UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS GEOLÓGICAS DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



PROCESOS GEOLÓGICOS RELACIONADOS CON LA FORMACIÓN DE SULFUROS DE Cu PRIMARIOS DE LOS YACIMIENTOS ESTRATOLIGADOS DE Cu: EL CASO DEL YACIMIENTO LINCE-ESTEFANÍA, DISTRITO MICHILLA, SEGUNDA REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología

DANIA TRISTÁ AGUILERA

Antofagasta, Mayo 2007

Profesores Guía:

Dr. Shoji Kojima Dr. Diego Morata Céspedes

...Se repiten mis palabras, el sentimiento es el mismo,

el amor se acrecienta...

"A mi madre: luz y estrella que alcanzar"
"A mi padre: guía para llegar"
"A mi hermano: dulce amor y gran compañía"
"A Diego Enrique: donde estés, eternamente en mi corazón"

AGRADECIMIENTOS

El trabajo de tesis que se presenta a continuación fue desarrollado en el marco del Programa de Doctorado en Ciencias, Mención Geología de la Universidad Católica del Norte (Antofagasta), con financiamiento de la Beca de Doctorado "Mejoramiento de la Equidad y la Calidad de la Educación Superior (MECE-Superior)". De esta manera, deseo entregar mis profundos agradecimientos a la Universidad Católica del Norte y a todos aquellos académicos y no-académicos, fundamentalmente del Departamento de Ciencias Geológicas, que hayan aportado de alguna u otra forma en el desarrollo de esta Tesis. Hago extensiva mi inmensa gratitud al Gobierno de Chile por el otorgamiento de la Beca de Doctorado.

Es imposible cuantificar mi agradecimiento hacia Jorge Camacho, Fernando Ferraris, Ronald Standen, y a todo el equipo de trabajo de la entonces Superintendencia de Geología de Minera Michilla S.A....he dejado allí un pedazo de mi corazón geológico. En este mismo grupo deseo incluir al Decano de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Arizona, quién por alguna razón, sin saber quién era, me dio abiertamente la posibilidad de desarrollarme en su laboratorio, y no sólo de aprender mucho, sino que también de visualizar las cosas desde el otro lado de la moneda, conocer no sólo un lugar, sino que también gente y amigos...grandes amigos. Muchas, muchas gracias Joaquín Ruíz.

A las personas e instituciones anteriormente nombradas les agradezco por el financiamiento de la mayor parte de los análisis realizados en esta Tesis.

Fernando Barra, muy agradecida estoy por el tiempo (fue bastante), la enseñanza, las horas interminables y verdaderamente ricas en conocimiento en los laboratorios de alta pureza del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona. Gracias por todo el aporte, aprendizaje y discusión en temas de la tesis (Re-Os).

Deseo agradecer a quienes guiaron mis primeros pasos durante mi propuesta de tesis, Gabriel González, José Cembrano, Sergio Espinoza. A este último le debo mi cariño por los "estratoligados de Cu".

Agradezco también al Sr. Stephen Chryssoulis, Jefe del Laboratorio AMTEL de la Universidad de Oeste de Ontario, Canadá, por facilitar y financiar el desarrollo de gran parte de los análisis realizados por microsonda electrónica.

Debo incluir y agradecer profundamente a algunas personas de otras instituciones que aportaron también en mi tesis y que me permitieron aprender e involucrarme en lo que muchas veces observamos desde lejos...los procedimientos de cómo obtenemos los resultados sobre los cuáles finalmente se hacen los análisis y discusión. Muchas gracias a Oscar Talavera (Universidad Autónoma de Guerrero, México), Mauricio Belmar (Universidad de Chile), Sres. Juan Vargas y Jaime Martínez (Universidad de Chile), Sra. Sonia Helle y profesor Marcos Pincheira (Universidad de Concepción).

Un párrafo y espacio especial he dejado durante la redacción de mis agradecimientos para dedicarle a los profesores guías de esta Tesis de Doctorado. Al profesor Shoji Kojima agradezco su confianza en mi trabajo y el haber aceptado seguir indagando junto conmigo en el conocimiento de los yacimientos estratoligados de Cu. A Diego Morata agradezco el haber aceptado a mitad de camino, con muchas ganas y sin vacilar, ser profesor guía de este trabajo de Tesis. Gracias por tu enseñanza, por tener siempre un "Sí" y una disposición infinita (a pesar de la lejanía) con este, nuestro trabajo. Agradecida estoy por todo lo aprendido, por tu confianza, por transmitir fuerza cuando las ganas se agotaban, por siempre buscar algo más que hacer, por estar siempre pensando en la solución, por tus infinitos aportes desde un inicio, por las ganas de un trabajo más, por saber que te sentías parte del trabajo. De verdad muchas gracias por haber llegado a este fin.

Con la certeza de que todos sabrán el por qué de mis agradecimientos, deseo entregar una inmensa gratitud a Oscar Talavera, Verónica Rodríguez, Laura Sandler, Francisca Barra, Maria José Barra, Sebastián Sandler, Stuart Sandler, Robert (Q.E.P.D), Rafael del Río, Sergio Salgado, Marisol Bembow, Mario Pereira, Rodrigo González, Daniela Villablanca, Daniel Carrizo, Verónica Herrera y Jorge Quezada.

Al empezar a alejarme de la Universidad, otras puertas se abrieron. Con el conocimiento de que no todo estaba concluido en mi institución de doctorado, un espacio se me dio para poder terminar de escribir aquello que varios años antes había iniciado. Por ese espacio, por ese tiempo, por la confianza debo agradecer profundamente a Álvaro Aliaga (Gerente General de Anglo American Chile, División Mantos Blancos), Edgardo Riffo (Gerente de Minas), José Rodríguez (Superintendente de Geología) y Enrique Calderón (Superintendente de Planificación Mina).

Indiscutiblemente las palabras me faltan. Ni siquiera dar infinitas gracias me es suficiente para referirme al amor incondicional, a la paciencia eterna, al apoyo, a la mirada oportuna, a la palabra precisa, al abrazo necesario, de mis padres y hermano.

RESUMEN

Las rocas volcánicas de la Formación La Negra de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile alojan un gran número de yacimientos estratoligados de Cu-(Ag) ubicados entre los 22° - 26° Lat S, cuya génesis ha sido motivo de una continua controversia. Actualmente, la hipótesis que establece un origen epigenético para la formación de estos yacimientos es la más aceptada. La controversia se ha centrado entonces en determinar el origen de los fluidos hidrotermales responsables de los procesos de mineralización cuprífera. En este sentido, un origen hidrotermal metamórfico, magmático y no-magmático han sido propuestos. El yacimiento Lince-Estefanía del Distrito Michilla es representativo dentro de los de su tipo y ha sido considerado en este trabajo para contribuir a precisar el origen y la naturaleza de los fluidos hidrotermales formadores de los yacimientos, con el propósito de comprender mejor los principales procesos geológicos involucrados en la formación de los yacimientos estratoligados de Cu del Norte de Chile, con un enfoque en la formación de sulfuros de Cu primarios.

La asociación calcosina-digenita y bornita representa el principal evento de mineralización primaria en Lince-Estefanía. Los minerales de mena forman cuerpos subparalelos a estratos, cuerpos de brechas y, en menor medida, vetas. Los cuerpos de mena son más abundantes en las zonas más cercanas a intrusivos de composición diorítica e invariablemente se encuentran asociados a ellos. Dos grupos de intrusivos subvolcánicos se destacan en el yacimiento. El primero de ellos es de composición diorítica (⁴⁰Ar-³⁹Ar: 157,4±3,7 Ma), pre-mineralización o que en parte pudieron ser contemporáneos con este proceso, y el segundo es de composición dacítica (⁴⁰Ar-³⁹Ar: 137,4±1,1 Ma) y posterior al proceso de mineralización de sulfuros de Cu. La signatura geoquímica de (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_o (0,70297-0,70351) sugiere que los intrusivos dioríticos son ligeramente más primitivos que las rocas de la Formación La Negra, pero en conjunto estos dos grupos de rocas tendrían un origen mantélico común. La geoquímica de los intrusivos dacíticos indica una mayor componente cortical para el magma que le dio lugar y sugiere que éstos se formaron como consecuencia de procesos distintos a los que originaron las rocas de la Formación La Negra y los intrusivos dioríticos.

La edad Re-Os de 160 ± 16 Ma, determinada directamente en calcosina-digenitabornita, representa la edad del principal evento de mineralización cuprífera del yacimiento. La edad plateau 40 Ar- 39 Ar de $163 \pm 1,6$ Ma determinada en actinolita paragenéticamente asociada a calcosina-digenita, permite una mayor precisión de la edad del proceso de mineralización cuprífera de Lince-Estefanía. La geotermometría de clorita paragenéticamente asociada a calcosina-digenita y bornita sugiere que estos sulfuros se formaron en condiciones de temperatura entre 230° y 300°C. Los bajos contenidos de Al^{IV} (0,036-0,216 a.p.f.u) y Na^{M4} (0,026-0,159 a.p.f.u) obtenidos en cristales de actinolita indican que dicho mineral y, por ende, los sulfuros de Cu primarios se habrían formado, principalmente, por la acción de importantes gradientes geotermales y que la presión no jugó un rol fundamental en la formación del yacimiento. Esta característica, sugiere un origen para el yacimiento relacionado con la circulación de fluidos debido a la actividad intrusiva desarrollada en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile y no como resultado de procesos de metamorfismo de carga.

La razón isotópica inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de 1,06 ± 0,09, obtenida a partir de la isócrona de edad 160 ± 16 Ma, indica que los fluidos mineralizadores tienen un origen con importante aporte cortical. Esto es corroborado por el rango de valores de γ Os (entre +721,4 y +774,5) que específicamente sugiere que las rocas de la corteza superior son el principal aporte de Cu contenido en los sulfuros de Cu primarios. La composición isotópica de S de los sulfuros de Cu primarios del yacimiento (δ^{34} S entre -1,6 y +0.4 ‰) indican una fuente muy homogénea y magmática para el S, probablemente relacionada con la actividad subvolcánica espacial y temporalmente asociada a la mineralización. Los datos obtenidos en este trabajo sugieren que los fluidos hidrotermales formadores del yacimiento Lince-Estefanía tienen una componente principalmente magmática y que la corteza superior habría aportado con el Cu contenido en los sulfuros de Cu primarios.

ABSTRACT

The La Negra Formation volcanic rocks of the Coastal Cordillera in Northern Chile host numerous stratabound Cu-(Ag) deposits distributed between 22° and 26° S. The genesis of these ore deposits has been a matter of continuous debate. At present, the epigenetic origin hypothesis is widely accepted as the formation mechanism of these deposits. The controversy has been focused on the origin of the hydrothermal fluid responsible of the cupriferous mineralization. In this sense, metamorphic, magmatic and non-magmatic hydrothermal origin theories have been proposed. The Lince-Estefanía deposit in the Michilla District is one of the most important ore deposits of this type, and was studied to constrain the origin and nature of the hydrothermal fluids forming of the stratabound Cu deposits, with the objective to better understand the principal geological processes involving in the formation of the stratabound Cu deposits of northern Chile. Particularly, this study focused on the primary Cu-sulfide formation.

Chalcocite-digenite and bornite mineralogical association is the main primary mineralization product in the Lince-Estefanía deposit. These ore minerals form parallel to subparallel (stratiform) and discordant breccia bodies, with veinlet formation locally. The ore bodies are distributed predominantly near dioritic intrusions, and are closely related to them. Two categories of subvolcanic intrusions prevail in the deposit: dioritic intrusion (⁴⁰Ar-³⁹Ar age: 157.4±3.7 Ma) interpreted as pre-or contemporaneous mineralization period, and dacitic intrusion (⁴⁰Ar-³⁹Ar age: 137.4±1.1 Ma) that postdate the mineralization event. The initial ⁸⁷Sr-⁸⁶Sr geochemical signature (0.70297-0.70351) suggests that the dioritic intrutions are slightly more primitive than La Negra Formation rocks, and both rocks are regarded to have been formed from common mantle-derived source magmas. Geochemical characteristics of the dacitic intrusions display major crustal components to their source magma, and thus this suggests that those were formed in a process different from the juvenile La Negra Formation and dioritic intrusion magmas.

Direct Re-Os isotopic age of 160 ± 16 Ma determined in chalcocite-digenite-bornite association corresponds to the principal Cu-sulfide mineralization age of the deposit. The ⁴⁰Ar-³⁹Ar *plateau* age obtained from actinolite, which is associated with chalcocite-digenite, gives a more precise age of 163 ± 1.6 Ma for the Cu-sulfide mineralization of the Lince-Estefanía deposit. Application of the geothermometer in chlorite associated with chalcocitedigenite and bornite suggests a temperature range between 230° and 300° C as the ore-forming condition. Low Al^{IV} (0,036-0,216 a.p.f.u) and Na^{M4} (0,026-0,159 a.p.f.u) contents of the actinolite indicate that the mineral and associated primary Cu-sulfides were formed under a significant geothermal gradient, and that pressure played no fundamental role in the ore formation. This characteristic suggests that the ore formation was related to hydrothermal fluid circulation caused by the intrusive activity in the Coastal Cordillera of Northern Chile, rather than effect of burial metamorphic process.

The initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio of 1.06 ± 0.09 obtained from the isochron age of 160 ± 16 Ma indicates that the ore-forming fluid has an origin with significant crust-derived components. This is in agreement with the range of the γ Os values (between +721.4 and +774.5), which suggests specifically a principal contribution of upper crustal rocks to the primary Cu-sulfide formation. Homogeneous sulfur isotopic compositions of the primary Cu-sulfides (δ^{34} S from -1.6 to +0.4 ‰) indicate a singular magmatic source, probably related to the subvolcanic activity accompanied spatiotemporally to the primary mineralization.

Data obtained in this study suggests that hydrothermal fluids forming of the Lince-Estefanía deposit have a mainly magmatic component and that the upper crust would have contributed with Cu contained in the primary Cu sulfide at the deposit.

ÍNDICE GENERAL

Índice de Materias	i
Índice de Figuras	iii
Índice de Tablas	ix

ÍNDICE DE MATERIAS

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 - Introducción	1
1.2 - Hipótesis de trabajo	5
1.3 - Objetivo y organización de la Tesis	5
1.4 - Metodología general	7
1.5 - Los yacimientos Estratoligados de Cu alojados en la Formación La Negra,	
Norte de Chile	8
1.5.1 - Introducción: Contexto Geológico Regional	8
1.5.2 - Los yacimientos "Estratoligados" de Cu alojados en la Formación	
La Negra	12
Referencias	16
CAPÍTULO 2 EI YACIMIENTO LINCE – ESTEFANÍA	21
2.1 - Introducción	21
2.2 - Geología Distrital	23
2.3 - Geología del yacimiento Lince-Estefanía	25
2.3.1 – Introducción	25
2.3.2 - Relación entre intrusivos y cuerpos de mena	30
2.4 - Yacimiento Lince - Estefanía	34
Referencias	35
CAPÍTULO 3 PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	37
3.1 – Introducción	37
3.2 – Metodología	39
3.2.1 - Petrología y geoquímica de las rocas del yacimiento	
Lince-Estefanía	39
3.2.2 - Geoquímica de minerales metálicos	40
3.3 - Petrología y geoquímica de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía	42
3.3.1 - Características petrográficas y geoquímicas de elementos mayores	у
traza de las rocas volcánicas e intrusivas del yacimiento Lince-Estefanía	42
3.3.2 - Petrología y geoquímica de minerales primarios de las rocas volc	ánicas
e intrusivas: plagioclasa, piroxeno y anfibol	61
3.3.3 - Geoquímica de minerales de alteración: filosilicatos máficos	
(clorita y esmectita), epidota y actinolita	66

3.3.4 - Geoquímica isotópica de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr de los intrusivos subvolcánicos del vacimiente Linea Estafonía	79
3 3 5 - Secuencia naragenética del vacimiento Lince-Estefanía	/0
Geoquímica de minerales metálicos	82
Referencias	100
Referencias	.100
CAPÍTULO 4 GEOCRONOLOGÍA	.105
4.1 - Introducción	.105
4.2 - Principios fundamentales de los métodos de datación ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar y Re-Os	.106
4.2.1 - Método de datación ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	.106
4.2.2 - Método de datación Re-Os	.111
4.3 - Edad del magmatismo y de la alteración asociada a la formación y	
evolución del vacimiento Lince-Estefanía	.118
4.3.1 - Introducción	.118
4.3.2 - Descripción de las muestras analizadas	.119
4.3.3 - Método Analítico	.122
4.3.4 - Resultados	.122
4.4 - Edad de la etapa principal de mineralización primaria	.130
4.4.1 - Introducción	.130
4.4.2 - Método analítico	.131
4.4.3 - Resultados: Isótopos de Re-Os	.138
Referencias	.142
CAPÍTULO 5 NATURALEZA Y ORÍGEN DE LOS FLUIDOS	.145
5.1 – Introducción	.145
5.2 - Antecedentes acerca del estudio de inclusiones fluidas en los	
yacimientos estratoligados de Cu	.146
5.3 - Condiciones de precipitación de minerales de alteración	
(geotermómetro de clorita)	.149
5.3.1 - Geotermómetro de Clorita	.149
5.3.2 - Resultados	.152
5.4 - Razón isotópica inicial ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os y composición isotópica de S	.153
5.4.1 - Isotopía de ¹⁰⁷ Os/ ¹⁰⁸ Os	.153
5.4.2 - Composición Isotópica de S	.155
Referencias	.159
	1(2
CAPITULO 6 DISCUSION	.103
6.1 - Relacion temporal volcanismo - intrusion - mineralizacion - alteracion	.103
6.2 - Condiciones de formación y origen de los nuídos mineralizadores	.170
6.2.1 - Condiciones de formación de los sulturos de Cu primarios	
mineralizadorea	170
mineralizadores	.170
0.2.2 - Origen de los nuidos mineralizadores del yacimiento	170
LINCE-ESICIAIIIA 6.2 Los intrusivos subvoloánicos	.1/2
0.3 - Los inicios subvolcanicos 6.4. Una comparación entre los vacimientos Estratolizados de Cu. (A.s.) del	.1/3
Masozoico, Cordillaro de la Costa del Norte de Chile y Chile Control	170
mesozoico, Cordinera de la Costa del Norte de Chile y Chile Central	.1/9

CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES

ANEXO 1 ANEXO 2

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa geológico y ubicación de los principales yacimientos estratoligados de cobre de la Cordillera de la Costa, Norte de Chile, entre los 22° - 26° Latitud Sur. Modificado de Boric et al., 1990. Ubicación del Distrito Minero Michilla.

Figura 2.1. Mapa geológico y distribución de los principales yacimientos estratoligados de Cu del Distrito Michilla, Norte de Chile. Modificado de Boric et al. (1990).22

Figura 2.2. Perfil esquemático de sección representativa NW-SE del yacimiento Lince-Estefanía (DM).26

Figura 2.4. Sondaje de testigo de diamantina RL-768D que muestra brecha formada por clastos de andesita y matriz intrusiva.27

Figura 2.5. Brecha formada por clastos de roca intrusiva y volcánica (V) con matriz de calcosina (Cc) y crisocola-atacamita (cr-atac). Muestra testigo de diamantina, 300 ms.n.m.29

Figura 2.6. Brecha formada por clastos volcánicos (V) y matriz intrusiva (I). Muestra de testigo de diamantina de zonas cercanas al "stock".

Figura 2.7. Esquema de distribución de matriz intrusiva en la roca volcánica. Nótese la disminución de matriz intrusiva conforme aumenta la distancia desde el intrusivo hacia su roca de caja (rocas volcánicas).

Figura 2.8 A: Intrusivo subvolcánico pre-mineralización. Calcosina-bornita (cs-bn) como matriz de brecha. Cota 327 ms.n.m. B: Intrusivo subvolcánico pre-mineralización. Calcosina-bornita (cs-bn) en fracturas y finamente diseminada. Muestra de testigo de diamantina, sondaje RL-641D; cota 250 ms.n.m.

Figura 2.9. Intrusivo post-mineralización de composición dacítica. A: sondaje RL641-D. Fotomicrografías B (Luz polarizada plana) y C (Nícoles cruzados), sondaje Z350-11 cota 190 ms.n.m.33

Figura 3.1. Fotomicrografía de roca volcánica. Fenocristales de plagioclasa (Pl) albitizados y alterados a epidota (Ep) y clorita (Chl) (Muestra RL536-4). A: Luz polarizada plana, B: Nícoles Cruzados43

Figura 3.2. Fotomicrografía de roca volcánica. Amígdala rellena con la asociación mineralógica clorita (Chl)-epidota (Ep)-actinolita (Act) (Muestra RL-536-3). A: Luz Polarizada Plana, B: Nícoles Cruzados.

.187

Figura 3.3. Fotomicrografía de roca volcánica. Fenocristales de plagioclasa (Pl) albitizados y alterados a epidota (Ep). Amígdala rellena con clorita (Chl) y epidota (Ep). Se observa además alteración a clorita y epidota en la masa fundamental de la roca (Muestra Z350-39). A: Luz Polarizada Plana, B: Nícoles Cruzados.45

Figura 3.4. Fotomicrografía de intrusivo subvolcánico de composición diorítica y textura microfanerítica equigranular (Muestra RL-605-D1). Se observa cristales de plagioclasa (Pl), piroxeno (Px) y minerales opacos (óxidos de Fe). A: Luz Polarizada Plana, B: Nícoles Cruzados.46

Figura 3.5. Intrusivo subvolcánico de composición dacítica y textura porfídica. Se observan fenocristales de plagioclasa (Pl) y anfíbol (Am) inmersos en una masa fundamental formada por microlitos de plagioclasa y cuarzo secundario. A: Muestra de sondaje RL-641D; B: Fotomicrografía de Luz Polarizada Plana; C: Fotomicrografía de Nícoles Cruzados, sondaje Z350-11.47

Figura 3.6. Ubicación de muestras de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía seleccionadas para análisis de elementos mayores y trazas en Roca Total.48

Figura 3.7. Clasificación química de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía utilizando TAS (diagrama de álcalis total vs sílice) (Le Maitre et al., 1989). Rocas volcánicas (círculos blancos), intrusivos subvolcánicos microfaneríticos-equigranular (rombos grises), intrusivos subvolcánicos de textura porfídica (triángulos negros). Además se muestran análisis de rocas volcánicas de la Formación La Negra no alteradas (cuadrados negros, Rogers y Hawkesworth (1989) y Pichowiak (1994)) y el campo de composición de rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico Inferior determinadas por Lucassen et al. (2006).

Figura 3.8. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas SiO₂ vs K₂O (en base anhidra) recomendado para magmas de zonas de subducción (Tatsumi y Eggins, 1995), para las rocas del yacimiento Lince – Estefanía. Rocas volcánicas andesíticas (círculos blancos), intrusivos de composición diorítica (rombos grises), intrusivos de composición dacítica (triángulos negros). Además se muestran análisis de rocas volcánicas frescas de la Formación La Negra según Rogers y Hawkesworth (1989) y Pichowiak (1994) (cuadrados negros).51

Figura 3.11. Diagrama de patrones multi-elementos normalizados a N-MORB (Pearce, 1983) para las rocas volcánicas del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla.

Figura 3.12. Diagrama de patrones multi-elementos normalizados a N-MORB (Pearce, 1983) para los intrusivos dioríticos (A) y los intrusivos dacíticos (B) del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla. El área sombreada representa el espectro de las rocas volcánicas (A), y de las rocas volcánicas + intrusivos dioríticos (B).

Figura 3.14. Patrones normalizados a condrito para el contenido de Elementos Tierras Raras (REE) de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla. Simbología: círculos blancos: andesitas; rombos grises: intrusivos de composición diorítica; triángulos negros: intrusivos de composición dacítica.

Figura 3.16. Variación química de plagioclasa primaria en el diagrama An-Ab-Or de los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica (rombos grises) y de los intrusivos subvolcánicos de composición dacítica (triángulos negros).

Figura 3.17. Variación química de piroxenos primarios de intrusivos subvolcánicos de composición diorítica en un diagrama Wo-En-Fs (1: diópsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatita, 6: clinoferrosilita; Morimoto et al., 1988).

Figura 3.19. Variación química de anfíboles cálcicos en los intrusivos de composición dacítica. Los campos corresponden a los mismos que los de la Figura 3.17. Leake et al. (1997).

Figura 3.20. Diagramas bivariates que muestra la relación catiónica en fenocristales de anfibol de los intrusivos de composición dacítica.

Figura 3.21. Imagen de contraste composicional en cristal de anfibol zonado. El gráfico muestra una disminución en el contenido de TiO_2 (% wt) desde el centro hacia el borde del cristal y un aumento en el contenido de TiO_2 (% wt) de las zonas más claras con respecto a las zonas más oscuras. Muestra RL641-D1.

Figura 3.22. Diagrama de de cationes no-interfoliares (Si+Al_{tot}+Fe_{tot}+Mg+Mn) *vs* Al_{Tot} para minerales del alteración del grupo de las cloritas en las rocas volcánicas (círculos blancos) e intrusivos dioríticos (rombos grises) del yacimiento Lince-Estefanía, DM. La posición de los *End-member* fueron tomadas de Robinson *et al.*, (1993).

Figura 3.23. Espectro de análisis EDS realizado en filosilicatos máficos (esmectita) asociados paragenéticamente con calcosina-digenita. Dicho espectro muestra el contenido de Ca y Cu en la estructura de la esmectita y sugiere intercrecimiento de esmectita con calcosina-digenita. Muestra Z300-12.70

Figura 3.24. Diagrama que muestra la correlación entre Al_{VI} y Fe^{3+} en cristales de epidota de roca volcánica.71

Figura 3.25. Imagen de contraste composicional de cristales de epidota. Se indican puntos de análisis con sus respectivos valores de XFe³⁺, donde: $XFe^{3+}=100*Fe^{3+}/(A1+Fe^{3+})$. Muestra Z296-17.72

Figura 3.26. Variación química de anfiboles cálcicos. Análisis de cristales de actinolita como mineral de alteración de las rocas volcánicas. 1: tremolita; 2: actinolita; 3: ferro-actinolita; 4: tremolita-hornblenda; 5: actinolita-hornblenda; 6: ferro-actinolita-hornblenda; 7: magnesio-hornblenda; 8: ferro-hornblenda; 9: tschermakita-hornblenda; 10: ferro-tschermakita-hornblenda; 11: tschermakita; 12: ferro-tschermakita, (Leake et al., 1997).

Figura 3.27. Diagramas bivariates que muestra la relación catiónica en cristales de actinolitas de las rocas volcánicas andesíticas.74

Figura 3.28. Imagen de contraste composicional que muestra amígdalas rellenas con calcosina-digenita (color claro), actinolita (color gris medio) y clorita (color gris oscuro), en texturas de intercrecimiento. Muestras A: RL641-2 y B: RL641-4.75

Figura 3.29A. Imagen de contraste composicional que muestra la relación paragenética entre calcosinadigenita (color gris claro) – actinolita (gris oscuro). Además se observa una tercera fase mineral en la zona de contacto entre calcosina-digenita y actinolita (color gris medio). El espectro A indica los contenidos de Cu y Cl encontrados en la interfase entre calcosina-digenita y actinolita. El espectro B refleja el contenido de Cu en actinolita, lo cual sugiere un intercrecimiento entre Calcosina-digenita y actinolita.

Figura 3.30. Ubicación de muestras de intrusivos dioríticos y dacíticos utilizados para análisis de razones iniciales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.81

Figura 3.31. Ocurrencia de la mineralización en el yacimiento Lince-Estefanía: A: sulfuros de Cu en matriz de brecha; B: sulfuros de Cu en matriz de brecha, sulfuros y óxidos de Cu como relleno de amígdalas; C: sulfuros de Cu diseminados y en vetillas; D: sulfuros de Cu como relleno de amígdalas y vetillas.

Figura 3.32. Continuación. E: Reemplazo casi total de calcopirita (Cpy) por covelina (Cv) en texturas tipo *network* Muestra Z750-D5; F: Textura de reemplazo envolvente de calcopirita (Cpy) por anilita (An) Muestra DTAN276-1. Además se observa la ocurrencia de cristales de pirita (Py) sin ningún tipo de reemplazo; G: textura mirmequítica entre bornita (Bn) y calcosina-digenita (Cs-Dg), además se observa cristales tabulares de hematita (Hm) Muestra Z296-18; H: textura mirmequítica entre bornita (Bn) y calcosina-digenita (Cs-Dg) Muestra R896-35; I: textura de reemplazo en zonas de fracturas y reemplazo tipo network de calcosina-digenita (Cs-Dg) por covelina (Cv) Muestra Z818-9, J: cristales tabulares de hematita (Hm) Muestra RL535-7.

Figura 3.33. Espectro de análisis EDS en cristal de esfalerita que co-precipita con calcopirita. Se destaca la ausencia de Fe en su composición. Muestra LE42-D.91

Figura 3.34. Fotomicrografía que muestra relación textural entre calcosina-digenita (Cs-Dg) y bornita (Bn). Además se observa reemplazo de bornita y calcosina-digenita por anilita (An). La hematita ocurre en cristales tabulares rodeando los granos de sulfuros de Cu. Muestra RL641-2.91

Figura 3.35. Secuencia Paragenética observada en el yacimiento Lince – Estefanía, Distrito Michilla. La abundancia relativa de cada una de las especies minerales se representa desde menor (líneas segmentadas finas) a mayor (líneas continuas gruesas).93

Figura 3.36. Diagrama de temperatura-composición de fases para una porción del sistema Cu-S. Abreviaciones: al=anilita, bcv: covelina "blue remaining", cc: calcosina, cv: covelina, dg; digenita, dj: djurleita, co: cobre. (modificado de, Barton, 1973).95

Figura 3.37. Ubicación de muestras seleccionadas para análisis de por microsonda electrónica de minerales metálicos.,97

Figura 3.38 XR (WDS) Mapeo de distribución de los elementos Cu, Fe y S en calcosina-digenita a partir de muestras representativas de los tres grupos de asociaciones mineralógicas definidas. Cs: calcosina-digenita; Bn: bornita; Hm: hematita; Cv: covelina. La escala en (A) y (B) son 500 μ m, y la de (C) es 200 μ m. A: Muestra AND327-1, B: Muestra Z296-18, C: Muestra Z818-9.100

Figura 4.1. Línea de evolución del manto considerando el promedio de la composición de Condritos entre un *IIIA iron meteorite* con una razón inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de 0,09531 a los 4558 Ma (A) y un condrito actual con una razón ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de 0,1270 (B). Tomado de Shirey y Walker (1998.) ...113

Figura 4.2. Comparación de datos de razones iniciales ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de condritos con datos del manto superior primitivo (PUM). Los datos del PUM son significantemente más radiogénicos que el de los condritos carbonáceos pero se encuentran bien restringidos dentro del rango de las composiciones definidas para condritos ordinarios y enstatita (Tomado de Meisel et al., 2001).113

Figura 4.3. Espectro de masa en unidades de masa atómica. El Renio es producido como especie ReO⁻₄, mientras que el Osmio es producido como especie OsO₃⁻. Tomado de Creaser et al. (1991).118

Figura 4.4. Ubicación de las muestras de rocas volcánicas e intrusivos subvolcánicos seleccionados para datación ⁴⁰Ar-³⁹Ar. ...120

Figura 4.5. Fotomicrografía de amígdala rellena con la asociación clorita (Chl) - epidota (Ep) - actinolita (Act). Muestra RL-536-3. Nícoles cruzados.121

Figura 4.6. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el Distrito Michilla (muestra VO31). El rectángulo sombreado muestra las razones ³⁷Ca/³⁹K deducidas a partir de los análisis de microsonda (datos en la Tabla 3 - Artículo 5, Anexo 2). Las edades *plateau* e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ123

Figura 4.7. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el Distrito Michilla (muestra VO148). El rectángulo sombreado muestra las razones ³⁷Ca/³⁹K deducidas a partir de los análisis de microsonda (datos en la Tabla 3 - Artículo 1, Anexo 2). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Figura 4.9. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en anfiboles de intrusivo de composición dacítica del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla (muestra DTA740). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Figura 4.10. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa sericitizada de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el Distrito Michilla (muestra VO31). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Figura 4.11. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa sericitizada de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el Distrito Michilla (muestra VO148). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Figura 4.12. Imágenes de contraste composicional. A: Amígadala rellena con calcosina-digenita primaria (color blanco) intercrecida con cristales aciculares de actinolita (color gris oscuro). B: Amígdala rellena con calcosina-digenita primaria (color blanco) y al interior de la amígdala se observa intercrecimiento de actinolita (color gris oscuro) con clorita (color gris-negro).129

Figura 4.13. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en actinolita de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el yacimiento Lince-Estefanía, DM (muestra RL536-3). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Figura 4.14. Perfil geológico esquemático que muestra la geología general del yacimiento Lince - Estefanía y la ubicación de las muestras utilizadas para establecer la sistemática de Re-Os.132

Figura 4.15. Fotomicrografía que muestra la relación textural entre bornita (Bn) y calcosina-digenita (Cc), y el tardío intercrecimiento con hematita (Hm). Luz reflejada. ...133

Figura 4.16. Fotografía de los elementos utilizados para cargar las muestras a analizar en *Carius tube*: recipientes portamuestras (1), balanza (2), papel anti-estática (3) y *Carius tube* (4).134

Figura 4.17. Mezcla de las muestras con la solución de *spikes* de Re y Os, *aqua regia* y peróxido de hidrógeno (30%). Se observa el inicio de la reacción de disolución. ...135

Figura 4.18. Fotografías que muestran proceso de sellado de los *Carius tube*. ...135

Figura 4.19. Fotografía que muestra horno donde se realiza la etapa de disolución y homogeneización de la muestra (A) y *Carius tube* con la muestra totalmente disuelta y homogeneizada (B).136

Figura 4.20. Fotografía que muestra proceso de destilación: separación del Os de la solución. El Renio queda atrapado en la solución remanente. ...136

Figura 4.21. Fotografía que muestra etapa de purificación de Re a través de dos estados de columnas de intercambio aniónico. ...137

Figura 4.22. Fotografía que muestra filamento donde son cargadas las muestras, y porta-muestras del espectrómetro de masa. ...138

Figura 4.23. Diagrama Re-Os para las asociaciones minerales del yacimiento Lince-Estefanía. (A) Isócrona de cuatro puntos de la mineralización hipógena obtenida a partir de dos muestras de calcosina pura (cuadrados azules) y dos muestras de calcosina-bornita (rombos azules). (B) Análisis de Re-Os a partir de las asociaciones minerales calcosina-bornita-hematita (círculos azules), calcosina-covelina-hematita (triángulo azul) y hematita pura (círculo blanco). La isócrona de la figura A ha sido también representada como referencia (ver texto para discusión). Los datos fueron graficados utilizando Isoplot (Ludwig, 2001). ...141

Figura 5.1. Composición isotópica de S (δ^{34} S ‰) de los principales reservorios naturales de S. Tomado de Rollinson et al., 1994. ...157

Figura 6.1. Digramas que muestran la distribución de la composición de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía en los campos de discriminación entre rocas adakíticas y el campo de composición de las rocas calco-alcalinas. (La/Yb)_N vs Yb_N (A: Martin, 1986 en Martin (1999)) y (Sr/Y) vs Y (B: Drummond y Defant, 1990 en Martin (1999)). Rocas volcánicas (círculos blancos); intrusivos dioríticos (rombos grises); intrusivos dacíticos (triángulos negros).177

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Resumen de edades obtenidas para la Formación La Negra e intrusivos subvolcánicos......14

Tabla 3.1. Estándares y fuente de los estándares utilizados en el análisis de minerales sulfurados......41

 Tabla 3.2. Datos isotópicos de Sr para los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica y dacítica del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla
82

Tabla 4.1. Datos de Re-Os para fases minerales puras y asociaciones minerales para el yacimientoLince – Estefanía...140

 Tabla 5.1. Composición isotópica de S de sulfuros de Cu del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito

 Michilla, Norte de Chile. Mineral: cc-bn: calcosina-digenita-bornita, cc: calcosina-digenita, cpy: calcopirita.

 ...159

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 - INTRODUCCIÓN

Los yacimientos de Cu alojados en la secuencia volcánica de la Formación La Negra (García, 1967), denominados por décadas como "Tipo Manto" (Ruíz et al., 1971) o "estratoligados de Cu", constituyen después de los yacimientos tipo pórfidos cupríferos y algunos yacimientos de Fe-Cu-(Au) (e.g Candelaria) la mayor fuente de producción de cobre en Chile, y forman una provincia metalogénica que se extiende a lo largo de la actual Cordillera de la Costa del Norte de Chile, principalmente entre los 22° y los 26° Latitud Sur (Figura 1.1).

La génesis de los yacimientos "estratoligados de Cu", entre los que se destacan Buena Esperanza y aquellos del Distrito Michilla, ha sido motivo de una continua controversia (e.g. Ruíz et al., 1971; Losert, 1973; Sato, 1984; Klohn et al., 1990; Espinoza et al., 1996; Vivallo y Henríquez, 1998). Ruíz et al. (1971) propusieron un origen singenético para los yacimientos estratoligados de Cu de Chile, basados en la ocurrencia de discretos granos de sulfuros de Cu en la roca huésped de la mineralización, correspondiente a andesitas, y en la ausencia de minerales de ganga o de alteración hidrotermal asociados. La hipótesis supone un magma altamente enriquecido en Cu, donde la mineralización se habría producido, en parte por la precipitación de sulfuros de cobre (dispersos como fase primaria) durante el depósito de las lavas, y en parte por una actividad de desgasificación contemporánea al volcanismo. La idea se basó principalmente en los contenidos anómalos de Cu de 200-300 ppm determinados en andesitas chilenas (Ruíz et al., 1971).

La hipótesis de un origen singenético no fue avalada por estudios posteriores (e.g. Losert, 1973; Campano y Guerra, 1979). Losert (1973) en un estudio realizado en el yacimiento Buena Esperanza, ubicado al sur de la Ciudad de Tocopilla (Figura 1.1), determina la presencia de dos tipos de alteración epigenética hidrotermal de baja temperatura, una de carácter regional y otra de carácter local, cada una de ellas con sus propias asociaciones mineralógicas, geoquímica y minerales de cobre. El autor establece que la alteración local, asociada al proceso de mineralización principal de sulfuros de cobre, se superpone en el tiempo a la alteración regional. Esta característica no excluiría la posibilidad de que el cobre contenido en el yacimiento Buena Esperanza tuviera un origen asociado a los procesos de alteración regional. Sugiere, además, que la actividad intrusiva que afectó a las rocas volcánicas huésped de la mineralización de cobre, pudo haber contribuido con la circulación de fluido y con la capacidad de alteración en estas últimas rocas.



Figura 1.1. Mapa geológico y ubicación de los principales yacimientos estratoligados de cobre de la Cordillera de la Costa, Norte de Chile, entre los 22° - 26° Latitud Sur. Modificado de Boric et al., 1990. Ubicación del Distrito Minero Michilla. Campano y Guerra (1979) determinaron concentraciones de Cu de 155 y 88 ppm en basaltos y andesitas, respectivamente, de la Formación La Negra. A pesar de que estos valores pueden ser considerados mayores al promedio establecido para andesitas y basaltos orogénicos propuestos por Taylor (1969), éstos no serían lo suficientemente altos como para sugerir un origen estrictamente singenético para la precipitación de minerales de Cu (Espinoza et al., 1996).

Los antecedentes expuestos dieron lugar a la hipótesis, actualmente aceptada, de un origen epigenético para la formación de los yacimientos. Desde el punto de vista morfológico los minerales de mena no sólo forman cuerpos paralelos a estratos, sino que también cuerpos discordantes, tales como, chimeneas de brechas, cuerpos irregulares y, en menor medida, vetas (e.g. Espinoza et al., 1996; Vivallo y Henríquez, 1998).

La controversia se ha centrado en determinar el origen de los fluidos hidrotermales responsables de los procesos de mineralización cuprífera. La hipótesis de un origen hidrotermal metamórfico sugiere que los yacimientos se habrían formado por la acción de fluidos generados durante el metamorfismo regional de facies esquistos verdes (Losert, 1973) que afecta a la secuencia volcánica. Los fluidos de origen metamórfico habrían lixiviado el cobre contenido en las rocas volcánicas, y lo depositarían en forma de sulfuros en sus sitios más permeables (e.g. Losert, 1973; Sato, 1984).

El origen hidrotermal metamórfico contrasta con la hipótesis que postula un origen hidrotermal magmático asociado al emplazamiento de cuerpos intrusivos subvolcánicos, aparentemente estériles, y relacionados genéticamente a la misma actividad volcánica que dio lugar a la Formación La Negra (e.g. Espinoza, 1981; Chávez, 1985). Este último modelo relaciona también la génesis de los yacimientos con fluidos mineralizadores asociados a las etapas más tardías del emplazamiento de cuerpos intrusivos del Jurásico Medio-Superior, denominados en conjunto "Batolito de la Costa" (e.g. Boric et al., 1990; Vivallo y Henríquez, 1998). Un origen no-

magmático para los fluidos formadores de los yacimientos fue además propuesto por Kojima et al. (2003).

Los antecedentes manifiestan la necesidad de contribuir a precisar el origen y la naturaleza de los fluidos hidrotermales formadores de los yacimientos de Cu alojados en la secuencia volcánica de la Formación La Negra, con el propósito de comprender mejor los principales procesos geológicos involucrados en la formación de dichos yacimientos. Se considera importante realizar el estudio enfocado principalmente a aquellos procesos relacionados con la formación de los sulfuros de Cu primarios.

Por otra parte, actualmente no existen edades directas del proceso de mineralización de los yacimientos estratoligados de Cu. Ésta sólo ha sido estimada a partir de la edad de la roca huésped de la mineralización y de las edades obtenidas en cuerpos intrusivos subvolcánicos de composición gabro-diorítica espacialmente asociados a los cuerpos de mena, y que, en su mayoría serían posteriores al evento de mineralización principal (e.g Espinoza y Orquera, 1988; Niemeyer et al., 1990). El método de datación Re-Os permite obtener directamente la edad de procesos de mineralización. En este sentido la determinación de la edad absoluta juega un rol fundamental debido a que permite enmarcar fenómenos locales de mineralización en un contexto geológico regional. Además, la sistemática del Re-Os permite, mediante la obtención de razones isotópicas iniciales de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os, precisar una componente cortical o mantélica en los fluidos mineralizadores. Esta técnica es comúnmente complementada con estudios de isotopía estable que contribuyen a comprender mejor la historia, origen y naturaleza de los fluidos.

El Distrito Michilla del Norte de Chile es el más grande dentro de la provincia metalogénica de los yacimientos estratoligados de Cu alojados en la Formación La Negra, y contiene algunos de los más representativos en su tipo. El caso de estudio, el yacimiento Lince-Estefanía (denominado antiguamente Susana-Lince; Kojima et al., 2003) es, sin lugar a dudas, el más importante. Este yacimiento no sólo representa la mayor fuente de producción de Cu en el Distrito Michilla, sino que además en él se

desarrollan todos los cuerpos de mena reconocidos en la secuencia volcánica de la Formación La Negra y se presenta una gran cantidad de cuerpos intrusivos subvolcánicos, los cuales han constituido por décadas, blancos de exploración en este tipo de yacimiento. Además, hasta la fecha en Lince-Estefanía ha sido reconocida una importante columna mineralizada de aproximadamente 1000 m formada por sulfuros y óxidos de Cu. Este yacimiento está afectado por estructuras asociadas a la evolución del Sistema de Fallas Atacama, las cuales han sido consideradas como importantes metalotectos en la evolución de los yacimientos de la provincia metalogénica de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile (e.g. Niemeyer et al., 1990).

1.2 - HIPÓTESIS DE TRABAJO

Los antecedentes disponibles permiten establecer que los yacimientos estratoligados de Cu tienen un origen epigenético. Las relaciones espaciales que los cuerpos de mena invariablemente presentan con intrusivos subvolcánicos, sugieren una relación entre la génesis del magmatismo que dio lugar a la formación de estos cuerpos y la génesis de los fluidos hidrotermales formadores de la mineralización primaria en estos yacimientos.

Las características de distribución de la mineralización, ya sea en las rocas volcánicas o en los intrusivos subvolcánicos (ej. como aquellos observados en el yacimiento Buena Vista (DM)), sugieren que procesos tales como volcanismo, intrusión y mineralización hipógena, habrían ocurrido en un corto lapso de tiempo. En este contexto, los fluidos hidrotermales tendrían un origen con una componente principalmente magmática.

1.3 - OBJETIVO Y ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

El objetivo general de esta Tesis es comprender mejor los principales procesos geológicos involucrados en la formación de los yacimientos de Cu alojados en la Formación La Negra con enfoque en la formación de sulfuros de Cu primarios, utilizando como caso de estudio el yacimiento Lince-Estefanía, representativo dentro de los de su tipo. Para ello, se considera como herramienta fundamental contribuir a precisar la naturaleza y el origen de los fluidos mineralizadores. En este sentido el estudio ha enfocado su atención en la información obtenida a partir de los minerales de mena hipógenos.

