MINERALOGÍA DE HALO	bio+ser+fk+mt+cpy+py±(plg,and+cor,ca,anh)	bio±(fk,qz,ser,cpy,bo)	Mica verde(fengita)+bio+qz+fk +cpy+bo±(py,mg)	bio±(ab)	fk,ca,anh,bio o sin halo	fk y/o ab	fk
TEMPORALIDAD	Cortadas por vetillas de qz esteril-qz moly, sericita gris y por las vetillas de la etapa principal	Son cortadas por las vetillas tipo "A"	Cortadas por las vetillas con halo feldespató potásico y estructura de peineta	Son cortadas por las vetillas tipo "A"	Cortan a las EDM y son cortadas por las vetillas de sericita gris y por las de la etapa principal	Cortan a las vetillas tipos "EB" y "EBT", son cortadas por vetillas tipo "B", "C" y "D"	Cortadas por vetillas estructura de peineta, vetillas de sulfuros bordeados por muscovita
VETILLAS ETAPA TRANSICIONAL TEMPRANA				VETILLA ETAPA TRANSICIONAL TARDÍA			
YACIMIENTO	Butte	Andina	Los Pelambres	Salvador	Butte	Andina	Los Pelambres
TIPO VETILLA	Qz estéril,qz moli	B	Estructura de peineta	B	-	C	Vetillas de Sulfuros Bordeadas por Muscovita
MINERALOGÍA DE RELLENO	qz±(anh,mo,fk,ca, ru)	qz crustiforme+anh+mo±(cpy,bo,py,fk)	qz crustiforme o diente de perro+fk+mo+anh±(bo,cpy,py,tur)	qz paredes rectas+anh+cpy+mo±(bo,py) SIN fk	-	qz±(anh,ser verde,bio,cl,cpy-bo,cpy-py,py,mg,mo)	(qz,cpy,bo,ser)
MINERALOGÍA DE HALO	fk,ca,anh,bio o sin halo	Milimétrico fk-ab o sin halo	Milimétrico fk(o ab) o sin halo	Sin Halo	-	Extenso halo penetrativo gris verde claro-oscuro: bio(cl)+cl-ser+bo-cpy,py-cpy,py±(mo,mt,ru?,qz?)	Minerales micaceos con ser+clo+bio
TEMPORALIDAD	Cortan a las EDM y son cortadas por las vetillas de sericita gris y por las de la etapa principal	Son cortadas por las vetillas tipo "C" y cortan a las tipo "EB" y "A".	Cortadas por vetillas de sulfuros bordeados por muscovita y por halo sericitico	Son cortadas por las vetillas tipo "C" y cortan a las tipo "EB" y "A".	-	Cortadas por vetillas tipo "D" y cortan a vetillas "A" y "B", presentan zonación en la mena	Cortadas por vetillas con halo sericitico y cortan a vetillas con halo feldespató y estructura en peineta presentan zonación de sulfuros
VETILLAS ETAPA TARDÍA							
YACIMIENTO	Butte	Andina	Los Pelambres	Salvador	Butte	Andina	Los Pelambres
TIPO VETILLA	sericita gris	D	halo sericitico	D	Etapa principal	E	-
MINERALOGÍA DE RELLENO	py+qz±ru	py±(qz,cpy)	py±(qz)±(anh,tur,mo,cpy,bl)	py±(anh,qz)	cv+en+bo+bh+ga+rd+cpy+py+qz y más..	py±(qz,cpy,bl,ga, SSCu,hm)	-
MINERALOGÍA DE HALO	ser+py+cl+qz	ser-caó (cl-smt)	qz grano fino+ser+py±(cl,mo,cpy)	ser±(tur)	ser+qz+cao+py.	ser-caó carbonatos	-
TEMPORALIDAD	Corta a todas las vetillas más tempranas	Cortan a las vetillas tipo "C" y son cortadas por las vetillas tipo "E"	-	Cortan a las vetillas tipo "C", "B" y "A"	Cortan a todas las vetillas anteriores	Cortan a todas las vetillas anteriores	-
	Insertar nomenclatura de minerales	py:pirita; cpy:calcopirita; bo:bornita; mo:molibdenita; mg:magnetita; ru:rutilo; SSCu:sulfosales de Cu; bl:blenda; ga:galena; hm:hematita; ilm:ilmenita; cv:corodocrosita; qz:cuarzo; fk:feldespató potásico; bio:biotita; ab:albita; tur: turmalina; ca:calcita; cor:corindón; anh:anhidrita; plg:plagioclasa; ap:apatito; and:					

2.1.5 Sistemas de Brechas

2.1.5.1 Generalidades

Las brechas son rocas fragmentales tan importantes como las vetillas en los sistemas hidrotermales y se producen en todas las clases y subclases de la mayoría de los depósitos de pórfido en el mundo (Seedorf et al., 2005). Para precisar el concepto de brecha como unidad individual de roca hay que distinguir las siguientes clases: Aquellas formadas por agregación de materiales como las brechas sedimentarias y brechas volcánicas. Por otra parte aquellas formadas por desagregación de rocas preexistentes que incluyen a las brechas de carácter “hidrotermal” y brechas relacionadas a intrusiones ígneas. La caracterización de las brechas que se tratan en este capítulo se refiere a este segundo grupo, en el cual se abordarán fundamentalmente los rasgos principales utilizados en la industria para su diferenciación, los elementos que precisan la temporalidad y algunos aspectos relativos a los procesos de formación. Una brecha corresponde a una roca de carácter fragmental compuesta por fragmentos de rocas preexistente en la cual se observa movimiento relativo entre los componentes.

El estudio de brechas ha sido de gran interés en geología económica y los geólogos se han esforzado en caracterizar los sistemas de brechas enfocados en la cronología, mecanismos de formación, clasificación de los sistemas y procesos de brechización, para a partir de esta información, modelar un depósito con brechas. Para esta tarea se han debido establecer fuertes lazos con otras subdisciplinas en las ciencias de la tierra, incluyendo la sedimentología, geología estructural, sismología, mecánica de rocas y vulcanología (Jebrack, 1997).

Los cuerpos de brecha muestran diversas características, y para su caracterización se requiere de un robusto sistema de registro que permita establecer con claridad sus aspectos fundamentales como: (1) composición de la matriz, (2) características del cemento, (3) naturaleza de los fragmentos, y (4) geometría y dimensiones de los cuerpos de brechas. Las propiedades anteriores tienen la limitación de escala, mientras que por una parte la descripción macroscópica con lupa 20x, difícilmente será posible distinguir entre cemento y

matriz y la composición detallada de éstos, por otra, a nivel de muestras de sondaje no se pueden establecer los aspectos geométricos mayores.

La complejidad de los sistemas de brechas está dada por la variabilidad de cada uno de los elementos que la componen, tanto lateral como verticalmente. Taylor y Pollard (1993) han subdividido en tres grupos los sistemas de brechas, y además describen los componentes fundamentales, que se detallan a continuación. Por otra parte, las asociaciones minerales en el cemento y la alteración de los fragmentos varían ampliamente (Sillitoe, 1985), exhibiendo gran parte de la variabilidad mineralógica mostrada por tipos de alteración y vetillas de los sistemas de pórfidos.

Fragmentos

Corresponden a piezas de rocas quebradas, llamadas clastos, los cuales son desprendidas del macizo rocoso por procesos de fracturamiento y subsecuente movimiento desde su posición original, los cuales comienzan a ser progresivamente molidos a medida que se incrementa la brechización. El reconocimiento de elementos que manifiesten un proceso de fragmentación permitirá establecer una serie de observaciones para este elemento, tales como arreglo textural, forma, composición, tamaño y vetillas truncadas. Las complejidades principales en la determinación de una brecha, están relacionadas a las sobreimposiciones de alteración que en estos cuerpos ocurren con frecuencia. Los principales elementos para esta determinación es la identificación de discontinuidades que reflejen el proceso de fragmentación. De esta forma, el reconocimiento de litologías variadas, la discontinuidad de las vetillas u otro tipo de estructuras en una brecha componen los criterios principales para determinar la fragmentación, otros elementos indirectos pueden considerar la heterogeneidad de la alteración. Por otra parte, las características que reflejan los distintos fragmentos, permiten tener una ventana hacia aquellos procesos anteriores a la formación de la brecha que ocurrieron en profundidad, por ejemplo la presencia de procesos de alteración/mineralización anteriores a la formación de la brecha o derechamente clastos mineralizados, la observación detallada de estos componentes ha sido ampliamente utilizada en los depósitos minerales relacionados a brechas en la exploración minera de pórfidos cupríferos en la franja de depósitos de edad Mio-Plioceno en Chile Central.

Matriz

Se define como el material de grano fino entre los fragmentos, que corresponde a una fracción más fina de los fragmentos mayores (polvo de roca). Su participación puede variar desde muy abundante (“matriz soportada”) a escasa (“clasto soportada”) y la razón matriz/fragmentos es ampliamente utilizada, ya que entrega antecedentes sobre los mecanismos de brechización. De la misma forma la caracterización detallada de este material, por ejemplo su textura, composición y tamaño, ayudan a reconocer los principales procesos relacionados a la formación de estas.

Cemento

Precipitado químico que generalmente rellena espacios, a veces recristalización de material preexistente y en algunos casos producido por metasomatismo (reemplazo). Generalmente esta fracción solo puede ser vista en brechas cuya matriz sea visible a una escala mesoscópica, por lo general en muchas de la brechas hidrotermales, este material es visible a escala microscópica.

Espacios Abiertos

Comúnmente la formación de brechas da a lugar a la formación de espacios vacíos, estas oquedades en las brechas de matriz muy fina serán más restringidas y corrientemente estos son rellenados por materiales posteriores como minerales hidrotermales.

2.1.5.2 Clasificación de Sistemas de Brechas

La literatura disponible relacionada a los procesos de formación y/o clasificación de sistemas brechas es suficiente para darse cuenta que, en muchos casos, la terminología empleada es compleja y en la mayoría adscriben a términos más bien genéticos (Sillitoe, 1985; Baker et al, 1986; Taylor & Pollard, 1993; Corbett, & Leach, 1997) o con mucha frecuencia se utilizan mezclas de observaciones genéticas con aspectos texturales como Brecha de Falla, Brecha de Colapso, Brecha Explosiva, Brecha Intrusiva Hidrotermal, Brecha Hidráulica, Brecha de Implosión, etc. Taylor, & Pollard (1993) han subdividido en

tres grupos los sistemas de brechas, de forma que relacionan los procesos mayores de la formación de las brechas con aspectos texturales, subdividiendo esta clasificación en **Brechas Intrusivas** (“*Push Up*”), **Brechas Colapso** (“*Fall Down*”) y **Brechas de Cizalle** (“*Break Up*”). Las brechas a las que se referirá esta investigación comprenden las **Brechas Intrusivas**, de acuerdo a estos autores. Estas brechas se encuentran relacionadas a un proceso de intrusión forzada, características de ambientes volcánicos y subvolcánicos resultado de explosiones generadas por la actividad de fluidos a altas presiones. Comúnmente, los productos de estas explosiones generan brechas con fragmentos que reflejan un grado de transporte y retrabajo expresado tanto en el redondeamiento de los fragmentos como en la presencia de polvo de roca. El grado de redondeamiento puede ser muy variable, dado que no solo depende del tiempo y de la magnitud del transporte de los fragmentos, sino que además de la capacidad de generar fragmentos redondeados v/s angulosos (por ejemplo metasedimentos v/s intrusivos). La fragmentación producida por volátiles a alta presión, produce una alta proporción de material de matriz denominado polvo de roca (“*Rock Flour*”) y es corriente la observación de flujos tanto en los fragmentos como en la matriz.

En base a la descripción anterior y trabajos de sistemas similares (Warnaars et al., 1985), sumado a la recomendación de Corbett & Leach (1997) y a la experiencia empírica en mapeo de brechas en División Andina, se propone que en el mapeo geológico de brechas en las etapas tempranas sea un mapeo descriptivo de los componentes principales, y que la nomenclatura para definir las correspondan al componente más abundante de la matriz. De esta forma en estos tipos de ambientes se pueden definir los siguientes tipos de Brechas:

Brechas Ígneas (BXIG):

La inyección de magma en rocas pre-existentes frías puede producir la fragmentación mecánica de las rocas e incorporación de roca de caja en un magma intrusivo (Lámina 17A). El magma para los efectos mecánicos es un fluido y si es inyectado a presión produce fracturamiento hidráulico, produciendo brechas con matriz ígnea. Esta brecha por una parte grada a roca intrusiva masiva (con o sin xenolitos de las rocas encajadoras, Lámina 17B) y, por otra parte, a rocas de caja no fracturadas. Este tipo de brechas son comunes como

parches irregulares cerca del techo y bordes de stocks subvolcánicos, como en depósitos de tipo pórfido donde se generan comúnmente zonas de brechización de las rocas de caja (Lámina 17 C).

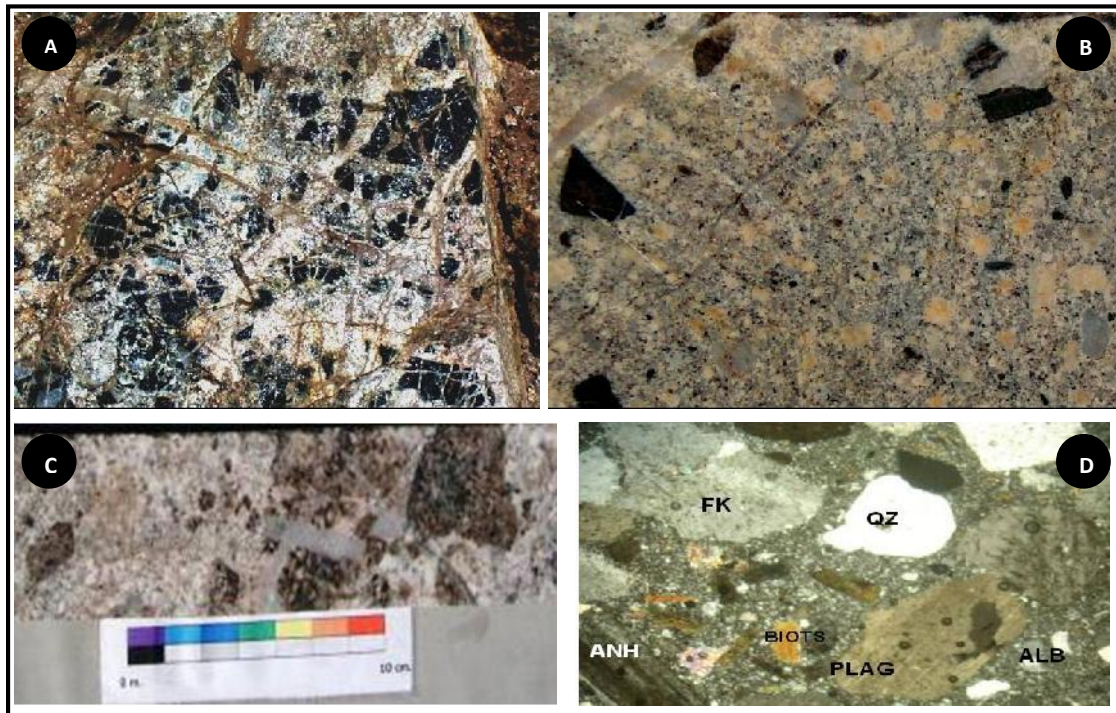


Lámina 17. **A:** Brecha Ígnea relacionada a la intrusión de un pórfido tonalítico de biotita en rocas de caja correspondientes a metasedimentos de la formación El Toco. **B:** Detalle de intrusivos porfídico con xenolitos angulosos de metasedimentos muy próximo al contacto con la roca observada en la fotografía anterior. **C:** Brecha de matriz de pórfido compuesta por fragmentos de granodiorita y pórfido dacítico. **D:** Fotomicrografía de la matriz exhibe material ígneo porfídico compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotitas.

Brechas de Polvo de Roca (BXPR):

Consiste en una brecha principalmente polimíctica o monomíctica, pudiendo presentar clastos de litologías variadas como granitoides, pórfidos dacíticos, andesitas y brechas de turmalina entre otros (Lámina 18). La matriz corresponde a un agregado clástico fino comúnmente menor a 3 mm compuesto por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico (Lámina 18 B-C-E) y menor biotita u otros componentes relacionados a la naturaleza de las

rocas de caja, dado que este material proviene de la trituración de la roca afectada por el fenómeno de brechización. No obstante, también se encuentran comúnmente dentro de la matriz biotita hidrotermal, turmalina, cuarzo y/o feldespato potásico comúnmente recristalizado, anhidrita y magnetita.

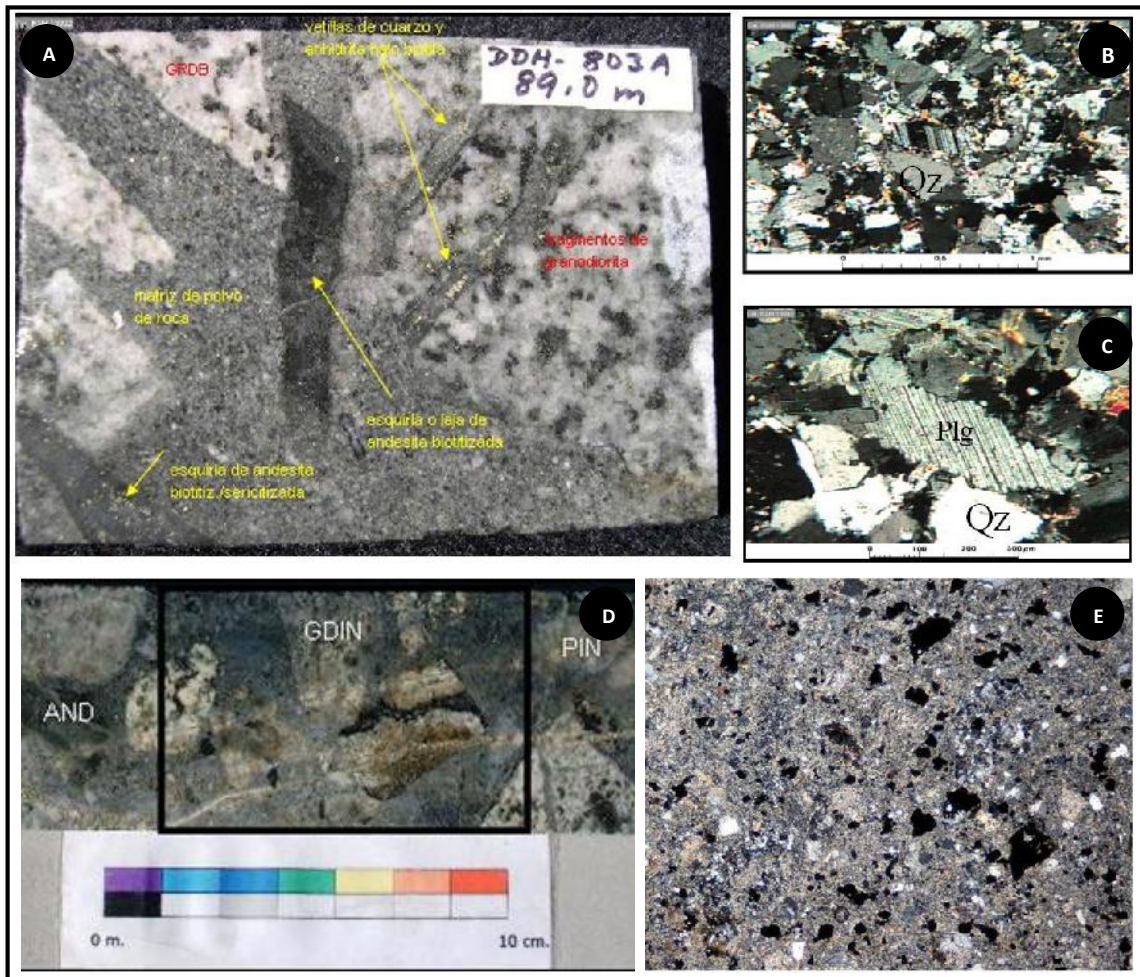


Lámina 18. A: Brecha de matriz polvo de roca con fragmentos angulosos de granodiorita y andesitas biotitizadas. B-C: Fotomicrografía de detalle la componente matriz de la brecha donde se observan fragmentos de feldespatos y cuarzo, constituyentes principales del “Polvo de Roca”. D: Brecha polimictica compuesta por matriz de polvo de roca y fragmentos de posibles andesitas, granitoides, brechas de turmalina y pórfidos. E: Fotomicrografía del aspecto de la matriz compuesta principalmente por sericita y polvo de roca constituido por abundantes opacos.

Ocasionalmente este tipo de brecha exhibe matriz con un aspecto de “flujo”. Se observan cortadas por set de vetillas de cuarzo y de sericita gris verde tipos “A” y “C” respectivamente (Lámina 18 D). De acuerdo a su carácter polimíctico y dado que poseen fragmentos que exhiben alteración heterogénea, incluyendo ocasionalmente fragmentos de sulfuros en la matriz, sumado a que corrientemente son cortadas por vetillas tardías, estas brechas se consideran de naturaleza intermineral.

Brechas de Biotita (BXB):

Brechas cuyo componente principal de la matriz es biotita y polvo de roca (Lámina 19), este último puede estar recristalizado. Contiene muy comúnmente fragmentos de granodiorita y andesitas, en menor proporción pórfidos de composición dacítica y rocas de textura aplítica. Es notable en este tipo de brechas el desarrollo heterogéneo de la alteración tardimagmática, es decir, fuertes variaciones en decímetros de testigo, en las cuales comúnmente se observa la coexistencia de fragmentos de granodiorita intensamente alterados (de textura destruida) con fragmentos de esta misma litología levemente alterados (de textura preservada), por lo tanto se puede presumir que es algo más tardía que el proceso de alteración biotítica. Algunos fragmentos presentan alteración de borde (granodioritas y pórfidos dacíticos), debido al paso de fluidos a través de la matriz. En el distrito Río Blanco-los Bronces, la temporalidad de estas brechas aún no está del todo clara, sin embargo, es frecuente observar que las matrices de estas brechas se encuentran cortando el evento de biotitización asociado a las vetillas EBT, y son cortadas por vetillas A y B. La matriz corresponde a un agregado hidrotermal de grano fino a medio de biotita (Lámina 19 B-E-F), comúnmente asociada con polvo de roca. Además, se observan en la matriz, siempre en menor proporción, cuarzo, feldespatos potásicos, sericita y/o clorita. En algunos casos se observa parcialmente asociada con turmalina. Cuando contiene polvo de roca es posible observar orientaciones de flujo. La mineralización en estas brechas comprende, en orden de abundancia, calcopirita, bornita, magnetita, hematita, molibdenita y rutilo (Lámina 19 G-H). La calcopirita ocurre principalmente en la matriz junto con bornita formando entrecrecimiento, localmente con reemplazo por tennantita-tetrahedrita. La molibdenita es escasa y se presenta en cristales hojosos subhedrales junto con calcopirita.

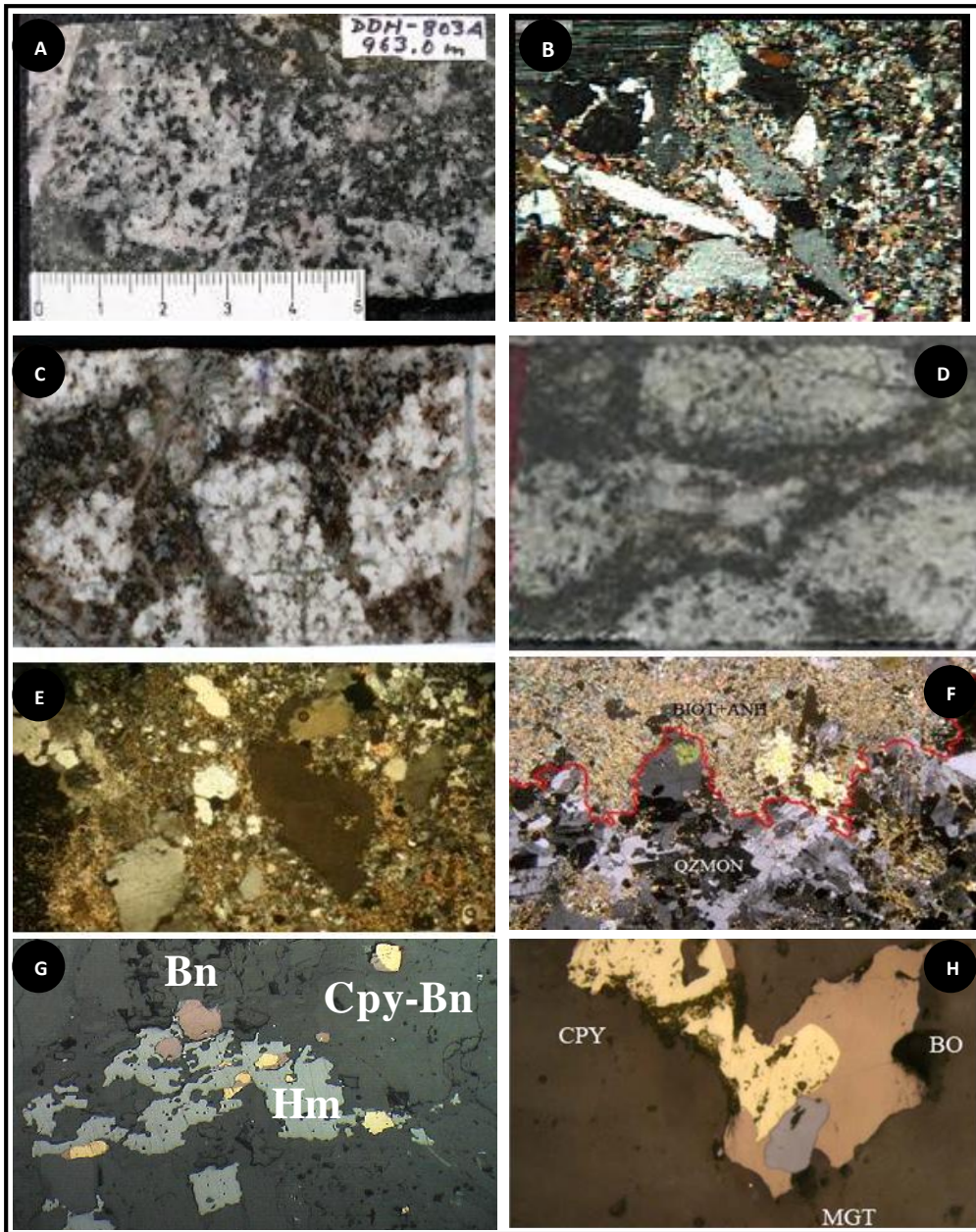


Lámina 19. **A:** Aspecto macroscópico de brechas de matriz biotita y polvo de roca. **B:** Matriz en donde aún se puede identificar fragmentos de polvo de roca tipo esquirlas de cuarzo. **C-D:** Brecha de matriz polvo de roca y biotita con fragmentos subangulosos de granodiorita/cuarzo monzonita. **E-F:** Fotomicrografía de la matriz compuesta por fragmentos de cuarzo y feldspatos de la granodiorita y cementados por biotita fina y anhidrita con polvo de roca asociado. **G-H:** Asociaciones de sulfuros encontrados en las Brechas de Matriz Biotita, comprendiendo principalmente Cpy-Bn con Hm o Mgt.

Brechas de Turmalina (BXT):

Brecha comúnmente monomítica con clastos mayoritariamente de andesitas y/o granitoides y/o diorita y en menor medida pórfidos dacíticos. La matriz corresponde a un agregado hidrotermal de grano fino a medio de turmalina en agregados aciculares o radiales de cristales prismáticos y ocasionalmente biotita (Lámina 20), localmente asociada con polvo de roca, siempre en menor proporción cuarzo, magnetita, sericita y/o clorita.

Los clastos en la brecha de turmalina comúnmente presentan una zonación de alteración característica, con albita-feldespatos potásico en los bordes pasando a biotita verde hacia el centro de los clastos (Lámina 20A). Hay que hacer notar que las vetillas de halos sericita gris verde tipo “C” cortan a matriz y fragmentos (Lámina 20E). En esta brecha es muy característica la presencia de alteración transicional con sericita gris verde (Lámina 20 B), posiblemente evidenciando este último caso un proceso más tardío que el anterior. La mineralización asociada a estas brechas comprende principalmente calcopirita y pirita (Lámina 20G-H) estrechamente ligada a magnetita (parcialmente hematitizada) o turmalina de la matriz de la brecha, calcosina relacionada a bornita, rutilo y oro se hallan como accesorios de la mineralización.

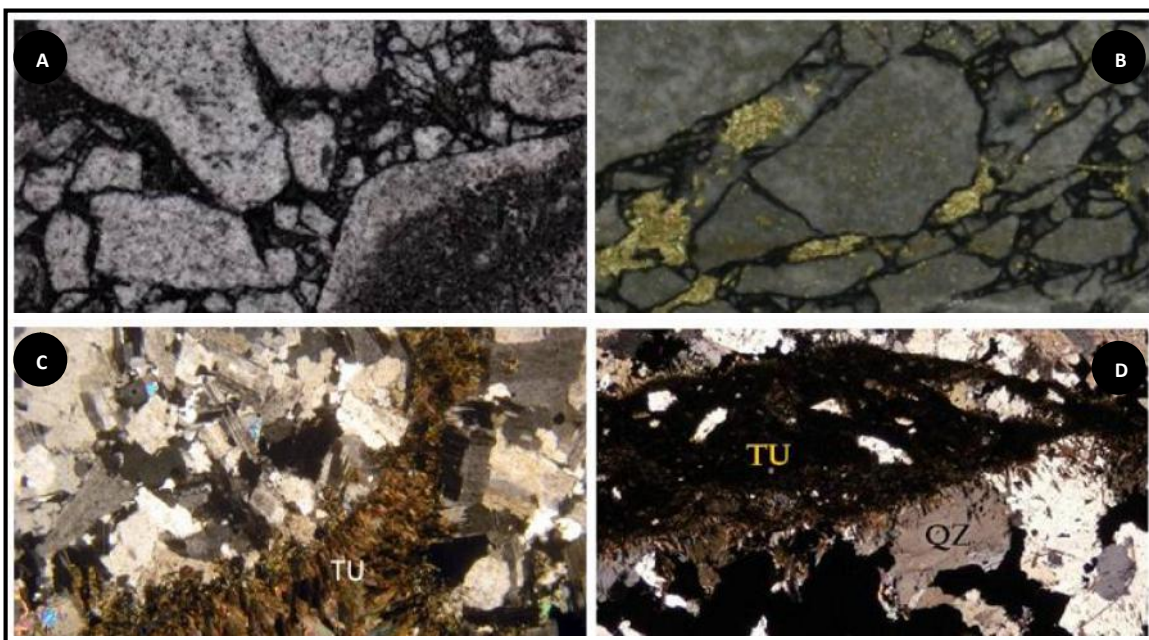


Lámina 20. A-B: Brecha de matriz polvo de roca y turmalina con fragmentos subangulosos de granodiorita/cuarzo monzonita. **C-D:** Fotomicrografía de la matriz compuesta por fragmentos de cuarzo y feldespatos de la granodiorita y cementados por biotita fina y turmalina.

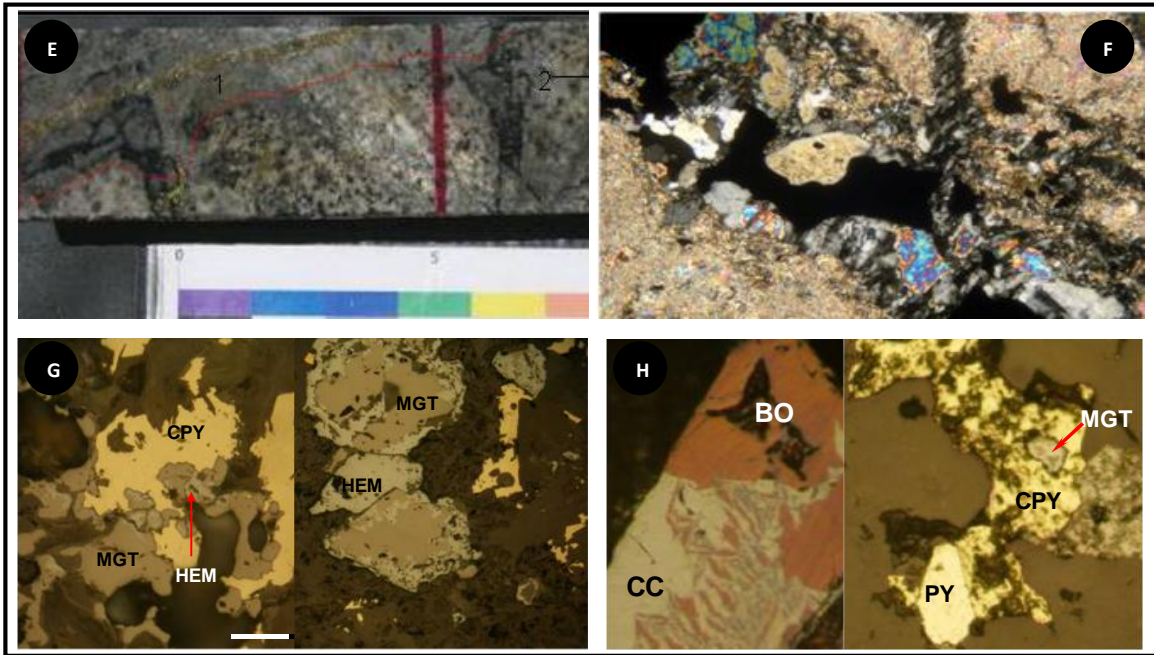


Lámina 20. E: Brecha de matriz turmalina cortada por vetilla de relleno de sulfuro y halo de calcopirita. **F:** Fotomicrografía mostrando el relleno de cuarzo y sulfuros con halo sericitico presentes en la vetilla. **G-H:** Asociaciones de sulfuros encontrados en las BXT, comprendiendo principalmente Cpy-Py y/o Cpy-Bn o Bn-Cs con Mgt Martitizada o Mushketovizada.

Brecha de Matriz Cuarzo-Feldespato Potásico (BXSK):

Se denominan Brechas de matriz Cuarzo-Feldespática a aquellas cuyo componente principal en la matriz es feldespato potásico y cuarzo como minerales de alteración. Son brechas de aspecto difuso (Lámina 21) debido a una recristalización parcial a total de la matriz de polvo de roca, con el consiguiente proceso de alteración afectando igualmente a los fragmentos, es por esta razón que resulta difícil de diferenciar la parte clástica de los fragmentos (Lámina 21). La matriz se compone de un agregado cristalino fino de cuarzo y feldespato potásico (Lámina 21 B-D), pudiendo contener cantidades apreciables de albita, biotita y anhidrita. Mientras que los clastos son comúnmente polimícticos, destacándose frecuentemente los de composición felsítica como granitoides, rocas con texturas aplíticas, pórfidos dacíticos, menos comunes son las brechas de turmalina. La alteración de los clastos en este tipo de brecha está estrechamente asociada con la matriz siendo común que los clastos posean alteración de feldespato potásico y en menor grado biotita, registrándose por lo general además en los bordes de los clastos un aumento de la alteración. La

mineralización en este tipo de brecha consiste en calcopirita, bornita, molibdenita (Lámina 21 E-F-G), localmente se observa tennantita-tetrahedrita o calcosina al nivel de trazas, reemplazando a cristales de calcopirita-bornita y algunos cristales de pirita reemplazados por calcopirita. Rutilo, magnetita y hematita son accesorios de la mineralización.

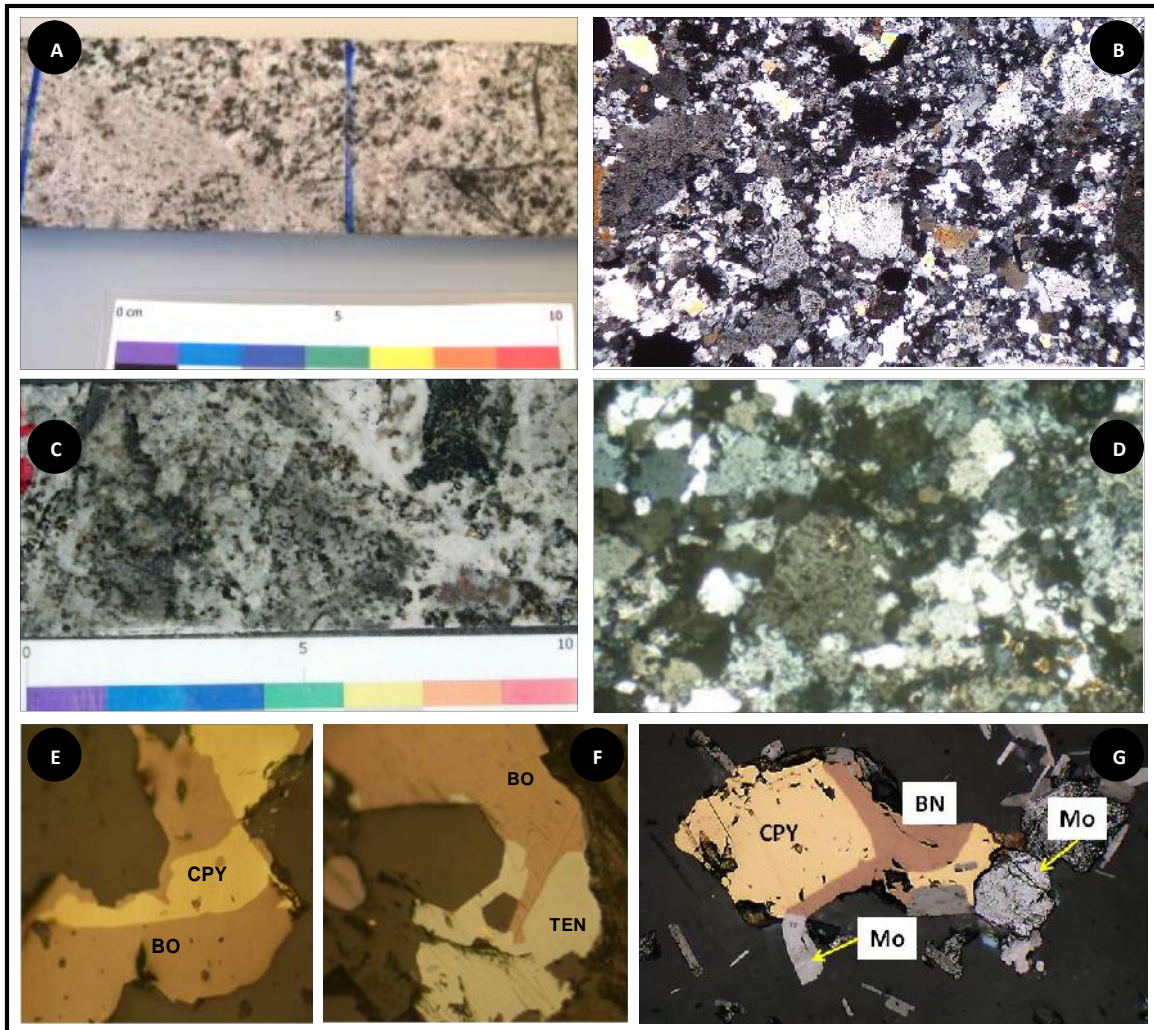


Lámina 21. A: Roca de textura brechosa, compuesta por fragmentos de granodiorita de grano medio a grueso. La matriz consiste en cuarzo y feldespato potásico posiblemente recrystalizados. B: Fotomicrografía de detalle de la matriz compuesta por fragmentos de feldespato potásico abundantes y fragmentos angulosos de cuarzo inmersos en una masa afanítica cuarzo feldespática con desarrollo de escasa biotita secundaria y anhidrita. C: BXS formada por una matriz de polvo de roca recrystalizado a cuarzo y feldespato potásico con fragmentos de rocas obliteradas a sericita gris verde, biotita y posible feldespato. D: Fotomicrografía de matriz de la brecha compuesta por feldespato potásico y cuarzo. E-F-G: Asociaciones de sulfuros en BXS, conteniendo paragénesis de Cpy-Bn-Mo y local Tenentita.

Brechas de Matriz Anhidrita-Hematita (BXHEM-BXANH):

Característicamente esta brecha se forma a partir de un craquelamiento de la roca de caja, principalmente granodioritas y localmente rocas porfídicas tardías (Chimenea Dacítica), cuya formación deja espacios abiertos y en ellos se da a lugar al relleno por materiales posteriores como minerales hidrotermales, típicamente en forma de un agregado cristalino grueso de anhidrita, yeso y/o carbonatos intercrecidos con cuarzo y/o hematita prismática (Lámina 22). Una alteración tardía homogénea afecta a los fragmentos, compuesta por una asociación de sericita, clorita y arcillas , tipo SCC (Sericite, Clay and Carbonate) o denominada también como argílica intermedia, con el feldespato potásico primario estable. La mineralización asociada a esta brecha se desarrolla en cúmulos y comprende calcopirita y pirita (Lámina 22) dominantes, localmente conteniendo asociaciones de sulfidización intermedia con hematita y localmente bandas de Cpy-Bn-Cs-En-Bn (Lámina 22).

Brecha de Matriz Polvo de Roca-Turmalina (BXTTO):

Corresponde a una brecha tardía comúnmente polimíctica donde son más frecuentes los fragmentos angulares de pórfido dacítico (Lámina 23 C) y granitoides, reconociéndose en menor medida clastos de brecha de turmalina, andesitas y rocas volcanoclásticas. La matriz se compone fundamentalmente de polvo de roca y turmalina (Lámina 23). La alteración de los clastos puede ser heterogénea, relacionada con la naturaleza de los componentes (fragmentación polimíctica) u homogénea, si ésta es mucho más tardía que el proceso de brechización, por ejemplo alteración argílica que es frecuente en esta brecha. La mineralización ocurre como pequeños agregados de calcopirita con pirita y tenantita asociada (Lámina 23 D).

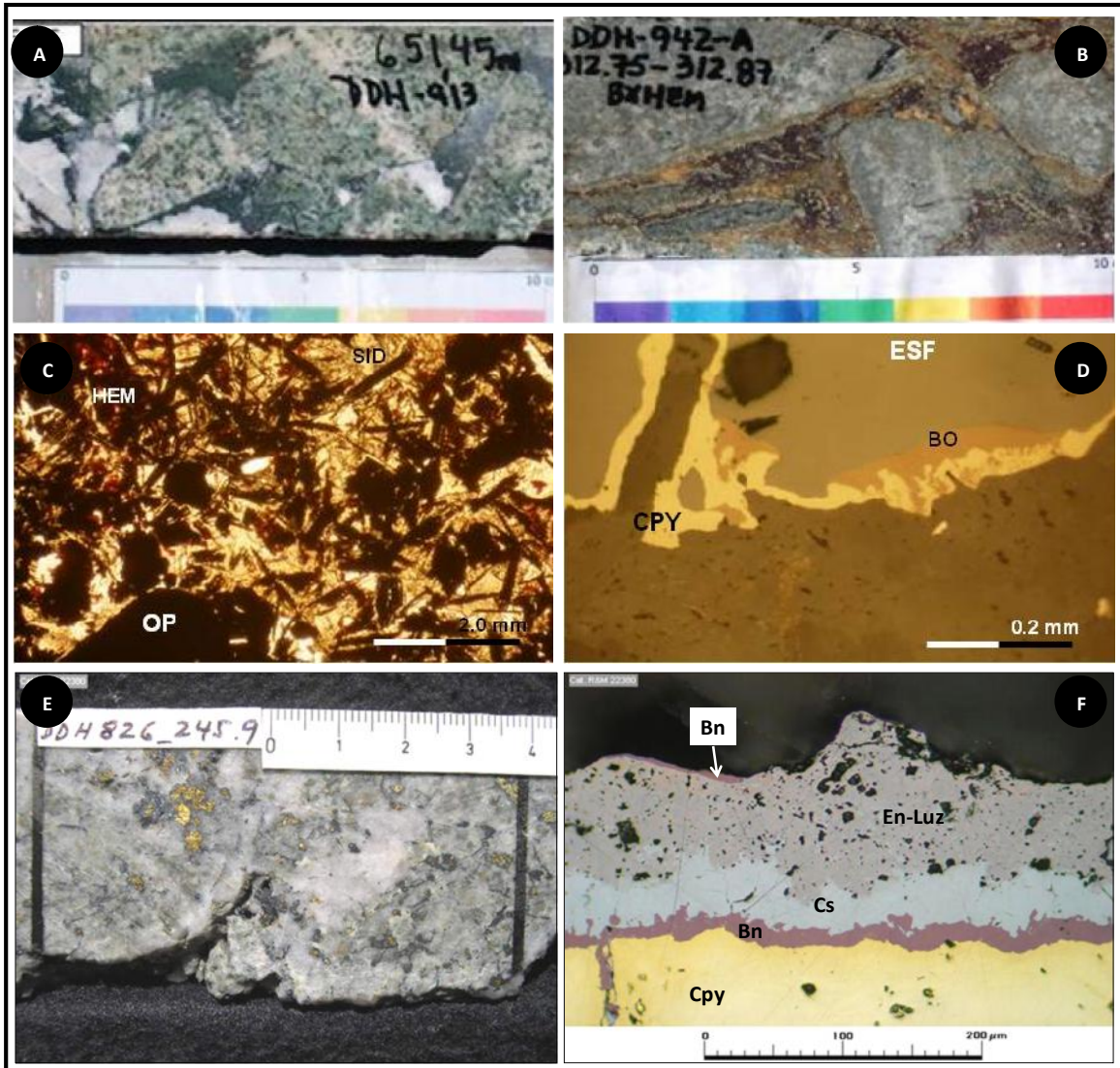


Lámina 22. **A-B:** Brecha compuesta por fragmentos de granodiorita intensamente obliterados con matriz de hematita, sulfuros, carbonatos. **C:** Fotomicrografía de detalle de la matriz compuesta por hematita, siderita y arcillas con mineralización en cúmulos. **D:** Fotomicrografía de detalle de la matriz compuesta por calcopirita, bornita y esfalerita. **E:** Cúmulos de sulfuros en BX de matriz Cuarzo-Carbonato, los clastos se observan obliterados por alteración sericítica. **F:** grano de calcopirita con reemplazo por bornita y calcosina enargita/luzonita (partes más rosadas de la banda gris); la secuencia termina con una última depositación de bornita.

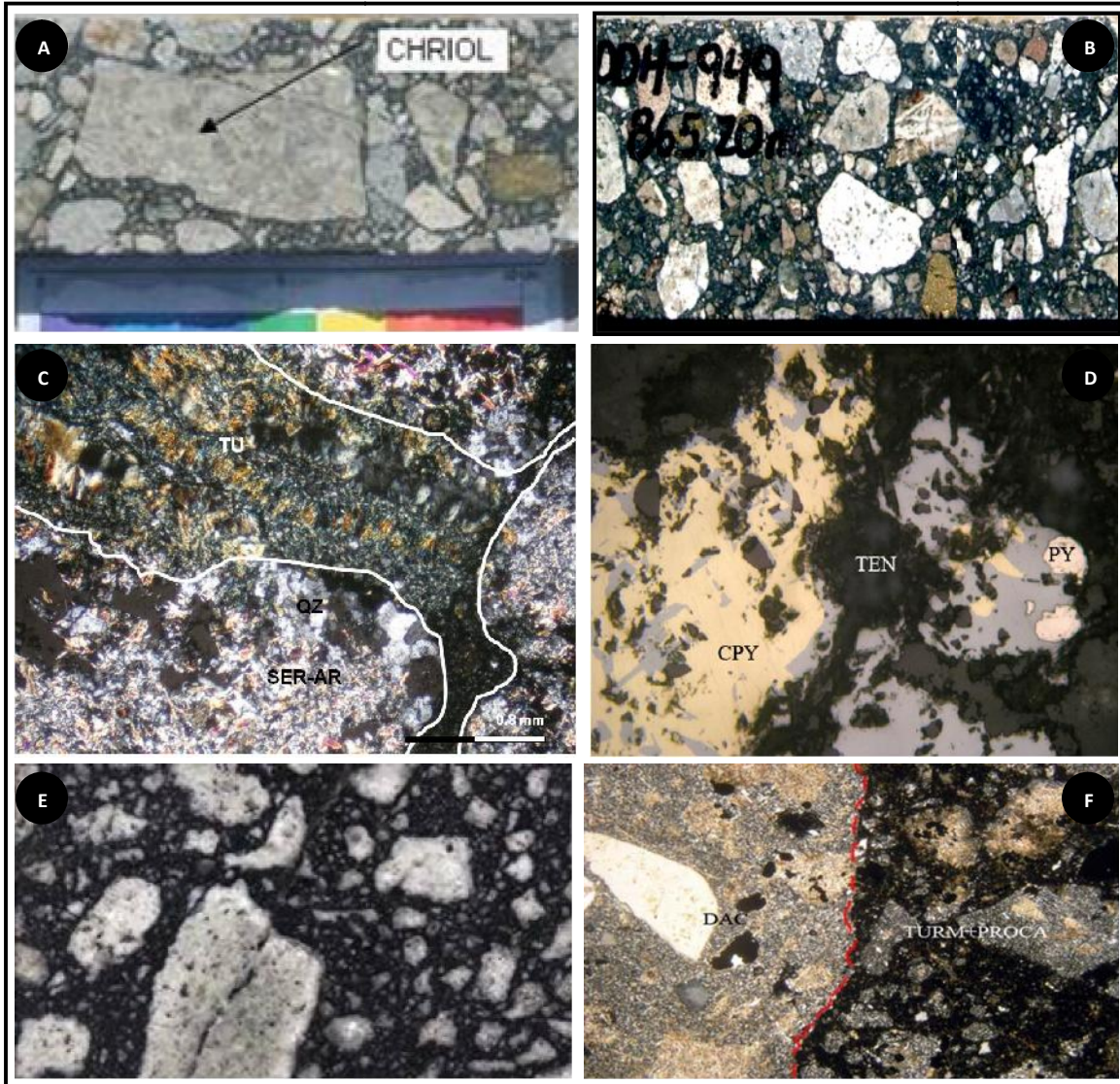


Lámina 23. **A-B:** Brecha compuesta por fragmentos intensamente obliterados con matriz de turmalina y polvo de roca, se observan fragmentos fuertemente mineralizados (detalle B). **C:** Brecha compuesta por fragmentos alterados a cuarzo, sericita y arcillas, en matriz de turmalina. **D:** Fotomicrografía de detalle de la matriz en matriz de pirita reemplazada en caries por calcopirita y ésta a su vez, reemplazada en caries por tennantita. **E:** Brecha monomítica de matriz de turmalina y polvo de roca, con fragmentos de textura porfídica y composición aparentemente dacítica. **F:** destaca matriz de turmalina y polvo de roca (TURM+ROCA) de fragmento dacítico (DAC).

2.1.6 Asociaciones Minerales de Alteración

2.1.6.1 Generalidades

El término asociación mineral se refiere a una agrupación de minerales que se han identificado como fases estables a escala mesoscópica, incluyendo la presencia de algunas especies de sulfuros de Cu y Fe y óxidos de Fe (Seedorf, & Einaudi, 2004). La denominación de las asociaciones está referida a la terminología usual de tipos de alteración definidas por Gustafson & Hunt (1975) y Titley (1982), adecuando el nombre de la asociación, haciendo referencia al componente del mineral principal, de mayor abundancia o más representativo. El trabajo propuesto en DAND considera los aspectos anteriores, de forma que se establezca un modelo que represente la distribución general de las principales zonas de alteración, enfocado a determinar los contenidos y tipos de asociaciones de sulfuros.

2.1.6.2 Asociación de Alteración de Fondo Biotítica

En rocas ígneas la alteración a biotita secundaria reemplazando minerales máficos primarios se ha denominado fondo potásico. En el ambiente de fondo potásico la textura de la roca se encuentra preservada y tanto biotita como anfíboles son susceptibles de ser reemplazados por biotita secundaria, sin embargo, en la mayoría de los depósitos donde se ha descrito este tipo de alteración, se indica que la hornblenda es más susceptible de alterar que los “books” de biotita (Lámina 24 A-B), generando frecuentemente en los anfíboles pseudomorfos de cristales, mientras que la biotita primaria puede permanecer estable sólo con reemplazos parciales. El proceso de alteración a biotita secundaria en las rocas ígneas de composición intermedia, tales como granodioritas y dioritas, se reconoce con relativa facilidad al observar el comportamiento de los minerales máficos primarios, dado que gradualmente van perdiendo características primarias, como clivajes y formas cristalinas, llegando al estado en la cual los minerales ferromagnesianos están sobrecrecidos por

agregados de biotita fina (Lámina 24 A) afectando sobre un 80% del volumen total de los ferromagnesianos primarios. Las andesitas y rocas afines comúnmente aparecen obliteradas en su textura por al menos dos eventos que producen abundante biotita fina, indistinguibles en una inspección macroscópica con lupa, el primero se caracteriza por el desarrollo de texturas granoblásticas, producto de la recristalización en la masa fundamental con neoformación de cristales de biotita, plagioclasa, cuarzo y magnetita, correspondiente a un metamorfismo termal posiblemente asociado a la intrusión de los plutones. En el segundo caso, la biotitización que se desarrolla en los minerales máficos en granodioritas y dioritas, traspasa hacia los bloques de andesitas sobreyacentes. Dada la dificultad de discernir sobre el origen de la biotita en ambos casos, se propone considerar la biotita fina en andesitas como alteración biotítica selectiva asociada al fondo potásico.

La alteración potásica de fondo en DAND comprende el desarrollo de biotitización de los minerales máficos, en diversos grados de intensidad. Este fenómeno es gradual y decrece tanto hacia los márgenes del depósito como hacia los niveles someros. Este tipo de alteración está acompañada comúnmente de la presencia de sistemas de vetillas de halo biotita tipo “EB” y de tipo “A” con halo de feldespatos potásico muy fino (Lámina 24 C). Estos sistemas de vetillas no alcanzan a desarrollar *stockwork* y en general son de bajo contenido de sulfuros. La mineralización de sulfuros en la asociación potásica biotítica es calcopirita y pirita, puntualmente bornita se encuentra en este tipo de alteración asociada a los minerales máficos que han sido biotitizados, comúnmente se depositan junto a rutilo (Lámina 24 D) y magnetita.

2.1.6.3 Asociación de Alteración de Fondo Biotita-Clorita

La asociación de alteración de fondo Biotita-Clorita comprende volúmenes de roca alteradas a biotita secundaria pero en un grado de menor intensidad que en la Asociación Potásica de Fondo y con presencia de clorita asociada. Esto se traduce en que la asociación de fondo biotita-clorita también es una alteración selectiva con un alto grado de textura preservada (80%), en la cual los minerales máficos primarios se encuentran con parcial biotitización, vale decir aún se encuentran estables las biotitas primarias con cloritización

(Lámina 25A) y aún es posible identificar formas cristalinas remanentes de los anfíboles biotitizados (Lámina 25B), muy puntualmente se puede observar epidota pero de forma discontinua y a nivel de trazas.

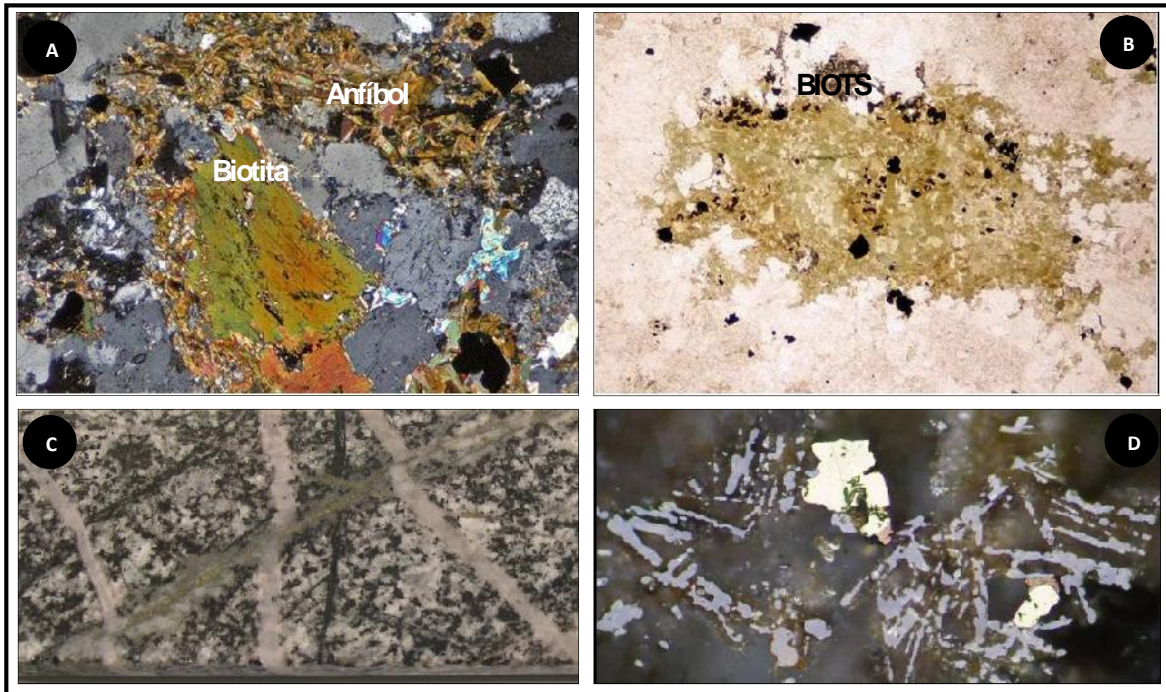


Lámina 24. A: Tonalita con máficos con reemplazo diferencial, donde la biotita primaria es reemplazada solo en los bordes y anfíbol con fuerte reemplazo por biotita fina obliterando características primarias (forma cristalina y clivaje). **B:** Tonalita porfídica contiene pseudomorfos (posiblemente anfíboles) sobrecrecidos por biotita secundaria (BIOTS) de fenocristales de minerales máficos de hasta 4,5mm. **C:** Granodiorita de grano medio con asociación potásica biotítica de fondo afectada por vetillas de biotita tipo “EB” y vetillas de cuarzo y feldespato potásico tipo “A”, muy local vetilla de cuarzo con halo sericita gris verde tipo “C” corta a las vetillas anteriores. **D:** Granos de calcopirita y escasa bornita junto a abundante rutilo granular, probablemente este rutilo se ha formado por la alteración total de un cristal de biotita dada por la simetría hexagonal relicta.

En esta asociación la mineralización está presente principalmente en guías de biotita (Lámina 25C-D) y en set de vetillas. En las proximidades de las guías se puede observar disseminación en minerales máficos, principalmente calcopirita y pirita. Este tipo de alteración selectiva se manifiesta transicional entre el ambiente de asociación de fondo Biotítico y de Clorita-Epidota (Propilítico). Es decir, en este ambiente los volúmenes de biotitización de los minerales decrecen gradualmente y con esto aumenta la formación de clorita en los minerales máficos primarios como localmente sobre biotitas secundarias. La

mineralización diseminada gradualmente comienza a ser más escasa para dar paso a control de la mena en vetillas, además que vetillas comunes en la asociación Biotítica están prácticamente ausentes. Adicionalmente a esto, se produce un decrecimiento de la calcopirita a favor de pirita para eventos sobreimpuestos reconocidos como el de sericita gris verde.

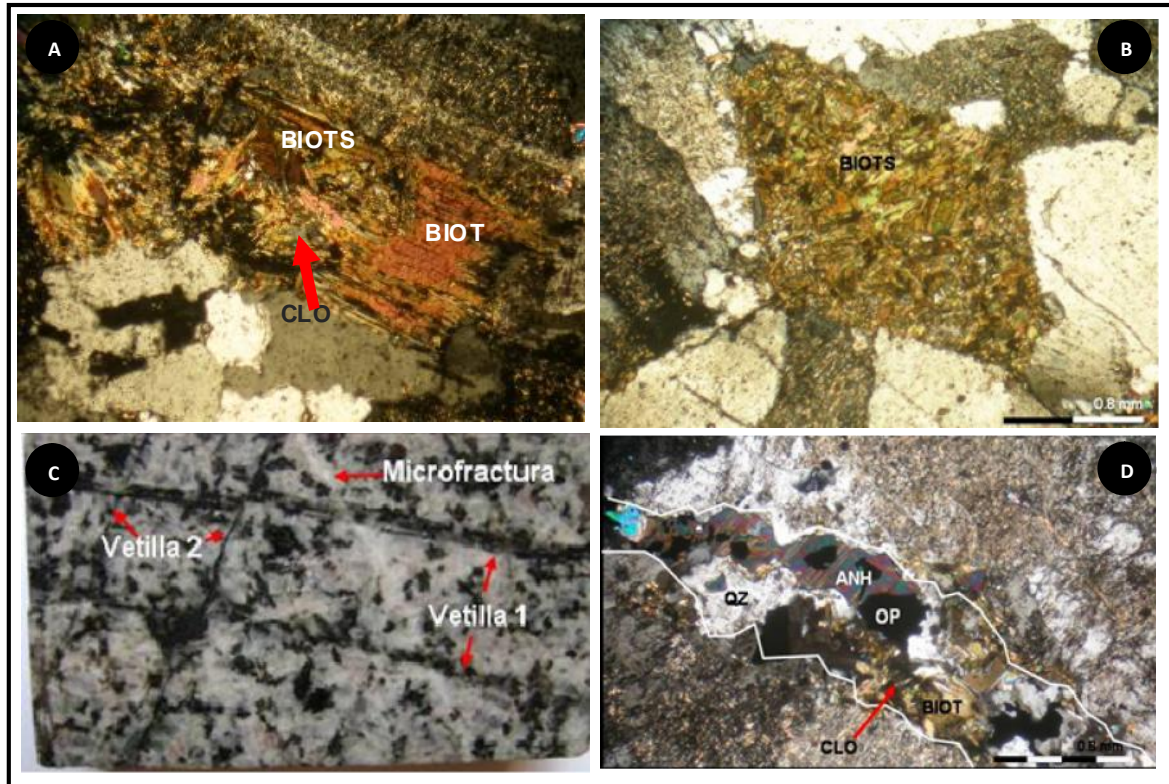


Lámina 25. A: Biotita primaria (BIOT) alterada parcialmente a biotita secundaria (BIOTS) y a clorita (CLO). **B:** Pseudomorfo de hornblenda completamente reemplazado por biotita secundaria (BIOTS). **C:** Vetillas con sutura central y halo pervasivo de alteración. La sutura central está rellena con cuarzo, anhidrita, biotita secundaria y calcopirita. **D:** Vetilla rellena con cuarzo (QZ), anhidrita (ANH), biotitas secundarias (BIOT) cloritizadas (CLO) y opacos (OP).

2.1.6.4 Asociación de Alteración de Fondo Alteración Clorita-Epidota

Paralelo al desarrollo de la alteración biotítica de fondo, en las porciones más externas del sistema existen asociaciones de alteración- dominadas por mineralogía de más baja temperatura como clorita y epidota (Lámina 26). A esta asociación de minerales se le ha denominado Asociación de Alteración Clorita-Epidota equivalente en la literatura a la alteración propilítica (Lámina 26A). Esta asociación mineral en rocas ígneas intermedias, es de carácter selectivo y se relaciona a rocas con un alto grado de textura preservada (80%), donde la alteración a clorita de los minerales máficos formadores de roca se desarrolla en forma selectiva preservando las características primarias de los cristales hospedantes (Lámina 26B), es decir en este tipo de alteración la clorita respeta la estructura cristalina del mineral hospedante preservando clivaje y la morfología cristalina (Lámina 26D). Contiene asociada bajos volúmenes de epidota cercanos a 3% pudiendo llegar hasta el 10% (Lámina 26C), pero independiente del volumen esta fase debe estar presente en forma continua. En esta asociación se pueden observar las primeras manifestaciones de biotitización asociada a finas guías y localmente en algunos fenocristales de minerales máficos. Contiene como minerales accesorios albita, magnetita, rutilo y ocasionalmente se ha observado actinolita-tremolita. Pueden existir en esta asociación de fondo zonas con desarrollo de vetillas de halos de albita y localmente albitización de feldespatos. La mineralización en las zonas de clorita-epidota es de bajo contenido de sulfuros comprendiendo principalmente pirita diseminada y localmente pirita relacionada a set de vetillas tipos “EB” o “C”. Localmente se observan guías y vetillas de relleno de clorita con halo de albita. La presencia de clorita como mineral índice de la asociación clorita-epidota, tiene la complejidad de poder discernir sobre otras alteraciones que contienen abundante clorita, como la asociación de sericita-clorita, o la asociación de sericita-clorita-arcillas.

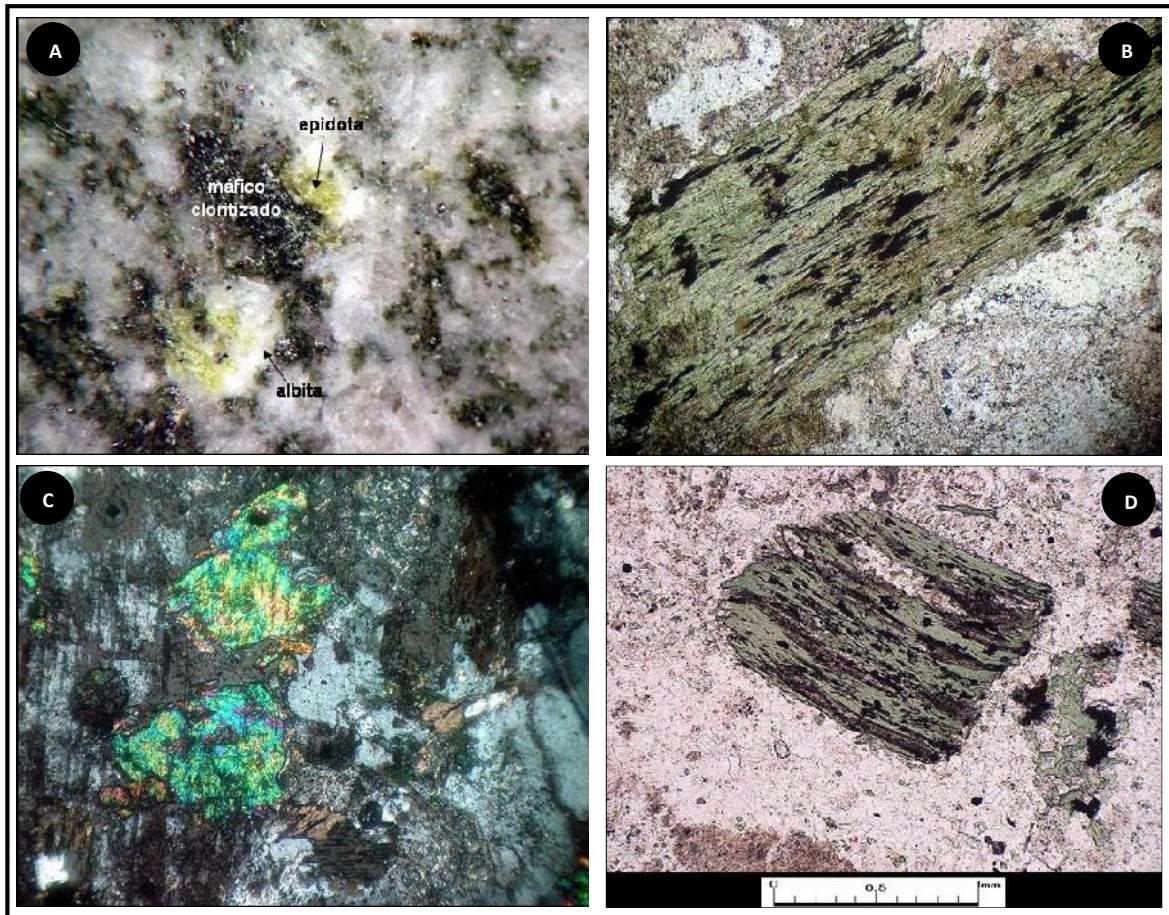


Lámina 26. A: Imagen obtenida bajo lupa binocular de una cuarzodiorita afectada por una moderada alteración a clorita, epidota, albita y sericita. **B:** Los minerales máficos formadores de roca han sido intensamente alterados a clorita y rutilo. **C:** Epidota en plagioclasa junto a máfico alterado a clorita, **D:** Fenocristal de biotita cloritizado, formando un pseudomorfo del cristal hospedante, notar cómo se encuentra preservado el clivaje y la forma cristalina del mineral reflejando que no tuvo anterior alteración a biotita secundaria.

2.1.6.5 Asociación de Alteración Selectiva Cuarzo-Sericita (SQs)

La alteración cuarzo-sericita selectiva (Lámina 27) ataca a minerales máficos y en menor grado a plagioclasa, en algunos puntos el feldespato potásico se mantiene estable. Se produce en los inter-halos como un reemplazo parcial con textura “fantasma”, que afecta principalmente a los cristales de plagioclasa por una asociación de sericita, calcita y arcillas, que da una tonalidad blanquecina a la roca, los máficos (pseudomorfos de biotita)

igualmente han sufrido reemplazo de sericita, junto a limonitas con clorita remanente a través de su clivaje.

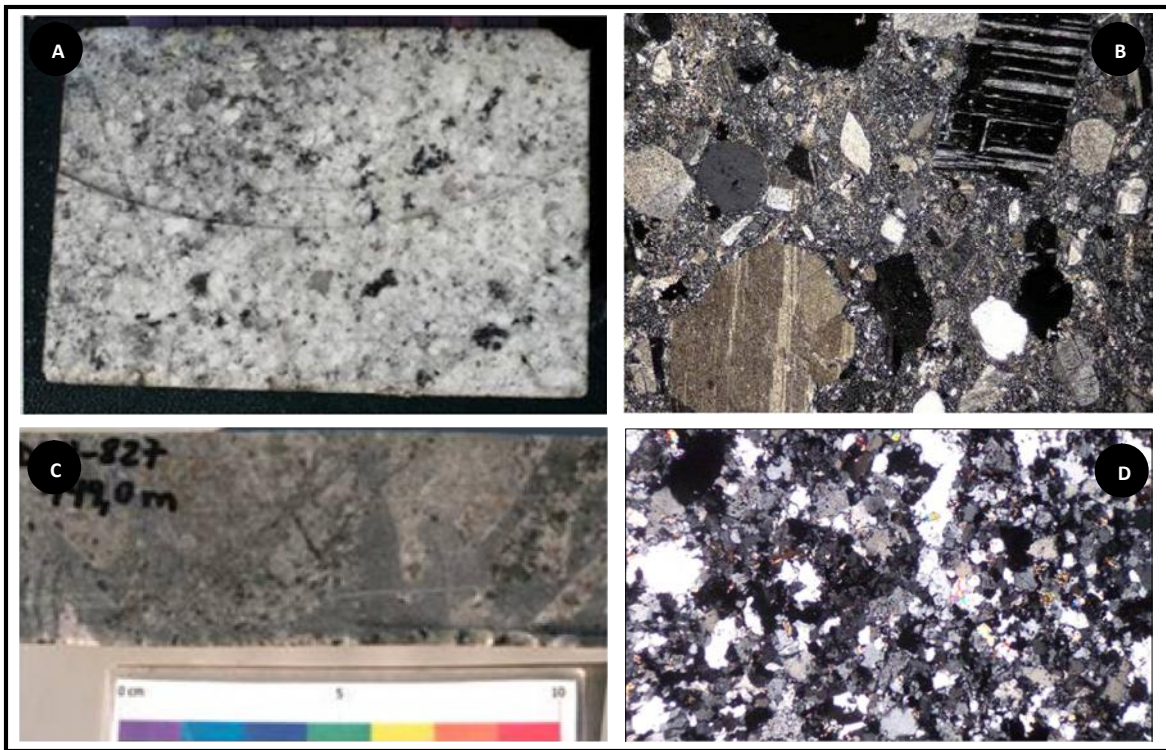


Lámina 27. **A:** Imagen obtenida bajo lupa binocular de un pórfido dacítico afectado por sericitización parcial selectiva en los feldespatos y minerales máficos **B:** Fotomicrografía evidenciando el grado selectivo de alteración sericítica sobre los feldespatos, no afectando la masa fundamental. **C:** Aspecto macroscópico de alteración selectiva de sericita en brechas de polvo de roca. **D:** Fotomicrografía de la matriz de la brecha polvo de roca, contiene escasa sericitización en los fragmentos de la matriz.

2.1.6.6 Asociación de Alteración Selectiva Sericita Gris Verde Selectiva (SSgv)

La asociación de alteración selectiva de sericita gris verde se comporta de forma similar a la asociación cuarzo sericita, es decir esta alteración destruye solo parcialmente la textura de la roca (Lámina 28A), afectando selectivamente a feldespatos plagioclasa (Lámina 28). Sin embargo, se puede observar los minerales máficos (Lámina 28C) parcialmente preservados (comúnmente biotitizados y/o cloritizados) y porciones importantes de

calcopirita y/o pirita que pueden localmente contener magnetita-hematita asociadas (Lámina 28).

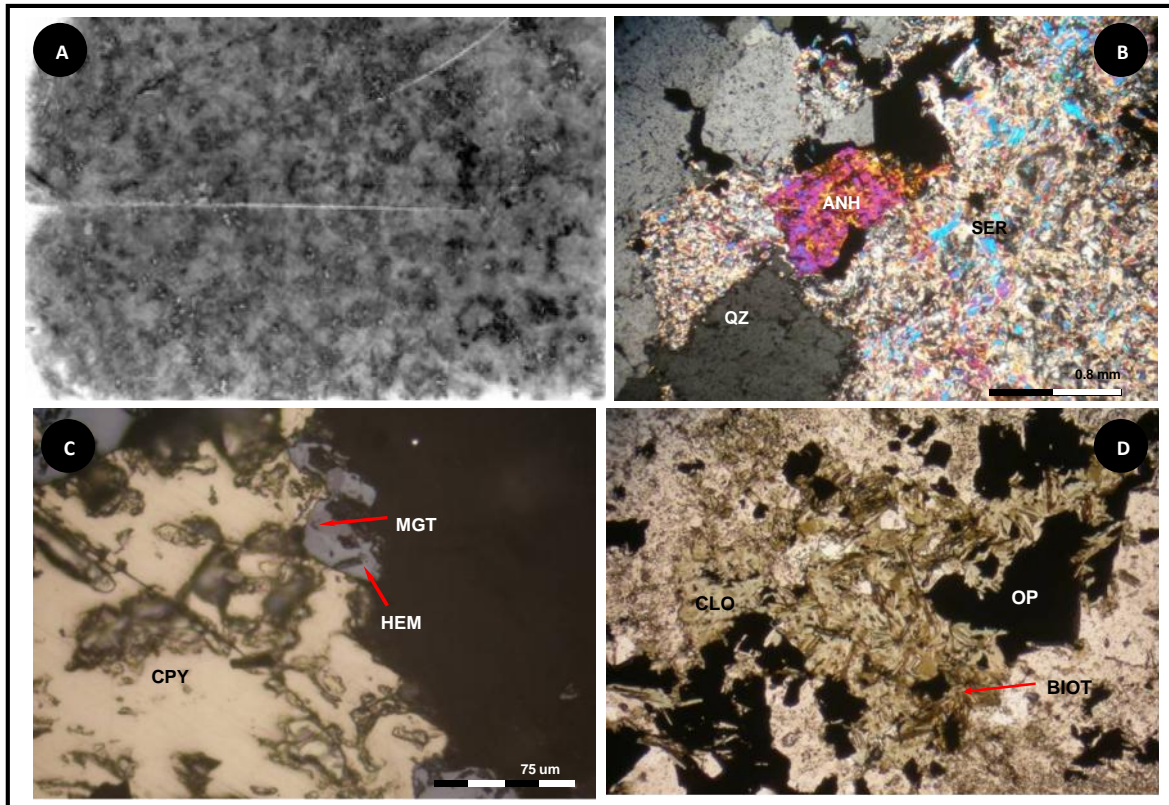


Lámina 28. **A:** Granodiorita con alteración a sericita gris verde. **B:** Fotomicrografía de feldespatos intensamente alterados a sericita. **C:** Calcopirita y magnetita reemplazada por hematita. **D:** Fotomicrografía de pseudomorfo de horblenda completamente alterado a biotita hidrotermal, y estas a su vez están alteradas a clorita. Opacos intercrecidos con los máficos.

2.1.6.7 Asociación de Alteración Albita Selectiva (SAb)

La asociación selectiva de albita se manifiesta como albitización parcial de los fenocristales y/o cristales de feldespatos (Lámina 29 A-B) y muy localmente sobre la masa fundamental, es característico en porciones del pórfido PDL. En casos extremos la albitización selectiva puede llegar a reemplazar los minerales máficos. Esta alteración

exhibe escasa mineralización de calcopirita (Lámina 29 C) y/o pirita asociada a magnetita-hematita.

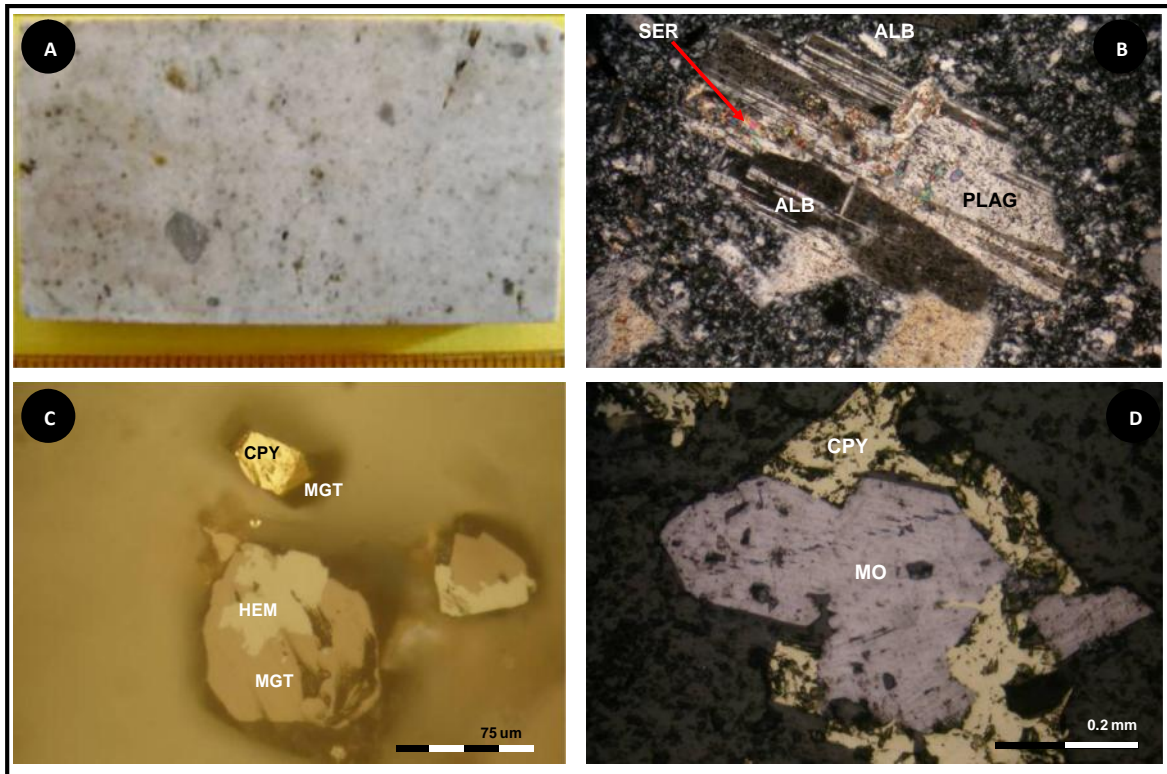


Lámina 29. A: Imagen de pórfido con alteración parcial a albita (roca blanqueada). B: Fotomicrografía de feldespatos débilmente albitizados. C: Fotomicrografía con la asociación mineral metálica con escasa calcopirita, magnetita-hematita. D: Cristal de molibdenita sobrecrecido por calcopirita.

2.1.6.8 Asociación de Alteración Arcillas Selectiva (SArc)

El desarrollo de arcillas como alteración selectiva junto a importantes porciones de sericita está asociado a los cuerpos de chimeneas subvolcánicas y localmente en las partes altas de las brechas tardías (BXTTO) o pórfidos tardíos como Pórfido Don Luis (Lámina 30).

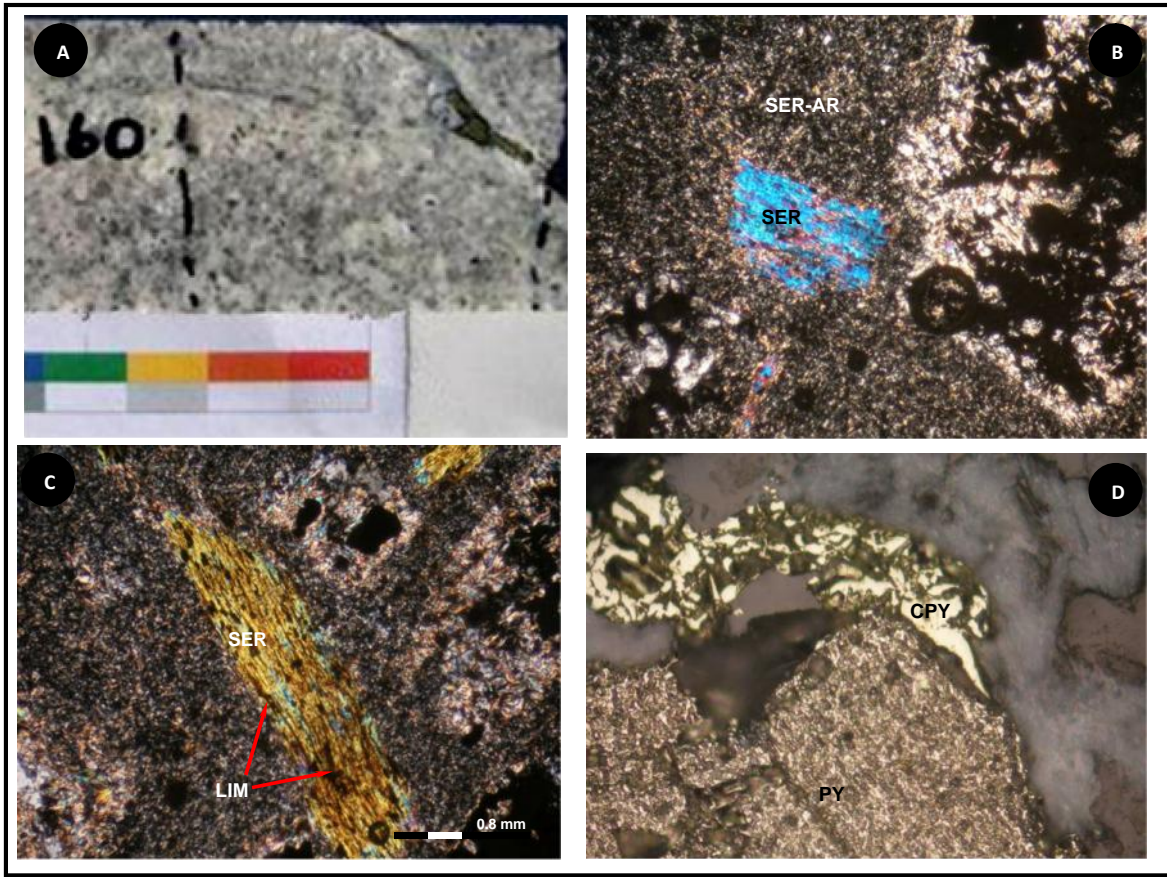


Lámina 30. A: Imagen de pórfido con alteración parcial a sericita-arcillas (roca blanqueada). **B:** Fotomicrografía de feldspatos fuertemente sericitizados con sericita-arcillas afectando a la masa fundamental. **C:** Fotomicrografía con máfico alterado a sericita con feldspatos alterados fuertemente a sericita y arcillas, notar que la masa posee alteración débil. **D:** Fotomicrografía de pirita asociada con calcopirita en asociación sericita-arcillas.

2.1.6.9 Asociación de Alteración Biotítica Penetrativa (BIOT)

Esta asociación en se caracteriza por una alteración potásica biotítica penetrativa en granodioritas y dioritas asociada a una destrucción de la textura de la roca 15-20% (Lámina 31). La biotita es el mineral dominante y se encuentra en equilibrio con feldespato potásico, anhidrita, magnetita, cuarzo, sericita (Lámina 31 B), sericita verde y corindón y sus modos de ocurrencia principal son como matriz o cemento de brechas (fundamentalmente unidades BXB, BXPR, BXSK y BXT), en vetillas tempranas tipos “EB-EBT” y en rocas con alteración de biotita penetrativa masiva alterando totalmente a

los minerales máficos de la roca, comúnmente formando cúmulos con desarrollo de texturas oclares (cúmulos semi circulares de biotita con halos de sericita y/o feldespato potásico) y, en menor medida, a feldespatos. En el caso de la matriz de brechas, hay que considerar que la biotita no solo actúa como cemento, sino que produce un reemplazo total/parcial de la matriz y además genera alteraciones homogéneas en los fragmentos de la brecha.

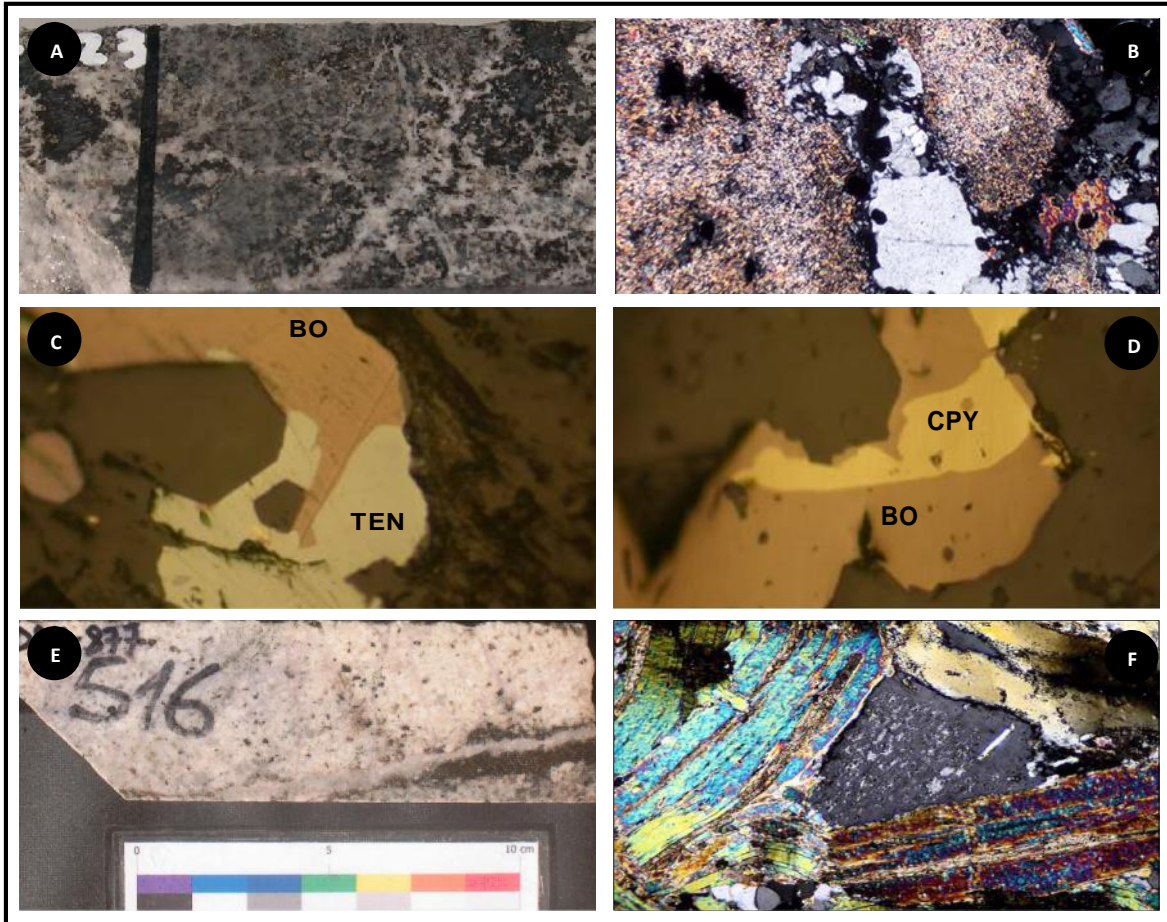


Lámina 31. A: Imagen macroscópica de intrusivo posiblemente una granodiorita de biotita, con alteración parcial a fuerte a feldespato potásico, biotita secundaria con sericita y anhidrita asociada provocando microbrechización. **B:** Fotomicrografía de feldespatos fuertemente alterados a biotita y sericita asociado a cuarzo y feldespato potásico. **C:** Fotomicrografía de asociación de mena con calcopirita (CPY) reemplazada por bornita (BO) en textura de caries. **D:** Grano Bornita (BO) reemplazada por tenantita (TEN), en textura de caries. **E:** Pórfido Dacítico de biotita compuesto por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita posee una vetilla de relleno cuarzo y anhidrita con halo de biotita y feldespato potásico. **F:** Cristales de biotita y K feldespato en el halo de la vetilla.

La mena asociada a este tipo de alteración está esencialmente diseminada, aunque en algunos casos la mineralización en vetillas es significativa incluyendo calcopirita, con menor bornita, tennantita (Lámina 31 C-D) y pirita escasa. En este ambiente es frecuente observar set de vetillas tempranas a intermedias que incluyen un volumen mayor a 15-20 % tipos “EB” ± “EBT” ± “A” ± “B” y/o > 15 % tipo “C” y mucho menor proporción de vetillas tardías (menor a 5-10% tipos “D-E”).

2.1.6.10 Asociación de Alteración Feldespato Potásico Penetrativa (FK)

Esta asociación de alteración agrupa a una paragénesis mineral compuesta por feldespato potásico (Lámina 32), cuarzo, albita, biotita, sericita, anhidrita, magnetita y sericita verde y sus modos de ocurrencia principal son como matriz o cemento de brechas (fundamentalmente unidades BXSK, BXPR o BXB), en vetillas tipo “A” y tipos “EB-EBT” (Lámina 32 E-F), además zonas con alteración penetrativa y textura de flujo (Lámina 32 A-B), con feldespato potásico-cuarzo penetrativo de aspecto pseudo aplítico, y finalmente también se encuentra esta alteración en bordes de los fragmentos de brechas con matriz de feldespato potásico-cuarzo (BXSK). La mena asociada a esta alteración es esencialmente calcopirita, con común presencia de bornita, tennantita y molibdenita (Lámina 32 C-D-F), pirita escasa o ausente.

2.1.6.11 Asociación de Alteración Sericita Gris Verde Penetrativa (SGV)

La asociación sericita gris verde es una de las asociaciones de minerales de alteración principales del sector Don Luis. Se manifiesta en rocas cajas granodioríticas (Lámina 33 A), brechas y pórfidos (Lámina 33 G), agrupando a minerales esencialmente del tipo filosilicatos como micas verdes (phengita, celadonita) y sericita propiamente tal (muscovítica).

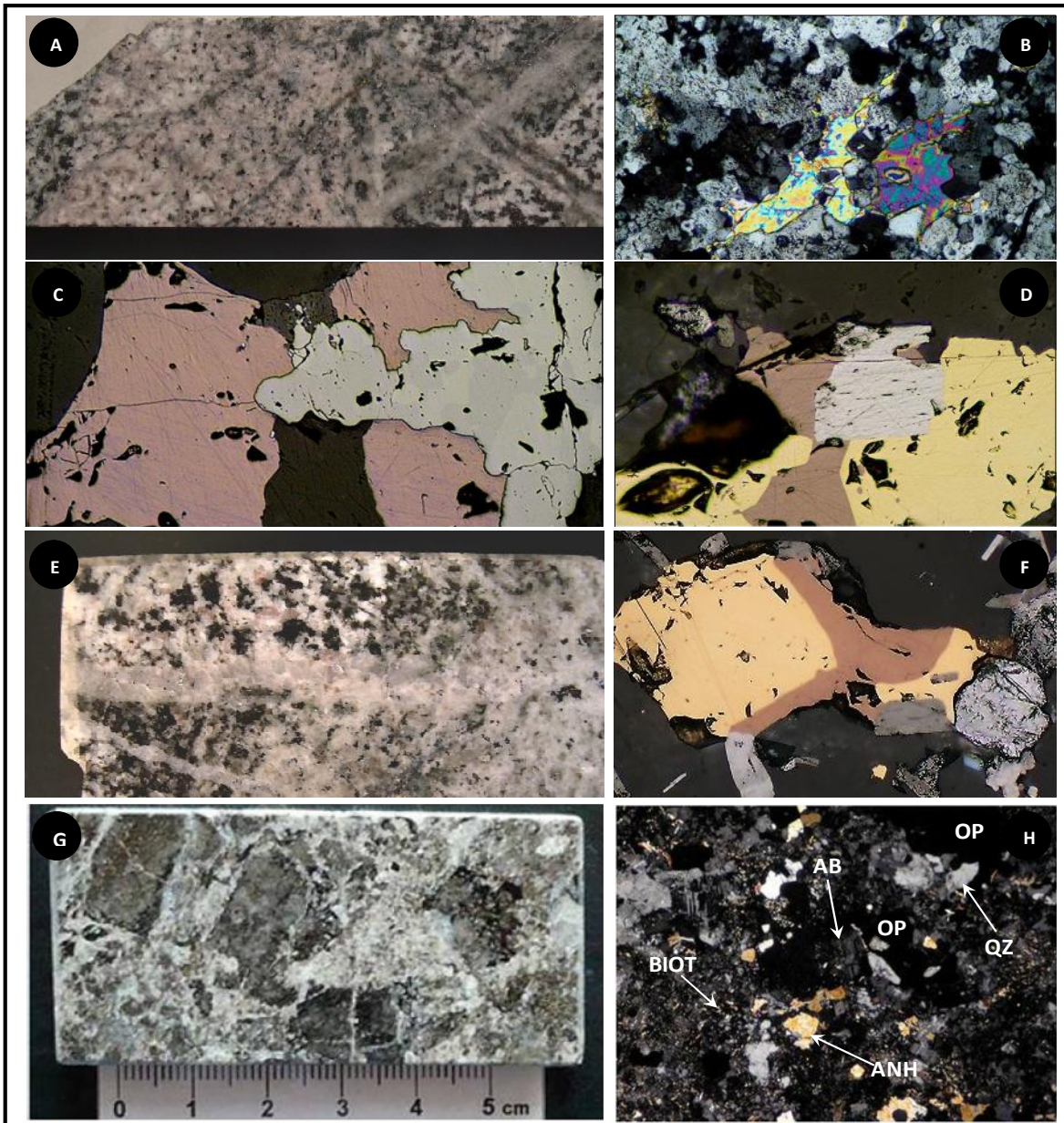


Lámina 32. **A:** “Flooding” de feldespato potásico y cuarzo truncando vetillas tempranas. **B:** Aspecto general del agregado microgranular de K feldespato y anhidrita que reemplaza a la granodiorita (A). **C:** Agregado anhedral de bornita en el sector de “flooding” feldespato potásico. **D:** Calcopirita, bornita y molibdenita entrecrecidas en el halo de feldespato potásico. **E:** Vetilla de feldespato potásico, cuarzo, biotita, calcopirita, bornita y molibdenita con halo de sericita, biotita, cuarzo, feldespato K. **F:** Calcopirita y bornita relacionadas mediante textura de entrecrecimiento con molibdenita. **G:** Brecha compuesta por fragmentos de brecha de turmalina y granodiorita, inmersos en una matriz de biotita, feldespato potásico y/o albita más polvo de roca. **H:** Sector de la matriz constituido por feldespato potásico, albita, anhidrita y opacos, con presencia de una fina diseminación de biotita reemplazando a los feldspatos.

Localmente en la asociación sericita gris verde se ha observado proporciones importantes de clorita, biotita flogopítica (verde), magnetita y contenidos menores de anhidrita, cuarzo y feldespatos potásicos. La sericita de esta asociación tiende a ser más gruesa que la sericita de la asociación cuarzo-sericita (Láminas 33 B-D-H). Sus principales modos de ocurrencia están representados en vetillas “C” (Láminas 33 C-E-G) con destrucción total de la textura original, alteración masiva del polvo de roca de la matriz de brechas y alteración de clastos de brechas. La mena asociada a esta alteración es distintivamente calcopirita, con menor pirita (Lámina 33 F) y bornita, esta última mayormente asociada a la cantidad de micas verdes y feldespatos potásicos en las zonas profundas del depósito. Esta asociación de mena grada a pirita en las porciones superiores y en los márgenes del depósito.

2.1.6.12 Asociación de Alteración Cuarzo-Sericítica Penetrativa (QSP)

Esta asociación de alteración está definida esencialmente por cuarzo, illita-sericita (sericita de aspecto sucio de grano muy fino), con cantidades variables de arcillas (caolinita, esmectitas), carbonatos, yeso y limonitas. Sus principales modos de ocurrencia están representados en las vetillas tipos “D” (Lámina 34 D-E) y “E” con reemplazo total de la roca pero sin destrucción de su textura (pseudomorfos), alteración del polvo de roca de la matriz de brechas, alteración de clastos de brechas. También puede presentarse como alteración pervasiva en granitoides (Lámina 34 D). Comúnmente termina obliterando por completo la textura de la roca original, pero en pórfidos (Lámina 34 A), a pesar de alterar por completo a la roca, tiende a conservar su textura al mantener el aspecto porfídico de la roca con fenocristales pseudomorfizados. La mena asociada a esta alteración es esencialmente pirita, con menor calcopirita (Lámina 34 D-F) y común presencia de sulfosales de cobre (Sb y/o As) y esfalerita ± galena.

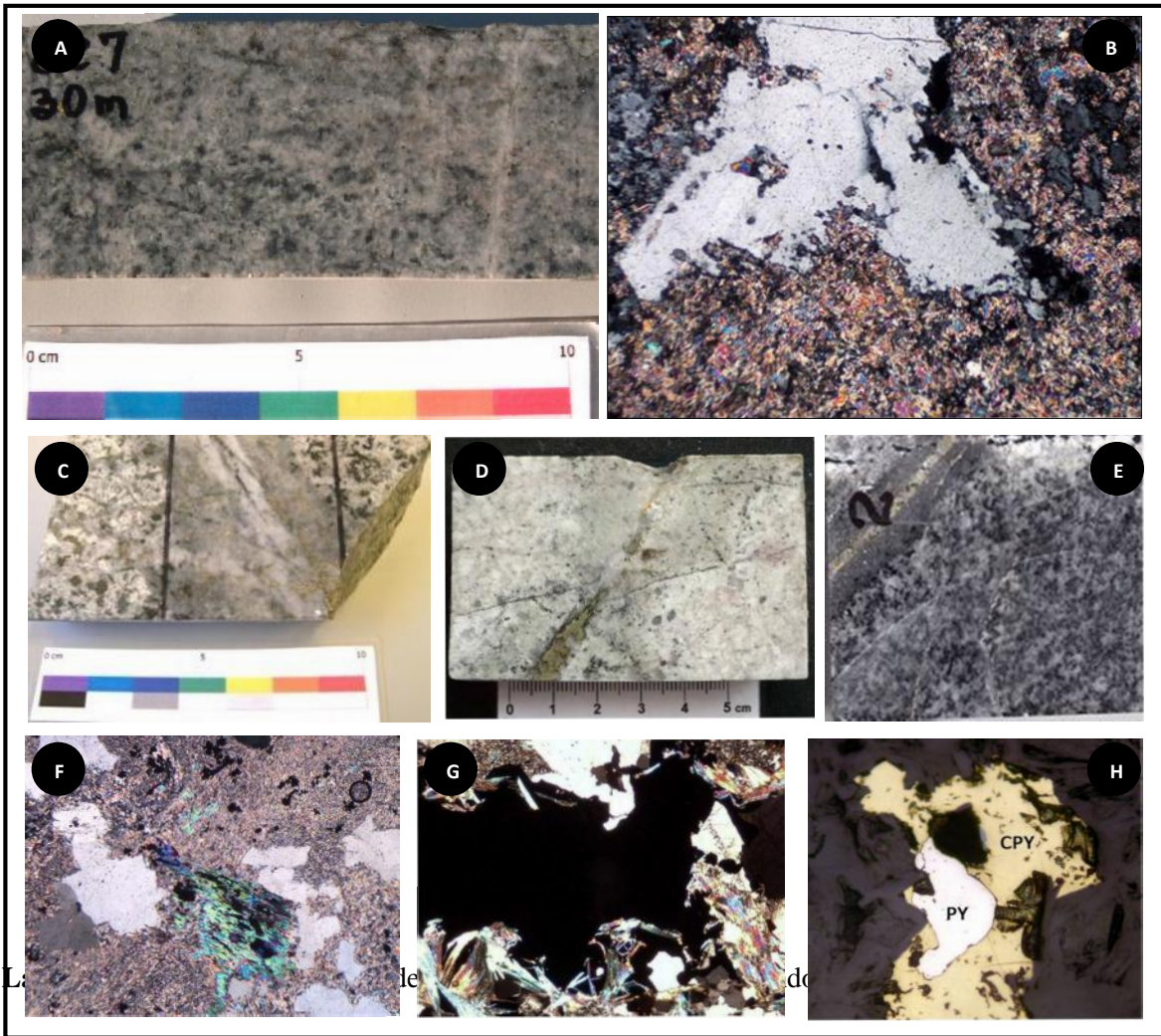


Lámina 33. **A:** Aspecto de alteración sericita gris verde masiva afectando a granodiorita. **B:** Roca alterada fuertemente a sericita y feldespato potásico en forma local, cuarzo intersticial y pseudomorfos de biotita alterada a biotita secundaria y escasa flogopita. **C-D:** Muestra aspecto de granodiorita cortada por vetilla de cuarzo con halo compuesto por sericita gris verde, a nivel microscópico se observa parte de la granodiorita dentro del halo de sericita, con cristal de biotita alterado a sericita muscovítica. **E-F:** Vista general de diorita cortada por vetilla de halo sericita gris, la vetilla con halo de sericita (SER) y sutura de cuarzo (QZ), anhidrita (ANH), pirita (PY) y calcopirita (CPY). **G-H:** Muestra en pórfido PDL exhibiendo vetillas de halo sericítico en rocas leucocráticas. Bajo microscopio se observa la vetilla con relleno de opacos (calcopirita) se observan intercrecidos con la sericita y cuarzo.

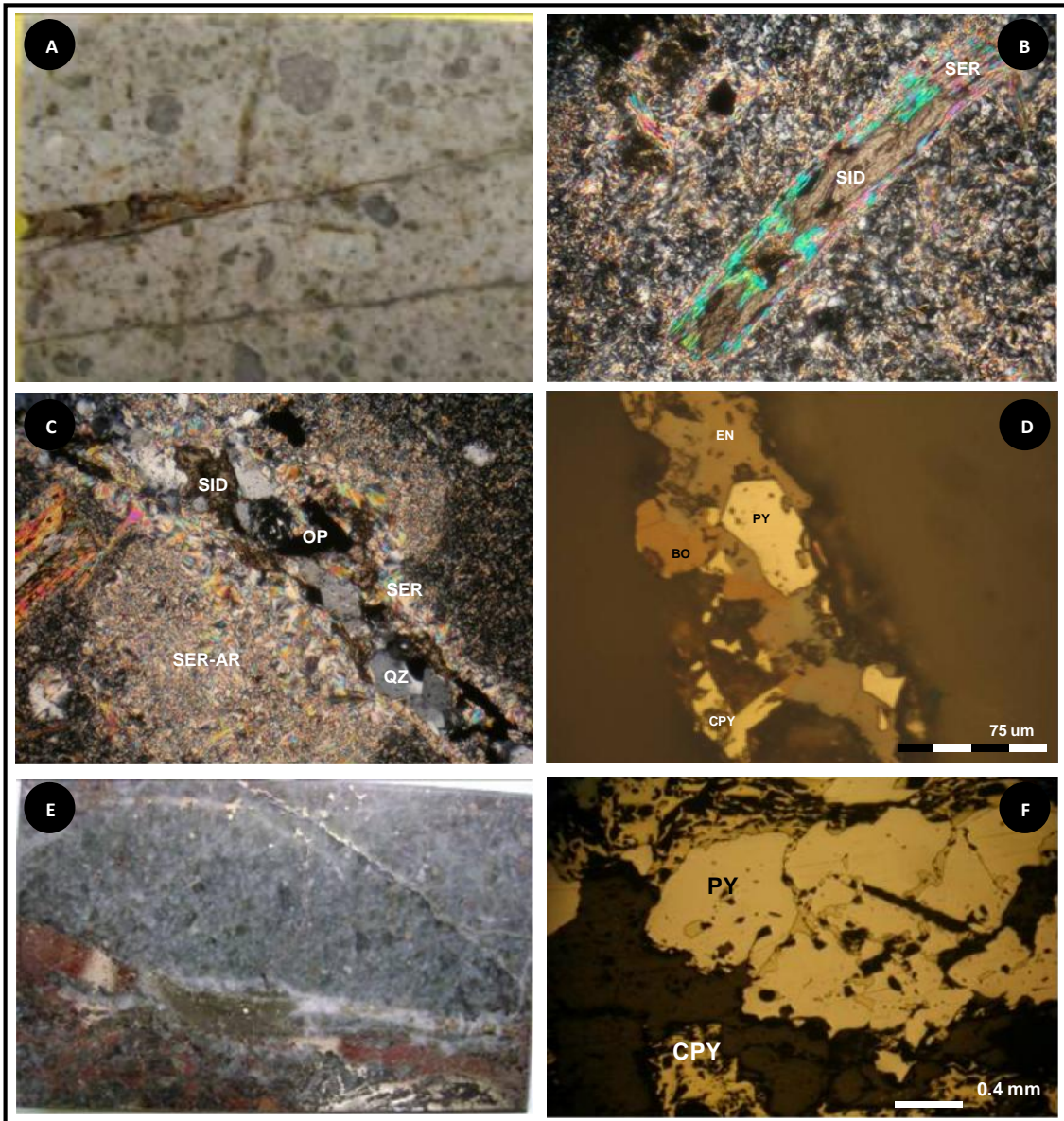


Lámina 34. **A:** Pórfido dacítico afectado por alteración cuarzo-sericita-arcillas-carbonatos. **B:** Fenocristal de biotita alterado a sericita y a calcita del tipo siderita, notar que también en la masa fundamental se desarrolla sericita fina **C:** Vetilla con sutura central rellena con cuarzo, sericita, calcita siderita y opacos. El halo de alteración está compuesto por sericita y arcillas (caolinita). **D:** Fotomicrografía de la sección pulida con pirita reemplazada por bornita y enargita, en "textura de caries". **E:** Granodiorita obliterada por alteración cuarzo sericita asociada a vetilla de trazado irregular con presencia de pirita, magnetita, hematita, cuarzo, calcopirita. El halo está compuesto de arcilla, clorita, sericita y disseminación de sulfuros. **F:** Asociación de mineralización conteniendo pirita reemplazada por calcopirita, en textura de caries y brechización.