Una vez presentados los antecedentes geológicos disponibles relacionados con el área de estudio y los objetivos de la investigación (Capítulo 1), el trabajo de Tesis se ha distribuido de la siguiente manera. En el capítulo 2 se da a conocer la geología del yacimiento Lince-Estefanía y su contexto geológico distrital. El capítulo 3 tiene como objetivo establecer la petrología y geoquímica de las rocas del vacimiento Lince-Estefanía y entender mejor la historia evolutiva de su formación, a partir de la determinación de su secuencia paragenética. En el capítulo 4, mediante el método de datación ⁴⁰Ar-³⁹Ar se determina la edad de los principales procesos magmáticos y de alteración relacionados con la formación del yacimiento. Mediante isotopía de Re-Os se establece la edad de proceso de mineralización hipógena principal. En el capítulo 5 se realiza una estimación de la naturaleza y el origen de los fluidos hidrotermales formadores del yacimiento, basado en una recopilación de los estudios de inclusiones fluidas y de isotopía estable realizados en yacimientos estratoligados de Cu y en el propio yacimiento Lince-Estefanía. En este capítulo se realiza además, una estimación de las condiciones de temperaturas de formación del vacimiento utilizando para ello a la clorita como geotermómetro, y una estimación del origen de los fluidos formadores de la mineralización hipógena basados en la composición isotópica de S y en la razón inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os. En el Capítulo 6 se realiza la discusión general de los datos obtenidos por capítulos y se indican los principales procesos geológicos involucrados con la formación del yacimiento Lince-Estefanía considerando los datos de origen y naturaleza de los fluidos hidrotermales y la relación espacio-tiempo entre volcanismo – intrusión – alteración – mineralización. En el Capítulo 7 se presentan las conclusiones principales de este trabajo de investigación.

1.4 - METODOLOGÍA GENERAL

El desarrollo de este estudio de investigación contempló un período de 9 meses de trabajo de campo y consideró, en su etapa inicial, una recopilación de la información geológica disponible.

Para identificar los principales procesos geológicos involucrados en la formación del yacimiento Lince – Estefanía, con enfoque en los procesos que dieron lugar a minerales de mena hipógenos, se realizó el mapeo de aproximadamente 8000 m de sondajes de testigos de diamantina a escala 1:100. El criterio de selección de los sondajes se basó en aquellos que, de acuerdo a la información disponible, consideraran la ocurrencia de minerales de mena y permitieran identificar las distintas unidades geológicas y entender sus distribuciones espaciales y relaciones de contacto. La descripción de los sondajes permitió actualizar, reinterpretar y entender mejor aspectos importantes de la geología del yacimiento. Sus descripciones e interpretaciones se complementaron con el trabajo de terreno en las minas Lince y Estefanía, el cual consistió, principalmente, en el reconocimiento de las distintas unidades geológicas y de las relaciones de contacto existentes entre ellas. En el trabajo de gabinete la información obtenida se interpretó en perfiles geológicos NW-SE a escala 1:1000 sobre la base de la geología disponible.

Durante la etapa de terreno se recolectaron un total de 300 muestras, a las cuales, de acuerdo a los objetivos establecidos, se les realizó estudios petrográficos y calcográficos, estudios de microsonda electrónica, análisis químico de elementos mayores y traza, de isotopía estable de S e isotopía radiogénica de Re-Os, ⁴⁰Ar-³⁹Ar y ⁸⁷Sr-⁸⁶Sr. La selección de muestras se concentró, principalmente, bajo los 600 ms.n.m, debido a que bajo dicha cota se concentra la ocurrencia de minerales sulfurados primarios y la zona de mena mixta. En dicho sector se consideró además, el muestreo de todas las unidades geológicas asociadas espacialmente al yacimiento, de los principales cuerpos de mena, de los minerales de mena y de alteración asociados.

Puntualmente, es importante señalar que las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar a las que se hace referencia en este trabajo de tesis fueron realizadas por Verónica Oliveros, en la Universidad de Niza (Francia), como parte de un trabajo en colaboración científica. El detalle de este trabajo se presenta en el Artículo 5 del Anexo 2.

1.5 - LOS YACIMIENTOS ESTRATOLIGADOS DE CU ALOJADOS EN LA FORMACIÓN LA NEGRA, NORTE DE CHILE.

1.5.1 - Introducción: Contexto Geológico Regional

El contexto geológico en el cual se han formado los yacimientos de Cu alojados en la Formación La Negra, corresponde a un sistema de arcos magmáticos cuyo desarrollo se asocia a procesos de subducción (actualmente activos) de corteza oceánica bajo el continente sudamericano. Esta "tectónica del arco magmático", tal como lo definiera Reutter y Scheuber (1988), ha traído como consecuencia la generación de grandes volúmenes de rocas ígneas durante toda su evolución y el desarrollo de cuatro arcos magmáticos paralelos al frente de subducción, que han migrado progresivamente hacia el este, desde el Jurásico al presente (Scheuber y Reutter, 1992).

Las rocas volcánicas de la Formación La Negra son un producto del arco magmático del Jurásico - Cretácico Inferior, el cual se desarrolló en la actual Cordillera de la Costa del Norte de Chile. El espesor de dicha formación ha sido estimado entre 7.400 y 10.000 m (García, 1967 y Muñoz et al., 1988). Las rocas volcánicas que la conforman son de composición andesítica a basáltica, naturaleza de calco-alcalina a toleítica (Rogers y Hawkesworth, 1989; Pichowiak, 1994), y constituyen las principales rocas huésped de la mineralización de Cu reconocida entre los 22° y los 26° Lat. Sur. Rogers y Hawkesworth (1989) determinaron una edad de 186,5 \pm 13,6 Ma por isocrona Rb-Sr en roca total para andesitas basálticas de esta formación, en muestras extraídas al sur de la Ciudad de Tocopilla (~22° S). Esta edad concuerda con una edad máxima, asignada al Sinemuriano inferior, para la extrusión de la secuencia volcánica en base a evidencias estratigráficas (e.g. Prinz et al. 1993). Gelcich et al. (2004) establecieron una edad U/Pb de 193,0 ± 0,6 Ma en circón en lavas andesíticas de la base de la secuencia volcánica en el sector Quebrada Las Ánimas (70°28'02" W, 26°02'50" S). Recientemente, Oliveros (2005) reportó edades *plateau* 40 Ar/³⁹Ar obtenidas a partir de cristales separados de plagioclasa primaria en andesitas de: (1) ca. 150 – 152 Ma (23°40'S, en muestras tomadas en áreas cercanas a la Ciudad de Antofagasta), (2) 160, 1 ± 1,5 – 164,9 ± 1,7 Ma (22°20'S, en muestras extraídas en zonas cercanas a la Ciudad de Tocopilla), (3) una edad de 156,3 ± 1,4 Ma (23°30', en el sector del yacimiento Mantos Blancos), y (4) edades de 159,9 ± 1,0 Ma y 163,6 ± 1,8 Ma obtenidas a partir de muestras del sector Quebrada Las Flores, Distrito Michilla. Las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar representan la edad de la actividad volcánica en los sectores mencionados (Oliveros, 2005; Oliveros et al., 2006).

Las razones isotópicas (87 Sr/ 86 Sr)₀ = 0,70290 - 0,70315 obtenidas por Rogers y Hawkesworth (1989) para las rocas volcánicas de la Formación La Negra, indican una fuente en el manto litosférico con poca componente cortical (Scheuber y Reutter 1992; Lucassen y Franz, 1994). Esta característica sería consistente con la idea de que los flujos de lavas se habrían depositado sobre una corteza continental delgada pre-Jurásica (Wigger et al., 1993).

Intruyendo a esta potente secuencia volcánica y como parte de la evolución magmática, existen cuerpos intrusivos plutónicos de variada gama composicional (dioritas a granitos), cuyas razones isotópicas iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr varían entre 0,7032 y 0,7049 (Rogers y Hawkesworth, 1989; Marinovic et al., 1995). Estudios geológicos y geocronológicos indican que el emplazamiento de los cuerpos plutónicos, de dimensiones kilométricas, denominados en conjunto "Batolito de la Costa" (e.g. Boric et al., 1990) se habría producido, principalmente, entre los 168 y los 147 Ma (Espinoza y Orquera, 1988; Boric et al., 1990; Maksaev, 1990; Venegas et al., 1991; Oliveros, 2005). Además, cuerpos subvolcánicos de composición diorítica a gábrica intruyen la secuencia volcánica como diques y "stocks". Las edades obtenidas para estos cuerpos

están en un rango entre los 168 y 112 Ma (e.g. Astudillo, 1983; Espinoza y Orquera, 1988; Boric et al., 1990; Venegas et al., 1991; Oliveros, 2005; Oliveros et al., 2006).

Las composiciones isotópica de Sr, Nd y Pb obtenidas a partir de rocas volcánicas e intrusivas del Jurásico – Cretácico Inferior de los Andes del Norte de Chile, dentro de las cuales se incluyen la Formación La Negra, intrusivos subvolcánicos y del Batolito de la Costa, varían en un rango entre ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ~0,703-0,704; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ~0,51277 y ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ~18,2; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ~15,55, respectivamente. Estos valores sugieren el dominio de un origen en el manto deprimido para la formación de estas rocas, por sobre alguna contribución de corteza Paleozoica durante la evolución del arco (Lucassen et al., 2006).

Tanto las rocas volcánicas como intrusivas mencionadas fueron afectadas por eventos de alteración de escala regional de bajo a muy bajo grado, que trajo como consecuencia la formación de una asociación mineralógica que varía de pumpellyitazeolita a prehnita-actinolita (e.g. Losert, 1973). Procesos tales como metamorfismo de carga o el aporte de fluidos provenientes de la actividad intrusiva que dio lugar a la formación del Batolito de la Costa (Losert, 1973), o la combinación de ambos procesos (Oliveros, 2005) han sido descritos como las causas del origen de estos eventos de alteración. Las edades obtenidas a partir de los minerales secundarios asociados a dichos eventos, se encuentran en un rango entre ~160 y 100 Ma (e.g. Vivallo y Henríquez, 1998; Oliveros, 2005).

Las rocas ígneas mencionadas se encuentran cubiertas por rocas sedimentarias Mesozoicas de la Formación Caleta Coloso (García, 1967) y de la Formación El Way (García, 1967) y por sedimentos semi-consolidados de edad Cenozoica (e.g. Boric et al., 1990).

El desarrollo del arco magmático del Jurásico – Cretácico Inferior estuvo acompañado por una fuerte deformación relacionada estrechamente a la actividad magmática (~195 - 120 Ma) (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999). Diferentes estados de esta deformación en la Cordillera de la Costa, Norte de Chile revelan: (a) una fuerte extensión normal al arco, entre los 160 y 150 Ma, (b) cambios en el régimen de stress entre los 155 y 147 Ma, documentados por la ocurrencia de dos generaciones de diques, una más antigua con orientación NE, y una más joven con orientación NW, y (c) movimientos transcurrente sinistral, los cuales prevalecieron hasta ~125 Ma, cuando el Sistema de Fallas Atacama (SFA) *sensu stricto*, se originó como una falla transcurrente sinistral relacionada a subducción (Sheuber y González, 1999).

El SFA constituye el rasgo structural más importante en la Cordillera de la Costa del norte de Chile (e.g. Hervé, 1987a,b; Reutter y Scheuber, 1988, Scheuber et al., 1995; Scheuber y González, 1999; Cembrano et al., 2005). Este sistema de fallas se extiende por ~1000 km de largo, desde ~21° hasta ~30° Latitud Sur. Su geometría, cinemática y edad de la deformación son bien conocidos a escala regional (e.g. Thiele y Pincheira, 1987; Scheuber y Andriessen, 1990; Brown et al., 1993; Scheuber y González, 1999; Cembrano et al., 2005). Análisis isotópico de ⁴⁰Ar-³⁹Ar y Rb-Sr realizados en zonas de cizalle dúctil han permitido determinar una edad para la deformación de ~144 Ma y de ~125 Ma (Scheuber et al., 1995). Algunos autores reconocieron deformación frágil sobre impuesta a la deformación dúctil (e.g. Brown et al., 1993; Scheuber et al., 1995), y asocian la transición desde deformación transcurrente sinistral dúctil a frágil, al enfriamiento del arco magmático debido a su desplazamiento hacia el este, a fines del Cretácico Inferior (~120 Ma) (e.g. Andriessen y Reutter, 1994, Scheuber et al., 1995).

El SFA ha sufrido reactivaciones durante el Cenozoico (Hervé, 1987a; González y Carrizo, 2003), atribuidas a respuestas pasivas de este sistema de fallas a terremotos de subducción de gran magnitud (e.g. González y Carrizo, 2003).

1.5.2 - Los yacimientos "Estratoligados" de Cu alojados en la Formación La Negra.

Uno de los primeros trabajos publicados con respecto al conocimiento de los yacimientos estratoligados de Cu en Chile pertenece a Ruíz et al (1971). Estos autores los definen como "Tipo Manto", denominación que fue principalmente referida a la morfología de los cuerpos mineralizados. Sin embargo, en la medida en que se ha profundizado en el conocimiento de los yacimientos estratoligados de Cu alojados en la Formación La Negra, se ha establecido que, desde el punto de vista morfológico, no sólo forman cuerpos mineralizados paralelos a estratos, sino que incluyen también a cuerpos discordantes a la estratificación de la roca de caja (e.g. Espinoza et al., 1996; Vivallo y Henríquez, 1998).

El primer antecedente que hizo referencia a la génesis de los yacimientos, postula un origen singenético (Ruíz et al., 1971). Esta hipótesis fue cuestionada por Losert (1973) quien, en un trabajo realizado en el yacimiento Buena Esperanza, determinó dos tipos de alteraciones epigenéticas hidrotermales de baja temperatura. Un tipo de alteración es de carácter regional y habría generado minerales secundarios tales como albita, calcita, feldespato potásico, cuarzo ceolitas, prehnita, pumpellyita, clorita, sericita, epidota y actinolita. El otro tipo de alteración, formada por cuarzo, calcita, clorita, sericita, hematita, anatasa, y escapolita en menor proporción, es de carácter local y se sobre impone al primer tipo. La asociación de minerales de alteración local se encontraría relacionada a la precipitación del cobre contenido originalmente en la roca huésped, como consecuencia del metamorfismo de carga que las afecta, y debido a la circulación de fluidos y capacidad de alteración de fases fluidas como resultado del emplazamiento de intrusivos del Batolito de la Costa.

Sato (1984) sugiere que los fluidos de origen metamórfico producidos por procesos de deshidratación de prehnita-pumpellita y por el metamorfismo de facies mayores, habrían sido los responsables de la formación de los yacimientos analizados. El autor propone que los fluidos de origen hidrotermal metamórfico habrían lixiviado y removilizado el cobre contenido en la secuencia volcánica de la Formación la Negra y lo depositaron en forma de sulfuros, en las zonas más favorables de ésta.

De manera general la hipótesis de un origen hidrotermal metamórfico sugiere que los yacimientos se formaron por la acción de fluidos, generados durante el metamorfismo regional (procesos de deshidratación) que afecta a la Formación La Negra. Los fluidos de origen metamórfico habrían lixiviado el cobre contenido en las rocas volcánicas y lo depositarían, en forma de sulfuros, en sus sitios más permeables (e.g. Losert, 1973; Sato, 1984).

Por otro lado, varios autores han hecho referencia a la relación espacial existente entre intrusivos subvolcánicos de composición microdiorítica y gábrica (Espinoza, 1981; Palacios y Definis, 1981; Espinoza et al., 1996) y los cuerpos de mena en los yacimientos. Algunos de los intrusivos fueron interpretados como conductos alimentadores del volcanismo del Jurásico (Espinoza, 1981). Las observaciones de campo respecto de esta relación espacial y estudios de alteración hidrotermal y geoquímica, han permitido sugerir que la génesis de los yacimientos se relacionaría directamente con la actividad subvolcánica (Palacios y Definis, 1981; Espinoza, 1981, 1982; Espinoza y Palacios, 1982; Wolf et al., 1990). De acuerdo a esto, estudios geocronológicos se han centrado en la determinación de edades tanto de la secuencia volcánica como de intrusivos subvolcánicos, sean estos diques o "stocks", que cortan a los cuerpos mineralizados (Astudillo, 1983; Espinoza y Orquera, 1988; Boric et al., 1990; Venegas et al., 1991), con el objetivo de precisar la edad de formación de los yacimientos "estratoligados" (Tabla 1.1).

Los cuerpos plutónicos del Batolito de la Costa, principalmente entre los 22° -26° Lat. S, alojan una gran número de yacimientos Tipo Veta de Cu-Fe±Au (e.g. Boric et al., 1990; Espinoza et al., 1996, Tristá-Aguilera, 2001). Vivallo y Henríquez (1998), basados en las relaciones espaciales y temporales existentes entre los yacimientos alojados en la Formación La Negra y los vetiformes emplazados en los cuerpos plutónicos, proponen un origen hidrotermal común y relacionado en su génesis, con los plutones del Jurásico Medio - Superior. Esto sería consistente con estudios químicos e isotópicos que revelan un origen magmático para las soluciones hidrotermales involucradas en la génesis de los dos tipos de yacimientos (Vivallo y Henríquez, 1998).

Referencia	Ubicación Muestra	Roca	Método de Datación	Edad (Ma)				
FORMACIÓN LA NEGRA								
Astudillo, 1983	Yacimiento Susana (DM)	Andesita alterada	K-Ar (RT)	142 ± 7				
Rogers y Hawkesworth, 1989	Formación La Negra, Sur de Tocopilla	Andesita basáltica	Rb-Sr (RT)	186 ± 14				
Venegas et al., 1991	Yacimiento Susana Distrito Michilla (DM)	Andesita	Errorcrona Rb-Sr (RT)	173 ± 19				
Oliveros, 2005	Antofagasta Tocopilla Mantos Blancos Qda Las Flores (DM)	Andesita	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar (2σ) (plag)	150 - 152 160 - 165 ~ 156 160 - 164				
	INTRUSIVO	S SUBVOLCÁNICO	S					
Palacios y Definis, 1981	Yacim. Buena Esperanza Distrito Tocopilla (DT)	Cuello gábrico	K-Ar (plag)	168 ± 5				
Astudillo, 1983	Yacimiento Susana (DM) Yacimiento Susana (DM)	Stock gábrico Dique gábrico	K-Ar (RT) K-Ar (RT)	$\begin{array}{c} 149\pm 4\\ 154\pm 8\end{array}$				
Espinoza y Orquera, 1988	Yacim. Buena Esperanza (DT)	Cuello gábrico	K-Ar (RT)	150 ± 5				
Boric et al., 1990	Yacim. Buena Esperanza (DT)	Cuello gábrico	K-Ar (plag)	168 ± 7				
Venegas et al., 1991	Yacimiento Susana (DM) Yacimiento Susana (DM)	Intrusivo gábrico Intrusivo diorítico	K-Ar (RT) K-Ar (RT)	$\begin{array}{c} 136\pm13\\ 146\pm13 \end{array}$				
	Yacimiento Susana (DM) Yacimiento Susana (DM)	Dique dacítico Dique dacítico	Ar-Ar (plag) Ar-Ar (anf)	$\begin{array}{c} 118\pm14\\ 112\pm4 \end{array}$				

Tabla 1.1 Resumen de edades obtenidas para la Formación La Negra e intrusivos subvolcánicos

*RT: análisis en roca total.

Estudios microtermométricos de inclusiones fluidas se han realizado en los yacimientos "estratoligados" de Cu con el propósito de estimar condiciones de precipitación de minerales de mena. Nisterenko et al. (1974) determinaron en el yacimiento Buena Esperanza un rango de temperatura de homogeneización (Th) entre 235°C y 130°C en inclusiones fluidas analizadas en cuarzo, y entre 195°C y 65°C (principalmente entre 195° y 112° C) para inclusiones en calcita. Sin embargo, Palacios (1990) obtuvo un intervalo de Th, entre 450°C y 500°C, y salinidades entre 52 y 59 % en peso equiv. NaCl en inclusiones fluidas analizadas en cuarzo hidrotermal proveniente de zonas cercanas al "stock" gábrico central, en el mismo vacimiento. Es posible que las diferencias en estos rangos de temperatura de homogeneización tengan su origen en la ubicación de las muestras analizadas respecto, por ejemplo, del "stock" gábrico central del vacimiento. Este intrusivo ciertamente constituye una importante fuente de calor e incluso podría ser el responsable del origen de los fluidos mineralizadores formadores del yacimiento. Espinoza et al. (1996) establecen que estos datos podrían ser interpretados como evidencias de fenómenos hidrotermales de alta temperatura relacionados a la intrusión del cuerpo gábrico hipabisal.

En el yacimiento Buena Vista del Distrito Michilla, inclusiones fluidas bifásicas (líquido + vapor) ricas en la fase líquida, fueron analizadas en cristales de cuarzo, asociados a los minerales de mena hipógenos (asociación calcosina-digenita-bornita). La temperatura de homogeneización de estas inclusiones se encuentran en un rango entre 214° C ~ 360° C y salinidades entre $16 \sim 21\%$ en peso equiv. NaCl (Tristá-Aguilera, 2001; Kojima et al., 2003).

En el yacimiento Lince – Estefanía, Astudillo (2001) en un estudio realizado en cristales de cuarzo y calcita, determinó un rango de Th principal de 200°C a 380°C, y una rango de salinidad de bajo a intermedio, entre 3,7 y 20,5 % en peso equiv. NaCl (principalmente de 9 a 17 % en peso equiv. NaCl). En el mismo yacimiento, datos de δ^{13} C y δ^{18} O realizados en calcita, arrojaron un rango de –2,6 a –3,6 ‰ PDB y de 13,7 a 18,7 ‰ SMOW, respectivamente. De acuerdo a Kojima et al. (2003) estos datos indicaría que los fluidos responsables de la formación de calcita, se habrían originado a

partir de una mezcla de agua meteórica de alta temperatura con fluidos basinales más fríos. Según estos autores, la fuente de S de los sulfuros cuyos valores de δ^{34} S es ligeramente negativa (entre -2,1‰ y -5,1‰ CDT), sería incierta. De esta manera, en este trabajo se sugiere que los fluidos hidrotermales formadores de los yacimientos de cobre alojados en la Formación La Negra tendrían un origen relacionado con fluidos no-magmáticos. Vivallo y Henríquez (1998) establecen un origen probablemente magmático para los fluidos hidrotermales basados en los valores de δ^{34} S = -5 a 0 ‰, obtenidos en pirita, bornita, calcopirita y calcosina de distintos yacimientos estratoligados. Un estrecho rango de δ^{34} S (-0,7 a +3,1‰), obtenidos a partir de varios yacimientos pertenecientes al cinturón de Punta del Cobre (sur de Taltal), es también consistente con un origen magmático para el S (Marschik y Fontboté, 2001).

REFERENCIAS

- Andriessen, P.A.M.; Scheuber, E. 1994. K-Ar and fission track mineral age determinations of igneous rocks related to multiple magmatic arc systems along the 23°S latitude of Chile and NW Argentina. *In* Tectonics of the Southern Central Andes (Reutter, K-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). Springer-Verlag, p. 141-153.
- Astudillo, O. 1983. Geología y metalogénesis del distrito minero Carolina de Michilla, Antofagasta, II Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Antofagasta, 131 p.
- Astudillo, J. 2001. Caracterización físico-química de los fluidos hidrotermales y paragénesis de la mineralización del yacimiento Susana-Lince-Estefanía, Distrito Minero Carolina de Michilla, Segunda Región, Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 69 p.
- Boric, R.; Díaz, F.; Maksaev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín, No.40, 246 p.
- Brown, M.; Díaz, F.; Grocott, J. 1993. Displacement history of the Atacama Fault System, 25°00'S -27°00'S, northern Chile. Geol Soc Am Bulletin, Vol. 105, p. 1165-1174.
- Campano, P.; Guerra, N. 1979. Contribución al estudio geoquímico de rocas volcánicas del Norte de Chile comprendidas entre las latitudes 22°00' y 26°30'S. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas, p. J109-J126, Arica.
- Cembrano, J.; González, G.; Arancibia, G.; Ahumada, I.; Olivares, V.; Herrera, V. 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. Tectonophysics, Vol. 400, p. 105-125.
- Chávez, W. 1985. Geological setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos Blancos District, Antofagasta province, Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), California University, 142 p.

- **Espinoza, S. 1981.** Esbozo metalogénico del Distrito Carolina de Michilla, Segunda Región, Chile. *In* Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis, No.1, Actas, Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, p. 71-79. Antofagasta.
- Espinoza, S. 1982. Definición del tipo diseminado infravolcánico de sulfuros de cobre. *In* Congreso Geológico Chileno, No.3, Actas, Vol. 3, p. E201-E219. Concepción.
- **Espinoza, S.; Palacios, C. 1982.** Metalogénesis de los yacimientos de cobre en la Cordillera de la Costa entre Taltal y Tocopilla (22° 26° S), Chile. *In* Congreso Latinoamericano de Geología, No.5, Actas, Vol.3, p. 51-63. Buenos Aires.
- **Espinoza, S.; Orquera, W. 1988.** El yacimiento de cobre Buena Esperanza, geología y alteración de la zona de superficie. Nuevas evidencias sobre edad y génesis. *In* Congreso Geológico Chileno, No.5, Actas, Vol.3, p. G1-G20. Santiago.
- **Espinoza, S.; Véliz, H.; Esquivel, J.; Arias, J.; Moraga, A. 1996.** The cupriferous province of coastal range, northern Chile. *In* Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny (Camus, E.; Sillitoe, R. H.; Oetersen, R.; editors). Society of Economic Geologists Special Publications, Vol. 5, p. 19-32.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *In* Symposium sobre el Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, No.3, 138 p.
- Gelcich, S.; Davis, D.W.D.; Spooner, E.T.C. 2004. Onset of Early Jurassic magmatism in northern Chile: Precise U-Pb zircon ages for the La Negra Formation and the Flamenco Pluton in the Coastal Cordillera of Chañaral. *In IAVCEI General Assembly, Pucón-Chile (CD-ROM)*.
- **González, G.; Carrizo, D. 2003.** Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, (23°40'S), norte de Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 30, p. 223-244.
- Hervé, M. 1987a. Movimiento normal de la Zona de Falla Atacama, en el Mioceno, Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 31, p. 31-36.
- Hervé, M. 1987b. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 31, p. 37-42.
- Klohn, E.; Holmgren, C.; Ruge, H. 1990. El Soldado, a strata-bound copper deposit associated with alkaline volcanism in the central Chilean Coastal Range. *In* Stratabound Ore Deposits in the Andes (Fontboté, L.; Amstutz, G.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). Springer-Verlag, p. 435 – 448.
- Kojima, S.; Astudillo, J.; Rojo, J.; Tristá, D.; Hayashi, K. 2003. Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile. Mineralium Deposita, Vol. 38, p. 208-216.
- Losert, J. 1973. Genesis of copper mineralizations and associated alterations in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación, No. 40, 104 p.
- Lucassen, F.; Franz, G. 1994. Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile, Region Antofagasta. Lithos, Vol. 32, p. 273-298.
- Lucassen, F.; Kramer, W.; Bartsch, V.; Wilke, H-G.; Franz, G.; Romer, RL.; Dulski, P. 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic

province of northern Chile (18-27°S): indications for a uniform subarc mantle. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 152, p 571-589.

- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph.D. Thesis (Unpublished), Dalhousie University, 554 p.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, Nº 70.
- Marschik, R.; Fontboté, L. 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au(-Zn-Ag) deposits, Chile. Economic Geology, Vol. 96, p. 1799-1826.
- Muñoz, N.; Venegas, R.; Tellez, C. 1988. La Formación La Negra: Nuevos antecedentes estratigráficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. *In* Congreso Geológico Chileno, No.5, Actas, Vol. 1, p. A283-A311. Santiago.
- Niemeyer, H.; Standen, R.; Venegas, R. 1990. Geología del Distrito Minero Carolina de Michilla. Proyecto de Exploración Geología Distrital. Compañía Minera Michilla S.A. Informe Inédito, 195 p.
- Nisterenko, G.V.; Losert, L.; Chávez, L.; Naumov, V.B. 1974. Temperaturas y presiones de formación de algunos yacimientos cupríferos de Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 1, p. 74-84.
- **Oliveros, V. 2005.** Etude géochronologique des unités magmatiques Jurassiques et Crétacé Inférieur du Nord du Chili (18°30' 24°S, 60°30' 70°30'W): origine, mise en place, altération, métamorphisme et minéralisations asocies. Tesis Doctoral (Inédito). Université de Nice-Sophie Antipolis-UFR Sciences y Departamento de Chile, Universidad de Chile, 305 p.
- **Oliveros, V.; Féraud, G.; Aguirre, L.; Fornari, M.; Morata, D. 2006.** The early andean magmatic province (EAMP): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, northern Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 157, p. 311-330.
- Palacios, C. 1990. Geology of the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile. In Stratabound ore deposits in the Andes (Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). Springer-Verlag, p. 313-318.
- Palacios, C.; Definis, A. 1981. Petrología del yacimiento Buena Esperanza, II Región, norte de Chile. In Coloquio sobre volcanismo y metalogénesis, No.1, Actas, Departamento de Geociencias, Universidad Católica del Norte, p. 48-67. Antofagasta.
- Pichowiak, S. 1994. Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. *In* Tectonics of the Southern Andes (Reutter, K-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J. (editors). Springer-Verlag, p. 203-217.
- Prinz, P.; Wilke, H.G.; Hillebrandt, A. 1993. Sediment accumulation and subsidence history in the Mesozoic marginal basin of northern Chile. *In* Tectonics of the Southern Central Andes (Reutter, K-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J. (editors). Springer-Verlag, p. 219-232.
- Reutter, K-J.; Scheuber, E. 1988. Relation between tectonics and magmatism in the Andes of northern Chile and adjacent areas between 21° and 25°. In Congreso Geológico Chileno, No.5, Actas, Vol. 1, p. A345-A363. Santiago.

- **Rogers, G.; Hawkesworth, C.J. 1989.** A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 91, p. 271-285.
- Ruíz, C.; Aguilar, A.; Egert, E.; Espinoza, W.; Peebles, F.; Quezada, R.; Serrano, M. 1971. Stratabound copper sulphide deposits of Chile. Soc Mining Geol Japan Spec Issue, Vol. 3, p. 252-260.
- Sato, T. 1984. Manto type copper deposits in Chile: A review. Bulletin of the Geological Survey of Japan, Vol. 35, p. 565-582.
- Scheuber, E.; Andriessen, P.A.M. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. Journal of Structural Geology, Vol. 12, p. 243-257.
- Scheuber, E.; Reutter, K-J. 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. Tectonophysics, Vol. 205, p. 127-140.
- Scheuber, E.; Hammerschmidt, K.; Friedrichsen, H. 1995. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama Fault Zone, northern Chile: the age of the deformation. Tectonophysics, Vol. 250, p. 61-87.
- Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22° - 26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics, Vol. 18, p. 895-910.
- Taylor, S.R. 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In: McBirney AR (ed). Proceedings of the Andesite Conference, Dep. Geol. Miner. Ind, Oregon, Ohio. Bulletin, Vol. 65, p. 43-63.
- Thiele, R.; Pincheira, M. 1987. Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la zona de falla de Atacama, Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 31, p. 77-94.
- **Tristá-Aguilera, D. 2001.** Mineralización y microtermometría de inclusiones fluidas en yacimientos cupríferos de la Cordillera de la Costa, entre los 22°04'- 22°44' Latitud Sur, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, Antofagasta, 110 p.
- Venegas, R.; Munizaga, F.; Tassinari, C. 1991. Los yacimientos de Cu-Ag del distrito Carolina de Michilla, Región de Antofagasta, Chile: nuevos antecedentes geocronológicos. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas, Vol. 1, p 452-455, Viña del Mar.
- Vivallo, W.; Henríquez, F. 1998. Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 25, p. 199-228.
- Wigger, P.J.; Schmitz, M.; Araneda, M.; Asch, G.; Baldzuhn, S.; Giese, P.; Heinsohn, W-D.; Martinez, E.; Ricaldi, E.; Röwer, P.; Viramonte, J. 1993. Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. *In* Tectonics of the Southern Central Andes (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors). Springer-Verlag, p. 23-48.
- Wolf, F.B.; Fontboté, L.; Amstutz, G.C. 1990. The Susana copper (-silver) deposit in Northern Chile. Hydrothermal mineralization associated with a Jurassic volcanic arc. *In* Stratabound ore deposits in the Andes (Fontboté, L.; Amstutz, G.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). Springer-Verlag, p. 319-338.
CAPÍTULO 2 El YACIMIENTO LINCE – ESTEFANÍA

2.1 - INTRODUCCIÓN

Lince – Estefanía se encuentra ubicado en la actual Cordillera de la Costa del Norte de Chile (Figura 2.1), a 130 km al NNE de la Ciudad de Antofagasta. A este yacimiento se accede a través de la Ruta 1 que une las ciudades de Antofagasta y Tocopilla. En el km 105 de dicha ruta, se encuentra la antigua Planta Concentradora de Minera Michilla S.A. Desde este lugar se accede al sector de faenas mineras a través de una cuesta de 25 km de largo. Las coordenadas centrales de Lince-Estefanía son 7.491.700N – 380.000E, y la superficie del yacimiento se encuentra a una altitud media de 850 ms.n.m.

Por décadas, Lince – Estefanía, propiedad de Minera Michilla S.A ha constituido la mayor fuente de producción de Cu dentro de los yacimientos del Distrito Michilla. Durante el año 2004, Lince - Estefanía representó ~80 % de la producción de Cu en el distrito con un promedio de ley de 0,8 % Cu y 2,3 % Cu en Lince y Estefanía, respectivamente (Memoria Anual Minera Michilla S.A, 2004). Dicho yacimiento se explota mediante el método de rajo abierto, en el sector de Lince (sobre los 500 m s.n.m) y de manera subterránea en el sector de Estefanía (bajo los 500 m s.n.m). El sector de Lince aporta principalmente minerales oxidados de Cu y desde los inicios de la actividad minera industrializada en este sector (desde el año 1994) hasta la actualidad, se ha extraído aproximadamente 30 Mt de mineral con una ley media de Cu total (CuT) de 1,5%. En Estefanía, la extracción mineral corresponde fundamentalmente a sulfuros de cobre y durante el mismo período de operación, se ha explotado aproximadamente 5 Mt con una ley media de CuT de 2,7%.

El objetivo de este capítulo es conocer y entender la geología del yacimiento Lince-Estefanía considerando su contexto geológico distrital.



Figura 2.1. Mapa geológico y distribución de los principales yacimientos estratoligados de Cu del Distrito Michilla, Norte de Chile. Modificado de Boric et al. (1990).

2.2 - GEOLOGÍA DISTRITAL

Las unidades que afloran en el Distrito Michilla (DM) corresponden a rocas de la Formación La Negra, intrusivos subvolcánicos ("stocks", diques y filones manto), cuerpos plutónicos del Batolito de la Costa y depósitos sedimentarios (Figura 2.1).

La Formación La Negra constituye aproximadamente el 40% de los afloramientos y aloja la totalidad de los yacimientos del distrito. En este sector, la unidad volcánica está compuesta por una alternancia de coladas basálticas a andesíticas con texturas amigdaloidal, porfídica, afanítica y brechosa, con intercalaciones de tobas, areniscas tobáceas (Niemeyer et al., 1990) y calizas (Niemeyer et al., 1990; Bogdanic et al., 1994). El rumbo de las capas varía de NE en el sector occidental, a NW en la zona central y oriental, con manteos al NW y NE, respectivamente (Figura 2.1).

La unidad de calizas mencionada, intercaladas en la Formación La Negra (Astudillo, 1983), aflora en el sector sur del distrito (sector de Viruca, Figura 2.1). Observaciones de campo y descripciones microscópicas de la unidad calcárea, sugieren un ambiente de depósito submareal (Niemeyer et al., 1990, Bogdanic et al., 1994), probablemente debido a ingresiones marinas locales (Bogdanic et al., 1994).

En el DM la actividad magmática intrusiva está representada por cuerpos de dimensiones batolíticas de composición gabro-diorítica a monzonítica y granodiorítica (e.g. Cerro Vireira; Figura 2.1). Estos cuerpos forman, en superficie, una franja de orientación N-S observada tanto en el extremo occidental como oriental del distrito. Intrusivos subvolcánicos (diques y "stocks") de composición diorítica a gábrica, con distintas variedades texturales (porfídicas y microfaneríticas), se emplazan en orientaciones preferenciales NE. En conjunto, esta unidad de intrusivos representa aproximadamente el 10 % del área distrital.

Los minerales de cobre ocurren, generalmente, alrededor de los intrusivos subvolcánicos y forma cuerpos de mena tales como mantos (ej. yacimientos Lince-Estefanía, Buena Vista, Desierto Antiguo, Juárez) y cuerpos de brechas (ej. yacimiento Lince-Estefanía, Llano-Gambeta). Los minerales de cobre forman, además, cuerpos irregulares asociados a estructuras (ej. yacimiento Carolina, California, Núcleo X, Polos). Los intrusivos subvolcánicos mencionados han sido descritos como totalmente estériles, lo cual evidenciaría su emplazamiento con posterioridad al evento de mineralización (e.g. Niemeyer et al., 1990). Sin embargo, los antecedentes recopilados en este trabajo de Tesis, permiten establecer la presencia de intrusivos premineralización.

Depósitos sedimentarios no consolidados se disponen sobre las unidades descritas y cubren aproximadamente el 50% del área distrital. Estos depósitos de más antiguos a más jóvenes corresponden a gravas continentales (Oligoceno – Mioceno), depósitos de terraza (Plioceno Superior), depósitos marinos de la Formación Mejillones (Pleistoceno) (Ferraris y Di Biase, 1978) y, depósitos aluviales y "escombros" de faldas, acompañados por depósitos de limos (Pleistoceno – Holoceno) (Boric et al., 1990; Niemeyer et al., 1990).

Las unidades mencionadas son afectadas, en su mayoría, por estructuras asociadas al Sistema de Fallas Atacama. Éstas representan importantes metalotectos para la concentración de minerales de cobre (Boric et al. 1990; Niemeyer et al. 1990). En el distrito, los principales sub-sistemas a los que se hace referencia son:

- Sub-Sistema NS: Las estructuras más importantes pertenecen al Sistema de la Falla Mititus, la cual es de carácter regional y se extiende más allá de los límites del distrito.
- Sub-Sistema NE: Las estructuras más representativas son las Fallas Tames, Indio, Hornos, Muelle, Condell y Buena Vista.
- Sub-Sistema NW: Tiene menor representación y presentan extensiones más reducidas que el resto de los sub-sistemas (Ej. Falla Carolina).

2.3 - GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO LINCE – ESTEFANÍA

2.3.1 - Introducción

El yacimiento Lince – Estefanía se aloja, principalmente, en rocas volcánicas de la Formación La Negra (Figuras 2.1 y 2.2). En el yacimiento, esta unidad forma una secuencia monoclinal de actitud N60°E/45°NW en la que se reconoce andesitas con textura amigdaloidal, porfídica, afanítica y brechosa (Figura 2.3). La secuencia volcánica ocurre en este mismo orden, desde el techo hasta su base, cuando incluye a todas estas variedades texturales.

En los niveles más profundos del yacimiento (bajo los ~350 ms.n.m) donde las rocas más características son andesitas porfídicas y amigdaloidales, las capas de las secuencias son de mayor potencia (supera los 10 o 15 m) que en los niveles superiores. En éstos últimos, es más común la ocurrencia de rocas porfídicas-amigdaloidales y andesitas brechosas (desde ~ 850 ms.n.m hasta ~ 350 ms.n.m) formando capas de potencias menores a 5 m.

Las rocas volcánicas son intruidas por cuerpos de composición diorítica y dacítica con orientaciones preferenciales NE y manteos hacia el SE. En menor proporción existen intrusivos con orientaciones NS y NW. Los cuerpos de composición diorítica tienen una amplia distribución en el yacimiento en relación a aquellos de composición dacítica. Desde el punto de vista morfológico los cuerpos subvolcánicos tienen formas tabulares (diques) e irregulares ("stocks"). Los diques presentan potencias que varían entre 10 cm y 30 m. Los cuerpos irregulares pueden alcanzar los 250 m en su eje diametral mayor. La información obtenida a partir de sondajes de diamantina ha permitido establecer que los cuerpos tipo "stocks", los cuales se presentan de manera aislada en superfície, en su mayoría se encuentran unidos en profundidad. Algunos de ellos, generan a su alrededor una zona de brechas formada por matriz intrusiva y xenolitos volcánicos (Figuras 2.2 y 2.4). En general, tanto los diques como los intrusivos mayores se disponen de manera aproximadamente perpendicular al manteo de las capas de la secuencia volcánica (Formación La Negra).

Las unidades de rocas mencionadas están cubiertas, en parte, por depósitos sedimentarios semi-consolidados.



Figura 2.2. Perfil esquemático de sección representativa NW-SE del yacimiento Lince-Estefanía (DM).



Figura 2.3. Variedades texturales de las rocas volcánicas huésped de la mineralización del yacimiento Lince – Estefanía (Formación La Negra) de techo a base en una secuencia volcánica. A: Andesita amigdaloidal, B: Andesita porfídica, C: Andesita afanítica, D: Andesita brechosa.



Figura 2.4. Sondaje de testigo de diamantina RL-768D que muestra brecha formada por xenolitos de andesita y matriz intrusiva.

El rasgo estructural más importante dentro del yacimiento corresponde al Sistema de Fallas Muelle. Éste es de orientación NE y las estructuras más importantes, subparalelas entre sí, son la Falla Muelle y la Falla Continuidad. La Falla Muelle tiene una actitud media de N50°E/60°SE y la extensión superficial, reconocida en Lince-Estefanía, alcanza aproximadamente 2,5 km. La actitud de la Falla Continuidad es

N60°E/65°SE y su rumbo varía a N50°E hacia el NE del yacimiento. La traza de esta falla se ha reconocido por una extensión de ~2 km.

Los minerales de mena forman principalmente cuerpos estratiformes y brechas. Los cuerpos estratiformes son los más abundantes y ocurren invariablemente cercanos a los intrusivos subvolcánicos. Los cuerpos de brecha se distribuyen alrededor de los "stocks" y diques. Localmente, los minerales de mena forman vetillas.

Los cuerpos estratiformes se extienden lateralmente desde los intrusivos o a partir de las brechas, y sus dimensiones son variables. Se ha reconocido cuerpos con potencias que varían desde 3 hasta 20 m, con extensiones laterales en la dirección del rumbo de la estratificación de las coladas de la secuencia volcánica que pueden alcanzar los 150 m y cerca de los 200 m a lo largo del manteo.

El principal cuerpo de brecha del yacimiento Lince-Estefanía ha sido reconocido desde superficie hasta ~1000 m de profundidad. Éste se encuentra en torno al "stock" principal y puede estar formado ya sea por clastos de rocas volcánicas con matriz intrusiva, o por clastos volcánicos e intrusivos, con minerales de mena o de alteración como matriz. Los tamaños de los clastos varían desde unos pocos centímetros hasta aproximadamente 6 m. La mayor parte de los megaclastos (mayores a 1 m de diámetro) se encuentran a su vez externamente brechizados y forman a su alrededor una brecha más fina. La forma de los clastos varía desde subangular a subredondeada. En la zona más superficial del yacimiento los clastos se encuentran rodeados por minerales de mena o de alteración (brecha matriz soportada). Hacia los niveles más profundos la matriz puede llegar a ser más escasa (brecha clasto soportada) e incluso sólo formar una textura craqueada en la roca de caja. La ocurrencia de fragmentos de roca intrusiva en las brechas (Figura 2.5) sugiere que, al menos, parte de los intrusivos se emplazaron previos a el (los) evento(s) de mineralización.



Figura 2.5. Brecha formada por clastos de roca intrusiva y volcánica (V) con matriz de calcosina (Cc) y crisocola-atacamita (cr-atac). Muestra testigo de diamantina, 300 ms.n.m.

Los minerales de mena están formados por sulfuros y óxidos de cobre. Los sulfuros de Cu están constituidos por calcosina-digenita, bornita, covelina, anilita y calcopirita. Los óxidos de Cu incluyen atacamita y crisocola. Estos minerales ocurren en las zonas más permeables de la roca huésped, tales como reemplazo de matriz de brechas, relleno de amígdalas, vetillas, microfracturas, o finamente diseminados en las rocas volcánicas e intrusivas. Los minerales de mena forman una zonación vertical, donde las fases sulfuradas ocurren principalmente en los niveles más profundos del yacimiento con abundancias que pueden superar el 90% bajo los 200 ms.n.m. Los óxidos de Cu (atacamita y crisocola) dominan la zona cercana a la superficie (sobre los 500 ms.n.m). Sin embargo, éstos pueden ocurrir en cantidades traza a lo largo de toda la columna mineralizada (~1000 m). Una zona de mena mixta ocurre entre los 500 y los 200 ms.n.m.

Una característica importante observada en el yacimiento es la ocurrencia de hematita asociada espacialmente a los sulfuros de Cu, principalmente a calcosinadigenita y bornita. El significado de esta asociación mineralógica será explicado en el Capítulo 3. Los minerales de alteración relacionados paragenéticamente a la mineralización sulfurada corresponden a la asociación clorita + epidota + albita \pm cuarzo - actinolita. La asociación paragenética relacionada a la mineralización oxidada corresponde a calcita - cuarzo - yeso. Minerales sulfurados tales como esfalerita y galena asociados a los sulfuros de Cu mencionados son por primera vez reconocidos en el yacimiento Lince-Estefanía. De forma preliminar se establece sus ocurrencias en las rocas volcánicas de manera diseminada, como relleno de amígdalas y microfracturas, y bajo los 0 ms.n.m.