2.1.6.13 Asociación de Alteración Arcillas Penetrativa

Esta asociación mineral está definida esencialmente por los minerales illita-sericita, caolinita, limonitas y esmectitas además de carbonatos (Lámina 35). Este tipo de alteración ocurre esencialmente en zonas someras, asociadas a zonas de falla o a zonas de brechas tardías como la brecha de chimenea dacítica (BXCHDAC) o brecha de turmalina y polvo de roca tardía (Lámina 35 H). Se ha reconocido una asociación caracterizada por la presencia de alteración parcial o total de los feldspatos “pseudomorfos” (sin destrucción de textura original) por arcillas esmectíticas verdes o montmorillonita y máficos con reemplazo de clorita-sericita-arcillas y también especularita. Esta asociación se conoce en la literatura como “*Intermediate argillic alteration*” o “SCC” referido a sus componentes esenciales (Sericite, Clays and Chlorite). Esta asociación se ha reconocido comúnmente asociada a craquelamientos o en los clastos de la unidad brecha de hematita (BXHEM) (Lámina 35 A-D-F). La mena asociada a esta alteración es esencialmente pirita ± calcopirita (Lámina 35 C-I) ± bornita y sulfosales de cobre enargita-luzonita y localmente esfalerita, (Lámina 22).

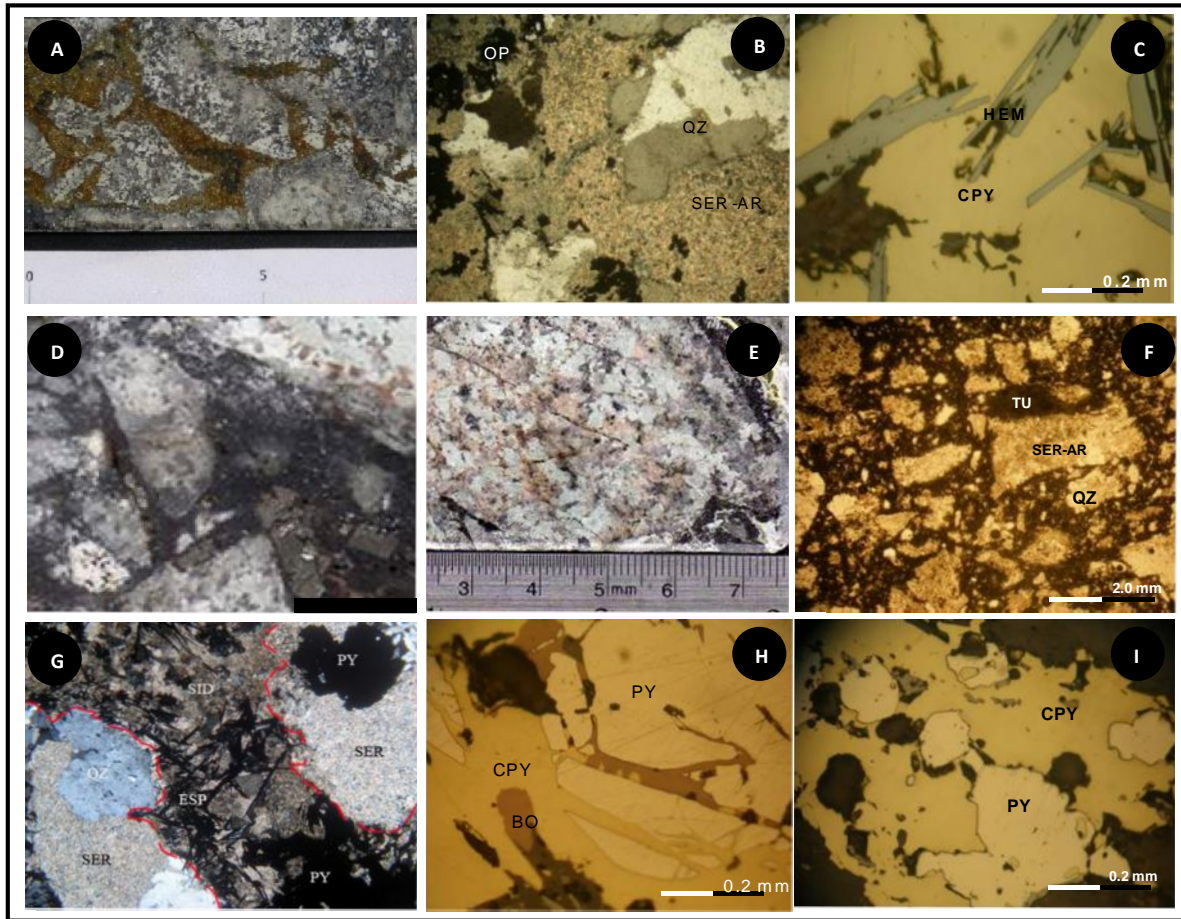


Lámina 35. A: Brecha de matriz especularita-sulfuros con alteración cuarzo-sericita-arcillas-carbonatos. **B:** Fotomicrografía de fragmento en brecha BXHEM afectado por una alteración pervasiva compuesta por (+) sericita, (+) arcillas del tipo caolinita, (+) cuarzo y (-) anhidrita. **C:** Imagen de mineralización metálica asociada a la matriz con calcopirita sobrecreciendo a cristal de hematita especular. **D-E:** Brecha de hematita con bajo porcentaje de matriz (10%) de especularita, polvo de roca y carbonatos. Se destaca matriz compuesta de siderita, especularita y pirita como mineral opaco de fragmentos indiferenciados con sericita penetrativa, cuarzo con pirita diseminada como mineral opaco. **F-G:** Brecha de matriz de hematita especular, siderita, sericitas y calcopirita con menor cantidad de pirita y bornita. En la Fotomicrografía se observa pirita reemplazada por calcopirita y bornita, en textura de caries y brechización. **H-I:** Brecha polvo de roca-turmalina (BXTTO), polimíctica matriz soportada de turmalina, con fragmentos dominante de pórfido dacítico, menor granodiorita indiferenciada, afectados por intensa alteración cuarzo-sericita a sericita-arcilla. La Fotomicrografía refleja la asociación de mena con calcopirita y pirita.

2.1.7 Relaciones de Temporalidad

2.1.7.1 Generalidades

La edad relativa en los sistemas de pórfido, en el contexto de las asociaciones minerales, tipos de vetillas, intrusiones porfídicas y sistemas de brechas múltiples, es un tópico que ha adquirido importancia creciente, puesto que anteriormente estas características estaban suscritas a la definición de la paragénesis mineral de un determinado depósito, especificando la abundancia mineral en el tiempo. Wallace et al. (1968) utilizaron los contactos intrusivos para establecer las edades relativas de alteración y mineralización del depósito de Mo Climax (Seedorf & otros, 2005).

Las intrusiones en sistemas de pórfido de cobre comprenden varias facies (Kirkham, 1971; Gustafson, 1978), las cuales pueden haber ocurrido en distintos momentos respecto de los procesos de alteración/mineralización: inmediatamente antes (pórfidos preminerales), durante (pórfidos interminerales), cerca del final (pórfidos tardi minerales), o después (pórfidos post minerales). Gustafson & Hunt (1975) hicieron hincapié en la importancia del tiempo en todos los aspectos de la alteración hidrotermal y mineralización respecto a la paragénesis de intrusiones en el yacimiento El Salvador. Como resultado de esto, y últimamente con las herramientas de isotopía para dataciones geocronológicas, ha permitido establecer un nuevo esquema paragenético, llamado un diagrama espacio-tiempo (Seedorff, 1988; Proffett, 2003a).

Los criterios más utilizados en la determinación de edades relativas comprenden las relaciones de corte entre set de vetillas, determinación de bordes de enfriamiento entre intrusiones, fragmentos de facies de pórfidos dentro de otras, temporalidad en fragmentos de brechas, vetillas truncadas por los pórfidos más jóvenes, etc.

Una implicancia práctica de reconocer las secuencias inversas de las edades relativas de las vetillas, vale decir que vetillas tempranas corten a vetillas tardías, es que indican que otra fuente de mineralización de valor o centro intrusivo está próxima.

2.1.7.2 Edad Relativa en Sistemas de Vetillas

El criterio más ampliamente utilizado para determinar la edad relativa entre set de vetillas corresponde a las relaciones de corte entre éstas y la evidencia más notable de ello ocurre cuando existe asociado al corte un desplazamiento relativo de éstas (Lámina 36 A-B-C).

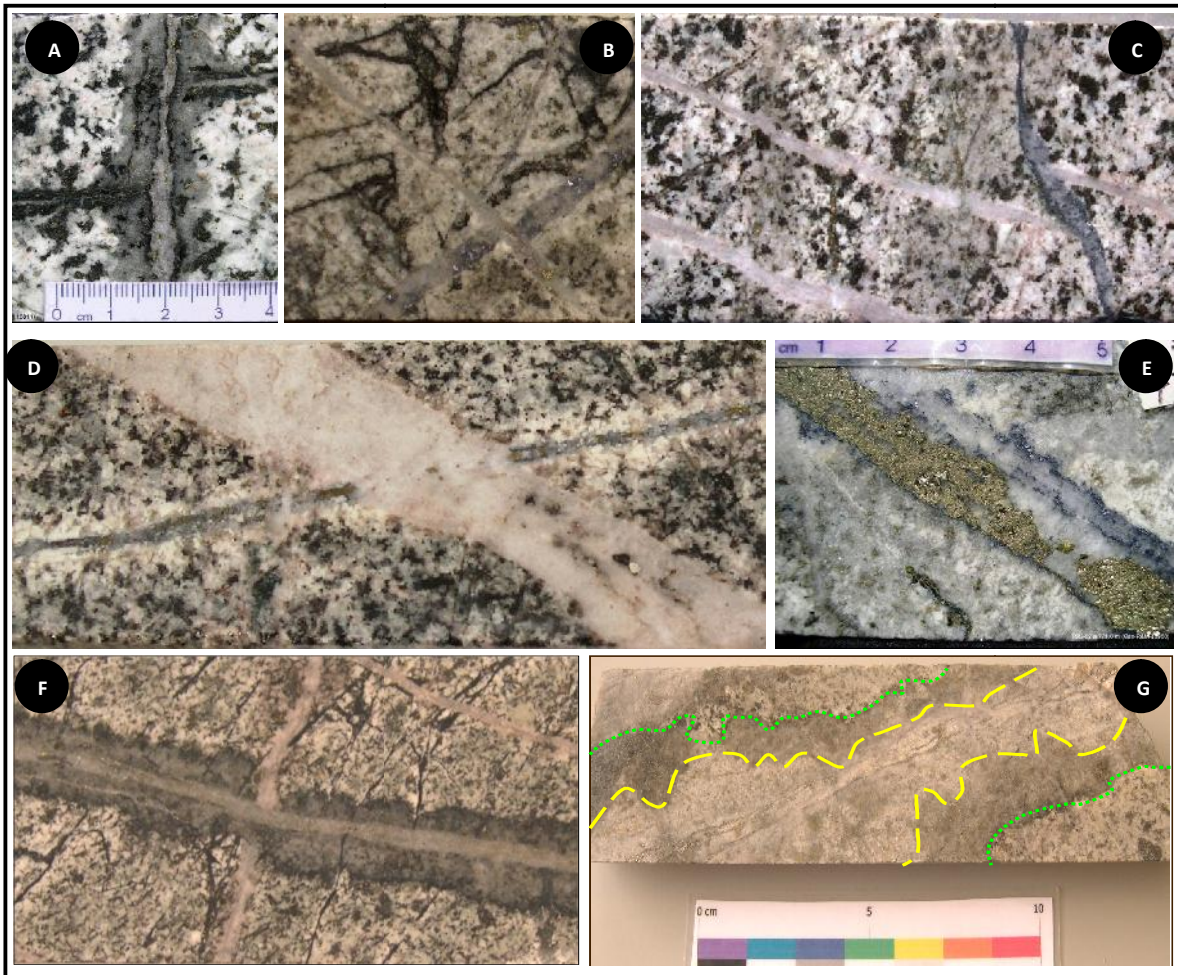


Lámina 36. **A:** Vetilla de halo compuesto por biotita y sericita gris cortando y desplazando a vetilla de halo biotita. **B:** Vetilla de cuarzo y posible halo de feldespató (albita) con sulfuros desplazando vetillas de cuarzo molibdenita. **C:** Vetillas de cuarzo y feldespató potásico cortando vetillas finas de biotita y posteriormente estas se encuentran a su vez cortadas y desplazadas por vetilla de cuarzo molibdenita. **D:** Vetilla de cuarzo y feldespató cortada por una vetilla de cuarzo, sulfuros y débil halo de sericita blanca. El corte se visualiza por una pequeña tonalidad del relleno de la estructura más joven que continúa hacia el otro extremo. **E:** Sobreimposición de relleno de pirita en vetilla de cuarzo-molibdenita. **F:** Vetilla de relleno biotita y sericita cortada y levemente desplazada por vetilla de cuarzo-feldepato y posteriormente todo cortado por vetilla de cuarzo y sericita gris que aparenta rellenar a la primera estructura. **G:** Reapertura de relleno de vetilla de halo sericita gris verde por relleno de pirita con halo sericita blanca

La inspección detallada en muestras de mano puede entregar antecedentes preliminares cuando no ha existido movimiento relativo (Lámina 36 D-E-F-G). Existen numerosos casos de reutilización de estructuras más jóvenes en aquellos espacios de debilidad de las vetillas más tempranas (Lámina 36 E-F-G) o de casos en los cuales es muy poco perceptible el desarrollo de relleno y/o halo, dada la composición de ambos respecto del relleno inicial (Lámina 36 D).

2.1.7.3 Edad Relativa en Pórfidos

Existen diversos criterios para observar macroscópicamente la relación de corte entre dos unidades litológicas, los cuales son utilizados cuando el contacto entre las litologías es bien definido ya sea nítido regular o irregular. Las relaciones más utilizadas es la presencia de vetillas truncadas, vetillas de cuarzo refractarias, bordes de enfriamiento, alineación de fenocristales, truncamiento de cristales, presencia de xenolitos y/o cambios en la alteración/mineralización entre ambas unidades.

Truncamiento de Vetillas: Este tipo de relación es un criterio de primer orden al establecer la temporalidad de intrusivos, además proporciona la edad aproximada del truncamiento al observar la vetilla más joven truncada (Lámina 37), para ello es importante notar explícitamente el tipo de vetilla que está siendo truncada (Lámina 37 A-B-D). Este criterio puede ser extrapolado a matrices de brechas que trunquen vetillas contenidas en los fragmentos de las rocas de caja (Lámina 37 D).

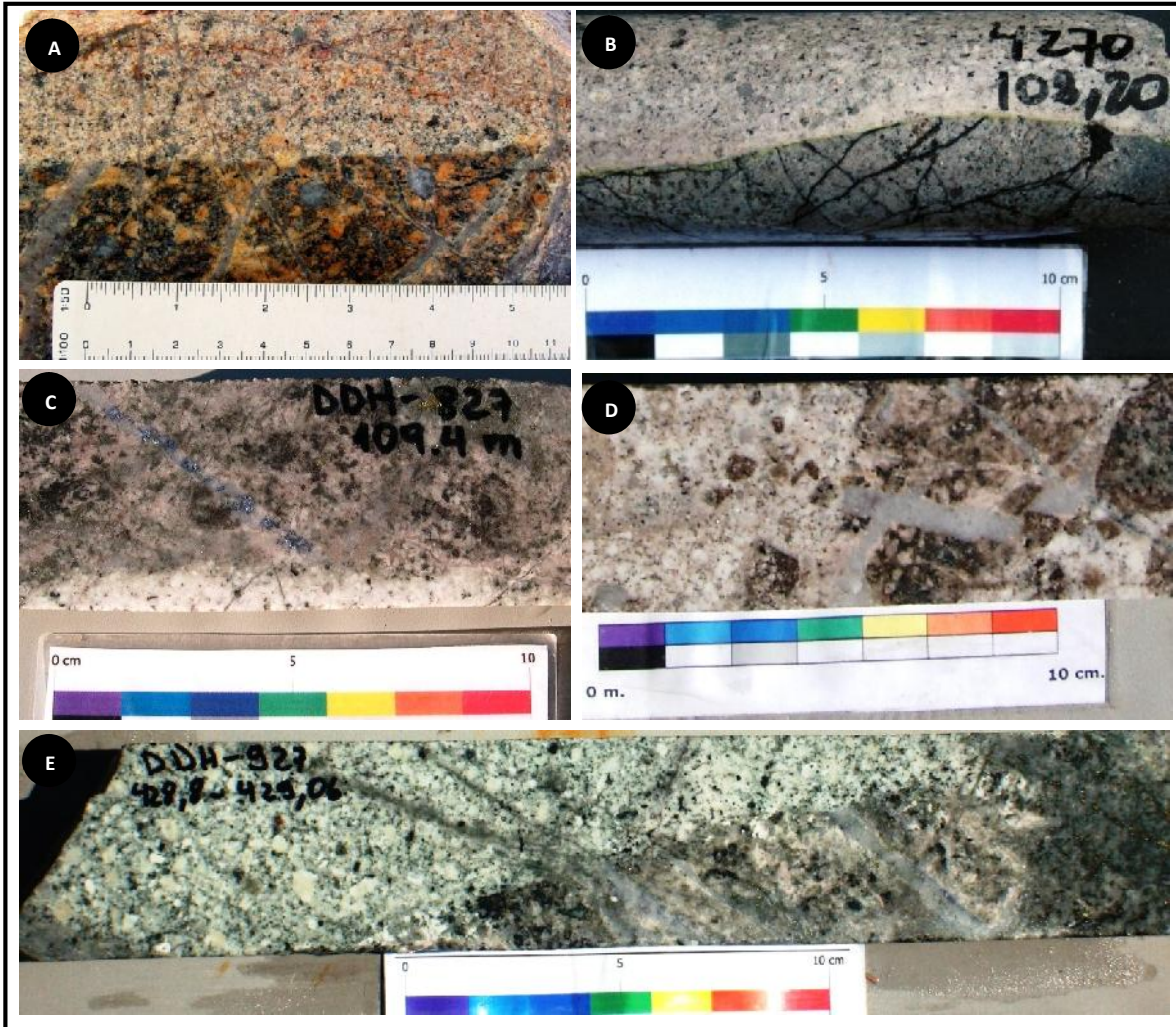


Lámina 37. **A:** Pórfido Tonalítico de biotita truncando vetillas de cuarzo con halos de feldespato (Prospecto Puntillas-Galenosa). **B:** Vetillas de turmalina cortadas por pórfido dacítico Don Luis (PDL). **C:** Vetilla de cuarzo-molibdenita emplazada en brecha recristalizada, truncada por facie de Pórfido Cuarzo Monzonítico (PQM). **D:** Fragmentos de roca de caja biotitizados con vetillas truncadas de cuarzo. **E:** Set de vetillas de cuarzo-molibdenita emplazadas en granodiorita se encuentran truncadas por pórfido cuarzomonzonítico (PQM).

Bordes de Enfriamiento: Este tipo de contacto exhibe una notable disminución del tamaño de los fenocristales al acercarse al cuerpo más antiguo (Lámina 38 A-B-C), debido al contraste de temperatura entre ambas masas de roca, de forma que la unidad más joven que intruye, se encuentra a una temperatura relativa más alta que la roca de caja (más antigua).

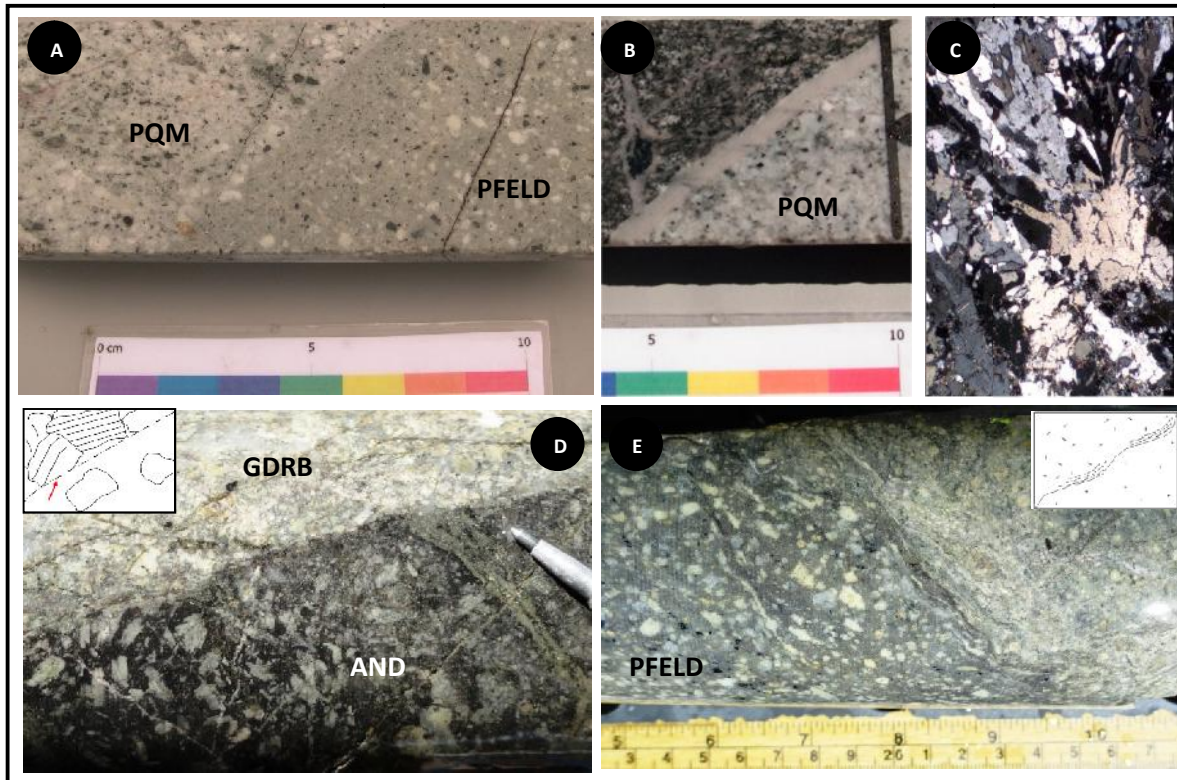


Lámina 38. A: Pórfido de tonalidad verdosa y composición dacítica (PFELD) cortando a pórfido tonalítico (PQM), en el contacto se observa un borde con finos cristales los cuales crecen en el sentido del desarrollo de la intrusión más joven (derecha). **B-C:** Pórfido PQM con un nítido borde de enfriamiento macroscópico, donde a nivel microscópico este corresponde a texturas granofíricas consistentes en entrecrecimiento de cuarzo y ortoclasa producto de enfriamiento de pórfido. **D:** Truncamiento de fenocristales en andesita porfídica (AND) intruida por granodiorita Río Blanco (GDRB). **E:** Alineación de fenocristales dada la fluidez del cuerpo más joven (PFELD) en el contacto con otro pórfido.

Alineación de Fenocristales: En este contacto se observa que la unidad más joven exhibe una orientación de sus fenocristales (feldespatos y/o minerales máficos) debido a la fluidez del magma más joven al desplazarse por la superficie de contacto con la unidad más antigua (Lámina 38 E). Hay que tomar en cuenta que este tipo de textura también se puede dar en zonas de deformación dúctil (milonitas), sin embargo en este caso la deformación afecta a ambas unidades.

Truncamiento de Cristales: Este tipo de relación se establece al observar que la nueva fase ígnea trunca cristales o fenocristales preexistentes (Lámina 38 D). Este criterio puede ser extendido a aquellas zonas de contacto entre brechas donde se observa que la matriz de una trunca fragmentos de la otra.

Presencia de Xenolitos: Los xenolitos de una roca presentes en otra pueden ser utilizados como un índice de la temporalidad de ambas unidades (Lámina 39). Hay que tener en cuenta que microdiques de una roca puede dar el aspecto de xenolito, por tanto aquellos fragmentos o xenolitos que exhiban vetillas truncadas, indudablemente son un mejor elemento para asignar temporalidad.

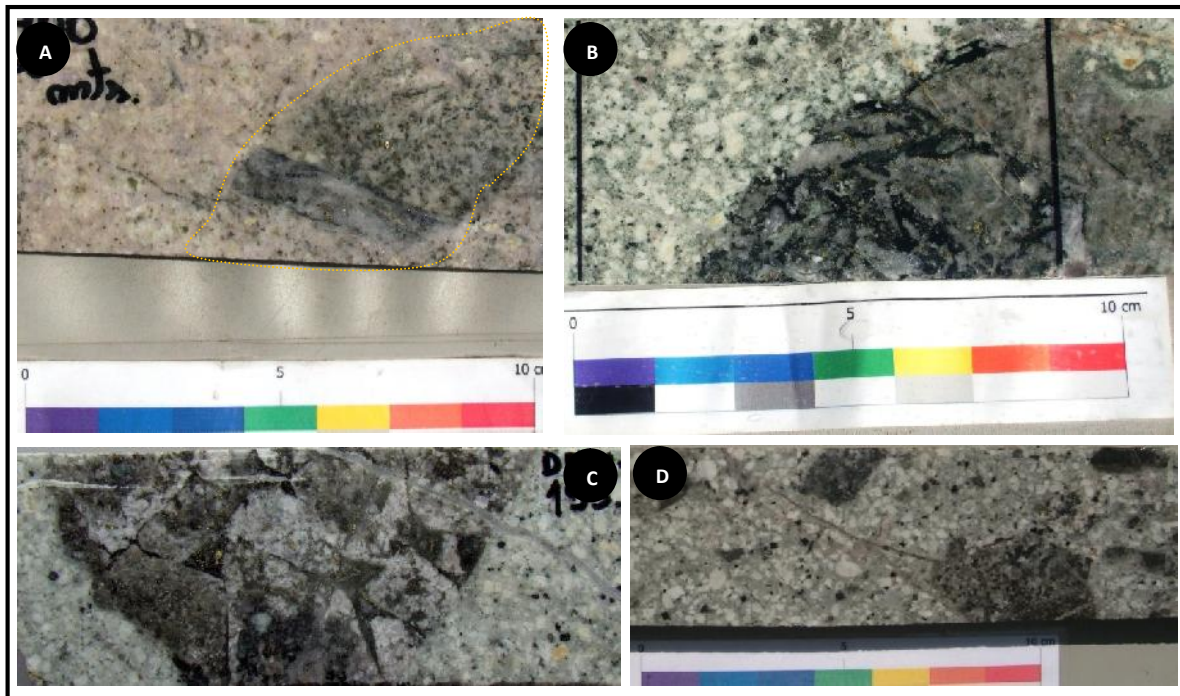


Lámina 39. A: Pórfido de composición dacítica (PQM?) contiene fragmentos de rocas de caja con vetilla de curzo-molibdenita truncada. **B:** Fragmentos de brecha de turmalina contenidas en PQM. **C:** Fragmentos de brecha de biotita contenidos en PQM. **D:** Xenolitos de rocas de caja biotitizadas contenidos en PFELD.

Diferencias en la Paragénesis (Alteración, Vetillas, Mineralización): Este criterio es indirecto a partir de la observación de dominios de alteración, stockworks o zona de sulfuros en dos unidades de contacto inferido o sellado por una estructura (vetas o fallas). Se debe establecer que una unidad posee una asociación de minerales de alteración más temprana que la otra, pudiendo inferir que una litología determinada donde predomina la asociación de alteración más temprana, potencialmente correspondería a la unidad más antigua.

Vetillas de Cuarzo Refractarias: La sola presencia de fragmentos de vetillas refractarias indica que la roca intrusiva (pórfido) que las aloja cortó un evento más temprano de vetillas de cuarzo. Estas prevalecen al no ser “digeridas” completamente por la fase más joven.

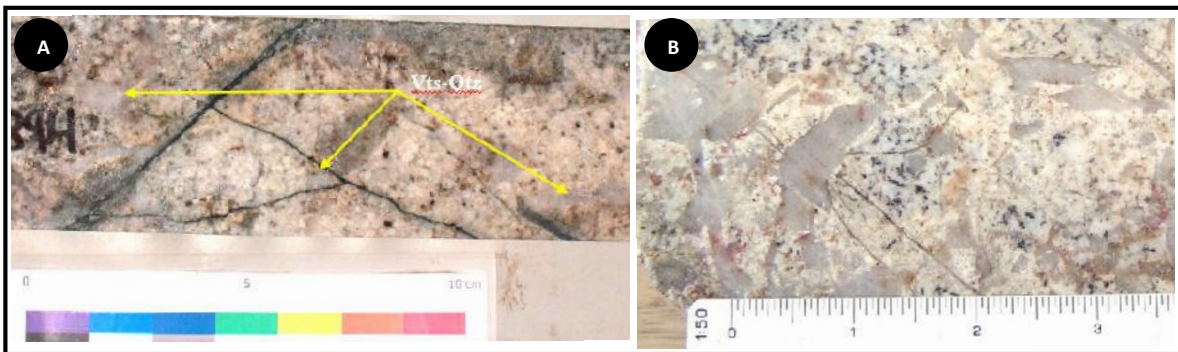


Lámina 40. A: Pórfido de composición dacítica (PQM?) contiene fragmentos de vetillas de cuarzo refractarias. **B:** Fragmentos de vetillas angulares con fragmentos de rocas de caja intruidos por una matriz ígnea de pórfido tonalítico (Prospecto Puntillas-Galenosa).

2.1.7.4 Edad Relativa en Brechas

Los cuerpos de brecha son complejos, sin embargo se puede establecer sus relaciones temporales mediante la observación de la composición de fragmentos (Lámina 41 A-B-D), vetillas truncadas en fragmentos (Lámina 41 B-C-D) y vetillas que cortan matriz y fragmentos (Lámina 41 D).

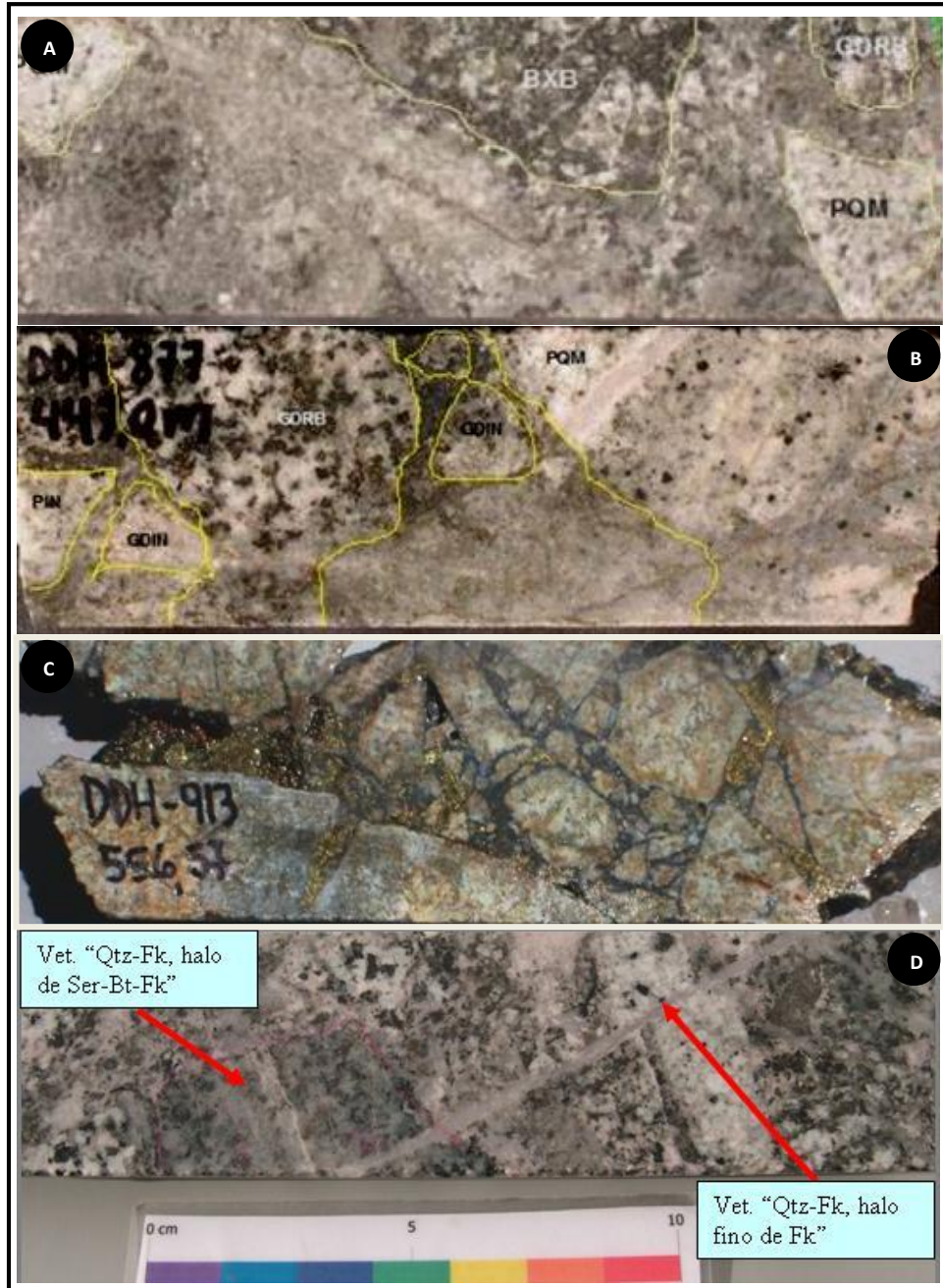


Lámina 41. A: Brecha de polvo de roca que contiene fragmentos de brecha de biotita (BxB) y fragmentos de pórfido (PQM) **B:** Brecha de polvo de roca que contiene fragmentos de pórfido PQM el cual posee una vetilla de cuarzo-feldespatos truncada y fragmentos de granodiorita con alteración a biotita (GORB) y a sericita gris (GDIN). **C:** Brecha de matriz turmalina con fragmentos con vetillas truncadas de relleno de sulfuros y halos de sericita gris verde. **D:** Fragmentos de vetillas tempranas de halos de sericita gris, feldespato y biotita con relleno de cuarzo y feldespato potásico, y de pórfidos (PQM), todos siendo cortados por vetillas de cuarzo y feldespato potásico.

La alteración homogénea se manifiesta en aquellas unidades en que es posible relacionar la alteración de los clastos producida por el paso de los fluidos que forman la matriz-cemento y por tanto pueden exhibir halos de alteración concéntricos desde su contacto con la matriz (Lámina 42).

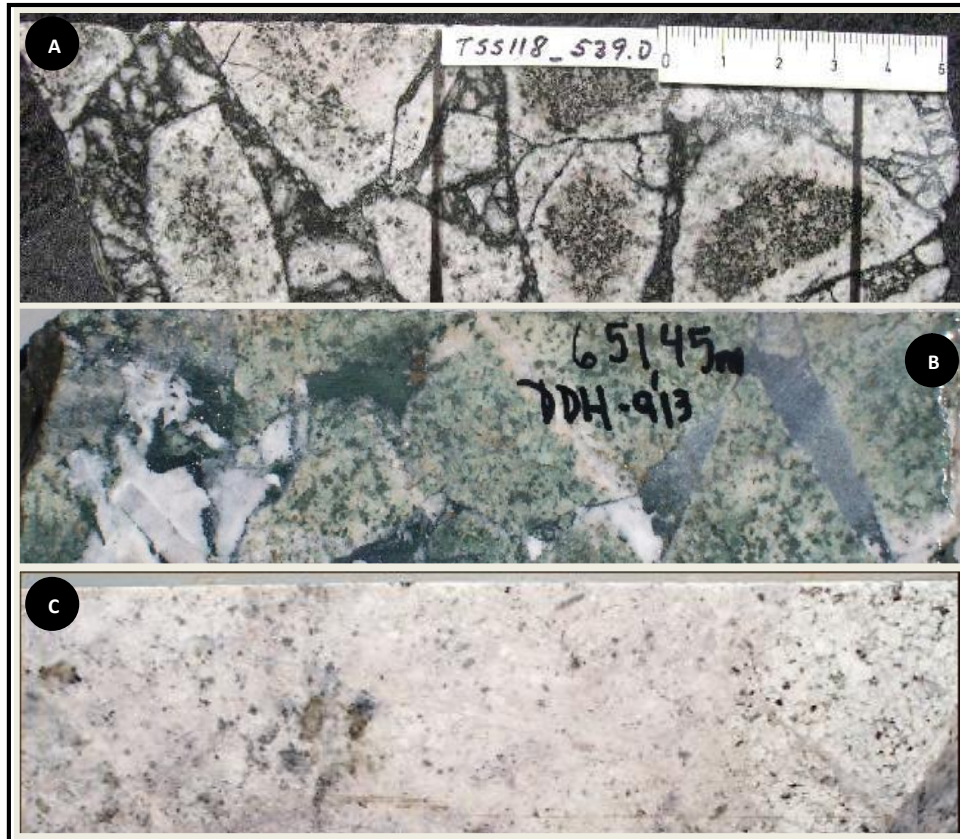


Lámina 42. A: Brecha de matriz turmalina y biotita cuyos fragmentos poseen alteración homogénea zonada de biotita al centro y borde de albita. **B:** Brecha de matriz anhidrita-especularita con alteración de los fragmentos a sericita-clorita y arcillas. **C:** Brecha de matriz polvo de roca recristalizado a cuarzo y feldespato potásico, se evidencia una alteración similar en los fragmentos de pórfido (PQM).

Por su parte, la alteración heterogénea implica que NO es posible relacionar la alteración de los clastos con el paso de los fluidos que forman matriz-cemento, sino que fueron alterados previamente o también podrían reflejar en brechas polimícticas que los clastos manifiestan diferentes grados de alteración dada su composición (Lámina 43).

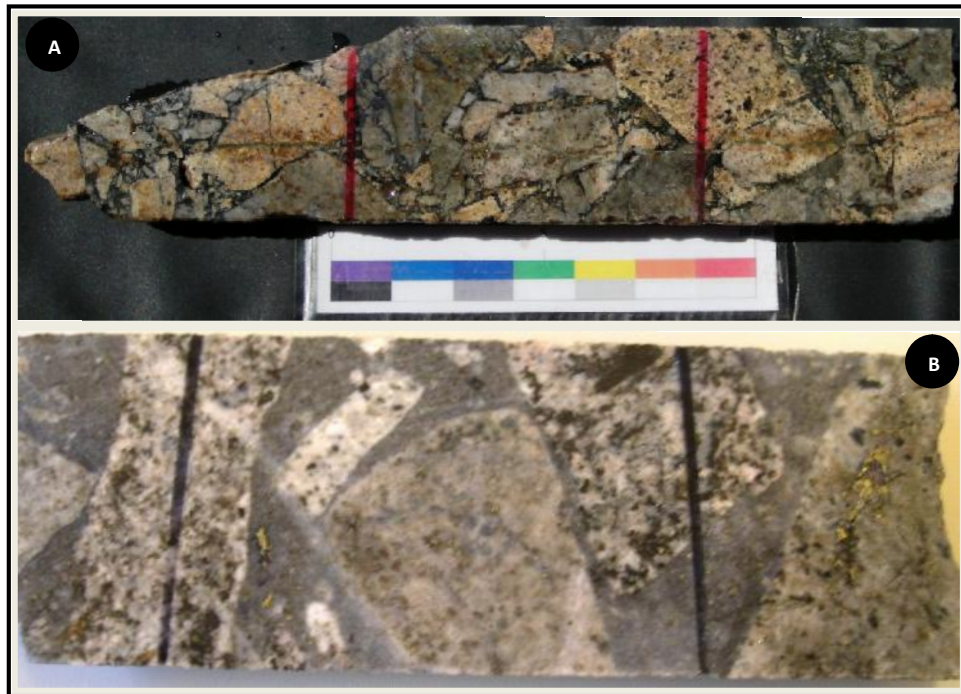


Lámina 43. A: Brecha de matriz turmalina con fragmentos poseen alteración a sericita gris verde y otros que mantienen la alteración de fondo, en este caso la brechización es al menos más joven que la alteración sericita gris verde. **B:** Brecha de matriz polvo de roca con fragmentos expresando distintas alteraciones de acuerdo a su composición y posiblemente en algunos de estos alteración heredada de procesos anteriores a la brechización.

Los efectos de mineralización en la brecha también pueden evidenciar relaciones de temporalidad respecto a la edad de la introducción de sulfuros. En algunos casos esta se produce antes de la brechización en forma de vetillas mineralizadas como en el caso de fragmentos de mineralización (Lámina 44 A-B). Por otra parte, existe mineralización que claramente postdata la formación de la brecha debido a redes de finas vetillas y diseminado traspasando los límites de matriz y fragmentos (Lámina 44 D) o como en otras ocasiones en las cuales la mineralización está íntimamente ligada a la formación de la matriz (Lámina 44 C).

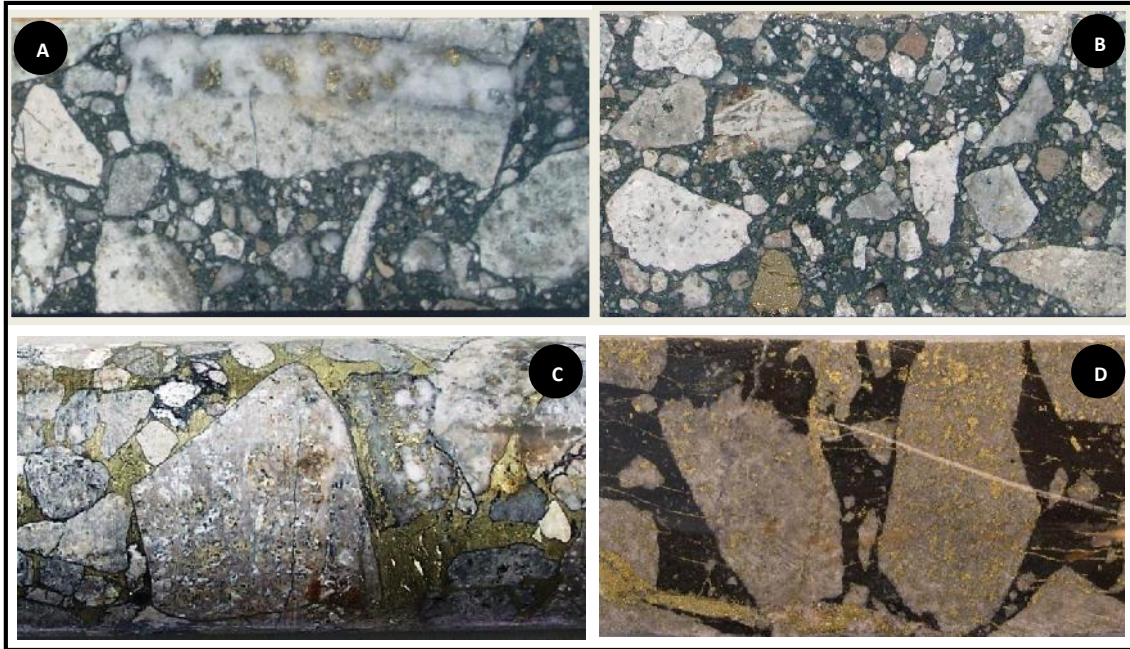


Lámina 44. A: Brecha de matriz turmalina con fragmentos de rocas de caja conteniendo vetillas de cuarzo-molibdenita sulfuros. **B:** Brecha de matriz turmalina con fragmentos de variadas rocas conteniendo un clasto subredondeado de sulfuros. **C:** Brecha polimictica en cuya matriz se han depositado como cemento la mineralización. **D:** Brecha de matriz turmalina con fragmentos posiblemente muy homogéneos en composición, con un evento de mineralización sobreimpuesto evidenciado por redes de vetillas finas de calcopirita y diseminado de la misma naturaleza que se expresa en la matriz y en fragmentos (altamente reactivos) generando una alteración homogénea.

III- GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO RÍO BLANCO

3.1 Generalidades

El área de estudio corresponde a un bloque estructural correspondiente a una cuenca extensional volcano-tectónica de edad Eoceno-Oligoceno asociada a bajas razones de subducción de la placa oceánica (Charrier & otros, 2002). Durante este período fueron depositados espesores cercanos a los 2.000 m de rocas volcánicas andesíticas con niveles piroclásticos y sedimentarios intercalados asociados a la Formación Abanico (Eoceno medio?-tardío a Mioceno) con abundantes intrusiones subvolcánicas relacionadas (Vergara & otros, 2004), las cuales en conjunto con los depósitos volcánicos de la Formación Farellones (Mioceno temprano-tardío) conforman los depósitos Cenozoicos pre-Plioceno. La Formación Abanico parece haber sido depositada en un ambiente extensional y que posteriormente habría sufrido una inversión tectónica. La extensión se habría desarrollado antes de los 36 Ma (Eoceno) en una corteza delgada y se extendió hasta el Mioceno temprano. La inversión de la cuenca ocurrió durante y después de los depósitos más jóvenes de la formación y fue controlada por fallas extensionales invertidas relacionadas al desarrollo de la cuenca. Este evento compresivo en Chile central está registrado entre los $25,2 \pm 0,2$ Ma hasta cerca de los $16,1 \pm 0,5$ Ma (Charrier y otros, 2002), al cual se asocia un engrosamiento cortical. En el área de Río Blanco la Formación Abanico posee plegamientos suaves asociados a fallas inversas de rumbo NNW y vergencia al este, sin embargo en gran parte del distrito se observa una secuencia homoclinal que miente suavemente al WSW (20° a 30° , Piquer, 2010). Al acercarnos al contacto oriental con rocas del mesozoico, estas rocas se encuentran fuertemente deformadas por fallas inversas que correspondieron a fallas normales de borde de la cuenca, ahora invertidas. Se han identificado estratos de crecimiento en los niveles piroclásticos y sedimentarios hacia el techo de esta formación, lo cual podría indicar que parte de la sedimentación podría haber sido transicional desde un ambiente extensional a compresivo durante el Mioceno.

El arco magmático del Mioceno está representado por la Formación Farellones (Figura 9) que en el área de estudio exhibe un sinclinal abierto con limbos que mantienen suavemente (8° - 16° WSW). Esta formación comprende tres miembros informales (Piquer, 2010), el miembro inferior consistente en rocas piroclásticas con intercalaciones de lavas de composición andesítica en la base, de edad Mioceno Inferior a partir de dataciones en circones reportadas por EMSA ($22,7 \pm 0,4$ Ma, U/Pb en circón), esta edad es consistente con las edades anteriormente obtenidas por Rivera (1996) y Rivano & otros (1985) mediante K/Ar de $17,7 \pm 2,8$ Ma y de 18 ± 4 Ma respectivamente. Este miembro sobreyace concordantemente o en discordancia angular a la Formación Abanico. El miembro intermedio de la Formación Farellones está compuesto mayoritariamente por flujos de lavas andesíticas con intercalaciones de rocas piroclásticas y lentes sedimentarios. La edad corresponde a Mioceno Inferior a Mioceno Medio a partir de dataciones U/Pb en circones ($16,87 \pm 0,045$ Ma). El miembro superior de esta formación está compuesto por secuencias de rocas piroclásticas de edad Mioceno Medio a Superior. Castelli & Lara (1999) reportan una edad para el techo de esta formación en el Cerro El Plomo al norte de Santiago de $6,6 \pm 0,8$ Ma (K/Ar).

La actividad magmática del Neógeno en la Cordillera Principal se emplaza en dos franjas paralelas al orógeno. Una franja intrusiva occidental de edad Mioceno Inferior que compone los batolitos Río Blanco-San Francisco (Figura 9) y el batolito del Río Colorado hacia el norte, ambos complejos intrusivos se asocian a la actividad de fallas de rumbo NW (Figura 10), del Sistema de Falla Río Blanco-Los Bronces-Sierra Bella (Silva & Toro, 2009, Piquer, 2010) responsable tanto del plegamiento de la Fm. Abanico y el miembro inferior de la Fm. Farellones (Figura 9), como también se observa controlando el ascenso y emplazamiento de los cuerpos de magma y brecha hidrotermal a los que se asocia la franja más rica en contenido de Cu-Mo del distrito Río Blanco – Los Bronces (Piquer, 2010). Por su parte la franja intrusiva oriental, 10 Ma más joven que la anterior, ligada a fallas inversas asociadas al sistema estructural NS asociado al corrimiento El Fierro-Falla Alto del Juncal, que ponen en contacto rocas de la Fm Abanico con rocas del Mesozoico (Piquer, 2010), interpretándose estas estructuras como fallas de borde de cuenca, ahora invertidas. Finalmente el sistema estructural NE, ha sido reconocido en el distrito como Falla El Salto (Venegas, 2003a) y detalladamente en el yacimiento Río Blanco (Skarmeta & otros, 2004),

pudiendo correlacionar este sistema con la falla Escondida del valle del río San Francisco (sector Los Bronces) y con la falla Lo Aguirre en el valle central. La intersección de este sistema de fallas con los sistemas NW y N-S anteriormente descritos, controla el emplazamiento de numerosos cuerpos de pórfido dacítico y riolítico, incluyendo aquellos asociados al yacimiento Río Blanco-Los Bronces y cuerpos subvolcánicos denominado Complejo Subvolcánico La Copa (Figura 9).

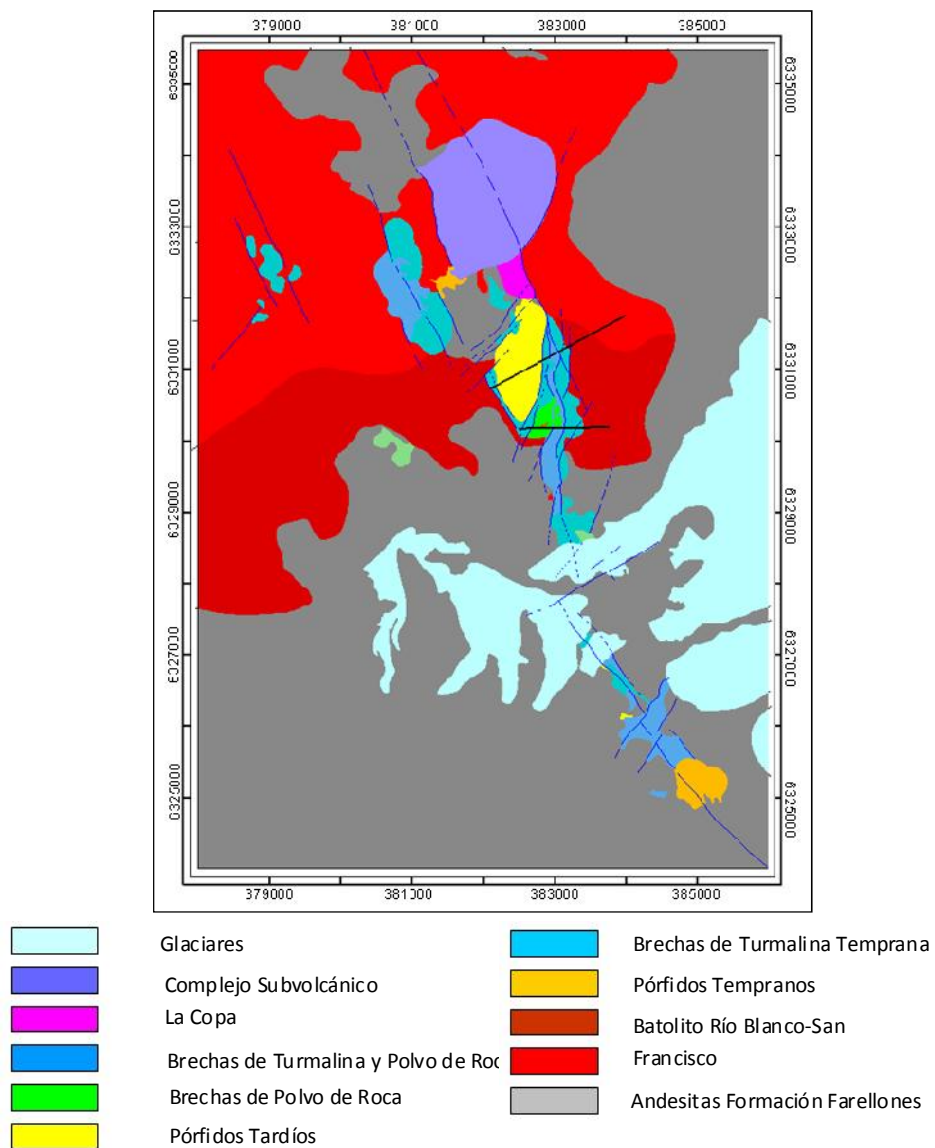


Figura 9: Mapa Geológico Distrito Río Blanco-Los Bronces.

El yacimiento Río Blanco comprende tres cuerpos mineralizados explotados en la actualidad, Río Blanco, Don Luis y Sur-Sur. El sector Río Blanco se ubica en el extremo Norte del yacimiento y corresponde a un cuerpo mineralizado elongado en dirección N30°W, de aproximadamente 1.500 m de largo y entre 250 y 800 m de ancho, con extensión en la vertical de aproximadamente 1.400 m, la continuidad de la mineralización en profundidad se ha confirmado bajo la cota 2000 m s.n.m.

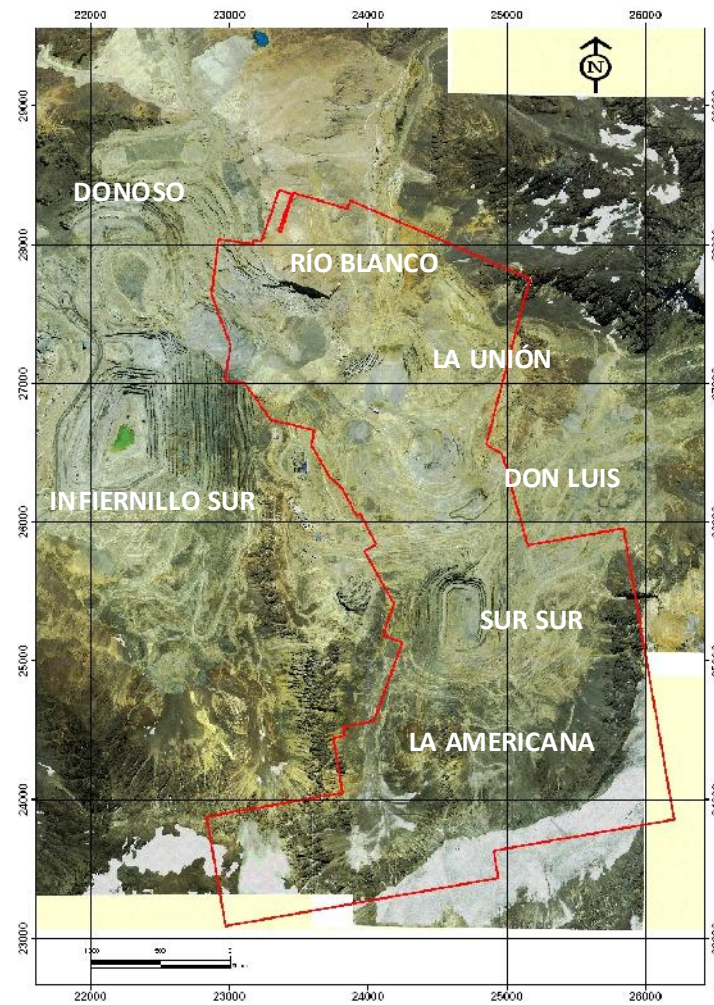


Figura 10: Ubicación de los depósitos minerales del distrito Río Blanco-Los Bronces y la propiedad minera de CODELCO División Andina al año 2010.

El sector Don Luis se ubica hacia el SE del sector Río Blanco, comprende una extensa zona que abarca 2 km en la longitud, con un ancho variable entre 600 a 800 m. Actualmente en la vertical se reconoce mineralización desde superficie (3.800 m s.n.m.) y se prolonga más abajo del nivel 30 (2.520 m s.n.m.) lo que constituye una columna mineralizada superior a 1.300 m. Finalmente el sector Sur - Sur se ubica en el extremo meridional del yacimiento Río Blanco en una franja de orientación Norte-Sur (Figura 11).

3.2 Geología Sector Río Blanco

3.2.1 Litología & Temporalidad

Las rocas más antiguas del sector corresponden a rocas de composición andesítica, de textura afanítica a porfídica (Lámina 45 A-B), de color gris oscuro a negro, con escasos fenocristales de plagioclasa y minerales máficos biotitizados. La edad U/Pb en circón de $17,2 \pm 0,05$ Ma (Deckart, 2005), correlacionable con el miembro intermedio lávico de la Formación Farellones (Piquer, 2010). Estas rocas se distribuyen principalmente en el sector occidental desde la superficie hasta la cota 3.332 m s.n.m, como bloques con una potencia promedio de 60 a 80 m y de más de 150 m en la vertical. Hacia el sur se observan cuerpos más continuos, alcanzando potencias de 200 m y profundidades de hasta 360 m, localmente se reconocen como “roof pendant” dentro de los intrusivos (Figura 12).

La Granodiorita Río Blanco (Lámina 45 C-D) intruye en contacto irregular a las andesitas (Figura 12) generando localmente hornfels de biotita. Esta unidad presenta textura fanerítica, color gris blanquecino, de grano medio a grueso con tonalidades rosadas, textura hipidiomórfica equigranular con cristales mayores a 3 mm de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas, la composición varía desde granodiorítica a tonalítica y la edad U/Pb en circón corresponde a $11,96 \pm 0,04$ Ma (Deckart, 2005), conformando una facies del Batolito Río Blanco – San Francisco. Localmente se han reconocido intrusivos menores de aspecto aplítico (Lámina 45 E-F), color rosado claro, textura hipidiomórfica inequigranular de grano fino, compuesto por un agregado de cuarzo y feldespato potásico, de tamaños no superiores a 2 mm, que frecuentemente forman un intercrecimiento micrográfico.

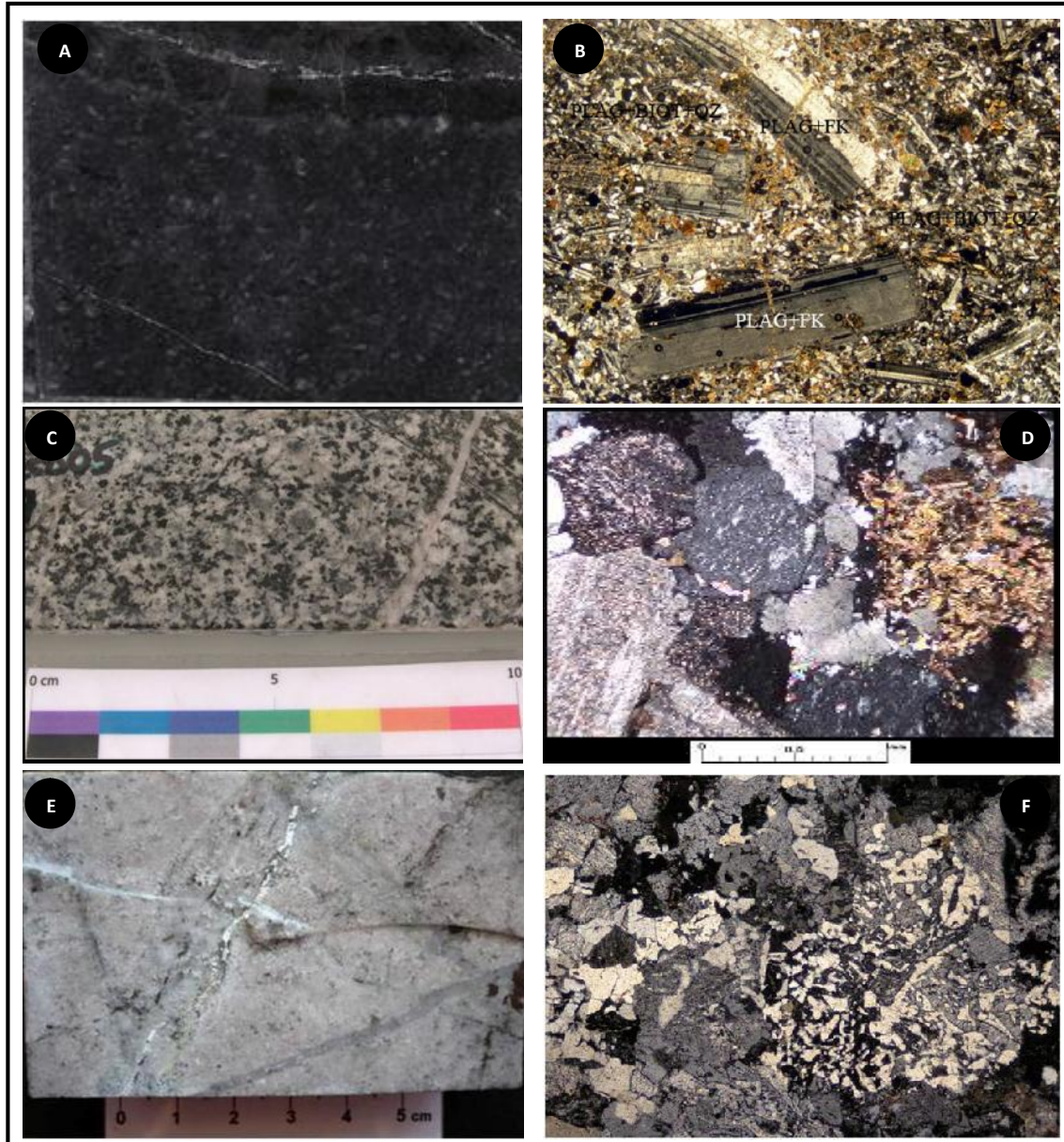


Lámina 45. A-B: Rocas de caja del sector Río Blanco consistentes en Andesitas porfídica con fenocristales de plagioclasa inmersas en una masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa; C-D: Granodiorita Río Blanco de textura equigranular compuesta de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con máficos alterados a biotita; E-F: Aplita de grano medio a fino con desarrollo de texturas gráficas a granofíricas.

Andesitas y granodioritas son consideradas rocas de caja de la mineralización y se encuentran cortadas por Pórfidos Cuarzomonzoníticos ("PQM" de acuerdo a nomenclatura mina) cuya composición general dacítica comprenden rocas de textura porfídica consistente

en un arreglo de fenocristales de feldespatos, cuarzo y biotita y/o anfíboles en una masa microfelsítica compuesta por un agregado fino de cuarzo-feldespato con tamaño medio de 30 μm .

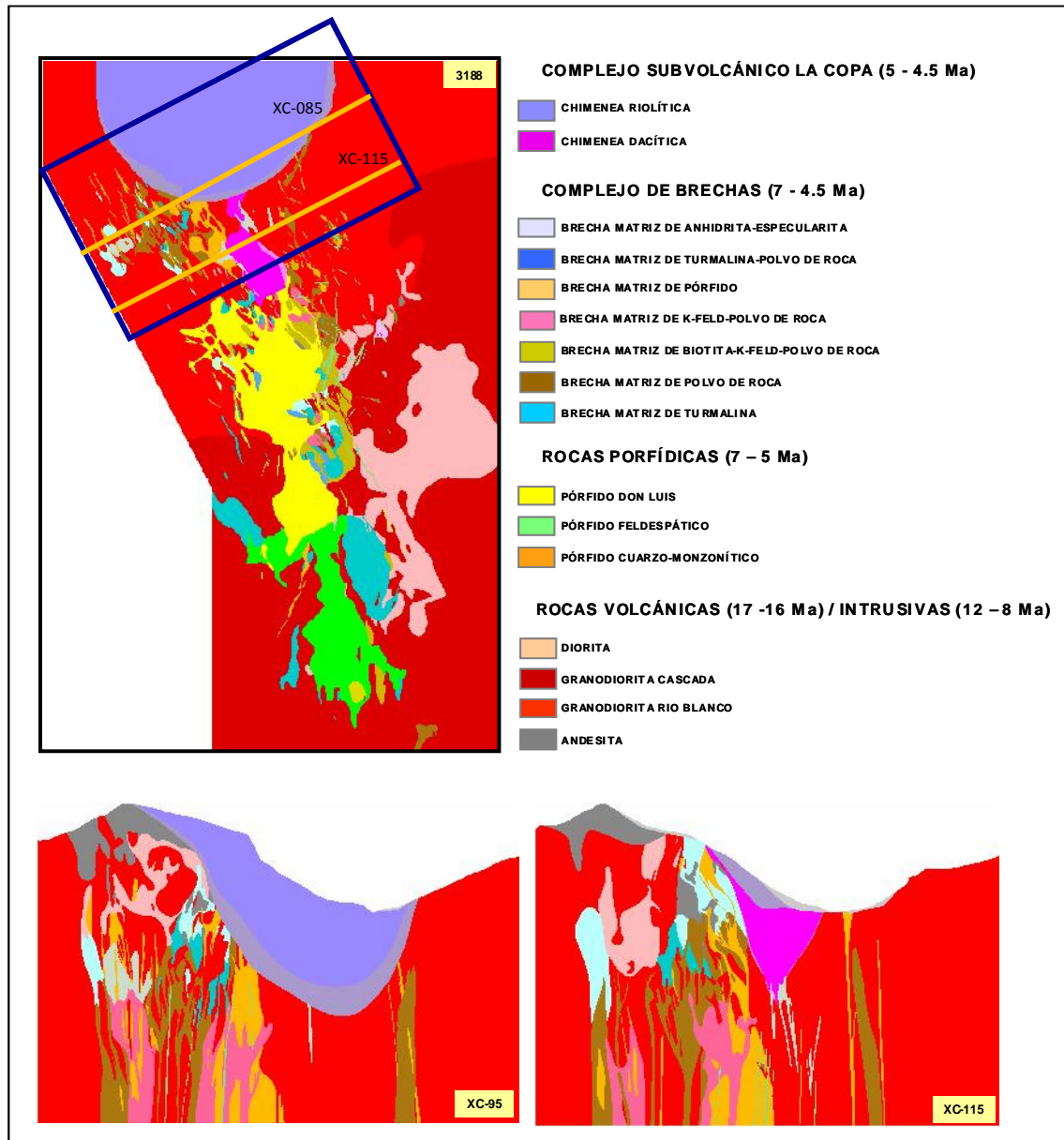


Figura 12. Planta cota 3188 m s.n.m. y secciones, observando la distribución de las unidades litológicas (Modelo Litológico DAND, 2009)

Estos cuerpos se distribuyen en los niveles superiores del yacimiento, según un sistema de filones orientados en la dirección $N27^{\circ}W$. En esta unidad se distinguen dos pulsos interminerales, uno de edad U/Pb en circón entre 7,3-6,5 Ma "PQMe" distribuidos como

diques discretos y otro más joven ("PQM_m") formando un cuerpo masivo subvertical en profundidad (bajo 3.188 m s.n.m.) de edad entre los 6,1-5,7 Ma (Bertens, 2010). La temporalidad entre estas facies, además, está documentada por la relación respecto de la brecha de turmalina (Maldonado, 2011), puesto que esta brecha contiene fragmentos de pórfido dacítico (Lámina 46 D) y por otra parte el pórfido más joven contiene xenolitos de brecha con matriz de turmalina y biotita (Lámina 46 E-F).

La facies más joven de estos pórfidos (Lámina 46 G-H-I) se traslapa en edad con diques tardiminerales de Pórfido Feldespático (5,9 a 5,6 Ma U/Pb en circón), estas rocas corresponden a rocas de textura porfídica con fenocristales de feldespatos, escaso cuarzo y biotitas con masa fundamental microfanerítica fina constituida principalmente por plagioclasa, menor contenido de cuarzo y minerales máficos biotita-anfíbol. Hacia el sur de este sector se observan las primeras manifestaciones del Pórfido Don Luis, que corresponde a un pórfido tardío que interrumpe la continuidad de los cuerpos de brechas de turmalina y de la mineralización. Esta unidad será descrita ampliamente en el Sector Don Luis puesto que en este perfil abarca la mayor expresión volumétrica esta unidad.

Se reconoce un conjunto de brechas "*Push Up*" de acuerdo a la nomenclatura de Taylor & Pollard (1993) o a brechas de tipo magmáticas-hidrotermales de acuerdo a Sillitoe (1985). Estas hospedan gran parte de la mineralización económica en este sector y cortan tanto a las rocas de caja como a la mayoría de los pórfidos reconocidos (Figura 13). La metodología de clasificación para brechas empleada ha sido descriptiva, y el nombre de la brecha expresa el componente dominante de la matriz. De acuerdo a lo anterior, en el sector Río Blanco se observan Brechas de Turmalina, Brechas de Biotita, Brechas de Polvo de Roca, Brechas Cuarzo-Feldespato Potásico, Brechas de Anhidrita, Brechas de Especularita-Anhidrita y Brechas de Turmalina-Polvo de Roca.

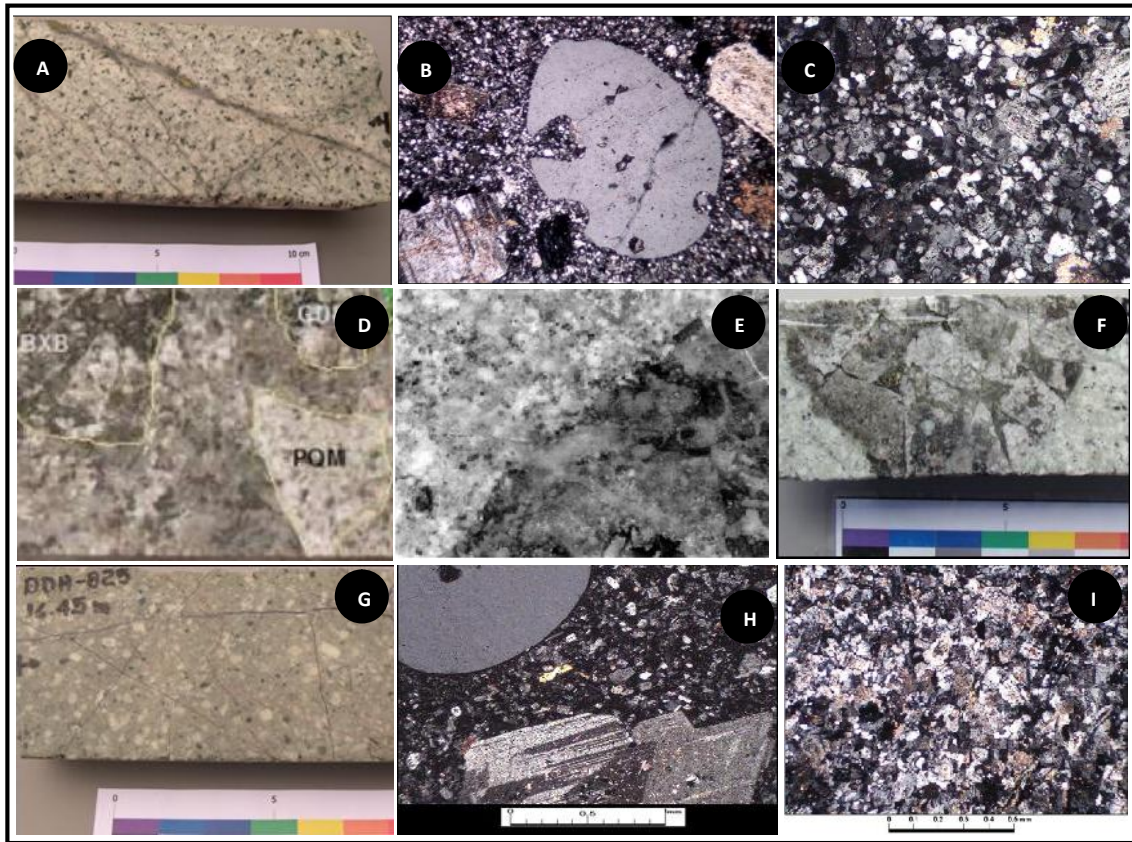


Lámina 46. A-B-C: Pórfidos tempranos del sector Río Blanco consistente en Pórfido Cuarzomonzonítico (PQMe); D: Brecha de matriz polvo de roca con fragmentos de brechas de biotita y pórfido PQM. E-F: Relaciones de temporalidad de pórfidos PQMm conteniendo fragmentos de Brecha. G-H-I: Pórfidos tardíos del sector Río Blanco consistentes en Pórfido Feldespático (PFELD).

La Brecha de Turmalina temprana (Lámina 20) se distribuye en el centro del cuerpo mineralizado (Figura 13) desde la superficie y ha sido reconocido un cuerpo continuo de 300 m x 150 m y de extensión vertical cercano a 500 m constituido por clastos de andesitas en su parte superior y granodioritas en los niveles inferiores. Característicamente se reconoce como una brecha monomítica de tono negro a gris oscuro, de tipo puzzle con dominancia de fragmentos de rocas de cajas intrusivas y menores fragmentos de pórfidos, aplitas y andesitas. Comúnmente tanto matriz como fragmentos se encuentran cortados por vetillas de cuarzo tipos "A" y "B". La matriz varía entre el 5-25 % constituido por un claro predominio de turmalina fina acicular, con menores contenidos de biotita, cuarzo, anhidrita y sulfuros, ocasionalmente presenta polvo de roca. La asociación de alteración principal es

una turmalinización de la matriz con menor proporción de biotita y/o albita, esta produce en los fragmentos un borde de reacción compuesto por biotita y/o albita. Además se observa en la parte alta, y sobreimpuesta a la anterior, sericita pervasiva en los fragmentos y menor en la matriz. Las raíces de esta brecha no se reconocen en este sector puesto que bajo la cota 3.188 m s.n.m. domina la Brecha de Polvo de Roca en cuya formación cortó sistemáticamente a la Brecha de Turmalina (Figura 12).

La Brecha de Polvo de Roca BXPR (Lámina 18) se caracteriza por su textura fragmental polimíctica, de tono gris claro con matriz variable de 25 a 50%, compuesta en orden de abundancia por fragmentos de plagioclasa, cuarzo, ortoclasa perfitica, biotita y hornblenda, todos correspondientes a material clástico, generalmente angulosos a subangulosos con bordes irregulares (Lámina 1d), producido por abrasión de los fragmentos mayores de la brecha con tamaños típicos entre 1,0 y 0,2 mm, tamaños menores no es posible diferenciarlos de los componentes de recristalización del cemento (Tidy, com. escrita). Por otro lado se identifican una serie de fragmentos que se encuentran en el rango de 1,0 a 5,0 mm correspondiente a fragmentos de roca angulosos, compuestos por la misma naturaleza de la composición de los fragmentos mayores, además localmente exhibe texturas fluidales compuestas de esquirlas alargadas de fragmentos de roca cementados por biotita hidrotermal y/o feldespato potásico fino (Lámina 18 B-C) o se identifica en la matriz fina laminación debido a la selección de tamaño de las partículas. Es por ello que comúnmente se ha caracterizado esta unidad como una brecha magmática (Calderón, 2000; Cuadra et al., 2005), entendiendo que la naturaleza dominante de la matriz comprende composicionalmente los mismos elementos que los fragmentos granodioríticos.

Los fragmentos de esta brecha poseen tamaños de 1,0 a 2,5 cm y se presentan subangulosos a subredondeados, están compuestos por Granodioritas con textura preservada (Lámina 18) e intrusivos indiferenciados, aplitas, pórfidos dacíticos o indiferenciados por alteración, andesitas tipo hornfels y brechas de biotita y/o turmalina. Los fragmentos de GDRB y de pórfidos poseen vetillas de cuarzo tipo "A" y muy localmente "EBT" (Lámina 41 D) truncadas por la matriz, en tanto que fragmentos y matriz comúnmente se encuentran cortadas por vetillas tipos "B", "C" y "D".

La Brecha de Polvo de Roca se distribuye como una red de canales subverticales que varían en potencia desde algunos metros a decenas de metros. Comúnmente los cuerpos poseen potencias del orden de 10 m y han sido reconocidos en la vertical por aproximadamente 700 m (Figura 13). Sobre la cota 3.188 m s.n.m. se han observado texturas brechosas de aspecto “fantasma” debido a su fuerte alteración cuarzo-sericita, pudiendo esta unidad extenderse mucho más someramente de lo que evidencia el modelo actual.

Agrupado en la unidad BXPR se han identificado brechas de matriz de biotita (Lámina 19), que se distribuye preferencialmente bajo la cota 2.500 m s.n.m. (Figura 13), y comprende pequeños cuerpos subverticales relacionados a los canales de polvo de roca que han sido recristalizados por biotita, los cuales se relacionan localmente a diques de pórfidos dacíticos. La alteración en esta brecha comienza tempranamente con una biotitización incipiente en forma de cemento, sin embargo esta no llega a afectar a los fragmentos mayores. Localmente en la porción alta se observa intensamente afectada por sericita (gris verde y cuarzo sericita), mientras que a mayor profundidad se ha observado una recristalización de la matriz a un agregado fino de cuarzo y feldespatos potásicos en conjunto con un aumento de biotita en este agregado y desarrollo de la misma asociación en los fragmentos mayores.

Todas las unidades anteriores son cortadas por un Complejo Subvolcánico denominado “La Copa” representado por tobas de facies cristalinas y líticas, ubicado en el sector noroeste del sector Río Blanco (Figura 13) y representada por las unidades Chimenea Riolítica (CHRIOL), Brecha de Chimenea Riolítica (BXCHRIOL), Chimenea Dacítica (CHDAC, Lámina 47) y Brecha de la Chimenea Dacítica (BXCHDAC). Dentro de este complejo además se han observado diques de pórfido de composición dacítica (“Diques Latíticos” sensu Toro, J.C., 1986), datados mediante U/Pb en circones por CA-TIMS en $4,57 \pm 0,04$ Ma (Bertens, 2010).

La Chimenea Dacítica (CHDAC) corresponde a una roca de textura porfídica, de carácter piroclástica (Lámina 47 E-F) y localmente fragmental que se distribuye hacia el sur del sector Río Blanco con forma de cono invertido y paredes con ángulos de 60-70° desde

superficie (Figura 13): La potencia promedio de 200 m (cota 3.188 m s.n.m.), tiende a adelgazarse en profundidad, mientras que su dimensión en la vertical supera los 1000 m.

La CHDAC comúnmente desarrolla una fuerte alteración de los fenocristales de plagioclasa a sericita, caolín o localmente con una fase tipo illita. Idéntica asociación exhiben los fragmentos en las facies fragmentales autoclásticas pero en una intensidad menor. La edad de esta unidad ha sido obtenida mediante U/Pb en circón en $4,78 \pm 0,08$ Ma (Bertens, 2010) la cual es concordante en el error con la edad de la CHRIOL ($4,92 \pm 0,09$ Ma, Deckart, K., 2005), ambas por SHRIMP II.

La Chimenea Riolítica (CHRIOL) posee una textura porfídica también piroclástica (Lámina 47 A-B) y fragmental (BXCHRIOL) de tonos gris blanquecino a gris y localmente rojiza. Las rocas de esta unidad que exhiben textura porfídica, corresponde a una masa afanítica de composición riolítica con fenocristales de cuarzo y escasa biotita (pórfido riolítico), mientras que la fase piroclástica fragmental (BXCHRIOL), principalmente relacionada a los bordes de la chimenea, corresponde a una brecha con matriz de ceniza lítica y vítrea con fragmentos de intrusivos granodioríticos, dacíticos, andesitas y volcánicos indiferenciados (Lámina 47 B-C), de tamaños variables que pueden alcanzar bloques de decenas de metros.

La CHRIOL se distribuye en planta como un anillo semi-circular con un diámetro de 1 km aproximadamente, mientras que en perfil (Figura 12) se expresa en forma de cono invertido asimétrico cuyo lado oeste posee una pendiente de 40-50° y el este, de 70-80°. Esta unidad profundiza hacia el norte, alcanzando alrededor de 1.000 m en la vertical, se presume que en esta dirección estaría el “ducto” principal de alimentación. Toro (1986) define 14 facies dentro de la unidad Chimenea Riolítica existiendo un pulso de pórfidos probablemente sincrónico, por tanto el rango de emplazamiento de la CHRIOL en el sector Río Blanco, considerando los datos de Deckart, (2005) y Bertens (2010) sería de 4,92 y 4,26 Ma. Este rango incluiría la cristalización de pórfidos tardíos.

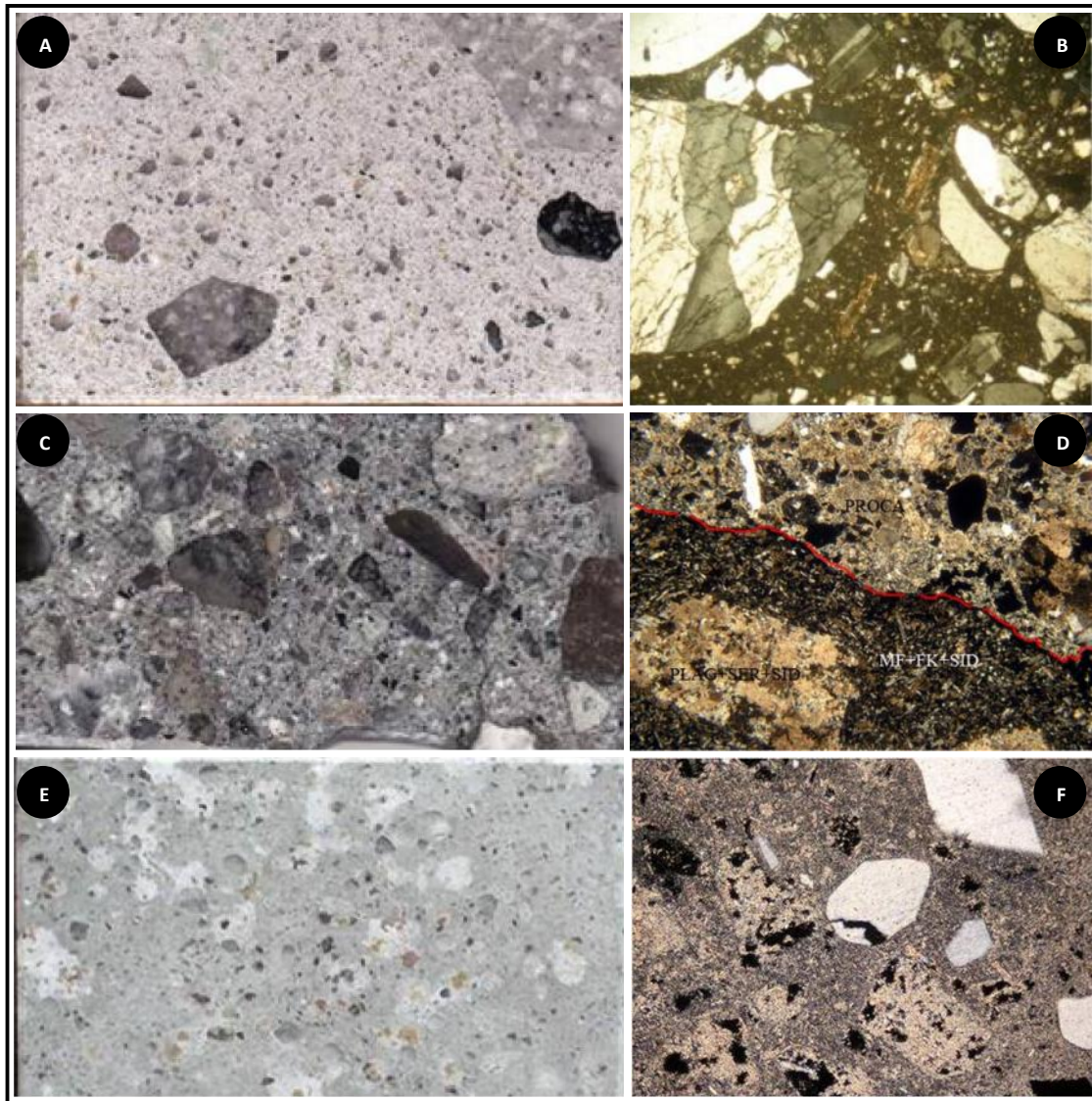


Lámina 47. A-B-C: Toba cristalinas (CHRIOL), de composición dacítica, de grano grueso, con mala selección, baja madurez textural, clastosoportadas, compuestas por fragmentos cristalinos de plagioclasas, biotitas, cuarzo; y fragmentos de pórfidos riolíticos y/o andesíticos y brecha de turmalina, cementadas por vidrio. **C-D:** Brecha poliméctica (BXCHRIOL) de matriz de polvo de roca con reemplazo moderado de sericita, siderita y arcillas, contiene fragmentos de textura porfídica y composición andesítica. **E-F:** Dacita de masa fundamental muy fina (CHDAC), alterada por sericita, arcillas, carbonatos, cuarzo, y yeso y anhídrita subordinados.

Las unidades del complejo "La Copa" son consideradas estériles y en general truncan la mineralización, sin embargo perforaciones realizadas durante el año 2007, cuyo objetivo era determinar la continuidad en profundidad de la Chimenea Riolítica, hallaron un cuerpo de brecha con altos contenidos de calcopirita (Lámina 23) tanto en fragmentos como en la matriz de polvo de roca. Al analizar las relaciones de temporalidad en el sondaje, se observa que existe una facies fragmental de la chimenea que gradualmente se va turmalinizando y con ello depositando sulfuros, de esta forma actualmente se considera esta unidad como una brecha posterior a la formación de al menos una de las facies de la Chimenea Riolítica. Esta roca posee textura fragmental, polimíctica de tono gris oscuro, matriz soportada, correspondiendo ésta a turmalina y polvo de roca y sulfuros (Lámina 44 A-B-C), con fragmentos subredondeados de andesitas porfídicas, granodioritas, pórfidos dacíticos, rocas de textura porfídicas y faneríticas indiferenciadas. Muchos de estos fragmentos poseen vetillas de cuarzo y de halos sericíticos tipo "D" truncados por la matriz. Ha sido reconocida por cerca de 150 m de ancho por unos 350 m en la vertical (Figura 12). La alteración característica está constituida por la asociación cuarzo sericita y menor arcillas, que afecta intensamente a los fragmentos.

La Brecha de Hematita-Anhidrita corresponde a una roca de textura fragmental, polimíctica de color gris claro con tonalidades pardas a verdosas (Láminas 35 & 48), desarrollo de incipiente matriz 3-5% hasta 25% constituido por cuarzo, especularita, anhidrita, siderita y sulfuros, por su parte contiene fragmentos subangulares, con tamaños menores a 10 cm y corresponden a Chimenea Dacítica, granodioritas y en menor proporción pórfidos indiferenciados. Se distribuye en el sector occidental del sector bajo o adosado a los cuerpos del complejo subvolcánico "La Copa", específicamente a la Chimenea Dacítica, los cuerpos de brecha no sobrepasan potencias mayores a 30 m. La edad de esta brecha se obtuvo a partir de la separación de granos de sericita de los fragmentos alterados de Chimenea Dacítica mediante el método Ar/Ar por calentamiento en etapas (*Step Heating*) obteniendo una edad de $4,71 \pm 0,08$ Ma (Bertens, 2010). Esta brecha exhibe en los fragmentos de Granodiorita intensa alteración a sericita y leve a moderadamente a montmorillonita, mientras que los minerales máficos se observan alterados en forma intensa

a clorita y sericita, el feldespato potásico primario estable lo que configura una alteración de tipo Argílica Intermedia o en su equivalente en inglés (SCC: Sericite, Chlorite, Clay).

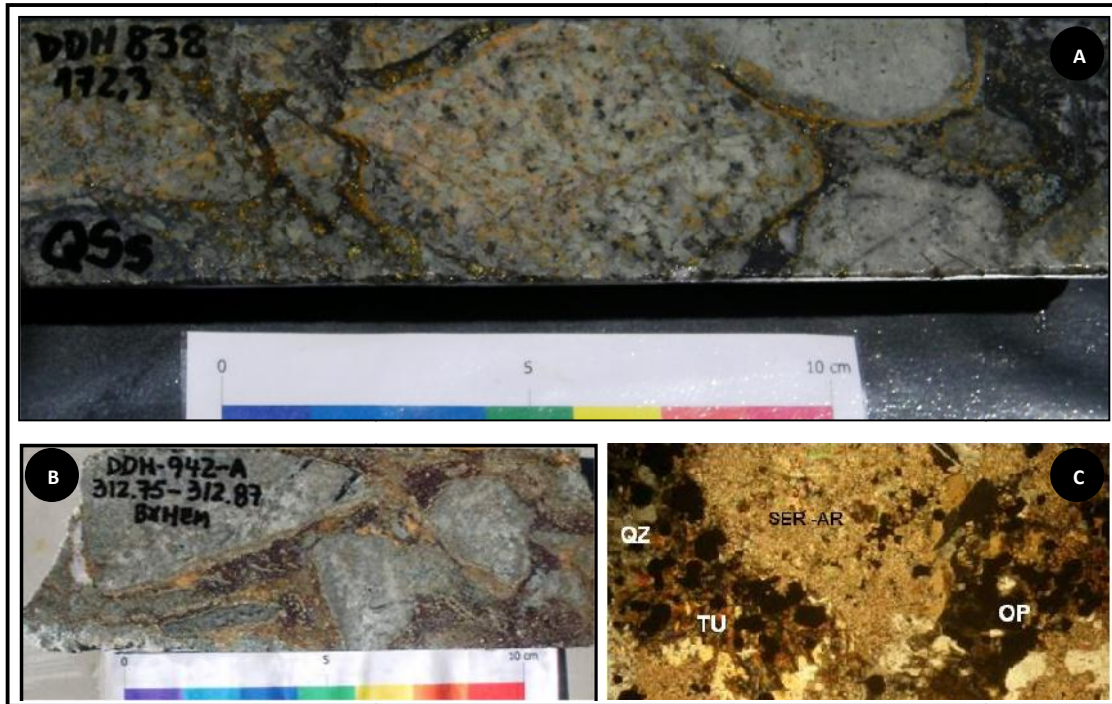


Lámina 48. A-B-C: Brechas de Hematita-Anhidrita-Carbonatos, se observa en esta una alteración de sericita arcillas y localmente clorita representando esta asociación una alteración argílica intermedia.

3.2.2 Tipos y Temporalidad de Alteración - Mineralización

El sector Río Blanco se caracteriza por contener una alta concentración de Cu-Mo asociado a la superposición de al menos tres eventos principales de alteración/mineralización. El primero está vinculado a la generación de alteración potásica de fondo (Lámina 24), principalmente en las rocas de caja intrusivas, manifestándose en una biotitización de los minerales máficos primarios (biotita-anfíbol) y presencia de vetillas tempranas de halos biotita y/o sericita de tipo "EB-EBT-EDM", esto junto a mineralización de

calcopirita>bornita-(pirita), y relacionada a las zonas externas de alteración propilítica, con la asociación mineral clorita-epidota.

El segundo evento de mineralización está relacionado a un período de brechización de turmalina inter pórfidos cuarzomonzoníticos. Estas brechas contienen mineralización de calcopirita>>bornita diseminada y en cúmulos en la matriz (Lámina 20 B), íntimamente relacionada a mushketovita. Asociada a este evento, en los fragmentos se reconoce alteración compuesta de feldespatos potásico y/o albita y menor biotitización, a la cual se sobreimpone en la parte alta sericita gris verde y cuarzo sericita.

El tercer pulso de mineralización está relacionado a la evolución de la alteración potásica en el pórfido PQM_m (intermineral), cuya manifestación principal ocurre en forma de set de vetillas de cuarzo tipo A y B y desarrollo de recristalización del cemento-matriz de gran parte de las brechas de polvo de roca en profundidad (Lámina 21) y localmente afectando al pórfido. Este evento de alteración potásica posee una transición lateral y en la porción alta a sericita gris verde, conformando un proceso de alteración transicional en el sistema mineralizado de Río Blanco.

Finalmente al aumentar las tasas de exhumación durante la formación del yacimiento en este sector, se reconocen manifestaciones de alteraciones telescópicas sobre las paragénesis de alteración-mineralización tempranas a transicionales descritas. De esta forma es que se observan Brechas de Hematita-Anhidrita con alteración argílica intermedia (sericita-clorita-arcillas y feldespatos potásico inalterado) que incluye mineralización en cúmulos de calcopirita y pirita y localmente zonas de mineralización de calcopirita-bornita-calcosina hipógena-enargita. Además del desarrollo de la brecha de turmalina tardía que se sobrepone al menos a una facies de la Chimenea Riolítica de edad entre los 4,92 y 4,26 Ma, esta edad puede considerarse mínima para la formación de la brecha de turmalina y polvo de roca observadas en el borde de la Chimenea Riolítica. La característica alteración a sericita-arcillas de alto contenido en sulfuros calcopirita-pirita y que sólo es cortada por vetillas de carbonatos conteniendo sulfosales de Cu y localmente esfalerita y galena, da cuenta de la naturaleza tardía de estas brechas y de los períodos finales de mineralización del sector.

3.3 Geología Sector Don Luis

3.3.1 Litología & Temporalidad

El sector Don Luis se ubica en la parte central del yacimiento Río Blanco (Figura 13), siendo la continuación hacia el sureste de la mineralización del sector Río Blanco. Su explotación se desarrolla a cielo abierto. El área comprende una extensa zona mineralizada que abarca 2.000 m en dirección NW, con un ancho variable entre 600 a 800 m. Actualmente en la vertical se reconoce mineralización desde superficie (3.800 m s.n.m.) y se encuentra aún abierta bajo la cota 2.520 m s.n.m., lo que constituye una columna mineralizada superior a 1.300 m.

En esta área se han identificado rocas volcánicas, intrusivas, pórfidos y brechas. Al igual que en el sector Río Blanco, la unidad más antigua corresponde a Andesitas (Lámina 50 A-B) de edad U/Pb en circón de $16,77 \pm 0,25$ Ma (Deckart, 2005), las que se distribuyen en el sector centro norte del área, desde superficie hasta 500 m en el extremo occidental y bajo cobertura reciente en el este, con potencias reconocidas desde 20 m en el sector norte hasta alrededor de 300 m hacia el sur, para luego desaparecer en la porción media del sector. Frecuentemente, esta unidad se observa intensamente fracturada y con inyecciones menores de brechas. Las andesitas se encuentran cortadas por granitoides y pórfidos, generando zonas de “roof pendants”y, localmente, zonas menores de brecha ígnea con matriz de granitoides o pórfidos. Alrededor de estas unidades se exponen zonas de metamorfismo de contacto con adición de biotita y magnetita (Lámina 50 A-B). En profundidad, bajo la cota 3188 m s.n.m., este tipo de rocas es reabsorbido por los granitoides formando comúnmente xenolitos recristalizados de variadas formas y tamaños.

Los intrusivos equigranulares son las rocas de caja principales hospedantes de la mineralización, correspondiendo a las unidades, Granodiorita Cascada de grano medio (GDCC), Diorita de grano fino a medio (DIOR), Granodiorita Río Blanco (GDRB) de grano grueso (Figura 13) y localmente Aplita de grano fino.

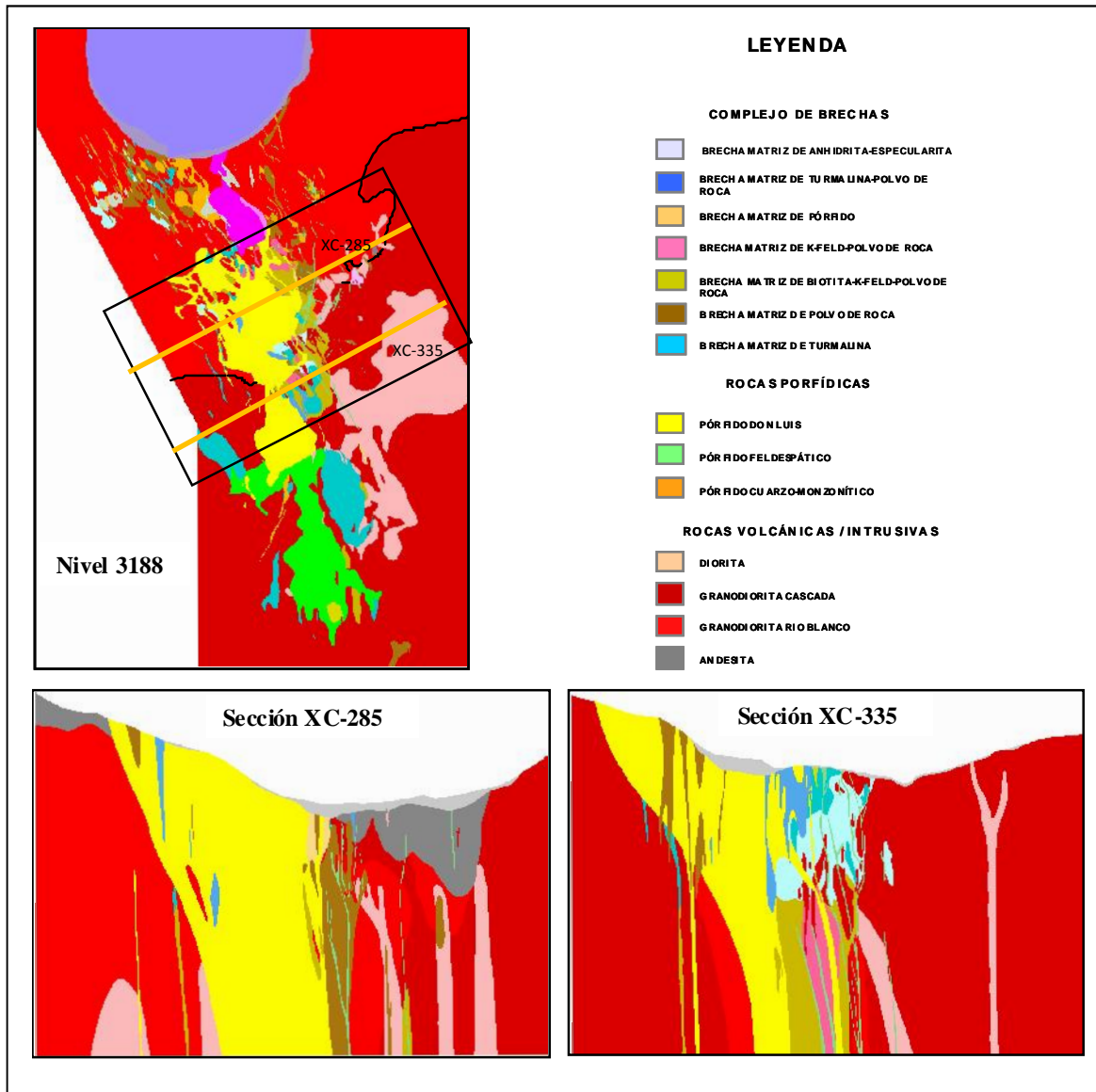


Figura 13. Modelo Litológico Sector Don Luis. **A:** Planta Nivel 3188, **B:** Sección XC-285, **C:** Sección XC-335.

A nivel distrital estas unidades corresponden a facies del Batolito Río Blanco – San Francisco. Rocas granodioríticas de grano medio-grosso de la unidad Granodiorita Río Blanco se distribuyen en la parte central del sector Don Luis. Hacia el sur, domina la unidad Granodiorita Cascada, la cual se encuentra intruyendo a la Granodiorita Río Blanco y cuya edad radiométrica U/Pb fue determinada en $8,4 \pm 0,23$ Ma (Deckart, 2005).

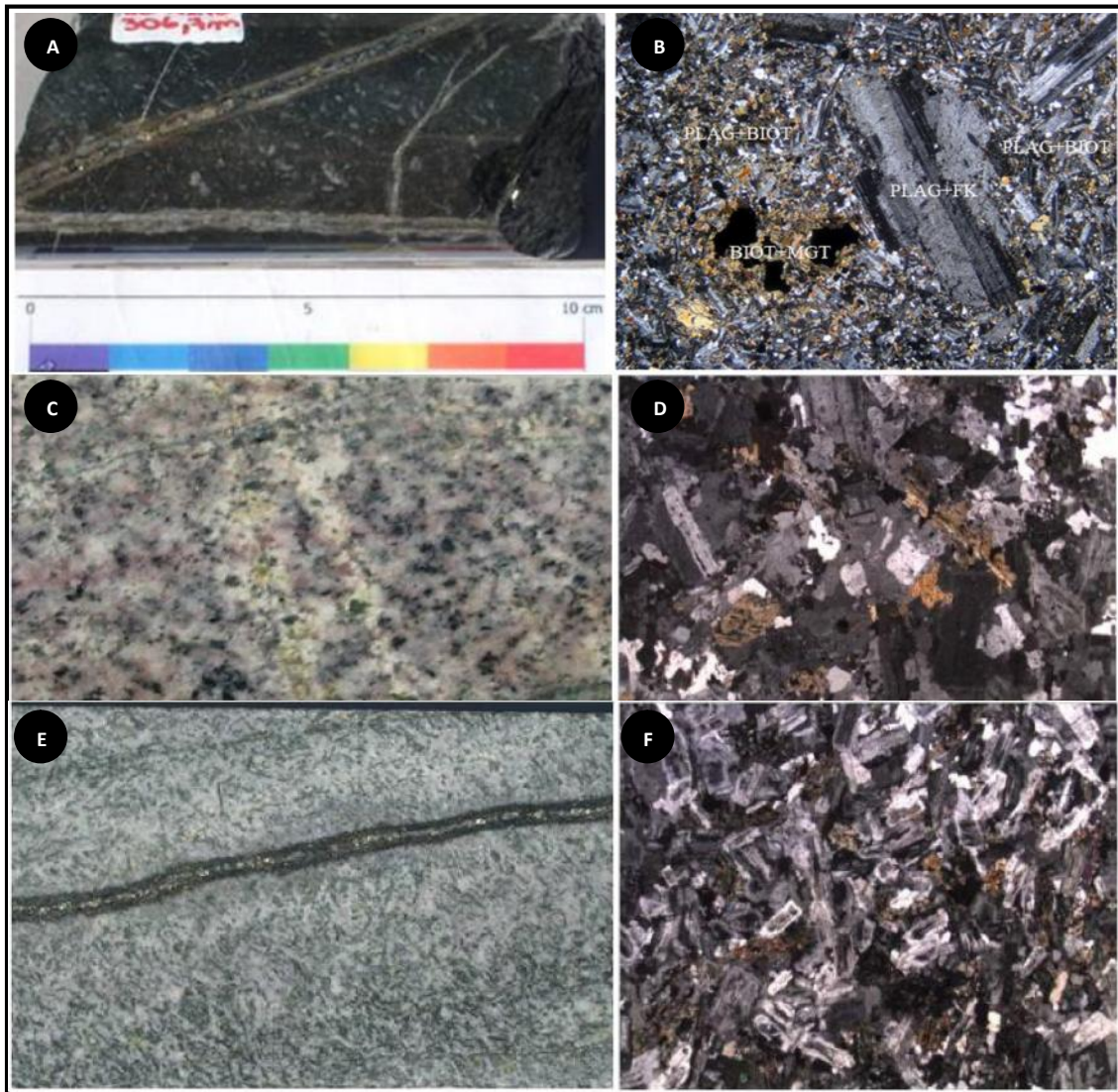


Lámina 50. A-B: Andesita compuesta de fenocristales de plagioclasa reemplazadas por feldespato K (PLAG+FK) y cúmulos de biotita secundaria y magnetita como mineral opaco en masa fundamental afanítica compuesta de microlitos de plagioclasa, biotita y magnetita diseminada. **C-D:** Aspecto de Granodiorita Cascada (GDCC), de textura fanerítica equigranular, tono gris medio a rosa con vetillas de clorita y guías de clorita-epidota. Al microscópico se observa intercrecimiento intergranular de feldespatos, cuarzo y minerales máficos. **E-F:** Diorita de grano medio a fino con anfíboles cloritizados.

La Granodiorita Cascada corresponde a una roca de textura fanerítica hipidiomórfica de grano medio de tono gris claro a rosa pálido (Lámina 50 C-D), el tamaño de los cristales es variable entre 0,3 a 3 mm, frecuentemente exhibe una textura inequigranular y localmente puede presentar variaciones con mucha diferencia de tamaño entre los cristales de plagioclasa y máficos respecto de los de cuarzo y feldespato potásico?, otorgándole un

aspecto porfídico a la roca. Su composición varía desde granodiorita, tonalita a monzodiorita.

Esta unidad constituye la roca de caja principal, distribuyéndose en las porciones oriental y central del sector Don Luis, lo cual se deduce a partir de la observación habitual de clastos granodioríticos en la mayoría de las brechas y pórfidos tardíos.

Hacia la parte sur oriental se distribuyen grandes volúmenes de Diorita (DIOR) de formas irregulares, los que disminuyen volumétricamente y se hacen más profundas hacia el norte del sector Don Luis. Se interdigita con la Granodiorita Cascada en forma de cuerpos tabulares subverticales de potencias cercanas a 60 m. En general esta unidad comprende rocas faneríticas de textura hipidiomórfica de grano fino a medio (Lámina 50 E-F), cuyos cristales no superan los 2 mm, sin embargo se ha observado cambios de tamaño de grano transicionales hacia grano medio (~2 mm). Composicionalmente esta unidad varía entre diorita a cuarzo-diorita, posee tono verde oscuro a negro dada la abundancia de minerales máficos. La edad obtenida para Dioritas mediante U/Pb en circón es de $8,76 \pm 0,23$ Ma (Deckart, 2005), traslapándose en el error con la edad obtenida para la Granodiorita Cascada.

La brecha más representativa de este sector corresponde a la Brecha de Turmalina (Figura 13, Lámina 51), comúnmente de carácter monomítico con clastos mayoritariamente de granodioritas y/o dioritas y en menor medida pórfidos dacíticos. La matriz está constituida principalmente por turmalina, con cuarzo (principalmente como cemento), biotita, magnetita y anhidrita (Lámina 51). Localmente la abundancia de biotita puede exceder a la turmalina, y en la parte profunda biotita y feldespato potásico. Los clastos de la brecha de turmalina presentan alteración a albita-feldespato potásico y localmente a biotita. Se distribuye en la parte central del sector y se manifiesta como un cuerpo homogéneo prácticamente vertical con orientación preferencial NW con potencias de alrededor de 300 m y extensión vertical reconocida de 600 m. Hacia el sector norte y oeste se encuentra interrumpida por la presencia del Pórfido Don Luis (Figura 13). El límite oriental y superior de la brecha, está marcado por el decrecimiento en la intensidad de la brechización, que se expresa en rocas craqueladas por turmalina (disminución del volumen de matriz), mientras que el límite inferior está dado por brechización de polvo de roca parcial a totalmente

recristalizado. Hacia el oeste el cuerpo está limitado tanto por el pórfido Don Luis que intruye a la brecha, como por brechas de matriz polvo de roca y turmalina tardía.

Debido a la zonación de alteración de los fragmentos, sumado a que frecuentemente se observan vetillas de cuarzo tipo A y B cortando a matriz y fragmentos, se considera a la BXT del sector Don Luis, de temporalidad temprana o vinculada a la alteración potásica. No obstante lo anterior en las porciones altas se observa intensa sobreimposición a sericita gris verde (Lámina 51 C-D) y cuarzo sericítica tardía.