2.3.2 - Relación entre intrusivos y cuerpos de mena

Como se ha mencionado, una característica general observada en los yacimientos estratoligados de Cu del DM es la ocurrencia de cuerpos intrusivos subvolcánicos, sean éstos diques o "stocks", asociados espacialmente a los cuerpos de mena. Es importante destacar que estos intrusivos han constituido una herramienta fundamental en la historia de exploración de los yacimientos alojados en la Formación La Negra, y en este contexto, uno de los aspectos más importantes de los estudios realizados en los yacimientos mencionados ha sido el de determinar el rol de los intrusivos en su formación.

A pesar de que la mayor parte de los intrusivos han sido clásicamente considerados posteriores a el (los) evento(s) de mineralización, las observaciones realizadas durante el desarrollo de este trabajo, sumado a los altos contenidos de Cu que ellos presentan (reporte Minera Michilla S.A 2005, datos no publicados), son evidencias de que existen intrusivos que fueron afectados por episodios de mineralización hidrotermal. De acuerdo a esto, desde el punto de vista de las relaciones temporales, al menos dos tipos de intrusivos son reconocidos en el yacimiento: a) intrusivos (stock y abundantes diques) pre-mineralización, o que en parte pudieron ser contemporáneos a este proceso y, b) intrusivos post-mineralización. Basado en el conocimiento que se tiene de gran parte de los yacimientos estratoligados de Cu ubicados en el Distrito Michilla, y la relación que los cuerpos de mena también presentan con intrusivos subvolcánicos como aquellos de Lince-Estefanía, es importante hacer notar que es posible extender la clasificación de los intrusivos al resto de los yacimientos dentro del distrito.

a) Intrusivos pre-mineralización

A este grupo pertenecen tanto diques como cuerpos subvolcánicos irregulares ("stocks") de composición diorítica, los cuales presentan una dirección preferencial de emplazamiento NE. Gran parte de ellos, fundamentalmente los cuerpos irregulares, generan a su alrededor una zona de brechas formada por fragmentos de rocas volcánicas con matriz intrusiva (Figura 2.6). El contenido de matriz disminuye, y aumenta el contenido de clastos volcánicos conforme aumenta la distancia desde el intrusivo hacia su roca de caja (Figura 2.7). También, aunque en menor proporción, se reconoce un contacto abrupto entre ambas unidades de rocas.



Figura 2.6. Brecha formada por clastos volcánicos (V) y matriz intrusiva (I). Muestra de testigo de diamantina de zonas cercanas al "stock".



Figura 2.7. Esquema de distribución de matriz intrusiva en la roca volcánica. Nótese la disminución de matriz intrusiva conforme aumenta la distancia desde el intrusivo hacia su roca de caja (rocas volcánicas).

En algunas zonas de contacto entre los intrusivos con las rocas volcánicas se reconocen brechas mineralizadas formadas por clastos volcánicos e intrusivos, inmersos en una matriz de minerales de mena. Esta matriz está formada principalmente por calcosina-digenita, bornita, atacamita y crisocola, y localmente por pirita, y minerales de alteración que acompañan a la mineralización. La zona de brechas mineralizadas puede alcanzar espesores medios de hasta 200 m alrededor del cuerpo subvolcánico. El contenido de clastos volcánicos disminuye en dirección al intrusivo, y en algunos sectores la roca huésped de la mineralización la constituye sólo esta última unidad. En este caso, los minerales de mena ocurren como matriz de brechas (Figura 2.8A), en vetillas (Figura 2.8B) y finamente diseminados. Hacia el interior de los intrusivos el contenido de Cu disminuye notablemente. Los análisis realizados por CuT indican que las concentraciones de este elemento pueden llegar hasta ~100 ppm (Reporte, Minera Michilla S.A 2005). Ésto permite sugerir que la ausencia de minerales de mena hacia el interior de los intrusivos podría estar controlada por la permeabilidad de la roca. La zona de contacto entre las rocas volcánicas e intrusivas parece haber actuado como importante canal de alimentación de los fluidos mineralizadores. Los tipos de cuerpos de mena y sus distribuciones espaciales así lo sugieren.



Figura 2.8 A: Intrusivo subvolcánico pre-mineralización. Calcosina-bornita (cs-bn) como matriz de brecha. Cota 327 ms.n.m. B: Intrusivo subvolcánico pre-mineralización. Calcosina-bornita (cs-bn) en fracturas y finamente diseminada. Muestra de testigo de diamantina, sondaje RL-641D; cota 250 ms.n.m

Es importante mencionar que existe un paso gradual y lateral desde los cuerpos de brechas hacia la zona donde los minerales de mena forman definitivamente cuerpos paralelos o subparalelos a la secuencia volcánica (mantos). Las observaciones a escala mesoscópica y microscópica de muestras provenientes de estos dos tipos de cuerpos de mena (mantos y brechas) y de la zona de transición entre ambas, sugiere que ambos fueron formados por el (los) mismo(s) proceso(s) de mineralización. Esta característica es corroborada por estudios composicionales y texturales realizados (ver Capítulo 3).

b) Intrusivos post- mineralización

Dentro de los cuerpos subvolcánicos reconocidos en Lince-Estefanía, existen algunos que indican un emplazamiento posterior a el (los) evento(s) de mineralización. Esta unidad está formada por diques de composición dacítica ricos en anfiboles idiomórficos y algunos de ellos zonados (ver tópico 3.3). Sus potencias alcanzan los 30 m, y corresponden a cuerpos estériles como lo indican las observaciones de campo y los análisis químicos de Cu Total (Reporte Minera Michilla S.A, 2005, no publicado). Esta unidad intruye a algunos de los cuerpos intrusivos pre-mineralización con una dirección de emplazamiento NE. Como se observa en la Figura 2.9, los intrusivos postmineralización tienen características mesoscópicas que los hacen claramente identificables, y de acuerdo a esto se les ha reconocido una amplia distribución no sólo a la escala del yacimiento, sino que también a nivel distrital.



Figura 2.9. Intrusivo post-mineralización de composición dacítica. A: sondaje RL641-D. Fotomicrografías B (Luz polarizada plana) y C (Nícoles cruzados), sondaje Z350-11 cota 190 ms.n.m.

2.4 - YACIMIENTO LINCE-ESTEFANÍA

Lince-Estefanía es considerado un yacimiento tipo dentro de los definidos como estratoligados de Cu alojados en la secuencia volcánica de la Formación La Negra, norte de Chile. En el yacimiento los minerales de mena forman cuerpos paralelos o subparalelos a estratos (mantos), brechas hidrotermales y en menor medida vetillas. Estos minerales están constituidos por óxidos y sulfuros de Cu y forman una columna mineralizada reconocida de ~1000 m, desde la superficie actual del yacimiento (850 ms.n.m). El reciente reconocimiento de minerales tales como esfalerita y galena, no hacen posible definir sus distribuciones y abundancia en el yacimiento.

En general, los cuerpos de brechas se desarrollan alrededor de intrusivos subvolcánicos de composición diorítica, y gradan lateralmente hasta formar cuerpos paralelos o subparalelos a la secuencia volcánica (mantos). Los sectores con más altos de contenidos de Cu se encuentran asociados a diques y a la zona de brechas hidrotermales. Estas concentraciones disminuyen conforme aumenta la distancia desde los intrusivos y/o desde las brechas. Dos grupos importantes de cuerpos intrusivos han sido reconocidos en el yacimiento; aquellos emplazados previos a el (los) evento(s) de mineralización, y los que claramente lo(s) postdatan.

Las observaciones indican que no existen diferencias mineralógicas ni texturales, entre los minerales que ocurren en las rocas intrusivas (en forma de matriz de brechas, vetillas y diseminados); en las brechas hidrotermales; y aquellos que ocurren en las rocas volcánicas (como relleno de amígdalas, vetillas y diseminados). Esto sugiere que para cada uno de los procesos de mineralización interpretados, un sólo evento habría dado lugar a al formación de la ocurrencia de minerales de mena en intrusivos, brechas y en rocas volcánicas (mantos).

La relación espacial existente entre los cuerpos de mena e intrusivos subvolcánicos de composición diorítica (pre-mineralización) y dacíticos (postmineralización), la ocurrencia de minerales de mena, sus abundancias y distribución en sus dos tipos de roca huésped (rocas intrusivas y volcánicas), sugiere que los fluidos hidrotermales responsables de la formación del yacimiento (al menos en su primera etapa de formación, relacionados con la ocurrencia de minerales de mena hipógenos), pudieron haber canalizado a través de las zonas de debilidad litológica en el contacto entre las rocas de la secuencia volcánica y los cuerpos subvolcánicos. Estos mismos sectores parecen haber actuado como trampas para la precipitación de minerales. La estrecha relación temporal entre los distintos procesos geológicos involucrados en la formación del yacimiento, sean éstos, depositación de la secuencia volcánica, emplazamiento de cuerpos intrusivos subvolcánicos y mineralización de Cu, serán analizados en detalle en el Capítulo 4.

REFERENCIAS

- Astudillo, O. 1983. Geología y metalogénesis del distrito minero Carolina de Michilla, Antofagasta, II Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Antofagasta, 131 p.
- **Bogdanic, T.; Standen, R.; Wilke, H-G. 1994.** Nuevos antecedentes de sedimentitas calcáreas intercaladas en la Formación La Negra a la latitud del Distrito Michilla, II Región de Antofagasta. *In* Congreso Geológico Chileno, No.7, Actas, Vol.1, p 414-417. Concepción.
- Boric, R.; Díaz, F.; Maksaev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín, No. 40, 246 p.
- Ferraris, F.; Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta, región de Antofagasta. Instituto de investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Nº 30, 48p.
- Niemeyer, H.; Standen, R.; Venegas, R. 1990. Geología del Distrito Minero Carolina de Michilla. Proyecto de Exploración Geología Distrital. Compañía Minera Michilla S.A. Informe Inédito, 195 p.

CAPÍTULO 3 PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

3.1 - INTRODUCCIÓN

El término "margen tipo Andino" es utilizado para referirse a la formación de un cinturón orogénico/ígneo, desarrollado estrictamente como consecuencia de subducción de corteza oceánica bajo la corteza continental (e.g. Winter, 2001). Este proceso de subducción se ha desarrollado de manera continua desde el Mesozoico al presente a lo largo del margen occidental de Sudamérica, y ha dado lugar a la formación de cuatro arcos magmáticos. Cada uno de ellos, presenta sus propias características petrológicas y geoquímicas, las cuales probablemente, se encuentran relacionadas a los diferentes regimenes tectónicos que han dominado durante la subducción (e.g. Morata y Aguirre, 2003).

Las rocas volcánicas de la Formación La Negra e intrusivos subvolcánicos (*stocks* y diques) presentes en el yacimiento Lince – Estefanía, forman parte de la evolución del arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior desarrollado en el norte de Chile. Esta formación tiene una composición andesítico-basáltica, alta en K y una naturaleza de calco-alcalina a toleítica (e.g. Ruíz et al., 1971; Buchelt y Tellez, 1988; Rogers y Hawkesworth, 1989; Pichowiak, 1994; Lucassen et al., 2006). Sus características geoquímicas e isotópicas (Sr, Nd, y Pb) indican un magmatismo relacionado a subducción, de origen mantélico sin apreciable contaminación cortical (e.g. Lucassen y Franz, 1994; Lucassen et al., 2006). Las características petrográficas y geoquímicas de los intrusivos subvolcánicos permiten que éstos hayan sido interpretados, en parte, como conductos alimentadores del volcanismo, y originados a partir del mismo magma que dio lugar a la Formación La Negra (e.g. Espinoza et al., 1996).

Uno de los objetivos de este capítulo es contribuir con nuevos antecedentes acerca de las características petrológicas y geoquímicas de las rocas de la Formación

La Negra e intrusivos subvolcánicos asociados, considerando un contexto geológico relacionado con la formación del yacimiento Lince-Estefanía. Debido a esto es importante señalar que se ha tenido especial cuidado en la selección de muestras del yacimiento considerando un menor grado de alteración.

El estudio microscópico de los minerales de mena involucra, no sólo la identificación de un grano mineral individual, sino que también la interpretación de las texturas minerales, es decir, las relaciones espaciales existentes entre los granos. Barton (1991) estableció que la interpretación de texturas es uno de los aspectos más difíciles e importantes del estudio de las rocas y minerales de mena. Las texturas minerales pueden ayudar a identificar la naturaleza de procesos tales como, precipitación inicial de la mena, re-equilibrio post-depositacional, deformación, etc. El reconocimiento e interpretación de texturas es sin lugar a dudas el paso más importante, no sólo para realizar una adecuada interpretación a partir de resultados analíticos, sino que también para entender el origen y la historia de formación de un yacimiento.

La descripción mineralógica y textural debe ser complementada con la determinación de la composición química de los minerales de mena. Esto se debe a que durante el proceso de evolución de un yacimiento y los consecuentes cambios en sus condiciones de formación, se puede dar lugar a la precipitación de minerales que por simple observación microscópica no es posible definir. Un ejemplo de esto lo constituyen los minerales del complejo sistema Cu-S. En este contexto, se ha establecido como segundo objetivo de este capítulo, determinar la composición de los principales minerales de menas primarios y sulfuros secundarios del yacimiento Lince-Estefanía. Considerando las distintas relaciones texturales y asociaciones mineralógicas, se establece su secuencia paragenética de formación.

38

3.2 - METODOLOGÍA

3.2.1 - Petrología y geoquímica de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía

La caracterización petrográfica de minerales primarios y de alteración de muestras de rocas volcánicas e intrusivos subvolcánicos, se realizó sobre la base de secciones transparentes-pulidas.

Para realizar el análisis químico de la roca huésped de la mineralización, se seleccionó un total de 13 muestras de rocas volcánicas y 14 muestras de intrusivos subvolcánicos, sin contenido de sulfuros y óxidos de Cu o menos alteradas y, sin contenidos de rellenos de amígdalas y fracturas. Los análisis de elementos mayores y traza en roca total se realizaron mediante Espectrometría de Emisión Atómica de Plasma Inductivamente Acoplado (ICP-AES, Perkin-Elmer P-430) en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile (Sr. Jaime Martínez, analista) (Tabla 1, Anexo 1).

La principal limitación que podrían tener los resultados obtenidos tiene relación con los distintos grados de alteración que presentan las rocas del yacimiento Lince-Estefanía. Debido a ello, se ha utilizado los valores de referencia de análisis geoquímico de elementos mayores de muestras no alteradas de la Formación La Negra, correspondientes a Rogers y Hawkesworth (1989), Pichowiak (1994) y Lucassen et al. (2006).

Con el propósito de caracterizar los principales minerales primarios (plagioclasa, piroxeno y anfibol) y fases secundarias (clorita, epidota, actinolita y albita) de las rocas (Tabla 2, Anexo 1), un total de 7 secciones transparentes-pulidas fueron utilizadas para análisis mediante microsonda electrónica (EMPA: *electron microprobe analysis*). Dichos análisis se realizaron en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Para ello fue utilizado un equipo marca Cameca SU30 con EDS (*energy-dispersive spectrometer*) y WDS (*wavelength-dispersive spectrometer*) y se trabajó, en todos los casos, con un haz de electrones de 3 µm de diámetro, una

energía de 15 kV y una corriente constante de 10 nA. Los estándares usados fueron: Ortoclasa como estándar de K, Si y Al; Rutilo como estándar de Ti; Andradita para el estándar de Fe; Wollastonita como estándar de Ca; Albita para el estándar de Na; Diópsido como estándar de Mg, y Rhodonita para el estándar de Mn.

Un total de 5 muestras de intrusivos subvolcánicos fueron analizadas por isotopía de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Los valores de las razones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr medidos en estas rocas se realizaron en la Universidad de Tohoku, Japón. Para poder establecer las razones iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de estas muestras, fue necesario obtener sus concentraciones de Rb. Dichos análisis se llevaron a cabo mediante la técnica de Absoción Atómica en el Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago (SERNAGEOMIN).

Los símbolos utilizados en las microfotografias para referirse a los minerales formadores de rocas, se basaron en la nomenclatura recomendada por Kretz (1983).

3.2.2 - Geoquímica de minerales metálicos

El estudio de relaciones texturales y de secuencia paragenética de los minerales metálicos y de alteración asociados, se realizó mediante microscopio óptico. Las muestras descritas son representativas de los minerales de menas que ocurren en el yacimiento y de los distintos cuerpos de mena. Estas muestras constituyeron la base para el análisis geoquímico (composición) de minerales metálicos y de isotopía radiogénica y estable (Capítulos 3, 4 y 5).

El análisis de la composición de minerales metálicos (pirita, calcopirita, calcosina-digenita primaria, bornita y anilita) se realizó en un total de 11 muestras, mediante microsonda electrónica (Tablas 3 y 4, Anexo 1).

Las muestras con contenidos de calcosina-digenita primaria, bornita y covelina (5 en total), y que corresponden a algunas de las muestras que fueron seleccionadas para estudios de isotopía de Re-Os (Capítulo 4) fueron analizadas en el Departamento

de Ciencias Planetarias de la Universidad de Arizona, EUA. El equipo utilizado corresponde a un Cameca SX100 (WDS: *wavelength-dispersive spectrometers*). Las condiciones analíticas de trabajo para los análisis de contenidos de Cu, Fe y S, utilizando calcopirita como estándar fueron, un haz de electrones de 3 µm, una energía de 25 kV y una corriente constante de 40 nA. Para el análisis de elementos traza (Pb, Ag, Zn, As y Re), las condiciones analíticas fueron, una energía de 25 kV y una corriente de 200 nA. Galena, AgBiS₂, ZnS, enargita y Re metálico fueron respectivamente utilizados como estándares. Con el propósito de caracterizar los distintos grupos (definidos según asociaciones mineralógicas) de muestras analizadas por isotopía de Re-Os (Capítulo 4), se realizó mapas cualitativos de distribución de Cu, S y Fe en minerales sulfurados de Cu (XR - WDS).

La composición de pirita, calcopirita, y algunos análisis de calcosina-digenita primaria, bornita y sulfuros de Cu secundarios, se obtuvo mediante microsonda electrónica en un total de 6 muestras. Los análisis se realizaron en el Laboratorio AMTEL (*Advanced Mineral Technology Laboratory*), de la Universidad del Oeste de Ontario (UWO), Canadá. El equipo utilizado corresponde a un JEOL 8600, y se trabajó con un haz de electrones de 3 µm de diámetro, una aceleración de voltaje (energía) de 20 kV y una corriente constante de 20 nA. En la Tabla 3.1 se muestran los estándares utilizados para el análisis de estas 6 muestras de minerales sulfurados.

Mineral Estándar	Fuente del Estándar
Tetraedrita	CANMET*
Calcopirita	
Pirita	Sintético y CANMET
Calcopirita	
Pirita	Sintético y CANMET
Calcopirita	
Tetraedrita	CANMET
Arsenopirita	Univ. De Toronto
Galena	
Ag	
Esfalerita	Sintético y CANMET
Rodocrosita	-
	Mineral Estándar Tetraedrita Calcopirita Pirita Calcopirita Pirita Calcopirita Tetraedrita Arsenopirita Galena Ag Esfalerita Rodocrosita

Tabla 3.1. Estándares y fuente de los estándares utilizados en el análisis de minerales sulfurados

CANMET*: Canada Centre for Mineral and Energy Technology

3.3 - PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DEL YACIMIENTO LINCE – ESTEFANÍA

En este tópico se da a conocer las características geoquímicas de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía. Las texturas microfaneríticas y porfídicas observadas en los intrusivos subvolcánicos permite utilizar como criterio que, en su conjunto, las rocas presentes en el yacimiento sean caracterizadas según la clasificación establecida para las rocas volcánicas (Le Maitre, 2002). Los resultados obtenidos del análisis de elementos mayores y traza de las rocas volcánicas e intrusivos subvolcánicos se muestran en la Tabla 1 del Anexo 1.

3.3.1 - Características petrográficas y geoquímicas de elementos mayores y traza de las rocas volcánicas e intrusivas del yacimiento Lince-Estefanía

El estudio petrográfico ha permitido reconocer dos grupos principales de rocas en el yacimiento Lince-Estefanía. Uno corresponde a rocas volcánicas y el otro está formado por intrusivos subvolcánicos. Al menos, dos tipos de intrusivos subvolcánicos son a su vez reconocidos en el yacimiento. El primero de ellos presenta una textura microfanerítica equigranular y es de composición diorítica; y el segundo corresponde a intrusivos subvolcánicos de textura porfídica y composición dacítica.

Las rocas volcánicas presentan variaciones texturales que incluyen texturas porfídicas, brechizadas, amigdaloidales y en menor proporción afaníticas. Dichas rocas están formadas, principalmente, por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Microlitos de plagioclasa, óxidos de Fe (magnetita y hematita) y minerales máficos, forman la masa fundamental de estas rocas. Las fases secundarias afectan a la totalidad de las rocas de una manera no penetrativa, y ocurren como relleno de intersticios, amígdalas y fracturas, y alteran a minerales primarios. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran albitizados y frecuentemente alterados a sericita, epidota, clorita (Figura 3.1) y, en menor proporción a calcita. Los minerales máficos son parcialmente reemplazados por clorita. La masa fundamental de las rocas se encuentra alterada a

clorita, epidota y óxidos de Fe. Clorita, epidota, cuarzo, albita, actinolita, calcita y en menor proporción yeso y ceolita, son las fases principales que ocurren como relleno de amígdalas y vetillas (Figuras 3.2 y 3.3).



Figura 3.1. Fotomicrografía de roca volcánica. Fenocristales de plagioclasa (Pl) albitizados y alterados a epidota (Ep) y clorita (Chl) (Muestra RL536-4). A: Luz polarizada plana, B: Nícoles cruzados.



Figura 3.2 Fotomicrografía de roca volcánica. Amígdala rellena con la asociación mineralógica clorita (Chl) - epidota (Ep) - actinolita (Act) (Muestra RL536-3). A: Luz polarizada plana, B: Nícoles cruzados.



Figura 3.3. Fotomicrografía de roca volcánica. Fenocristales de plagioclasa (Pl) albitizados y alterados a epidota (ep). Amígdala rellena con clorita (Chl) y epidota (Ep). Se observa además alteración a clorita y epidota en la masa fundamental de la roca (Muestra Z350-39). A: Luz Polarizada Plana, B: Nícoles Cruzados.

Los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica son de textura microfanerítica equigranular (Figura 3.4) y están formados por cristales de plagioclasa albitizada, clinopiroxeno, escaso ortopiroxeno, magnetita, titanomagnetita, muy escaso anfibol y biotita. Las fases secundarias principales están formadas por clorita y epidota

como relleno de intersticios, sericita como mineral de alteración en plagioclasa. Además, existe un reemplazo parcial o total de biotita y anfíbol por clorita.



Figura 3.4. Fotomicrografía de intrusivo subvolcánico de composición diorítica y textura microfanerítica equigranular (Muestra RL605-D1). Se observa cristales de plagioclasa (Pl), piroxeno (Px) y minerales opacos (óxidos de Fe). A: Luz Polarizada Plana, B: Nícoles Cruzados.

Los intrusivos subvolcánicos de composición dacítica tienen una textura porfídica y están formados por fenocristales de plagioclasa y anfíbol, rodeados por una masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa alterada y cuarzo. Localmente los fenocristales pueden formar una textura cúmulo-porfídica o autoenclaves (Figura 3.5). Los cristales de plagioclasa presentan bordes albitizados y en general se encuentran alterados a minerales de arcilla de grano muy fino, que les da un aspecto "terroso" (Figura 3.5). Los fenocristales de anfíbol son idiomórficos, algunos de ellos zonados (Figura 3.5), se encuentran ocasionalmente alterados a clorita y puntualmente presentan inclusiones de apatito.



Figura 3.5. Intrusivo subvolcánico de composición dacítica y textura porfídica. Se observan fenocristales de plagioclasa (Pl) y anfíbol (Am) inmersos en una masa fundamental formada por microlitos de plagioclasa y cuarzo secundario. A: Muestra de sondaje RL-641D; B: Fotomicrografía de Luz Polarizada Plana; C: Fotomicrografía de Nícoles Cruzados, Muestra Z350-11.

Además de las descripciones petrográficas y análisis composicional de minerales, los grupos de rocas mencionadas fueron analizados químicamente por roca total. Las ubicaciones de las muestras están representadas en la Figura 3.6. Los resultados obtenidos de % en peso de óxidos mayores y elementos traza son representados en el diagrama TAS (Total álcalis *vs* Sílice) (Le Bas et al., 1986). Este diagrama es el más utilizado para la clasificación de rocas volcánicas.



Figura 3.6. Ubicación de muestras de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía seleccionadas para análisis de elementos mayores y trazas en Roca Total.

Antes de utilizar el diagrama de clasificación TAS, los siguientes procedimientos deben ser adoptados y así se consideraron en este trabajo:

- (1) Los valores de los análisis químicos deben ser recalculados a 100% sobre una base libre de H₂O y CO₂. La pérdida por calcinación (PPC o *LOI (loss on ignition)*) es el porcentaje en peso (% wt) que se pierde cuando la muestra pulverizada es calentada a una temperatura ~ 800° C y los componentes volátiles son liberados de la estructura de los minerales (e.g. Winter, 2001; Le Maitre, 2002).
- (2) El Fe debe ser reportado como Fe_2O_3 (Fe³⁺ o férrico) y FeO (Fe²⁺ o ferroso). Cuando esto no ocurre, generalmente todo el Fe es calculado como FeO*. El asterisco indica que todo el Fe ha sido matemáticamente convertido a FeO (e.g. Winter, 2001). El factor de conversión utilizado corresponde a Fe₂O₃=FeO* x 1,11.

Como se ha mencionado, las rocas analizadas presentan cierto grado de alteración corroborada, en parte, por el grado de albitización/sericitización de plagioclasas. La clasificación química de rocas volcánicas utilizando el diagrama TAS (Figura 3.7) indica que las rocas volcánicas del yacimiento (círculos blancos) se ubican principalmente en el campo de los basaltos, andesitas-basálticas y traqui-andesitas basálticas. Los intrusivos subvolcánicos microfaneríticos-equigranulares (rombos grises) se ubican en el campo de composición de traqui andesitas-basálticas y traqui-andesitas, y los intrusivos subvolcánicos porfídicos (triángulos negros) pertenecen al campo de composición de dacitas - riolitas. Los símbolos representados por cuadrados han sido utilizados como referencia y corresponden a análisis geoquímicos de rocas frescas de la Formación La Negra según Rogers y Hawkesworth (1989) y Pichowiak (1994). El área indicada en color gris claro, representa el campo composicional de las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico Inferior del Norte de Chile determinadas por Lucassen et al. (2006). La mayoría de ellas corresponden a andesitas basálticas y traqui-andesitas basálticas.

En la Figura 3.7 se observa que, en general, no existe una variación composicional entre rocas alteradas analizadas en este trabajo y las rocas frescas de los estudios de Rogers y Hawkesworth (1989) y Pichowiak (1994), utilizadas como referencia. Es probable que este efecto se deba al alto contenido de Na que presentan las rocas de Lince-Estefanía debido a procesos de alteración, y al alto contenido de K de las rocas frescas. Con el propósito de clasificar las rocas del yacimiento y minimizar el efecto de la alteración sódica que ellas presentan, los distintos tipos de rocas analizadas y aquellas de referencia han sido representados en el diagrama bivariante SiO₂ vs K₂O (Figura 3.8).



Figura 3.7. Clasificación química de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía utilizando diagrama TAS (diagrama de álcalis total *vs* sílice) (Le Maitre et al., 1989). Rocas volcánicas (círculos blancos), intrusivos subvolcánicos microfaneríticos-equigranular (rombos grises), intrusivos subvolcánicos de textura porfidica (triángulos negros). Además se muestran análisis de rocas volcánicas frescas de la Formación La Negra según Rogers y Hawkesworth (1989) y Pichowiak (1994) (cuadrados negros) y el área sombreada indica el campo de composición de rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico Inferior determinadas por Lucassen et al. (2006).

Como se muestra en la Figura 3.8, las rocas volcánicas (círculos blancos) e intrusivos subvolcánicos de textura microfanerítica equigranular (rombos grises) son clasificadas como andesitas-basálticas y andesitas, y presentan un amplio rango en el

contenido de K (desde la serie baja hasta la serie alta en K), sin una clara correlación del K con respecto al contenido de SiO₂. Esto último sugiere una alta movilidad de este elemento en las rocas debido a procesos de alteración. De aquí en adelante las rocas volcánicas son referidas como andesitas y los intrusivos subvolcánicos mencionados, como intrusivos de composición diorítica.

Los intrusivos subvolcánicos de textura porfídica son composicionalmente más diferenciados que las rocas mencionadas, y son clasificados como dacitas y riolitas (contenido de $SiO_2 > 67$ %wt). Estas rocas tienen un contenido de K de bajo a medio y presentan una correlación levemente negativa con respecto al aumento en el contenido de SiO_2 , lo cual sugiere una alta movilidad de este elemento debido a procesos de alteración. De aquí en adelante estas rocas serán referidas como intrusivos de composición dacítica. Las rocas frescas de Rogers y Hawkesworth (1989) y Pichowiak (1994) muestran claramente una composición andesítico-basáltica a andesítica y pertenecen a la serie altas en K (Figura 3.8).



Figura 3.8. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas SiO₂ vs K₂O (en base anhidra) recomendado para magmas de zonas de subducción (Tatsumi y Eggins, 1995), para las rocas del yacimiento Lince – Estefanía. Rocas volcánicas andesíticas (círculos blancos), intrusivos de composición diorítica (rombos grises), intrusivos de composición dacítica (triángulos negros). Además se muestran análisis de rocas volcánicas frescas de la Formación La Negra según Rogers y Hawkesworth (1989) y Pichowiak (1994) (cuadrados negros).

El diagrama de variación triangular más utilizado para la clasificación de rocas ígneas de la serie de magmas subalcalinos es el Diagrama AFM, donde A =álcalis: $Na_2O + K_2O$, F = FeO + Fe₂O₃, y M =MgO (Irvine y Baragar, 1971). En su conjunto, tanto las rocas volcánicas andesíticas como los intrusivos de composición diorítica presentan un patrón de diferenciación típico de la serie calco-alcalina, aunque algunas muestras sugieren cierta afinidad toleítica (Figura 3.9).



Figura 3.9. Diagrama AFM (A: Na₂O + K₂O, F: FeO + Fe₂O₃, M: MgO) de clasificación de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía basado en la clasificación de rocas volcánicas según Irvine y Baragar (1971). Rocas volcánicas andesíticas (círculos blancos), intrusivos de composición diorítica (rombos grises), intrusivos de composición dacítica (triángulos negros).

Diagramas Bivariantes

Los constituyentes químicos de las rocas, tales como los elementos mayores, pueden ser comparados en diagramas bivariantes o Diagramas de Harker. En estos diagramas se representan los contenidos de SiO_2 % wt de las rocas, en el eje de la abcisa, y en el eje de la ordenada el resto de los óxidos mayores. En ellos es posible establecer el comportamiento de los óxidos mayores con la diferenciación de las rocas (Figura 3.10). En todos los diagramas bivariantes realizados se han representado los análisis de las rocas volcánicas frescas de la Formación La Negra según Rogers y Hawkesworth (1989) y Pichowiak (1994), como patrón de referencia.

El variado grado de alteración, siempre presente en las rocas del yacimiento Lince-Estefanía, está representado por su pérdida por calcinación (PPC). Los valores de PPC se encuentran en un rango entre 0,99 y 4,72 % wt. Dos grupos importantes de rocas se destacan inmediatamente a partir de los diagramas de Harker. Uno de ellos con valores de contenidos de SiO₂ < 63% wt, y el otro con contenidos de SiO₂ > 66% wt.

A pesar del grado de alteración de las rocas del yacimiento, es posible observar una relativa correlación negativa entre los contenidos de SiO_2 y los contenidos de Al_2O_3 , MgO y CaO en todos los tipos de rocas analizadas. Los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica presentan un aumento en los contenidos de Na_2O con el aumento de SiO_2 (con el aumento en la diferenciación). En el caso de las rocas volcánicas, una pobre o ninguna correlación es observada entre los contenidos de estos óxidos. Esta misma característica muestran las rocas volcánicas frescas.

El comportamiento de P_2O_5 sugiere una correlación positiva con el aumento en el contenido de SiO₂ en las rocas volcánicas andesíticas, intrusivos de composición diorítica y en las rocas volcánicas frescas utilizadas como referencia. Sin embargo, no se observa ningún tipo de correlación entre estos óxidos en los intrusivos de composición dacítica.



Figura 3.10. Diagramas de Harker de variación de elementos mayores con respecto al contenido de SiO_2 (expresados en % en peso y sobre una base libre de volátiles) de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía. Rocas volcánicas andesíticas (círculos blancos), intrusivos de composición diorítica (rombos grises), intrusivos de composición dacítica (triángulos negros).

Elementos traza

Un elemento traza puede ser definido como aquél que se encuentra presente en una roca en concentraciones menores que 0,1% (<1000 ppm). Algunas veces los elementos traza pueden formar especies minerales, pero éstos en su mayoría sustituyen a los elementos mayores en los minerales formadores de rocas.

El estudio de los elementos traza ha llegado a ser de vital importancia en petrología y permiten con mayor certeza que los elementos mayores, discriminar entre los distintos procesos petrológicos. En general, los elementos traza son clasificados de acuerdo a sus posiciones en la tabla periódica o de acuerdo a sus comportamientos en el sistema magmático. En base a esto, varios grupos de elementos son de particular interés geoquímico. Un ejemplo de ello lo constituyen los elementos del Grupo del Platino (PGE) o metales nobles, y los metales de transición, pero, sin lugar a dudas, los Elementos Tierras Raras (REE) son los más utilizados en geoquímica debido a que tienen importantes aplicaciones en el estudio de la petrología de las rocas.

Todos los REE tienen muy similares propiedades físicas y químicas. Sin embargo, la existencia de pequeñas diferencias en sus tamaños y comportamientos que son aprovechados por los distintos procesos petrológicos. Estas diferencias permiten formar la serie de los REE en función del fraccionamiento de un elemento con respecto a otro. De acuerdo a la geoquímica de las rocas, es posible entonces establecer su génesis e interpretar los procesos geológicos que le dieron lugar.

En el caso del análisis de los elementos mayores de las rocas, es posible establecer que no existen diferencias marcadas en cuanto a la composición, entre las rocas volcánicas y los intrusivos (dioríticos) (Figuras 3.7, 3.8 y 3.10). La diferencia composicional entre estas rocas, y de éstas a su vez con los intrusivos dacíticos pueden ser analizadas mejor a través del estudio de sus elementos trazas.

Los elementos traza de las rocas del yacimiento, normalizados a N-MORB (*normal mid-oceanic ridge basalts*), muestran entre sí un similar patrón. Este se caracteriza por un enriquecimiento relativo en elementos incompatibles (LILE: *large ion lithophile elements*), tales como K y Ba, con respecto al N-MORB (Figuras 3.11 y 3.12). A este relativo enriquecimiento se le adiciona además el Th. En general, las rocas presentan Sr < Ba < Th. La dispersión observada en los valores de Sr, K y Ba, fundamentalmente en las andesitas (Figura 3.11), podría estar relacionada a la movilidad de estos elementos durante procesos de alteración y/o metamorfismo. A excepción del Ce, el resto de los elementos trazas desde Nb al Yb tienden a estar empobrecidos con respecto al N-MORB en los dos tipos de intrusivos (Figura 3.12). En general, las rocas muestran una anomalía negativa de Nb y una depresión Nb-Ta y puede ser mejor distinguida en las rocas volcánicas e intrusivos dioríticos. Estas mismas rocas también presentan una ligera anomalía negativa de Ti. Cada una de las características mencionadas refleja un patrón típico de rocas magmáticas formadas en zonas de subducción (e.g. Pearce, 1982; referencias en Lucassen et al., 2006).



Figura 3.11. Diagrama de patrones multi-elementos normalizados a N-MORB (Pearce, 1983) para las rocas volcánicas del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla.
Los comportamientos del Sr (bajos contenidos relativos, principalmente en las rocas volcánicas e intrusivos dioríticos) (Figuras 3.11 y 3.12) y del Ca (Figura 3.10) parecen estar relacionados entre sí. Este último elemento presenta una correlación negativa con el SiO₂. Las diferencias fundamentales observadas entre las rocas volcánicas e intrusivos dioríticos, con los intrusivos de composición dacítica, son la presencia en estas últimas rocas de bajos contenidos de Yb (Figuras 3.12 y 3.14) y altas razones Sr/Y (>38) (Figura 3.13).



Figura 3.12. Diagrama de patrones multi-elementos normalizados a N-MORB (Pearce, 1983) para los intrusivos dioríticos (A) y los intrusivos dacíticos (B) del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla. El área sombreada representa el espectro de las rocas volcánicas (A), y de las rocas volcánicas + intrusivos dioríticos (B).



Figura 3.13. Relación Y *vs* Sr/Y para las rocas magmáticas del yacimiento Lince-Estefanía. Círculos blancos: rocas volcánicas andesíticas, rombos grises: intrusivos dioríticos; triángulos negros: intrusivos dacíticos

En la Figura 3.14 es posible observar el diagrama normalizado a condritos (Nakamura, 1974) para los contenidos de REE de los tres tipos de rocas analizadas. De manera general, el patrón de fraccionamiento de los REE indica un enriquecimiento relativo en LREE (*light rare earth elements*: elementos tierras raras livianos) en relación a los HREE (*heavy rare earth elements*: elementos tierras raras pesados).

Las rocas volcánicas andesíticas presentan una anomalía negativa de Eu con un valor promedio Eu/Eu*= 0,79 (valores entre 0,63 – 0,95) y tienen un patrón de LREE de 45-110 veces el valor de los condritos y un patrón de HREE de 11-24 veces. Los intrusivos de composición diorítica presentan un patrón de REE relativamente plano y una razón Eu/Eu* que puede llegar a ser >1 (entre 0,89 y 1,53). En estas rocas, el patrón de LREE es de 15-36 veces el valor de los condritos y de 6-10 veces para el caso de los HREE. Los intrusivos de composición dacítica no muestran una significante anomalía de Eu (Eu/Eu*~1; 1,06-1,16) y tienen un patrón de LREE de 27-40 veces el valor de los condritos y un patrón de HREE de 1,5-2 veces. En general, las razones Eu/Eu* son > 0,63 \leq 1,16 e indican un variable fraccionamiento de plagioclasa, mineral que se encuentra presente en todos los tipos de rocas analizados.

En las rocas volcánicas el promedio de las razones $(La/Lu)_N$, $(La/Sm)_N$ y $(La/Ce)_N$ son de 3,74 (rango entre 2,0 y 4,8), 1,75 (rango entre 0,97 y 2,19) y 1,0

(rango entre 0,75 y 1,12), respectivamente. En los intrusivos dioríticos los valores de dichas razones corresponden a 3,01 (rango entre 2,1 y 4,4), 1,14 (rango entre 0,3 y 1,9) y 1,02 (rango entre 0,9 y 1,2). Estas características indican un patrón plano y relativamente uniforme de distribución de los REE en las rocas mencionadas, con valores de Yb_N en un rango entre 11,2-25,5 para las rocas volcánicas y, entre 5,3-9,8 para los intrusivos dioríticos. El patrón relativamente plano de distribución de REE puede ser interpretado como resultado de un alto grado de fusión parcial desde una fuente mantélica sin mayor contaminación cortical.

En los intrusivos de composición dacítica los valores promedios de las razones $(La/Lu)_N$, $(La/Sm)_N$ y $(La/Ce)_N$ son 19,4 (rango entre 16,2 y 22,3), 2,75 (rango entre 2,59 y 2,97) y 1,1 (rango entre 1,03 y 1,15), respectivamente. Los valores de Yb_N son menores que 1,95. El empobrecimiento relativo de los HREE de estos intrusivos con bajos contenidos de Yb_N (<<10) sugiere la presencia de granate como fase residual en la fuente de los magmas que les originaron.



Figura 3.14. Patrones normalizados a condrito para el contenido de Elementos Tierras Raras (REE) de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla. Simbología: círculos blancos: andesitas; rombos grises: intrusivos de composición diorítica; triángulos negros: intrusivos de composición dacítica.

En la Figura 3.15 A se observa una cierta correlación negativa entre los contenidos de MgO (% wt) y Nb (pmm) de las andesitas e intrusivos de composición diorítica. La flecha indica que, en su conjunto, existe un patrón evolutivo desde fundidos más primarios, los cuales estarían representados por los intrusivos de composición diorítica, hasta los más diferenciados representados por las rocas volcánicas andesíticas (Figura 3.15A). Este patrón de evolución podría ser explicado por fraccionamiento de minerales ferromagnesianos (Ol?±Opx+Cpx). El diagrama de la Figura 3.15B, considera la relación Eu/Eu* *vs* MgO (% wt) para las rocas del yacimiento. En conjunto, las rocas volcánicas e intrusivos dioríticos indican un patrón de evolución que puede ser explicado por un fraccionamiento de minerales ferromagnesianos y plagioclasa. Para el caso de los intrusivos dacíticos, no es posible establecer ningún tipo de correlación (Figura 3.15A y 3.15B).



Figura 3.15. A: Diagrama de variación de los contenidos de MgO (% wt) y Nb (ppm) para las rocas del yacimiento Lince-Estefanía. B: Diagrama de variación entre la razón Eu/Eu* y los contenidos de MgO(% wt) para las rocas del yacimiento Lince-Estefanía. Círculos blancos: rocas volcánicas andesíticas, rombos grises: intrusivos dioríticos; triángulos negros: intrusivos dacíticos.

Los valores de Mg# de las rocas varía en un rango entre 0,50-0,79 e indican que ninguna de las muestras analizadas representan la composición de un magma primitivo. Esta característica sugiriere un previo fraccionamiento de olivino.

3.3.2 - Petrología y geoquímica de minerales primarios de las rocas volcánicas e intrusivas: plagioclasa, piroxeno y anfibol

Plagioclasa

Los fenocristales que forman las rocas volcánicas del yacimiento Lince-Estefanía están formados principalmente por plagioclasa. Estos cristales se presentan fuertemente alterados a sericita y en menor proporción a epidota y clorita. Análisis realizados en cristales de frescos de plagioclasa, de sectores cercanos al yacimiento indican una composición labradorita An_{64,8-48,2}Ab_{48,9-38,3}Or_{3,3-1,4}. Estos datos corresponden a los análisis obtenidos en el estudio realizado en el Artículo 5, Anexo 2.

Los intrusivos de composición diorítica presentan abundante plagioclasa. Los datos obtenidos a partir de la muestra RS18 (Artículo 5, Anexo 2) indican una composición $An_{46,1-61,1}Ab_{37,5-51,7}Or_{0,9-2,6}$. En este trabajo de tesis se realizó un total de 10 análisis en la muestra de intrusivo de composición diorítica Z350-3. A diferencia de la muestra RS18, los análisis realizados en plagioclasa de la muestra Z350-3 indican una composición $An_{16,2-50,9}Ab_{47,8-81,6}Or_{1,2-3,98}$ (Figura 3.16). Es probable que estas diferencias se deban a cierto grado de alteración (albitización/sericitización) de los cristales de plagioclasa en esta última muestra.

Como se ha mencionado, los intrusivos de composición dacítica son de textura porfídica y presentan fenocristales de plagioclasa moderadamente alterados a arcilla. Un total de 11 análisis por microsonda electrónica se realizó en estos fenocristales (muestras Z350-9 y RL641-D1) y la fórmula estructural de las plagioclasas fue ajustada sobre la base de 8 oxígenos. Los resultados obtenidos (Tabla 2, Anexo 1) indican una composición An_{2,0-5,0}Ab_{88,7-97,8}Or_{0,01-8,5} (Figura 3.16).



Figura 3.16. Variación química de plagioclasa primaria en el diagrama An-Ab-Or de los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica (rombos grises) y de los intrusivos subvolcánicos de composición dacítica (triángulos negros).

Piroxeno

El piroxeno es el mineral máfico más abundante en los intrusivos de composición diorítica, y se encuentra prácticamente ausente como fenocristales en las rocas volcánicas. La muestra RS18, correspondiente a un intrusivo microdiorítico, está formado por ortopiroxenos cuya composición corresponden a En_{71,7-73,9}Fs_{22,7-24,1}Wo_{3,4-} 4.0 y por clinopiroxenos de composición En_{38,5-45,2}Fs_{18,0-22,5}Wo_{34,7-41,1} (Artículo 5, Anexo 2). Las características ópticas indican que, en su mayoría, el mineral máfico presente en los intrusivos de composición diorítica del yacimiento Lince-Estefanía, corresponde a clinopiroxeno. De acuerdo a la nomenclatura de piroxenos establecida por Morimoto et al. (1988), ésto también es corroborado por un total de 9 análisis realizados en la muestra Z350-3. La composición de los piroxenos en esta última muestra, fue ajustada sobre la base de 6 oxígenos, y los resultados (Tabla 2, Anexo 1) indican composición En_{39,3-43,4}Fs_{10,1-15,7}Wo_{41,8-47,0}, una que corresponde а clinopiroxenos de los tipos diópsido y augita (Figura 3.17). Los valores [mg] de los piroxenos analizados de los intrusivos dioríticos se encuentran en un rango entre 0,75 y 0,91 (Tabla 2, Anexo 1).



Figura 3.17. Variación química de piroxenos primarios de intrusivos subvolcánicos de composición diorítica en un diagrama Wo-En-Fs (1: diópsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatita, 6: clinoferrosilita; Morimoto et al., 1988).

Anfíbol

La ocurrencia de anfiboles es escasa tanto en las rocas volcánicas como en los intrusivos de composición diorítica. Cuando este mineral se presenta en los intrusivos mencionados, los cristales se encuentran de moderadamente a fuertemente alterados a clorita. Esta característica limita el análisis de la composición de los anfiboles en estas rocas. La variación composicional obtenida a partir de 3 análisis realizados en estos cristales (muestra Z350-3) y, que incluye anfiboles de los tipos ferro-hornblenda (primario), actinolita, actinolita-hornblenda, sugiere distintos estados de alteración de los anfiboles (Figura 3.18) en los intrusivos dioríticos.



Figura 3.18. Variación química de anfiboles cálcicos en los intrusivos de composición diorítica. 1: tremolita; 2: actinolita; 3: ferro-actinolita; 4: tremolita-hornblenda; 5: actinolita-hornblenda; 6: ferro-actinolita-hornblenda; 7: magnesio-hornblenda; 8: ferro-hornblenda; 9: tschermakita-hornblenda; 10: ferro-tschermakita-hornblenda; 11: tschermakita; 12: ferro-tschermakita, (Leake et al., 1997).

Una característica petrográfica importante de los intrusivos de composición dacítica, es la abundancia de fenocristales de anfiboles idiomórficos, algunos de ellos zonados. Los resultados obtenidos a partir de un total de 44 análisis realizados en las muestras Z350-9 y RL641-D1, indican que los fenocristales máficos de los intrusivos dacíticos corresponden a anfiboles cálcicos del tipo tschermakita-hornblenda (Figura 3.19). La composición de los anfiboles fue ajustada sobre la base de 23 oxígenos. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2, Anexo 1.



Figura 3.19. Variación química de anfíboles cálcicos en los intrusivos de composición dacítica. Los campos corresponden a los mismos que los de la Figura 3.17. Leake et al. (1997).

En los gráficos de la Figura 3.20 se observa la relación catiónica entre Al_{IV} vs Si, Mg vs Fe²⁺, Mg vs Al_{VI} y Ti vs Al_{VI} . En la Figura 3.20A se muestra gráficamente la característica sustitución tschermaquítica de Al por Si en el sitio de coordinación ^{IV}T. En la Figura 3.20B está representada la sustitución de Mg por Fe²⁺ que ocurre en el sitio de coordinación octaédrica ^{VI}C. La correlación que existe entre Al_{VI} y Mg, sugiere una sustitución de Al por Mg en la posición octaédrica (Figura 3.20C). El diagrama de la Figura 3.20D, sugiere una sustitución de Al por Ti en el sitio de coordinación ^{VI}C.



Figura 3.20. Diagramas bivariates que muestra la relación catiónica en fenocristales de anfibol de los intrusivos de composición dacítica.

El análisis de los fenocristales de anfiboles presentes en los intrusivos dacíticos sugiere que la zonación que existe en gran parte de éstos, podría estar dada por un desequilibrio composicional durante el tiempo de formación de los cristales. El gráfico de la Figura 3.21 indica una variación en los contenidos de TiO_2 (%wt), no sólo desde el centro de los cristales hacia sus bordes, sino que también una variación entre las zonas claras y oscuras que reflejan la zonación del cristal. Estas variaciones responden a una disminución en el contenido de TiO_2 desde el centro hacia los bordes del cristal, y a un aumento en estos contenidos de las zonas más claras de la zonación con respecto a las más oscuras. Los resultados de los análisis pueden ser observados en la Tabla 2, Anexo 1.



Figura 3.21. Imagen de contraste composicional en cristal de anfibol zonado. El gráfico muestra una disminución en el contenido de TiO_2 (% wt) desde el centro hacia el borde del cristal y un aumento en el contenido de TiO_2 (% wt) de las zonas más claras con respecto a las zonas más oscuras. Muestra RL641-D1.

3.3.3 - Geoquímica de minerales de alteración: filosilicatos máficos (clorita y esmectita), epidota y actinolita

Filosilicatos máficos

Los filosilicatos máficos (clorita y esmectita) ocurren en el yacimiento Lince-Estefanía principalmente como relleno de amígadalas y reemplazo en la masa fundamental en las rocas volcánicas. Además, se presentan como relleno de intersticios y reemplazo por minerales ferro-magnesianos en los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica. En las rocas volcánicas estos minerales de alteración se encuentran paragenéticamente asociados a los sulfuros de Cu primarios (principalmente calcosina-digenita y bornita).

Un total de 25 análisis obtenidos a partir de microsonda electrónica fueron realizados en filosilicatos máficos asociados paragenéticamente con los sulfuros de Cu primarios de las rocas volcánicas (Muestras Z296-17 y Z350-29). Dos análisis fueron realizados en filosilicatos máficos indentificados como minerales de alteración en los intrusivos dioríticos del yacimiento (Muestra Z350-3). Los resultados de los análisis pueden ser observados en la Tabla 2, Anexo 1.

La técnica utilizada para el análisis de los filosilicatos (microsonda electrónica) no permite distinguir entre Fe^{2+} y Fe^{3+} . Esta característica no constituye un problema en el caso de la clorita, debido a que un gran número análisis realizado en este mineral, publicados en la literatura (e.g. Foster, 1962; Cathelineau y Nieva, 1985; Xie et al., 1997) muestran que el Fe trivalente constituye generalmente menos que el 5% del Fe total. De acuerdo a esto, y basado en los criterios utilizados por Cathelineau y Nieva (1985), es posible considerar también para este estudio que todo el Fe contenido en la fórmula corresponde a Fe^{2+} como una buena aproximación y sin inducir a mayores errores.

Con el propósito de disminuir el grado de incertidumbre en la estimación de la temperatura a partir de clorita, algunos parámetros químicos deben ser utilizados para discriminar entre clorita, clorita/esmectita interestratificada y esmectita. El más útil es el parámetro Xc, el cual corresponde al porcentaje de capas de clorita presentes en la estructura del filosilicato (método de Wise en Bettison y Schiffman, 1988). El Xc varía desde 0 para la smectita s.s hasta 1 para el caso de las cloritas puras (Schiffman y Fridleifsson, 1991). Además, la suma de los cationes no-interfoliares (NIC) (Si+Al_{tot}+Fe_{tot}+Mg+Mn) varía desde 20 para las cloritas a 17,82 para el extremo de la smectita, y la suma de los cationes interfoliares (IC) (Ca+Na+K) es mayor que 0,1 para

el caso de los filosilicatos que incluyen smectita interestratificada en su estructura (Schiffman y Fridleifsson, 1991). Finalmente, Bettison y Schiffman (1988) han demostrado que los filosilicatos con contenidos de cationes de Si mayores a 6,25 por fórmula unidad, incluyen smectita interestratificada en su estructura.

Los dos extremos mencionados, clorita y smectita, están representados en el diagrama de cationes no-interfoliares (Si+Al_{tot}+Fe_{tot}+Mg+Mn) *vs* Al Total. La posición del clinocloro (clorita s.s), saponita (esmectita tri-octaédrica), beidelita (esmectita di-octahédrica), celadonita, sudoita, cookeita y donbasita, fueron tomados de Bailey (1988) y Buckley et al. (1978) (en Robinson et al., 1993).

Considerando los resultados de los análisis realizados y los parámetros químicos de discriminación para clasificar entre clorita, clorita/esmectita interestratificada y esmectita, un total de 9 datos obtenidos a partir de los filosilicatos asociados paragenéticamente a los sulfuros de Cu primarios en las rocas volcánicas indican que corresponden a clinocloro (Figura 3.22). Los valores Xc de estos análisis se encuentran en un rango entre 0,85 - 1, la suma de los cationes interfoliares (Na+K+Ca) es < 0,1, y sus contenidos de cationes de Si por fórmula unidad son menores que 6,25. Estas características son consistentes con filosilicatos que no incluyen smectita en su estructura.



Figura 3.22. Diagrama de de cationes no-interfoliares (Si+Al_{tot}+Fe_{tot}+Mg+Mn) *vs* Al_{Tot} para minerales del alteración del grupo de las cloritas en las rocas volcánicas (círculos blancos) e intrusivos dioríticos (rombos grises) del yacimiento Lince-Estefanía, DM. La posición de los *End-member* fueron tomadas de Robinson *et al.*, (1993).

Por su parte, un total de 16 análisis indican valores de Xc > 1 (1,013 – 1,188) y la suma de cationes no-interfoliares (NIC) son mayores que 20. Los espectros de análisis EDS realizados en los minerales con estas características (Figura 3.23) indican que gran parte de estos filosilicatos tienen presencia de Ca y Cu en su estructura cristalina y podrían ser clasificados como esmectitas con contenidos de Cu. Estas propiedades evidencian el intercrecimiento y/o co-precipitación de los minerales del grupo de las cloritas con calcosina-digenita primarios en el yacimiento.



Figura 3.23. Espectro de análisis EDS realizado en filosilicatos máficos (esmectita) asociados paragenéticamente con calcosina-digenita. Dicho espectro muestra el contenido de Ca y Cu en la estructura de la esmectita y sugiere intercrecimiento de esmectita con calcosina-digenita. Muestra Z300-12

Los valores de Xc de los dos análisis obtenidos a partir de filosilicatos máficos de los intrusivos de composición diorítica son de ~0,8. Esto indica una composición correspondiente a clinocloro. Sin embargo, la suma de sus cationes interfoliares es ligeramente > 0,1 y los valores de sus contenidos de cationes de Si por fórmula unidad son mayores que 6,25. Como se observa en la Figura 3.22, los dos análisis mencionados corresponderían a una mezcla de clorita/esmectita con muy bajo componente esmectítico interestratificado y una composición que se aleja ligeramente del campo del clinocloro.

Epidota

La epidota es uno de los minerales de alteración que forma la asociación paragenética relacionada con los sulfuros de Cu primarios (pirita, calcopirita, bornita y calcosina-digenita) en el yacimiento Lince-Estefanía. Este mineral ocurre como relleno de amígdalas, reemplazo en la masa fundamental y en los fenocristales de plagioclasa de las rocas volcánicas. En menor proporción se encuentra como relleno de intersticios y reemplazo de minerales ferromagnesianos en los intrusivos de composición diorítica. Un total de 9 análisis fueron obtenidos por microsonda electrónica en una muestra de roca volcánica (Z296-17). En dicha muestra la epidota se encuentra asociada paragenéticamente a calcosina-digenita. La fórmula estructural de la epidota fue calculada sobre la base de 12,5 oxígenos. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2, Anexo 1. En el diagrama de la Figura 3.24 es posible observar que existe una buena correlación entre el Al ubicado en posición octaédrica y el Fe³⁺. Esto sugiere una sustitución de Al_{IV} por Fe³⁺.



Figura 3.24. Diagrama que muestra la correlación entre Al_{VI} y Fe^{3+} en cristales de epidota de roca volcánica.

Los valores de XFe^{3+} obtenidos, indican que no existe un patrón de zonación en los contenidos de Fe^{3+} que permitan sugerir un aumento en la fugacidad de oxígeno desde el centro hacia los bordes de los cristales (Figura 3.25).



Figura 3.25. Imagen de contraste composicional de cristales de epidota. Se indican puntos de análisis con sus respectivos valores de XFe^{3+} , donde: $XFe^{3+}=100*Fe^{3+}/(Al+Fe^{3+})$. Muestra Z296-17.

Actinolita

La actinolita es un mineral del grupo de los anfiboles cálcicos que se presenta como mineral de alteración y de manera escasa en el yacimiento Lince-Estefanía. Dicho mineral ha sido observado localmente en estrecha asociación paragenética con los sulfuros de Cu primarios (calcosina-digenita). Ocurre principalmente como relleno de amígdalas en andesita y como relleno de intersticios en la matriz de brechas volcánicas e intrusivos de composición diorítica.

Un total de 16 análisis se realizaron en actinolitas (Figura 3.26) provenientes de rocas volcánicas andesíticas. Este mineral ocurre como relleno de amígdalas y se encuentra asociada a calcosina-digenita primaria (muestra RL641-2). La composición química de las actinolitas fue ajustada sobre la base de 23 oxígenos. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2, Anexo 1.



Figura 3.26. Variación química de anfiboles cálcicos. Análisis de cristales de actinolita como mineral de alteración de las rocas volcánicas. 1: tremolita; 2: actinolita; 3: ferro-actinolita; 4: tremolita-hornblenda; 5: actinolita-hornblenda; 6: ferro-actinolita-hornblenda; 7: magnesio-hornblenda; 8: ferro-hornblenda; 9: tschermakita-hornblenda; 10: ferro-tschermakita-hornblenda; 11: tschermakita; 12: ferro-tschermakita, (Leake et al., 1997).

La representación de algunas sustituciones catiónicas en las actinolitas puede ser observada en la Figura 3.27. A partir de ésta se establece una buena correlación entre Al_{IV} y Si, lo cual sugiere una sustitución de Si por Al_{IV} . Además, existe una buena correlación entre Mg y Fe²⁺, que indica una sustitución de Mg por Fe²⁺. Dicha sustitución puede ocurrir tanto en el sitio octaédrico ^{VI}C como en el B. El análisis de la relación entre Ca y Mg indica que no existiría una sustitución entre ambos cationes; el Ca se mantiene relativamente constante (en torno a 2) independientemente de la variación de los cationes de Mg.



Figura 3.27. Diagramas bivariates que muestra la relación catiónica en cristales de actinolitas de las rocas volcánicas andesíticas.

Las condiciones de presión para la formación de los minerales del grupo de los anfíboles cálcicos pueden ser estimadas a partir del diagrama de Brown (1977). Los contenidos de Na^{M4} y Al^{IV} de los cristales de actinolita en las rocas volcánicas son menores a 0,16 y 0,22, respectivamente. De acuerdo a esto una presión de formación baja (< 2 kbar) puede ser estimada para la formación de actinolita en el yacimiento.

Como se ha mencionado, los cristales de actinolita se presentan en textura de intercrecimiento con calcosina-digenita primaria (Figura 3.28). Análisis EDS realizados en actinolita y en la zona de contacto entre actinolita y calcosina-digenita, donde claramente se distingue una fase mineral distinta, han permitido establecer la presencia de Cu en composición (Figura 3.29). Esta característica, sumada a las relaciones texturales de intercrecimiento existentes entre actinolita y calcosina-digenita primaria, corrobora el intercrecimiento entre ambos minerales y, por lo tanto, su estrecha relación paragenética.



Figura 3.28. Imagen de contraste composicional que muestra amígdalas rellenas con calcosina-digenita (color claro), actinolita (color gris medio) y clorita (color gris oscuro), en texturas de intercrecimiento. Muestras A: RL641-2 y B: RL641-4.

En la Figura 3.29 es posible observar los espectros realizados en las zonas señaladas en la Figura 3.28. En las Figuras 3.29A y 3.29B se establece que en la zona de contacto entre actinolita y calcosina-digenita, existe una tercera fase mineral cuyo espectro EDS indica principalmente la presencia de Si, Cl, Cu. Los contenidos de Cl y Cu podrían ser interpretados como consecuencia de procesos hidrotermales tardíos que aprovechan la zona de debilidad entre calcosina-digenita y actinolita para formar fases secundarias (atacamita?). Además, en la Figura 3.29B se observa el espectro que indica la presencia de Cu en cristales de actinolita.





Figura 3.29A. Imagen de contraste composicional que muestra la relación paragenética entre calcosina-digenita (color gris claro) – actinolita (gris oscuro). Además se observa una tercera fase mineral en la zona de contacto entre calcosina-digenita y actinolita (color gris medio). El espectro A indica los contenidos de Cu y Cl encontrados en la interfase entre calcosina-digenita y actinolita. El espectro B refleja el contenido de Cu en actinolita, lo cual sugiere un intercrecimiento entre Calcosina-digenita y actinolita.





Figura 3.29B. Imagen de contraste composicional que muestra la relación paragenética entre calcosina-digenita (color gris claro) - actinolita (gris oscuro). Además se observa una tercera fase mineral en la zona de contacto entre calcosina-digenita y actinolita (color gris medio). Ambos espectros indican los contenidos de Cu y Cl encontrados en la interfase entre calcosina-digenita y actinolita.

3.3.4 - Geoquímica isotópica de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de los intrusivos subvolcánicos del yacimiento Lince-Estefanía

Principio del método de datación Rb-Sr para el cálculo de la razón inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de rocas y minerales

La formación de ⁸⁷Sr radiogénico en una roca o mineral con contenido de Rb, puede ser descrito por una ecuación deducida a partir de la ley de radioactividad. El total de números de átomos de ⁸⁷Sr en una roca o mineral, cuya edad es *t*, es obtenido a partir de la siguiente ecuación:

$$8^{7}Sr = {}^{87}Sr_{o} + {}^{87}Rb(e^{\lambda t} - 1)$$
(3.1)

donde: ⁸⁷Sr es el número total de átomos de este isótopo en una unidad de peso de la roca o mineral en el presente.

 87 Sr_o es el número de átomos de este isótopo que es incorporado en la misma unidad de peso de esta roca o mineral en el momento de su formación.

⁸⁷Rb es el número de átomos de este isótopo en una unidad de peso de la roca o mineral en el presente.

 λ es la constante de desintegración de ⁸⁷Rb.

t es la edad de la roca o mineral.

Es posible modificar la ecuación 3.1 dividiendo cada uno de sus términos por el número de átomos de ⁸⁶Sr. Este valor es constante debido a que este isótopo es estable, y no es producido por la desintegración de ningún isótopo de otro elemento que ocurra de manera natural. Así se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{{}^{87}Sr}{{}^{86}Sr} = \left(\frac{{}^{87}Sr}{{}^{86}Sr}\right)_o + \frac{{}^{87}Rb}{{}^{86}Sr}\left(e^{\lambda t} - 1\right)$$
(3.2)

Ésta constituye la base para determinar la edad de una roca o mineral utilizando el método de datación Rb-Sr. Sin embargo, el objetivo de este trabajo es conocer la razón inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de los intrusivos subvolcánicos del yacimiento. Para ello es necesario realizar los siguientes análisis de ecuaciones, considerando que son conocidas las razones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, las edades y las concentraciones de Rb y Sr de las rocas.

La razón de las concentraciones de Rb y Sr se convierte en la razón ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{{}^{87}Rb}{{}^{86}Sr} = \left(\frac{Rb}{Sr}\right) \times \frac{Ab^{87}Rb \times WSr}{Ab^{86}Sr \times WRb}$$
(3.3)

donde: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr es la razón de estos isótopos en términos del número de átomos presentes en una unidad en peso del mineral o roca en el presente.
(Rb/Sr) es la razón de las concentraciones de estos elementos.

Ab⁸⁷Rb y Ab⁸⁶Sr son las abundancias isotópicas de ⁸⁷Rb y ⁸⁶Sr, respectivamente.

WRb y WSr son los respectivos pesos atómicos.

Una vez conocida la razón ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr de las rocas, es posible determinar las razones iniciales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de las rocas por simples cálculos obtenidos a partir de la ecuación 3.2.

Resultados

En un total de 5 muestras de intrusivos subvolcánicos, cuatro de ellas correspondientes a intrusivos de composición diorítica, y una a intrusivo de composición dacítica, se determinaron las relaciones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Las ubicaciones de

las muestras pueden ser observadas en el perfil de la Figura 3.30. Las características geológicas y las similitudes petrográficas y geoquímicas que presentan estos intrusivos con aquellos cuyas edades fueron obtenidas por el método de datación 40 Ar/ 39 Ar (muestra RS18 y DTA740, ver Capítulo 4)), permiten asumir una edad de 157,4 ± 3,6 Ma y de 137,4 ± 1,1 Ma para los intrusivos de composición diorítica y dacítica, respectivamente.

Los datos de la razón isotópica de Sr fueron obtenidos a partir de ~100 mg de cada muestra, reducidas a polvo, utilizando un espectrómetro de masa de ionización termal Finning MAT 261 (Universidad de Tohoku, Japón). El valor de normalización para ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr utilizado fue ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 0,1194. Durante las mediciones se realizaron varios análisis del estándar NBS- 987Sr, para calcular el valor principal de 2 sigma (2 σ). Dicho valor se encuentra en un rango entre ± 0,000019 y ± 0,000020.

Los valores obtenidos de razones 87 Sr/ 86 Sr medidos de los dos tipos de intrusivos (diorítico y dacítico) del yacimiento Lince-Estefanía, se encuentran en un rango entre 0,70297 – 0,70389 tal como se muestra en la Tabla 3.2. Conocida la edad de estas rocas, determinadas por el método de datación 40 Ar- 39 Ar, y sus respectivas concentraciones de Rb y Sr (ver sesión 3.3.1), es posible obtener los valores de las razones (87 Sr/ 86 Sr)₀ (Tabla 3.2).



Figura 3.30. Ubicación de muestras de intrusivos dioríticos y dacíticos utilizados para análisis de razones iniciales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

Muestra	Intrusivo	Edad (Ma) (⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)\pm 2\sigma$	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _o
RL605-D1	Diorítico	157,4 ± 3,6	18	444	0,041	$0,703234 \pm 0,000020$	0,70297
RL605-D2	Diorítico	157,4 ± 3,6	12	414	0,029	$0,703232 \pm 0,000020$	0,70304
Z350-4	Diorítico	157,4 ± 3,6	11	403	0,027	$0,703689 \pm 0,000019$	0,70351
RL536-17	Diorítico	157,4 ± 3,6	9	425	0,021	$0,703108 \pm 0,000020$	0,70297
RL766-D	Dacítico	$137,4 \pm 1,1$	33	422	0,078	$0,704335 \pm 0,000019$	0,70389

Tabla 3.2. Datos isotópicos de Sr para los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica y dacítica del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla.

En los intrusivos de composición diorítica las razones iniciales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr se encuentran en un rango entre 0,70297 y 0,70351, mientras que el intrusivo de composición dacítica analizado (RL-766D) tiene una razón (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ ligeramente mayor (0,70389). Las razones iniciales de Sr obtenidas, se encuentran en el rango de los valores previamente publicados para los cuerpos plutónicos que intruyen a la Formación La Negra (0,7032-0,7049, Rogers y Hawkesworth, 1989; Marinovic et al., 1995; Lucassen et al., 2006) que sugieren un origen para los fluidos en el manto deprimido sin mayor contaminación cortical (e.g Lucassen et al., 2006).

3.3.5 - Secuencia paragenética del yacimiento Lince - Estefanía. Geoquímica de minerales metálicos.

Secuencia paragenética

El término *paragénesis* es referido al orden y sucesión en el tiempo de la formación de un grupo de minerales asociados en un yacimiento en particular (Craig y Vaughan, 1994). La determinación paragenética requiere de un detallado estudio de secciones pulidas de muestras representativas que permitan identificar fases, reconocer texturas diagnósticas y descifrar características de sucesión temporal. Esta información debe ser complementada con los datos geológicos y mineralógicos disponibles de un yacimiento.

La mayoría de los minerales de mena en un yacimiento han sido formados a partir de distintos períodos de mineralización, y en este sentido tres tipos importantes de depositación de minerales de mena es necesario considerar:

- a) Depósito simultáneo, en el cual dos o más minerales son formados desde el inicio hasta el final del proceso de mineralización.
- b) Depósito de traslape, en el cual dos o más minerales tiene períodos de formación que se traslapan, en parte.
- c) Depósito sucesivo, en el cual los períodos de formación de dos o más minerales suceden cada una sin prácticamente ningún traslape.

Existen dos herramientas importantes que facilitan la determinación del orden de precipitación (Craig y Vaughan, 1994). Uno de ellos corresponde al estudio del relleno de espacios abiertos, tales como amígdalas y fracturas, las cuales pueden ser diagnóstico de texturas "primarias" de precipitación; y el otro, al estudio de reacciones de alteración - reemplazo de los minerales de mena, las cuales son indicativas de texturas "secundarias". En este último punto, una de las principales complicaciones es cuando no han quedado vestigios de la fase que ha sido reemplazada (Craig y Vaughan, 1994).

Durante la precipitación de minerales, las condiciones físico-químicas podrían variar y conducir al reemplazo de fases minerales que pueden llegar a ser inestables, por fases que son más estables a las nuevas condiciones. Todas las texturas que muestren evidencias de que el mineral "primario" ha sido cambiado, deben ser estudiadas considerando texturas de "reemplazo-alteración". En este contexto, dos tipos de categorías pueden ser distinguidas:

 a) Texturas de Exsolución: Una solución sólida en la cuál dos elementos diferentes A y B son completamente inter-reemplazables a altas temperaturas (en estructuras de mineral desordenadas) pero no a bajas temperaturas (en estructuras de mineral ordenada), tenderá a separarse durante la disminución de la temperatura formando dos fases, una rica en A y otra en B. La separación formada a partir de una solución sólida homogénea es conocida como exsolución.

b) Textura de Reemplazo: Cuando un mineral es formado de manera temprana en la secuencia paragenética y es químicamente alterado para formar una nueva fase. En base a esto se dice que el mineral parental ha sufrido reemplazo. Tales reemplazos pueden ser parciales o completos.

El yacimiento Lince – Estefanía está formado, fundamentalmente, por dos grupos de minerales de Cu que constituyen la base de la producción en el yacimiento y forman una columna mineralizada reconocida de ~1000 m. En la zona superior, desde superfície (850 ms.n.m) y hasta los ~500 ms.n.m, es predominante la ocurrencia de minerales oxidados de Cu, representados por atacamita y crisocola. En menor proporción ha sido reconocida la presencia de cuprita. Una zona de mena mixta de óxidos y sulfuros de Cu forman la parte media del yacimiento, entre los ~500 y los ~250 ms.n.m. Los minerales sulfurados, formados principalmente por calcosina-digenita y bornita, y en menor proporción por covelina, anilita, pirita, calcopirita, esfalerita y galena, ocurren en los niveles más profundos del yacimiento. Actualmente estos minerales han sido reconocidos hasta los 150 mb.n.m (metros bajo el nivel del mar). De manera muy errática y escasa se reconoce la ocurrencia de Cu nativo y Ag nativa, asociada a calcosina-digenita.

Como se ha indicado, los minerales de mena forman, principalmente, cuerpos de brechas y cuerpos paralelos o sub-paralelos a estratos (mantos). En el primero de los casos, la mena ocurre como matriz de brechas (Figura 3.31A) o de manera diseminada, o como relleno de amígdalas en los clastos que conforman la brecha (Figura 3.31B). En el caso de los cuerpos de mena estratiformes, los minerales ocurren diseminados en la masa fundamental de las rocas volcánicas (Figura 3.31C) o como relleno de amígdalas o vetillas (Figura 3.31D).

El estudio microscópico detallado revela dos grupos importantes de minerales de mena en Lince-Estefanía. Las relaciones texturales reflejan que uno de ellos se habría formado por procesos de mineralización hipógena, y que el otro grupo se habría generado a partir de procesos de mineralización supérgena. Una variedad de minerales sulfurados forman la mena hipógena, pero sólo algunos de ellos (calcosina-digenita asociada localmente a bornita) ocurren de manera abundante.



Figura 3.31. Ocurrencia de la mineralización en el yacimiento Lince-Estefanía: A: sulfuros de Cu en matriz de brecha; B: sulfuros de Cu en matriz de brecha, sulfuros y óxidos de Cu como relleno de amígdalas; C: sulfuros de Cu diseminados y en vetillas; D: sulfuros de Cu como relleno de amígdalas y vetillas.

La relaciones texturales revelan la ocurrencia de varios sub-estados de mineralización hipógena. El más temprano (Estado 1) está caracterizado principalmente por pirita y calcopirita. En menor proporción ocurre esfalerita y bornita. La pirita ocurre localmente en la matriz de brechas hidrotermales, finamente diseminada en los clastos que conforman las brechas y como relleno de amígdalas. Además, ha sido observada en niveles de andesitas de textura afanítica y porfídica (generalmente bajo los 250 ms.n.m.). En general, no se observa una relación textural entre pirita y los sulfuros de Cu que forman la mena principal en el yacimiento

(calcosina-digenita y bornita). Los cristales de pirita tienen formas euhedrales (Figura 3.32A) y presentan tamaños menores a 2 mm. Pirita y calcopirita muestran variadas relaciones texturales entre sí, tales como texturas brechizadas, reemplazo de pirita por calcopirita (Figura 3.32B) y calcopirita sobrecrecida en pirita. Ambos minerales se encuentran paragenéticamente asociados a clorita y epidota como minerales de alteración, y tienen una abundancia relativamente escasa respecto del resto de los minerales sulfurados que forman la mena (< 3%). La calcopirita es reconocida sólo en los niveles más profundos del yacimiento, bajo los 250 ms.n.m. Este mineral tiene ocurrencia diseminada y como relleno de amígdalas. Sus cristales tienen formas anhedrales y son de tamaños menores a 4 mm.

La ocurrencia de esfalerita es por primera vez descrita en el yacimiento Lince-Estefanía. Este mineral es observado en rocas volcánicas de los niveles más profundos del yacimiento (bajo los 0 ms.n.m) con una ocurrencia diseminada y como relleno de microfracturas. Texturalmente, la esfalerita se encuentra estrictamente asociada a calcopirita. Este último mineral ocurre como finas "gotas" en esfalerita en tamaños del orden de uno pocos micrones y sub-micrones y se presentan en gran densidad de granos (Figura 3.32C).

La estrecha asociación calcopirita-esfalerita con la particular ocurrencia como finas gotas de calcopirita en esfalerita, textura denominada "calcopirita *disease*", ha sido un problema de gran significado para la interpretación de los procesos de su formación. Esta textura está caracterizada por la ocurrencia de una alta densidad de granos de calcopirita en esfalerita en tamaños del rango de los sub-micrones (e.g. Barton, 1978). La relación textural mencionada fue inicialmente interpretada como producto de procesos de exsolución por desmezcla (e.g. Ramdohr, 1980). Sin embargo, los estudios posteriores realizados en las relaciones de fases del sistema Cu-Fe-Zn-S (e.g. Kojima y Sugaki, 1984, 1985), demostraron que la solubilidad del Cu en la solución sólida de esfalerita es extremadamente limitada bajo condiciones de presión y temperatura geológicamente importantes. En este contexto no sería posible la formación de esta asociación textural como resultado de exsolución.

Sugaki et al. (1987) sugieren que la formación de gotas de calcopirita en esfalerita es formada como resultado de procesos reemplazo de esfalerita por calcopirita. Por su parte, estudios basados en observaciones detalladas en muestras de yacimientos tipo Kuroko, y en análisis experimentales, han mostrado que la asociación textural calcopirita-esfalerita indicada, puede ser formada también por procesos de coprecipitación (Kojima, 1990). Algunos criterios son sugeridos para discriminar entre reemplazo o co-precipitación como responsables de la formación de la textura "calcopirita disease". Las inclusiones de calcopirita formadas por reacciones de reemplazo comúnmente muestran morfologías de lámelas. Sin embargo, hábitos triangulares y dendríticos ocurren para el caso de la co-precipitación. La textura "calcopirita disease" puede desarrollarse a lo largo de planos de clivaje o microfracturas en esfalerita. Estas áreas normalmente muestran una anisotropía significante bajo la observación de luz reflejada. Tales características pueden ser atribuidas a procesos de reemplazo. El proceso de formación de co-precipitación parece originarse a partir de la nucleación de calcopirita, seguida por la precipitación de esfalerita. De esta manera, los granos finos de calcopirita son considerados como centros de nucleación heterogénea para el crecimiento de la esfalerita (Kojima, 1990).

Estudios realizados en minerales sintéticos y especies naturales indican que la textura calcopirita *disease* desarrollada en esfalerita ricas en Fe, se generan como resultado de procesos de reemplazo y la calcopirita se desarrolla como finas lámelas en esfalerita. Por su parte, la esfalerita formada por mecanismos de co-precipitación, son pobres en Fe y presentan inclusiones de calcopirita como gotas irregulares o formas triangulares (Nagase y Kojima, 1997). Análisis EDS realizados en cristales de esfalerita de Lince-Estefanía reflejan la ausencia de Fe en composición (Figura 3.33). De acuerdo a ésto, a los criterios de clasificación mencionados y a las relaciones texturales observadas entre calcopirita y esfalerita de las muestras del yacimiento Lince-Estefanía, se sugiere que estos minerales se formaron a partir de procesos de nucleación de calcopirita, seguida de la precipitación de esfalerita (co-precipitación) (Figura 3.32C).

La ocurrencia de lámelas de calcopirita en bornita es escasa en el yacimiento y es interpretada como resultado de procesos de exsolución (Figura 3.32D). La calcopirita es principalmente reemplazada por covelina (Figura 3.32E) y localmente por anilita (Figura 3.32F), como minerales de origen supérgeno. Es importante señalar que cuando se está en presencia de una coexistencia de pirita y calcopirita, existe un reemplazo selectivo sólo de calcopirita por anilita (Figura 3.32F). La exposición de calcopirita a condiciones de intemperismo usualmente conduce a remoción de Fe en virtud de la remoción de Cu. Consecuentemente, los márgenes de los granos de calcopirita son alterados y convertidos en minerales secundarios del sistema Cu-S, tales como calcosina, digenita, anilita o covelina (Craig y Vaughan, 1994).



Figura 3.32. Fotomicrografías de relaciones texturales entre los minerales que forman la mena sulfurada en el yacimiento Lince-Estefanía. A: Textura de brechización de calcopirita (Cpy) en pirita (Py) y de reemplazo hipógeno de pirita por calcopirita, además se observa reemplazo de calcopirita (Cpy) por anilita (An) Muestra Z296-29; B: Textura de reemplazo hipógeno de pirita (Py) por calcopirita (Cpy) Muestra Z750-D6; C: Textura "calcopirita *disease*" (Cpy) en esfalerita (Sph) Muestra LE42D; D: Lámela de calcopirita (Cpy) en bornita (Bn) interpretadas como resultado de procesos de exsolución, además se observa reemplazo de bornita (Bn) por covelina (Cv) Muestra Z350-64.



Figura 3.32. Continuación. E: Reemplazo casi total de calcopirita (Cpy) por covelina (Cv) en texturas tipo *network* Muestra Z750-D5; F: Textura de reemplazo envolvente de calcopirita (Cpy) por anilita (An) Muestra DTAN276-1. Además se observa la ocurrencia de cristales de pirita (Py) sin ningún tipo de reemplazo; G: textura mirmequítica entre bornita (Bn) y calcosina-digenita (Cs-Dg), además se observa cristales tabulares de hematita (Hm) Muestra Z296-18; H: textura mirmequítica entre bornita (Bn) y calcosina-digenita (Cs-Dg) Muestra R896-35; I: textura de reemplazo en zonas de fracturas y reemplazo tipo network de calcosina-digenita (Cs-Dg) por covelina (Cv) Muestra Z818-9, J: cristales tabulares de hematita (Hm) Muestra RL535-7.

Calcosina-digenita asociada paragenéticamente con bornita (en menor proporción), representan el evento de mineralización hipógena principal en el yacimiento (Estado 2). El desarrollo de textura mirmequítica entre ambos minerales (Figura 3.32G y 3.32H), textura de bordes mutuos y rectos entre sí, y la ocurrencia de granos de calcosina-digenita en bornita coexistiendo con granos de bornita en calcosina-digenita, sugiere que estos minerales se formaron a partir de una solución sólida calcosina-digenita-bornita, como resultado de procesos de exsolución. Ambos minerales ocurren en la matriz de brechas hidrotermales, como relleno de amígdalas, vetillas, y finamente diseminados en rocas intrusivas y en la masa fundamental de las rocas volcánicas. Cobre nativo y plata nativa ocurren en pequeñas cantidades y se encuentran espacialmente asociados a calcosina-digenita.

Una de las características más importantes observadas en gran parte de las muestras descritas, y que entrega alguna idea relativa acerca de la evolución y fugacidad de oxígeno (fO_2) en la formación del yacimiento, es la relación textural existente entre calcosina-digenita, bornita y hematita (Figura 3.32G). Localmente, agregados de cristales tabulares de hematita forman textura de intercrecimiento con calcosina-digenita y con la asociación calcosina-digenita-bornita (depósito de traslape). Sin embargo, las relaciones texturales entre estas tres fases, indican que la mayor cantidad de hematita precipitó con posterioridad a los sulfuros de Cu (calcosina-digenita y bornita). Estas observaciones sugieren que la hematita pudo acompañar, en parte, al proceso de mineralización sulfurada de Cu, pero ésta fundamentalmente precipitó en un estado más tardío.

Además de las relaciones texturales mencionadas, sulfuros secundarios del sistema Cu-S, de color azulino, y con características ópticas que claramente lo diferencian de los sulfuros de Cu primarios (calcosina-digenita), ocurren ocasionalmente en la zona de contacto entre bornita y calcosina-digenita primaria. Cuando esta asociación mineralógica y textural es observada, es común su asociación con cristales tabulares de hematita en el borde de los granos de sulfuros o en zonas de microfracturas (Figura 3.34). Este fenómeno podría tener un origen en lo establecido por Craig y Vaughan (1994), es decir, formación de sulfuros de Cu secundarios debido a la remoción del Fe (contenido en este caso en la bornita), y su consecuente precipitación de hematita.



Figura 3.33. Espectro de análisis EDS en cristal de esfalerita que co-precipita con calcopirita. Se destaca la ausencia de Fe en su composición. Muestra LE42-D





Los minerales de alteración relacionados paragenéticamente a esta etapa de mineralización principal (calcosina-digenita y bornita) están formados por la asociación clorita-esmectita-epidota-albita-cuarzo-calcita-actinolita. (Figura 3.35), característica de sub-facies esquistos verdes. Minerales, tales como, prehnita y pumpellyita (?) fueron observados de manera muy escasa y a escala microscópica en algunas muestras, pero no relacionadas paragenéticamente con los sulfuros de Cu primarios.

Covelina, anilita, atacamita y crisocola son los productos principales de la etapa de mineralización más tardía de la secuencia paragenética (Figura 3.35). La covelina ocurre como reemplazo de calcopirita, calcosina-digenita y bornita (Figuras 3.32D, 3.32E y 3.32I). El mineral secundario del sistema Cu-S definido en este trabajo microscópicamente y composicionalmente como anilita, es muy escaso en el yacimiento y reemplaza a calcopirita y bornita.

Los minerales oxidados de Cu (atacamita y crisocola) muestran texturas de intercrecimiento. Crisocola y cuprita comúnmente reemplazan a calcosina-digenita. En este estado paragenético, la calcita es el mineral de alteración más abundante y ocurre como relleno de amígdalas, vetillas y microfracturas. Cuarzo y en menor medida yeso ocurren es este estado de mineralización y son principalmente observados rellenando amígdalas y vetillas, respectivamente. La hematita es localmente reemplazada por goethita.
Mineral	Mineralización	Mineralización	Mineralización	
	Temprana	Principal	Supérgena	Oxidada
Clorita - Esmectita				
Epidota				
Albita				
Sericita				
Cuarzo				
Actinolita				
Calcita				
Dinita				
Calcopirita				
Esfalerita				
Bornita	_			
Calcosina-Digenita				
Cobre Nativo				
Plata Nativa				
Galena				
II'.				
Hematita				
Anilita				
Covelina				
Atacamita				
Crisocola				
Calcita				
Goethita				
Cuprita				
Yeso				

Figura 3.35. Secuencia Paragenética observada en el yacimiento Lince – Estefanía, Distrito Michilla. La abundancia relativa de cada una de las especies minerales se representa desde menor (líneas segmentadas finas) a mayor (líneas continuas gruesas).

Geoquímica de minerales metálicos

De todos los minerales sulfurados observados en el yacimiento Lince-Estefanía, el reconocimiento y clasificación de los sulfuros del Sistema Cu-S son los que representan mayor complejidad. Inicialmente, alrededor del año 1940, la mayoría de los mineralogistas reconocían sólo dos minerales sulfurados de Cu (Craig, 1974), calcosina (Cu₂S) y covelina (CuS). Aunque se sabía que la calcosina formaba una solución sólida que llegaba a alcanzar una composición de Cu_{1,8}S, la digenita (el mineral con esta composición) sólo fue establecida como una fase mineral individual en el año 1942 (Buerger, 1942). Posteriormente, tres nuevos minerales fueron establecidos e incorporados al sistema Cu-S: djurleita (Cu₃₁S₁₆), anilita (Cu_{1,75}S) y covelina *blue-remaining* (Cu_{1+x}S). Sin embargo, en el año 1980 se identificaron tres nuevas fases en este sistema: geerita (Cu_{1,60}S) (Goble y Robinson, 1980), yarrowita (Cu₉S₈) y spionkopita (Cu₃₉S₂₈) (Goble, 1980). Estas dos últimas fases fueron reportadas previamente como covelina *blue-remaining*. Desde entonces esta última nomenclatura desaparece de la literatura. Es importante señalar que tanto la yarrowita como la spionkopita requieren no sólo de un detallado estudio óptico para ser identificados, sino que además son necesarios estudios de difracción de rayos-X, debido a que presentan características y patrones de difracción muy similares a los de la covelina.

A continuación se detalla algunas de las características de los principales y más comunes minerales del sistema Cu-S que permiten clasificarlos como fases minerales independientes. Esto, unido a las observaciones microscópicas, relaciones texturales, secuencia de precipitación y composición química, han sido los principales criterios utilizados en este trabajo para clasificar las fases minerales del sistema Cu-S.

La calcosina (Cu₂S) es un mineral estable a temperaturas de ~103°C con un sistema cristalográfico monoclínico. Sobre esta temperatura la calcosina se transforma en una fase hexagonal y es estable en este sistema hasta una temperatura ~435°C. Ninguna de las dos formas mencionadas presentan alguna desviación composicional detectable distinta de Cu:S = 2:1. Sin embargo, la forma cúbica de alta temperatura muestra un campo de solución sólida (calcosina-digenita) que se extiende hasta formar Cu:S ~ 1,75:1 (Figura 3.36).

La digenita (Cu_{1,8}S), de acuerdo a Morimoto y Koto (1970), y Morimoto y Gyobu (1971), es un mineral estable sólo cuando presenta en su estructura una pequeña cantidad de Fe (~1%). A temperaturas ligeramente superiores a los 70°C (entre 76 – 83°C, dependiendo de su composición), la digenita se invierte a su forma cúbica de alta temperatura, la cual es isoestructural con la calcosina de alta

temperatura. La solución sólida entre ambas fases, llega a ser estable a temperaturas sobre ~435°C (Figura 3.36).

La djurleita (Cu₃₁S₁₆) presenta una estabilidad termal máxima de ~93°C. Sobre esta temperatura, este mineral se descompone para formar la estructura hexagonal de la calcosina y la fase cúbica calcosina-digenita (Figura 3.36). La anilita (Cu_{1,75}S) tiene un máximo de estabilidad termal de ~70°C. A temperaturas mayores, la anilita es descompuesta y forma digenita y covelina (Morimoto y Koto, 1970) (Figura 3.36). Tanto la anilita como la djurleita presentan características ópticas muy semejantes a la digenita. El reconocimiento óptico de estos minerales es difícil sin un cuidadoso análisis composicional y de rayos –X (Craig, 1974).



Figura 3.36. Diagrama de temperatura-composición de fases para una porción del sistema Cu-S. Abreviaciones: al=anilita, bcv: covelina "blue remaining", cc: calcosina, cv: covelina, dg; digenita, dj: djurleita, co: cobre. (modificado de, Barton, 1973).

La covelina (CuS) es uno de los sulfuros más llamativos debido a su color de interferencia azul-brillante en luz polarizada plana, y a su pleocroísmo y anisotropismo característico en nícoles cruzados. Esta fase no presenta desviación composicional desde CuS y cristaliza en el sistema hexagonal hasta su temperatura de descomposición de 507°C (Kullerud, 1965).

Resultados de análisis por microsonda electrónica

Los análisis mediante microsonda electrónica se realizaron en los principales sulfuros hipógenos (pirita, calcopirita, calcosina-digenita, bornita) y supérgenos (anilita y covelina) descritos en el yacimiento, en un total de 11 muestras (Tablas 3 y 4, Anexo 1) cuyas ubicaciones pueden ser observadas en la Figura 3.37. En este trabajo se ha definido como anilita a aquel sulfuro del sistema Cu-S con contenidos de 1,55<Cu<1,76. El criterio utilizado considera la definición de las fases principales del sistema Cu-S basado en el diagrama de composición-temperatura (Figura 3.36), las observaciones microscópicas (características ópticas y relaciones texturales de reemplazo), y los resultados de composición química obtenidos a partir de los análisis de microsonda electrónica.

La composición química de la pirita fue determinada en las muestras DTAN276-1 y Z296-31, y se obtuvo una fórmula general para este mineral desde $Fe_{0,97}S_2$ a FeS₂. La composición química de la calcopirita fue determinada en las muestras DTAN276-1, Z296-31, Z296-29, y RL630-7. Los valores de los porcentajes en peso totales de todos los elementos analizados en este mineral, considerando mayores (e.g. Cu, Fe y S) y traza (e.g. As, Ag, Zn, Mn, Pb, Sb y Se), varían entre 96,74 % wt y 98,82 % wt. Los estándares utilizados para el análisis de calcopirita indican un % wt total entre 99,55 % wt y 100,3 % wt. Si se comparan los valores de la composición estequiométrica de la calcopirita (Cu= 34,63 % wt, Fe= 30,43 % wt y S= 34,94 %wt) con los datos obtenidos en este trabajo, es posible establecer un déficit de Fe en las muestras analizadas. Este fenómeno sugiere una remoción de Fe de la calcopirita como resultado de procesos de alteración de carácter supérgeno. Todas las muestras analizadas indican que la calcopirita ha sido alterada y reemplazada para formar en sus bordes sulfuros de Cu.



Figura 3.37. Ubicación de muestras seleccionadas para análisis de por microsonda electrónica de minerales metálicos.