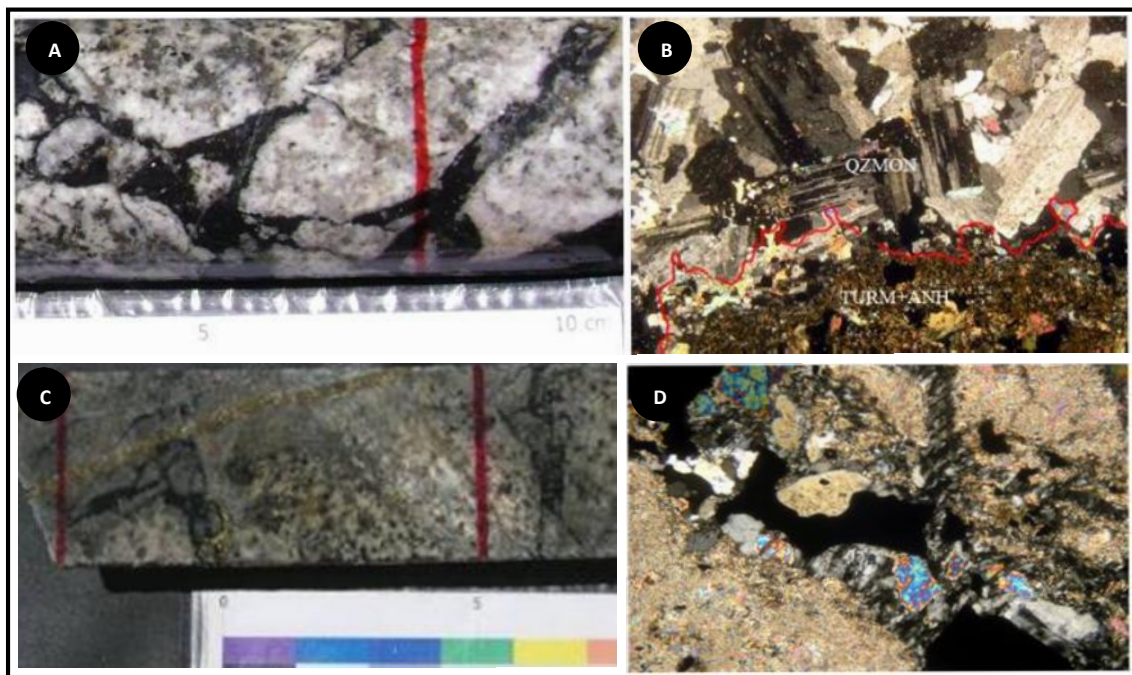


Lámina 51. A-B: Aspecto macroscópico de Brecha de Turmalina con clastos de granodiorita, al microscopio se observa la matriz de turmalina y anhidrita (TURM+ANH). **C-D:** BXT cortada por vetilla de halo sericita gris verde.

La Brecha Polvo de Roca se caracteriza por ser polimíctica pudiendo presentar clastos de litologías variadas como granitoides, pórfidos dacíticos, andesitas y brechas de turmalina entre otros (Lámina 52 A-B). La matriz corresponde a un agregado clástico fino comúnmente menor a 3 mm compuesto de plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y menor biotita. Este material proviene de la trituración de la roca afectada por el fenómeno de brechización, sin embargo también se encuentran dentro de la matriz proporciones

menores de biotita hidrotermal, turmalina, cuarzo y/o feldespato potásico comúnmente recristalizado, anhidrita y magnetita. Localmente la matriz exhibe texturas de flujo, además se encuentra cortada por set de vetillas de cuarzo y de sericita gris verde tipos “A” y “C” respectivamente.

Se distribuye inmediatamente bajo el cuerpo de brechas de turmalina en la porción central del sector Don Luis bajo la cota 3.188 m s.n.m. en forma de una red de cuerpos subverticales de potencias de hasta 60 m (Figura 13)., Bajo la cota anterior esta brecha gradualmente se ve afectada por un proceso de recristalización asociado a alteración potásica intensa y ha sido reconocida en profundidad por cerca de 500 m, hasta la cota 2.500 m s.n.m.. Su naturaleza clástica no permite datarla directamente, sin embargo dadas sus relaciones de temporalidad con el pórfido Don Luis (PDL), la edad de formación de las brechas de polvo de roca puede acotarse a una edad mínima dada por la edad del pórfido PDL que la corta ($5,23 \pm 0,07$ Ma a 5.02 ± 0.13 Ma).

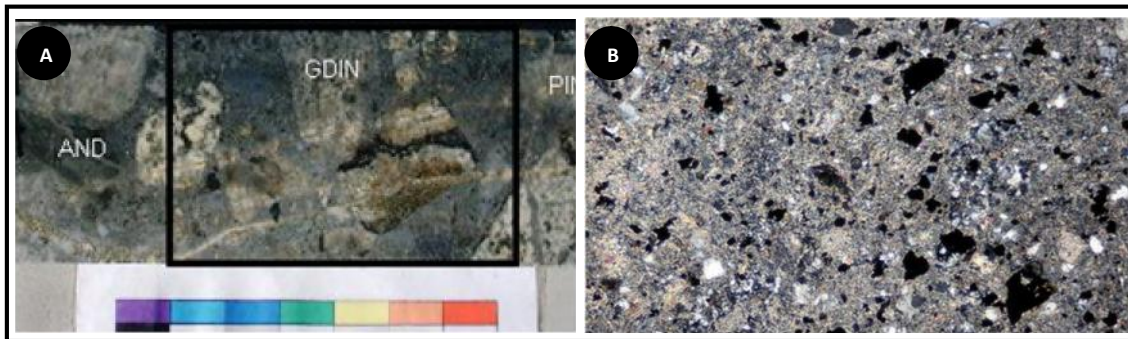


Lámina 52. A: Brecha polimictica compuesta por matriz de polvo de roca y fragmentos de posibles andesitas, granitoides, brechas de turmalina y pórfidos. **B:** Fotomicrografía la composición de la matriz compuesta principalmente por sericita y polvo de roca con abundantes opacos.

Las rocas subvolcánicas están representadas por pórfidos de distinta temporalidad, sin embargo la mayoría de éstos cortan a la brecha de turmalina temprana. El cuerpo de mayor expresión en el área es el Pórfido Don Luis, emplazado en el borde occidental del área (Figura 14), mientras que en la porción central se emplazan, numerosos diques de Pórfido Feldespático de potencias variables. Ambos tipos de roca poseen una composición general dacítica, sin embargo se pueden diferenciar entre sí por aspectos texturales.

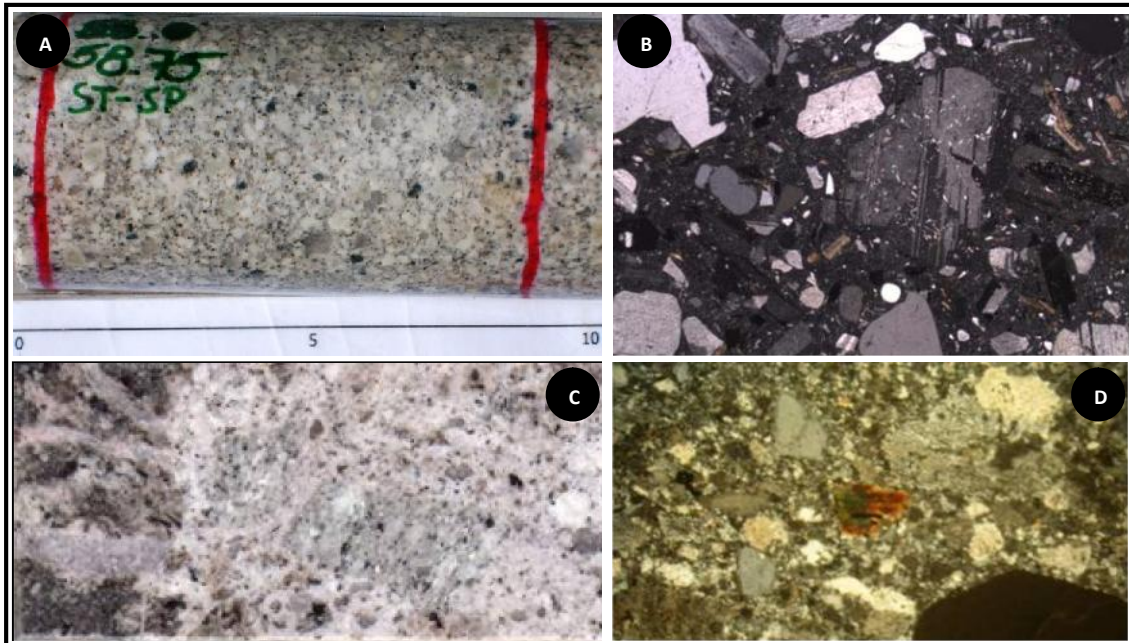


Lámina 53. A-B: Pórfido PDL de textura porfídica, con masa fundamental felsítica extremadamente fina y presencia de fenocristales “quebrados” distinguibles a nivel de microscopía. **C:** Brecha con matriz de pórfido dacítico PDL (BXP) y clastos de granodiorita con vetillas de cuarzo truncadas. **D:** Fotomicrografía de la matriz de pórfido dacítico con fenocristales quebrados y masa felsítica cuarzo-feldespática.

El Pórfido Don Luis corresponde a una roca porfídica de composición general dacítica, textura “pseudofragmental” observándose numerosos fenocristales “quebrados” y con bordes de reacción, texturas “*sieve*” o embahiamientos en los fenocristales. La masa fundamental consiste en un agregado cristalino extremadamente fino comúnmente inferior a 0,03 mm formando un intercrecimiento muy fino de cuarzo y feldespato potásico (Lámina 53 A-B), con ocasional biotita (no superior al 2%) en la masa fundamental. En ocasiones la masa también corresponde a intercrecimiento de cuarzo-feldespato proveniente de desvitrificación.

El pórfido PDL presenta una morfología tipo cono invertido (“domo”), siendo de mayor volumen en su parte superior y más estrecho en profundidad (Figura 13), la potencia reconocida en la parte media es de aproximadamente 500 m y en profundidad se observa hasta la cota 2.500 m, por tanto tiene una extensión mínima en la vertical de 1.500 m.

Se han identificado unidades menores de “brechas de contacto” que corresponden a Pórfido Don Luis con cantidades variables de roca de caja como xenolitos. Esta unidad, denominada Brecha de Pórfido (BXP), presenta escasa distribución volumétrica y se ubica bajo la cota 3.188 m s.n.m en el borde oriental de intrusión del pórfido (Lámina 53 C-D).

Dataciones U/Pb en circones indican una edad de $5,23 \pm 0,07$ Ma para el Pórfido Don Luis (Deckart, 2005), Nuevas edades U/Pb en circones por el método CA-TIMS arrojan edades comprendidas entre los $5,35 \pm 0,02$ Ma, $5,16 \pm 0,04$ Ma y $5,02 \pm 0,13$ Ma (Bertens & Hermosilla, 2010), por tanto existiría una estrecha relación temporal con la edad de la formación de la Chimenea Dacítica (5,0-4,7 Ma).

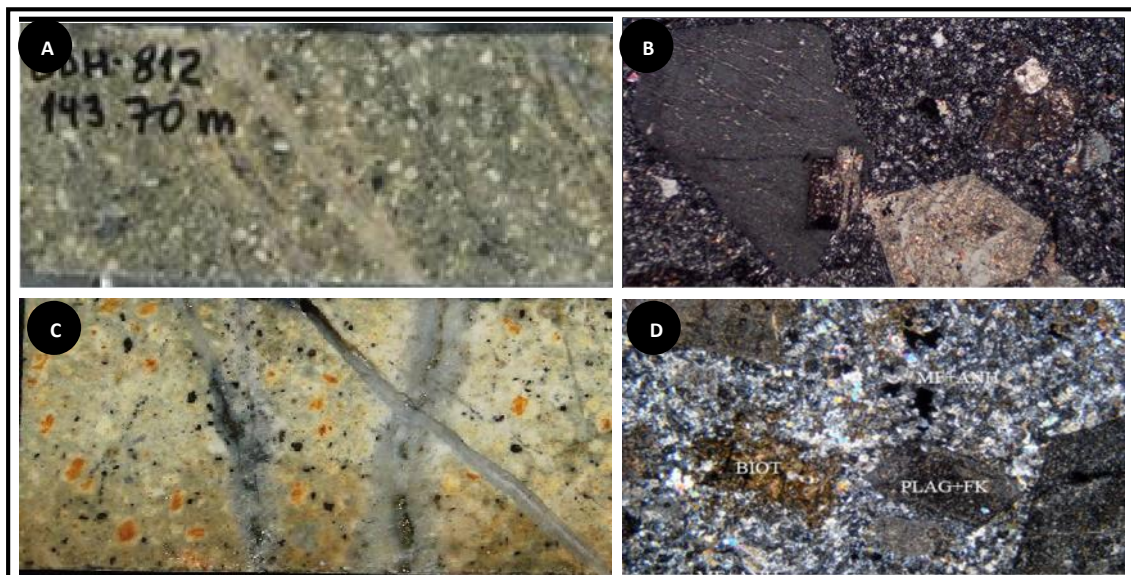


Lámina 54. A: Aspecto macroscópico de PFELD de textura porfídica de grano medio cortado por set de vetillas. **B:** Fotomicrografía de textura porfídica en Pórfido Fel despático que exhibe un masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa. **C:** Pórfido PFELD de textura porfídica de grano medio con fenocristales de biotita y feldespatos. **D:** Fotomicrografía de Pórfido Fel despático muestra máficos biotitizados y feldespatos turbios por sericita-arcillas.

El Pórfido Fel despático (PFELD) comprende diques de orientación NW & NNE, exhiben una textura porfídica abierta de composición dacítica (Lámina 54), formado por un 25 a 40% de fenocristales de tamaño comúnmente variable entre 0,5 a 4,5 mm consistente fundamentalmente en plagioclasa y escaso cuarzo, feldespato potásico y biotita. La masa

fundamental consiste en un agregado de cuarzo-feldespatos que puede localmente mostrar plagioclasas de tamaños variable entre 0,1 y 0,4 mm. Ambas familias de PFELD, cortan a los cuerpos de brechas de turmalina temprana.

Diques de Pórfido Feldespático han sido datados por U/Pb (CA-TIMS) en circón, obteniendo una edad en el rango $5,47 \pm 0,01$ Ma a $5,35 \pm 0,04$ Ma (Bertens & Hermosilla, 2010), levemente más jóvenes que la edad obtenida por el método TIMS (U/Pb, circón) en diques de pórfido PFELD de edad de $5,84 \pm 0,04$ Ma por Deckart (2005). En planta, estos diques se encuentran entrelazados en ángulos casi perpendiculares con orientaciones preferenciales hacia el NW y NE y se distribuyen como pequeños filones de potencias menores a 20 m reconocidos prácticamente desde la superficie hasta profundidad.

Los últimos eventos de brechización (Lámina 55) registrados en este sector corresponden a brechas de turmalina tardía, brechas de polvo de roca con o sin molibdenita, ambas posteriores al emplazamiento del Pórfido Don Luis. La unidad volumétricamente más representativa de éstas corresponde a la Brecha de Turmalina Tobácea (BXTTO), la cual se distribuye principalmente en el sur, identificándose hasta profundidades cercanas a la cota 3.188 m s.n.m. siempre en el ámbito del Pórfido Don Luis y principalmente en el contacto entre el pórfido y las brechas de turmalina temprana (BXT). Característicamente corresponde a una brecha polimíctica (Lámina 55 A-B) donde son más frecuentes los fragmentos de pórfido dacítico y granitoides, reconociéndose en menor medida clastos de brecha de turmalina, andesitas y rocas volcanoclásticas. La matriz se compone fundamentalmente de polvo de roca y turmalina. Se distribuyen desde superficie en forma de cono invertido por aproximadamente 300 m (Figura 13), la cual decrece rápidamente en profundidad.

Cuerpos menores de brechas de polvo de roca tardías con altos contenidos de molibdenita (Lámina 55 C-D) o con alta proporción de hematita han sido reconocidos dentro del dominio de Pórfido Don Luis.

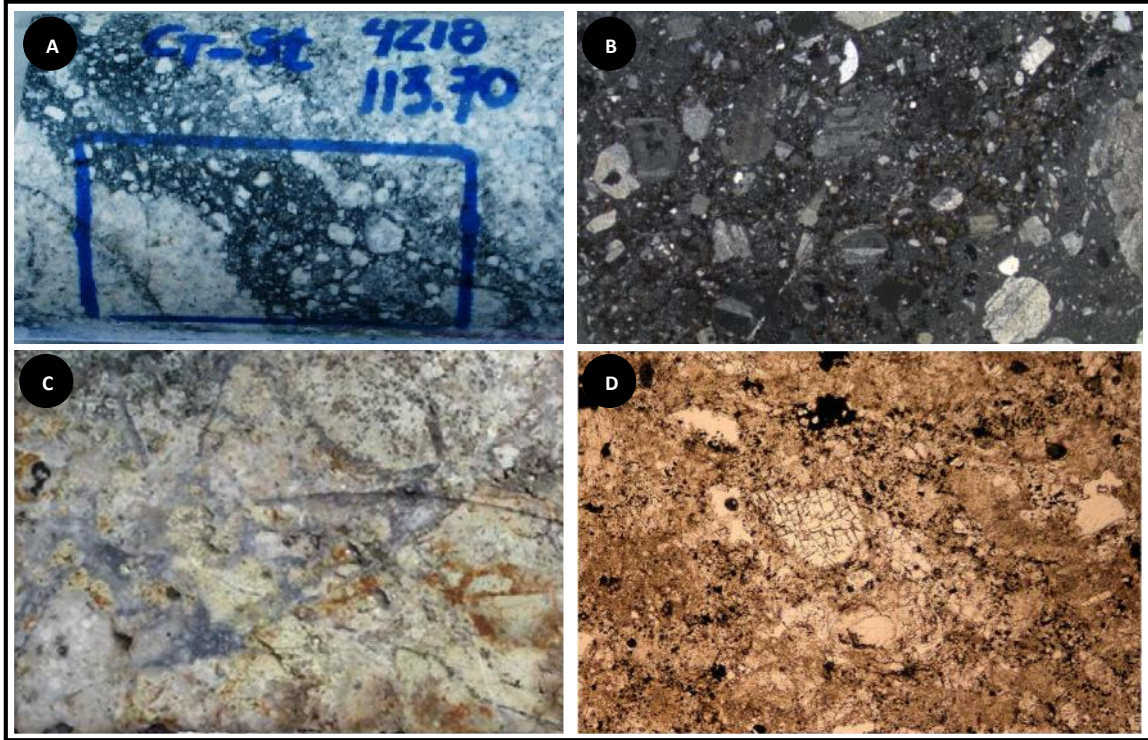


Lámina 55. A-B: Brecha de polvo de roca y turmalina tardía (BXTTO) con evidencia de una matriz muy fina con turmalina accesoria y fragmentos de cristales. **C-D:** Brecha de matriz polvo de roca tardía alterado a sericita y arcillas con opacos correspondientes a abundante molibdenita diseminada.

3.3.2 Tipos y Temporalidad de Alteración - Mineralización

En el sector Don Luis se pueden diferenciar dos grandes ambientes de distribución de asociaciones de alteración y de mineralización (Figura 14), el primero y más antiguo corresponde al que afecta a parte de las rocas de cajas, brechas tempranas-transicionales y pórfidos > 5,0 Ma. Sobreimpuestos a estos eventos se desarrolla un sistema centrado en el Pórfido Don Luis, de edad < 5 Ma, el cual exhibe zonación vertical y lateral, y en general con un menor volumen de sulfuros que el anterior.

Dentro del primer ambiente se reconoce una alteración selectiva representada por alteración potásica de fondo consistente en la alteración a biotita de minerales máficos, escaso

feldespato potásico alterando a los feldespatos de granitoides y presencia de vetillas tempranas de halos biotita tipo "EB" y vetillas de cuarzo tipo "A".

Dentro de este ambiente se desarrolla, de forma penetrativa destruyendo la textura original de la roca, la asociación de biotita \pm feldespato potásico \pm sericita ajustado a la zona central de brechas de polvo de rocas recrystalizadas a feldespato y/o biotita, el que se caracteriza por contener calcopirita-bornita (Figuras 14). Localmente se observan zonas de destrucción de textura por alteración potásica intensa relacionada a stockworks de vetillas tempranas tipo EBT, distribuidas en las rocas de caja.

La evolución de estos centros de alteración potásica generaron envolventes concéntricos de alteración transicional del tipo sericita gris verde y de dominio general calcopirita>pirita (Figura 14).

El evento de mineralización anterior al Pórfido Don Luis ha sido identificado en sondajes por la presencia de clastos/xenolitos de Pórfidos Cuarzo Monzoníticos, tanto en brechas (Lámina 56) como en pórfidos más jóvenes PDL que contienen xenolitos de rocas de caja con alteración potásica biotítica y con vetillas de cuarzo truncadas por el pórfido PDL (Lámina 17C).

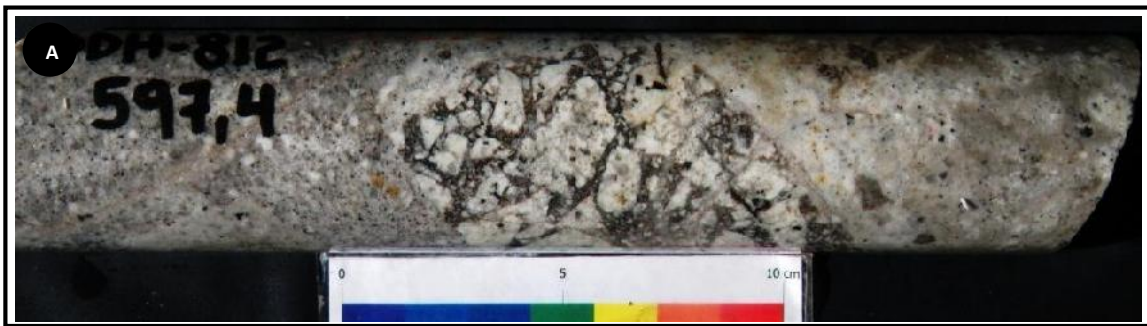


Lámina 56. A-B: Pórfido dacítico Don Luis (PDL) con fragmento de brecha de turmalina y biotita que contiene clastos de pórfidos tempranos (textura similar a PQMe descrito en sector Río Blanco).

Como halos de las zonas de alteración potásica y sericita gris, se desarrolla concéntricamente una zona de asociación sericita gris de dominio pirita>calcopirita y transgresivamente se desarrolla la asociación cuarzo-sericita, con dominio de

mineralización pirita>>calcopirita y aumento significativo de total de sulfuros incluyendo las zonas anómalas de arsénico relacionado principalmente a estructuras.

Hacia el borde oriental, los eventos de alteración destructiva disminuyen en intensidad (Figura 14), por lo que la roca de caja tiene una alteración de tipo selectiva representada por la asociación clorita-epidota asociada a un bajo contenido de sulfuros con un dominio claramente pirítico.

El segundo ambiente está dado por las asociaciones de alteración reconocidas en el ambiente del Pórfido Don Luis (Figura 14), desarrollando en la porción central la asociación de alteración biotita-feldespato potásico, consistente en una zona de distribución de escasas vetillas de cuarzo tipo A y de biotita-sericita tipo EBT con calcopirita bornita con muy bajo contenido total de sulfuros.

Una zona de asociación sericita gris verde con un dominio de calcopirita>pirita se distribuye principalmente en la parte alta de la zona de alteración potásica. Sobreimpuesto a la asociación de alteración de sericita gris verde y distribuido en la porción superior de ésta, se observan zonas de asociación cuarzo-sericita con dominio pirítico y presencia local de zonas calcopiríticas con presencia local de sulfosales de cobre y/o bornita.

Se reconocen como asociaciones de alteración de fondo albita-turmalina y albita-especularita-clorita más externa principalmente hacia el borde oeste del pórfido.

Los eventos póstumos de alteración/mineralización están relacionados a la alteración sericítica y a la formación de las brechas de turmalina y polvo de roca tardíos, en general de carácter pirítico dominante (Figura 14) con altos totales de sulfuros y localmente ricos en molibdenita.

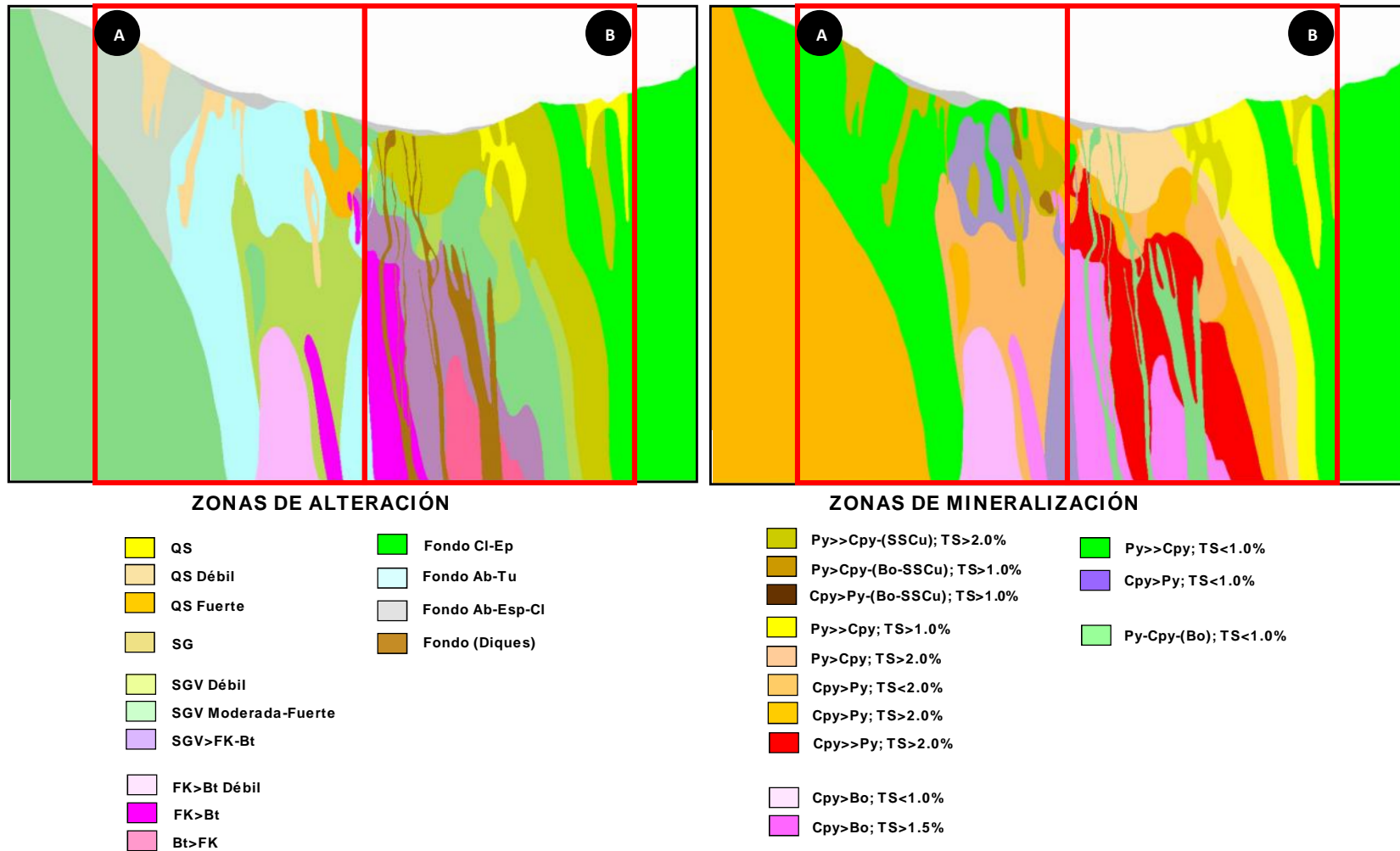


Figura 14. Modelo de dominios de Alteración y de Mineralización sección XC-315, Don Luis. A) Ambiente Pórfido Don Luis. B) Ambiente de Rocas de Caja. **SGV:** Sericita Gris Verde; **TS:** Total de Sulfuros; **SSCu:** Sulfosales de Cu-As-Sb; **FK:** Feldespato Potásico; **Bt:** Biotita; **Qs:** Cuarzo-sericita; **SG:** Sericita Gris; **Ab:** Albita; **Tu:** Turmalina; **Ep:** Epidota; **Chl:** Clorita; **Esp:** Especularita.

3.4 Geología Sector Sur-Sur

3.4.1 Litología & Temporalidad

El sector Sur-Sur es la porción más meridional del yacimiento Río Blanco (Figura 15), cuya explotación a cielo abierto fue concluida recientemente. Las rocas más antiguas del sector, corresponden a Andesitas de la Fm Farellones, que exhiben texturas porfídicas a afaníticas cuya masa fundamental presenta desarrollo variable de biotita secundaria. Esta unidad aflora en superficie en la porción central del yacimiento, posee un contacto subhorizontal con la Granodiorita Cascada de baja inclinación hacia el sur, conformando espesores de cerca de 200 m, los cuales aumentan progresivamente hacia el sur. La edad de esta unidad ha sido determinada mediante U/Pb en circón en $17,24 \pm 0,2$ Ma (Wettke & Bertens, 2008) en el extremo sur del sector, edad que es correlacionable con las obtenidas por Deckart & Otros (2005) en muestras de andesitas en el sector Río Blanco y Don Luis. Estas rocas, al igual que en el sector Don Luis, se encuentran intruidas por las unidades Granodiorita Cascada y Diorita. Estas tres unidades conforman las rocas de caja en el sector de Sur-Sur, alojándose en ellas escasa mineralización, salvo en aquellas zonas de contacto con los cuerpos de brechas.

Diques de pórfidos de composición general dacítica, datados por U/Pb en circón en el sector de La Americana en $6,53 \pm 0,11$ Ma y $6,01 \pm 0,1$ (Bertens & Wettke, 2008) intruyen tanto a las Andesitas como a las Granodioritas y Dioritas. No se conoce el engrane o relación de estos pequeños diques con el pórfido Pórfido Don Luis que aparece en el sector norte de Sur-Sur, sin embargo por edades radiométricas estos corresponderían a pórfidos anteriores al emplazamiento del PDL.

Cinco tipos de brechas se han identificado en el sector de Sur-Sur, diferenciadas según los componentes de la matriz, grado de fragmentación y tipos de clastos, a saber: Brecha de Turmalina, Brecha de Biotita, Brecha Monolito, Brecha Tobácea y Brecha Turmalina Tobácea. El cuerpo de brecha mineralizado principal del sector denominado informalmente por algunos autores como Brecha Sur Sur (Castagno y Otros, 2007), corresponde a la Brecha de Turmalina (Figura 18), roca de textura fragmental clasto-soportada, con escasa rotación entre los fragmentos, formando comúnmente brechas tipo “*puzzle*” (Láminas 20, 42 A) . Generalmente la Brecha de Turmalina (BXT) es monomítica, con fragmentos de

las rocas de caja principalmente granitoides. La matriz ocupa en promedio un 15% en volumen de la roca y está constituida principalmente por turmalina de grano fino a prismática (Lámina 57 A-B), en menor proporción se observa cuarzo con proporciones variables de cuarzo y magnetita (mushketovita, Lámina 57 C-D-E). Se presenta como un lente irregular de dimensión en dirección norte-sur cercano a 1 km aproximadamente, con una potencia máxima de 350 en el centro del sector (Figura 14). Se extiende desde la superficie hasta la cota 3.035 m s.n.m., donde engrana en continuidad estructural con la unidad Brecha de Biotita (BXB) subyacente (Figura 15), que corresponde al mismo cuerpo de brecha cuya composición de la matriz varía con la profundidad. Por el oeste se encuentra truncada por una brecha de matriz polvo de roca conteniendo sericita o biotita y/o clorita en la matriz, denominada Brecha Monolito. Por el este esta unidad limita por disminución de la brechización hacia las rocas intrusivas.

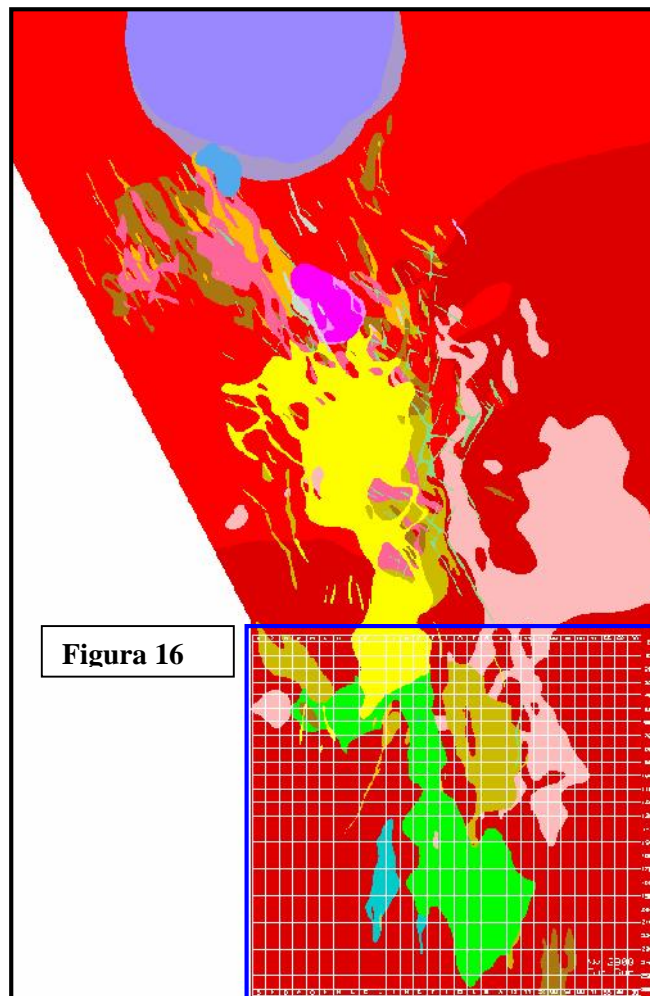


Figura 15. Modelo Litológico Sector Sur Sur (Planta Nivel 3188 m s.n.m.).

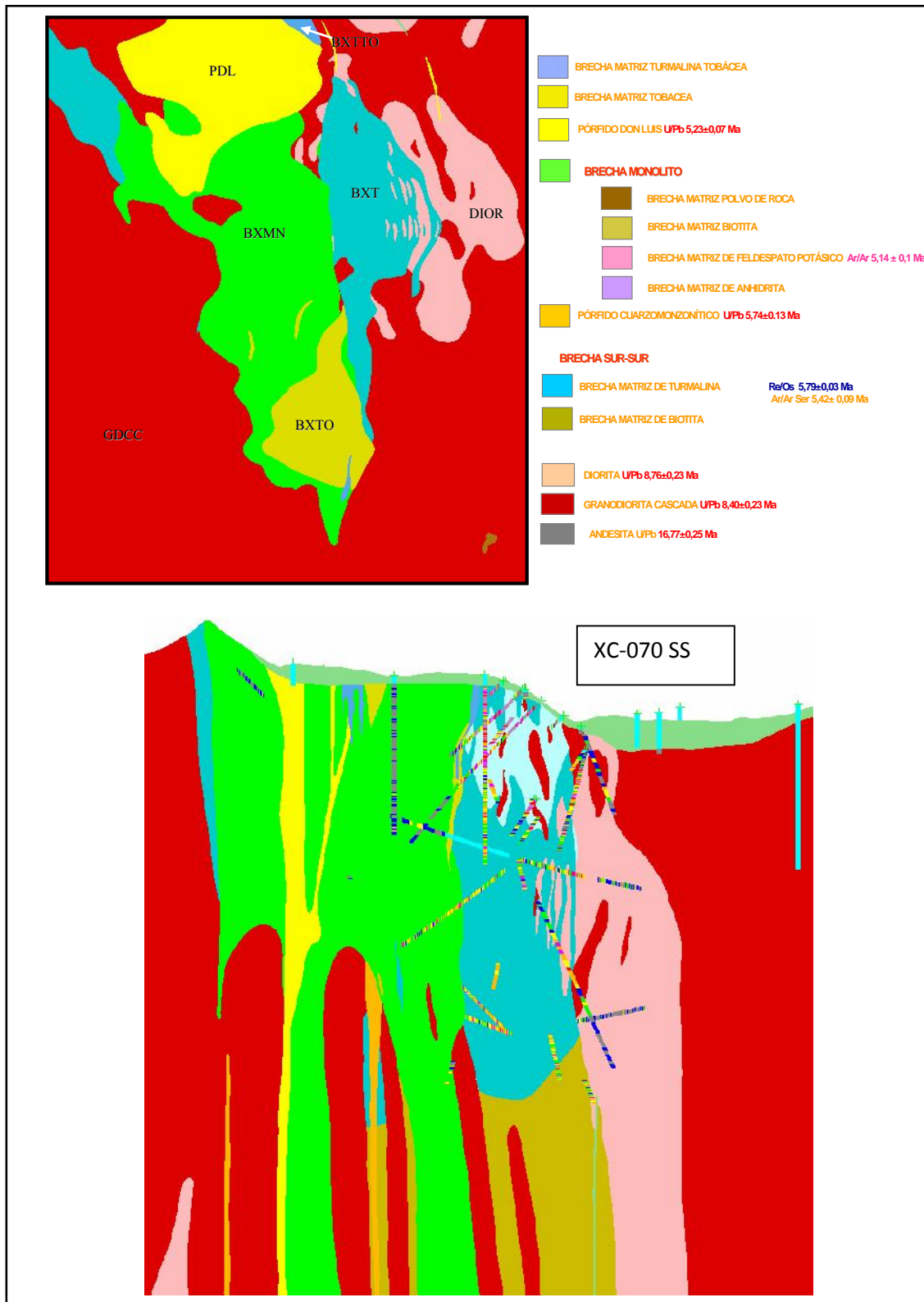


Figura 16. Modelo Litológico Sector Sur-Sur. Planta cota 3900 m s n m. Sección XC-070.

La Brecha de Turmalina posee una zonación vertical de la mineralogía dominante de la matriz (Lámina 58), conteniendo a cotas más altas turmalina-hematita (mushketovita) en la porción intermedia turmalina>biotita y en las cotas bajas biotita-feldespatos potásico (Vargas & Otros, 1999; Frikken, 2002; Frikken, 2005; Castagno, 2007). Esta unidad se encuentra consistentemente cortada por vetillas de cuarzo tipo A, B (Lámina 10 D) y C y en menor proporción por vetillas de halo biotítico tipo EBT.

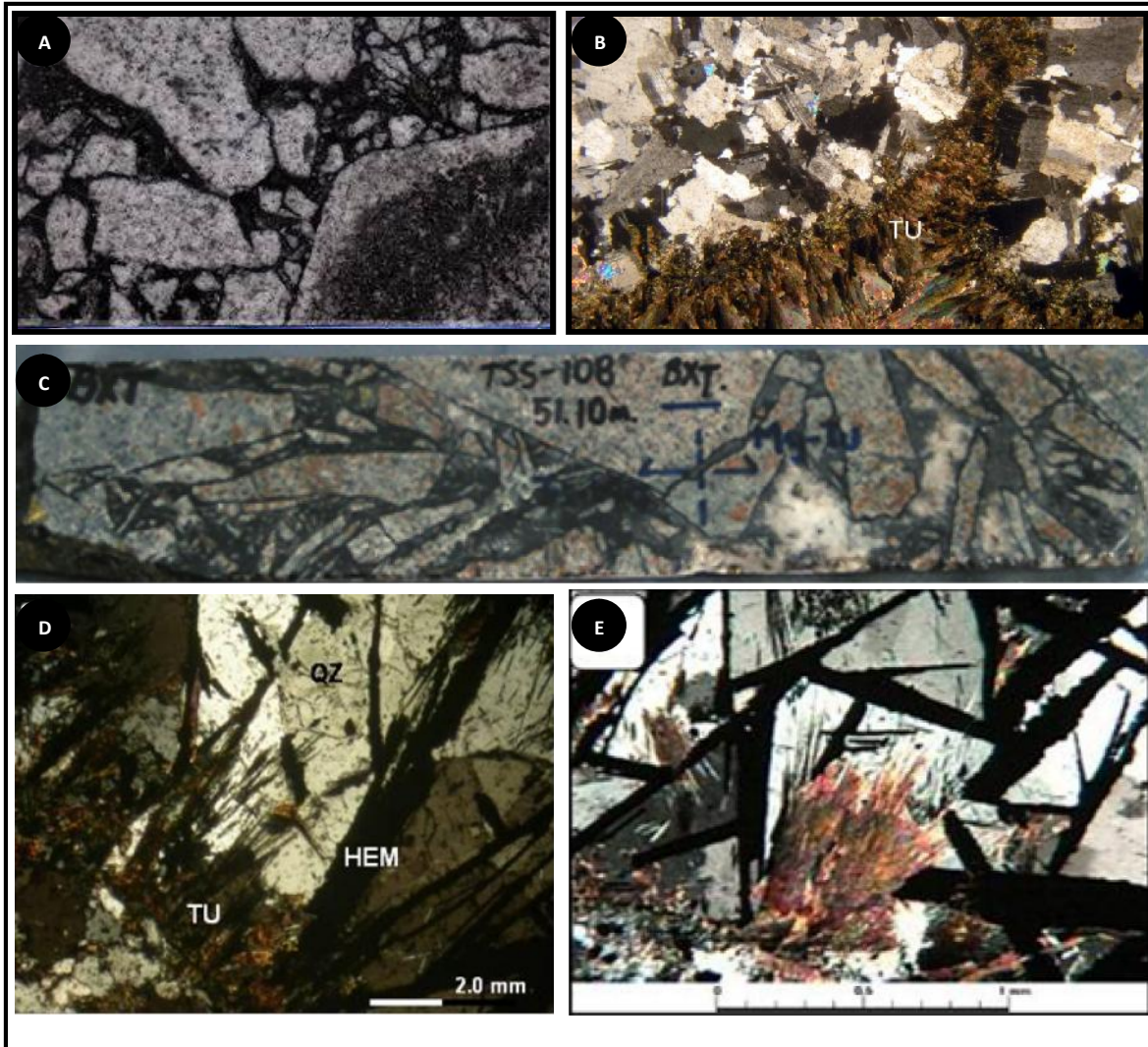


Lámina 57. A: Brecha de turmalina con dominios de turmalina y clastos albitizados con desarrollo de alteración a biotita en el centro. **B:** Fotomicrografía de matriz de la brecha compuesta de turmalina prismática. **C:** Brecha de matriz turmalina (izquierda) y matriz de magnetita (mushketovita) derecha. **D-E:** Fotomicrografía de matriz de la brecha compuesta por placas de hematita y turmalina coexistiendo con cuarzo.

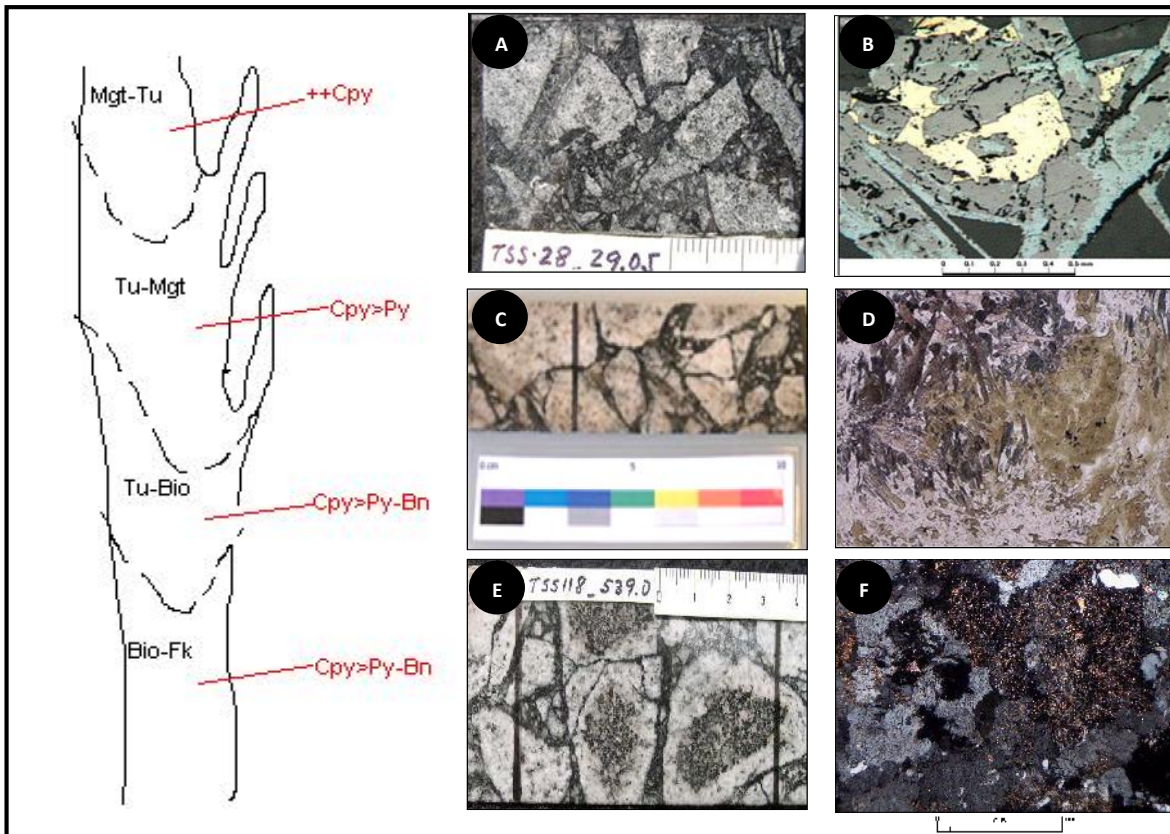


Lámina 58. Brecha de turmalina evidenciando su carácter zonado cuyos dominios van variando en profundidad. **A-B:** Zona de dominio de matriz Mushketivita-Turmalina-Cuarzo con calcopirita. **C-D:** Dominio de matriz Turmalina-Biotita con calcopirita>pirita. **E-F:** Dominio de Biotita>Turmalina con calcopirita>bornita.

La Brecha de Turmalina es considerada una brecha de temporalidad temprana en el sistema, puesto que se encuentra cortada por sistemas de vetillas tempranas y en profundidad se registra una alteración homogénea en los fragmentos a biotita-albita-feldespató potásico.

La Brecha Monolito corresponde a una brecha de color pardo a negro, cuya matriz está constituida por polvo de roca con o sin cemento y/o recristalización de origen hidrotermal, pudiendo ser biotita fragmental? (dada la presencia frecuente de fragmentos andesíticos biotitizados), anhidrita, feldespató potásico, turmalina o combinaciones de éstos (Lámina 59). Posee abundante porción de fragmentos de composición andesítica y de rocas subvolcánicas porfídicas, brecha de turmalina, pórfido y rocas intrusivas. Hacia superficie

esta unidad grada a una brecha de matriz de polvo de roca fuertemente sericitizado, posiblemente en un engrane vertical con la unidad Brecha Tobácea sensu Vargas & Otros (1999), relacionado a cambios de alteración que afectan a esta unidad en la vertical. Se distribuye en el flanco oeste del sector Sur Sur, limitando al norte y oeste con el Pórfido Don Luis, se distribuye formando un cuerpo de 840 m de largo, con anchos reconocidas de hasta 300 m. El límite oeste ha sido poco explorado, sin embargo los sondeos extendidos por Minera Sur Andes han encontrado al norte del sector un cuerpo de brecha de turmalina y brechas de polvo de roca al oeste del Pórfido Don Luis. Al oriente se encuentra cortando a la Brecha Sur Sur o a las rocas de caja.

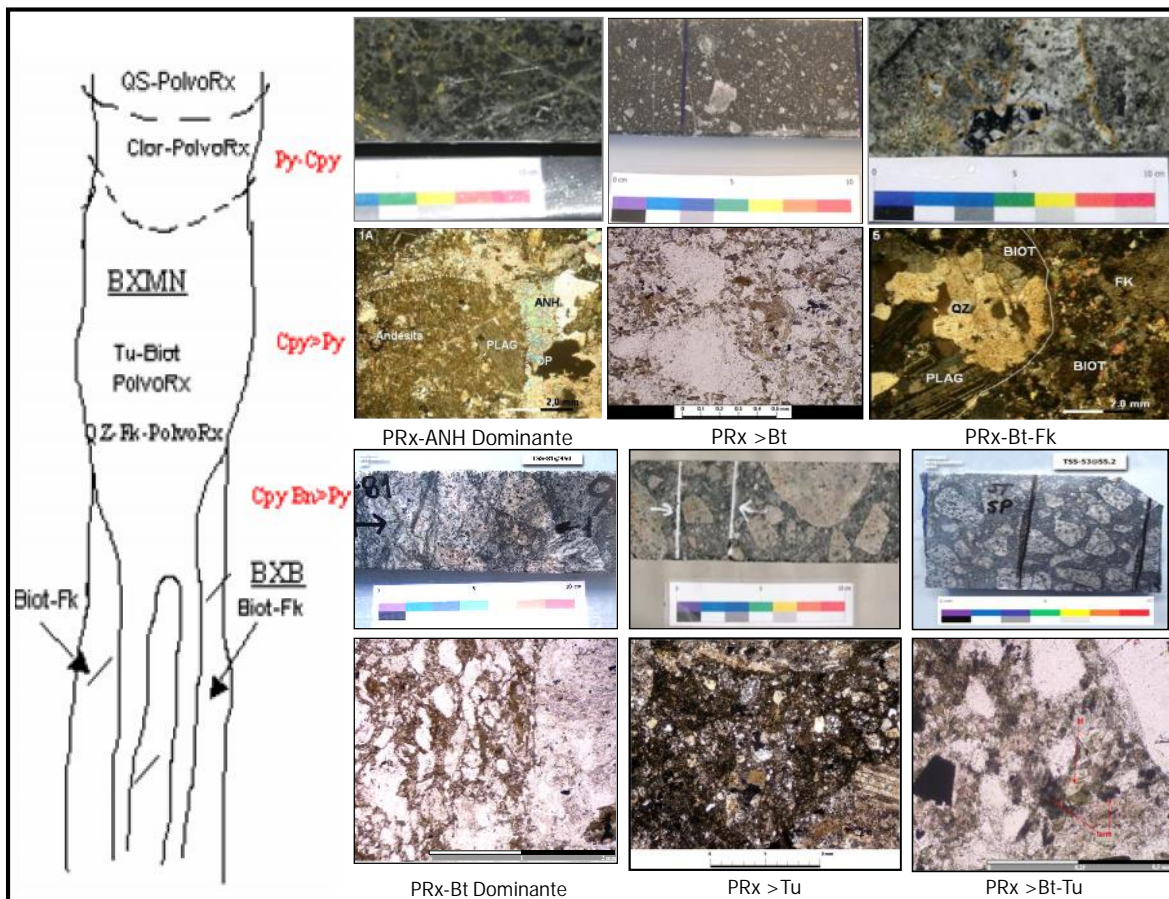


Lámina 59. Brecha Monolito evidenciando su carácter textural variable cuyos dominios van variando en profundidad entre matriz Polvo de Roca Anhidrita, dominio de matriz Polvo de Roca>Biotita, dominio de matriz Polvo de Roca-Biotita y Feldespato potásico y dominio de Polvo de roca y Turmalina.

Esta unidad, al profundizar bajo la cota 3.188 m s.n.m. se encuentra afectada parcial a totalmente por alteración potásica, la cual incluye recristalización de los componentes de matriz y cemento como la alteración de los fragmentos a biotita, feldespato potásico, cuarzo y albita. Además está frecuentemente cortada por vetillas de cuarzo tipos "A" y "B".

Finalmente la Brecha Tobácea Turmalinizada (BXTTO) corta a todas las unidades descritas anteriormente, corresponde a una brecha de turmalina tardía, posee textura fragmental polimíctica, con una alta proporción de matriz (>50%) constituida por polvo de roca y proporciones variables de turmalina (Lámina 60). De carácter polimíctica posee fragmentos de rocas intrusivas, pórfidos y brechas preexistentes subredondeados, distribuidos irregularmente en la matriz. Frecuentemente se observan en los fragmentos vetillas de cuarzo y vetillas de halos sericita gris verde truncadas. Los clastos se observan intensamente obliterados por alteración sericita-arcillas. En el sector Sur-Sur constituyen cuerpos filonianos de escasa potencia, de orientación norte-sur distribuidos al oeste de la Brecha de Turmalina temprana y cortando a la Brecha Monolito (Lámina 60). Esta brecha se emplaza principalmente sobre la cota 3.638 m s.n.m. reconociéndose a partir de sondajes por 400 m en la vertical y anchos de 30 m. Este último evento de brechización es posterior a todas las unidades descritas anteriormente, pero hasta la fecha no podido ser datada.

3.4.2 Tipos y Temporalidad de Alteración - Mineralización

Los procesos principales de alteración y mineralización del Sector Sur-Sur evidencian un claro control litológico asociado al cuerpo de Brecha de Turmalina temprana y a la base de la Brecha Monolito (Figura 17). A su vez, la Granodiorita Cascada como las Diorita, presentan alteración potásica de fondo o “background” la cual en general no destruye la fábrica original de la roca (textura preservada) y se manifiestan en los intrusivos como reemplazo de feldespatos por feldespato potásico, vetillas finas y sinuosas de biotita y/o cuarzo con halo de feldespato alcalino, minerales máficos biotitizados, seudomorfos de biotita cloritizada y las plagioclasas pueden estar alteradas parcialmente a sericita. Mientras que las dioritas, dada su composición de abundantes máficos (melanocrática) y con escaso feldespato potásico, la biotitización es más intensa y además presentan frecuentemente

magnetita. Asociada a esta etapa se presenta mineralización diseminada de calcopirita predominante, con menor bornita y molibdenita, en tanto que localmente vetillas tipo “EB”, “EBT” o “A” concentran proporciones menores de sulfuros indicados anteriormente.