La composición química de calcosina-digenita, bornita y covelina (Tabla 3 y 4, Anexo 1) se realizó a partir de seis muestras, cinco de las cuáles son representativas de las tres asociaciones mineralógicas más importantes reconocidas en el yacimiento: (1) calcosina-digenita y calcosina-digenita+bornita, (2) calcosinadigenita+bornita+hematita, (3) calcosina-digenita+covelina+hematita. El mapeo de distribución de los elementos Cu, Fe y S se realizó en calcosina pura (AND327-1) y en calcosina asociada a bornita, hematita (Z-296-18) y covelina (Z-818-9).

En general, la composición mineralógica de la calcosina-digenita es homogénea (Figura 3.38), y presenta una fórmula general Cu_{1,72-1,95}S. A pesar de esto, existe algún grado de traslape en la composición entre los distintos grupos de asociaciones analizadas. En detalle, la calcosina-digenita asociada con bornita y hematita tiene los contenidos de Cu más altos, con una fórmula general Cu_{1,87-1,95}S (INT327-1), mientras que la calcosina-digenita asociada a covelina y hematita (Z-818-9) presenta los contenidos más bajos de Cu (Cu_{1,72-1,78}S). Calcosina-digenita como fase mineral individual y calcosina-digenita asociada sólo a bornita (AND327-1, RL-541-1 y RL-608-2) (excluyendo la ocurrencia de hematita) tiene valores intermedios de contenido de Cu (Cu_{1,8-1,94}S). El Fe contenido en la calcosina-digenita es el único elemento traza analizado cuyo % wt determinado se encuentra sobre el límite de detección, con concentraciones que varían desde <0,1 wt% a 0,67 wt%. Los contenidos de este elemento no muestran ningún tipo de correlación evidente con alguna de la calcosina-digenita de los grupos analizados. El As aparece como un elemento traza significante (<0,15 wt%) sólo en algunas muestras (Tabla 3, Anexo 1).

Además de los análisis anteriores, en la muestra RL641-2 se realizó un total de 10 análisis de microsonda electrónica (*AMTEL*). Esta muestra presenta sólo calcosinadigenita y las composiciones químicas obtenidas varían en un rango desde Cu_{1,93}S a Cu₂S, lo cual certifica la ocurrencia de calcosina (Cu₂S) como especie mineralógica pura. En algunos de los análisis el Fe y el Pb se presentan en concentraciones > 1 % wt (Tabla 4, Anexo 1). La bornita de los grupos analizados presenta ligera variaciones en su composición, con una fórmula estructural $Cu_{4,9-5,3}Fe_{0,85-0,97}S_4$. Los valores obtenidos se encuentran muy cercanos a la composición de la bornita pura (Cu_5FeS_4). Todos los elementos trazas analizados en este mineral (As, Ag, Zn, Sb y Pb) se encuentran en una concentración bajo el límite de detección (<0,1 wt%) (Tablas 3 y 4, Anexo 1).

La ocurrencia de sulfuros de Cu secundarios que reemplazan, principalmente, a calcopirita y bornita, sin considerar a la covelina, presentan una fórmula general $(Cu,Fe)_{1,69-1,82}S$ (Tabla 4, Anexo 1). Las relaciones texturales de esta fase mineral con los sulfuros primarios, sus características ópticas y sus variedades composicionales, permiten definirla como anilita. Su alto contenido de Fe, el cual varía desde 2,14 a 4,23 % wt sugiere que este mineral pudo formarse a partir de la alteración de calcopirita y bornita. Algunos análisis muestran un contenido de Pb >0,22 % wt.

La covelina muestra ligeras variaciones en composición y presenta una fórmula general $Cu_{1,0-1,35}S$, con trazas de Fe y Ag. El rango de variación composicional sugiere que la covelina secundaria pudo formarse a partir de la incompleta transformación de calcosina-digenita, y en el menor de los casos, a partir de bornita y calcopirita. Es posible suponer también la ocurrencia de finas fases de calcosina-digenita en covelina. De esta manera se explicaría su exceso en el contenido de Cu.

La Figura 3.38 muestra mapas de distribución de los elementos Cu, Fe y S realizados en muestras representativas de las asociaciones mineralógicas principales observadas en Lince-Estefanía (Muestras AND327-1, Z296-18 y Z818-9). Dichas asociaciones constituyen la base del estudio de isotopía Re-Os.



Figura 3.38 XR (WDS) Mapeo de distribución de los elementos Cu, Fe y S en calcosina-digenita a partir de muestras representativas de los tres grupos de asociaciones mineralógicas definidas. Cs: calcosina-digenita; Bn: bornita; Hm: hematita; Cv: covelina. La escala en (A) y (B) son 500 μ m, y la de (C) es 200 μ m. A: Muestra AND327-1, B: Muestra Z296-18, C: Muestra Z818-9.

REFERENCIAS

Barton, P.B. 1973. Solid solutions in the system Cu-Fe-S. Part I: The Cu-S and CuFe-S joins. Economic Geology, Vol. 68, p. 455-465.

- **Barton, P.B 1978.** Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe mine, Akita Prefecture, Japan. Mining Geology, Vol. 28, p. 293–300.
- Barton, P.B. 1991. Ore textures: problems and opportunities. Mineralogical Magazine, Vol. 55, p. 303-315.
- Bettison, L. A.; Schiffman, P. 1988. Compositional and structural variations of phyllosilicates from tha Point Sal ophiolite, California. American Mineralogist, Vol. 73, p. 62-76.
- Brown, E.H. 1977. The crossite content of Ca- amphibole as a guide to pressure of metamorphism. Journal of Petrology, Vol. 18, p. 53-72.
- **Buchelt, M.; Tellez, C. 1988.** The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). *In* The southern central Andes (Bahlburg, H.; Breitkreuz, Ch.; Giese, P.; editors). Lecture Notes in Earth Science, Vol. 3, p. 172-182.
- **Buerger, N.W. 1942.** X-ray evidence of the existence of the mineral digenite, Cu₉S₅. American Mineralogist, Vol. 27, p. 712-716.
- Cathelineau, M.; Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 91, p. 235-244.
- Craig, J.R. 1974. The Cu-Fe-S system. Sulfide Mineralogy. Mineralogical Society of America. Short Course Notes, Vol. 1, p.CS64-CS76.
- Craig, J.R.; Vaughan, D.J. 1994. Ore microscopy and ore petrography. John Wiley and Sons. 434 p. New York.
- Espinoza, S.; Véliz, H.; Esquivel, J.; Arias, J.; Moraga, A. 1996. The cupriferous province of coastal range, northern Chile. *In* Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny (Camus, E.; Sillitoe, R. H.; Oetersen, R.; editors). Society of Economic Geologists Special Publications, Vol. 5, p. 19-32.
- Foster, M.D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. US Geology Survey Professional Paper, Vol. 414A, 27 p.
- **Goble, R.Y. 1980.** Copper sílfides from Alberta yarrowite Cu₉S₈ and spionkopite Cu₃₉S₂₈. The Canadian Mineralogist, Vol. 18, p. 511-518.
- **Goble, R.Y.; Robinson, G. 1980.** Geerite, Cu_{1.60}S, a new copper sulphide from Debalk Township, New York. The Canadian Mineralogist, Vol. 18, p. 519-523.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 8, p. 523-548.
- **Kojima, S. 1990.** A coprecipitation experiment on intimate association of sphalerite and chalcopyrite and its bearings on the genesis of Kuroko ores. Mining Geology, Vol. 40, p. 147-158.
- Kojima, S.; Sugaki, A. 1984. Phase relations in the central portion of the Cu-Fe-Zn-S system between 800° and 500°C. Mineralogical Journal, Vol. 12, p. 15-28.
- Kojima, S.; Sugaki, A. 1985. Phase relations in the Cu-Fe-Zn-S system between 500°-300°C under hydrothermal conditions. Economic Geology, Vol. 80, p. 158-171.
- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. American Mineralogist, Vol. 68, p.277 279.

- Kullerud, G. 1965. Covellite stability relations in the Cu-S system. Freiberger Forschungshefte C186, p. 145-160.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.; Nickel, E.H.; Rock, N.M.S.; Schumacher, J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W.; Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. The Canadian Mineralogist, Vol. 35, p. 219-246.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, Vol. 27, p. 745-750.
- Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; La Meyre Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Wooley, A.R.; Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell Scientific Publications*, 193 p. Oxford.
- Le Maitre, R.W. 2002. Igneous Rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sucommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236 p.
- Lucassen, F.; Franz, G. 1994. Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile, Region Antofagasta. Lithos, Vol. 32, p. 273-298.
- Lucassen, F.; Kramer, W.; Bartsch, V.; Wilke, H-G.; Franz, G.; Romer, RL.; Dulski, P. 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18-27°S): indications for a uniform subarc mantle. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 152, p 571-589.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, Nº 70.
- Morata, D.; Aguirre, L. 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20' 30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 16, p. 459-476.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K.; Gotardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, Vol. 173, p. 1123-1133.
- Morimoto, N.; Gyobu, A. 1971. The composition and stability of digenita. American Mineralogist, Vol. 56, p. 1889-1909.
- Morimoto, N.; Koto, K. 1970. Phase relations of the Cu-S system at low temperatures: stability of anilite. American Mineralogist, Vol. 55, p. 106-117.
- Nagase, T.; Kojima, S. 1997. An SEM examination of the chalcopyrite disease texture and its genetic implications. Mineralogical Magazine, Vol. 61, p. 89-97.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 38, p. 757-775.

- Pearce, J.A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In* Orogenic andesites and related rocks (Thorpe, R.S.; editor). John Wiley and Sons, p.525-548. London
- **Pearce, J.A. 1983.** Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* Continental basalts and mantle xenolite, (Hawkesworth, C.J.; Norry, M.J.; editors). Shiva, Chesire, p. 230-249. U.K.
- **Pichowiak, S. 1994.** Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. *In* Tectonics of the Southern Andes (Reutter, K-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J. (editors). Springer-Verlag, p. 203-217.
- **Ramdohr, P. 1980.** The ore minerals and their intergrowth, 2nd ed. Pergamon press, New York, Oxford, 1205 p.
- Robinson, D.; Bevins, R.E.; Rowbotham, G. 1993. The characterization of mafic phylosilicates in low-grade metabasalts from eastern North Greenland. American Mineralogist, Vol. 78, p. 377-390.
- **Rogers, G.; Hawkesworth, C.J. 1989.** A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 91, p. 271-285.
- Ruíz, C.; Aguilar, A.; Egert, E.; Espinoza, W.; Peebles, F.; Quezada, R.; Serrano, M. 1971. Stratabound copper sulphide deposits of Chile. Soc Mining Geol Japan Spec Issue 3, p. 252-260.
- Schiffman, P.; Fridleifsson, G.O. 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 9, p. 679-696.
- Sugaki, A.; Kitakaze, A.; Kojima, S. 1987. Bulk compositions of intimate intergrowths of chalcopyrite and sphalerite and their genetic implications. Mineralium Deposita, Vol. 22, p. 26-32.
- Tatsumi, Y.; Eggins, S. 1995. Subduction zone magmatism. Blackwell Science, 211 p. Cambridge.
- Winter, J.D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Pretince Hall, Sanddle River, New Jersey, 697 p.
- Xie, X.; Byerly, G.R.; Ferrell, R.E. 1997. IIb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 126, p. 275-291.

CAPÍTULO 4 GEOCRONOLOGÍA

4.1 – INTRODUCCIÓN

Precisar la edad de procesos de mineralización y la edad de aquellos procesos relacionados a su contexto geológico, es un problema fundamental para entender la génesis de un determinado yacimiento y su dinámica de formación. El establecimiento de las edades de los procesos mencionados, permite, entre otros aspectos, generar estrategias de exploración no sólo a escala local, si no que también a nivel regional.

En los capítulos anteriores se ha descrito de manera detallada la geología del yacimiento Lince-Estefanía. El contexto geológico local ha permitido inferir una estrecha relación temporal entre la extrusión de la secuencia de lavas de la Formación La Negra como roca huésped fundamental de la mineralización de Cu, los procesos de mineralización principal de sulfuros de Cu que dieron lugar a la formación de Lince-Estefanía, y parte de la actividad intrusiva desarrollada en el sector, probablemente relacionada en su génesis con la formación de los yacimientos estratoligados de Cu. A esto es posible agregar el reconocimiento de asociaciones mineralógicas de alteración relacionadas texturalmente a la formación de los minerales de Cu.

Basado en lo anterior, el objetivo principal de este capítulo es precisar la edad de los sucesivos y/o simultáneos procesos involucrados en la formación del yacimiento Lince-Estefanía, sean estos procesos magmáticos, mineralizadores y de alteración local. Consecuentemente, se contribuye al conocimiento de la evolución del arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior de la actual Cordillera de la Costa del Norte de Chile.

La edad de la actividad magmática volcánica e intrusiva representada en el yacimiento, así como la edad de procesos de alteración local es determinada a través del método de datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Por su parte, la edad del principal proceso de

mineralización primaria sulfurada de Cu de Lince-Estefanía es determinada a través del método de datación Re-Os. Las metodologías de trabajo utilizadas en este capítulo, los resultados obtenidos y la discusión de éstos, están resumidos en los artículos: "Re-Os isotope systematics for the Lince – Estefanía deposit: Constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera, northern Chile" (Tristá-Aguilera et al., 2006), "Time-relationships between volcanism-plutonism-alteration-mineralization in Cu-stratabound ore deposits from the Michilla mining district, northern Chile: a ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological approach" (Oliveros et al., 2007), "Origin and age of Cu-stratabound ore deposits: Michilla District, northern Chile" (Tristá-Aguilera et al., 2005), "Geoquímica de los intrusivos subvolcánicos en el yacimiento Lince-Estefanía, Norte de Chile: cambios en las fuentes de los magmas" (Tristá-Aguilera et al., 2006), y "Método ⁴⁰Ar-³⁹Ar en minerales de ganga: una aproximación a la edad de la mineralización de cobre en los yacimientos Mantos Blancos y Michilla, Cordillera de la Costa, Norte de Chile (Oliveros et al., 2006), incorporados en el Anexo 2.

4.2 - PRINCIPIOS FUNDAMENTALES DE LOS MÉTODOS DE DATACIÓN ⁴⁰Ar-³⁹Ar y Re-Os.

4.2.1 - Método de Datación ⁴⁰Ar-³⁹Ar

El método de datación ⁴⁰Ar-³⁹Ar fue descrito inicialmente por Merrihue y Turner (1966) y ha sido considerado como una herramienta geocronológica fundamental que permite conocer, por ejemplo, la edad de enfriamiento inicial de una muestra de roca que ha sido perturbada, la edad del último evento causante de alguna perturbación, las características de migración de argón dentro de una muestra y la historia termal de los últimos eventos que pudieron afectarla.

El método de datación 40 Ar- 39 Ar está basado en la desintegración radioactiva de un isótopo natural de K (40 K) a un isótopo estable de argón (40 Ar). Este fenómeno

ocurre en minerales con contenido de K (e.g. feldespato, hornblenda, biotitas, muscovita, etc.) que retienen Ar radiogénico, considerando sus temperaturas de cierre.

Los isótopos naturales de K corresponden a ³⁹K (93,258 %), ⁴⁰K (0,01167%) y ⁴¹K (6,7302 %). El ³⁹K y ⁴¹K son isótopos estables, mientras que el ⁴⁰K es un isótopo radioactivo que tiene una vida media de 1250 Ma (McDougall y Harrison, 1999). El ⁴⁰K se desintegra naturalmente a ⁴⁰Ar (por captura de un electrón) y a ⁴⁰Ca (por emisión de un electrón). Ambos corresponden a productos estables.

En este método de datación, se asume que las abundancias relativas de los isótopos de potasio son constantes en rocas y minerales. Este supuesto es necesario, ya que no se mide directamente la abundancia de ⁴⁰K. La abundancia de ³⁹K es medida a través del ³⁹Ar. Por lo tanto, el ⁴⁰K es derivado a partir de la composición isotópica de potasio, conocida y bien fundamentada.

La muestra con contenido de potasio es irradiada en un reactor nuclear para permitir la producción de ³⁹Ar, por medio de la interacción con neutrones rápidos. La reacción involucrada corresponde a ³⁹K₁₉ $(n,p)^{39}$ Ar₁₈. El ³⁹Ar es a su vez un isótopo inestable y se desintegra para formar ³⁹K por emisión de partículas beta, con una vida media de 269 años. Sin embargo, debido a su lenta tasa de desintegración, el ³⁹Ar puede ser tratado como isótopo estable durante el corto período de tiempo que involucra un determinado análisis.

Una vez irradiada la muestra, ésta es situada en un sistema de ultra vacío, y el argón es extraído por fusión, para luego ser purificado y analizado isotópicamente en un espectrómetro de masa (Merrihue y Turner, 1966). De esta manera es posible medir las abundancias relativas de ⁴⁰Ar, ³⁹Ar, ³⁸Ar, ³⁷Ar y ³⁶Ar. Cuando la muestra con contenidos de K es irradiada, los isótopos de Ar son formados por una serie de reacciones de interferencia que involucra al potasio, al calcio y al cloro. La razón ⁴⁰Ar*/³⁹Ar es corregida por estas reacciones de interferencia (usando principalmente el ³⁷Ar) y utilizando el ³⁶Ar para corregir la presencia de ⁴⁰Ar atmosférico. La razón

 ${}^{40}\text{Ar}^{*/39}\text{Ar}$ es proporcional a la razón ${}^{40}\text{Ar}^{*/40}\text{Ar}$ en la muestra y, por lo tanto, es proporcional a la edad.

La edad medida por este método corresponde al tiempo desde el cual al argón acumulado quedó atrapado en la roca o mineral. Para que esta edad tenga significado geológico, el sistema debe permanecer cerrado y en este caso se asume que:

- a) El ⁴⁰Ar sólo se forma por desintegración radioactiva
- b) Existe una corrección apropiada por la presencia de argón atmosférico
- c) El ⁴⁰Ar radiogénico no escapa de la muestra
- d) No hay incorporación de ⁴⁰Ar al momento de la formación del mineral o posteriormente a ello
- e) La concentración de ⁴⁰K sólo varía por desintegración radioactiva
- f) Las constantes de desintegración son correctas e independientes de las condiciones físicas y químicas y, no han cambiado en el tiempo.

Derivación de la ecuación de edad

Como se ha mencionado, el método de datación ⁴⁰Ar-³⁹Ar está basado en la formación de ³⁹Ar por irradiación de muestras con contenido de K, en un reactor nuclear. La reacción deseada es:

$${}^{39}\text{K}_{19}(n,p){}^{39}\text{Ar}_{18}$$

El número de átomos de ³⁹Ar formado en la muestra por la irradiación corresponde a:

$$^{39}Ar = ^{39}K\Delta T \int \varphi(\varepsilon)\sigma(\varepsilon)d\varepsilon$$
(4.1)

donde:

³⁹K: es el número de átomos de este isótopo en la muestra irradiada

 ΔT : es la duración de la irradiación

 $\varphi(\epsilon)$: es la densidad del flujo de neutrones de energía ϵ

 $\sigma(ε)$: es la captura de ³⁹K para neutrones teniendo una energía ε.

El número de átomos de ⁴⁰Ar radiogénico (escrito como ⁴⁰Ar* para distinguirlo del ⁴⁰Ar atmosférico) presente en la muestra debido a la desintegración de ⁴⁰K durante su vida media es:

$${}^{40}Ar^* = \frac{\lambda e}{\lambda} {}^{40}K(e^{\lambda t} - 1)$$
(4.2)

donde:

 λ_e = es la constante de desintegración de ⁴⁰K para la captura de un electrón λ = es la constante de desitegración total de ⁴⁰K.

Después de la irradiación neutrónica de la muestra, la razón ⁴⁰Ar*/³⁹Ar está dada por:

$$\frac{{}^{40}Ar^{*}}{{}^{39}Ar} = \frac{\lambda e}{\lambda} \frac{{}^{40}K}{{}^{39}K} \frac{1}{\Delta T} \frac{e^{\lambda t} - 1}{\int \varphi(\varepsilon)\sigma(\varepsilon)d\varepsilon}$$
(4.3)

La ecuación anterior se simplifica definiendo un parámetro adimensional J de la siguiente manera:

$$J = \frac{\lambda}{\lambda e} \frac{{}^{39}K}{{}^{40}K} \Delta T \int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon$$
(4.4)

Este parámetro es sustituido en la ecuación 3 y, por lo tanto,

$$\frac{{}^{40}Ar^{*}}{{}^{39}Ar} = \frac{e^{\lambda t} - 1}{J}$$
(4.5)

El valor J se obtiene a partir del análisis por irradiación de muestras estándar de edad conocida para monitorear el flujo de neutrones. Después de que la razón ⁴⁰Ar*/³⁹Ar del monitor ha sido medida, J puede ser calculado a partir de la ecuación 4.6:

$$J = \frac{e^{\lambda t_m} - 1}{{}^{40}Ar^{*/39}Ar}$$
(4.6)

donde: t_m : es la edad conocida del flujo del monitor ${}^{40}Ar^*/{}^{39}Ar$: es el valor medido de esta razón en el monitor.

Los valores de *J* son entonces calculados utilizando la ecuación 4.6, y son graficados como una función de la posición en el portamuestra. Los respectivos valores de *J* de las muestras analizadas, son obtenidos por interpolación en el gráfico resultante a partir de sus posiciones conocidas en el portamuestra. Las razones ${}^{40}\text{Ar}*/{}^{39}\text{Ar}$ de las muestras analizadas son utilizadas para calcular la edad en el sistema ${}^{40}\text{Ar}*/{}^{39}\text{Ar}$ como muestra la ecuación 4.7:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{40}Ar *}{{}^{39}Ar} J + 1 \right)$$
(4.7)

En el caso ideal, se asume que todo el ⁴⁰Ar en la muestra irradiada es o radiogénico o atmosférico, que todo el ³⁶Ar es atmosférico, y que el ³⁹Ar es producido sólo por la reacción ³⁹K(n,p)³⁹Ar. En este caso los valores medidos de las razones ⁴⁰Ar/³⁹Ar y ³⁶Ar/³⁹Ar pueden ser usados para calcular la razón de ⁴⁰Ar a ³⁹Ar radiogénico.

El ³⁶Ar es una forma estable de argón no producida por desintegración radioactiva. La atmósfera terrestre ha estado enriquecida en ³⁶Ar como resultado de la desgasificación de la Tierra primordial. La razón ⁴⁰Ar/³⁶Ar ha sido la de la atmósfera

actual (295,5) en los últimos 3Ga (Kelley, 1995). Todas las rocas a ser analizadas tienen una componente de argón (contenido en ella o aportado por el sistema al vacío), que se asume es derivada de la atmósfera, y que el ⁴⁰Ar acompañante es 295,5 x ³⁶Ar. Esta componente de ⁴⁰Ar se le conoce como la componente atmosférica (⁴⁰Ar *atm*), y su presencia se se corrige al ⁴⁰Ar medido por simple sustracción, bajo el supuesto de que todo el ⁴⁰Ar medido es una mezcla de argón radiogénico y atmosférico, como se ha mencionado. Así la razón ⁴⁰Ar*/³⁹Ar se puede corregir de la siguiente forma:

$$\frac{{}^{40}Ar}{{}^{39}Ar} = \left(\frac{{}^{40}Ar}{{}^{39}Ar}\right)_m - 295,5 \left(\frac{{}^{36}Ar}{{}^{39}Ar}\right)_m$$
(4.8)

donde: subíndice *m*: indica los valores medidos

295,5: corresponde a la razón 40 Ar/ 36 Ar atmosférico.

Es importante señalar que el ⁴⁰Ar contenido en una roca o mineral tiene los siguientes nombres según la fuente que lo provee:

Argón radiogénico: ⁴⁰Ar formado por desintegración in situ de ⁴⁰K.

Argón atmosférico: ⁴⁰Ar cuando existe en una proporción equivalente a la atmósfera actual (40 Ar/ 36 Ar = 295,5).

Argón heredado: ⁴⁰Ar de origen esencialmente radiogénico incorporado a la roca o mineral, proveniente de un material más antiguo.

Argón atrapado: ⁴⁰Ar incorporado al momento de la formación del mineral o durante un evento posterior. Su origen puede ser atmosférico proveniente de fluidos meteóricos o radiogénico proveniente de fluidos metamórficos.

4.2.2 - Método de Datación Re-Os

El sistema isotópico Re-Os es un trazador global de procesos geoquímicos (Allègre y Luck, 1980). El carácter calcófilo y siderófilo que tienen ambos elementos en la naturaleza, permite que se concentren en metales y minerales sulfurados y que se

encuentren prácticamente ausentes en minerales silicatados. Estas propiedades han permitido que la sistemática del Re-Os haya adquirido gran importancia en el estudio metalogénico de yacimientos, principalmente, en las últimas dos décadas (e.g. Allègre y Luck, 1980; Luck y Allègre, 1982; Freydier et al., 1997; Ruíz y Mathur, 1999; Mathur et al., 2000).

El método de datación Re-Os permite obtener directamente la edad de procesos de mineralización (e.g. Luck y Allègre, 1982; Ruíz y Mathur, 1999; Marthur et al., 2000; Barra et al., 2003). Además, el Os ha sido reconocido como un importante indicador de fuentes mantélicas o corticales de los sulfuros de metales base debido a que es un elemento que tiene un marcado comportamiento compatible a altamente compatible en relación al Re, durante la fusión parcial del manto (Morgan et al., 1981). Su retención en el manto como inclusiones en fases tales como olivino y cromita (Barnes et al., 1985), ha actuado como un indicador de la composición isotópica y concentración del manto en el tiempo (Figuras 4.1 y 4.2) (Shirey y Walker, 1998). A diferencia del Os, el comportamiento del Re no es totalmente consistente con la incompatibilidad de este elemento durante la fusión parcial del manto. Altas concentraciones de Re en el manto residual parece ser un fenómeno mejor explicado por su comportamiento calcófilo (afinidad con el S) (Mitchell y Keays, 1981; Barnes et al., 1985).

De manera general, las diferencias en los comportamientos químicos de Re y Os traen como consecuencia que los productos generados tendrán variaciones de las razones Re/Os en el tiempo (e.g. Shirey y Walker, 1998), y que además dicha razón sea altamente enriquecida en la corteza en relación al manto. De esta manera, la isotopía de Re-Os ha sido utilizada como un importante trazador de la fuente de procesos magmáticos formadores de mena (e.g. Lambert et al., 1999) considerando y comparando la razón inicial de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de sulfuros de metales base con aquellas de probables fuentes corticales y mantélicas.



Figura 4.1. Línea de evolución del manto considerando el promedio de la composición de Condritos entre un *IIIA iron meteorite* con una razón inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de 0,09531 a los 4558 Ma (A) y un condrito actual con una razón ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de 0,1270 (B). Tomado de Shirey y Walker (1998).



Figura 4.2. Comparación de datos de razones iniciales ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de condritos con datos del manto superior primitivo (PUM). Los datos del PUM son significantemente más radiogénicos que el de los condritos carbonáceos pero se encuentran bien restringidos dentro del rango de las composiciones definidas para condritos ordinarios y enstatita (Tomado de Meisel et al., 2001).

Geoquímica del sistema Re-Os

El sistema Re-Os se basa en la desintegración radioactiva de ¹⁸⁷Re a ¹⁸⁷Os, por emisión de partículas β . En la naturaleza, el Re está formado por dos isótopos, ¹⁸⁵Re (37,40 % atómico) y ¹⁸⁷Re (62,60% atómico). Por su parte, el Os está compuesto por siete isótopos (¹⁸⁵Os- 0,0177%, ¹⁸⁶Os- 1,593% (variable), ¹⁸⁷Os- 1,513% (variable), ¹⁸⁸Os- 13,29%, ¹⁸⁹Os- 16,22%, ¹⁹⁰Os- 26,38% y ¹⁹²Os- 40,98%), y sus abundancias absolutas y el peso atómico del Os varían debido a que el ¹⁸⁶Os y ¹⁸⁷Os son isótopos hijos generados por desintegración radioactiva. El ¹⁸⁶Os se genera por la desintegración del ¹⁹⁰Pt, mientras que el ¹⁸⁷Os es producido por desintegración del ¹⁸⁷Re (e.g. Walker et al., 1997; Shirey y Walker, 1998). De esta manera, la composición isotópica del Os en rocas y minerales está formada por la combinación de Os inicial o común (Os⁰), el cual es incorporado a la estructura cristalina de algunos minerales (en particular, en minerales sulfurados y oxidados) en el momento de su cristalización a partir de un magma silicatado o sulfurado); y Os radiogénico (Os*), el cual se genera por la desintegración del ¹⁸⁷Re en función del tiempo (*sensu* Lambert et al., 1999).

De acuerdo a lo planteado, matemáticamente, la composición isotópica del Os de rocas y minerales está dada por las siguientes ecuaciones:

Os total medido =
$$Os^0 \operatorname{común} + Os^* \operatorname{radiogénico}$$
 (1)

$$({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os}) = ({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os})^0 + ({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os})^*$$
(2) y,

$$({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os}) = ({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os})^0 + ({}^{187}\text{Re}/{}^{188}\text{Os})(e^{\lambda t} - 1)$$
(3)

donde: $(^{187}Os/^{188}Os)$ = Os total medido λ = Constante de desintegración de ^{187}Re t= Edad de cristalización.

Los datos de isotopía de Re-Os son presentados como razones normalizadas a un isótopo de Os estable, en este caso ¹⁸⁸Os (Shirey y Walker, 1998).

Es importante hacer notar que uno de los problemas fundamentales que ha abordado la sistemática del Re- Os, ha sido el de determinar y precisar la constante de desintegración del ¹⁸⁷Re (e.g. Herr et al., 1954; Luck y Allègre, 1983; Linder et al., 1989; Smoliar et al., 1996). Smoliar et al. (1996) precisó el valor de esta constante a partir de 12 análisis realizados en meteoritos "Irons" del grupo IIIAB, cuyo valor es de $\lambda = 1,666 \pm 0,017 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$, equivalente a una vida media para el ¹⁸⁷Re de (4.160 ± 0,042) x 10¹⁰ años. El valor de la constante de desintegración, es el actualmente aceptado y es el utilizado en este trabajo de investigación.

La edad Re-Os de rocas y minerales puede ser determinada a partir del método de la isócrona. Para un escenario co-genético de rocas y minerales, la ecuación (3) permite obtener una relación lineal, referida como una "isócrona", cuando los datos son graficados en ejes coordenados. El eje de la abscisa corresponde al ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os medido y el de la ordenada corresponde a ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os medido. La edad puede ser calculada a partir de la pendiente de la línea (derivada de una algoritmo de regresión de mínimos cuadrados tal como ISOPLOTTM, Ludwig, 2001), utilizando la relación m $= e^{\lambda t} - 1$. El intercepto de la recta en el eje y, derivado del mismo análisis de regresión, permite obtener el valor de la composición isotópica inicial. Este método también entrega una medida de la calidad del ajuste de la isócrona utilizando un parámetro denominado MSWD (mean square of the weighted deviates) (Brooks et al., 1972). Los valores MSWD < 2.5 indican que los datos se encuentran bien correlacionados y que la falta de precisión en la edad y en la composición isotópica inicial, pueden ser sólo consideradas como errores analíticos. Los valores mayores a 2,5 sugieren que los datos exhiben una gran dispersión, probablemente debido a disturbios del sistema isotópico (e.g. metamorfismo, alteración hidrotermal), o a variaciones en la composición isotópica inicial (e.g. rocas o minerales de distinto origen). La recta generada con un MSWD > 2,5 recibe el nombre de errorcrona (Brooks et al., 1972).

Freydier et al. (1997) estableció dos métodos para obtener isócronas de gran precisión. El primero de ellos consiste en utilizar múltiples "splits" desde una misma muestra, y el segundo método consiste en analizar diferentes muestras de minerales que son co-genéticos. Esto se basa en el fundamento de que la distribución del Re y el Os en los sulfuros parece no estar controlada por sitios químicos cristalográficos y así, una fase sulfurada determinada en un yacimiento puede tener distintas concentraciones de Re y Os y razones Re/Os. Las imprecisiones en la obtención de la edad, dependerá por ejemplo, de la homogeneidad isotópica del sistema hidrotermal (Freydier et al., 1997).

El aumento del uso del sistema Re-Os ha sido incentivado por la sensibilidad de las mediciones y las precisiones analíticas de este método de datación. Para optimizar los datos de Re y Os y obtener mayor precisión en la isócrona, el que exista un completo equilibrio de ambos elemento en el *spike* y en la muestra durante la dilución isotópicas es de vital importancia.

Los espectrómetros de masa pueden ser utilizados para determinar la concentración de un elemento en una muestra mediante una técnica analítica denominada dilución isotópica (Moore et al., 1973). Este método está basado en la determinación de la composición isotópica de un elemento en una mezcla de una cantidad conocida de un *spike* con una cantidad desconocida del elemento normal. El *spike* es una solución (líquido o gas) que contiene una concentración conocida de un elemento particular cuya composición isotópica ha sido cambiada por el enriquecimiento de uno de sus isótopos. La muestra que es analizada contiene una concentración desconocida del elemento cuya composición isotópica es conocida. Así, cuando una cantidad conocida de una muestra-solución es mezclada con una cantidad conocida de la mezcla puede ser usada para calcular la cantidad del elemento en la muestra-solución.

Estudios experimentales han podido establecer que el método del *Carius tube* (Shirey y Walker, 1995), a diferencia del antes utilizado método de disolución en recipientes de teflón, permite la total disolución de los minerales y/o elementos del grupo del Pt (PGE). Además es posible mediante este método extraer la mayoría o todo el Re y el Os contenido en una matriz silicatada. Este procedimiento también

conduce a una total oxidación del Re y el Os a sus más altas valencias y así, promueve el completo equilibrio químico de estos elementos con los isótopos enriquecidos (*spikes*) que son agregados para el análisis de dilución isotópica. El método del *Carius tube* permite una mayor reproducibilidad de la composición isotópica de las muestras. Las reacciones químicas ocurren a una T=240°C, alta presión y por un tiempo aproximado de 12 h (Shirey y Walker, 1995).

Una vez que se ha logrado el equilibrio y la total disolución de la muestra, el Os es separado y purificado en dos estados de destilación. El Re por su parte es purificado en dos etapas de columnas de intercambio aniónico. El resultado de esta separación son dos especies moleculares correspondientes a OsO_3^- y ReO_4^- .

La concentración de Os es muy baja en la mayoría de las rocas, normalmente entre 1 – 0,01 ppb (e.g. Morgan y Lovering, 1967). Para ser ampliamente aplicable, una técnica isotópica debe tener la sensibilidad suficiente como para analizar concentraciones de Re y Os del orden de los nanogramos y sub-nanogramos. La aplicación del esquema de desintegración de ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os a problemas geológicos fue iniciado por Allègre y Luck (1980) quienes mostraron que el análisis isotópico de Os y Re separados isotópicamente, puede ser determinado por espectrometría de masa de iones secundarios (SIMS: *Secondary Ion Mass Spectrometry*). El análisis isotópico posteriormente también fue realizado por *Resonance Ionization Mass Spectrometry* (RIMS) (Walker y Fassett, 1986), *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS) (Fehn et al., 1986) y por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS) (Russ et al., 1987).

El desarrollo del análisis isotópico mediante espectrometría de masa de iones termales negativos (NTIMS: *Negative thermal ion mass spectrometry*) y el perfeccionamiento de esta técnica equipados con un colector Faraday y un multiplicador de iones secundarios, entre otros elementos complementarios, ha permitido que dicha técnica presente ventajas en cuanto a precisión, sensibilidad y eficiencia en la ionización por sobre las otras técnicas mencionadas (Creaser et al.,

117

1991). Las razones isotópicas de Os han sido determinadas con una precisión mejor que $\pm 2\%$ para 4 ng de Os y $\pm 5\%$ para 70 pg de Os. El límite de detección del Os es estimado ser más bajo que 10⁻¹⁴ g. Los análisis isotópicos mediante NTIMS pueden ser realizados utilizando equipos analíticos relativamente simples y viables. La técnica ha sido desarrollada para producir un intenso haz de iones de óxidos cargados negativamente. En el caso del sistema Re-Os, las principales especies observadas en el espectro de masa corresponden a OsO₃⁻ y ReO₄⁻, y el espaciamiento observado entre ellas no permite interferencia isobárica entre el ¹⁸⁷Re y ¹⁸⁷Os (Figura 4.3; Creaser et al., 1991).



Figura 4.3. Espectro de masa en unidades de masa atómica. El Renio es producido como especie ReO_{4}^{-} , mientras que el Osmio es producido como especie OsO_3^{-} . Tomado de Creaser et al. (1991).

4.3 - EDAD DEL MAGMATISMO Y DE LA ALTERACIÓN ASOCIADA A LA FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DEL YACIMIENTO LINCE-ESTEFANÍA

4.3.1 - Introducción

La presencia de grandes volúmenes de rocas volcánicas e intrusivas a lo largo de la actual Cordillera de la Costa del Norte de Chile, son el resultado del desarrollo del arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior. Este arco magmático habría sido desarrollado en un régimen tectónico extensional a transtensional, como consecuencia de una subducción extremadamente oblicua de la Placa Phoenix en dirección SSE, relativo al margen continental de sudamérica (e.g. Scheuber y Reutter, 1992; Scheuber y González, 1999).

La Formación La Negra representa en el norte de Chile, la mayor expresión de la actividad volcánica desarrollada durante la evolución de este arco magmático. Esta formación se encuentra intruida por cuerpos granitoides y diques. Las unidades de rocas mencionadas presentan fases minerales secundarias que representan eventos de alteración de carácter regional y de alteración hidrotermal de carácter local (e.g. Losert, 1973). La alteración de carácter local se ha asociado a la formación de los yacimientos estratoligados de Cu alojados principalmente en las rocas volcánicas de la Formación La Negra (Losert, 1973). A su vez, el origen y formación de los yacimientos mencionados se ha relacionado con el emplazamiento de intrusivos subvolcánicos, sean estos diques o "stocks" (e.g. Espinoza et al., 1996).

Como se ha mencionado en el Capítulo 1 de esta Tesis, existen varios modelos que sugieren cómo se habrían formado los yacimientos estratoligados de Cu alojados en la Formación La Negra. De acuerdo a esto, se considera necesario ubicar temporalmente los principales procesos geológicos relacionados con el inicio de la formación del yacimiento Lince-Estefanía. Por lo tanto, este tópico tiene como objetivo precisar, a través del método de datación ⁴⁰Ar-³⁹Ar, la edad de los principales procesos magmáticos y de alteración local asociados a la formación del yacimiento. De esta manera es posible establecer una relación cronológica entre volcanismo, emplazamiento de intrusivos subvolcánicos pre-mineralización y post mineralización, y los eventos de alteración local. Estos datos serán comparados con los datos obtenidos de isotopía de Re-Os de sulfuros de Cu primarios del yacimiento.

4.3.2 - Descripción de las muestras analizadas

Las muestras VO31 y VO148, corresponden a muestras de rocas volcánicas (andesitas) obtenidas a una distancia aproximada de 5 km al suroeste del yacimiento

Lince-Estefanía. Ambas muestras fueron extraídas desde zonas que se encuentran alejadas también del resto de los yacimientos ubicados en el Distrito Michilla y, aunque no se conoce con precisión sus posiciones estratigráficas en relación a la secuencia volcánica donde se desarrolló el yacimiento, dichas muestras permiten tener una mejor estimación de la edad de la secuencia volcánica de la Formación La Negra en zonas cercanas al yacimiento.



Figura 4.4. Ubicación de las muestras de rocas volcánicas e intrusivos subvolcánicos seleccionados para datación ${}^{40}Ar$ - ${}^{39}Ar$.

Una muestra de roca volcánica fue obtenida del yacimiento Lince –Estefanía a partir de un sondaje de diamantina. Ésta corresponde a la muestra RL536-3 con ausencia de minerales de mena y ubicada a 265 ms.n.m (Figura 4.4).

Los fenocristales de las rocas volcánicas están formados principalmente por plagioclasa (An_{64,8-48,2}Ab_{48,9-38,3}Or_{3,3-1,4}) (ver Artículo 5, Anexo 2), clinopiroxenos y óxidos de Fe (magnetita y titanomagnetita). La masa fundamental está formada por microlitos de plagioclasa, minerales máficos, óxidos de Fe y vidrio recristalizado. Los minerales secundarios son inherentes a estas rocas. Las plagioclasas se encuentran generalmente albitizadas y presentan reemplazo por sericita. Clorita y epidota ocurren en estas rocas como minerales de alteración, fundamentalmente de la masa fundamental. Los fenocristales máficos se encuentran parcialmente reemplazados por filosilicatos máficos (clorita-esmectita). La asociación clorita (esmectita)-epidota-actinolita, se observa como relleno de amígdalas en la muestra RL536-3 (Figura 4.5).



Figura 4.5. Fotomicrografía de amígdala rellena con la asociación clorita (Chl) - epidota (Ep) - actinolita (Act). Muestra RL-536-3. Nícoles cruzados.

Rocas intrusivas

Dos muestras de rocas correspondientes a intrusivos pre-mineralización y postmineralización, fueron extraídas de los niveles 760 ms.n.m y 740 ms.n.m, respectivamente (Figura 4.4). La muestra RS18 es equivalente con la muestra RL605D1 (ver tópico 3.3.1, Figura 3.4,) y corresponde a un intrusivo de composición diorítica formada por ortopiroxeno (En_{71,7-73,9}Fs_{22,7-24,1}Wo_{3,4-4,0}), clinopiroxeno (En_{38,5-45,2}Fs_{18,0-22,5}Wo_{34,7-41,1}), plagioclasa (An_{46,1-61,1}Ab_{37,5-51,7}Or_{0,9-2,6}) y escasa biotita. Los minerales de alteración están formados por una leve sericitización de plagioclasa y por un reemplazo parcial de biotita por filosilicatos máficos. La muestra DTA740 es equivalente con la muestra RL641D (ver tópico 3.3.1, Figura 3.5) y corresponde a un dique de composición dacítica. Este dique presenta una textura porfidica y está formado por fenocristales de anfibol idiomórficos del tipo tschermakita-hornblenda, algunos de ellos zonados y ocasionalmente reemplazados por clorita, y por fenocristales de plagioclasa (An_{1,5-5,4}Ab_{87,8-97,8}Or_{0,01-10,4}) de aspecto sucio y alterados a minerales de arcilla. La masa fundamental de esta roca está formada por microlitos de plagioclasa, minerales oxidados de Fe, y cuarzo.

4.3.3 - Método Analítico

En acuerdo con el trabajo en colaboración realizado durante el desarrollo de esta tesis, mencionado en el Capítulo 1, se señala que el procedimiento para determinar la edad de los procesos que dieron lugar a la formación de rocas volcánicas e intrusivas por el método de datación ⁴⁰Ar-³⁹Ar, las condiciones analíticas y los criterios para definir un *plateau* se encuentran detalladamente explicados en el Artículo 5, Anexo 2. Asimismo en dicho artículo se puede encontrar en mayor detalle los resultados de microsonda electrónica realizado en los distintos minerales.

4.3.4 - Resultados

El detalle de los datos isotópicos obtenidos se muestra en las Tablas 1 y 2 (Artículo 5, Anexo 2). La edad y espectro de la razón ${}^{37}Ar_{Ca}/{}^{39}Ar_{K}$ pueden ser

observados en las Figuras 3 y 4 (Artículo 5, Anexo 2). Los análisis de microsonda electrónica de las razones Ca/K para plagioclasa fresca o inalteradas ($An_{67-49}Ab_{49-31}Or_{3-1}$) se muestran en la Tabla 3 (Artículo 5, Anexo 2).

Minerales primarios

Plagioclasa

La plagioclasa de la muestra VO31 (roca volcánica de la Formación La Negra), permite una edad espectro perturbada que consiste de una parte de baja temperatura, con una edad promedio de 153,7±1,8 Ma (50% del ³⁹Ar liberado), seguida de un aumento de la edad en relación a la temperatura (Figura 4.6). La edad promedio de alta temperatura de 163,6±1,8 Ma se correlaciona con los valores más altos de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K y representa la mejor estimación de la edad de este flujo de lavas. Por su parte, la edad de baja temperatura es el resultado de la mezcla de sericita/plagioclasa, y en este sentido la edad determinada podría representar la edad del proceso de alteración que dio lugar a la formación de la sericita.



Figura 4.6. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el Distrito Michilla (muestra VO31). El rectángulo sombreado muestra las razones ³⁷Ca/³⁹K deducidas a partir de los análisis de microsonda (datos en la Tabla 3 - Artículo 5, Anexo 2). Las edades *plateau* e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ .

La plagioclasa de la muestra VO148 (roca volcánica de la Formación La Negra) permite una edad *plateau* de 159,9 \pm 1,0 Ma (Figura 4.7, 85,6% de gas liberado), la cual es ligeramente más joven que la edad de alta temperatura obtenida para la muestra VO31, pero de igual manera representaría la edad de la secuencia volcánica en el sector. En este caso las razones ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K correspondientes aumentan pero en el rango dado por los análisis de microsonda para plagioclasa fresca.



Figura 4.7. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el Distrito Michilla (muestra VO148). El rectángulo sombreado muestra las razones ³⁷Ca/³⁹K deducidas a partir de los análisis de microsonda (datos en la Tabla 3 - Artículo 1, Anexo 2). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

El volumen de plagioclasa analizado de la muestra RS18 del intrusivo de composición diorítica pre-mineralización, muestra dos edades *plateau* concordantes de 154,4 ± 3,9 y 153,7 ± 3,2 Ma (Figura 4.8), afectadas por una gran barra de error debido al reducido número de granos analizados. Sin embargo, es posible observar un ligero aumento de edades aparentes que parecen estar correlacionadas con las razones ${}^{37}Ar_{Ca}/{}^{39}Ar_{K}$. De esta manera, sería posible establecer que la mejor estimación de la

edad de cierre de estas plagioclasas están dadas por las edades de alta temperatura de $157,8 \pm 5,6 \text{ y} 157,0 \pm 5,0 \text{ Ma}$ (promedio = $157,4 \pm 3,7 \text{ Ma}$). Dichos valores representarían edades de enfriamiento del intrusivo subvolcánico.



Figura 4.8. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa de intrusivo de composición diorítica del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla (muestra RS18). El rectángulo sombreado muestra las razones ³⁷Ca/³⁹K deducidas a partir de los análisis de microsonda (datos en la Tabla 3 - Artículo 5, Anexo 2). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Anfíbol

Los cristales analizados de la muestra DTA740, correspondientes al dique postmineralización de composición dacítica, permiten obtener una edad *plateau* de 137,4 \pm 1,1 Ma (Figura 4.9). Estos cristales corresponden a anfíboles (tschermaquitahornblenda) puros como lo indica el espectro plano que muestra la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K. La edad determinada es estimada ser la del emplazamiento de dicho intrusivo.



Figura 4.9. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en anfíboles de intrusivo de composición dacítica del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla (muestra DTA740). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Minerales Secundarios: Edad de procesos de alteración

Plagioclasa Sericitizada

Debido al pequeño tamaño que presentan los cristales de sericita, éstos no pudieron ser separados de los cristales huésped de plagioclasa. El análisis de plagioclasa fuertemente sericitizada y donde la sericita representa el mineral secundario dominante, se realizó mediante la técnica de calentamiento de granos individuales. Aguirre et al. (1999) y Fuentes et al. (2005), han demostrado que las edades *plateau* obtenidas en plagioclasa sericitizada pueden representar la edad de la sericita en algunos casos, y que la presencia de sectores con plagioclasa no alterada puede ser despreciable. Los granos individuales de plagioclasa sericitizada de la muestra de roca volcánica VO31, permitieron obtener edades *plateau* concordantes de 157,9 \pm 3,8 y 154,6 \pm 2,6 Ma (Figura 4.10). Las relativamente altas y variables razones ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K muestran que los granos analizados probablemente tienen bajas

proporciones de sericita y, esto explicaría el gran rango de error observado debido a la pequeña señal de argón identificada durante las mediciones. A pesar de estas características, las edades mencionadas son concordantes con la edad de baja temperatura de 153,7±1,8 Ma obtenidas en plagioclasa "fresca" de la misma muestra (Figura 4.6).



Figura 4.10. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa sericitizada de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el Distrito Michilla (muestra VO31). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Los granos individuales de plagioclasa sericitizada de la muestra VO148, permitieron obtener edades *plateau* concordantes de $160,9\pm1,4$ Ma y $161,2\pm0,9$ Ma (Figura 4.11). Estas edades son a su vez condordantes con la edad *plateau* de $159,9\pm1,0$ Ma obtenidas en plagioclasa fresca de la misma muestra (Figura 4.7).



Figura 4.11. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en plagioclasa sericitizada de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el Distrito Michilla (muestra VO148). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

Actinolita (asociada a la mineralización)

La muestra analizada (RL536-3) presenta actinolita en amígdalas (Figura 4.5) sin contenido de mineralización. Sin embargo, en la mayoría de las muestras del yacimiento donde se determinó la ocurrencia de actinolita, ésta presenta texturas de intercrecimiento con calcosina-digenita hipógena (Figura 4.12). De acuerdo a esto se sugiere que si bien, la actinolita no presenta una amplia ocurrencia en el yacimiento, este mineral es cogenético con el proceso de mineralización hipógena principal de Lince-Estefanía. Espectros de análisis EDS que se muestran en el Capítulo 3 muestran la ocurrencia de Cu en composición en cristales de actinolita y corrobora lo antes mencionado (Figura 3.29).


Figura 4.12. Imágenes de contraste composicional. A: Amígadala rellena con calcosina-digenita primaria (color blanco) intercrecida con cristales aciculares de actinolita (color gris oscuro). B: Amígdala rellena con calcosina-digenita primaria (color blanco) y al interior de la amígdala se observa intercrecimiento de actinolita (color gris oscuro) con clorita (color gris-negro).

Los resultados obtenidos de la muestra RL536-3 indican una edad plateau de $163,6 \pm 1,9$ Ma (Figura 4.13). Ésta podría ser considerada como una edad válida, sin embargo es importante hacer mención al pequeño tamaño (<50 µm) y formas de "agujas" de los granos analizados, y a la forma del espectro obtenida. Según estas características, no se descarta alguna pérdida de ³⁹Ar durante la etapa de irradiación y, consecuentemente es posible que la edad determinada sea más antigua que la edad real.

La relación textural existente entre actinolita y calcosina-digenita permite estimar la edad del proceso de mineralización principal de calcosina-digenita en torno a los 164 Ma. Esto sería efectivo si se considera como cierta la edad determinada en el mineral de alteración analizado.



Figura 4.13. Espectro de la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar y de la razón ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K obtenida en actinolita de rocas volcánicas de la Formación La Negra en el yacimiento Lince-Estefanía, DM (muestra RL536-3). Las edades *plateau* (P) e integrada están dadas con un nivel de confidencia de dos sigma (2 σ). Las edades aparentes de cada paso individual están dadas con un nivel de confidencia de 1 σ (Tabla 1 - Artículo 5, Anexo 2).

4.4 – EDAD DE LA ETAPA PRINCIPAL DE MINERALIZACIÓN PRIMARIA

4.4.1 - Introducción

A partir de estudio microscópico de detalle fue posible establecer las distintas fases mineralógicas que ocurren en el yacimiento Lince-Estefanía. La etapa de mineralización hipógena se encuentra caracterizada, principalmente, por minerales de sulfuros de Cu. La solución sólida calcosina-digenita y, en menor medida, la cogenética asociación mineralógica calcosina-digenita - bornita, representan la etapa principal de mineralización hipógena del yacimiento.

Como se ha mencionado, el método de datación Re-Os permite datar directamente minerales sulfurados, y de esta manera, a diferencia de los otros métodos

de datación, este sistema permite conocer la edad directa de algún proceso de mineralización. Es importante señalar que de acuerdo a los antecedentes disponibles, es por primera vez determinada la edad de minerales de tan baja concentración de Re y Os, tales como los datados en este trabajo de Tesis.

4.4.2 - Método analítico

Un total de 16 muestras de los sulfuros de Cu primarios del yacimiento Lince-Estefanía, se seleccionaron para ser analizadas por la sistemática de Re-Os. La selección de las muestras se basó en el estudio microscópico que se analiza en el Capítulo 3. Las ubicaciones de las muestras respecto de sus posiciones estratigráficas son observadas en la Figura 4.14.

Como se ha mencionado, el sistema de datación Re-Os y su representación en la isócrona, no sólo permite determinar la edad de procesos de mineralización, sino que también, permite estimar la fuente del Os en los sulfuros. Esto último será analizado en el Capítulo 5.

Dos muestras de calcosina-digenita pura (AND327-1, AND327-2) y dos muestras de una mezcla de calcosina-digenita (90-95%) y bornita (10-5%) (RL608-2 y RL541-4), fueron analizadas por isotopía de Re-Os para precisar la edad del proceso de mineralización hipógena. La estrecha relación existente entre calcosina-digenita y bornita, las cuales forman una textura mirmequítica (Figura 4.15) hace imposible la separación de estas dos fases para ser analizadas como especies mineralógicas individuales. Sin embargo, debido a que ambas fases han sido definidas como cogenéticas, su separación no es necesaria para el propósito de la determinación de la edad del proceso de mineralización.



Figura 4.14. Perfil geológico esquemático que muestra la geología general del yacimiento Lince – Estefanía y la ubicación de las muestras utilizadas para establecer la sistemática de Re-Os.



Figura 4.15. Fotomicrografía que muestra la relación textural entre bornita (Bn) y calcosina-digenita (Cc), y el tardío intercrecimiento con hematita (Hm). Luz reflejada.

Además de las muestras mencionadas, nueve muestras formadas por la asociación calcosina-digenita-bornita-hematita, y una muestra que contiene calcosinadigenita-covelina-hematita, fueron también analizadas (Tabla 4.1). En estos casos, tampoco fue posible separar los sulfuros de Cu de la hematita. De esta manera, las muestras analizadas constituyen una mezcla ambas fases minerales (sulfuros de cobre y hematita). Un análisis duplicado de una muestra de hematita se incluye dentro del total de análisis realizado. De manera general, estas últimas asociaciones mineralógicas seleccionadas (con contenido de hematita) fueron estudiadas para evaluar: (1) la influencia de la hematita en los análisis de Re-Os; y (2) evaluar la hematita como una fase para ser utilizada en la geocronología de Re-Os.

La totalidad de las muestras fueron envueltas en papel y reducidas a pequeños tamaños (menores a 5 mm de diámetro) utilizando un martillo. Este procedimiento se realizó con el propósito de minimizar el efecto de contaminación de las muestras con los elementos del grupo del Pt. Las muestras con ocurrencia de minerales finamente diseminados fueron además tamizados, separados por líquidos pesados (utilizando *methyl-iodide*) y por separador magnético Frantz. Posteriormente, granos de sulfuros de Cu fueron cuidadosamente seleccionados utilizando lupa binocular.

Las muestras se analizaron de acuerdo al procedimiento descrito por Mathur et al. (2000) y Barra et al. (2003). Entre 0,7 - 1,7 g de muestras fueron cargadas en *Carius tubes* (Figura 4.16) junto con una mezcla formada por los *spikes* de Re (¹⁸⁵Re) y Os (¹⁹⁰Os), y 16 ml de una proporción 3:1 de HNO₃ (16N): HCl (10N) (*aqua regia*), siguiendo el método establecido por Shirey y Walker (1995) (Figura 4.17). 3 ml de peróxido de hidrógeno (30%) fueron agregados al *Carius tube* con el propósito de sobreponerse el efecto Clauss, y así lograr una oxidación completa de las muestras, como fue sugerido por Frei et al. (1998). Los *Carius tubes* fueron posteriormente sellados (Figura 4.18), y las muestras y la solución agregada fueron calentadas en un horno a 240°C por un período de ~12 h. Una vez lograda la disolución total de la muestra y la completa homogeneización de éstas (Figura 4.19), el Os fue separado de la solución en dos procesos de destilación (Figura 4.20), de acuerdo al procedimiento establecido por Nagler y Frei (1997). El Os fue además purificado utilizando la técnica de microdestilación (Birck et al., 1997).



Figura 4.16. Fotografía de los elementos utilizados para cargar las muestras a analizar en *Carius tube*: recipientes portamuestras (1), balanza (2), papel anti-estática (3) y *Carius tube* (4).



Figura 4.17. Mezcla de las muestras con la solución de *spikes* de Re y Os, *aqua regia* y peróxido de hidrógeno (30%). Se observa el inicio de la reacción de disolución.



Figura 4.18. Fotografías que muestran proceso de sellado de los Carius tube.



Figura 4.19. Fotografía que muestra horno donde se realiza la etapa de disolución y homogeneización de la muestra (A) y *Carius tube* con la muestra totalmente disuelta y homogeneizada (B).



Figura 4.20. Fotografía que muestra proceso de destilación: separación del Os de la solución. El Renio queda atrapado en la solución remanente.

El Re remanente en la solución obtenida a partir del primer estado de destilación, fue sometido a una etapa de secado-decantación y redisuelto en una solución de 0,1N HNO₃. Posteriormente el Renio fue purificado a través de dos

estados de columnas de intercambio aniónico utilizando la resina orgánica AGI-X8 (100-200 mallas). Las columnas son inicialmente lavadas con agua purificada, posteriormente tratadas con HNO₃ 8N, seguida de una etapa de neutralización donde se utiliza HNO₃ 0,1N. Las muestras son cargadas en las columnas y lavadas tres veces con HNO₃ 0,1N. El Renio es finalmente recuperado con una solución de HNO₃ (8N). La solución obtenida es secada, y posteriormente el mismo proceso se repite en una segunda etapa, utilizando esta vez columnas de intercambio aniónico de menor tamaño (Figura 4.21). Finalmente el Renio y el Osmio purificados fueron cargados en filamentos de platino con Ba(OH)₂, para promover la producción de iones termales negativos (Heumann, 1988), y filamentos de níquel con Ba(NO₃)₂, respectivamente (Figura 4.22).



Figura 4.21. Fotografia que muestra etapa de purificación de Re a través de dos estados de columnas de intercambio aniónico.

Las muestras fueron analizadas por espectrometría de masa de ionización termal negativa (NTIMS) (Creaser et al., 1991; Volkening et al., 1991) en un espectrómetro de masa VG 54. Los valores de las concentraciones de Re y Os de los blancos para muestras de baja concentración fueron 12 ± 3 pg y $1\pm0,5$ pg, respectivamente. La composición isotópica de 187 Os/ 188 Os del blanco fue de 0,181 \pm 0,006. La regresión de la isócrona fue calculada utilizando el programa Isoplot de Ludwig (2001). Todos los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 4.1 y Figura 4.23.



Figura 4.22. Fotografía que muestra filamento donde son cargadas las muestras, y porta-muestras del espectrómetro de masa.

4.4.3 - Resultados: Isótopos de Re-Os

Asociación calcosina-digenita y calcosina-digenita-bornita

Las concentraciones de osmio de cuatro muestras formadas por esta asociación se encuentran en un rango entre 12 y 31 ppt, con concentraciones de renio entre 0,19 y 1,79 ppb. Los valores de las razones medidas de ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os varían entre 75,8 y 366,8, y aquéllos correspondientes a las razones de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os se encuentran en un rango entre 1,27 y 2,08 (Tabla 4.1). Estas cuatro muestras forman una isócrona con una edad de 160 \pm 16 Ma (2 σ) y una razón inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os asociada de 1,06 \pm 0,09 (MSWD = 1,8) (Figura 4.23 A).

Asociación calcosina-digenita-bornita-hematita

Las concentraciones de Os y Re obtenidas para nueve muestras de esta asociación se encuentran en un rango desde 7-26 ppt y 0,23-2,49 ppb, respectivamente. Los valores de las razones 187 Re/ 188 Os medidas varían entre 87,6 y 773,5 y sus razones 187 Os/ 188 Os medidas se encuentran en un rango entre 0,72 y 4,93 (Tabla 4.1).

En el diagrama Re-Os, los valores de las muestras de esta asociación se encuentran graficados fuera de la isócrona, y en general dos grupos diferentes de resultados puedes ser observados (Figura 4.23 B). El primer grupo incluye tres muestras graficadas hacia la izquierda de la isócrona (muestras Z-296-18, INT327-1 y INT327-2). En este caso puede ser observada una pérdida de Re o ganancia de Os comparada con la isócrona. Los valores de las razones ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os y ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os del segundo grupo, varía en el mismo intervalo que aquellos que definen la isócrona, pero sugieren una ganancia de Re o pérdida de Os (Figura 4.23 B).

Asociación calcosina-digenita – covelina – hematita

Las concentraciones de Os y Re obtenida para esta asociación son de 16 ppt y 5,06 ppb, respectivamente. La razón de ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os es de 1883,3 y su razón de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os corresponde a 1,74 (Tabla 4.1). El resultado de este análisis también se encuentra ubicado fuera de la isócrona.

Hematita

El análisis duplicado de una muestra de hematita pura muestra concentraciones consistentes de Os de 18 ppt, pero diferentes concentraciones de Re (3,68 y 9,424 ppb). Las razones medidas de ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os son de 1182,2 y 2934,5 y sus razones medidas de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os corresponden a 0,90 y 0,91, respectivamente (Tabla 4.1). Los resultados obtenidos indican que las razones ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os medidas son mayores que aquellos obtenidos para las muestras que forman la isócrona, sin embargo, las razones ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os medidas se encuentran dentro del rango de la razón inicial calculada para la asociación calcosina-digenita – bornita.

De manera general los análisis Re-Os realizados indican que aquellas muestras cuyas asociaciones mineralógicas incluyen a la hematita y/o aquellas muestras con hematita pura, no forman una isócrona entre sí. Además, ninguna de éstas forma parte de la isócrona formada por la asociación calcosina-digenita y calcosina-digenitabornita. Esta característica podría confirmar las evidencias petrográficas que indican el carácter pricipalmente tardío que presenta la hematita con respecto a la precipitación de la asociación calcosina-digenita y calcosina-digenita-bornita en el yacimiento.

La edad obtenida por la isócrona de 160 ± 16 Ma (2σ) , representa la edad del principal proceso de mineralización hipógena

Tabla 4.1. Datos de Re-Os para fases minerales puras y asociaciones minerales para el yacimiento Lince – Estefanía.

Muestra	Asociación	Os	Re	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os
	mineral	(ppt)	(ppb)			inicial
AND327-1	Cc	31	1.79	$350,6 \pm 6,7$	$1,\!97\pm0,\!04$	1,06 *
AND327-2	Cc	15	0.89	$366,8 \pm 10,3$	$2,08 \pm 0,05$	1,06 *
RL-541-1	$Cc \pm Bn$	15	0.19	$75,8 \pm 3,8$	$1,27 \pm 0,07$	1,06 *
RL-608-2	$Cc \pm Bn$	12	0.50	$260,7 \pm 11,0$	$1,74\pm0,09$	1,06 *
Z-296-18	$Cc \pm Bn \pm Hm$	22	0.62	$179,6 \pm 5,7$	$1,75 \pm 0,06$	1,23
INT327-1	$Cc \pm Bn \pm Hm$	24	2.30	$747,1 \pm 20,4$	$3,89 \pm 0,12$	1,82
INT327-2	$Cc \pm Bn \pm Hm$	26	2.49	$773,5 \pm 30,0$	$4,93 \pm 0,19$	2,75
Z-300	$Cc \pm Bn \pm Hm$	18	0.72	$233,6 \pm 7,3$	$1,26 \pm 0,04$	0,62
Z-300-1A	$Cc \pm Bn \pm Hm$	15	0.40	$149,1 \pm 7,0$	$0,72 \pm 0,04$	0,30
RL-530	$Cc \pm Bn \pm Hm$	11	0.50	$246,4 \pm 9,4$	$1,06 \pm 0,03$	0,40
RL-635	$Cc \pm Bn \pm Hm$	10	0.76	$464,4 \pm 17,2$	$1,\!49 \pm 0,\!05$	0,25
RL-641-2	$Cc \pm Bn \pm Hm$	7	0.23	$193,0 \pm 13,1$	$0,91 \pm 0,06$	0,38
RL-641-4	$Cc \pm Bn \pm Hm$	16	0.25	$87,6 \pm 3,2$	$0,93 \pm 0,04$	0,66
RL-537-5-1	Hm	18	9.42	$2934,5 \pm 117,4$	$0,91 \pm 0,03$	-6,64
RL-537-5-2	Hm	18	3.68	$1128,2 \pm 41,6$	$0,90 \pm 0,03$	-2,03
Z-818-9	$Cc \pm Cv \pm Hm$	16	5.06	$1883,3 \pm 55,4$	$1,74 \pm 0,05$	-3,19

* Inicial obtenida a partir de la isócrona (Figura 4.23). Nota: Razones iniciales ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os calculadas utilizando una edad de 160 Ma.

Abreviaciones: Cc= calcosina-digenita; Bn= bornita; Hm= hematita; Cv: covelina.



Figura 4.23. Diagrama Re-Os para las asociaciones minerales del yacimiento Lince-Estefanía. (A) Isócrona de cuatro puntos de la mineralización hipógena obtenida a partir de dos muestras de calcosina pura (cuadrados azules) y dos muestras de calcosina-bornita (rombos azules). (B) Análisis de Re-Os a partir de las asociaciones minerales calcosina-bornita-hematita (círculos azules), calcosina-covelina-hematita (triángulo azul) y hematita pura (círculo blanco). La isócrona de la figura A ha sido también representada como referencia (ver texto para discusión). Los datos fueron graficados utilizando Isoplot (Ludwig, 2001).

REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Féraud, G.; Morata, D.; Vergara, M.; Robinson, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. Tectonophysics, Vol. 313, p. 433 447.
- Allègre, C.J.; Luck, J.M. 1980. Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 48, p. 148-154.
- Barnes, S.J.; Naldrett, A.J.; Gorton, M.P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. Chemical Geology, Vol. 53, p. 303-323.
- Barra, F.; Ruiz, J.; Mathur, R.; Titley, S. 2003. A Re-Os study of sulfide minerals from the Bagdad porphyry Cu-Mo deposit, northern Arizona, USA. Mineralium Deposita, Vol. 38, p. 585-596.
- Birck, J.L.; RoyBarman, M.; Capmas, F. 1997. Re-Os measurements at the femtomole level in natural samples. Geostand. Newslett., Vol. 20, p. 19-27.
- Brooks, C.; Hart, S.R.; Wendt, I. 1972. Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 10, p. 551-577.
- Creaser, R.A.; Papanastassiou, D.A.; Wasserburg, G.J. 1991. Negative thermal ion mass spectrometer of Os, Re and Ir. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 55, p. 397-401.
- Espinoza, S.; Véliz, H.; Esquivel, J.; Arias, J.; Moraga, A. 1996. The cupriferous province of coastal range, northern Chile. *In* Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny (Camus, E.; Sillitoe, R.H.; Oetersen, R.; editors). Society of Economic Geologists Special Publications, Vol. 5, p. 19-32.
- Fehn, U.; Teng, R.; Elmore, D.; Kubik, P.W. 1986. Isotopic composition of osmium in terrestrial samples determined by accelerator mass spectrometry. Nature, Vol. 323, p. 707-710.
- Freydier, C.; Ruíz, J.; Chesley, J.T.; McCandless, T.M. 1997. Re-Os dating of sulfides from felsic ore deposits. Geology, Vol. 25, p. 775-778.
- Frei, R.; Nagler, T.; Schonberg, R.; Kramers, J. 1998. Re-Os, Sm-Nd, U-Pb and stepwise lead leaching isotope systematics in shear zone hosted gold mineralization: genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 62, p. 1925-1936.
- **Fuentes, F.; Féraud, G.; Aguirre, L.; Morata, D. 2005.** ⁴⁰Ar ³⁹Ar dating of volcanism and subsequent very low grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. Chemical Geology, Vol. 214, p. 157–177.
- Herr, W.; Hintenberger, H.; Voshage, H. 1954. Half-life of rhenium. The Physical Review, Vol. 95, 1691 p.
- Heumann, K.G. 1988. Isotope dilution mass spectrometry. *In* Inorganic Mass Spectrometry (Adams, F.; Gijbels, R.; Van Grieken, R.; editors). John Wiley and Sons, p. 301-376. London
- Kelley, S. 1995. Ar-Ar dating by laser microprobe. In: Potts P, Bowles J, Reed S, Cave M (eds) Microprobe Techniques in the Earth Sciences. Chapman & Hall, London, 327-358.
- Lambert, D.D.; Foster, J.G.; Frick, L.R. 1999. Re-Os isotope geochemistry of magmatic sulfide ore systems. Reviews in Economic Geology, Vol. 12, p. 29-57.

- Lindner, M.; Leich, D.A.; Russ, G.P.; Bazan, J.M.; Borg, R.J. 1989. Direct determination of the half-life of 187Re. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 53, p. 1597-1606.
- Losert, J. 1973. Genesis of copper mineralizations and associated alterations in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Publicaciones, Vol. 40, 104 p.
- Luck, J.M.; Allègre, C.J. 1982. The study of molybdenites through the ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os geochronometer. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 61, p. 291-296.
- Luck, J.M.; Allègre, C.J. 1983. ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os systematics in meteorites and cosmochemical consequences. Nature, Vol. 302, p. 130-132.
- Ludwig, K.R. 2001 Isoplot /Ex version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Spec Publ la.
- Mathur, R.; Ruíz, J.; Munizaga, F. 2000. Relationship between copper tonnage of Chilean base-metal porphyry deposits and Os isotope ratios. Geology, Vol. 28, p. 555-558.
- **McDougall, I.; Harrison, T.M. 1999.** Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N°9, Oxford University Press, New York, 212 p.
- Meisel, T.; Walker, R.J.; Irving, A.J.; Lorand, J-P. 2001. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 65, p. 1311-1323.
- Merrihue, C.M.; Turner, G. 1966. Potasium-argon dating by activation with fast neutrons. Journal of Geophysical Research, Vol. 71, p. 2852-2857.
- Mitchell, R.H.; Keays, R.R. 1981. Abundance and distribution of gold, palladium, and iridium in some spinel and garnet lherzolites: Implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 45, p. 2425-2442.
- Moore, L.J.M.; Moody, J.R.; Barnes, I.L.; Gramich, J.W.; Murphy, T.J.; Paulsen, P.J.; Shields, W.R. 1973. Trace determination of rubidium and strontium in silicate glass standard reference materials. Analytical Chemistry, Vol. 45, p. 2384-2387.
- Morgan, J.W.; Lovering, J.F. 1967. Rhenium and osmium abundances in some igneous and metamorphic rocks. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 3, p. 219-224.
- Morgan, J.W.; Wandless, G.A.; Petrie, R.K.; Irving, A.J. 1981. Composition of the earth's upper mantle-I. Siderophile trace elements in upper mantle nodules. Tectonophysics, Vol. 75, p. 47-67.
- Nagler, T.F.; Frei, R. 1997. Plug in plug osmium distillation. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Vol. 77, p. 123-127.
- **Oliveros, V.; Féraud, G.; Aguirre, L.; Fornari, M.; Morata, D. 2006.** The early andean magmatic province (EAMP): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on Mesozoic volcnic and plutonic rocks from the Coastyal Cordillera, northern Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 157, p. 311-330.
- Oliveros, V.; Tristá-Aguilera, D.; Féraud, G.; Morata, D.; Aguirre, L.; Kojima, S.; Ferraris, F. (2007, en prensa). Time-relationships between volcanism plutonism alteration –

mineralization in Cu-stratabound ore deposits: the Michilla district, northern Chile. A ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological approach. Mineralium Deposita.

- Ruíz, J.; Mathur, R. 1999. Metallogenesis in continental margins: Re-Os evidence from porphyry copper deposits in Chile. *In* Applications of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration (Lambert, D.; Ruiz, J.; editors). Reviews in Economic Geology, Vol. 12, p. 197-204.
- Russ, G.P.; Bazan, J.M.; Date, A.R. 1987. Osmium isotopic ratios measurements by inductively coupled plasma source mass spectrometry. Analytical Chemistry, Vol. 59, p. 984-989.
- Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22° - 26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics, Vol. 18, p. 895-910.
- Scheuber, E.; Reutter, K-J. 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. Tectonophysics, Vol. 205, p. 127-140.
- Shirey, S.B.; Walker, R.J. 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. Analytical Chemistry, Vol. 67, p. 2136-2141.
- Shirey, S.B.; Walker, R.J. 1998. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high temperature geochemistry. Annual review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 26, p. 423-500.
- Smoliar, M.I.; Walker, R.J.; Morgan, J.W. 1996. Re-Os ages for Group IIA, IIIA, IVA and IVB iron meteorites. Science, Vol. 271, p. 1099-1102.
- Tristá-Aguilera, D.; Ruíz, J.; Barra, F.; Morata, D.; Talavera-Mendoza, O.; Kojima, S.; Ferraris,
 F. 2005. Origin and age of Cu-stratabound ore deposits: Michilla district, Northern Chile. *In* 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, p. 742-745,
 Barcelona.
- Tristá-Aguilera, D.; Barra, F.; Ruíz, J.; Morata, D.; Talavera-Mendoza, O.; Kojima, S.; Ferraris, F. 2006. Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile. Mineralium Deposita, Vol. 41, p. 99-105.
- Völkening, J.; Walczyk, T.; Heumann, K.G. 1991 Osmium isotope ratio determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes, Vol. 105, p. 147-159.
- Walker, R.J.; Fassett, J.D. 1986. Isotopic measurement of subnanogram quantities of rhenium and osmium by resonance ionization mass spectrometry. Analytical Chemistry, Vol. 58, p. 2923-2927.
- Walker, R.J.; Morgan, J.W.; Hanski, E.J.; Smolkin, W.F. 1997. Re-Os systematics of early Proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex northwestern Russia: Evidence for ancient ¹⁸⁷Os enriched plumes. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 61, p. 3145-3160.

CAPÍTULO 5

NATURALEZA Y ORÍGEN DE LOS FLUIDOS

5.1 - INTRODUCCIÓN

Uno de los problemas fundamentales que dificulta el entender cómo se forma un determinado yacimiento es la incertidumbre que en general existe con respecto a las condiciones de formación y la fuente u origen de los componentes que forman una mena.

El análisis microtermométrico de inclusiones fluidas es una técnica nodestructiva que ofrece una buena oportunidad para estimar las condiciones físicoquímicas, tanto de la formación primaria de un determinado cristal, como de los procesos posteriores de deformación o recristalización. Dicha técnica analítica es comúnmente utilizada en el estudio de procesos de formación de un yacimiento, permitiendo así estimar las condiciones de formación de ciertos minerales que en general, corresponden a aquéllos de alteración, asociados paragenéticamente a los minerales de mena (e.g. cuarzo, calcita, epidota). Sin embargo, la presencia de minerales que permitan identificar inclusiones fluidas (minerales relativamente transparentes) o la ausencia de inclusiones, pueden llegar a ser una vital limitante para determinar las condiciones de precipitación (e.g. Cathelineau y Nieva, 1985).

Usualmente el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas es acompañado por el estudio de ciertos minerales que pueden ser también utilizados como geotermómetros. Un ejemplo de ellos lo constituye la clorita (e.g Cathelineau y Nieva, 1985). Para que ambas técnicas analíticas (microtermometría de inclusiones fluidas y geotermómetro de clorita) sean potencialmente complementarias, deben realizarse en minerales que han sido reconocidos durante un estudio textural de detalle como asociados paragenéticamente entre sí (e.g. par mineral cuarzo-clorita), y asociados, a su vez, a los minerales de mena. Los isótopos estables han jugado un rol fundamental en el estudio de yacimientos y procesos hidrotermales (e.g. Campbell y Larson, 1998). Sin embargo, la información obtenida a partir de ellos es mucho más útil cuando puede ser combinada con estudios geológicos que involucren análisis de secuencia paragenética, microtermometría de inclusiones fluidas y química de minerales. Los isótopos estables pueden entregar información acerca de las temperaturas de precipitación de minerales (la temperatura depende del factor de fraccionamiento entre dos minerales en equilibrio isotópico), de la interacción agua-roca y del origen de los fuidos hidrotermales (e.g. Campbell y Larson, 1997).

Como se menciona en el capítulo anterior, la isotopía de Re-Os permite determinar las razones iniciales de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os tanto en rocas como en minerales sulfurados. Dicha razón inicial es un indicador importante de la fuente de fluidos formadores de yacimientos debido a que permite estimar el origen cortical o mantélico de la fuente de los sulfuros de metales base.

El objetivo principal de este capítulo es estimar las condiciones de precipitación de los minerales de mena y el origen de los fluidos hidrotermales. Para ello se realizó una recopilación de los datos obtenidos a partir de estudios de inclusiones fluidas de los yacimientos estratoligados de Cu de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile y, en particular de los yacimientos Buena Vista y Lince-Estefanía del Distrito Michilla (Tristá-Aguilera, 2001; Kojima et al., 2003). Estos datos fueron complementados con el análisis de geotermómetro de clorita realizado en el yacimiento Lince-Estefanía. Además se realizó estudios de isotopía de S y de Re-Os (utilizando la razón inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os) en los sulfuros de Cu primarios de dicho yacimiento.

5.2 - ANTECEDENTES ACERCA DEL ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN LOS YACIMIENTOS ESTRATOLIGADOS DE Cu

Como se ha mencionado, el origen de los fluidos hidrotermales formadores de los yacimientos estratoligados de Cu del Norte de Chile ha sido materia de estudio desde hace varias décadas. El análisis de inclusiones fluidas ha permitido estimar, principalmente, los rangos de temperatura mínima de formación de los yacimientos (a partir de inclusiones sin evidencias de proceso de ebullición durante su atrapamiento) mediante la determinación de la T^o de homogeneización de inclusiones en minerales de alteración (e.g. cuarzo, calcita, yeso, etc), y la salinidad de los fluidos que les dieron lugar.

En este contexto, es importante señalar la necesidad de indicar siempre cuál es la relación paragenética que existe entre los minerales de alteración analizados y aquellos minerales de mena a los que se asocian. Esta característica es fundamental, no sólo para estimar las condiciones de formación de un yacimiento, sino que también, para entender su historia evolutiva, permitiendo responder preguntas tales como: (1) ¿las condiciones físico-químicas que se estiman a partir del análisis de inclusiones fluidas son aquellas que representan el proceso geológico que necesitamos entender?; (2) ¿pueden éstas entregarnos información acerca de procesos de mineralización principal?; (3) ¿tales condiciones reflejan procesos tempranos o tardíos dentro de la formación de un yacimiento?

El yacimiento estratoligado de Cu Buena Esperanza, ubicado al sur de la Ciudad de Tocopilla, ha sido uno de los yacimientos más estudiados dentro de los de su tipo. Estudios de inclusiones fluidas realizados en cristales de cuarzo y calcita asociados a minerales metálicos (no se especifica cuáles), indican temperaturas de homogeneización hacia la fase líquida (lo cual sugiere ausencia de evidencias de ebullición) en un rango principal entre 195°C y 112°C. Las temperaturas de homogeneización más altas se encuentran en un rango entre los 235°C y 120°C para inclusiones en cuarzo, mientras que aquellas presentes en calcita, el rango de temperatura de homogeneización está entre los 140°C y 112°C (Nisterenko et al., 1974). Estos mismos autores determinan una temperatura de formación menor que 40°C en inclusiones monofásicas (líquidas) presentes en cristales de yeso. Esta característica sugiere un estado muy tardío para la formación del yeso respecto de la mineralización sulfurada de Cu de dicho yacimiento (e.g. Espinoza et al., 1996).

En contraste, Palacios (1990) establece en inclusiones fluidas trifásicas de cristales de cuarzo asociados al estado medio de la alteración hidrotermal de Buena Esperanza, una temperatura de homogeneización entre 440-495°C y salinidades altas (entre 52-56 % wt equiv. NaCl). La termometría de inclusiones fluidas en cuarzo asociado al estado más tardío de la alteración, y el cual habría ocurrido de manera contemporánea con la intrusión de un cuerpo de composición gábrica, sugiere temperaturas de formación en un rango entre 460°C y 500°C y salinidades entre 54 y 59 % wt equiv. NaCl. En este caso tampoco se hace referencia a la existencia de evidencias de ebullición (coexistencia de inclusiones fluidas ricas en la fase líquida con inclusiones fluidas ricas en la fase vapor).

Los únicos antecedentes respecto al estudio de inclusiones fluidas en el DM han sido obtenidos a partir de los yacimientos Lince-Estefanía y Buena Vista. El estudio de inclusiones fluidas realizado en el yacimiento Lince-Estefanía (Astudillo, 2001; Kojima et al., 2003) en cristales de cuarzo y calcita y con evidencias de ebullición indican un rango principal de temperatura de homogeneización entre 200°-380°C y de salinidades entre 9 – 17 % wt equiv. NaCl. Por su parte, análisis de inclusiones fluidas bifásicas (L+V) sin evidencias de ebullición, en cristales de cuarzo paragenéticamente asociados a sulfuros de Cu primarios (calcosina-digenita y bornita) del yacimiento estratoligado de Cu Buena Vista (Distrito Michilla), indican un rango entre 220°C y 300°C) y salinidades moderadas entre 16 y 21% wt equiv. NaCl (Tristá-Aguilera, 2001; Kojima et al., 2003).

Por último, en el yacimiento Mantos Blancos, tradicionalmente considerado como tipo estratoligado de Cu, estudios de inclusiones fluidas con evidencias de ebullición, indican una temperatura de formación entre 450°-460°C y 350°-410°C, y salinidades entre 3-53 % wt equiv. NaCl y 13-45 % wt equiv. NaCl para los eventos de alteración potásica y sódica, respectivamente (Ramírez et al., 2006). Según estos autores, las etapas de alteración mencionadas se encontrarían paragenéticamente asociadas a feld-K, cuarzo, turmalina, biotita-clorita, magnetita, calcopirita, digenita, y

en menor medida pirita, para el caso de la alteración potásica, y a albita, hematita, pirita, calcopirita y digenita, para el caso de la alteración sódica.

5.3 - CONDICIONES DE PRECIPITACIÓN DE MINERALES DE ALTERACIÓN (GEOTERMÓMETRO DE CLORITA)

5.3.1 - Geotermómetro de Clorita

En general, los filosilicatos pueden ser utilizados para estimar las condiciones P-T-X de precipitación. Los minerales del grupo de la clorita (de aquí en adelante definido como clorita), son uno de los filosilicatos más abundantes en ambientes geológicos, y constituyen uno de los principales componentes de una gran variedad de rocas, incluyendo, sedimentarias, metamórficas y aquellas alteradas hidrotermalmente. La clorita ha sido reconocida en diferentes tipos de depósitos hidrotermales formando el constituyente principal de paragénesis propilíticas definidas en pórfidos cupríferos y, en general, forma parte fundamental de las paragénesis de alteración de yacimientos metálicos (e.g. Cathelineau y Nieva, 1985, Kranidiotis y MacLean, 1987).

En la estructura ideal de la clorita se alternan regularmente una lámina 2:1, conocida también como tipo "talco" (formada por dos capas tetraédricas separadas por una capa octaédrica), de carga negativa, con una capa octaédrica tipo "brucita" de carga positiva. Dicha estructura admite una gran variabilidad química que deriva de la posibilidad de sustituciones en la capa tetraédrica, acompañada por diversos tipos de sustituciones en ambas capas octaédricas. Su fórmula cristaloquímica ha sido sugerida ser la siguiente (e.g. De Caritat et al., 1993):

$$\left(R_{u}^{2+}R_{y}^{3+}\Box_{z}\right)^{VI}\left(Si_{4-x}Al_{x}\right)^{IV}O_{10+w}\left(OH_{8-w}\right)$$
(5.1)

donde, u+y+z = 6; z = (y-w-x)/2; w generalmente es igual a cero o tiende a cero; R^{2+} representa a Mg²⁺ o Fe²⁺; R^{3+} corresponde a Al³⁺ o Fe³⁺; y \Box representa el sitio vacante

en la fórmula estructural. Los sitios octaédricos (representados por VI) son distinguidos de los sitios tetraédricos (representados por IV) en esta fórmula general.

En la fórmula estructural de la clorita no están representados una serie de elementos, tales como Cr, Ti, Ni, Mn, V, Cu, y Li, que normalmente ocurren en cantidades menores en el sitio octaédrico. La presencia de estos elementos, junto con sus constituyentes mayores (Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al y Si), contribuyen a que este mineral se presente en la naturaleza con una amplia variedad composicional. Esta característica ha demostrado que la clorita es potencialmente dependiente de su temperatura de formación (e.g. McDowell y Elders, 1980; Cathelineau y Nieva, 1985; Kranidiotis y MacLean, 1987; Cathelineau, 1988) y, por lo tanto, dicho mineral podría ser utilizado como un buen geotermómetro (Cathelineau, 1988) de procesos de alteración hidrotermal y de metamorfismo de bajo grado (Bevins et al., 1991). Esta cualidad ha permitido establecer no sólo condiciones físico-químicas de formación de la clorita como un producto de distintos procesos geológicos, sino que también ha permitido estimar rangos de temperatura de formación de minerales de mena, relacionados espacial y texturalmente a ella (Cathelineau y Nieva, 1985).

El geotermómetro de clorita ha sido establecido por Cathelineau y Nieva (1985) en un estudio realizado en el sistema geotermal Los Azufres (México), basado en sistemas de regresión lineal. Los coeficientes de correlación entre los constituyentes químicos y la temperatura de formación sugieren que los contenidos de AI^{IV} y Fe^{VI} se correlacionan positivamente, mientras que la vacancia (Vacancia =6 - ΣVI) se correlaciona de una manera negativa y los contenidos de Mg y AI^{VI} son pobremente correlacionados, con la temperatura. La expresión lineal obtenida por estos autores está dada por la siguiente ecuación: T= -61,92+321,98 AI^{IV} , donde el AI^{IV} parece ser un valor independiente de la litología.

Varios estudios (e.g. Bevins et al., 1991; De Caritat et al., 1993), han demostrado que el empírico geotermómetro de Cathelineau y Nieva (1985) tiene que ser aplicado cuidadosamente a cloritas que se han formado bajo otras condiciones distintas de aquellas formadas en campos geotermales. De Caritat et al. (1993) demostraron que la composición de la clorita no sólo depende de la temperatura, sino que también depende de los minerales con los que coexiste, de la composición de la roca de caja y de la mineralogía primaria. Estos factores influirían en la sobreestimación o subestimación de los resultados. Sin embargo, Bevins et al. (1991) platean que si el método de Cathelineau y Nieva (1985) es usado para determinar las condiciones de formación de cloritas en escenarios similares, los resultados pueden ser muy satisfactorios.

No obstante lo anterior, es importante señalar las distintas modificaciones que han sido realizadas a la ecuación de Cathelineau y Nieva (1985) y Cathelineau (1988) para obtener la T^o indicada. Kranidiotis y MacLean (1987) propusieron la siguiente modificación considerando la relación Fe/Fe+Mg, y utilizaron la siguiente corrección:

$$Al_{C}^{W} = Al_{M}^{W} + 0.7[Fe/(Fe + Mg)]$$
(5.2)

la temperatura entonces puede deducirse a partir de la relación:

$$T = 106Al_{C}^{N} + 18$$
(5.3)

Jowett (1991) realizó una normalización de Fe/(Fe+Mg) sobre la base de la composición química de las cloritas de Los Azufres (México) y propuso la siguiente corrección:

$$\left| Al_{C}^{IV} = Al_{M}^{IV} + 0,1 [Fe/(Fe + Mg)] \right|$$
 (5.4)

que permite el cálculo de la temperatura de formación de clorita a partir de la relación:

$$T = 319Al_{c}^{N} - 69$$
(5.5)

En el presente trabajo se han realizado los cálculos para los tres geotermómetros mencionados. Sin embargo, se considera como una mejor aproximación de las condiciones de temperatura de formación de la clorita, de acuerdo a la complemantación con análisis de inclusiones fluidas, la aplicación del geotermómetro de Cathelineau y Nieva (1985) y Cathelineau (1988). Este fue utilizado en cloritas asociadas texturalmente con los sulfuros de Cu y con valores Xc en el rango entre 0,8 y 1. De esta manera es posible determinar las temperaturas de formación de las cloritas e inferir el rango de temperaturas de formación de los sulfuros de Cu.

5.3.2 - Resultados

Los resultados obtenidos a partir de los geotermómetros de clorita de Kranidiotis y MacLean (1987), Cathelineau (1988) y Jowett (1991) pueden ser observados en la Tabla 2 de Anexo 1. Los datos utilizados para determinar las T^o de formación de las cloritas corresponden a un total de 9 y, considera aquellos análisis cuyos resultados de la sumatoria de óxidos mayores, valores Xc y Σ cat son químicamente correctos.

El rango de temperatura de formación de las cloritas (clinocloro de 9 análisis) asociadas textural y paragenéticamente con los sulfuros de Cu primarios, calcosinadigenita y bornita, permiten inferir un rango de temperatura de precipitación para estos sulfuros primarios entre 230°C y 299°C °C, según el geotermómetro de Cathelineau (1988), y entre 231°C y 299°C, según el geotermómetro de Jowet (1991). Un rango de temperatura bastante menor es estimado para la precipitación de los sulfuros de Cu (entre 139°C y 160°C) a partir del geotermómetro de clorita de Kranidiotis y MacLean (1987). En este sentido, es importante señalar que la estimación de la temperatura de precipitación, según Cathelineau (1988) y Jowet (1991) coinciden, en parte, con el rango de temperatura estimada, según estudio de inclusiones fluidas, para la formación de los sulfuros primarios en el yacimiento Lince-Estefanía (200°-380°C; Astudillo, 2001, Kojima et al., 2003). Además, el rango de temperatura mencionada coincide también con el rango temperatura de homogeneización obtenida en inclusiones fluidas analizadas en cuarzo paragenéticamente asociado a los sulfuros de Cu primarios del yacimiento estratoligado de Cu Buena Vista (DM) (220°C y 300°C; Tristá-Aguilera, 2001, Kojima et al., 2003).

Los antecedentes planteados permiten sugerir que los rangos de temperaturas obtenidos en inclusiones fluidas y geotermómetro de clorita son consistentes y, en efecto, constituyen la mejor aproximación de la temperatura de precipitación de los sulfuros de Cu primarios determinados en Lince-Estefanía y yacimientos similares dentro del distrito (e.g. Buena Vista).

5.4 - RAZÓN ISOTÓPICA INICIAL ¹⁸⁷OS/¹⁸⁸OS Y COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE S.

5.4.1 - Isotopía de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os

En el Capítulo 4 se ha explicado de manera detallada los principios fundamentales de la geoquímica del sistema Re-Os. La característica más importante de este sistema está dada por el comportamiento calcófilo que tienen tanto el Re como el Os en la naturaleza. Sin embargo, ambos elementos presentan entre sí una marcada diferencia en su comportamiento químico durante los procesos de fusión del manto. Esta característica ha permitido considerar al sistema Re-Os como una importante herramienta que permite precisar la fuente de los metales mediante una comparación entre las razones iniciales ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de los minerales analizados con aquellas de probable origen mantélico o cortical.