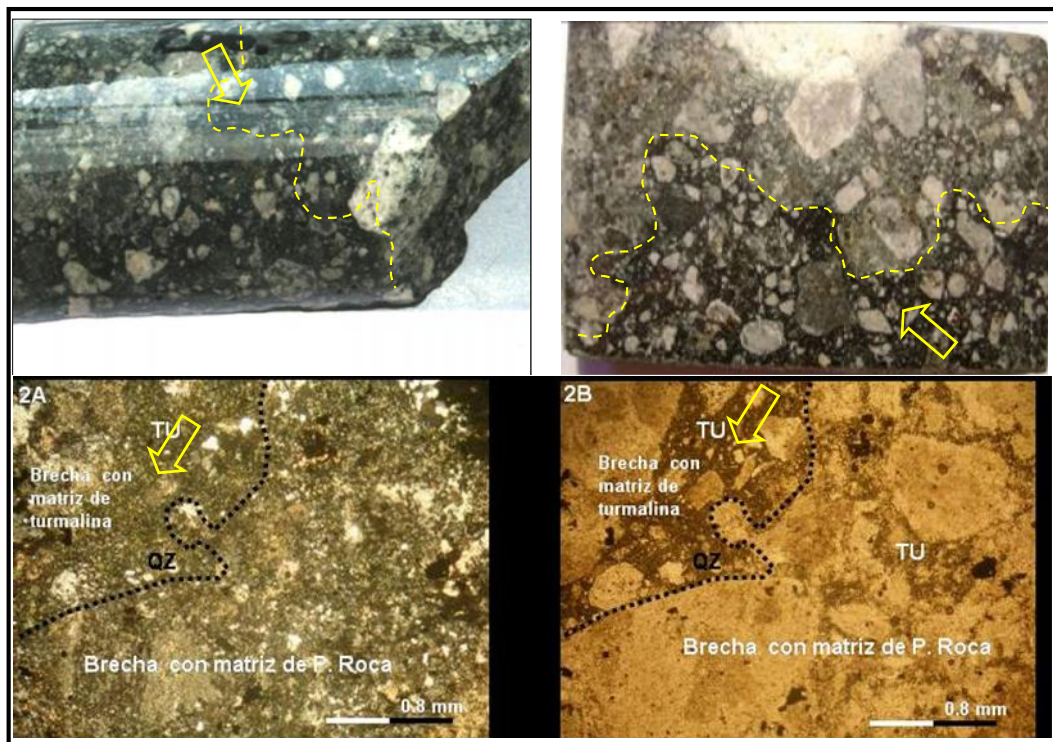


Lámina 60. Brecha Turmalina Tobácea (BXTTO) de carácter textural variable evidenciando el corte a brechas de matriz turmalina.

Paralelamente al desarrollo de la alteración potásica de fondo, se manifiesta en los intrusivos del sector oriental del sector, asociación de alteración clorita-epidota caracterizada por la presencia de epidota-clorita-magnetita con sulfuros pirita>calcopirita. Muy localmente se ha observado que vetillas tipo “EB”, cuyos halos biotíticos se observan reemplazados por clorita, se emplazan en zonas de alteración clorita-epidota depositando principalmente pirita.

Los fenómenos penetrativos de alteración, están asociados al desarrollo de brechas afectando tanto la matriz como los fragmentos, ellas incluyen desarrollo de turmalina-magnetita, biotita y feldespato potásico y/o albita como zonación concéntrica en los clastos en la brecha de turmalina temprana. La alteración transicional corresponde a la distribución

de sericita gris verde, con proporciones menores de clorita, magnetita y anhidrita y el stockwork de vetillas tipo "C". La mineralización en esta etapa incluye calcopirita>pirita diseminada en los halos y en el relleno de vetillas y en halos difusos (Figura 18).

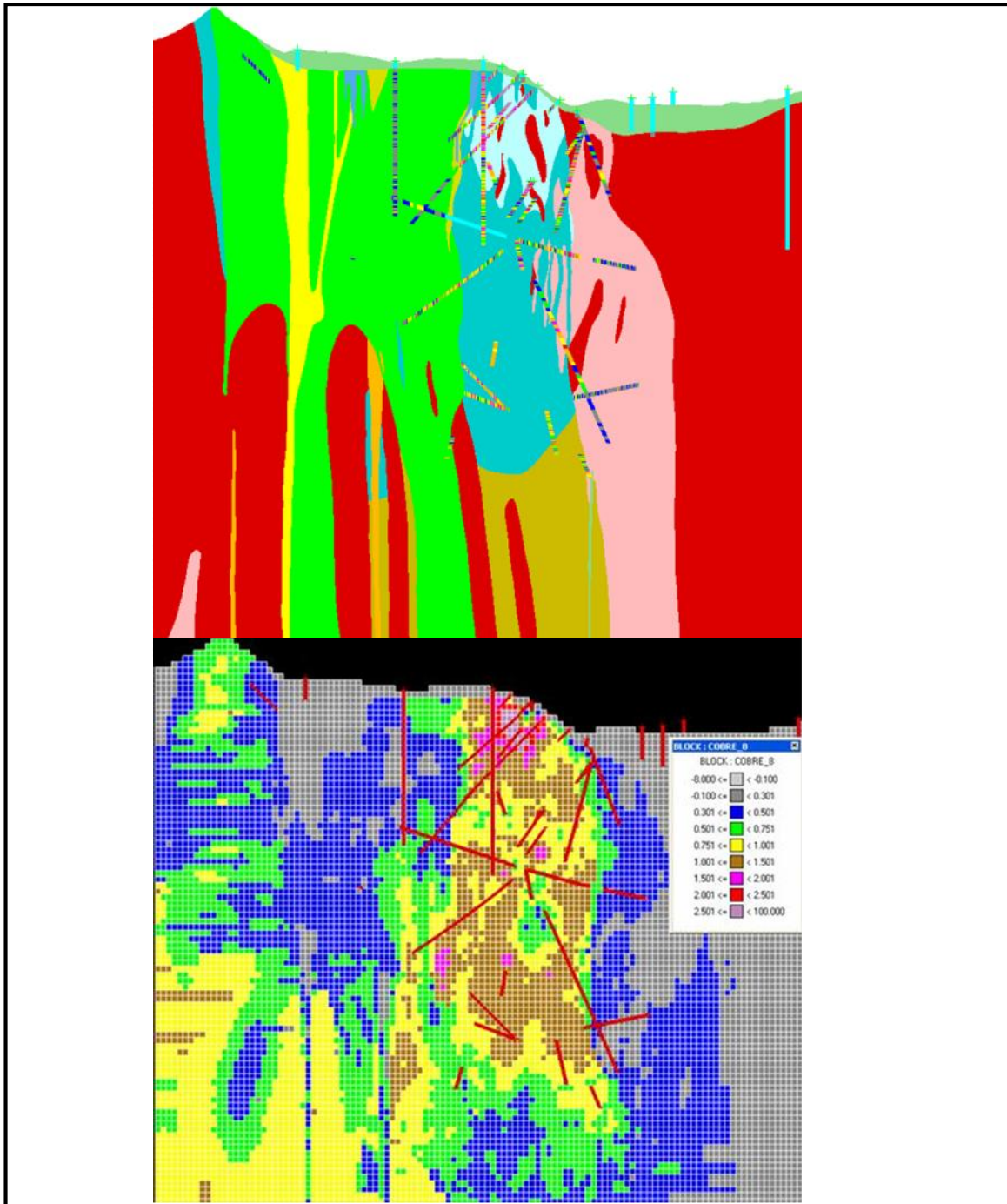


Figura 17. Modelo Litológico Sector Sur-Sur. Sección XC-070 junto al modelo de Bloques de Ley de Cobre Total (CuT).

La alteración sericítica tardía se caracteriza por el desarrollo de cuarzo, sericita y arcillas que oblitera parcialmente la textura original de la roca. Esta alteración, bajo el Nivel 8 (cota 3188 m s.n.m.), se manifiesta principalmente como halos blanquecinos (presencia de caolinita) centimétricos de vetillas tipo “D”, de cuarzo-sericita y localmente carbonato, siendo común la presencia cuarzo y sulfuros pirita>calcopirita en el relleno. Esta alteración se encuentra afectando tanto las rocas de caja como también la matriz y los clastos de brechas, principalmente en las unidades Brecha Tobácea (zonación vertical del cuerpo de Brecha Monolito) y Brecha de Turmalina Tobácea.

En este sector se identifican otras vetillas asignadas a los eventos aún más tardíos denominadas vetillas tipo “E” porque cortan a las tipo “D” y su característica principal es contener altas cantidades de sulfuros en el relleno de carbonato, yeso y pirita con contenidos menores de sulfosales, esfalerita y galena (Lámina 16).

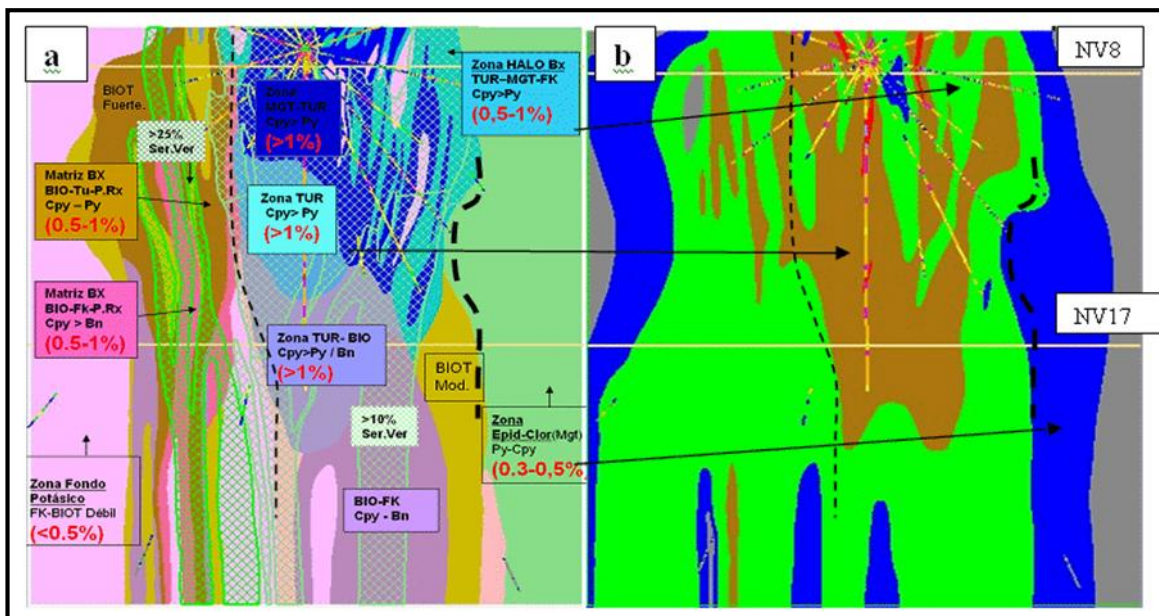


Figura 18. Modelo de Alteración-Mineralización. Sección XC-070 Sur-Sur.

IV- SECUENCIA PARAGENÉTICA

4.1 TEMPORALIDAD ABSOLUTA

4.1.1 Sistema U/Pb

Las determinaciones geocronológicas mediante la metodología U-Pb (SHRIMP II y CA-TIMS) en circones de los pórfidos, unidades volcánicas y subvolcánicas (chimeneas) confirman la edad Mioceno Superior-Plioceno Inferior para las rocas datadas en los distintos sectores del yacimiento Río Blanco. En conjunto, la información CA-TIMS del análisis de múltiples granos de circones individuales entregó por primera vez resultados de muy alta precisión y marca un hito de calidad en la determinación de temporalidad de suite de pórfidos comagmáticos en el ámbito de la investigación aplicada en geología económica.

En particular los pórfidos cuarzomonzóníticos del sector de Río Blanco permiten identificar dos pulsos principales de cristalización para los pórfidos cuarzomonzóníticos (PQM) con una duración de alrededor de 0,4-0,5 Ma, espaciados entre ellos por un período similar de tiempo (Figura 19), uno entre los 5,72 y 6,11 Ma correspondiendo a un fenómeno porfídico intermineral (PQM_m) y otro entre los 6,48 a 7,05 Ma que corresponderían a las facies tempranas (PQM_e), los que se observan cortados por las brechas de turmalina.

Por otra parte, las facies PFELD del sector Río Blanco presentan edades comprendidas entre 5,87 y 6,24 Ma. En particular, los resultados de la muestra DDH820 (284-290) de edad de cristalización $5,92 \pm 0,03$ Ma se traslapan levemente con muestras obtenidas anteriormente en el sector Sur-Sur TSS-086 (807-809) SHRIMP II de edad $5,74 \pm 0,13$ Ma y en el sector Don Luis DDH742 (7-13) TIMS de edad $5,84 \pm 0,04$ Ma (Deckart, 2005), acotando el evento de cristalización de PFELD en el rango 5,61 a 5,87 Ma. La edad obtenida en la muestra del sondaje DDH900 (48-54) es levemente más antigua que la obtenida en las muestras mencionadas anteriormente para la unidad PFELD, estableciendo un nuevo límite superior hasta los 6,24 Ma, que coincide con la edad de cristalización para las facies más jóvenes de PQM (Figura 20), por tanto desde el punto de vista geocronológico, en parte estas unidades serían contemporáneas.

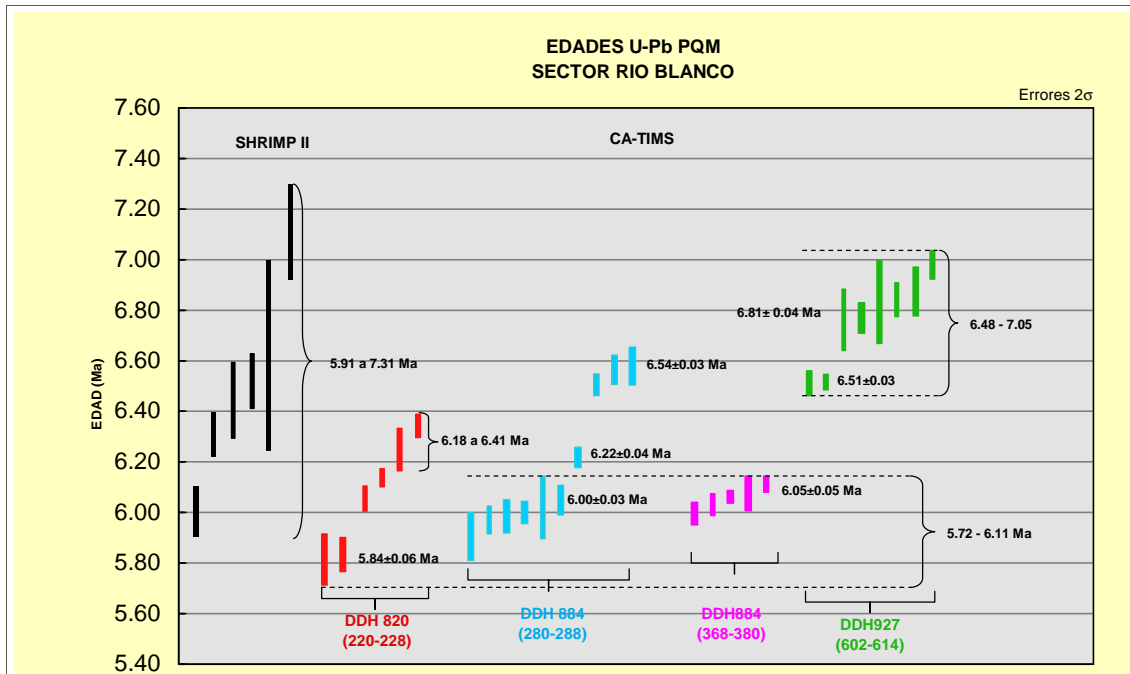


Figura 19. Compilación de edades SHRIMP II y CA-TIMS para unidades PQM del sector Río Blanco. Se observa que las edades SHRIMP II abarcan casi todo el espectro de las edades registradas por el método CA-TIMS.

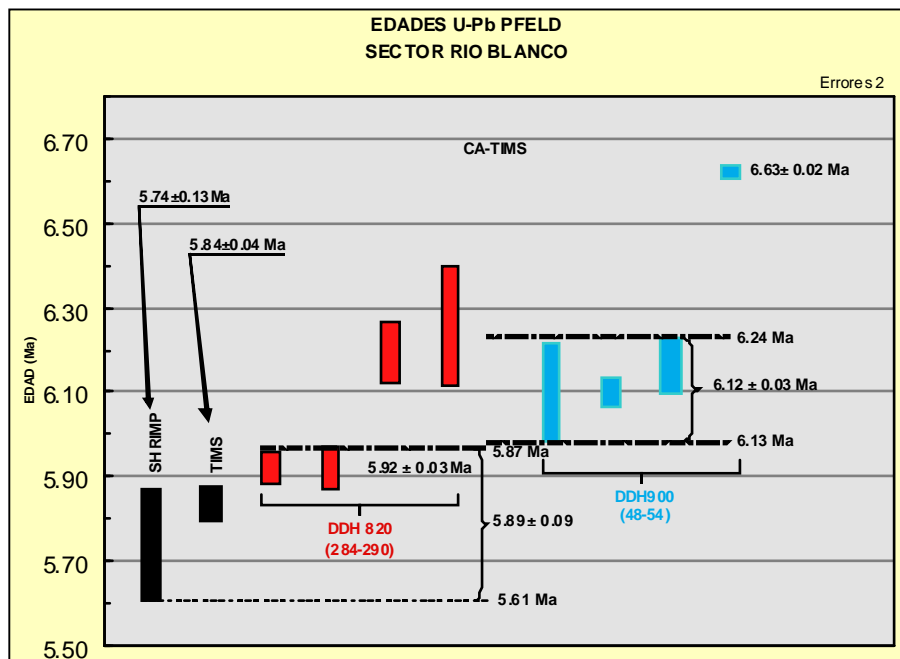


Figura 20. Compilación de edades SHRIMP II, TIMS y CA-TIMS para unidades PFELD del sector Río Blanco.

En el sector Don Luis los pórfidos PDL facies feldespática (PDL_PFELD) presentan un amplio espectro de edades que van desde los 5,31 hasta los 6,11 Ma, interpretándose de este modo dos posibles eventos, uno relacionado a las facies PQM y/o PFELD en el sector Río Blanco y otro a unidades texturalmente similares pero contemporáneas con fases PDL en este mismo sector.

Los mapeos de detalle han permitido observar indistintas relaciones de corte entre las facies PDL y PDL_PFELD permitiendo suponer eventos sincrónicos de emplazamiento de estas unidades. Este fenómeno se ve claramente reflejado en las edades obtenidas para cada una de las facies al entregar rangos de edades continuos entre un tipo y otro (Figuras 22 y 23). Además, espacialmente y de acuerdo con los modelos geológicos, estas unidades coexisten y se emplazan a través de un conducto común en el sector central del yacimiento. Al igual que en caso del pórfido PDLs se observan (Figura 23) edades representativas de circones xenocrísticos de edades similares a las obtenidas en los pórfidos del sector Río Blanco.

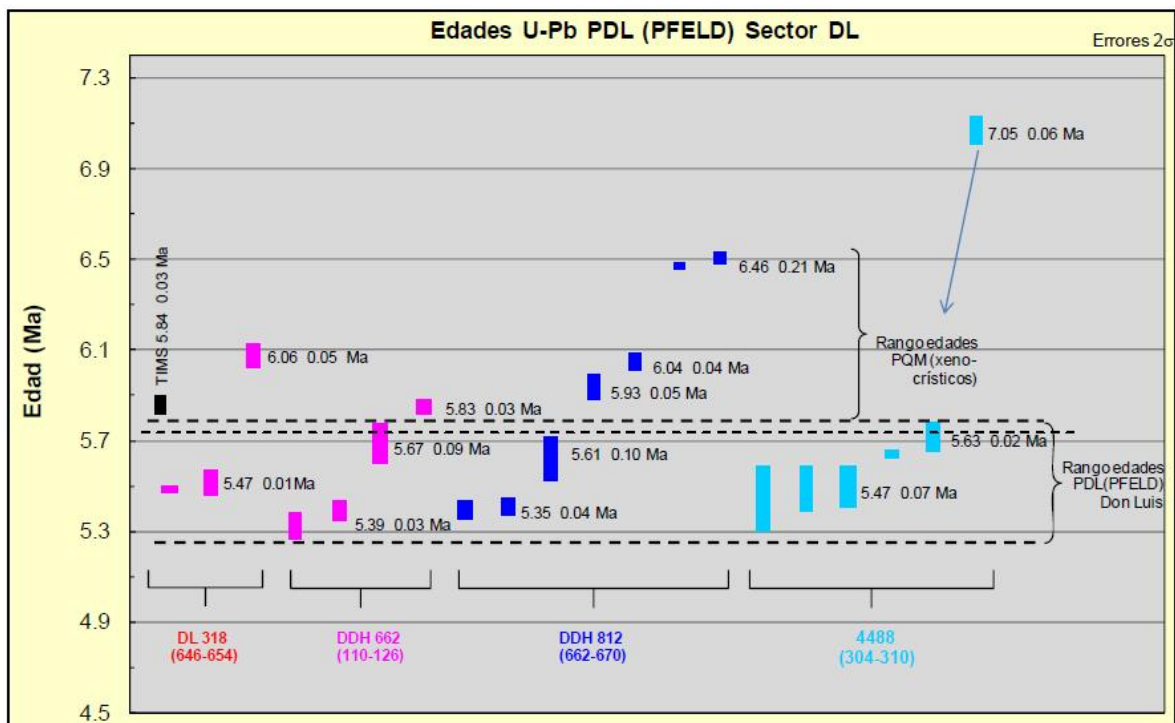


Figura 23. Edades CA-TIMS obtenidas en este estudio para la facie PDL (PFELD).

Se obtuvo una estrecha relación entre las edades más jóvenes obtenidas en PDL, permitiendo indicar una relación posiblemente comagmática entre la Chimenea Dacítica (CHDAC) y el pórfido PDL puesto que el rango que se obtuvo para la CHDAC es de 5,0 a 4,7 Ma (Figura 24).

La unidad CHRIOL que en este estudio entregó una edad de $4,31 \pm 0,05$ Ma no concuerda (Figura 25) dentro del error con la edad de $4,69 \pm 0,23$ Ma obtenida por Deckart (2005). Por otra parte, mapeos de detalle identifican a lo menos tres facies dentro de la unidad CHRIOL, existiendo un pulso de pórfidos (PIN) probablemente sincrónico datados en $4,57 \pm 0,04$ Ma, por tanto el rango de emplazamiento de la CHRIOL en el sector Río Blanco, considerando los datos de Deckart (2005), sería de 4,92 - 4,26 Ma, este rango incluiría además la cristalización de pórfidos a los 4,57 Ma (Figura 24).

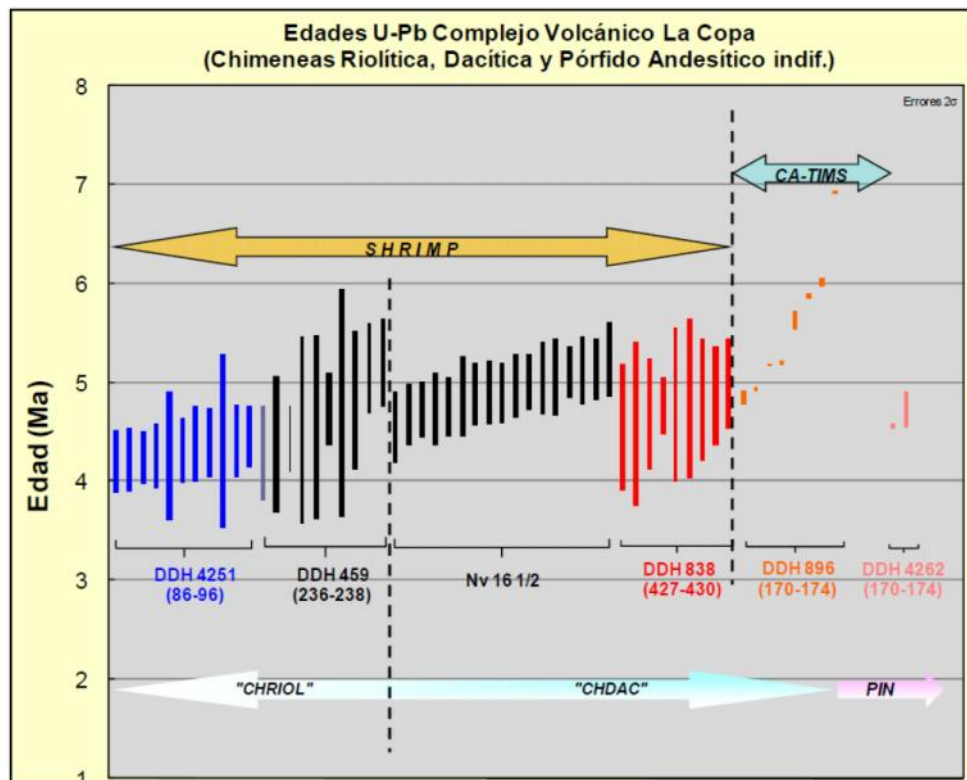


Figura 24. Comparación de edades Shrimp II y CA-TIMS obtenidas para las unidades CHRIOL y pórfido PIN, en barras negras las edades históricas (Deckart, 2002-2005).

De esta forma se tienen los rangos de edad para las principales unidades intrusivas, pórfíricas y subvolcánicas del yacimiento (Figura 25). No se incluyen las edades de las unidades PDL (Fino) de edad $5,94 \pm 0,04$ Ma, PIN que corta a la Chimenea Riolítica de edad $4,57 \pm 0,04$ Ma, ambas inciertas en el contexto geológico puesto que en ellas se poseen claras relaciones de corte con las unidades más jóvenes.

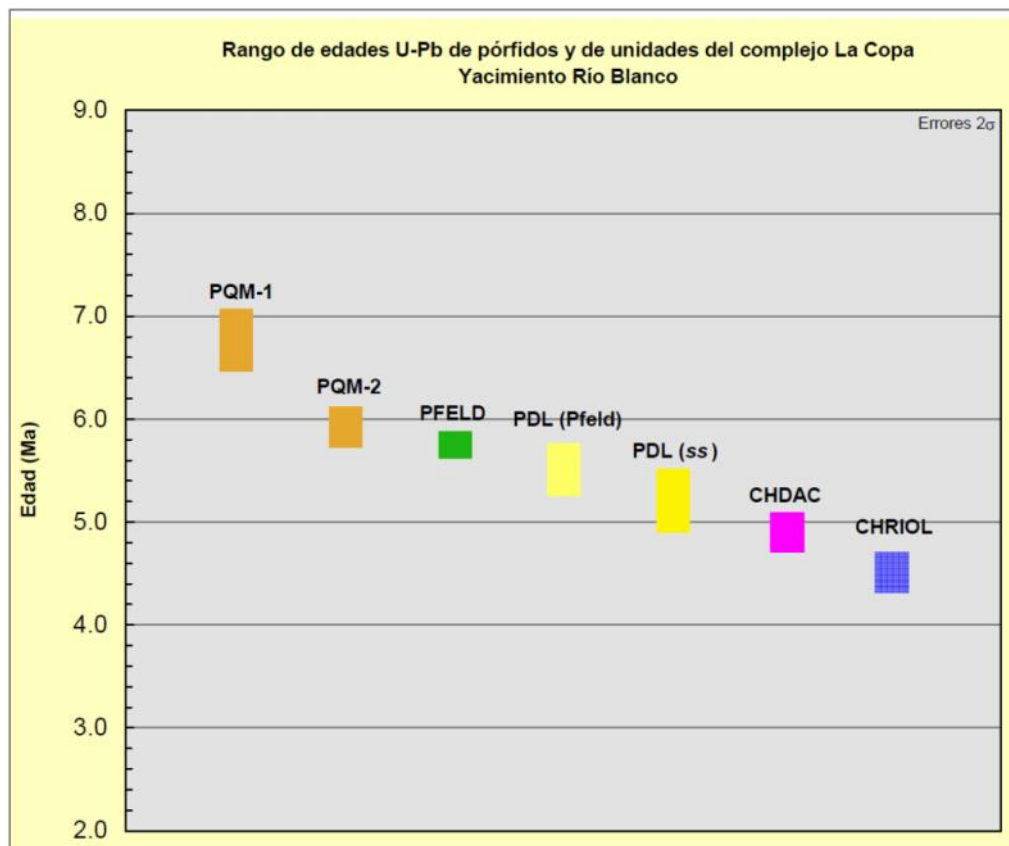


Figura 25. Resumen de rangos de edades obtenida para unidades del estudio geocronológico U-Pb, se incluyen en esta figura perfiles esquemáticos de los sectores Río Blanco, Don Luis y Sur-Sur.

A partir de las relaciones de temporalidad observadas y complementadas con las edades absolutas U/Pb en circones, se desarrolla la secuencia temporal de intrusión y brechización de las principales unidades en el yacimiento Río Blanco (Figura 26).

“más” antiguas (Tabla 7). Para la muestra (DDH841-283,0=3,95 Ma) se recomienda realizar un análisis SEM (EDS) para determinar su grado de pureza (posible alteración). Así, excluyendo las muestras “outliers”, las edades se distribuyen entre los 4,80 y 6,56 Ma.

Estos resultados en el sector de Río Blanco (Figura 27) presentan una estrecha correlación espacial y temporal con la ocurrencia de los pórfidos PQM_e & PQM_m, donde el primer grupo de molibdenitas analizadas, comprenden vetillas EBT y SGV (?) que se pueden asociar a la edad de los pórfidos más antiguos del sector (PQM_e). El segundo grupo corresponde a vetillas de cuarzo-molibdenita “tipo B” analizadas en distintas unidades, las que arrojan edades comprendidas entre los 5,79 y 6,07 Ma traslapándose en la edad con el grupo de pórfidos PQM.

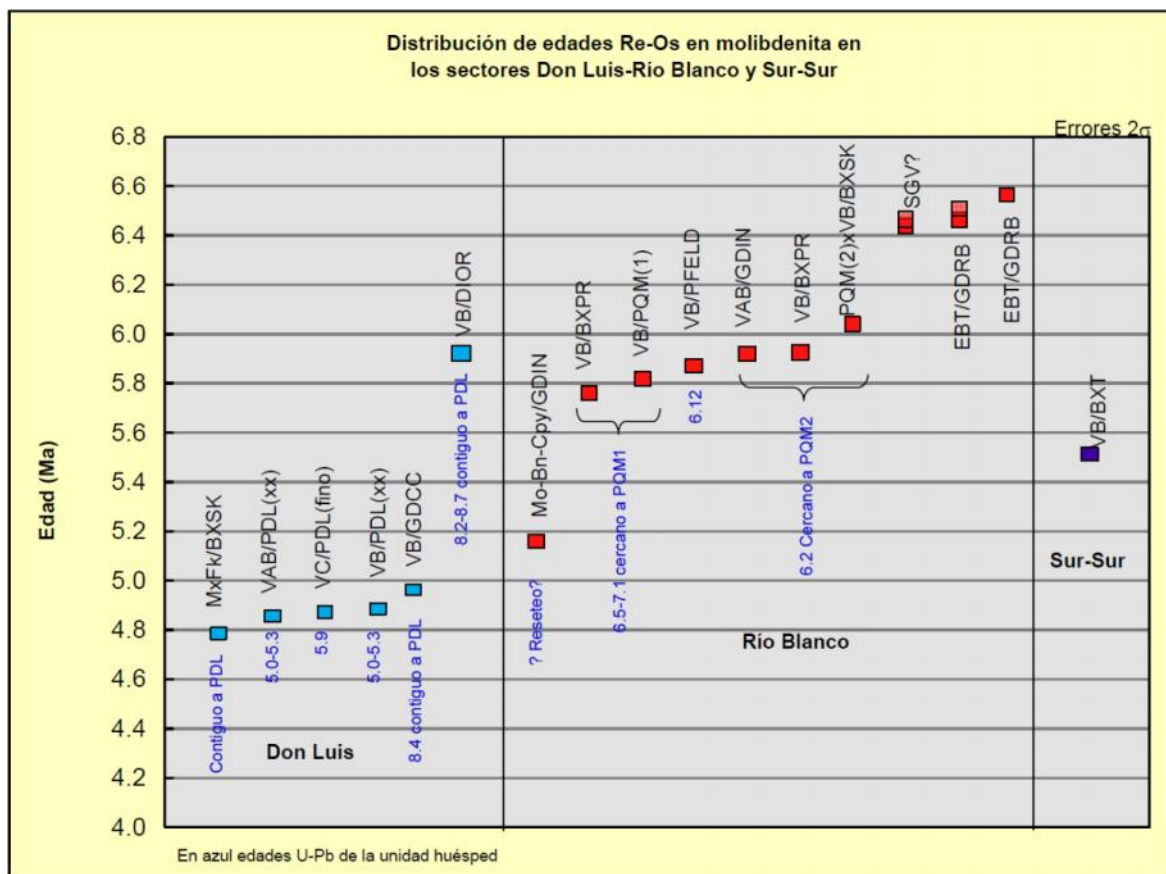


Figura 27. Comparación de edades Shrimp II y CA-TIMS obtenidas para las unidades.

Para el caso del sector Don Luis las edades Re-Os obtenidas y que están hospedadas en el pórfido homónimo o en sectores cercanos a este, presentan un rango estrecho entre los 4,78 y 5,01 Ma. En particular, este grupo de edades son levemente más jóvenes que la edad de emplazamiento de las unidades que hospedan a estas vetillas (4,89-5,48 Ma).

En el sector Sur Sur la única muestra con molibdenita datada correspondiente a una vetilla tipo B que corta a la brecha de turmalina temprana (BXT), arroja una edad de $5,52 \pm 0,03$ Ma y que está comprendida entre las edades obtenidas históricamente entre 5,11 y 5,79 Ma (Deckart, 2005).

Tabla 7. Resumen de rangos de edades obtenida para unidades del estudio geocronológico U-Pb, incluyendo en esta los datos históricos.

Muestra	Total Re (ppm)	¹⁸⁷ Re (ppm)	¹⁸⁷ Os (ppb)	Age (Ma)	Error (+/- 0.5%)	Obs
DDH-786-436.10	440.66	277.03	27.47	5.95	0.03	Analizar con SEM
DDH-787-118.30	182.88	114.97	9.55	4.99	0.02	
DDH-808-324.0	316.21	198.79	19.73	5.96	0.03	
DDH-808-764.80	284.10	178.61	14.29	4.80	0.02	
DDH-812-557.10	263.38	165.58	13.49	4.89	0.02	
DDH-827-109.4	322.33	202.64	20.51	6.07	0.03	
DDH-841-283.0	251.58	158.17	10.40	3.95	0.02	
DDH-841-315.8	178.35	112.12	11.97	6.41	0.03	
DDH-841-315.8-D	176.34	110.86	11.91	6.45	0.03	duplicado
DDH-877-274	224.32	141.02	14.00	5.96	0.03	
DDH-879-283.3	70.46	44.30	4.78	6.48	0.03	
DDH-879-283.3-D	73.32	46.09	5.01	6.53	0.03	duplicado
DDH-894-145-9	195.34	122.80	11.85	5.79	0.03	
DDH-894-290.9	38.32	24.09	2.69	6.70	0.03	"overspiked"
DDH-894-290.9-D	47.85	30.09	3.29	6.56	0.03	duplicado
DDH-900-35.50A	163.39	102.72	10.10	5.90	0.03	
DDH-906-398.9	311.82	196.03	15.91	4.87	0.02	
DDH-927-611.80	223.64	140.60	13.70	5.85	0.03	
DDH-938-452-7	291.89	183.51	15.84	5.18	0.03	
DL-318-128.80A	276.46	173.81	14.20	4.90	0.02	
TSS-118-522.9	217.17	136.53	12.56	5.52	0.03	

4.1.3 Sistema Ar/Ar

El análisis de los resultados ⁴⁰Ar/³⁹Ar de este estudio revela que en su mayoría las muestras no presentan componentes de Ar extraño o heredado incorporados a las muestras

(incorporación de ^{40}Ar del manto o de otros minerales por difusión). Al realizar la comparación entre los datos históricos se observa que la distribución de edades es muy similar y esencialmente independiente del tipo de mineral datado (Figura 28). Al visualizar la totalidad de los datos se observa que las edades obtenidas tienden a reflejar eventos termales más jóvenes dentro del espectro de edades de los pórfidos más antiguos (Figuras 30 & 31).

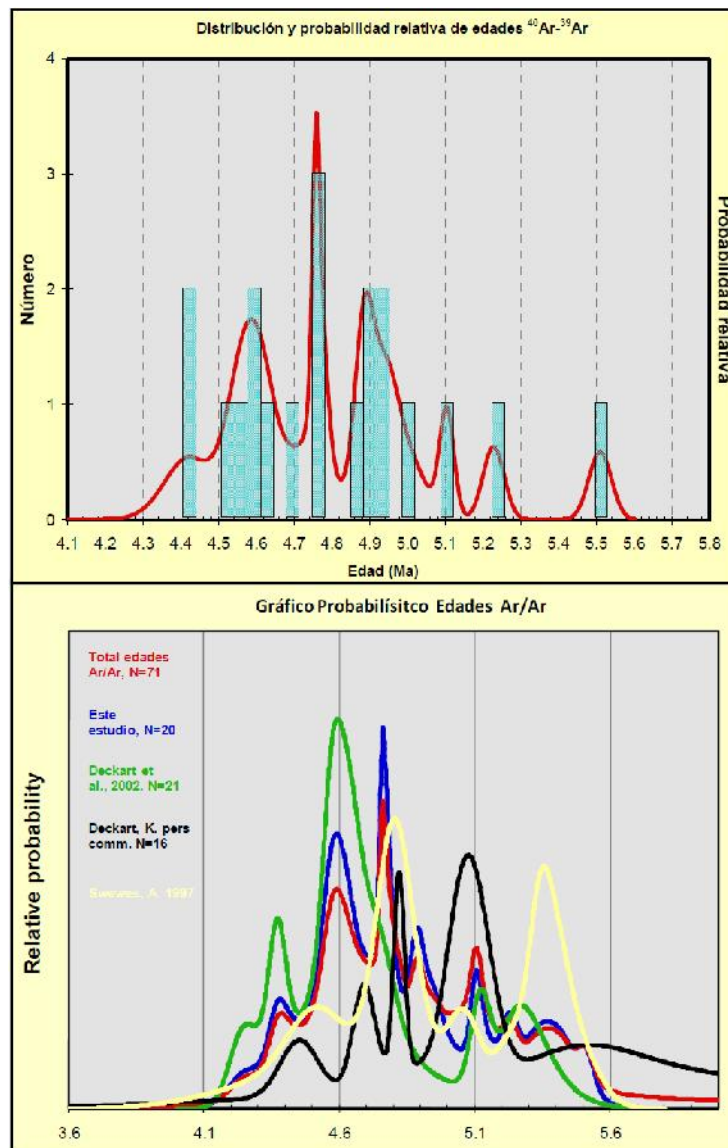


Figura 28. Gráfico de probabilidad relativa de edades Ar/Ar de este estudio (arriba) & Probabilidad relativa de edades Ar/Ar por autores (abajo).

Se puede apreciar una correlación temporal o al menos coincidente de la mayoría de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con los eventos tardíos de carácter volcánico o subvolcánico para el emplazamiento de los cuerpos de Chimenea Dacítica y Chimenea Riolítica (Figura 29). Se determina también que algunas edades de muestras obtenidas de los sectores Sur-Sur, Don Luis y Río Blanco coinciden al menos temporalmente con los eventos de emplazamiento y enfriamiento de los pórfidos PDL entre los ca. 5,0 y 4,6 Ma (edades U-Pb). Las edades tienden a agruparse en torno a los 4,6, ca. 4,8 y 4,9 Ma (Figuras 28 y 30) y *a priori* no es posible relacionar las edades obtenidas con un evento particular de emplazamiento, alteración hidrotermal o enfriamiento de los sistemas ígneos subvolcánicos o porfídicos.

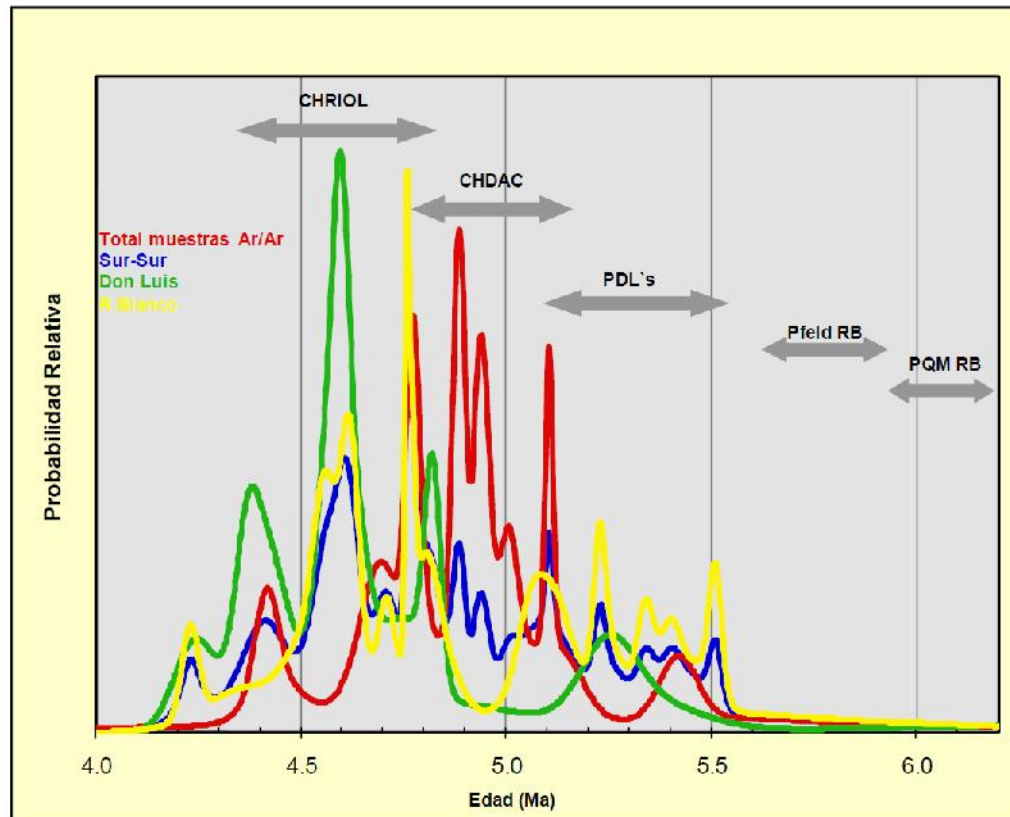


Figura 29. Probabilidad relativa de edades Ar/Ar por sector, además se indica en la figura el rango de edades U/Pb de los pórfidos y unidades subvolcánicas.

El sistema isotópico K-Ar es sensible a la pérdida de Ar por difusión en presencia de calor (180-350 °C, en estos minerales) de manera que no es posible determinar con certeza si las edades representan un “reseteo” parcial o total de las edades, o bien si las edades

representan eventos de enfriamiento del sistema hidrotermal. Lo anterior sumado a que en la formación del depósito actuaron eventos recurrentes sobre un mismo lugar, lo que no permite asumir que existió un gradiente termal homogéneo bajo los 350°C para los minerales de alteración hidrotermal datados, y de esta forma es inconducente intentar relacionar los peaks termal observados con el efecto de una litología o alteración en particular.

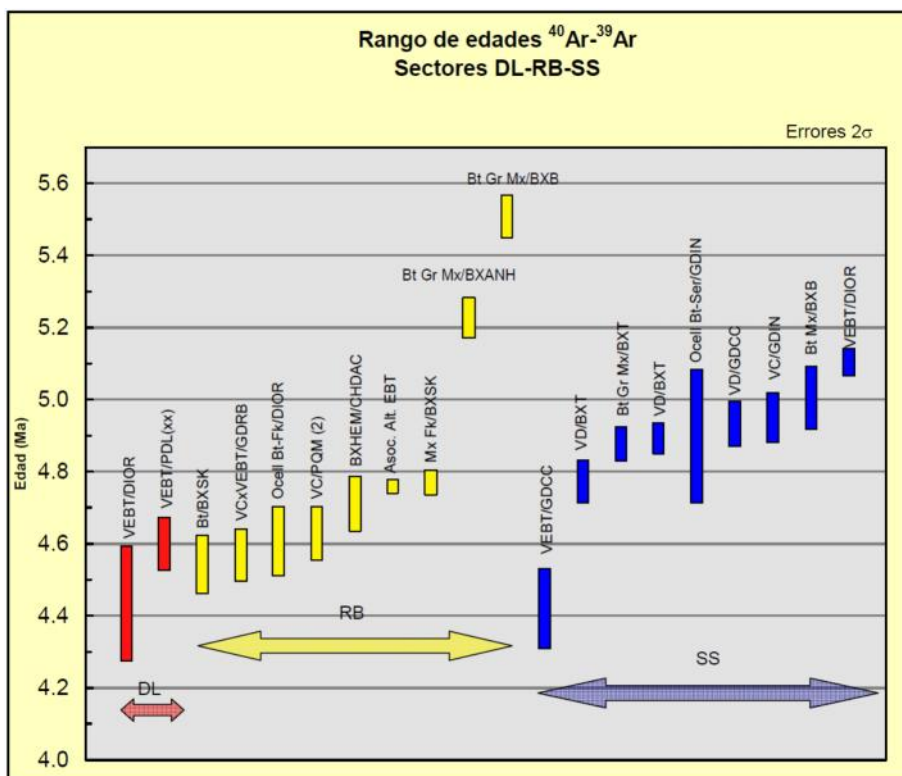


Figura 30. Distribución de edades Ar-Ar en los sectores DL-RB-SS.

4.2 SUMARIO DE EVENTOS DE ALTERACIÓN & MINERALIZACIÓN

Basado en relaciones de temporalidad relativa, determinadas en mapeos de testigos de sondajes, y en determinaciones de edades absolutas, se pudo definir la secuencia temporal de los eventos de intrusión/brechización y de alteración hidrotermal/mineralización desarrollados a lo largo de la historia del depósito Río Blanco (Figura 31). No fue posible obtener edades absolutas de las matrices de las brechas, pero a partir de las relaciones de corte entre éstas y los pórfidos o unidades subvolcánicas que las cortan, ellas pueden ser ubicadas entre los eventos que marcan los rangos de edades U/Pb.

De esta forma, en el sector Río Blanco se observa que tanto la brecha de turmalina temprana BXT y la brecha de polvo de roca (BXPR) que la corta, comúnmente contienen xenolitos de pórfidos PQM-1(PQM_e) y PFELD, de manera que su edad estaría contenida posiblemente en el rango 7,05 a 6,2 Ma. La brecha BXSK relacionada con la recrystalización por alteración potásica de la BXPR, corresponde a un evento posterior al pórfido PQM-2 (PQM_m), es decir, posterior a los 6,1 Ma y anterior a los 4,9 Ma, que es la edad mínima de cristalización del pórfido PDL (ss).

La brecha de hematita-anhidrita (BXHEM) fue emplazada posteriormente a la cristalización del pórfido PDL (ss) y por tanto su formación se produjo después de los 4,9 Ma, pero antes del desarrollo de la chimenea dacítica (CHDAC), de edad 5,0 Ma. La intrusión de la brecha de hematita (BXHEM) se ubica entonces, entre la formación de las chimeneas dacítica y riolítica, esto es en el rango 5,0 a 4,4 Ma.

Por otra parte se identifican al menos 5 eventos significativos de alteración/mineralización en el yacimiento: el primero de edad 6,6 a 6,4 Ma (Figura 31) relacionado con el desarrollo de vetillas EB-EBT (EDM) y consecuentemente con el establecimiento de la alteración potásica de fondo en la roca de caja. Este evento coincide con la edad de emplazamiento del más antiguo de los pórfidos cuarzomonzoníticos tempranos hallados en el sector Río Blanco (PQM_e, Figuras 31-32) y en forma de xenolitos en las facies de pórfidos tardías PDLss, corroborado con la presencia de edades de cristales xenocrísticos.

Traslapado con el evento de mineralización temprana relacionado con los pórfidos PQM tempranos, se registra la alteración tipo sericita gris verde con una importante carga metálica de calcopirita dominante, que afecta principalmente a brechas de turmalina y al pórfido intermineral PQM-2 (Figuras 31-32). De esta forma, su edad estaría contenida entre los 6,4 y 6,1 Ma.

Asociado con el emplazamiento de la facies de pórfidos cuarzomonzoníticos interminerales PQM-2 (PQM_m) se registra un evento de mineralización relacionado a sets de vetillas de cuarzo tempranas tipos "A" y "B" de edad 6,1 a 5,8 Ma (Figuras 31-32).

Cortando al evento anterior, se reconoce un nuevo pulso de alteración/mineralización relacionado al pórfido Don Luis (PDLs) con la presencia de vetillas de cuarzo "A" y "B" registrado entre 5,0 y 4,8 Ma. Este pulso además cuenta con desarrollo en profundidad de vetillas "EDM" y a menores cotas se registra sericita gris verde y alteración intensa sericita-arcillas-pirita en la porción más somera del cuerpo.

El último evento de mineralización reconocido es la formación de brechas de turmalina tardías y ricas en pirita y calcopirita cuya formación es posterior al emplazamiento de la chimenea riolítica arrojando así una edad más joven que los 4,4 Ma.

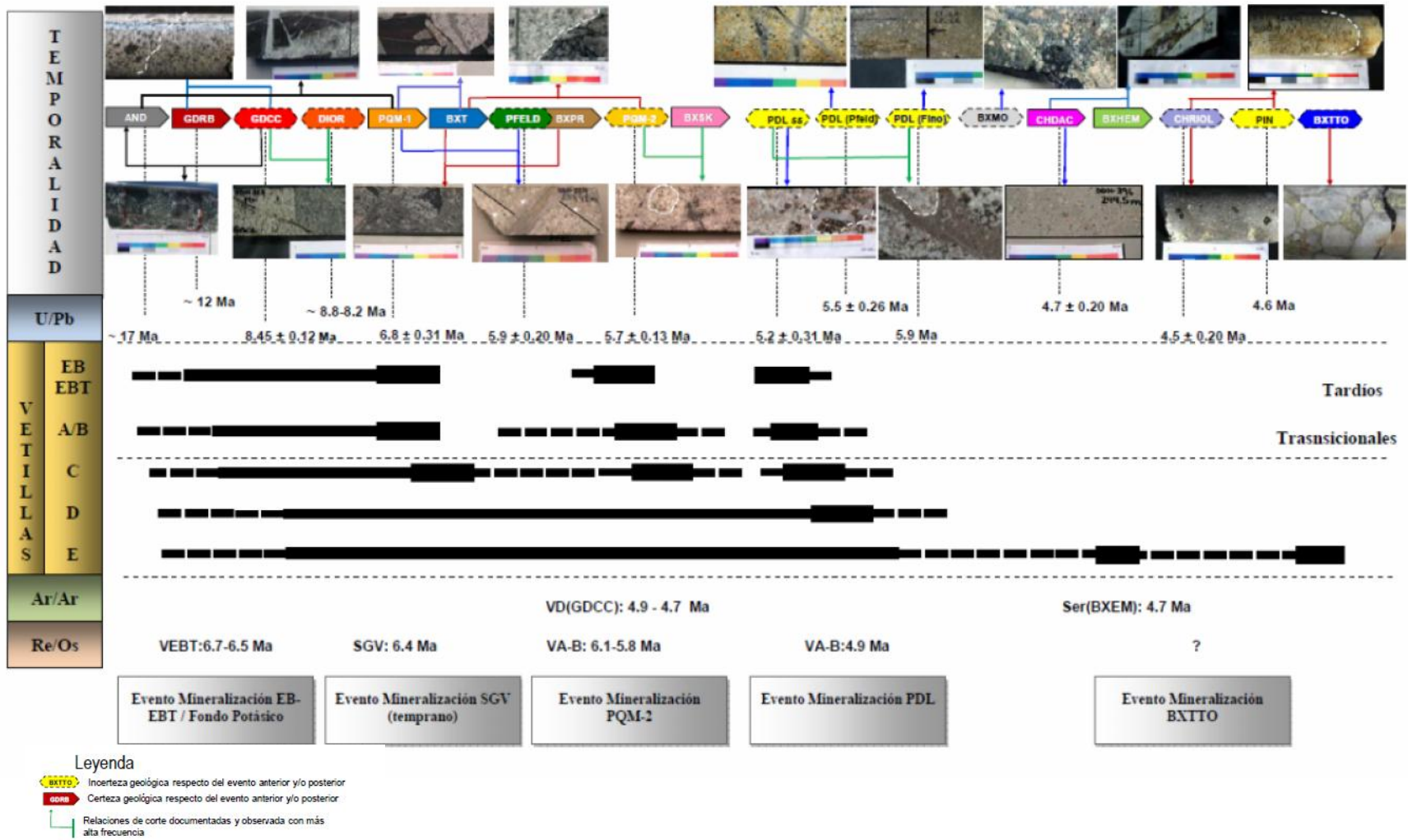


Figura 31. Distribución de eventos en Río Blanco-Don Luis.

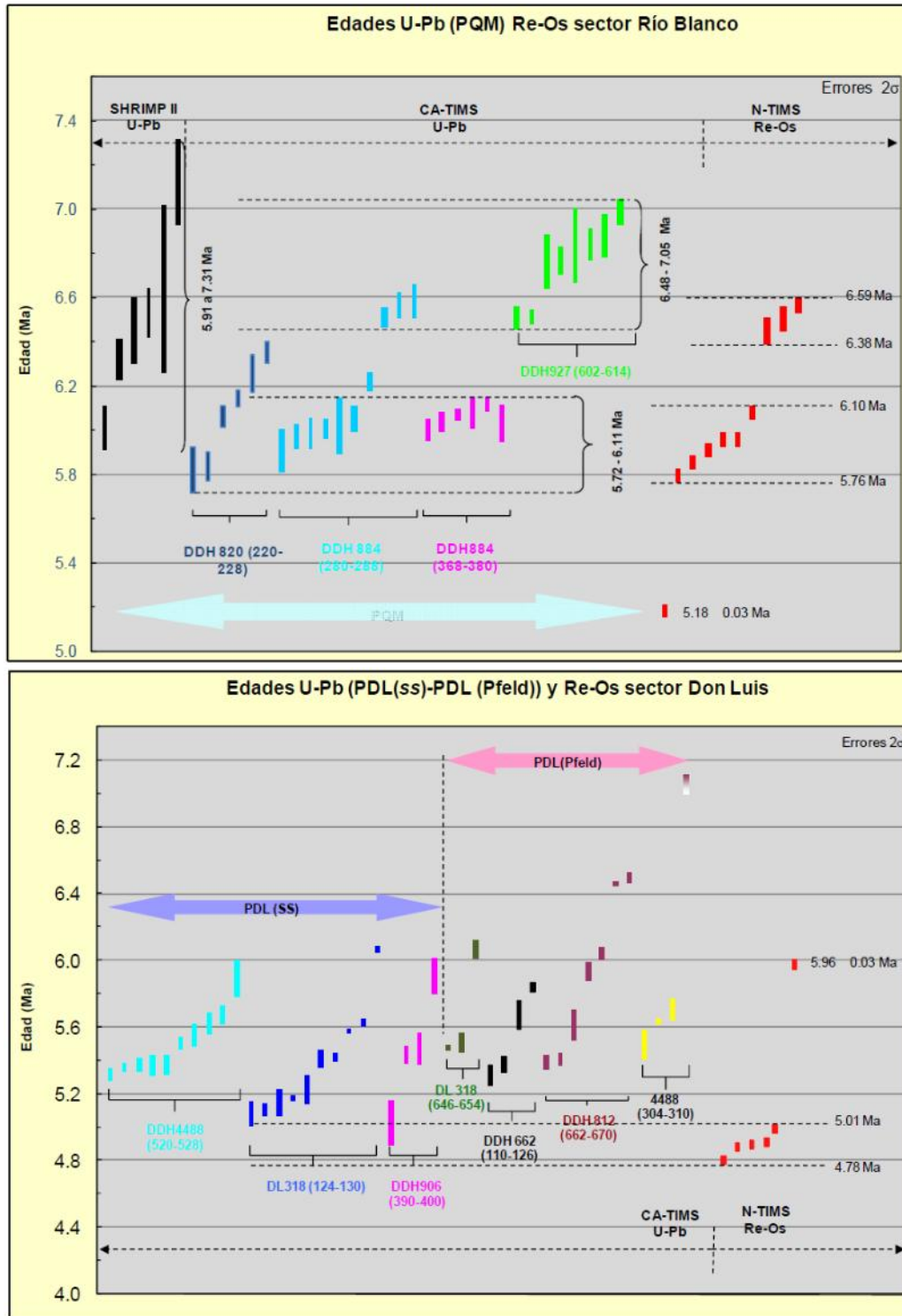


Figura 32. Box Plots considerando las edades obtenidas de U/Pb Ca-TIMS y Re/Os N-TIMS sector Río Blanco & Don Luis.