En este estudio la razón inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de la isocrona de calcosina-digenita y calcosina-digenita-bornita obtenida para una edad de la mineralización de 160 ± 16 Ma del yacimiento Lince-Estefanía, es de $1,06 \pm 0,09$. Este valor es mucho más radiogénico que el valor de referencia de los condritos (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0,1259), para esta edad, e indica una marcada componente cortical para el origen del Os y, por inferencia, para el origen del Cu contenido en los sulfuros primarios. Las razones iniciales calculadas para una edad de 160 Ma del resto de las asociaciones mineralógicas analizadas, pueden ser observadas en la Tabla 4.1, pero de acuerdo a los

antecedentes planteados en el Capítulo 4, dichos valores no tendrían ningún significado geológico.

En la sistemática del Re-Os, la composición isotópica de rocas y minerales pueden ser comparadas también con el reservorio condrítico uniforme (CHUR: *chondritic uniform reservoir*), pero debido a las grandes diferencias existentes entre ellas, la diferencia relativa es expresada como γ_{Os} en partes por 100. El cálculo de la composición isotópica (γ_{Os}) de las muestras que forman la isócrona de 160 ± 16 Ma, se obtiene considerando el CHUR como el reservorio de referencia ($^{187}Os/^{188}Os_{CHUR} = 0,1259$), asumiendo la edad de la Tierra de 4,558x10⁹ Ma y una constante de desintegración del 187 Re de 1,666x10⁻¹ años⁻¹ (Smoliar et al., 1996). La ecuación 5.6 permite determinar la razón $^{187}Os/^{188}Os$ del CHUR:

$$\left({}^{187}Os/{}^{188}Os\right)_{CHUR} = 0,9600 + 0,40076 \times \left(e^{\lambda(4,56\times10^9)} - e^{\lambda t}\right)$$
(5.6)

donde: t = 160 Ma $\lambda = 1,666 \text{ x } 10^{-11}$ entonces; $({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os}){}^{t}_{CHUR} = 0,1259$

Posteriormente la composición isotópica de Os es obtenida a partir de:

$$\gamma^{t} o_{s} = 10^{2} \times \left[\frac{{}^{187}Os/{}^{188}Os^{t}{}_{muestra}}{{}^{187}Os/{}^{188}Os^{t}{}_{CHUR}} - 1 \right]$$
(5.7)

Las muestras que forman la isócrona son: AND327-1, AND327-2, RL-541-1 y RL-608-2. Los valores de las razones 187 Os/ 188 Os medidos se observan en la Tabla 4.1. De acuerdo a esto, la composición isotópica de Os (γ Os) de las muestras corresponden a +721,4, +774,5, +748,0 y +729,3, respectivamente. Es necesario tener en cuenta que para este cálculo se han considerado los valores enteros (sin sus correspondientes errores), tanto de las razones medidas 187 Re/ 188 Os como 187 Os/ 188 Os. Los resultados

obtenidos indican el carácter radiogénico del Os contenido en los sulfuros y corrobora su origen cortical sugerido.

5.4.2 - Composición Isotópica de S

Los metales pesados se encuentran como sulfuros en la mayoría de los depósitos de mena metálicos. Aún en yacimientos donde los minerales de mena no corresponden a sulfuros, (e.g. oro, cobre nativo), los minerales sulfurados se encuentran típicamente asociados con los minerales de mena. En un yacimiento, el azufre no tiene necesariamente la misma historia evolutiva que el resto de los componentes (e.g. metales, Cl, C, y agua) en los fluidos formadores de mena y ésta es una característica que se debe considerar. Por ejemplo, el azufre correspondiente a algún fluido formador de mena pudo haber tenido un SO₂ de origen magmático, mientras que el H₂O pudo ser de origen meteórico.

A pesar de lo mencionado, los estudios realizados indican que la geoquímica del azufre en los yacimientos a través de la aplicación de isótopos de S ha llegado a ser una herramienta fundamental en el conocimiento del origen de un yacimiento (Ohmoto y Goldhaber, 1997). Dos tipos de información pueden ser obtenidas a partir del uso de datos isotópicos de S. Uno de ellos es la relación isotópica (factor de fraccionamiento isotópico) de una fase mineral entre minerales que coexisten (que presumiblemente se depositaron de manera contemporánea) y, el otro es el valor isotópico (δ^{34} S). Las relaciones isotópicas entre una variedad de minerales en un yacimiento, especialmente relaciones de equilibrio o desequilibrio, ayudan a precisar: (1) temperatura de mineralización; (2) mecanismos de depósito de sulfuros, sulfatos y metales en un yacimiento; (3) química de los fluidos formadores de mena, tal como la concentración de H₂S y \sum SO₄²⁻; y (4) duración de los procesos formadores de mena. El valor de la composición isotópica de S (δ^{34} S) de un mineral individual, permite precisar o interpretar el origen del S en un yacimiento (Ohmoto y Goldhaber, 1997).

El factor de fraccionamiento isotópico del S entre dos especies que coexisten puede ser fácilmente calculado (Ohmoto y Goldhaber, 1997) y posteriormente interpretado. Sin embargo, la coexistencia de especies mineralógicas a partir de las cuales se pueda obtener información útil no siempre es observada en un yacimiento. En este caso, el uso de los datos isotópicos de S se limita a la determinación de la composición isotópica de una fase mineral. Este es el caso del yacimiento Lince-Estefanía.

Las especies con contenido de S que ocurren de manera natural incluyen azufre nativo, minerales sulfatados y sulfurados, H₂S y SO₂ gaseoso y un rango de iones de S oxidados y reducidos en solución. La variación de la composición isotópica de S de algunos de los principales tipos de roca, pueden ser observados en la Figura 5.1. Existen tres tipos principales de reservorios con una δ^{34} S bien definida (Campbell y Larson, 1998): (1) S derivado del manto con valores de δ^{34} S cercanos a 0 ‰ (0 ± 3‰) (Chaussidon y Lorand, 1990); (2) S de agua de mar con un valor actual de δ^{34} S de ≈ +20 ‰, con variados valores en el pasado, y (3) S sedimentario fuertemente reducido, con valores de δ^{34} S muy negativos, generalmente ubicados entre 0 y -30 ‰ (Ohmoto y Rye, 1979).

La mejor estimación de la δ^{34} S del manto primitivo relativo al estándar CDT (*Canon Diablo iron meteorite*) es +0,5 ‰ (Chaussidon et al., 1989). Este es un valor levemente pero significantemente diferente al de los meteoritos condríticos (0,2 ± 0,2 ‰). Los valores del MORB, indicativos de un manto deprimido, se encuentran en un estrecho rango de δ^{34} S = +0,3 ± 0,5 ‰ (Sakai et al., 1984). Las rocas volcánicas de arcos de islas tienen un amplio rango de composición isotópica (-0,2 a +20,7 ‰; Ueda y Sakai, 1984; Woodhead et al., 1987). Las rocas graníticas presentan también una composición isotópica muy variable (-10 a +15 ‰, Coleman, 1977) y muestran un amplio rango comparado con los valores promedios establecidos para la corteza continental (δ^{34} S= +7,0 ‰, Chaussidon et al., 1989).

Los depósitos de mena en los cuales los sulfuros presentan valores de δ^{34} S cercanos a "cero" fueron interpretados por varias décadas como formados a partir de fluidos magmáticos. Sin embargo, con el aumento en el conocimiento de los

mecanismos de fraccionamiento isotópico de distintos escenarios geológicos, las interpretaciones acerca del origen del S han aumentando su complejidad (Ohmoto y Rye 1979).

Los valores de δ^{34} S de la mayoría de las rocas ígneas se encuentran en un rango de 0‰ ± 5‰ (Ohmoto y Rye 1979). En muchas áreas estos valores son similares a aquellos de los sulfuros y/o sulfatos de la roca de caja. Esto sugiere que proporciones considerables del S de las rocas ígneas pudieron ser obtenidas a partir del magma desde el cual se formó la roca huésped (Ohmoto y Goldhaber 1997). Lo mismo puede suceder con los valores de la δ^{34} S de los fluidos formadores de mena.





Técnica analítica

El azufre tiene cuatro isótopos estables, ³²S, ³³S, ³⁴S y ³⁶S, con abundancias naturales aproximadas de 95,02%, 0,75%, 4,21% y 0,02%, respectivamente. Para el cálculo de la composición isotópica se considera la razón de los dos isótopos más

abundantes, ${}^{34}S/{}^{32}S$. La razón ${}^{34}S/{}^{32}S$ de un determinado compuesto es convertido a $\delta^{34}S$ en por mil (‰) mediante la siguiente ecuación:

$$\delta^{34}S = \left[\frac{\left(\frac{3^4S}{3^2S}\right)_{spl} - \left(\frac{3^4S}{3^2S}\right)_{std}}{\left(\frac{3^4S}{3^2S}\right)_{std}}\right] \times 10^3$$
(5.8)

donde:
$$\left(\frac{{}^{34}S}{{}^{32}S}\right)_{std} = {}^{34}S/{}^{32}S$$
 del estándar utilizado
 $\left(\frac{{}^{34}S}{{}^{32}S}\right)_{spl} = {}^{34}S/{}^{32}S$ de la muestra

El estándar internacional utilizado para los isótopos de S corresponde al valor medido de la razón 34 S/ 32 S = 0,0450045 (Ault y Jensen, 1963) del S de troilita (FeS) del Meteorito Cañón Diablo.

Los métodos convencionales para determinar la composición isotópica de S de los sulfuros, contemplan la reacción de éstos con ciertos agentes oxidantes, tales como O_2 , CuO o V_2O_5 , para producir SO_2 gas. El valor de la razón ${}^{34}S/{}^{32}S$ en el SO_2 de la muestra analizada es medido con un espectrómetro de masa. Los valores de la composición isotópica de S son entregados relativos al estándar internacional.

Para el desarrollo de este trabajo, se analizaron 7 muestras de sulfuros primarios, dos muestras de calcosina, cuatro muestras de la asociación calcosina+bornita y se consideró además una muestra de calcopirita. Los análisis se realizaron en el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, EUA. Las muestras fueron envueltas en papel y reducidas a pequeño tamaño con martillo, y posteriormente purificadas. La técnica de análisis utilizada consideró la reacción de las muestras con V_2O_5 utilizando un analizador elemental (Costech) acoplado al

espectrómetro de masa. Las razones isotópicas ${}^{34}S/{}^{32}S$ fueron medidas utilizando un espectrómetro de masa de flujo de gas continuo (Finnigan Delta PlusXL). Los estándares internacionales utilizados correspondieron a OGS-1 y NBS123. Además se utilizó otros materiales sulfurados y sulfatados como estándares que han sido comparados con diferentes laboratorios. Se realizó una calibración lineal en un rango desde -10 a +30 ‰ con una precisión de ± 0.15 ‰ (1 σ).

Resultados

Los resultados obtenidos a partir de las mediciones de las razones ${}^{34}S/{}^{32}S$ de siete muestras de minerales sulfurados de Cu y Cu-Fe, convertidas a valor de composición isotópica de S ($\delta^{34}S$ ‰), se observan en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Composición isotópica de S de sulfuros de Cu del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla, Norte de Chile. Mineral: cc-bn: calcosina-digenita-bornita, cc: calcosina-digenita, cpy: calcopirita.

Muestra	Mineral	$\delta^{34}S$ ‰
RL-641-2-1	cc-dg-bn	+0,1
RL-641-2-2	cc-dg-bn	+0,4
INT327-1	cc-dg-bn	-1,5
INT327-2	cc-dg-bn	-1,0
Z-300-16	cc-dg	-0,3
AND327-2	cc-dg	-1,6
N333-CPY	cpy	0,0

Las composiciones isotópicas obtenidas son muy homogéneas y sugieren una fuente magmática única para el S contenido en los sulfuros de Cu primarios del yacimiento Lince-Estefanía. Un origen magmático para el S contenido en los sulfuros de Cu de los yacimientos estratoligados de Cu, ha sido también sugerido por varios autores (e.g. Vivallo y Henríquez, 1998, Ramírez et al., 2006).

REFERENCIAS

Astudillo, J. 2001. Caracterización físico-química de los fluidos hidrotermales y paragénesis de la mineralización del yacimiento Susana-Lince-Estefanía, Distrito Minero Carolina de Michilla,

Segunda Región, Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito). Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, 69 p. Antofagasta.

- Ault, W.V.; Jensen, M.L. 1963. Summary of sulfur isotope standards. *In* Biogeochemistry of sulfur isotopes (Jensen, M.L.; editor). National Science Foundation Symposium Proceedings, Yale University, p. 16-29.
- Bevins, R.E.; Robinson, D.; Rowbotham, G. 1991. Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low grade metabasites and application of chlorite geothermometer. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 9, p. 711-721.
- Campbell, A.R.; Larson, P.B. 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrotermal system. In Techniques in hydrothermal ore deposits geology (Richards, J.P.; Larson, P.B.; editors). Reviews in Economic Geology, Vol. 10, p. 173-193.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals, Vol. 23, p. 471-485.
- Cathelineau, M.; Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 91, p. 235-244.
- Chaussidon, M.; Albarede, F.; Sheppard, S.M.F. 1989. Sulfur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 92, p. 144-156.
- Chaussidon, M.; Lorand, J.P. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariege (NE Pyrenees, France): An ion microprobe study. Geochimica et Cosmochimica Acta,Vol. 54, p. 2835-2846.
- Coleman, M.L. 1977. Sulphur isotopes in petrology. Journal of the Geological Society of London, Vol. 133, p. 593-608.
- De Caritat, P.; Hutcheon, I.; Walshe, J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. Clays and Clay Minerals, Vol. 41, p. 219-239.
- Espinoza, S.; Véliz, H.; Esquivel, J.; Arias, J.; Moraga, A. 1996. The cupriferous province of coastal range, northern Chile. *In* Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny (Camus, E.; Sillitoe, R. H.; Oetersen, R.; editors). Society of Economic Geologists Special Publications, Vol. 5, p. 19-32.
- **Jowett, E.C. 1991.** Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Programs with Abstracts 16: A62.
- Kojima, S.; Astudillo, J.; Rojo, J.; Tristá, D.; Hayashi, K. 2003. Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile. Mineralium Deposita, Vol. 38, p. 208-216.
- Kranidiotis, P.; MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology, Vol. 82, p. 1898-1911.
- McDowell, S.D.; Elders, W.A. 1980. Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 74, p. 293-310.
- Nisterenko, G.V.; Losert, L.; Chávez, L.; Naumov, V.B. 1974. Temperaturas y presiones de formación de algunos yacimientos cupríferos de Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 1, p. 74-84.

- **Ohmoto, H.; Rye, R.O. 1979.** Isotopes of sulfur and carbon. *In* Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (Barnes, H.L.; editor). John Wiley & Sons, p. 509-567. New York.
- **Ohmoto, H.; Goldhaber, M.B. 1997.** Sulfur and carbon isotopes. *In* Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (Barnes, H.L; editor: Third edition. John Wiley & Sons, p. 517-612. New York.
- Palacios, C. 1990. Geology of the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile. In Stratabound ore deposits in the Andes (Fonboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Special Publication, No. 8, Springer-Verlag, p. 313-318.
- Ramírez, L.; Palacios, C.; Townley, B.; Parada, M.; Sial, A.N.; Fernández, J.L.; Gimeno, D.; García, M.; Lehmann, B. 2006. The Mantos Blancos copper deposit: An upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of northern Chile. Mineralum Deposita, Vol. 41, p. 246-258.
- Sakai, H.; Des Maris, D.J.; Ueda, A.; Moore, J.G. 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 48, p. 2433-2441.
- Smoliar, M.I.; Walker, R.J.; Morgan, J.W. 1996. Re-Os ages for Group IIA, IIIA, IVA and IVB iron meteorites. Science, Vol. 271, p. 1099-1102.
- Tristá-Aguilera, D. 2001. Mineralización y microtermometría de inclusiones fluidas en yacimientos cupríferos de la Cordillera de la Costa, entre los 22°04'- 22°44' Latitud Sur, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 110 p. Antofagasta.
- **Ueda, A.; Sakai, H. 1984.** Sulfur isotope study of quarternary volcanic rocks from the Japanese Islands Arc, Geochemica et Cosmochimica Acta, Vol. 48, p.1837-1848.
- Vivallo, W.; Henríquez, F. 1998. Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 25, p. 199-228.
- Woodhead, J.D.; Harmon, R.S.; Fraser, D.G. 1987. O, S, Sr and Pb isotope variations in volcanic rocks from the Northern Mariana Islands: implications for crustal recycling in intra-oceanic arcs. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 83, p. 39-52.

CAPÍTULO 6 DISCUSIÓN

6.1 - RELACIÓN TEMPORAL VOLCANISMO - INTRUSIÓN -MINERALIZACIÓN - ALTERACIÓN

Los vacimientos definidos como estratoligados de Cu del Norte de Chile, entre los 22° - 26° Lat Sur, se encuentran alojados, principalmente, en la secuencia volcánica de la Formación La Negra. A pesar de la alteración que en general presentan las rocas de esta unidad, dataciones recientes realizadas por el método ⁴⁰Ar-³⁹Ar en plagioclasa, obtenidas a partir de distintas localidades, entre las ciudades de Arica y Antofagasta, han permitido precisar mejor el rango de edad del proceso magmático que les dio lugar (Oliveros, 2005; Oliveros et al., 2006; Oliveros et al., 2007 (Artículo 5, Anexo 2,)). Oliveros et al (2006) demuestran que las edades plateau obtenidas a partir de cristales separados de plagioclasa fresca de la Formación la Negra, representarían probablemente la edad del emplazamiento de dicha secuencia volcánica y sugieren así un rango de edad principal entre los 165 y los 150 Ma para dicho proceso. Las edades 40 Ar- 39 Ar referidas en este trabajo de 159,9 ± 1,0 Ma (VO148) y la edad mini-plateau de alta temperatura de 163.6 ± 1.8 Ma (VO31), correspondientes a fracciones de plagioclasa no alteradas, son cocordantes con el rango de edad mencionado por Oliveros et al., 2006. Es importante mencionar que es desconocida la correlación estratigráfica entre la ubicación de las muestras de rocas volcánicas presentadas en este trabajo (VO148 y VO31) y la ubicación del yacimiento Lince-Estefanía dentro de la secuencia volcánica y, por lo tanto, estas dichas edades no representan precisamente la edad de la sección de la Formación La Negra estudiada.

Las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar mencionadas indican un rango bastante más joven que aquella edad de 186,5 \pm 13,6 Ma (2 σ , MSWD=4,2) obtenida por Rb-Sr (RT) (Rogers y Hawkesworth, 1989) en áreas cercanas a la ciudad de Tocopilla. Según estos últimos autores, las muestras utilizadas corresponderían a ejemplares completamente frescos. Sin embargo, Oliveros et al., 2006 establece que el grado de alteración de las rocas en

dicho sector sería lo suficientemente alto como para generar disturbio en el sistema Rb/Sr en roca total. En este contexto, es posible considerar como imprecisa la edad determinada para la secuencia volcánica por el método Rb-Sr. Una edad U-Pb en circón, de $193 \pm 0,6$ Ma fue obtenida por Gelcich et al (2004) para la base de la Formación La Negra en el sector de Quebrada Las ánimas, cerca de la ciudad de Taltal. Si se consideran ciertas las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar y U-Pb, sería posible inferir que un largo y excepcional período de actividad volcánica se habría desarrollado en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile, al menos entre los ~193 y ~150 Ma. Sin embargo, Oliveros et al (2006) restringe dicho período a un lapso de ~15 Ma.

Como parte de la evolución magmática del arco Jurásico-Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa, las lavas de la Formación La Negra fueron intruidas por cuerpos plutónicos y subvolcánicos (stocks, diques, *sills*) de gran gama composicional (diorita-granodiorita) y naturaleza calco-alcalina (e.g. Marinovic et al., 1995). Las edades determinadas para estos cuerpos varían entre ~165 y ~112 Ma (e.g Boric et al., 1990, Venegas et al., 1991, Oliveros, 2005; Oliveros et al., 2006). Las edades obtenidas para las rocas magmáticas mencionadas sugieren que en la actual Cordillera de la Costa del Norte de Chile, en el período comprendido entre los ~165 y los ~150 Ma, se habría desarrollado una actividad efusiva e intrusiva de manera contemporánea.

Las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar obtenidas para los intrusivos del yacimiento Lince-Estefanía corresponderían estrictamente al enfriamiento de estos cuerpos subvolcánicos. Debido a que éstos no presentan un gran tamaño relativo, dichas edades pueden también representar el momento de sus emplazamientos (Oliveros et al., 2007). En consecuencia, los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica tendrían una edad de 157,4 \pm 3,7 Ma y aquellos de composición dacítica una edad de 137,4 \pm 1,1 Ma. Ambas, son consistentes con el rango estimado de actividad magmática intrusiva en la Cordillera de la Costa del norte de Chile.

En general, la orientación de los intrusivos subvolcánicos referidos es relativamente perpendicular a la orientación que presentan los flujos de lavas. Esta
característica ha sido observada en algunos yacimientos estratoligados de Cu y utilizada para explicar que el basculamiento de las lavas de la Formación La Negra habría ocurrido con posterioridad al emplazamiento de los intrusivos subvolcánicos (e.g. Espinoza et al., 1996). En este contexto, dicho proceso tendría una edad mínima de ~112 Ma de acuerdo a la edad más joven determinada en los cuerpos subvolcánicos (ver Tabla 1.1).

Los cuerpos intrusivos y las rocas de la unidad volcánica mencionada habrían sido afectados por procesos de alteración de bajo grado, tanto a escala regional como local. La combinación de procesos geológicos tales como metamorfismo de carga y el aporte de fluidos hidrotermales provenientes de la actividad intrusiva que se desarrolló en la actual Cordillera de la Costa, así como la circulación de fluidos debido a la actividad del Sistema de Fallas Atacama, han sido consideradas como causas fundamentales de dichos eventos de alteración (e.g. Losert, 1973; Espinoza et al., 1996).

El estudio de relaciones texturales y de secuencia paragenética realizado en esta Tesis, sugieren que la ocurrencia de la asociación de minerales de alteración, que considera la presencia de clorita+epidota±albita±cuarzo-calcita-actinolita, tendrían directa relación con procesos de alteración local relacionados con los eventos de mineralización cuprífera que dieron lugar a la formación de sulfuros de Cu primarios en el yacimiento Lince-Estefanía. De acuerdo a Brown et al (1977), Los bajos contenidos de Al^{IV} (0,036 – 0,216 a.p.f.u) y Na^{M4} (0,026 – 0,159 a.p.f.u) en los cristales de actinolita sugieren que éstos se habrían formado en condiciones de baja presión (<2 kbar). Estas características indicarían que la formación de actinolita y, por lo tanto, la formación de los sulfuros de Cu (calcosina-digenita-bornita) se deben principalmente a la presencia de un régimen de alto gradiente termal, inducidos probablemente por el emplazamiento de grandes cuerpos plutónicos en la Formación La Negra, y que la presión no jugó un papel importante en esta formación mineral. De esta manera sería prácticamente descartable la hipótesis que sugiere que los fluidos mineralizadores formadores de los yacimientos estratoligados de Cu tendrían un origen relacionado con el proceso de metamorfismo regional de carga desarrollado en la Formación La Negra, tal como fue sugerido por Sato (1984).

Edades de trazas de fisión en apatito establecidas por Maksaev (2000) en la Cordillera de la Costa de Antofagasta excluyen la posibilidad de un enterramiento significativo y/o erosión-exhumación importante de las rocas de esta zona, al menos desde el Cretácico Inferior. El autor prácticamente descarta que procesos diagenéticos sean las causas de la alteración regional de las rocas de la Formación La Negra y sugiere así mismo que éstas puedan ser las mismas causas de la generación de los fluidos que dieron lugar a la formación de los yacimientos estratoligados de Cu de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile. Maksaev (2000) destaca la probabilidad de que tanto la alteración regional como la alteración local asociada a la formación de los yacimientos en cuestión, se hayan desarrollado como resultado de la acción de fenómenos termales regionales y locales relacionados con el emplazamiento somero de cuerpos plutónicos del Batolito de la Costa del Norte de Chile. Estas características son consistentes con la información obtenida y sugerida a partir de los resultados de Al^{IV} y Na^{M4} de las actinolitas en el yacimiento Lince-Estefanía.

La relación temporal entre procesos de alteración local y regional es aún incierta. En el yacimiento, la prácticamente ausencia de minerales tales como prehnita y pumpellyita, minerales índices de metamorfismo de muy bajo grado de sistemas máficos en facies prehnita-pumpellyita, y que han sido indicados como minerales característicos del metamorfismo regional que afecta a la Formación La Negra, no permite sugerir si existe alguna relación entre sus ocurrencias y el desarrollo de los procesos hidrotermales que dieron lugar a la formación de sulfuros de Cu primarios en el yacimiento Lince-Estefanía. El rango de temperatura de formación para esta asociación de minerales (~200°-350°C; Frey et al., 1991) es consistente con los rangos de temperaturas obtenidos en este trabajo, a partir de geotermómetro de clorita (T= 230° - 299°C) y aquellos rangos obtenidos en inclusiones fluidas (e.g. Kojima et al., 2003), que permitieron estimar las condiciones de precipitación de los sulfuros de Cu primarios de Cu primarios (calcosina-digenita y bornita). Estas condiciones permiten inferir que la

secuencia volcánica de la Formación La Negra en el DM fueron metamorfizadas en facies prehnita-pumpellyita. Sin embargo, lo que no es posible establecer es la existencia o no de alguna relación entre la génesis del metamorfismo regional de muy bajo grado y la actividad hidrotermal, de origen no-metamórfico (de acuerdo a lo mencionado), que habría dado lugar a la formación del yacimiento.

Todos los antecedentes mencionados, sumados a aquellos que consideran el amplio rango de edades determinadas en minerales de alteración no definidos claramente como resultados de alteración a escala local (excepto la actinolita, asociada a la formación del yacimiento) o regional (entre ~120 - 163 Ma) (e.g. Oliveros, 2005), dificultan la posibilidad de estimar y separar temporalmente ambos procesos de alteración. Las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar determinadas en plagioclasa sericitizada sugieren a lo menos 3 eventos de alteración entre los 160 - 125 Ma (este trabajo; Oliveros et al., 2007). El probable escenario altamente térmico que se habría desarrollado en la actual Cordillera de la Costa debido a la actividad magmática intrusiva, resultado de una tectónica extensional (Jurásico Medio-Cretácico Inferior), genera las condiciones propicias para la formación de minerales secundarios. Las distintas edades obtenidas para los procesos analizados (depósito de lavas: ~193 - 150 Ma; actividad intrusiva: ~168 – 112 Ma, alteración: ~163 – 100 Ma y mineralización de sulfuros primarios del yacimiento Lince-Estefanía: 160 \pm 16 Ma (Re-Os) y 163,6 \pm 1,9 Ma (⁴⁰Ar-³⁹Ar), corroboran que existe, en gran parte, una contemporaneidad entre dichos procesos geológicos. Esta característica no permite ajustar mejor los rangos de edad para cada proceso, y esto incluye el poder precisar las edades de eventos de alteración regional versus alteración local.

Como se ha mencionado, en Lince-Estefanía los sulfuros de Cu forman cuerpos paralelos a subparalelos a los estratos, cuerpos de brechas discordantes y, localmente, vetas. Los cuerpos estratiformes son los más comunes y abundantes en el yacimiento y contienen los más altos contenidos de Cu en las zonas más cercanas a los intrusivos subvolcánicos. Los cuerpos de brechas se presentan generalmente en torno a los cuerpos intrusivos de mayor tamaño y gradan lateralmente hasta formar cuerpos estratiformes. Las observaciones de campo, estudios mineralógicos, de relaciones texturales y de composición química sugieren que las distintas especies de sulfuros de Cu hipógenos (ej. calcopirita, bornita y calcosina-digenita) presentes en ambos tipos de cuerpos (estratiformes o brechas), fueron formados por un mismo proceso.

La ocurrencia de minerales de Cu de manera diseminada y en fracturas en las zonas de borde de los intrusivos, junto a la distribución de estos minerales formando cuerpos de brechas alrededor de los cuerpos subvolcánicos y que gradan lateralmente hasta formar cuerpos mantiformes en las rocas volcánicas, sugieren que la zona de contacto entre los intrusivos y la unidad volcánica, habrían actuado como los más importantes canales de transporte de los fluidos mineralizadores y trampas de precipitación mineral. En este sentido es importante recordar que las edades determinadas para la deformación dúctil asociada al desarrollo del Sistema de Fallas Atacama de ~144 Ma y de ~125 Ma (Scheuber et al., 1995) son aproximadamente de ~20 a 35 Ma más joven que la edad del principal proceso de mineralización establecida en este trabajo. En consecuencia la circulación de fluidos hidrotermales relacionados con la formación de mena sulfurada primaria del yacimiento Lince-Estefanía estaría asociada a zonas de contacto litológico y debilidad cortical y no precisamente a deformación frágil *sensu stricto,* que en el contexto regional correspondería al desarrollo del Sistema de Fallas Atacama.

Las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar determinadas en los dos tipos de intrusivos principales reconocidos en el yacimiento de 157,4 \pm 3,7 Ma (intrusivo de composición diorítica) y de 137,4 \pm 1,1 Ma (intrusivo de composición dacítica), sugieren un rango de edad máxima y mínima, respectivamente, dentro del cual se habría desarrollado el principal proceso de mineralización de sulfuros primarios en Lince-Estefanía. Estos últimos antecedentes permiten, en una buena aproximación, acotar la edad del proceso de mineralización en torno a la edad del intrusivo subvolcánico diorítico, basado en la estrecha relación espacial que existe con los cuerpos de mena (mantos y brechas) y a la ocurrencia de los minerales de mena en dichos intrusivos. Así, es posible sugerir una

relación en la génesis de la mineralización hipógena principal y el emplazamiento de los cuerpos de composición diorítica.

Una edad Re-Os de 160 ± 16 Ma (2σ) obtenida para la asociación calcosinadigenita y calcosina-digenita-bornita, es interpretada como la edad del principal proceso de mineralización hipógena del yacimiento Lince-Estefanía. La edad Re-Os determinada se traslapa, dentro de su rango de error, con las edades 40 Ar- 39 Ar determinadas para la Formación La Negra por Oliveros (2006). Esto sugiere una estrecha relación temporal entre el depósito de las lavas y la formación del yacimiento. Es importante destacar que las edades determinadas para la Formación La Negra y aquellas consideradas en este trabajo fueron obtenidas a partir de muestras de áreas cercanas a la Ciudad de Antofagasta y del sector de Quebrada Las Flores (DM) y, por lo tanto, no representan precisamente la edad de la sección de la Formación La Negra

La actinolita corresponde al único mineral de alteración datado en este trabajo que habría co-precipitado con los sulfuros de Cu primarios (calcosina-digenita y bornita). En este contexto, la edad *plateau* 40 Ar- 39 Ar de 163,6 ± 1,9 Ma obtenida en este mineral representaría con una mayor precisión la edad del proceso de alteración-mineralización primaria y es consistente con la edad obtenida directamente a partir de sulfuros de Cu, por el método Re-Os.

Si a pesar del tamaño de los cristales de actinolita se considera como válida (no más antigua que la edad real) la edad determinada en este mineral, es posible sugerir que en el yacimiento, las rocas de la Formación La Negra serían más antiguas que las edades establecidas por Oliveros (2005, 2006), para esta unidad. De acuerdo a esto, las edades obtenidas por esta autora podrían corresponder entonces a niveles estratigráficamente más jóvenes, dentro de la secuencia volcánica, que aquellos en los que se encuentran ubicado los minerales de mena que forman el yacimiento Lince-Estefanía. Un detallado análisis estratigráfico permitiría precisar este aspecto.

6.2 - CONDICIONES DE FORMACIÓN Y ORIGEN DE LOS FLUIDOS MINERALIZADORES

6.2.1 - Condiciones de formación de los sulfuros de Cu primarios del yacimiento Lince-Estefanía y características de los fluidos mineralizadores

El estudio de relaciones texturales y la determinación de la secuencia paragenética del yacimiento Lince-Estefanía indica una escasez de minerales transparentes (e.g. cuarzo, calcita, etc.), y la ausencia de inclusiones fluidas en minerales semi-transparentes de ocurrencia abundante (epidota), asociados paragenéticamente a los sulfuros de Cu primarios. Esta característica limitó la estimación de las condiciones de precipitación de los sulfuros mencionados, a partir de estudios de inclusiones fluidas. Las similares características geológicas, mineralógicas y de secuencia paragenética que presentan entre sí los yacimientos Lince-Estefanía y Buena Vista, ambos del DM y ubicados a ~5 km de distancia, permiten sugerir también similitudes tanto en las condiciones de T^o de precipitación de minerales como en su salinidad.

Las T° mínimas de formación estimadas a partir de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo asociados paragenéticamente a calcosina-digenita y bornita en Buena Vista, indican un rango entre 220° - 360°C (promedio de ~270°C) (Tristá-Aguilera, 2001; Kojima et al., 2003). En el yacimiento Lince-Estefanía, Astudillo (2001) y Kojima et al (2003) estiman, a partir del estudio de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo y calcita con evidencias ebullición, un rango principal de T° de formación que alcanza valores ligeramente superiores (200°C - 380°C) a aquellos obtenidos en el yacimiento Buena Vista. Esto sugiere que, a pesar de la ausencia de evidencias de condiciones de ebullición de los fluidos mineralizadores en este último yacimiento, el rango de temperatura mínima de formación estimado es un buen indicador de las condiciones reales de precipitación de los sulfuros de Cu primarios en Buena Vista y, por lo tanto, los fluidos representarían condiciones cercanas a su estado

de ebullición como lo sugiere la corrección de la presión en este caso (Tristá-Aguilera, 2001).

El rango de temperaturas mínimas de formación mencionadas tanto para Lince-Estefanía como para el yacimiento Buena Vista es consistente con el rango de temperaturas de formación determinada en este trabajo a partir de cristales de clorita asociados paragenéticamente a los sulfuros de Cu primarios de Lince-Estefanía (230° -299° C) según los métodos de Cathelineau (1988) y Jowett (1991). De esta manera se corroboran las condiciones de temperatura de precipitación para los sulfuros de Cu primarios analizados del yacimiento Lince-Estefanía en un rango principal entre los 230°C y 300°C.

Las salinidades determinadas en Lince-Estefanía y Buena Vista difieren ligeramente. Astudillo (2001) establece un rango de salinidad de bajo a intermedio, entre 3,7 y 20,5 % en peso equiv. NaCl (principalmente de 9 a 17 % en peso equiv. NaCl) para el yacimiento Lince-Estefanía. Sin embargo, Tristá-Aguilera (2001) determina un rango principal de salinidad media para los fluidos mineralizadores del yacimiento Buena Vista, entre 17 - 21 % en peso equiv. NaCl. Las diferencias existentes entre ambos rangos podrían tener su origen en el fenómeno de la ebullición, el cuál es interpretado a partir de la coexistencia de inclusiones fluidas ricas en la fase vapor con inclusiones fluidas ricas en la fase líquida, observadas en Lince-Estefanía (Astudillo, 2001; Kojima et al., 2003). Este proceso favorecería la ocurrencia de importantes diferencias en la composición (salinidad) del fluido mineralizador que queda atrapado en las distintas irregularidades de los cristales. Se sugiere ésta como la causa fundamental del amplio rango de salinidad establecido en el yacimiento en cuestión.

Las distintas asociaciones paragenéticas observadas en Lince-Estefanía que establecen la ocurrencia de hematita asociada paragenéticamente, al menos en parte, a calcosina-digenita y a la asociación calcosina-digenita-bornita, permiten sugerir una moderada a alta fugacidad de oxígeno como característica fundamental de los fluidos mineralizadores formadores de los sulfuros de Cu primarios del yacimiento Lince-Estefanía. Kojima et al (2003) basado en dicha estrecha relación paragenética y la local estabilidad de Ag nativa sugiere condiciones de oxidación moderadas.

6.2.2 - Origen de los fluidos mineralizadores del yacimiento Lince-Estefanía

Origen del Cu basado en la razón ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os

El comportamiento compatible y levemente incompatible que presentan el Os y el Re, respectivamente, como resultado de la insolubilidad del Os en fases líquidas durante fusión parcial y cristalización fraccionada de magmas silicatados, permite utilizar la sistemática de Re-Os como un importante trazador geoquímico de la fuente de fluidos. En el tiempo, dicho comportamiento genera reservorios mantélicos y corticales con características altamente distintivas con respecto a la composición isotópica de Os. Así, la gran diferencia que existe entre la composición isotópica de Os del manto condrítico (187Os/188Os ~0,13 en promedio) con respecto a los valores altamente radiogénicos de la corteza continental (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ~1,7 en promedio) proveen un mecanismo muy sensible para estimar la interacción entre contaminantes corticales con fundidos del manto. Lambert et al. (1998) establecen que las razones ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os entre reservorios corticales y mantélicos pueden ser tan contrastantes que los valores de dicha razón podrían ser mayores al 500% de diferencia. A modo de comparación, el sistema isotópico Sm-Nd muestra una variación menor al 1% para la composición isotópica de Nd entre reservorios corticales y mantélicos a lo largo de toda la historia de la Tierra (Lambert et al., 1999). Esta característica nuevamente resalta la sensibilidad única que presenta el sistema isotópico Re-Os a la contaminación cortical de magmas máficos (Asmerom y Walker, 1998; Saal et al., 1998).

El valor de la razón inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de 1,06 \pm 0,09 obtenida a partir de la isócrona que representa una edad de mineralización de 160 \pm 16 Ma de los sulfuros de Cu primarios en Lince-Estefanía, claramente no refleja una composición primaria del manto sino que una contribución cortical en el origen de los fluidos mineralizadores.

Así también lo indican los valores de la γ Os de las muestras que forman la isócrona (entre +721,4 y +774,5). Los fluidos con un origen en el manto, incluyendo el manto litosférico, generalmente presentan composición isotópica de Os no radiogénica como el obtenido para condritos, con valores de γ Os menores que +25 (e.g. Luck y Allègre, 1991; referencias en McBride et al., 2001). En contraste, la corteza continental tiene valores de composición isotópica de Os altamente radiogénicos (γ Os = +330 hasta +22000; Martin et al., 1991; Esser y Turekian, 1993; Asmerom y Walker, 1998; Lambert et al., 1999).

La estimación de la geoquímica isotópica del sistema Re-Os de la corteza media-inferior ha sido muy limitada (Lambert et al., 1999). Según varios autores, la diferencia en composición isotópica de Os podría ser más contrastante entre el manto y la corteza inferior antigua que entre el manto con la corteza superior (e.g Asmerom y Walker, 1998; Lambert et al., 1998). Estas diferencias dependen a su vez de la edad, la razón Re/Os en estos reservorios corticales, los cuales son variables en función de la naturaleza de los procesos tectono-magmáticos que ha afectado los distintos segmentos de la corteza de la Tierra (Lambert et al., 1999). Los valores de γ Os promedios estimados para la corteza superior son de ~890 (Asmerom y Walker, 1998). Lambert et al. (1999) estima valores de γ Os = +500 para este segmento de la corteza y establece rangos de Os altamente radiogénicos de γ Os = +2000 hasta 9000 para la corteza inferior. Estos valores sugieren que la corteza superior sería el reservorio más apropiado desde el cual provino el Os radiogénico presente en los fluidos mineralizadores que dieron lugar a la formación de los sulfuros de Cu primarios de Lince-Estefanía.

Los datos de composición isotópica de Os de los sulfuros primarios (calcosinadigenita y bornita) determinados en Lince-Estefanía son consistentes con los valores disponibles de composición isotópica de Pb que sugieren una participación de Pb radiogénico, probablemente de origen cortical, en la formación de los minerales sulfurados y óxidos de Fe en yacimientos Estratoligados de Cu de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile (Vivallo y Henríquez, 1998).

Origen del S de los sulfuros

Los datos de composición isotópica de S (entre -1,6 y +0,4 ‰) obtenidos a partir de los sulfuros primarios del yacimiento Lince-Estefanía sugieren un origen muy homogéneo y magmático para el S. Esta característica es corroborada por distintos estudios de composición isotópica realizado en yacimientos Estratoligados de Cu del Norte de Chile cuyo rango de composición varía entre -10 y +10 ‰ (e.g. Munizaga y Zentilli, 1994; Vivallos y Henríquez, 1998; Ramírez et al., 2006). A pesar de que no se conocen valores de composición isotópica de S de las rocas volcánicas e intrusivos subvolcánicos dioríticos relacionados espacialmente al yacimiento, el origen magmático del S contenido en los sulfuros de Cu, sumado al origen mantélico que indica la isotopía de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de las rocas mencionadas, sugieren que el S contenido en los minerales de mena podría provenir de la misma fuente de la que procedieron los magmas que dieron lugar a las rocas huéspedes mencionadas.

Origen de los fluidos mineralizadores

Una vez estimado el origen de los principales elementos formadores de los minerales de mena primarios del yacimiento Lince-Estefanía (Cu-S), es importante señalar que los fluidos hidrotermales pueden llegar a ser muy complejos y formarse a partir de una mezcla de fluidos. Los elementos que los conforman podrían dar evidencias de ello. Basados en el rango de composición isotópica de C (δ^{13} C) obtenidos para calcita en el yacimiento Lince-Estefanía (-3,6 a -2,6‰), Kojima et al. (2003) sugieren que un C de origen ígneo (δ^{13} C= -5 a -8 ‰; referencias en Kojima et al., 2003) o de calizas en la Formación La Negra (δ^{13} C= -4,8‰; referencias en Kojima et al., 2003) serían la fuente del C contenido en calcita. Por su parte, la composición isotópica de O establecida en el yacimiento Lince-Estefanía arrojó un rango (δ^{18o} = 13,7 a 18,7‰) que sugiere la mezcla de agua de origen meteórica con agua de origen sedimentario (Kojima et al., 2003). En este sentido Kojima et al. (2003) hacen referencia al probable aporte de O en los fluidos mineralizadores desde las intercalaciones de calizas que presenta la Formación La Negra. Es importante señalar que si bien dichas rocas se encuentran presentes en el sector de Viruca, al sur del

Distrito Michilla, su ocurrencia es muy escasa en relación a la abundancia de la secuencia volcánica.

En general, las características isotópicas determinadas en el yacimiento Lince-Estefanía sugieren que los fluidos mineralizadores formadores del principal evento de mineralización sulfurada de Cu, los cuales se caracterizan por la ocurrencia de calcosina-digenita y bornita, son el resultado de una mezcla de fluidos cuyo mayor componente es de origen magmático. Éste, a su vez, se habría formado por una mezcla entre fluidos derivados del manto (probablemente asociados con el emplazamiento de los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica) y fluidos provenientes de la corteza superior.

6.3 - LOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS

El arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile fue un escenario de gran *input* de magma juvenil proveniente desde el manto hacia la corteza continental. El efecto combinado de una tectónica extensional (e.g. Scheuber y González, 1999) y la posición relativamente estacionaria del arco (probablemente durante ~60 Ma), habrían favorecido el emplazamiento y preservación de rocas magmáticas juveniles tanto en la escala vertical como horizontal (e.g. Lucassen et al., 2006). En el período comprendido entre los 160 y 150 Ma el emplazamiento de un gran volumen de magma en la corteza estuvo acompañado de una fuerte extensión normal al arco (Estado II de la evolución tectono-magmática definida por Scheuber y González (1999)). Durante el Estado III de esta evolución, entre 155-140 Ma, la extensión normal fue reemplazada por una de carácter oblicuo, permitiendo un menor emplazamiento de magma. Esta característica es evidenciada por la intrusión de diques y *stocks*.

Los datos geocronológicos obtenidos en este trabajo de tesis indican que los intrusivos del yacimiento Lince-Estefanía se encuentran relacionados a la actividad magmática desarrollada en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile durante el Jurásico-Cretácico Inferior (Intrusivo diorítico pre-mineralización: $157,4 \pm 3,7$ Ma; Intrusivo dacítico post-mineralización: $137,4 \pm 1,1$ Ma). El emplazamiento de estos cuerpos habría ocurrido durante el Estado III de la evolución tectono-magmática propuesta por Scheuber y González (1999).

La distribución de las características geoquímicas de los elementos mayores en las rocas volcánicas e intrusivos dioríticos y dacíticos, confirma la signatura orogénica de calco-alcalina a toleítica que presentan las rocas provenientes de la actividad magmática del sector (Fm. La Negra e intrusivos del Batolito de la Costa) (e.g. Rogers y Hawkesworth, 1989; Pichowiak, 1994; Kramer et al., 2005). La composición isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de los intrusivos dioríticos (0,70297-0,70351) indican, al igual que para las rocas andesíticas de la Formación La Negra, un origen en el manto o una importante componente mantélica. En base a esto se sugiere una fuente común para las andesitas y los intrusivos dioríticos del yacimiento Lince-Estefanía. El análisis de los elementos traza del los intrusivos dioríticos y de las rocas volcánicas permite establecer un carácter más primario para los intrusivos dioríticos respecto de las andesitas. Esta característica indicaría que efectivamente los intrusivos subvolcánicos de composición diorítica pudieron constituir los conductos alimentadores del volcanismo desarrollado en la actual Cordillera de la Costa del Norte de Chile (Espinoza et al., 1996).