V- PROSPECTIVIDAD DISTRITO RÍO BLANCO- LOS BRONCES

El yacimiento Río Blanco corresponde a un sistema mineralizado tipo pórfido de Cu-Mo, dada la presencia y vínculos genéticos documentados mediante geocronología, entre las rocas porfídicas, y los diversos estilos de alteración y mineralización registrados durante su evolución. La alta complejidad de este sistema mineralizado obedece a la recurrencia en un período de más de tres millones de años de numerosas intrusiones interminerales, relacionados a procesos de alteración hidrotermal y mineralización de sulfuros hipógenos con sistemas de brechas relacionados. De esta forma el yacimiento Río Blanco, junto a los sistemas mineralizados de Los Bronces, conforman uno de los *clusters* más importantes a nivel mundial en lo que a recursos se refiere alcanzando sobre los 200 Mt de cobre metálico contenido (Toro et al, 2012), de los cuales Río Blanco alberga el 51,5%. El *cluster* de sistemas incluye numerosos prospectos aún en estudio: La Americana, San Enrique - Monolito, Paloma-Sulfato, Cerro Negro, Este Profundo, Riolita Norte, etc., todos los cuales poseen algunos elementos de los descritos, por tanto la consolidación de este trabajo permitirá disponer de un marco conceptual sólido que permitirá contextualizar los prospectos del distrito.

Para analizar este depósito complejo se desarrolló una robusta metodología de captura de información geológica, que incluye desde la fundamentación y definición de todos los parámetros de mapeo, como el control de calidad de los mismos para obtener una base de datos consistentes y auditable. Este aspecto fue compartido con diversos equipos de geólogos, en forma de transmitir las buenas prácticas al interior de la Corporación Nacional del Cobre, como con el equipo de Exploraciones Mineras Andinas EMSA, empresa filial de CODELCO.

La caracterización detallada de la mineralogía de menas y gangas de cada evento de alteración/mineralización como de sus brechas y vetillas, permite establecer la variabilidad de estos procesos en una columna de cerca de 2 km de reconocimiento geológico en una extensión de más de 8 km². Esto ha permitido establecer un modelo geométrico que posee

elementos como zonación mineralógica de vetillas y brechas en relación con los cuerpos de alta ley a lo largo del depósito, vinculados con la distribución espacial y temporal de intrusiones subvolcánicas porfídicas. Se realizaron talleres de intercambio de información con los equipos de exploración del distrito, a partir de los cuales se generaron modelos predictivos de exploración que incluyen numerosos aspectos del modelo expuesto en este trabajo (Piquer, 2010).

De igual forma la base geocronológica determinada en este trabajo sumado a la integración de los datos anteriores, ha sido utilizada para definir las franjas prospectivas en el distrito, de forma que las edades determinadas han sido relacionadas a los eventos de pórfidos interminerales como las edades más prospectivas del distrito (Alcota, 2014).

VI- CONCLUSIONES

Desde las etapas tempranas de formación del yacimiento Río Blanco, la mineralización en los sectores Río Blanco, Don Luis y, en menor proporción, Sur-Sur, se desarrolla asociada a una alteración potásica de fondo expresada en vetillas finas de biotita y en la biotitización de los minerales máficos. Posiblemente sincrónica a esta alteración se observan estilos de mineralización generada a gran profundidad y de alta temperatura expresado en sistemas de vetillas “EDM-EBT”, desarrollo de brechas de turmalina-magnetita y/o biotita tipo puzzle de carácter monomítico, las cuales localmente poseen fragmentos de pórfidos tempranos PQM, sistemáticamente cortadas por set de vetillas “A” y “B” con mineralización pobre de calcopirita y bornita principalmente.

Posterior al desarrollo de estos cuerpos de brechas tempranas se desarrolla una amplia brechización de más alta energía y con fragmentación parcial de los eventos de alteración-mineralización tempranos, generando un efecto de dilución de la mineralización de cobre previamente formada. Se generan brechas de matriz polvo de roca (BXPR), la que contiene clastos de brechas de turmalina, pórfidos tempranos PQM y vetillas “EDM-EBT”, localmente carácter cataclástico evidenciando un posible control estructural en su formación.

Seguido a estos eventos y, posiblemente gatillado por intrusiones de pórfidos PQM intermineral, el cual corta a las brechas de turmalina y/o biotita y a vetillas tipo “B”. Se genera una reactivación mayor de la actividad hidrotermal con amplio desarrollo de mineralización de calcopirita y bornita diseminada y en vetillas relacionado a procesos de alteración potásica penetrativa, principalmente en forma de recristalización de brechas de polvo de roca preexistentes y en vetillas tempranas tipos “A” y “B” tanto dentro del pórfido PQM intermineral como en brechas y rocas de caja.

Muy ligado al proceso anterior y sobreimponiéndose en las cotas altas y media del depósito, se genera mineralización de calcopirita tanto diseminada asociada a alteración sericita gris verde y en vetillas tipo “C”, que produce un aumento en los volúmenes de sulfuros en aquellas rocas afectadas significativamente por esta alteración (10% vol.), cuya textura original, producto de este proceso, se encuentra parcial a totalmente obliterada.

Todos los eventos anteriores comprenden paragénesis de sulfidización intermedia con dominios de Cpy-Bn en las etapas tempranas y Cpy>Py en las transicionales. En ambas etapas la mineralización principal se encuentra directamente relacionada a la intrusión de los pórfidos tempranos y transicionales PQM como lo demuestran las dataciones Re/Os realizadas tanto en vetillas “EDM-EBT” como en vetillas “B” que cortan la brecha de polvo de roca recristalizada por alteración potásica.

La intrusión de un pórfido de grandes dimensiones en la porción central del depósito (PDL), en forma de un emplazamiento más somero, puesto que en la cúpula de este se observan texturas tobáceas (“*vent porphyries*”), corta todos los eventos anteriores. La intrusión del pórfido genera brechas ígneas cuyos clastos fuertemente mineralizados y con vetillas de cuarzo se relacionan a alteración potásica. En la porción central de este pórfido se genera un sistema de vetillas tempranas pero de pobre mineralización (tipos “EDM”, “A” & “B”), el cual está documentado mediante dataciones de Re/Os en vetillas de cuarzo.

Posteriormente se desarrollaron brechas polimícticas de mayor energía y re trabajo de los fragmentos, exhibiendo clastos de rocas de caja truncando la mineralización relacionada a la alteración sericita gris verde temprana. Estas brechas exhiben alto transporte, alteración sericítica y/o argílica en la porción alta. La mineralización comprende pirita dominante con menores proporciones de Cpy-Py-Bn-Tn.

Finalmente sucede el emplazamiento de cuerpos tobáceos subvolcánicos (chimeneas) y diques de pórfidos asociados a mineralización de más alta sulfidización con presencia de bornita-pirita-calcosina-enargita diseminada y en escasas vetillas tanto en las brechas más tardías (BXHEM, BXTTO) como en los cuerpos de chimeneas (CHDAC-CHRIOL).

Las variaciones de los estados de sulfidización desde las etapas tempranas a tardías, la presencia de vetillas "EBT-EDM" en la misma posición que chimeneas con texturas tobáceas, podría expresar un variación en las condiciones del fluido. Estas variaciones podrían estar relacionadas a exhumación violenta durante algunos episodios ocurridos en el proceso de formación de este depósito. Estas perturbaciones de la cámara magmática potencialmente producirían evacuaciones de magma, en forma de los diversos pulsos de pórfidos y, muy vinculada en temporalidad a éstos, la recurrencia de fluidos hidrotermales y formación de brechas en todo el proceso de desarrollo de este depósito. Los cambios de presión que gatillaron esta recurrencia magmático-hidrotermal, pueden obedecer a efectos de segunda

ebullición de la cámara magmática con aporte de volátiles (magma máfico?) introduciendo principalmente CO₂ y S, produciendo exsolución de volátiles y formación de brechas y/o a fenómenos de remociones en masa en la porción superior del depósito, desestabilizando las condiciones de P-T y de esta forma propiciando la evacuación de magma y fluidos asociados. La recurrencia de estos fenómenos habría posibilitado la formación de numerosos eventos superpuestos en un mismo lugar geométrico que produjeron la acumulación en el tiempo de mineralización hipógena de Cu-Mo de alta ley.

VII- REFERENCIAS

ALCOTA, H., (2014). Evolución Geocronológica, Magmática e Hidrotermal del Complejo Río Blanco-San Francisco, precursora para la formación de sistemas mineralizados del Distrito Minero Río Blanco - Los Bronces; Andes Centrales, Chile. Tesis Magister en preparación, Universidad Católica del Norte.

ARANCIBIA, O.N., CLARK, A.H., (1996). Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, v. 91, pp. 402–438.

ATKINSON, W.W., Jr., SOUVIRON, A., VEHR, T.I., and FAUNES, G., A., (1996). Geology and mineral zoning of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile: Society of Economic Geologists Special Publication 5, pp. 131–156.

BAKER, E.M., KIRWING, E.J., TAYLOR, R.G. (1986). Hydrothermal Breccia Pipes. Contribution of the Economic Geology Research Unit, James Cook University of North Queensland, 12, 45 p.

BERTENS, A., (2010). Servicio de Consultoría Programa de Estudio Geocronológico Yacimiento Río Blanco-2010. Informe Interno, División Andina, Codelco-Chile, pp 23.

BERTENS, A., HERMOSILLA, J., (2010). Informa de Cierre Programa de Estudio Geocronológico U/Pb, Ar/Ar, Re/Os YACIMIENTO RÍO BLANCO 2010. Informe Interno División Andina, Codelco Chile. 17 p.

BERTENS, A., WETTKE, E., (2008). Informe Interno Geocronología Sector La Americana. Informe inédito, Archivo técnico CODELCO-EMSA.

BRIMHALL, G.H., Jr., (1977). Early fracture-controlled disseminated mineralization at Butte, Montana. *Economic Geology*, v. 72, pp. 37–59.

BRIMHALL, G., DILLES, J., PROFFETT, J., (2006). The role of geologic mapping in mineral exploration. Society of Economic Geologists, Special Publication 12, pp. 221–241.

CALDERÓN, J., (2000). Características y distribución de la brecha magmática de granodiorita, tercer panel, yacimiento Río Blanco, V Región, Chile. Memoria para optar al Título de geólogo. Depto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, U. de Concepción, Chile, pp. 85.

CASTAGNO, R., PIZARRO, N., (2004). Procedimiento de Mapeo Geológico de Sondajes Diamantina Escala 1:100. Informe Interno, División Andina, CODELCO-Chile, pp. 1-32.

CASTAGNO, R., BOOK, E., FUENTES, F., (2007). Estudio de los Controles de Mineralización, Bloque Piloto Sur Sur, Yacimiento Río Blanco. Informe Interno, División Andina, Codelco-Chile, pp. 1-83.

CASTELLI, J.C., LARA, L., (1999). Geología de exploración básica generativa entre el río Yeso y el Paso de Libertadores, 1:50.000. Informe inédito, Archivo técnico CODELCO-EMSA.

CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J.J., GANS, P., KAY, S. M., MUÑOZ, N.A., WYSS, A.R., ZURITA, E., (2002), Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern central Andes,. Chile (33– 36S. L.), *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 117 – 139.

CHARRIER, R., PINTO, L., RODRIGUEZ, M.P., (2007). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in *Geology of Chile*, edited by T. Moreno and W. Gibbons, Geol. Soc., London, pp. 21 – 116,

CHÁVEZ, W.X., Jr., (2000). Supergene oxidation of copper deposits. Zoning and distribution of copper oxide minerals: Society of Economic Geologists Newsletter 41, pp. 1, 10–21.

- CLARK, A.H., (1993). Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive?: Society of Economic Geologists Special Publication 2, p. 213–283.
- CLODE, C.H., PROFFETT, J.M., Jr., MITCHELL, P.A., and MUNAJAT, I., (1999). Relationships of intrusion, wall-rock alteration and mineralisation in the Batu Hijau copper-gold porphyry deposit: PACRIM '99, Australasian Institute of Mining and Metallurgy Congress, Bali, Indonesia, 10–13 October 1999, Proceedings, pp. 485–498.
- CREASEY, S. C., (1966). Hydrothermal alteration, in Titley, S.R., and Hicks, C.L., eds., *Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, The University of Arizona Press, pp. 51–74.
- CUADRA, P.; PIZARRO, N. y CASTAGNO, R., (2005). Modelamiento Geológico, API A03M201 Reconocimiento Geológico en Profundidad, Yacimiento Río Blanco. Informe Interno División Andina, Codelco Chile, 39 p.
- CUADRA, P. (2011). El impacto del Conocimiento Geológico en el Negocio Minero. El caso de División Andina. 2nd International Seminar on Geology for the Mining Industry (GEOMIN), Plenary Session. Antofagasta, Chile, 8-11 June.
- DECKART, K., CLARK, H. A., AGUILAR, C., VARGAS, R., BERTENS, A., MORTENSEN, J. K. and FANNING, M., (2005). Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, Central Chile: Implications of an integrated U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar database. *Economic Geology*, v. 100, pp. 905–934.
- DÍAZ, C., HERMOSILLA, J. MALDONADO, L., SOLÉ, M., (2009). Procedimiento de Mapeo Geológico de Sondajes Diamantina Escala 1:200. Informe Interno, División Andina, Codelco-Chile, pp. 1-42.
- DILLES, J., and EINAUDI, M.T., (1992). Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada – A 6 Km Vertical reconstruction. *Economic Geology*, V. 87, pp. 1693-2001.
- FARÍAS, M., CHARRIER, R., CARRETIER, S., MARTINOD, J., FOCK, A., CAMPBELL, D., CÁCERES, J., COMTE, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35S) *TECTONICS*, v. 27.
- FIELD, C.W., ZHANG, L., DILLES, J.H., RYE, R.O., and REED, M.H., (2005). Sulfur and oxygen isotope record in sulfate and sulfide minerals of early, deep, pre-Main Stage porphyry Cu-Mo and late Main Stage base-metal mineral deposits, Butte district, Montana. *Chemical Geology*, v. 215, pp. 61–93.
- FOURNIER, R.O., (1999). Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, v. 94, pp. 1193–1211.
- FRIKKEN, P.H., (2004). Breccia-hosted copper-molybdenum mineralization at Río Blanco, Chile: Unpublished PhD thesis, Australia, University of Tasmania, pp. 290.
- FRIKKEN, P.; COOK, D.; WALSH, J.; SKARMETA, J.; SERRANO, L.; VARGAS, R. (2002). Sulfur isotope and mineral zonation in the Sur-Sur breccia complex, Río Blanco Cu-Mo deposit, Chile – Implications for ore genesis. AMIRA P511: Hydrothermal System, giant ore deposit and new paradigm for predictive mineral exploration. Chilean Atlas, volume 2. Final Report, June 2002.
- FRIKKEN, P.; COOK, D.; WALSH, J.; ARCHIVALD, D.; SKARMETA, J.; SERRANO, L.; VARGAS, R. (2005). Sulfur isotope and mineral zonation in the Sur-Sur breccia complex, Río Blanco Cu-Mo deposit, Chile – Implications for ore genesis. *Society of Economic Geology*, v.100, p.935-961.
- GUSTAFSON, L.B., HUNT, J.P., (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, pp. 857–912.

GUSTAFSON, L.B., QUIROGA, G., J., (1995). Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 90, p. 2–16.

GUSTAFSON, L.B., TITLEY, S.R., eds., (1978). Porphyry copper deposits of the southwestern Pacific Islands and Australia, *Economic Geology*, v. 73, pp. 597-599.

HERMOSILLA, J., MALDONADO, L., (2006). Modelamiento de Parámetros Geológicos Bloque Piloto, Río Blanco (XC-095, XC-115, XC-135). Informe Interno, División Andina, Codelco-Chile, pp. 1-36.

HERMOSILLA, J. (2008). Reinterpretación Geocronológica Sector Don Luis-Sur-Sur. Informe Interno, División Andina, Codelco-Chile, pp. 1-12.

HERMOSILLA, J., MALDONADO, L., CASTAGNO, R., (2007). Procedimiento de Mapeo Geológico de Sondajes Diamantina Escala 1:100 Volumen. Informe Interno, División Andina, Codelco-Chile, pp. 1-34.

HERMOSILLA, J., CUADRA, P., ROJAS, G., (2011). Relevant tools for generating geologic models at División Andina. 2nd International Seminar on Geology for the Mining Industry (GEOMIN), Antofagasta, Chile, 8-11 June. pp. 221–241.

HUNT, J.P., (2008). Informe Interno, Schematic Alteration Overlay. División Andina Codelco-Chile, pp1-6.

IRARRAZABAL, V., SILLITOE, R.H., WILSON, A., TORO, J.C., ROBLES W., and LYALL, G., (2010). Discovery history of a giant, high-grade, hypogene porphyry copper molybdenum deposit at Los Sulfatos, Los Bronces-Río Blanco district, central Chile: *Society of Economic Geologists, Special Publication 15*, pp. 253–270.

JEBRACK, M., (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, v.12, pp.111–134.

KROGH,

KIRKHAM, R.V., (1971). Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits: *Economic Geology*, v. 66, pp. 1244–1249.

LANG, J., (2008). Drill Core Reference Library and Coding Fact Sheets. Vein Types. Unpublished report. Pebble Project, Alaska, Northern Dynasty Minerals LTD.

LOWELL, D., GUILBERT, J.M., (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, v.65, pp. 373-408.

MALDONADO, L. (2012). Secuencia Intrusiva Porfírica y su Relación Temporal con el Complejo de Brechas Río Blanco, Yacimiento Río Blanco. Memoria para optar al Título de geólogo. Depto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, U. de Concepción, Chile, pp. 166.

MATHUR, R., RUIZ, J.R., MUNIZAGA, F.M., (2001). Insights into Andean metallogenesis from the perspective of Re-Os analysis of sulfides [ext. abs.]: *South American Symposium on Isotope Geology*, 3rd, Pucón, Chile, 2001, Extended Abstracts, CD-ROM, pp. 500–503.

MEYER, C., HEMLEY, J.J., (1967). Wall rock alteration, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt, Rinehart, and Winston, pp. 166–235.

MEYER, C., (1965). An early potassic type of wall-rock alteration at Butte, Montana: *American Mineralogist*, v. 50, pp. 1717–1722.

MEYER, C., SHEA, E., GODDARD, C., and STAFF, (1968). Ore deposits at Butte, Montana, in Ridge, J.D. ed., *Ore deposits of the United States 1933–1967 [Graton-Sales volume]*: New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, v. 2, p. 1363–1416.

- MULLER, G., (1997). Modelamiento Geológico Corporativo. Informe Interno, Gerencia de Planificación y Tecnología Minera (GEPLAM), pp. 20.
- MUNTEAN, J.L., EINAUDI, M.T., (2001). Porphyry-epithermal transition: Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, v. 96, pp. 743–772.
- MUNTEAN, J.L., EINAUDI, M.T., (2000). Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, v. 95, pp.1445–1472.
- MUNTEAN, J. EINAUDI, M.T., (2001). Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology*, v. 96, pp. 743–772.
- PIQUER, J., (2010). Geología del Distrito Andina, escala 1:25.000. Informe inédito, archivo técnico CODELCO-EMSA.
- PROFFETT, J., (2008). Loggin Drill Core in Phorphyry Copper Deposits. Unpublished handbook, pp. 1-20.
- PROFFETT, J.M., (2003). Geology of the Bajo de la Alumbraera porphyry coppergold deposit, Argentina. *Economic Geology*, v. 98, pp. 1535–1574.
- PROFFETT, J., (2009). High Cu grades in porphyry Cu deposits and their relationship to emplacement depth of magmatic sources. *Geological Society of America, Geology*, v. 37; no. 8; pp. 675–678.
- RIVERA, S.L., PARDO, R., (2004). Discovery and geology of the Toki porphyry copper deposit, Chuquicamata district, northern Chile: *Society of Economic Geologists Special Publication 11*, pp. 199–211.
- RIVERA, O. y NAVARRO, M., (1996). Estudio geológico distrital de la División Andina, 2ª etapa, escala 1:25.000. Informe inédito, Archivo técnico CODELCO.
- RIVANO, S., ESPÍÑEIRA, D., BORIC, R., y SEPÚLVEDA, P., (1995): Hojas Quillota-Portillo. Regiones de Valparaíso y Coquimbo. Carta geológica de Chile No. 73. 1 mapa escala 1:250.000.
- REED, M.H., (1999). Zoning of metals and early potassic and sericitic hydrothermal alteration in the Butte, Montana, porphyry Cu–Mo deposit [abs.]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 31, no. 7, pp. A381.
- REED, M., RUSK, B., (2001). Insights into supercritical hydrothermal processes from numerical models of potassic hydrothermal alteration, and SEM-CL imaging of vein quartz at Butte, Montana, in Toshiyuki, H., ed., *Proceedings from the Workshop on Potential Thermal Extraction from Deep-seated Rock Masses: Sendai, Japan, Tohoku University*, pp. 37–53.
- ROBERTS, S.A., (1975). Early hydrothermal alteration and mineralization in the Butte district, Montana: Unpublished Ph.D. thesis, Cambridge, MA, Harvard University, pp.173.
- RUSK, B.G., (2003). Cathodoluminescent quartz textures and fluid inclusions in veins of the porphyry copper-molybdenum deposit in Butte, Montana: Constraints on the physical and chemical evolution of the hydrothermal system, Unpublished Ph.D. dissertation, Eugene, Oregon, University of Oregon, 285 p.
- RUSK, B.G., REED, M., DILLES, J., (2008). Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, v. 103, pp. 307–334.
- SEEDORF, E., and EINAUDI, M.T., (2004). Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style: *Economic Geology*, v. 99, pp. 3–37. [3]

SEEDORFF, E., (1988). Cyclic development of hydrothermal mineral assemblages related to multiple intrusions at the Henderson porphyry molybdenum deposit, Colorado: Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special, v. 39, p. 367–393.

SEEDORF, E., DILLES, J.H., PROFFETT, Jr., J.M., EINAUDI, M.T., ZURCHER, L., STAVAST, W.J.A., JOHNSON, D.A., and BARTON, M.D., (2005). Porphyry deposits—Characteristics and origin of hypogene features: Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, pp. 251–298.

SEEDORF, E., BARTON, M.D., STAVAST, W.J.A., MAHER, D.J., (2008). Root zones of porphyry systems. Extending the porphyry model to depth: Economic Geology, v. 103, pp. 939–956.

SERNAGEOMIN (1988). Informe Datación, N° 06 / 89.

SILVA, W., TORO, J.C., (2009). Mineralización primaria sintectónica en el distrito minero Río Blanco-Los Bronces. XII Congreso Geológico Chileno, actas, simposio n°11, trabajo n°59.

SILLITOE, R.H., (1985). Ed. A Special Issued of Breccia System. Ore-Related Breccias in Volcanoplutonic Arcs, Economic Geology, Vol. 80, pp. 1467-1514.

SILLITOE, R.H., (2000). Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery: Reviews in Economic Geology, v. 13, pp. 315–345.

SILLITOE, R., (2010). Porphyry copper systems. Economic Geology, v. 105, pp. 3–41.

SKEWES, A. (1997). Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar en Brechas e Intrusivos del Megayacimiento de Cobre Río Blanco-Los Bronces.

SPROHNLE, C. (1988). Geología de los Sectores Sur-Sur y Don Luis del Yacimiento Río Blanco, División Andina CODELCO Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, pp.177.

TAYLOR, R., POLLARD, P., (1993). Mineralized Breccia Systems: Methods of recognitions and interpretation. Contribution of the Economic Geology Research Unit, James Cook University of North Queensland, pp. 27.

TITLEY, S.R., (1982). The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems, in Titley, S.R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits: Tucson, The University of Arizona Press, pp. 93–116.

TITLEY, S.R., THOMPSON, R.C., HAYNES, F.M., MANSKE, S.L., ROBINSON, L.C., and WHITE, J.L., (1986). Evolution of fractures and alteration in the Sierrita-Esperanza hydrothermal system, Pima County, Arizona. Economic Geology, v. 81, pp. 343–370.

TORO, J., ORTÚZAR, J., ZAMORANO, J., CUADRA, P., HERMOSILLA, J., SPRÖHNLE, C., (2012). Protracted Magmatic-Hydrothermal History of the Río Blanco-Los Bronces District, Central Chile: Development of World's Greatest Known Concentration of Copper. Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 16, pp. 105-126.

TORO, J.C., (1986). Cuerpos subvolcanicos asociados a zonas de alteración hidrotermal en la alta cordillera de Chile Central: Antofagasta, Chile, Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, Unpublished Memoria de Título, 174 p.

VARGAS, R., GUSTAFSON, L.B., VUKASOVIC, M., TIDY, E., and SKEWES, M.A., (1999). Ore breccias in the Río Blanco-Los Bronces porphyry copper deposit, Chile. Society of Economic Geologists Special Publication 7, pp. 281–297.

VENEGAS, R., (2003). Geología y potencial de la franja Ojos de Agua-Polvareda-Juncal y del blanco Las Heladas, Distrito Andina. Informe inédito, Archivo técnico CODELCO.

VERGARA, M., LOPEZ-ESCOBAR, L., PALMA, J.L., HICKEY-VARGAS, R., ROESCHMANN, C., (2004). Late tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 17, pp 227–238.

WALLACE, S.R., MUNCASTER, N.K., JONSON, D.C., MACKENZIE, W.B., BOOKSTROM, A.A., SURFACE, V.E., (1968). Multiple intrusion and mineralization at Climax, Colorado, in Ridge, J.D., ed., *Ore deposits of the United States, 1933–1967 (Graton-Sales Volume)*: New York, American Institute Mining Metallurgy and Petroleum Engineers, v. 1, pp. 605–640.

WARNAARS, F.W., HOLMGREN, C., BARASSI, S., (1985). Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Rio Blanco, Chile. *Economic Geology*, v. 80, pp. 1544-1565.

VIII- ANEXOS

8.1 METODOLOGÍA DE ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS

8.1.1 Sistema U/Pb

El protocolo que se estableció en conjunto un equipo conformado por los geólogos Alfredo Bertens Neumann (Consultor), Juan Hermosilla y Marco Solé del área de Geología de Desarrollo de la Superintendencia de Geología de DAND.

Para la realización de este estudio se consideraron todos los métodos analíticos y sistemas isotópicos para la obtención de edades confiables. En particular, la datación isotópica de circones es una técnica compleja y, en este caso, acrecentada por la joven edad del sistema mineralizado y la dinámica de los circones en sistemas ígneos polifásicos. Aun así, en base a la naturaleza de las unidades identificadas se decidió utilizar la técnica SHRIMP II para aquellas facies subvolcánicas con componente tobáceo (chimeneas) y CA-TIMS para los cuerpos de pórfidos hipabisales. El primer método ofrece la posibilidad de determinar la existencia de poblaciones de circones, pero en desmedro de la precisión analítica de cada medición, mientras que la técnica CA-TIMS determina edades con extrema precisión, siendo incluso capaz de develar aspectos de la formación, recolección y transporte de granos en cámaras magmáticas. Esta técnica sin embargo no permite, en forma práctica y económica, el estudio de poblaciones de circones. Cabe destacar que este método ha sido usado por primera vez en forma sistemática en un yacimiento de estas complejidades.

Se abordó la revisión de técnicas y resultados de anteriores estudios geocronológicos en la división y la documentación de las relaciones de contacto del modelo litológico DAND 2009. En particular, se trabajó extensivamente en la revisión en varias escalas de los contactos entre unidades, la revisión de las variaciones texturales dentro de los tipos litológicos y posibles secuencias relativas de emplazamiento. De este modo, se obtuvo el mejor control geológico con

el objeto de minimizar las posibles incertidumbres tanto de los modelos, como de los resultados.

Este consistió en la selección de 18 tramos (Tabla 3), en base a la toma de muestras homogéneas en trozos de 5 a 20 cm de longitud dentro del tramo seleccionado, previamente rotulado en tacos en la bandeja y posteriormente fotografiado. Cada trozo se examinó con lupa 20x para descartar la presencia de xenolitos que pudieran contribuir con circones xenocrísticos. Dependiendo del grado de mineralización, ya sea en vetillas o diseminación, se escogieron los trozos menos alterados con el fin de evitar la acumulación de sulfuros y aumentar la masa de roca huésped en el proceso de separación de circones.

Las muestras para este estudio geocronológico U-Pb en circones fueron obtenidas de medios testigos de diámetro HQ y sólo una desde un sondaje NQ (DDH-662). Éstas fueron seleccionadas a partir de sondajes realizados en diversas campañas de reconocimiento del yacimiento y en particular fueron revisados alrededor de 3.000 m de sondajes para escoger los tramos muestreados (Tabla 1).

Tabla 1. Selección de sondajes DDH revisados para muestreo y muestras seleccionadas para datación U-Pb en circones.

SONDAJE	DESDE	HASTA	LARGO	MES	AÑO
TSS-118	450.00	600	150.00	Julio	2009
DDH-820	160	320	160.00	Julio	2009
DDH-884	240	450	210.00	Julio	2009
DDH-894	480	680	200.00	Agosto	2009
4262	15	110	95.00	Agosto	2009
4251	8	200	192.00	Agosto	2009
4224	730	828	98.00	Agosto	2009
4262	765	851	86.00	Agosto	2009
DL-318	520	667.5	147.50	Agosto	2009
DL-318	80	310	230.00	Agosto	2009
DL-231	63	285	222.00	Agosto	2009
DDH-906	350	410	60.00	Septiembre	2009
DDH-662	90	160	70.00	Septiembre	2009
DDH-662	260	350	90.00	Septiembre	2009
DDH-838	120	430	310.00	Septiembre	2009
DDH-900	8	135	127.00	Septiembre	2009
DDH-896	100	200	100.00	Septiembre	2009
DDH-812	500	1000	500.00	Diciembre	2009

TOTAL METROS 3047.5

En todos los tramos escogidos se tomaron muestras para análisis petro-calcográficos de factibilidad de datación U-Pb y para factibilidad de análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y Re/Os. Adicionalmente trozos de roca de tramos adyacentes a los muestreados dan cuenta, en general, de relaciones de temporalidad entre las muestras datadas. La descripción detallada, tanto macroscópica como microscópica de estas muestras se encuentra en el informe “Proyecto Geocronología de Pórfidos y Unidades Subvolcánicas del Yacimiento Río Blanco” (Hermosilla, 2009), en el que están indicadas, además, las relaciones de temporalidad, su contexto geológico y la sección específica de ubicación. En total fueron estudiados 92 cortes transparentes, 52 de ellas con sus respectivos cortes pulidos. Estos pozos fueron muestreados con anterioridad y el resumen de petro-calcografías de las unidades datadas se encuentra en la Tabla 2. Finalmente los resultados de estos estudios están incluidos en los informes de Tidy (2010) y Suazo (2010).

En el caso de la unidad volcanoclástica (CHRIOL) el proceso de selección previo a la molienda requirió del chancado de la muestra con objeto de obtener trozos pequeños y así eliminar aquéllos que contuvieran clastos menores.

Debido a la gran cantidad de granos de circones requeridos para el proceso de selección de cristales para el método CA-TIMS, las masas de las muestras escogidas variaron entre 6 y 10 kg. Las muestras fueron chancadas en el laboratorio de preparación mecánica de muestras de División Andina, en un chancador de mandíbulas a $\frac{1}{4}$ " y luego pulverizadas durante 30-60 segundos para obtener suficiente material fino bajo la malla N°35. Este material se trasladó luego al Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Ante el requerimiento de mayor cantidad de muestra de dos unidades (4262 (816-824) y DDH-318 (204-212)), éstas fueron chancadas y pulverizadas en el Departamento de Geología siguiendo el protocolo mencionado.

Tabla 2. Lista de muestras de sondajes con estudios Petro-Calcográficos

Estudios Petrocalcográficos
Anteriores

SONDAJE	CT	CP	CTP
4251	13	13	0
DDH-662	10	10	0
DDH-812	7	5	0
DDH-820	6	6	0
DDH-838	3	3	0
DDH-884	18	18	0
DDH-896	7	7	0
DDH-900	2	2	0
DDH-906	7	7	6
DDH-927	0	0	6
DL-231	5	5	0
DL-318	2	2	7
4262	0	0	0
4488	0	0	0
Total general	80	78	19

Total Muestras
172

Estudios Petrocalcográficos
Factibilidad Geocronología

SONDAJE	CT	CP	CTP
4251	2	0	0
DDH-662	1	0	3
DDH-812	8	8	4
DDH-820	2	1	2
DDH-838	1	1	4
DDH-884	3	1	2
DDH-896	1	0	0
DDH-900	3	0	4
DDH-906	4	1	2
DDH-927	4	2	2
DL-231	3	2	2
DL-318	6	2	6
4262	2	1	0
4488	0	0	2
Total general	40	19	33

Total Estudios	CT	CP	CTP
269	120	97	52

Todas las muestras fueron tamizadas bajo 500 μm y pasadas por una mesa vibratoria Wilfley. En esta etapa todo el material magnético (e.g. magnetita y fracciones metálicas del proceso de molienda, etc.) es separado con un imán ad-hoc. Luego del secado, este concentrado es procesado utilizando líquidos densos (Bromoforno + Ioduro de Metileno) donde la fracción pesada es recolectada y secada. Este residuo de minerales pesados es subsecuentemente procesado en un separador magnético “Frantz” de acuerdo con la susceptibilidad magnética de los minerales y donde los circones serán obtenidos en la fracción menos magnética. Todos los rechazos de las fracciones separadas, tanto de minerales magnéticos como no magnéticos serán devueltos a la División, así como los restantes granos de circones no utilizados en el presente estudio.

Para la mayoría de las muestras se obtuvieron miles de granos de circón, excepto de las muestras 4262 (816-824) y DDH318 (204-212). Esta última fue descartada y reemplazada por la muestra DDH812 (662-670).

La identificación de las muestras consiste de un nombre alusivo al sondaje de donde se obtuvo la muestra y un número referente al inicio del tramo muestreado (eg. DDH 318_204, 4251_86, etc). Indistintamente se explicita el tramo del metraje final de la muestra dada la conveniencia del laboratorio para el uso en sus bases de datos.

Los análisis U-Pb en circones ya sea del método SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) como LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) operan con un haz de iones y de láser respectivamente que funde puntos en el cristal individual del cristal, los cuales son analizados por espectrómetros de masa, arrojando errores analíticos y externos unitarios entre 2-10% (2σ) aproximadamente. En circones jóvenes la resolución de análisis interno de cualquier método selectivo en granos es irrelevante para granos que representan la edad de emplazamiento de la unidad.

El método TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry, Figura 2) ofrece la posibilidad de analizar granos enteros, fragmentos escogidos o sectores de circones. Antiguamente estos análisis se llevaban a cabo en grupos de circones (fracciones de varios mg) en laboratorios con “blancos” de Pb de varias decenas de pg (picogramos). Sólo algunos laboratorios geocronológicos ofrecen la posibilidad de realizar análisis en granos individuales. En cualquiera de los casos, este método entrega una precisión analítica cercana al 1% (2σ).

La presencia de granos con núcleos heredados puede ser detectada a través del análisis de imágenes SEM (cátodo luminiscencia) y es un procedimiento estándar en los métodos selectivos.

En particular el análisis SHRIMP II, realizado en los laboratorios de la Australian National University (ANU, Figura 2) en Australia, contempló el montaje de los granos y del círculo estándar (Temora) en resina epóxica para la obtención de imágenes SEM. Los análisis de U-Th y Pb se realizaron con el instrumento SHRIMP II y los datos fueron reducidos de acuerdo con los protocolos de Williams (1998) y Ludwig (2000). Las razones U/Pb se normalizaron a 0.1859 para la razón $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ del estándar Temora de 416.75 ± 0.24 Ma (2σ).

Para el análisis TIMS (CA-TIMS, Figura 2) desarrollado en el Isotope Laboratory del Massachusetts Institute of Technology (MIT) en los Estados Unidos de América, los cristales fueron escogidos bajo lupa binocular basados en su color y morfología. Con el objeto de eliminar posible pérdida de Pb a través de la superficie, los granos fueron tratados

térmicamente en un proceso de abrasión y lixiviación química que incluye el calentamiento de los granos a 900°C por 60 horas para luego ser lixiviados en HF a 200°C por 12 horas. El residuo y una solución trazadora (Spike) de ^{205}Pb - ^{233}U - ^{235}U son disueltos luego en HF a 220°C por 60 horas. En general, los residuos son cargados en filamentos de Re o Pt para la espectroscopía de masas.

Los laboratorios fueron escogidos en base a la calidad de análisis, precio y tiempo de respuesta ofrecida, siendo en ambos casos, laboratorios de reconocido prestigio mundial en materias de investigación pura y aplicada.

Cabe destacar que el costo comercial del método CA-TIMS es aproximadamente seis veces superior comparado con el SHRIMP II, debido principalmente al tiempo de trabajo demandado en cada análisis, pero el nivel de precisión analítica es también de un orden de magnitud mejor que el método SRHIMP II.

Detalles de la metodología SHRIMP II y en particular para este yacimiento, están descritos en Deckart (2005 y citas incluidas), mientras que los análisis TIMS se realizaron de acuerdo con los descritos en Krogh (1982) y Mattinson (2005), con la excepción que la lixiviación se realiza en un paso a 200°C y en un instrumento VG Sector 54 (Figura 2).



Figura 2. A la izquierda se observa un instrumento TIMS (VG-54) y a la derecha en perspectiva un SHRIMP II.

Los detalles analíticos se presentan en tablas de datos en los Anexos de este informe.

En este proyecto geocronológico se utilizaron los métodos SHRIMP II (Tabla 3) para rocas con rasgos volcanoclásticos (tóbas líticas o de cristales), que en general contienen minerales accesorios de diverso origen y edad. De esta manera, este método que contempla el análisis de 20 granos aproximadamente, permite descartar circones heredados. Sin embargo, dada la limitación en la precisión analítica, no es posible detectar la presencia de granos antecrísticos o xenocrísticos (xeno-antecrístico).

El método CA-TIMS (single grain) se utilizó para analizar unidades intrusivas que tienden a contener poblaciones relativamente homogéneas de circones (Tabla 3).

Tabla 3. Detalle de muestras, tramos seleccionados y unidades para estudio radiométrico U-Pb.

ENVIO MUESTRAS MIT (CA-TIMS)			ENVIO MUESTRAS ANU (SHRIMP II)		
	Sample	Unit		Sample	Unit
1	DDH 820 (220-228)	PQM2	17	DDH 838 (427-430)	CHDAC
2	DDH 820 (284-290)	PFELD	18	4251 (86-96)	CHRIOL
3	DDH 884 (280-288)	PQM2			
4	DDH 884 (368-380)	PQM2			
5	DDH 900 (48-54)	PFELD			
6	DDH 927 (602-614)	PQM2			
7	4262 (816-824)	PAND			
8	DDH 896 (170-174)	CHDAC (CRYSTAL)			
9	DL 318 (646-654)	PDLPFELD			
10	DL 318 (124-130)	PDL			
11	DL 231 (214-222)	PDL (FINE GRAINED)			
12	4488 (304-310)	PQM			
13	4488 (520-528)	PDL			
14	DDH 906 (390-400)	PDL			
15	DDH 662 (110-126)	PDLPFELD			
16	DDH-812 (662-670)	PFELD			

8.1.2 Sistema Re/Os

Los análisis Re-Os en minerales separados de molibdenita fresca se efectuaron en la Universidad de Arizona, USA. Las muestras, de entre 26 y 100 mg se cargaron en tubos “Carius” junto con cantidades conocidas de un trazador de ^{185}Re y ^{190}Os , 6 ml de HNO_3 (16N), 2 ml de HCl (10N) y 2 ml de H_2O_2 (30%). Luego el tubo es sellado y calentado a 240°C por 12 horas para asegurar la disolución y homogenización, para luego seguir una etapa de doble destilación para la separación de Os. Este contenido luego es cargado en filamentos de Pt junto con una solución de $\text{Ba}(\text{OH})_2$. El Re se extrajo y purificó doblemente en columnas de resina para separación e igualmente es cargado en filamentos de Pt. El análisis isotópico se realiza a través del “calentamiento” de estos filamentos en un TIMS VG54 con fuentes de poder positiva y negativa. El Os es medido (conteo) en un detector Daly y el Re, más abundante, es medido en colectores Faraday.

Las edades radiométricas son calculadas usando la constante de decaimiento del $^{187}\text{Re} = 1.666 \pm 0.017 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996) y los errores reportados se obtienen por la propagación asignada (0.31%), calibración del trazador (Spike) y errores analíticos.

En el sistema isotópico de Re-Os, la molibdenita tiene una temperatura de cierre ca. $550 \pm 50^\circ\text{C}$ (Suzuki et al., 1996) y de esta forma es esencialmente refractaria al reseteo isotópico provocado por eventos hidrotermales de moderada salinidad y a temperaturas moderada a alta subsiguientes a su depositación. Sin embargo, la molibdenita puede comportarse como un sistema abierto frente a soluciones muy salinas o alcalinas (Suzuki, 2001).

La técnica de medición de edad absoluta Re-Os fue implementada como un “proxy” para determinar la edad de depositación de sulfuros asociados en una determinada paragénesis, siendo la molibdenita un mineral ideal debido a su capacidad de incorporar altas concentraciones de Re y virtualmente ningún ^{187}Os inicial.

De esta forma se seleccionaron ocurrencias de molibdenita tanto en diversos tipos de vetillas como en diseminación. Varias de éstas habían sido analizadas históricamente por lo que además de confirmar las edades según tipos de vetillas en el sentido clásico, maximizando el control mediante análisis por otros medios geocronológicos (U/Pb), además se obtuvo molibdenita de vetillas que no guardan estrictamente un paralelo petrográfico clásico. La

obtención de dichas edades permite “rellenar” y acotar una serie de eventos sin relaciones claras de corte. La determinación de estas edades absolutas, además ofrece la posibilidad de realizar asociaciones con eventos magmáticos (“lithodema”) reconocidos y datados a través de otros métodos absolutos como U-Pb en circones.

En este estudio se seleccionaron vetillas que de acuerdo con su hábito y ocurrencia representan todos los estadios y eventos asignados a un modelo clásico de pórfido y que siguen una secuencia de formación determinada por pulsos hidrotermales (Gustafson y Hunt, 1975; Gustafson y Quiroga, 1995). Sin embargo, en esta ocasión se incluyeron vetillas EBT que podrían representar los pulsos más tempranos en el sistema.

Fueron seleccionadas 18 muestras con prioridad 1 para análisis Re/Os (Tabla 1).

Tabla 1: Lista de muestras prioridad 1 análisis Re/Os

	Sondaje	Metrage	Obs.	Litología	Secto	Paragénesis Macroscópica
1	DDH-786	436.1	254.2mg	GDRB	RB	VAB/GDIN
2	DDH-787	118.3	217.4mg	GDCC	RB	VB/GDCC
3	DDH-808	324.0	259.9mg	DIOR	DL	VB/DIOR
4	DDH-808	764.0	150.0mg	BXSK	DL	MxFk/BXSK
5	DDH-812	557.1	206.2mg	PDL	DL	VC x VB/PDL(fino)
6	DDH-841	283.0	107.3mg	GDRB/Bx	RB	Bt Gr Mx/BXB
7	DDH-841	315.8	95.4mg	GDIN	RB	SGV
8	DDH-827	109.4	328.6mg	BXSK	RB	PQM(2) x VB/BXSK
9	DDH-877	274.0	102.4mg	BXPR	RB	VB/BXPR
10	DDH-894	145.9	157.6mg	BXPR	RB	VB/BXPR
11	DDH-894	290.9	42.7mg	GDRB	RB	VEBT/GDRB
12	DDH-900	35.50A	164.4mg	PFELD	RB	VB/PFELD
13	DDH-906	398.90	160.2mg	PDL	DL	VAB/PDL(xx)
14	DDH-927	611.8	159.9mg	PQM	RB	VB/PQM(1)
15	DDH-938	452.7	26.0mg	GDIN	RB	Mo-Bn-Cpy/GDIN
16	TSS-053	172.0	189.8mg	BXT	SS	VEBT/BXT
17	DL-318	128.80B	130.2mg	PDL	DL	VB/PDL(xx)
18	TSS-118	522.9	162.1mg	BXT	SS	VB/BXT

8.1.3 Sistema Ar/Ar

Se realizó una selección de muestras de mano mediante la revisión de los archivos petrocalcográficos disponibles de División Andina. Para ello se elaboró una lista de muestras de 141 muestras de mano que involucran los principales rasgos geológicos del yacimiento en términos de alteración hidrotermal susceptibles de datación por el método Ar/Ar. Estas muestras fueron sujetas a una observación detallada tanto macroscópica como microscópica orientada a determinar la factibilidad de datación de acuerdo al tamaño del grano, abundancia del mineral, relaciones paragenéticas, presencia de contaminantes, etc. Se enviaron 46 muestras al laboratorio de separación de minerales de la Universidad de Chile para separar los minerales seleccionados. Los concentrados fueron examinados mediante lupa binocular y de este set fueron elegidas 48 muestras para esta etapa de estudio geocronológico, 18 de las cuales fueron datadas en los laboratorios de geocronología AGES (Argon Geochronology for the Earth Sciences) de la Columbia University en Estados Unidos.

Las temperaturas de cierre para los minerales datados son de $280 \pm 20^\circ\text{C}$ para biotita (Dodson 1973), $175\text{-}220^\circ\text{C}$ para feldespatos potásicos (Harrison & McDougall, 1982) y $350\text{-}400 \pm 20^\circ\text{C}$ para sericita. (Purdy & Jäger, 1976; Jäger, 1979).

Las muestras escogidas para realizar dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en micas hidrotermales secundarias (biotita, sericita) y feldespatos potásicos, se seleccionaron a partir de trozos de sondajes contenidos en el modelo litológico 2009, incluyendo muestras de los sectores Río Blanco, Don Luis y Sur-Sur (Tabla 1).

De todas las muestras se disponía de cortes trasparentes y transparentes pulidos con el objeto de observar las relaciones paragenéticas y factibilidad de los minerales datables. Sólo se seleccionaron biotitas, muscovita y feldespático potásico que no mostraban desarrollo de otros minerales secundarios (clorita, arcillas, K-feld, etc.). Todas las muestras fueron marcadas para delinear los sectores con alteración disseminada, ocelas (ss. pseudo-ocelli) y vetillas de biotita temprana.

Los volúmenes identificados se cortaron con sierra o bien los agregados de cristales fueron disgregados manualmente. Luego se procedió a un chancado manual en mortero y tamiz bajo

500 um. Los minerales fueron subsecuentemente separados con líquidos densos. El material puro se obtuvo al tamizar nuevamente entre las mallas #60-80-120.

Las muestras obtenidas se revisaron con lupa binocular para determinar su factibilidad final basada en cantidad de material, tamaño de granos, presencia de impurezas, inclusiones y alteración (clorita y posibles minerales arcillosos).

Luego éstas (N=24), junto con estándares conocidos fueron enviadas a irradiación al reactor nuclear TRIGA del Servicio Geológico Norteamericano en Denver, Colorado (USGS), donde fueron tratadas durante 4 horas. Después de 20 días, para permitir el decaimiento de isótopos nocivos e indeseados para el análisis, fueron cargadas en el sistema de extracción de Ar de la Universidad de Columbia en EE.UU. Este sistema cuenta con sistema de calentamiento por etapas con láser de CO₂ acoplado a un espectrómetro de masas VG5400. Los datos son recogidos y corregidos por el programa MassSpec de la Universidad de Berkeley.

Del total de muestras enviadas, se seleccionaron doce para realizar el análisis con cinco pasos de calentamiento con el objeto de estudiar el comportamiento de desgasificación y magnitudes de señales de los isótopos medidos (i.e. masa y tiempo de irradiación). Luego las 18 mejores muestras fueron analizadas con por lo menos ocho pasos desde una baja potencia hasta la fusión total de la muestra. Cabe señalar que el trabajo requerido para analizar, en esta etapa, una muestra es de alrededor de 5-8 horas. En este estudio se utilizó la convención de al menos 50% del gas liberado (³⁹Ar) debe estar contenido en > 3 pasos consecutivos y traslaparse con sus errores al 95% de nivel de confianza (plateau).

Los datos fueron revisados a partir de una planilla numérica “raw” desde donde se obtuvo la información para determinar las edades aparentes (posibles plateaus) y su validación-análisis a través de isócronas inversas. Se destaca que el servicio entregó dichos gráficos, pero fueron descartados por el autor por cuanto presentaban un sinnúmero de errores que no hacían posible el análisis de los resultados.

Del total de muestras analizadas 17 presentaron edades plateau validadas respecto de los resultados de isócronas inversas. Sin embargo, algunas muestras que presentan numerosos “pasos” altamente radiogénicos no proveen un alto grado de certeza puesto que la regresión se encuentra anclada a un sector de los valores de las razones isotópicas (x: alto ³⁹Ar/⁴⁰Ar e y: bajo ³⁶Ar/⁴⁰Ar), generando un alto MSWD.

Las muestras analizadas presentaron edades plateau validadas respecto de los resultados de isócronas inversas. Sin embargo, algunas muestras que presentan numerosos “pasos” altamente radiogénicos no proveen un alto grado de certeza puesto que la regresión se encuentra anclada a un sector de los valores de las razones isotópicas (x: alto $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e y: bajo $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$), generando un alto MSWD. Los valores se presentan con errores a 2 sigma e incluyen la incerteza del valor de flujo J. En este informe se conviene lo siguiente: Edad plateau (PA), edad de isócrona inversa (IIA), edad de fusión total (TFA) y la edad integrada (IA). A manera de información la composición actual de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=295.5$.

Tabla 1: Muestras prioridad 1 para análisis geocronológico por método Ar/Ar

Sondaje	Metraje	Litología	Sector	Paragénesis Macroscópica	Mineral	3a
DDH-787	465.50	GDCC	RB	Asoc. Alt. EBT	Biotita	1
DDH-787	730.30	DIOR	RB	Ocell Bt-Fk/DIOR	Biotita	1
DDH-808	718.30	GDCC	DL	VEBT/DIOR	Biotita	1
DDH-827	26.60	GDRB/Bx	RB	Bt Gr Mx/BXANH	Biotita	1
DDH-830	201.80	GDRB/Bx	RB	Bt/BXSK	Sericita/Bt	1
DDH-838	198.40	BXHEM	RB	BXHEM/CHDAC	Sericita	1
DDH-841	283.00	GDRB/Bx	RB	Bt Gr Mx/BXB	Biotita	1
DDH-877	269.80	BXSK	RB	Mx Fk/BXSK	Bt	1
DDH-877	527.30	PQM	RB	VEB/PQM (2)	Fdp.K?	1
DDH-884	282.40A	PQM	RB	VC/PQM (2)	Sericita	1
DDH-906	404.40	PDL	DL	VEBT/PDL (xx)	Sericita	1
TSS-86	371.50	GDCC	SS	VEBT/GDCC	Fengita	1
TSS-118	567.60	BXT	SS	Bt Gr Mx/BXT	Biotita	1
TSS-62	369.90	BXT	SS	Frg/BXT	Biotita	1
TSS-62	529.80	DIOR	SS	VEBT/DIOR	Fdp.K	1
TSS-62	560.30	GDIN	SS	VC/GDIN	Sericita	1
TSS-62	806.70	GDCC	SS	VD/GDCC	Sericita	1
TSS-62	906.90		SS	Ocell Bt-Ser/GDIN	Sericita	1

8.2 TABLAS DE DATOS e IMÁGENES

8.2.1 Resultados U/Pb SHRIMP – CA-TIMS

Table 1. Summary of SHRIMP U-Pb results for zircon from sample DDH838_422

Grain spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total		Radiogenic		Age (Ma)			
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
1.1	2314	1493	0.65	1.49	0.004687	1.16	1338.4	19.3	0.0553	0.0025	0.0007	0.000011	4.76	0.07
2.1	340	165	0.49	0.25	0.025009	6.26	1187.0	29.5	0.0956	0.0079	0.0008	0.000021	5.09	0.14
3.1	461	264	0.57	0.29	0.007699	3.16	1374.2	46.2	0.0711	0.0073	0.0007	0.000025	4.54	0.16
4.1	464	499	1.08	0.42	0.021765	3.84	940.2	19.1	0.0765	0.0054	0.0010	0.000022	6.59	0.14
5.1	3125	3814	1.22	5.13	0.000550	0.17	523.0	6.1	0.0476	0.0013	0.0019	0.000022	12.29	0.14
6.1	169	57	0.34	0.13	0.025823	13.22	1158.7	40.0	0.1505	0.0158	0.0007	0.000031	4.83	0.20
7.1	375	299	0.80	0.31	0.007976	4.90	1032.6	24.4	0.0849	0.0068	0.0009	0.000023	5.93	0.15
8.1	304	181	0.60	0.21	0.017365	7.58	1233.7	34.9	0.1060	0.0106	0.0007	0.000024	4.83	0.15
9.1	340	151	0.44	0.22	-	5.52	1332.0	57.3	0.0897	0.0096	0.0007	0.000032	4.57	0.21
10.1	110	66	0.60	1.60	0.002355	1.27	58.83	0.91	0.0582	0.0025	0.0168	0.000266	107.3	1.7
11.1	116	110	0.95	0.22	0.035505	8.25	462.1	14.8	0.1115	0.0143	0.0020	0.000075	12.79	0.48
12.1	163	160	0.98	0.29	0.007635	5.55	487.3	12.5	0.0902	0.0082	0.0019	0.000054	12.48	0.35
13.1	410	214	0.52	0.27	0.000000	3.53	1302.8	50.5	0.0740	0.0083	0.0007	0.000030	4.77	0.19
14.1	154	152	0.99	0.26	0.020334	7.78	512.5	13.9	0.1078	0.0111	0.0018	0.000056	11.59	0.36
15.1	171	97	0.57	0.16	0.031883	8.46	900.2	29.2	0.1130	0.0126	0.0010	0.000038	6.55	0.24
16.1	527	353	0.67	0.37	0.025584	6.55	1238.8	28.9	0.0979	0.0074	0.0008	0.000019	4.86	0.12
17.1	198	112	0.57	0.16	0.021508	7.14	1063.1	34.1	0.1025	0.0109	0.0009	0.000031	5.63	0.20
18.1	684	256	0.37	0.52	0.008877	3.54	1131.8	22.8	0.0741	0.0053	0.0009	0.000018	5.49	0.12
19.1	232	148	0.64	0.18	0.033400	4.53	1116.1	30.9	0.0819	0.0084	0.0009	0.000026	5.51	0.16
20.1	573	653	1.14	0.47	0.003827	0.98	1039.0	19.6	0.0539	0.0046	0.0010	0.000019	6.14	0.12
21.1	418	394	0.94	0.32	0.009420	4.14	1132.3	32.7	0.0789	0.0082	0.0008	0.000026	5.46	0.17
22.1	243	105	0.43	7.58	0.000323	<0.01	27.59	0.32	0.0496	0.0010	0.0363	0.000429	229.8	2.7
23.1	490	244	0.50	0.33	0.008817	2.59	1262.4	27.0	0.0666	0.0053	0.0008	0.000017	4.97	0.11
24.1	290	123	0.42	0.19	0.026241	7.01	1281.6	34.6	0.1015	0.0092	0.0007	0.000022	4.68	0.14

- Notes: 1. Uncertainties given at the one σ level.
 2. Error in Temora reference zircon calibration was 0.59% for the analytical session.
 (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).
 3. f₂₀₆ % denotes the percentage of ²⁰⁶Pb that is common Pb.
 4. Correction for common Pb for the U/Pb data has been made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined in Williams (1998).

	Age	± no std		± include std
<u>wd_ave dominant</u>	4.78	0.08	1.83	0.09

Table 2. Summary of SHRIMP U-Pb results for zircon from sample DDH-4251_86

Grain. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total		Radiogenic		Age (Ma)			
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
1.1	212	66	0.31	0.14	0.066797	12.10	1334	45	0.1417	0.0120	0.0007	0.0000	4.25	0.16
2.1	871	770	0.88	0.55	0.006504	4.12	1365	23	0.0787	0.0049	0.0007	0.0000	4.53	0.08
3.1	248	301	1.22	0.38	0.017333	4.33	557.0	10.9	0.0805	0.0061	0.0017	0.0000	11.06	0.23
4.1	653	223	0.34	0.37	0.015858	5.73	1501	29	0.0914	0.0067	0.0006	0.0000	4.05	0.09
5.1	759	437	0.58	0.44	0.005848	3.10	1470	26	0.0706	0.0050	0.0007	0.0000	4.25	0.08
6.1	581	459	0.79	0.37	0.025822	4.12	1346	26	0.0786	0.0056	0.0007	0.0000	4.59	0.09
7.1	1437	1340	0.93	0.84	0.007353	3.22	1471	22	0.0715	0.0035	0.0007	0.0000	4.24	0.07
8.1	803	417	0.52	0.48	0.010135	3.53	1441	26	0.0740	0.0049	0.0007	0.0000	4.31	0.08
9.1	736	309	0.42	0.54	0.017750	20.21	1168	51	0.2058	0.0141	0.0007	0.0000	4.40	0.22
10.1	408	212	0.52	0.36	0.019650	4.88	976.5	19.7	0.0847	0.0065	0.0010	0.0000	6.28	0.14
11.1	919	402	0.44	0.50	0.011131	2.49	1572	28	0.0658	0.0044	0.0006	0.0000	4.00	0.07
12.1	996	607	0.61	0.61	0.011055	2.67	1409	23	0.0672	0.0041	0.0007	0.0000	4.45	0.08
13.1	1691	272	0.16	1.08	0.000511	2.26	1345	19	0.0640	0.0030	0.0007	0.0000	4.68	0.07
14.1	1041	655	0.63	0.66	0.020993	8.21	1349	25	0.1110	0.0052	0.0007	0.0000	4.38	0.09
14.2	667	287	0.43	0.41	-	3.85	1406	27	0.0765	0.0059	0.0007	0.0000	4.41	0.09
15.1	869	244	0.28	0.51	0.007393	4.70	1457	25	0.0833	0.0051	0.0007	0.0000	4.21	0.08
15.2	821	372	0.45	0.47	0.011270	2.38	1500	27	0.0649	0.0049	0.0007	0.0000	4.20	0.08
16.1	580	278	0.48	0.37	0.014039	3.66	1348	26	0.0750	0.0059	0.0007	0.0000	4.61	0.10
17.1	414	279	0.67	0.29	0.016930	4.91	1211	35	0.0849	0.0066	0.0008	0.0000	5.06	0.15
18.1	781	575	0.74	2.42	0.000336	1.13	277.6	3.4	0.0554	0.0019	0.0036	0.0000	22.92	0.28
19.1	584	335	0.57	0.35	0.009308	3.31	1424	28	0.0723	0.0060	0.0007	0.0000	4.38	0.09
20.1	227	229	1.01	0.44	0.012937	3.34	448.4	9.0	0.0727	0.0050	0.0022	0.0000	13.88	0.29

- Notes:
1. Uncertainties given at the one σ level.
 2. Error in Temora reference zircon calibration was 0.59% for the analytical session.
(not included in above errors but required when comparing data from different mounts).
 3. f₂₀₆ % denotes the percentage of ²⁰⁶Pb that is common Pb.
 4. Correction for common Pb for the U/Pb data has been made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined in Williams (1998).

	Age	± no std		± include std
<u>wtd ave dominant</u>	4.31	0.05	1.34	0.06

Fraction	Composition				Isotopic Ratio:						Dates [Ma]								
	Th/U ^(a)	Pb* ^(b) [pg]	Pbc ^(c) [pg]	Pb*/Pbc ^(d)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^(e)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^(f)	±2σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^(f)	±2σ [%]	Corr. coef.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(f)	±2σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^(g)	±2σ [abs.]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^(g)	±2σ [abs.]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(g)	±2σ [abs.]	Corr. coef.
DDH 820 (220-228): Zircon																			
z1	0.84	0.5	0.31	1.55	103.1	0.006	17.00	0.00091	1.156	0.93	0.047699	15.615	5.8	0.07	6.0	1.0	84.4	370.4	0.93
z3	0.95	0.5	0.25	1.98	123.6	0.006	11.00	0.00094	0.826	0.90	0.045925	10.121	6.1	0.05	6.0	0.7	-6.3	244.3	0.90
z4	0.91	0.4	0.24	1.50	98.8	0.006	9.80	0.00095	0.603	0.77	0.046046	9.389	6.1	0.04	6.1	0.6	0.0	226.3	0.77
z6	0.96	0.4	0.60	0.63	51.5	0.007	18.78	0.00097	1.343	0.80	0.054078	17.759	6.3	0.08	7.3	1.4	374.3	399.7	0.80
z8	0.65	0.2	0.38	0.50	47.1	0.006	28.03	0.00090	1.781	0.85	0.048931	26.550	5.8	0.10	6.2	1.7	144.5	622.9	0.85
z9	0.66	0.5	0.41	1.20	87.0	0.006	11.30	0.00099	0.734	0.79	0.047237	10.750	6.4	0.05	6.5	0.7	61.2	256.1	0.79
DDH 820 (284-290): Zircon																			
z1	0.70	0.3	0.20	1.38	96.2	0.006	13.86	0.00092	0.841	0.86	0.049393	13.164	5.9	0.05	6.3	0.9	166.5	307.6	0.86
z2	0.55	0.2	0.24	0.92	72.4	0.006	16.65	0.00096	1.160	0.87	0.046795	15.659	6.2	0.07	6.3	1.0	38.8	374.7	0.87
z3	0.73	0.3	0.77	0.37	38.8	0.007	32.03	0.00097	2.258	0.76	0.054109	30.378	6.3	0.14	7.3	2.3	375.6	683.6	0.76
z5	0.84	0.4	0.29	1.50	100.4	0.006	9.64	0.00092	0.619	0.80	0.045975	9.191	5.9	0.04	5.9	0.6	-3.7	221.7	0.80
DDH 884 (280-288): Zircon																			
z1	0.95	1.0	0.77	1.28	86.6	0.006	10.45	0.00093	0.727	0.81	0.046703	9.910	6.0	0.04	6.1	0.6	34.1	237.3	0.81
z2	0.70	0.5	0.37	1.47	101.3	0.007	8.68	0.00097	0.665	0.84	0.051530	8.148	6.2	0.04	6.9	0.6	264.6	187.0	0.84
z5	0.73	0.6	0.68	0.90	68.8	0.006	14.88	0.00093	1.098	0.67	0.046414	14.193	6.0	0.07	6.0	0.9	19.2	340.9	0.67
z6	0.84	0.5	0.37	1.26	86.9	0.008	14.66	0.00102	0.883	0.84	0.055968	13.946	6.6	0.06	8.0	1.2	451.1	309.7	0.84
z7	0.78	0.3	0.45	0.75	59.9	0.007	18.39	0.00102	1.146	0.80	0.048975	17.512	6.6	0.08	7.0	1.3	146.6	410.7	0.80
z8	1.07	0.5	0.30	1.58	100.2	0.007	9.80	0.00101	0.652	0.82	0.046799	9.314	6.5	0.04	6.6	0.6	39.0	222.9	0.82
z11	0.70	0.2	0.39	0.41	41.1	0.007	31.47	0.00093	2.072	0.80	0.054789	29.759	6.0	0.12	7.0	2.2	403.6	666.4	0.80
z12	0.84	0.2	0.46	0.54	47.6	0.007	23.68	0.00092	1.625	0.80	0.053608	22.336	5.9	0.10	6.8	1.6	354.6	504.5	0.80
z13	0.62	0.4	0.45	0.91	70.9	0.006	16.02	0.00093	0.916	0.79	0.046330	15.284	6.0	0.05	5.9	0.9	14.8	367.4	0.79
z14	0.68	0.3	0.33	1.02	76.4	0.006	15.01	0.00094	0.971	0.76	0.048170	14.267	6.1	0.06	6.2	0.9	107.6	337.0	0.76
DDH884 (368-380): Zircon																			
z1	0.80	0.5	0.32	1.62	107.8	0.006	11.36	0.00093	0.760	0.91	0.046777	10.784	6.0	0.05	6.1	0.7	37.8	258.1	0.80
z2	0.82	0.8	0.19	4.02	239.4	0.006	6.91	0.00095	0.542	0.94	0.047803	6.509	6.1	0.03	6.3	0.4	89.5	154.3	0.82
z7	0.55	0.4	0.46	0.92	72.4	0.006	16.65	0.00094	1.141	0.91	0.046782	15.660	6.1	0.07	6.2	1.0	38.1	374.8	0.88
z8	0.79	1.1	0.41	2.68	167.0	0.006	5.89	0.00094	0.437	0.86	0.046300	5.556	6.1	0.03	6.1	0.4	13.2	133.6	0.86
z9	0.74	0.6	0.44	1.24	87.9	0.006	10.95	0.00094	0.722	0.92	0.046979	10.423	6.0	0.04	6.1	0.7	48.2	249.0	0.78

Fraction	Composition				Isotopic Ratio:						Dates [Ma]									
	Th/U ^(a)	Pb* ^(b) [pg]	Pbc ^(c) [pg]	Pb*/Pbc ^(d)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^(e)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^(f)	±2σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^(f)	±2σ [%]	Corr. coef.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(f)	±2σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^(g)	±2σ [abs.]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^(g)	±2σ [abs.]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(g)	±2σ [abs.]	Corr. coef.	
DDH896 (170-174): Zircon																				
z1	0.62	1.8	0.54	3.27	207.3	0.005	3.72	0.00076	0.306	0.77	0.047926	3.537	4.93	0.02	#	0.2	95.6	83.7	0.77	0.58
z2	0.57	2.1	0.40	5.28	327.4	0.005	2.82	0.00081	0.308	0.58	0.046499	2.687	5.20	0.02	#	0.1	23.6	64.5	0.58	0.74
z3	0.66	3.6	1.30	2.79	177.4	0.007	4.22	0.00107	0.322	0.74	0.049467	4.015	6.92	0.02	#	0.3	170.0	93.8	0.74	0.48
z4	0.57	3.0	0.64	4.66	291.6	0.006	5.35	0.00091	0.412	0.48	0.046217	5.188	5.87	0.02	#	0.3	8.9	124.9	0.48	0.85
z5	0.65	2.4	0.30	8.04	480.3	0.005	2.32	0.00080	0.266	0.85	0.045876	2.165	5.17	0.01	#	0.1	-8.9	52.3	0.85	0.85
z7	0.81	13.8	0.46	29.83	1662.0	0.153	0.54	0.02166	0.077	0.68	0.051063	0.495	138.14	0.11	#	0.7	243.7	11.4	0.68	0.68
z8	0.46	0.1	0.17	0.76	64.2	0.005	24.19	0.00075	1.360	0.87	0.045834	23.035	4.85	0.07	#	1.2	-11.1	556.4	0.87	0.87
z9	0.69	0.2	0.37	0.55	49.2	0.007	22.48	0.00087	1.585	0.82	0.055667	21.215	5.62	0.09	#	1.5	439.1	472.1	0.82	0.82
z10	0.73	0.4	0.34	1.30	91.6	0.006	10.22	0.00093	0.623	0.78	0.047777	9.772	6.02	0.04	#	0.6	88.2	231.7	0.78	0.78
DDH4488 (520-528): Zircon																				
z2	0.96	0.5	0.30	1.73	110.3	0.005	10.36	0.00082	0.723	0.85	0.046426	9.797	5.31	0.04		0.6	19.8	235.3	0.85	0.84
z3	0.68	0.5	0.59	0.81	64.4	0.006	23.06	0.00087	1.165	0.84	0.051301	22.113	5.62	0.07		1.4	254.4	508.5	0.84	0.84
z5	0.54	0.2	0.22	0.81	66.0	0.005	26.78	0.00083	1.128	0.84	0.046972	25.867	5.37	0.06		1.5	47.8	617.9	0.84	0.62
z6	0.51	8.6	0.48	9.74	598.1	0.059	1.21	0.00858	0.118	0.62	0.050028	1.137	55.07	0.06		0.7	196.3	26.4	0.62	0.83
z9	0.65	0.4	0.42	0.83	65.9	0.005	17.00	0.00083	1.030	0.83	0.045907	16.170	5.37	0.06		0.9	-7.3	390.3	0.83	0.83
z10	0.86	0.6	0.69	0.92	67.9	0.007	13.05	0.00088	0.966	0.81	0.054504	12.310	5.67	0.05		0.9	391.9	276.2	0.81	0.81
z11	0.80	0.6	0.26	2.36	148.5	0.006	6.04	0.00083	0.464	0.80	0.049071	5.722	5.35	0.02		0.3	151.2	134.1	0.80	0.80
z12	0.80	0.8	1.23	0.68	55.5	0.006	19.84	0.00086	1.227	0.80	0.047103	18.899	5.55	0.07		1.1	54.5	450.9	0.80	0.80
z13	0.70	0.9	2.03	0.43	42.7	0.006	29.52	0.00091	1.820	0.77	0.050890	28.171	5.89	0.11		1.9	226.8	651.0	0.77	0.77
z14	0.88	0.3	0.22	1.57	103.2	0.006	10.23	0.00083	0.710	0.80	0.050840	9.703	5.37	0.04		0.6	233.6	224.0	0.80	0.80
z15	0.68	0.6	0.46	1.34	94.7	0.006	9.55	0.00085	0.643	0.74	0.048037	9.111	5.50	0.04		0.5	101.1	215.5	0.74	0.74
DL 231 (214-222): Zircon																				
z1	3.70	2.5	0.18	14.26	478.3	0.0102	1.93	0.00151	0.118	0.75	0.048792	1.840	9.71	0.05		10.3	0.2	137.8	43.2	0.75
z2	0.82	0.2	0.34	0.45	42.9	0.0080	29.06	0.00105	2.135	0.80	0.055065	27.369	6.83	0.14		8.1	2.3	414.9	611.6	0.80
z3	0.89	0.7	0.34	1.95	123.6	0.0058	12.40	0.00091	0.860	0.91	0.046326	11.626	5.91	0.05		5.9	0.7	14.6	279.5	0.91
z4	1.10	1.0	1.01	0.96	67.7	0.2286	42.74	0.03054	4.476	0.56	0.054290	11.972	193.99	2.82		209.0	24.1	383.1	269.0	0.56
z6	1.06	0.3	0.56	0.51	44.6	0.0066	30.68	0.00092	2.080	0.81	0.051596	29.066	5.94	0.12		6.6	2.0	267.5	666.8	0.81
z7	0.73	0.4	0.33	1.30	91.5	0.0064	40.02	0.00093	0.659	0.80	0.047645	9.527	6.01	0.04		6.2	0.6	81.7	226.1	0.80
z8	1.20	0.3	0.39	0.70	53.3	0.0061	24.39	0.00093	1.490	0.82	0.047528	23.216	5.97	0.09		6.1	1.5	75.8	551.7	0.82
z9	1.34	0.8	0.49	1.60	96.3	0.0060	9.88	0.00094	0.685	0.77	0.046057	9.432	6.07	0.04		6.1	0.6	0.6	227.3	0.77
z10	0.75	0.2	0.39	0.64	53.9	0.007	19.67	0.00093	1.328	0.82	0.053565	18.630	6.0	0.08		6.9	1.4	352.8	420.9	0.82
z11	1.07	0.6	0.48	1.26	83.6	0.007	11.31	0.00099	0.767	0.80	0.050430	10.746	6.4	0.05		6.9	0.8	214.9	248.9	0.80

Fraction	Composition				Isotopic Ratio:							Dates [Ma]							
	Th/U ^(a)	Pb* ^(b) [pg]	Pbc ^(c) [pg]	Pb*/Pbc ^(d)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^(e)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^(f)	±2σ [%]	²⁰⁸ Pb/ ²³⁸ U ^(f)	±2σ [%]	Corr. coef.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(f)	±2σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^(g)	±2σ [abs.]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^(g)	±2σ [abs.]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁸ Pb ^(g)	±2σ [abs.]	Corr. coef.
4262 (816-824): Zircon																			
z2	0.50	0.0	0.36	0.10	24.0	0.005	136.93	0.00074	7.851	0.81	0.045538	130.715	4.7	0.37	4.7	6.4	-26.8	3166.9	0.81
z3	0.72	0.4	0.35	1.04	76.5	0.006	12.14	0.00081	0.875	0.84	0.050307	11.438	5.2	0.05	5.7	0.7	209.2	265.2	0.84
z4	0.64	0.3	0.31	1.06	79.3	0.005	14.61	0.00071	0.918	0.79	0.046066	13.927	4.6	0.04	4.6	0.7	1.1	335.6	0.79
z5	0.69	3.6	0.24	15.20	880.3	0.016	1.14	0.00235	0.139	0.71	0.050136	1.054	15.1	0.02	16.4	0.2	201.3	24.5	0.71
4488 (304-310): Zircon																			
z1	1.33	0.3	0.43	0.65	49.8	0.006	25.73	0.00085	1.665	0.84	0.047144	24.401	5.5	0.09	5.6	1.4	56.5	581.9	0.84
z2	0.89	2.2	0.25	8.85	497.0	0.006	2.65	0.00087	0.294	0.70	0.047076	2.532	5.6	0.02	5.7	0.2	53.1	60.4	0.70
z3	0.65	0.4	0.31	1.45	101.2	0.008	10.66	0.00109	0.842	0.87	0.049956	9.946	7.1	0.06	7.6	0.8	193.0	231.3	0.87
z5	0.81	0.3	0.33	0.79	62.0	0.006	17.22	0.00089	1.129	0.82	0.047932	16.327	5.7	0.06	5.9	1.0	95.9	386.5	0.82
z12	0.71	0.2	0.49	0.43	42.4	0.006	28.69	0.00085	1.874	0.80	0.051336	27.237	5.47	0.10	6.09	1.7	255.9	626.1	0.80
z13	0.74	0.1	0.47	0.30	35.3	0.006	41.78	0.00084	2.673	0.81	0.049240	39.674	5.43	0.15	5.80	2.4	159.3	928.2	0.81
DL 318 (646-654): Zircon																			
z1	0.95	0.5	0.26	1.97	123.4	0.006	10.83	0.00094	0.824	0.88	0.046003	10.142	6.1	0.05	6.0	0.7	-2.2	244.6	0.88
z2	0.59	1.6	0.39	3.99	250.9	0.005	3.14	0.00085	0.269	0.72	0.046528	2.986	5.5	0.01	5.5	0.2	25.1	71.6	0.72
z4	1.18	1.6	0.27	5.73	308.0	0.010	2.50	0.00152	0.250	0.74	0.046481	2.373	9.8	0.02	9.9	0.2	22.6	57.0	0.74
z5	1.07	0.4	0.38	1.11	75.7	0.005	14.92	0.00085	1.009	0.80	0.046025	14.163	5.5	0.06	5.5	0.8	-1.0	341.4	0.80
DDH 662 (110-126): Zircon																			
z1	0.65	0.4	0.70	0.53	48.5	0.006	23.36	0.00088	1.548	0.81	0.053074	22.132	5.7	0.09	6.5	1.5	332.0	501.9	0.81
z2	0.68	0.4	0.33	1.21	87.2	0.005	14.56	0.00083	0.848	0.82	0.045949	13.898	5.4	0.05	5.4	0.8	-5.0	335.3	0.82
z3	0.69	1.2	0.37	3.14	196.8	0.006	6.16	0.00091	0.497	0.59	0.046837	5.909	5.8	0.03	5.9	0.4	40.9	141.3	0.59
z5	0.81	0.3	0.36	0.79	62.0	0.005	17.22	0.00082	1.128	0.82	0.047883	16.331	5.3	0.06	5.5	0.9	93.5	386.8	0.82
DDH 812 (662-670): Zircon																			
z2	0.70	0.9	0.32	2.94	184.9	0.006	5.21	0.00101	0.395	0.74	0.045881	4.949	6.5	0.03	6.4	0.3	-8.6	119.5	0.74
z3	0.65	0.5	0.28	1.78	120.2	0.006	9.17	0.00084	0.777	0.82	0.050669	8.574	5.4	0.04	5.9	0.5	225.8	198.2	0.82
z4	0.64	0.5	0.41	1.20	87.1	0.006	14.09	0.00092	0.918	0.74	0.048236	13.445	5.9	0.05	6.2	0.9	110.9	317.4	0.74
z5	0.59	0.4	0.47	0.82	66.1	0.006	25.30	0.00087	1.704	0.83	0.047649	23.924	5.6	0.10	5.8	1.5	81.9	567.8	0.83
z6	0.76	2.5	0.54	4.66	278.3	0.007	2.89	0.00100	0.248	0.70	0.047639	2.775	6.5	0.02	6.7	0.2	81.4	65.9	0.70
z7	0.64	1.5	1.15	1.28	91.5	0.007	8.73	0.00094	0.581	0.76	0.051591	8.323	6.0	0.04	6.7	0.6	267.3	190.9	0.76
z8	0.77	0.9	0.63	1.36	93.8	0.006	8.80	0.00084	0.659	0.80	0.051400	8.310	5.4	0.04	6.0	0.5	258.8	190.9	0.80

Composition				Isotopic Ratio							Dates (Ma)								
Fraction	Th/U ^(a)	Pb* ^(b) [pg]	Pbc ^(c) [pg]	Pb*/Pbc ^(d)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^(e)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^(f)	±2σ [%]	²⁰⁸ Pb/ ²³⁸ U ^(f)	±2σ [%]	Corr. coef.	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(f)	±2σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^(g)	±2σ [abs.]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^(g)	±2σ [abs.]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(g)	±2σ [abs.]	Corr. coef.
DL318 (124-130): Zircon																			
z1	0.98	1.7	0.27	6.21	347.2	0.01	2.44	0.00094	0.29	0.74	0.045727	2.307	6.066	0.017	6.0	0.1	-16.8	56.2	0.74
z2	0.65	0.9	0.23	3.75	233.3	0.01	4.18	0.00087	0.41	0.56	0.046996	3.978	5.621	0.023	5.7	0.2	49.0	95.4	0.56
z3	0.82	2.2	0.25	8.59	490.2	0.01	2.23	0.00080	0.27	0.80	0.046959	2.107	5.171	0.014	5.3	0.1	47.2	50.8	0.80
z4	0.56	2.9	0.39	7.27	445.0	0.01	1.75	0.00086	0.24	0.60	0.046537	1.637	5.570	0.013	5.6	0.1	25.5	39.6	0.60
z5	0.75	0.3	0.23	1.16	82.9	0.01	13.52	0.00084	0.96	0.88	0.046204	12.660	5.408	0.052	5.4	0.7	8.3	305.9	0.88
z6	0.61	0.8	0.48	1.72	118.1	0.01	10.05	0.00080	0.76	0.88	0.045980	9.367	5.096	0.040	5.2	0.5	36.6	224.2	0.88
z7	0.83	0.3	0.45	0.57	49.3	0.01	19.22	0.00080	1.36	0.79	0.053892	18.116	5.077	0.072	6.0	1.2	400.5	405.9	0.79
z8	0.68	1.6	0.45	3.42	213.3	0.01	3.91	0.00085	0.42	0.67	0.046372	3.658	5.413	0.021	5.5	0.2	53.5	87.3	0.67
z9	0.61	0.3	0.57	0.50	46.9	0.01	17.51	0.00082	1.55	0.79	0.068089	16.246	5.220	0.085	7.8	1.4	904.9	334.8	0.79
z10	0.71	0.6	1.04	0.54	48.4	0.01	19.12	0.00081	1.46	0.81	0.061057	17.908	5.138	0.079	6.9	1.3	675.1	382.9	0.81
DDH906 (390-400): Zircon																			
z1	0.60	0.4	0.39	1.09	81.5	0.006	12.08	0.00084	0.944	0.87	0.048230	11.283	5.4	0.05	5.7	0.7	110.6	266.4	0.87
z2	0.81	0.2	0.34	0.55	48.4	0.007	24.06	0.00085	1.710	0.81	0.055839	22.738	5.5	0.09	6.6	1.6	446.0	505.4	0.81
z3	0.70	0.2	0.41	0.58	51.0	0.006	31.81	0.00092	1.804	0.83	0.045924	30.346	5.9	0.11	5.9	1.9	-6.4	732.4	0.83
z5	0.57	0.1	0.46	0.30	35.5	0.006	37.13	0.00078	2.686	0.81	0.058441	35.029	5.0	0.13	6.4	2.4	546.3	765.3	0.81
DDH927 (602-614): Zircon																			
z1	0.90	0.2	0.51	0.44	41.5	0.010	25.55	0.00106	2.438	0.87	0.070850	23.482	6.84	0.17	10.5	2.7	953.1	480.3	0.87
z2	1.15	0.4	0.43	0.94	66.0	0.007	19.66	0.00105	0.907	0.72	0.046271	19.049	6.77	0.06	6.8	1.3	11.8	458.1	0.72
z3	0.78	0.4	0.25	1.46	98.9	0.007	12.97	0.00108	0.820	0.88	0.048799	12.278	6.99	0.06	7.4	1.0	138.2	288.4	0.88
z5	1.25	0.3	0.21	1.18	76.7	0.008	15.66	0.00107	1.422	0.92	0.054058	14.391	6.88	0.10	8.0	1.3	373.5	324.0	0.92
z6	0.81	0.5	0.39	1.31	89.9	0.007	10.13	0.00101	0.765	0.83	0.052671	9.532	6.51	0.05	7.4	0.7	314.7	216.8	0.83
z7	1.17	0.6	0.30	2.15	126.9	0.007	8.26	0.00101	0.479	0.76	0.047701	7.962	6.51	0.03	6.7	0.6	84.5	188.9	0.76
z8	0.92	0.3	0.42	0.56	47.8	0.009	22.91	0.00105	1.817	0.84	0.062828	21.427	6.76	0.12	9.2	2.1	702.4	456.1	0.84
z10	0.80	0.7	0.55	0.98	72.2	0.007	18.72	0.00106	1.010	0.81	0.046439	17.931	6.84	0.07	6.9	1.3	20.5	430.6	0.81
z4	0.44	0.2	0.29	0.70	63.6	0.0009	1.37	-0.00271	-57.387	0.98	0.981884	-0.020965	6.03	0.08	-2.8	1.6	0.0	0.0	0.98

(a) Concentración de th calculada a partir de ²⁰⁶Pb y la edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de la muestra, suponiendo concordancia entre los sistemas U-Th y Pb.

(b) Masa total de Pb radiogénico.

(c) Masa total de Pb inicial

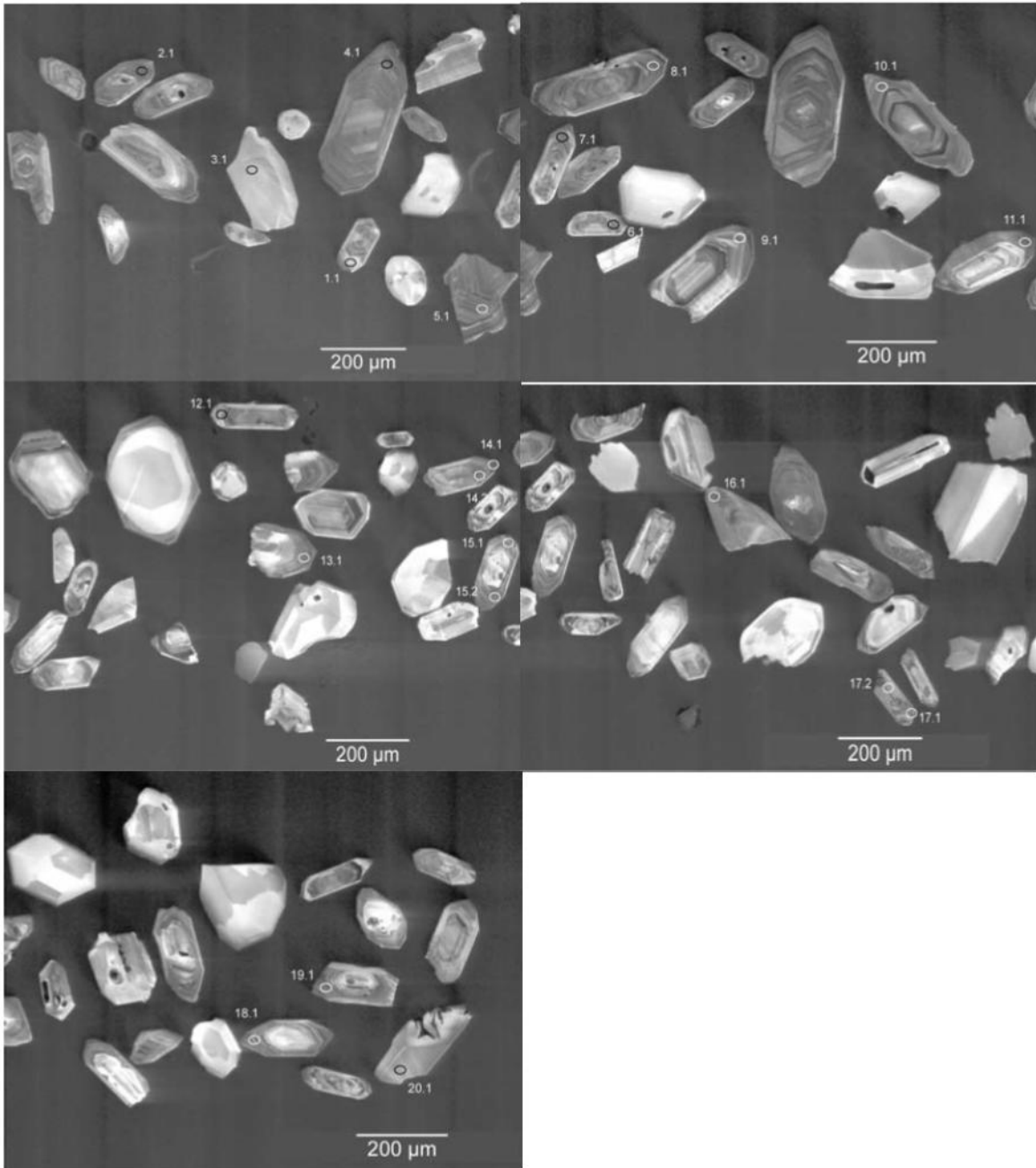
(d) Razón entre Pb radiogénico (incluyendo ²⁰⁶Pb) y Pb común.

(e) Razón medida para fraccionamiento corregido y trazador

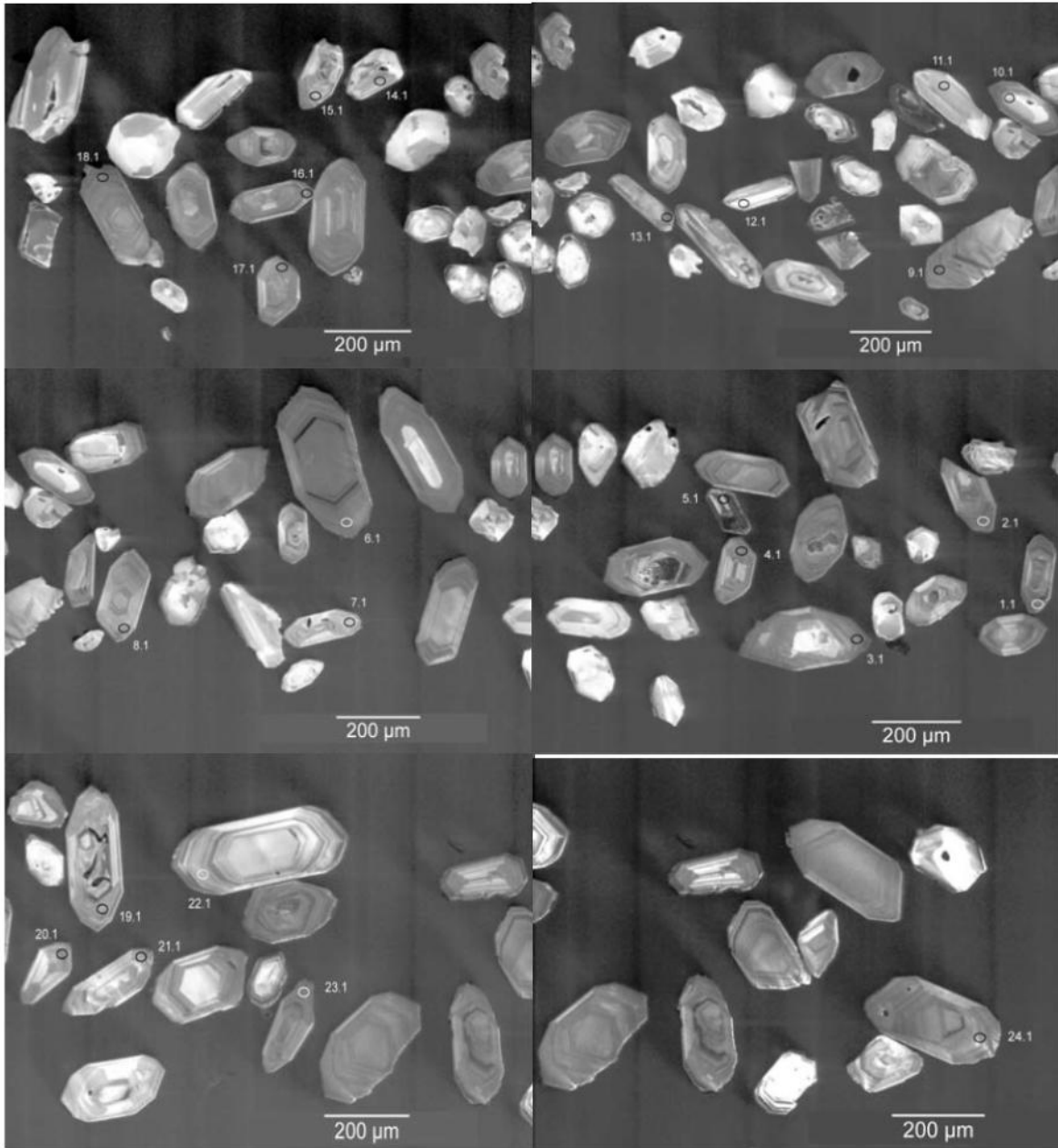
(f) Razones medidas para fraccionamiento, trazador, blancos y Pb común inicial

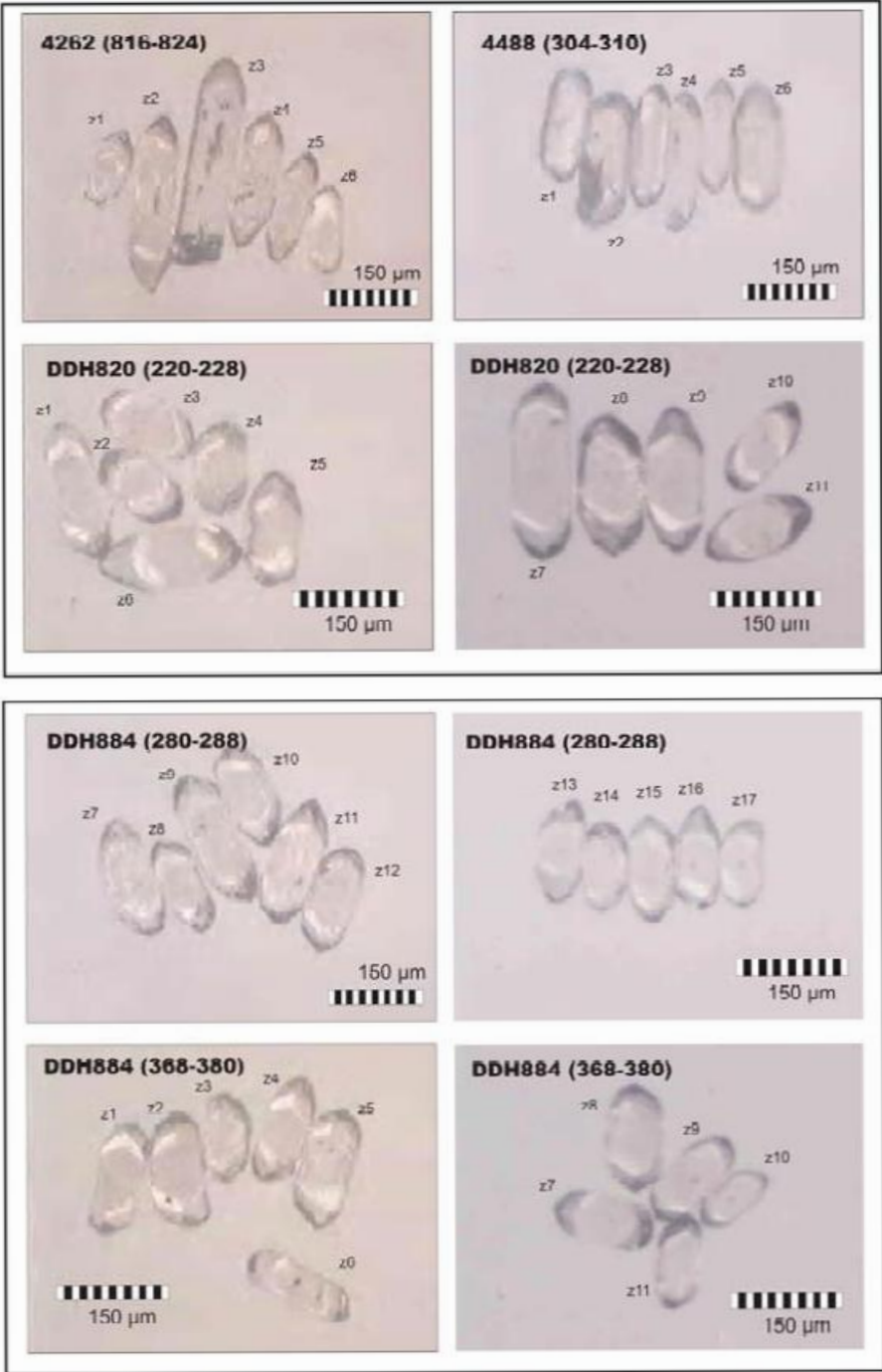
(g) Edades isotópicas calculadas usando las constantes de decaimiento $\lambda_{238} = 1.55125E-10$ and $\lambda_{235} = 9.8485E-10$ (Jaffey et al. 1971).

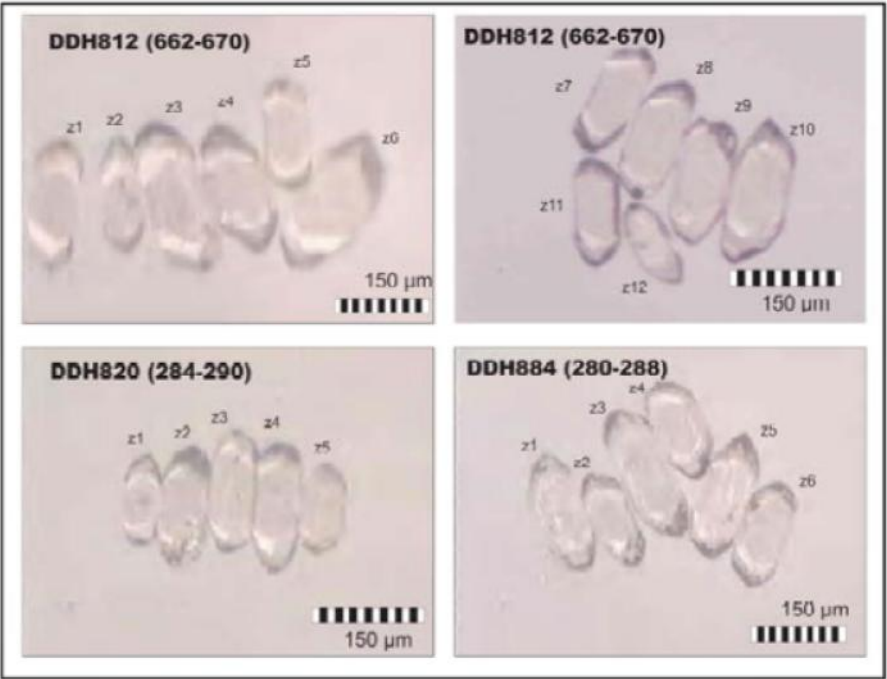
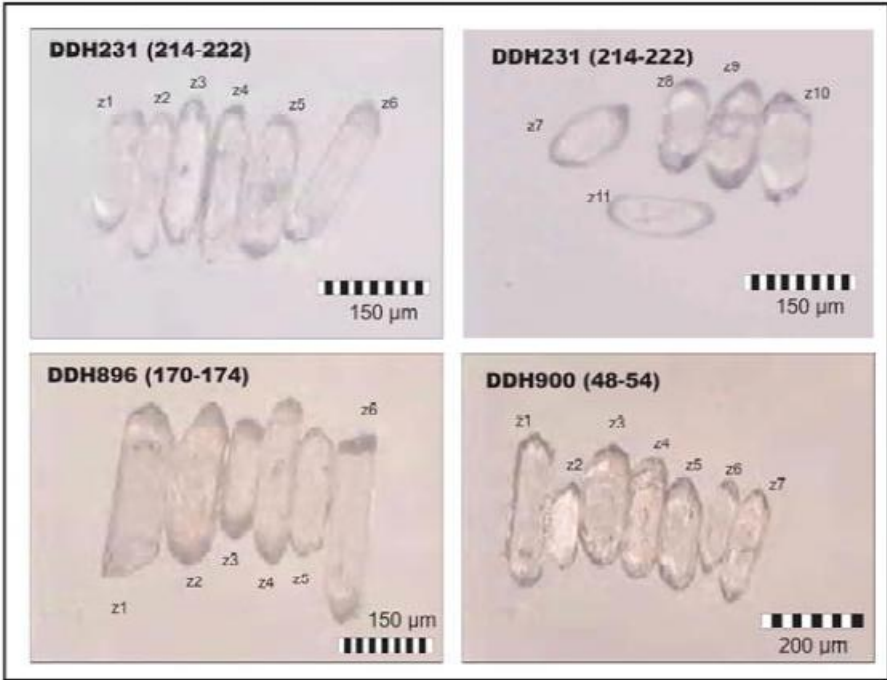
SHRIMP II MUESTRA 4251

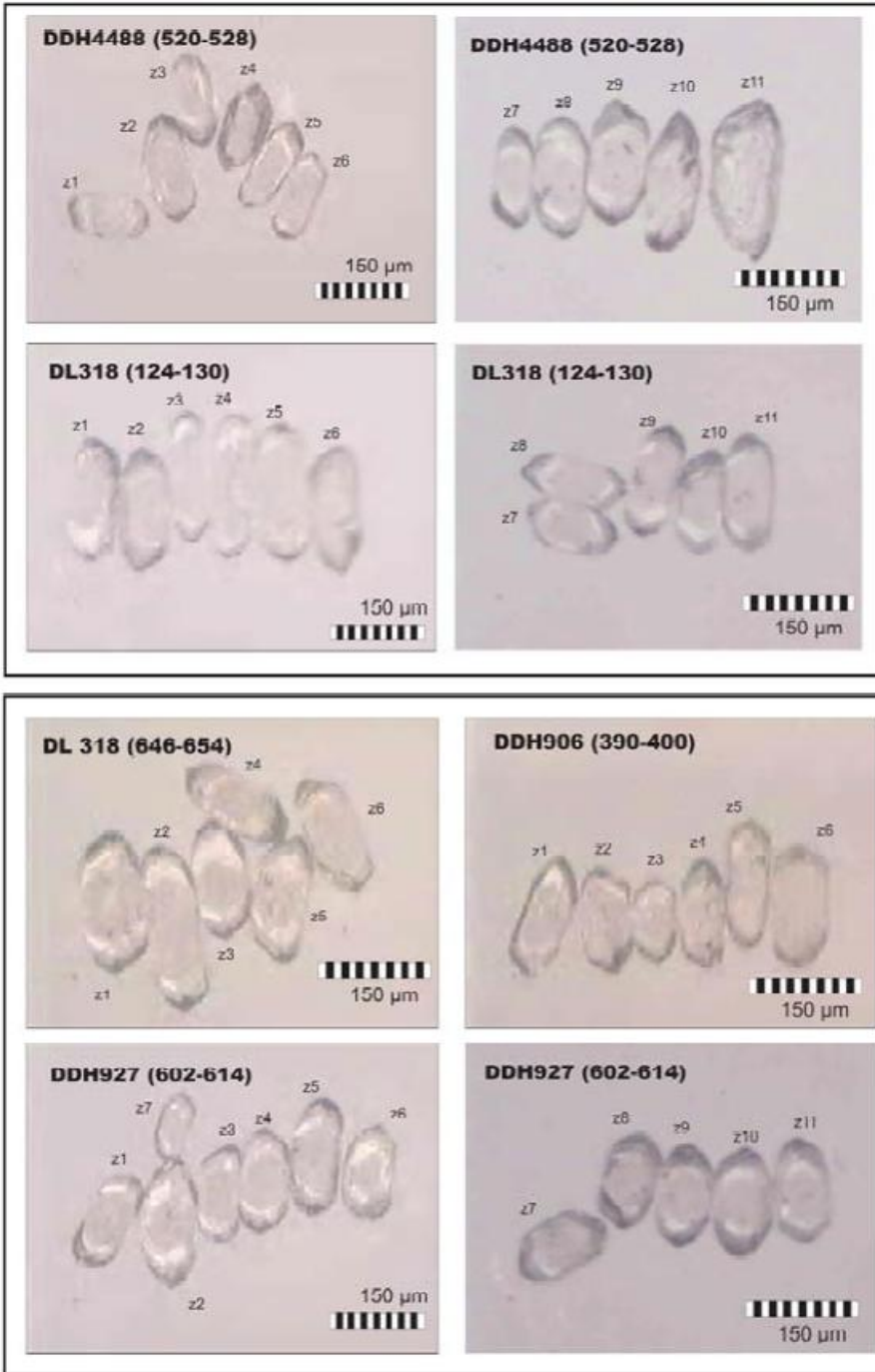


IMÁGENES CL SHRIMP II MUESTRA DDH838











8.2.2 Tabla de Resumen de Edades y Razones Isotópicas Ar/Ar

N	Muestra	PA (Ma)	err	IIA (Ma)	err	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i$	err	n
1	DDH-787 100.3	4.57	0.08	4.56	0.14	296	10	8
2	DDH-787 465.50	4.76	0.06	4.77	0.05	291	7	3
3	DDH-787 730.3	4.60	0.10	4.78	0.89	270	97	9
4	DDH-808 718.3	4.60	0.08	4.76	0.62	283	44	8
5	DDH-827 26.6	5.23	0.06	5.21	0.27	297	27	7
6	DDH-830 201.8	4.54	0.08	4.75	0.12	271	8	9
7	DDH-838 198.40	4.71	0.08	4.64	0.18	305	21	10
8	DDH-841 283.0	-----	-----	5.56	0.19	327	29	11
9	DDH-877 269.8	4.77	0.03	4.83	0.20	285	15	7
10	DDH-884 282.4	4.63	0.08	4.71	0.14	286	13	10
11	TSS-118 567.6	4.88	0.04	4.95	0.19	288	20	4
12	TSS-28 645.30	5.01	0.08	4.91	0.19	292	35	10
13	TSS-62 560.30	4.95	0.08	5.40	1.40	255	99	3
14	TSS-62 806.70	4.93	0.06	5.07	0.21	265	45	9
15	TSS-62 906.9	4.90	0.18	4.90	2.80	299	130	9
16	TSS-86 371.50	4.42	0.12	4.61	0.32	287	14	6
17	TSS-62 390.7	4.77	0.06	4.73	0.15	280	17	5
18	TSS-62 529.8	5.10	0.10	5.06	0.10	299	7	5

n= # de pasos usados para el cálculo de la IIA

N	Muestra	PA (Ma)	err	IIA (Ma)	err	TFA (Ma)	err	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i$	err	n
1	TSS-62 361.0	4.84	0.04	4.95	0.20	4.71	0.14	283	22	4
2	TSS-62 6.10	-----	-----	4.92	0.59	4.70	0.14	305	97	4
3	DDH-906 404.4	4.43	0.08	4.70	0.24	4.41	0.2	281	12	5

8.2.3 Tabla de Resumen de Edades y Razones Isotópicas (Re/Os)

Muestra	Total Re (ppm)	¹⁸⁷ Re (ppm)	¹⁸⁷ Os (ppb)	Age (Ma)	Error (+/- 0.5%)	Obs
DDH-786-436.10	440.66	277.03	27.47	5.95	0.03	Analizar con SEM
DDH-787-118.30	182.88	114.97	9.55	4.99	0.02	
DDH-808-324.0	316.21	198.79	19.73	5.96	0.03	
DDH-808-764.80	284.10	178.61	14.29	4.80	0.02	
DDH-812-557.10	263.38	165.58	13.49	4.89	0.02	
DDH-827-109.4	322.33	202.64	20.51	6.07	0.03	
DDH-841-283.0	251.58	158.17	10.40	3.95	0.02	
DDH-841-315.8	178.35	112.12	11.97	6.41	0.03	
DDH-841-315.8-D	176.34	110.86	11.91	6.45	0.03	duplicado
DDH-877-274	224.32	141.02	14.00	5.96	0.03	
DDH-879-283.3	70.46	44.30	4.78	6.48	0.03	
DDH-879-283.3-D	73.32	46.09	5.01	6.53	0.03	duplicado
DDH-894-145-9	195.34	122.80	11.85	5.79	0.03	
DDH-894-290.9	38.32	24.09	2.69	6.70	0.03	"overspiked"
DDH-894-290.9-D	47.85	30.09	3.29	6.56	0.03	duplicado
DDH-900-35.50A	163.39	102.72	10.10	5.90	0.03	
DDH-906-398.9	311.82	196.03	15.91	4.87	0.02	
DDH-927-611.80	223.64	140.60	13.70	5.85	0.03	
DDH-938-452-7	291.89	183.51	15.84	5.18	0.03	
DL-318-128.80A	276.46	173.81	14.20	4.90	0.02	
TSS-118-522.9	217.17	136.53	12.56	5.52	0.03	