La composición isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de los intrusivos dacíticos postmineralización de Lince-Estefanía es ligeramente mayor (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,70389) que el rango de composición isotópica que presentan los intrusivos dioríticos. Este parámetro sugiere una variación en la composición del magma que dio origen a uno u otro tipo de intrusivo, pero por sí solo no es indicativo.

Como se ha mencionado, los intrusivos de composición dacítica, presentan características petrográficas, tales como la presencia de fenocristales de plagioclasa y anfíbol, que los diferencias claramente del resto de los intrusivos observados, no sólo en el yacimiento Lince-Estefanía, sino que también a escala distrital. La abundancia de

anfibol sugiere que este tipo de intrusivo se formó a partir de un magma hidratado y la anomalía ligeramente positiva de Eu indica que no hubo un fraccionamiento importante de plagioclasa.

El análisis de óxidos mayores y elementos traza de los intrusivos dacíticos indican importantes rasgos geoquímicos que los diferencian claramente de aquellos de composición diorítica. Los intrusivos dacíticos se caracterizan por tener un contenido de $SiO_2 > 66\%$ wt, Al_2O_3 entre 15,45 - 16,33% wt, y MgO en un rango entre 1,62 - 1,85% wt. Además, estas rocas presentan bajos contenidos de Y y HREE (por ejemplo, los valores de Y e Yb son < 6,4 y 0,43 ppm, respectivamente). A pesar de que los contenidos de Sr se encuentran en un rango entre 244 - 422 ppm, se destacan las altas razones Sr/Y y La/Yb en estas rocas.

En general las características geoquímicas de los intrusivos de composición dacítica, excepto su más bajo contenido de Sr son consistentes con las características geoquímicas de las rocas adakíticas (Figura 6.1).



Figura 6.1. Digramas que muestran la distribución de la composición de las rocas del yacimiento Lince-Estefanía en los campos de discriminación entre rocas adakíticas y el campo de composición de las rocas calco-alcalinas. (La/Yb)_N vs Yb_N (A: Martin, 1986 en Martin (1999)) y (Sr/Y) vs Y (B: Drummond y Defant, 1990 en Martin (1999)). Rocas volcánicas (círculos blancos); intrusivos dioríticos (rombos grises); intrusivos dacíticos (triángulos negros).

Los magmas adakíticos en ambientes de arcos han sido frecuentemente interpretados como consecuencia de fundidos derivados de fuentes corticales que han reaccionado con la cuña del manto o reaccionado con magmas basálticos primitivos (e.g. Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Peacock et al., 1994). Sin embargo, Castillo (2006) establece que la mayoría de las características químicas de las adakitas o rocas adakíticas que han sido formadas como consecuencia de fundidos del *slab*, pueden ser también generadas en distintos ambientes tectónicos. El autor establece que la formación de rocas ígneas con altos contenidos en las razones Sr/Y y La/Yb estaría principalmente relacionado con la presencia de granate y/o anfíbol en su generación, ya sea como resultados de procesos de fusión parcial o diferenciación magmática.

En el período comprendido entre la formación de los intrusivos dioríticos y la formación de los intrusivos dacíticos un gran aporte de magma habría generado un engrosamiento cortical. La química de los intrusivos dacíticos, considerando también sus altas razones Sr/Y y La/Yb parecen ser una consecuencia de la fusión de cuerpos máficos, probablemente correspondientes a los intrusivos de origen magmático desarrollados en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile, con presencia de granate como fase residual. Aunque no ha sido documentada la presencia de granate en intrusivos del Batolito de la Costa, González (comunicación verbal) establece su presencia al menos en el sector de C^o Las Toscas ubicado al sur de la Ciudad de Antofagasta. Una edad máxima de 174 \pm 16 Ma (U-Pb, circón) y una edad mínima de 142 \pm 9 Ma (K-Ar, biotita) (González y Niemeyer, 2005) han sido determinadas para este intrusivo.

De acuerdo a lo anterior, es posible sugerir una fuente principalmente mantélica para la formación de los intrusivos de composición diorítica y la presencia de granate como fase residual para la fuente a partir de la cual se formaron los intrusivos de composición dacítica.

6.4 - UNA COMPARACIÓN ENTRE EL ORIGEN DE LOS YACIMENTOS ESTRATOLIGADOS DE Cu-(Ag) DEL MESOZOICO, CORDILLERA DE LA COSTA DEL NORTE DE CHILE Y CHILE CENTRAL.

La Cordillera de la Costa de Chile aloja un gran número de yacimientos estratoligados de Cu-(Ag) que de acuerdo a sus edades pueden ser divididos en dos grandes grupos. El primero de ellos corresponde a los tratados en esta tesis e incluye a los yacimientos alojados principalmente en la secuencia volcánica de la Formación La Negra, entre los 22° - 26° Lat S. El segundo grupo se encuentra ubicado en la actual Cordillera de la Costa de Chile Central entre los 30° - 35°Lat S y están alojados en una secuencia volcano-sedimentaria de edad Cretácico Inferior.

Al igual que para el caso de los yacimientos Estratoligados de Cu del Norte de Chile, el origen de aquellos alojados en la secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Inferior de Chile Central ha sido materia de gran controversia. Para estos últimos se ha sugerido un origen desde volcanogénico singenético hasta un origen relacionado con fluidos generados como consecuencia de adelgazamiento cortical y metamorfismo de bajo grado de la secuencia volcano-sedimentaria huésped, o como resultado de la actividad intrusiva relacionada espacialmente a los yacimientos (en Maksaev y Zentilli, 2002).

Los estudios realizados en los dos grupos de yacimientos mencionados no sólo indican evidentes diferencias en las edades de formación, sino que también en los tipos de minerales, sus asociaciones mineralógicas y en el origen de los fluidos mineralizadores.

La temprana ocurrencia de pirita con textura framboidal (diagenética) y bitumen en gran parte de los yacimientos Estratoligados de Cu alojados en la secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Inferior (e.g. El Soldado, Uchumi, Talcuna, Cerro Negro), entre otras características, marcan claramente la diferencia con los yacimientos de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile. La ocurrencia de materia orgánica no ha sido descrita en ninguno de los yacimientos de este último sector.

En el yacimiento El Soldado, como ejemplo de aquellos alojados en la secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Inferior, los sulfuros de Cu habrían precipitado como resultado de la reducción de fluidos mineralizadores debido a la presencia de materia orgánica en la roca huésped y/o debido al reemplazo de pirita diagenética pre-existente por sulfuros de Cu (Wilson y Zentilli, 1999; Maksaev y Zentilli, 2002).

Existen características comunes entre los de yacimientos estratoligados de la Cordillera de la Costa mencionados con respecto a la ocurrencia de los principales minerales de mena (calcopirita-calcosina-bornita). En este sentido, las diferencias están dadas por las asociaciones mineralógicas de ganga que les acompañan, las cuales están formadas principalmente por minerales tales como pirita, hematita, magnetita, calcita, clorita, epidota, albita, microclina, bitumen, prehnita, pumpellyita, calcita, baritina, celadonita y cantidades menores de esfalerita, galena y arsenopirita, entre otros (Maksaev y Zentilli, 2002; Morales et al., 2005; Carrillo-Rosúa et al., 2006).

El estudio de relaciones texturales realizado en yacimientos de la zona de Melipilla y La Serena indica que fases minerales abundantes tales como prehnita y pumpellyita formadas durante metamorfismo regional de muy bajo grado, presentan intercrecimiento con sulfuros de Cu (calcosina-bornita). De acuerdo a esto, la ocurrencia de dichos sulfuros ha sido considerada como otra fase metamórfica donde el origen del Cu tendría relación con la movilización del elemento desde la roca huésped. Un evento de alteración local, probablemente relacionado con actividad intrusiva habría sido necesario para concentrar los minerales de mena (Morales et al., 2005).

Los valores de datos isotópicos de S indican un rango general para los yacimientos alojados en la secuencia volcánica del Jurásico en el Norte de Chile de

 δ^{34} S entre -10‰ y +10‰ (e.g. Munizaga y Zentilli, 1994; Vivallo y Henríquez, 1998; Kojima et al., 2003; este trabajo). Los valores de δ^{34} S para el caso de los yacimientos alojados en la secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Inferior varían entre -40‰ y -10‰ (e.g. Munizaga y Zentilli, 1994; Carrillo-Rosúa et al., 2006). En el primer caso los datos indican una fuente principalmente magmática para el S contenido en los sulfuros. Un origen biogénico producido por reducción bacteriogénica de sulfato marino ha sido propuesto como fuente del S contenido en los sulfuros de los yacimientos de Chile Central (e.g. Carrillo-Rosúa et al., 2006).

Los valores de δ^{13} C establecidos en calcita asociada a la mena de los yacimientos alojados en la secuencia del Cretácico Inferior varían en un amplio rango (-20 a 1,5‰; Boric et al., 2002; Carrillo-Rosúa et al., 2006). En ambos trabajos se establece una mezcla entre reservorios de C de origen orgánico derivado desde el bitumen y, en menor medida, de un reservorio de origen inorgánico en calcita asociada paragenéticamente a los minerales de mena. De esta manera se destaca nuevamente la importancia de la materia orgánica en la formación de los fluidos que dieron lugar a la formación de estos yacimientos.

Por su parte, los valores de la composición isotópica de O (δ^{18} O) determinada en Feld-K asociado a los sulfuros de Cu se encuentran en un rango entre 12-12,7 ‰, consistentes con fluidos de origen metamórfico/basinal (en Boric et al., 2002). El rango de δ^{18} O determinada en calcita asociada a la mineralización en el área de Serena y Melipilla se encuentran en un rango entre 12,2 y 21,9 ‰. A partir de estos valores Carrillo-Rosúa et al. (2006) establecen que los fluidos hidrotermales que originaron la mineralización no estaban equilibrados con la roca huésped y que probablemente pudieron tener un origen superficial.

El análisis realizado muestra claramente importantes diferencias entre el origen de los fluidos mineralizadores formadores de los yacimientos Estratoligados de Cu-(Ag) de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile con respecto a aquellos de la zona Central. En el caso de éstos últimos se destaca la importancia de la materia orgánica en la roca huésped al momento de producirse el evento principal de mineralización. Las asociaciones mineralógicas destacan también la importancia de procesos de metamorfismo de bajo grado en la formación del yacimiento. El magmatismo contemporáneo con la formación de estos yacimientos, característica común con los yacimientos del Norte de Chile, habría generado un importante gradiente geotermal y permitido la concentración de minerales de mena en las zonas permeables de la secuencia volcano-sedimentaria.

En el caso del Norte de Chile, la actividad magmática desarrollada parece haber jugado un papel fundamental en el aporte de elementos para la formación de los yacimientos. La composición isotópica de Os sugiere una importante contribución cortical para el Cu contenido en los minerales sulfurados, sin embargo, no es posible descartar una removilización del Cu desde la secuencia volcánica de la Formación La Negra. La presencia de actinolita (asociada paragenéticamente a los sulfuros de Cu) con características geoquímica que indican que su ocurrencia se debe a importantes gradientes geotermales, destacan no sólo la importancia de la actividad intrusiva asociada espacialmente a los yacimientos, sino que también prácticamente descarta el metamorfismo de carga como proceso fundamental en la formación de estos yacimientos.

REFERENCIAS

- Asmerom, Y.; Walker, R.J. 1998. Pb and Os isotopic constraints on the composition and rheology of the lower crust. Geology, Vol. 26, p. 359-362.
- Astudillo, J. 2001. Caracterización físico-química de los fluidos hidrotermales y paragénesis de la mineralización del yacimiento Susana-Lince-Estefanía, Distrito Minero Carolina de Michilla, Segunda Región, Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito). Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, 69 p.
- Boric, R.; Díaz, F.; Maksaev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín 40, 246 p.
- Boric, R.; Holmgren, C.; Wilson, N.S.F.; Zentilli, M. 2002. The geology of the El Soldado manto type Cu (Ag) deposit, Central Chile. *In* Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective (Porter, T.M.; editor), PGC publishing 2, p. 1-22.
- Brown, E.H. 1977. The crossite content of Ca- amphibole as a guide to pressure of metamorphism. Journal of Petrology, Vol. 18, p. 53-72.

- Carrillo-Rosúa, F.G.; Morales-Ruano, S.; Morata, D.; Óbice, A.J.; Fallick, A.E.; Belmar, M.; Munizaga, F.; Fenoll, H.A.P. 2006. Mineralogía e isótopos estables en depósitos de Cu (Ag) estratoligados tipo Manto del Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa (Área de la Serena y Melipilla). *In* Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2, p. 199-202. Antofagasta.
- Castillo, P.R. 2006. An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin, Vol. 51, p. 257-268.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals, Vol. 23, p. 471-485.
- **Defant, M.J.; Drummond, M.S. 1990.** Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, Vol. 347, p. 662-665.
- **Espinoza, S.; Véliz, H.; Esquivel, J.; Arias, J.; Moraga, A. 1996.** The cupriferous province of coastal range, northern Chile. *In* Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny (Camus, E.; Sillitoe, R.H.; Oetersen; R.; editors). Society of Economic Geologists, Special Publications, No. 5, p. 19-32.
- Esser, B.K.; Turekian, K.K. 1993. The osmium isotopic composition of the continental crust. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 57, p. 3093-3104.
- Frey, M.; De Capitani, C.; Liou, J. 1991. A new petrogenetic gride for low-grade metabasites. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 9, p. 497-509.
- Gelcich, S.; Davis, D.W.D.; Spooner, E.T.C. 2004. Onset of Early Jurassic magmatism in northern Chile: Precise U-Pb zircon ages for the La Negra Formation and the Flamenco Pluton in the Coastal Cordillera of Chañaral. *In IAVCEI General Assembly, Pucón-Chile (CD-ROM)*.
- González, G.; Niemeyer, H. 2005. Cartas Antofagasta y Punta Tetas, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, No. 89, 35 p.
- **Jowett, E.C. 1991.** Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Programs with Abstracts 16: A62.
- Kay, R.W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts fron subducted Pacific Ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 4, p. 117-132.
- Kojima, S.; Astudillo, J.; Rojo, J.; Tristá, D.; Hayashi, K. 2003. Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile. Mineralium Deposita, Vol. 38, p. 208-216.
- Kramer, W.; Siebel, W.; Romer, R.L.; Haase, G.; Zimmer, M.; Ehrlichmann, R. 2005. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. Chemie der Erde Geochemistry, Vol. 65, p. 47-78.
- Lambert, D.D.; Foster, J.G.; Frick, L.R.; Ripley, E.M.; Zientek, M.L. 1998. Geodynamics of magmatic C-Ni-PGE sulfide deposits: New insights from the Re-Os isotopic system. Economic Geology, Vol. 93, p. 121-136.
- Lambert, D.D.; Foster, J.G.; Frick, L.R. 1999. Re-Os isotope geochemistry of magmatic sulfide ore systems. Reviews in Economic Geology, Vol. 12, p. 29-57.

- Losert, J. 1973. Genesis of copper mineralizations and associated alterations in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Publicaciones, No. 40, 104 p.
- Lucassen, F.; Kramer, W.; Bartsch, V.; Wilke, H-G.; Franz, G.; Romer, R.L.; Dulski, P. 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18-27°S): indications for a uniform subarc mantle. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 152, p. 571-589.
- Luck, J.M.; Allègre, C.J. 1991. Osmium isotopes in ophiolites. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 107, p. 406-415.
- Maksaev, V. 2000. Significado tectónico y metalogénico de datos de trazas de fisión en apatitas de plutones de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas, p. 129-134. Puerto Varas.
- Maksaev, V.; Zentilli, M. 2002. Chilean strata-bound (Cu-(Ag) deposits: An overview. In Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective (Porter, T.M.; editor). PGC publishing 2, p. 185-205.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, Nº 70.
- Martin, H. 1999. Adakitic Magmas: modern analogues of Archean granitoids. Lithos, Vol. 46, p. 411-429.
- Martin, C.E.; Esser, B.K.; Turekian, K.K. 1991. Re-Os isotopic constraints on the formation of mantle and crustal reservoirs. Australian Journal of Earth Science, Vol. 38, p. 569-576.
- McBride, J.S.; Lambert, D.D.; Nicholls, I.A.; Price, R.C. 2001. Osmium isotopic evidence for crustmantle interaction in the genesis of continental intraplate basalt from the Newer volcanics province, Southeastern Australia. Journal of Petrology, Vol. 42, p. 1197-1218.
- Morales, S.; Belmar, M.; Morata, D.; Carrillo, J.; Hasler, K.; Aguirre, L.; Fenoll, P. 2005. Relationships between very low-grade metamorphism and Cu-stratabound ore deposits in the Coastal Range of Centra Chile. *In* International Symposium on Andean geodynamics, No. 6, Extended Abstract, p. 527-530. Barcelona.
- Munizaga, F.; Zentilli, M. 1994. Caracterización isotópica del azufre de los depósitos estratoligados de Cu en Chile. Comunicaciones, Vol. 45, p. 127-134.
- **Oliveros, V. 2005.** Etude géochronologique des unités magmatiques Jurassiques et Crétacé Inférieur du Nord du Chili (18°30' 24°S, 60°30' 70°30'W): origine, mise en place, altération, métamorphisme et minéralisations asocies. Tesis Doctoral (Inédito). Université de Nice-Sophie Antipolis-UFR Sciences y Departamento de Chile, Universidad de Chile, 305 p.
- **Oliveros, V.; Féraud, G.; Aguirre, L.; Fornari, M.; Morata, D. 2006.** The early andean magmatic province (EAMP): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on Mesozoic volcnic and plutonic rocks from the Coastyal Cordillera, northern Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.157, p. 311-330.
- Oliveros, V.; Tristá-Aguilera, D.; Féraud, G.; Morata, D.; Aguirre, L.; Kojima, S.; Ferraris, F. (2007, *on line*) Time-relationships between volcanism plutonism alteration mineralization in Cu-stratabound ore deposits: the Michilla district, northern Chile. A ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological approach. Mineralium Deposita.

- Peacock, S.M.; Rushmer, T.; Thompson, A.B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. Earth Planet Science Letters, Vol. 121, p. 227-244.
- Pichowiak, S. 1994. Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. *In* Tectonics of the Southern Andes (Reutter, K-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors). Springer-Verlag, p. 203-217.
- Ramírez, L.; Palacios, C.; Townley, B.; Parada, M.; Sial, A.N.; Fernández, J.L.; Gimeno, D.; García, M.; Lehmann, B. 2006. The Mantos Blancos copper deposit: An upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of northern Chile. Mineralium Deposita, Vol. 41, p. 246-258.
- **Rogers, G.; Hawkesworth, C.J. 1989.** A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 91, p. 271-285.
- Saal, A.E; Rudnick, R.L. Ravizza, G.E.; Hart, S.R. 1998. Re-Os isotope evidence for the composition, formation and age of the lower continental crust. Nature, Vol. 393, p. 58-61.
- Sato, T. 1984. Manto type copper deposits in Chile: A review. Bulletin of the Geological Survey of Japan, Vol. 35, p. 565-582.
- Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22° - 26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics, Vol. 18, p. 895-910.
- Scheuber, E.; Hammerschmidt, K.; Friedrichsen, H. 1995. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama Fault Zone, northern Chile: the age of the deformation. Tectonophysics, Vol. 250, p. 61-87.
- **Tristá-Aguilera, D. 2001.** Mineralización y microtermometría de inclusiones fluidas en yacimientos cupríferos de la Cordillera de la Costa, entre los 22°04'- 22°44' Latitud Sur, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 110 p. Antofagasta.
- Venegas, R.; Munizaga, F.; Tassinari, C. 1991. Los yacimientos de Cu-Ag del distrito Carolina de Michilla, Región de Antofagasta, Chile: nuevos antecedentes geocronológicos. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas 1, p. 452-455. Viña del Mar.
- Vivallo, W.; Henríquez, F. 1998. Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 25, p. 199-228.
- Wilson, N.S.F.; Zentilli, M. 1999. The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanichosted manto-type Cu deposit, Chile. Economic Geology, Vol. 94, p. 1115-1136.

CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES

En base a los resultados obtenidos en este trabajo de Tesis y la discusión realizada a partir de ellos, se concluye lo siguiente:

- Las características geológicas del yacimiento Lince-Estefanía indican que éste es sin lugar a dudas uno de los yacimientos más representativos dentro de los de su tipo y, por lo tanto, los resultados obtenidos a partir de su estudio reflejarían el origen, condiciones de formación y principales procesos geológicos relacionados con la formación de los yacimientos estratoligados de Cu de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile. En este contexto, cada una de las características mencionadas podrían ser aplicadas como herramientas de exploración en el descubrimiento de nuevas reservas y/o de nuevos yacimientos de este tipo.
- Los minerales de mena en el yacimiento Lince-Estefanía ocurren de manera diseminada, como relleno de fracturas, amígdalas y matriz de brechas en la secuencia volcánica de la Formación La Negra. En ésta, dichos minerales forman principalmente cuerpos subparalelos a estratos y cuerpos discordantes tales como brechas y vetas. En menor medida, los minerales de mena ocurren de forma diseminada, en matriz de brechas y relleno de microfracturas en zonas periféricas de cuerpos intrusivos subvolcánicos de composición diorítica que intruyen a la secuencia volcánica mencionada. La presencia de cuerpos de mena discordantes a los estratos de la unidad volcánica es una de las características que refleja el origen epigenético para la formación de los yacimientos estratoligados de Cu del Norte de Chile.
- Dos grupos importantes de cuerpos intrusivos son reconocidos en el yacimiento. El más antiguo de ellos incluye cuerpos de composición diorítica, y corresponden a intrusivos pre-mineralización, o que en parte pudieron ser

contemporáneos a este proceso. El segundo corresponde a cuerpos de composición dacítica, estériles y considerados como post-mineralización.

- Las edades determinadas para las rocas volcánicas de la Formación La Negra en zonas cercanas al yacimiento y las edades de los cuerpos intrusivos mencionados (diorítico: 157,4 ± 3,7 Ma; dacítico: 137,4 ± 1,1 Ma), indican que, al menos en las etapas iniciales de la actividad intrusiva subvolcánica en el yacimiento, ésta actuó de manera contemporánea con el volcanismo desarrollado en el sector y que el magmatismo intrusivo se extendió hasta el Cretácico Inferior.
- Las características geoquímicas de la secuencia volcánica e intrusivos dioríticos sugieren un origen mantélico y común. El carácter más primitivo de dichos intrusivos indican que éstos habrían actuado como conductos alimentadores del volcanismo.
- El hecho de que en el yacimiento las características geoquímicas de las rocas volcánicas y los intrusivos dioríticos sean diferentes a la de los intrusivos dacíticos indica un cambio en la naturaleza de la fuente a partir de la cual se formaron los magmas que dieron lugar a los intrusivos dacíticos. Además, el patrón de distribución de elementos traza de éstos sugiere una génesis por fusión parcial de cuerpos máficos pre-existentes (e.g. intrusivos del Batolito de la Costa?), con presencia de granate como fase residual.
- La asociación mineralógica calcosina-digenita y calcosina-digenita-bornita, se presentan en gran abundancia en el yacimiento y representan el principal evento de mineralización de sulfuros de Cu primarios. La ocurrencia de hematita como mineral de ganga asociada paragenéticamente, al menos en parte, a los sulfuros de Cu mencionados, indican que el yacimiento desde sus inicios se formó bajo condiciones de moderada a alta fugacidad de oxígeno.

- Las características mineralógicas, de relaciones texturales y composición química de los minerales de mena primarios (calcopirita, calcosina-digenita y bornita) indican que estas especies, presentes en los distintos cuerpos de mena (mantos, brechas, vetas), se formaron a partir de un mismo proceso de mineralización.
- La ocurrencia de minerales de Cu en la zona de borde de los intrusivos formando cuerpos de brechas que gradan lateralmente hasta formar cuerpos mantiformes en las rocas volcánicas, sugieren que la zona de contacto entre los intrusivos y la unidad volcánica, habrían actuado como importantes canales de transporte para los fluidos mineralizadores y trampas para la precipitación de minerales. Estas zonas se relacionarían con zonas de contacto litológico y debilidad termal. Los registros de edades que reflejan deformación frágil en la Cordillera de la Costa, asociados al desarrollo y evolución del Sistema de Fallas Atacama son ~20 Ma más joven que la edad determinada para el proceso de mineralización.
- La ocurrencia de calcosina-digenita-bornita está paragenéticamente asociada a abundantes filosilicatos máficos (esmectita), clorita, epidota y en menor medida actinolita. La presencia de Cu en esmectitas y actinolitas reflejan el intercrecimiento entre estos minerales de alteración y calcosina-digenitabornita.
- El rango de temperatura de formación de los sulfuros primarios estimados a partir de geotermómetro de clorita se encuentra entre 230° - 300°C. Dichos valores son consistentes con los rangos de temperatura determinados a partir de inclusiones fluidas en los yacimientos Lince-Estefanía y Buena Vista del Distrito Michilla.
- El quimismo de los cristales de actinolita indica que su ocurrencia tiene relación con importantes gradientes geotermales y que la presión no habría

jugado un rol importante en su precipitación. Consecuentemente, la formación de los sulfuros de Cu en el yacimiento tendría un origen directamente relacionado con la circulación de fluidos debido a la actividad intrusiva desarrollada en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile y no como resultado de procesos de metamorfismo de carga.

- La edad directa del principal evento de mineralización hipógena del yacimiento Lince-Estefanía determinada por el método de datación Re-Os en calcosinadigenita-bornita es de 160 \pm 16 Ma. Una edad ⁴⁰Ar-³⁹Ar determinada en actinolita asociada paragenéticamente a la mena primaria de Lince-Estefanía es consistente con la edad Re-Os y permitió precisar mejor la edad del proceso de mineralización en 163 \pm 1,6 Ma.
- La fuente magmática establecida para el S contenido en los sulfuros primarios y la contemporaneidad entre las edades de los procesos de intrusión (⁴⁰Ar-³⁹Ar: intrusivo de composición diorítica) y mineralización (Re-Os; calcosina-digenita-bornita y ⁴⁰Ar-³⁹Ar; actinolita) sugieren no sólo un estrecha relación en la génesis de la formación de los sulfuros primarios del yacimiento y la actividad intrusiva subvolcánica de composición diorítica, sino que además sugiere que el magma que les dio lugar podría ser también la fuente del S contenido en los minerales de mena.
- Los datos obtenidos en este trabajo (isotopía de S, temperatura de formación, edad del proceso de mineralización) sugiere que los fluidos hidrotermales formadores del yacimiento Lince-Estefanía tienen una componente principalmente magmática probablemente asociada a la actividad intrusiva desarrollada en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile. La razón inicial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de los sulfuros de Cu primarios determinada a partir de la isócrona de edad 160 ± 16 Ma, sugiere una contribución cortical en los fluidos formadores del yacimiento. Esto, sumado a los valores de γ Os indicarían, por

inferencia, que las rocas de la corteza superior son el principal aporte para el Cu contenido en el yacimiento.

ANEXO 1

ANEXO 1. Tabla 1. Composición química de elementos mayores y traza de muestras de andesita (And) e intrusivos subvolcánicos (ISub) del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla. ICP-AES, Perkin-Elmer P-430, Universidad de Chile (Sr. Jaime Martínez, analista). ISub-I (Intrusivos de composición diorítica); ISub II (Intrusivos de composición dacítica).

Nº de Muestra Tipo de roca	RL539-15 ISub-I	RL539-16 And	RL535-1 And	RL530-9 And	RL530-10 And	RL604-5 ISub-I	RL604-6 ISub-I	Z300-21 And	Z300-22 And	Z300-23 And	Z300-24 And	Z300-25 And	RL605-19 ISub-I	RL605-20 ISub-I	RL605-21 And
Elementos mayores (wt%)															
SiO ₂	51,54	51,98	60,43	57,51	56,68	54,70	51,15	54,21	52,37	51,72	51,34	50,02	50,60	51,22	51,04
TiO ₂	0,67	1,32	1,65	1,76	1,84	0,61	0,63	1,11	1,20	1,15	1,16	1,30	0,77	0,81	1,61
Al ₂ O ₃	17,40	17,82	14,20	13,92	13,71	15,33	17,18	17,01	17,25	16,90	17,13	19,11	19,13	18,10	16,75
Fe ₂ O ₃	3,98	5,09	6,71	6,44	7,45	4,83	3,50	5,19	5,22	5,45	5,06	4,29	3,44	4,45	4,03
FeO	3,56	4,48	2,48	4,00	3,80	3,20	4,16	2,96	4,64	4,00	4,80	5,20	4,96	3,80	6,20
MnO	0,13	0,18	0,11	0,28	0,26	0,12	0,14	0,14	0,28	0,27	0,31	0,22	0,18	0,11	0,29
MgO	7,35	3,44	2,36	3,20	3,15	6,33	7,72	4,09	4,32	5,42	5,36	4,60	7,13	6,87	4,74
CaO	5,83	4,81	2,66	3,12	3,20	4,64	9,70	3,59	4,88	5,47	5,04	4,73	8,42	4,90	5,80
Na ₂ O	3,76	4,75	5,88	4,44	5,03	4,87	2,52	6,75	5,35	4,84	5,81	4,33	2,70	4,21	4,92
K ₂ O	1,39	2,81	0,06	2,00	1,81	1,82	0,69	0,09	1,23	1,01	0,58	2,62	0,88	1,59	1,23
P ₂ O ₅	0,10	0,28	0,73	0,56	0,49	0,15	0,07	0,25	0,23	0,22	0,23	0,32	0,09	0,11	0,35
PPC	4,06	2,97	2,46	2,44	2,47	3,04	2,16	4,29	2,95	3,29	3,01	3,08	1,65	3,36	2,87
Total	99,77	99,93	99,73	99,67	99,89	99,62	99,62	99,68	99,92	99,74	99,83	99,82	99,95	99,63	99,83
Mg#	0,79	0,58	0,63	0,59	0,60	0,78	0,77	0,71	0,62	0,71	0,67	0,61	0,72	0,76	0,58
Elementos traza (ppm)															
Ba	244	483	<5	201	202	321	171	<5	221	55	78	443	277	178	99
Th	2.6	3.9	7.2	6.5	7.3	3.2	3.0	3.8	3.5	3.6	3.5	4.0	2.3	3.8	4.2
Nb	5.3	11	3.3	7.2	9.9	5.3	2.0	5.9	5.3	6.6	4.6	7.2	3.9	3.9	6.6
Sr	357	318	43	99	121	119	436	77	190	113	116	212	439	223	126
Zr	71	150	394	316	300	86	42	131	119	137	131	155	56	143	164
Υ	14	28	55	50	46	14	10	27	25	28	24	28	47	18	30
Cr	130	34	51	46	38	139	140	43	53	109	104	63	172	144	51
V	169	276	144	201	197	168	203	289	322	253	290	334	239	186	354
Ni	59	12	<2	3	2	44	47	16	14	26	28	20	41	59	20
Co	21	23	21	26	24	22	23	21	26	23	25	30	25	20	28
Sc	27	28	23	27	27	26	29	31	33	33	34	29	30	23	30
Cu	91	52	346	186	215	96	70	12	573	463	177	53	45	108	213
Zn	49	192	208	153	154	87	72	163	310	110	130	190	90	82	115
Та	0,33	0,69	0,21	0,45	0,62	0,33	0,13	0,37	0,33	0,41	0,29	0,45	0,24	0,24	0,41
Hf	2,4	5,2	8,3	7,1	6,8	2,7	1,4	4,0	3,4	3,9	3,8	4,0	1,4	3,4	4,0
La	7	18	16	28	28	11	5	15	15	16	15	16	6	12	17
Ce	18	44	56	74	75	24	14	40	38	40	39	40	16	30	42
Nd	12	27	44	44	45	14	10	23	24	24	22	25	11	17	27
Sm	2,50	5,73	10,13	9,99	10,83	2,86	2,25	4,60	4,49	5,63	4,49	6,14	2,16	3,26	6,67
Eu	0,89	1,79	2,10	2,53	2,45	1,21	0,85	1,29	1,48	1,27	1,23	1,64	1,05	1,01	1,59
Gd	3,10	5,84	10,17	10,75	10,48	3,11	2,47	5,09	5,40	5,86	4,89	6,22	2,67	3,72	5,97
Dy	2,84	5,82	11,38	10,58	9,59	2,80	2,05	5,36	4,88	5,35	5,04	5,70	2,69	3,47	5,94
Но	0,55	1,07	2,10	1,87	1,96	0,58	0,42	1,10	0,94	1,05	0,92	1,15	0,52	0,69	1,22
Er	1,52	2,71	5,68	4,95	5,00	1,67	1,19	3,07	2,62	2,88	2,45	3,12	1,46	1,97	3,26
Yb	1,55	2,68	5,60	5,01	4,84	1,60	1,16	3,01	2,75	2,84	2,46	3,09	1,52	2,03	3,16
Lu	0,24	0,39	0,82	0,78	0,73	0,26	0,20	0,47	0,40	0,41	0,38	0,44	0,22	0,29	0,50

PPC: Pérdida por Calcinación

Ta: valor determinado considerando Ta=Nb/16 (Wood et al., 1979)

ANEXO 1. Tabla 1. Continuación.

Nº de Muestra Tipo de roce	RL605-22	RL537-11	RL537-12 ISub I	RL537-13	RL537-14	DT362-A	RL641-D1	RL605-D1	RL605-D2	RL766-1	RL766-2	Z350-4 ISub I
	Allu	15ub-1	1500-1	Allu	Allu	1500-11	1500-11	1500-1	15ub-1	15ub-11	1500-11	15ub-1
Elementos mayores (wt%)												
SiO ₂	51,10	52,31	51,56	57,12	57,02	66,90	66,86	50,58	51,10	68,93	67,65	53,05
TiO ₂	1,40	1,15	0,65	1,56	1,58	0,41	0,41	0,74	0,80	0,37	0,40	0,85
Al ₂ O ₃	17,50	16,90	17,09	13,90	13,95	16,33	16,28	16,23	16,60	15,45	15,95	19,00
Fe ₂ O ₃	5,44	5,64	4,54	3,92	5,33	1,93	1,54	4,73	4,58	1,79	1,57	3,26
FeO	4,48	6,12	3,84	6,16	4,56	1,00	1,20	5,04	4,96	1,20	1,44	4,68
MnO	0,26	0,18	0,15	0,22	0,29	0,04	0,04	0,18	0,20	0,03	0,04	0,15
MgO	3,56	5,15	7,25	3,48	3,68	1,82	1,83	7,65	7,24	1,62	1,85	4,34
CaO	6,94	1,60	4,36	3,60	3,85	1,45	1,53	9,33	9,46	1,58	1,87	8,12
Na ₂ O	3,68	6,47	4,76	5,62	5,88	6,72	7,25	2,75	3,09	6,89	6,50	4,06
K ₂ O	2,44	0,06	0,81	0,88	0,20	1,87	1,43	0,79	0,56	0,61	1,16	0,53
P_2O_5	0,22	0,20	0,11	0,47	0,45	0,09	0,09	0,03	0,04	0,08	0,03	0,03
PPC	2,89	3,92	4,72	2,75	3,01	1,24	1,33	1,70	1,25	0,99	1,19	1,67
Total	99,91	99,70	99,84	99,68	99,80	99,80	99,79	99,75	99,88	99,54	99,65	99,74
Mg#	0,59	0,60	0,77	0,50	0,59	0,76	0,73	0,73	0,72	0,71	0,70	0,62
Elementos traza (ppm)												
Ba	378	<5	104	114	10	243	173	208	194	71	140	210
Th	3.3	3.4	2.1	6.0	5.7	3.2	3.1	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	9.2	10	9.2	8.6	9.2	2.1	2.0	2.2	2.6	<2	<2	3.6
Sr	231	86	163	92	59	282	244	444	414	304	422	403
Zr	132	114	60	236	219	161	154	50	53	121	125	54
Y	28	20	12	42	47	6.3	6.4	12	13	5.5	6.3	15
Cr	43	26	132	47	36	26	43	309	246	173	160	69
V	314	318	211	167	173	54	53	270	251	58	62	176
Ni	18	6	63	5	5	14	14	53	52	17	17	38
Co	21	28	25	23	23	21	47	25	24	8	8	20
Sc	28	32	25	27	28	8.2	9.8	33	34	8.3	8.7	23
Cu	470	411	394	69	152	44	28	88	27	16	29	53
Zn	120	260	120	222	289	39	43	72	95	39	50	70
Та	0.58	0.63	0.58	0.54	0.58			0.14	0.16			0.23
Hf	3,9	3,1	2,1	5,7	7,6	2,4	3,5	2,5	1,6	2,0	3,4	1,8
La	15	10	7	20	36	12	13	5.2	4.9	9	11	6.1
Ce	39	24	17	55	84	29	33	15	14	21	25	16
Nd	22	15	12	38	49	13	13	10	10	11	12	12
Sm	4 84	4 10	2 37	9.21	10 14	2 49	2 49	2 12	2 25	216	2 62	1 97
Fu	1.50	1.37	0.90	2 22	2 79	0.84	0.91	0.88	1.06	0.72	0.85	1 20
Gd	5 44	4 4 2	2 64	10.0	11 55	1 99	2 39	2 69	2 76	1.88	2 29	2 94
Dy	5 46	4 32	2,07	9 53	10.37	1.21	1 43	2,09	2,70	1.01	1 37	2,77
Но	1.04	0.82	0,50	1 64	1 98	0.20	0.20	0,50	0.54	0.16	0.18	0.58
Fr	2,85	2,02	1 43	4 22	4 89	0.47	0.42	1 37	1.53	0.38	0.45	1.62
	2,05	2,09	1,41	1.24	1,05	0,41	0,42	1.07	1,55	0.24	0.42	1,02
Yh	/ 88	/ 13	141	4 / 0	495	041	04/	1 / /	1 3 3	11.54		1 04

PPC: Pérdida por Calcinación Ta: valor determinado considerando Ta=Nb/16 (Wood et al., 1979)

	Plagioc	lasa Prima	aria					Fenocristales de Plagioclasa primaria										
Tipo de roca	Intrusiv	o diorítico	5								Intrusivo dacítico							
Nº de Muestra	Z350-3										Z350-9)						
Nº de Análisis	3	4	6	11	12	21	24	25	32	33	24	25	26	28	31	33		
SiO ₂	59,11	55,57	54,71	55,67	54,19	54,13	56,55	58,89	64,39	62,82	66,58	66,15	65,47	66,03	65,37	63,57		
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,11	0,21	0,05	0,21	0,13	0,19	0,00	0,05	0,05	0,00	0,12	0,05	0,12		
Al ₂ O ₃	24,13	26,15	26,82	27,46	28,04	27,69	26,37	24,50	22,49	22,11	20,36	20,17	20,37	20,48	20,27	22,26		
FeO	0,44	0,51	0,49	0,53	0,33	0,38	0,23	0,30	0,34	0,45	0,23	0,25	0,12	1,03	0,30	0,05		
MnO M-O	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,17	0,06		
MgO	5.80	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,08	0,55	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05		
Na ₂ O	5,89 8 19	8,30 7 12	9,44 6 78	9,30 7 39	6.09	5 90	9,29 7 70	8 57	9.87	9.26	10.95	11 47	11 51	9.64	11.60	9,90		
K ₂ O	0.72	0.44	0.32	0.37	0.33	0.23	0.35	0.44	0.39	0.44	0.05	0.00	0.13	0.15	0.03	1.44		
1120	-7,7 $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$ $-7,7$														-,			
Total	98,50	98,20	98,62	101,09	99,49	99,74	100,88	99,98	101,30	100,06	98,73	98,86	98,32	98,68	98,75	97,93		
Fórmula estructural para 8 oxígenos																		
Si	2.687	2.554	2.513	2,500	2.467	2,465	2.541	2.650	2.817	2,795	2.949	2.937	2,925	2,929	2.916	2.859		
Ti	0,000	0,001	0,000	0,004	0,007	0,002	0,007	0,004	0,006	0,000	0,002	0,002	0,000	0,004	0,002	0,004		
Al	1,293	1,417	1,452	1,453	1,505	1,486	1,396	1,299	1,160	1,159	1,063	1,056	1,073	1,071	1,066	1,180		
Fe ²⁺	0,017	0,020	0,019	0,020	0,013	0,014	0,009	0,011	0,012	0,017	0,009	0,009	0,004	0,038	0,011	0,002		
Mn ²⁺	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,002		
Mg	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,002	0,005	0,022	0,000	0,001	0,001	0,044	0,000	0,003		
Ca	0,287	0,409	0,465	0,460	0,499	0,554	0,447	0,343	0,166	0,222	0,025	0,036	0,032	0,027	0,046	0,024		
Na	0,722	0,635	0,604	0,643	0,538	0,521	0,671	0,748	0,837	0,799	0,941	0,987	0,997	0,829	1,004	0,863		
ĸ	0,042	0,026	0,019	0,021	0,019	0,013	0,020	0,025	0,022	0,025	0,003	0,000	0,008	0,009	0,001	0,082		
Σ cat	5,048	5,066	5,073	5,102	5,052	5,057	5,099	5,083	5,026	5,038	4,990	5,028	5,041	4,951	5,052	5,020		
An	27,31	38,23	42,73	40,90	47,29	50,92	39,30	30,76	16,23	21,20	2,53	3,56	3,13	3,14	4,39	2,49		
Ab	68,72	59,36	55,54	57,21	50,90	47,85	58,94	66,98	81,65	76,41	97,20	96,43	96,14	95,86	95,47	89,01		
Or	3,97	2,41	1,73	1,89	1,81	1,23	1,76	2,26	2,12	2,39	0,27	0,01	0,73	1,00	0,14	8,50		

ANEXO 1. Tabla 2 Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15 keV, 3µm, como condiciones analíticas)

	Fenocr	istales de	Plagioclas	a primaria	a	Plagioc	Plagioclasa Secundaria (relleno de amígdalas) Andesita								
Tipo de roca	Intrusiv	vo dacítico)			Andesi									
Nº de Muestra	RL641	-D1				Z296-1	7								
Nº de Análisis	37	39	47	52	54	17	18	19	20	21	22				
SiO ₂	65,52	65,82	63,75	65,17	62,32	65,73	66,24	67,52	66,25	66,29	66,20				
TiO ₂	0,12	0,00	0,07	0,00	0,95	0,00	0,09	0,00	0,00	0,12	0,00				
Al_2O_3	20,25	20,86	19,82	19,93	22,26	19,23	19,38	19,26	19,13	19,43	19,08				
FeO	0,23	0,20	0,28	0,02	1,39	0,16	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00				
MnO	0,02	0,00	0,05	0,03	0,03	0,06	0,00	0,09	0,00	0,06	0,05				
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00				
CaO	1,08	0,62	0,51	0,44	0,59	0,06	0,04	0,04	0,05	0,37	0,09				
Na ₂ O	11,37	10,70	11,62	11,65	8,93	10,78	10,82	10,36	10,12	10,64	9,79				
K ₂ O	0,06	0,34	0,05	0,04	1,22	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03				
Total	98,65	98,54	96,15	97,28	97,79	96,05	96,61	97,42	95,60	96,93	95,24				
Fórmula estructura	l para 8 oxí	igenos													
Si	2.921	2.926	2.918	2.939	2.819	2.984	2.986	3.011	3.007	2.981	3.013				
Ti	0.004	0.000	0.002	0.000	0.032	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	0.000				
Al	1.064	1.093	1.069	1.059	1.187	1.029	1.030	1.012	1.024	1.030	1.023				
Fe ²⁺	0,009	0,008	0,011	0,001	0,052	0,006	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000				
Mn ²⁺	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002				
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000				
Ca	0,051	0,030	0,025	0,021	0,028	0,003	0,002	0,002	0,002	0,018	0,005				
Na	0,983	0,922	1,032	1,019	0,783	0,949	0,946	0,896	0,891	0,928	0,864				
K	0,003	0,019	0,003	0,002	0,071	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002				
\sum cat	5,036	4,998	5,062	5,042	4,981	4,976	4,969	4,931	4,927	4,964	4,909				
An	4,96	3,06	2,35	2,02	3,22	0,28	0,22	0,20	0,25	1,89	0,53				
Ab	94,71	94,97	97,37	97,76	88,78	99,68	99,73	99,68	99,59	97,98	99,24				
Or	0,33	1,97	0,28	0,22	8,00	0,04	0,05	0,12	0,16	0,13	0,23				

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15 keV, 3μm)

	Piroxen	o Primar	io							
Tipo de roca	Intrusiv	o diorític	0							
Nº de Muestra	Z350-3									
Nº de Análisis	1	18	20	23	26	27	28	35	37	
SiO ₂	52,61	51,93	52,17	52,11	52,69	51,96	52,76	52,32	52,43	
TiO ₂	0,15	0,08	0,32	0,19	0,16	0,13	0,00	0,13	0,00	
Al ₂ O ₃	1,04	0,23	1,07	1,29	0,18	0,40	0,23	0,56	0,28	
FeO	9,68	9,05	8,76	9,15	9,22	8,89	6,90	8,21	6,06	
MnO	0,33	0,48	0,35	0,27	0,49	0,41	0,10	0,30	0,37	
MgO	15,30	14,18	15,34	15,84	14,30	13,86	15,56	14,45	15,39	
CaO	21,17	22,96	21,13	21,22	23,16	21,80	23,76	22,20	23,51	
Na ₂ O	0,70	0,25	0,22	0,66	0,19	0,16	0,48	0,35	0,21	
K ₂ O	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	
Total	100,99	99,16	99,39	100,73	100,40	97,62	99,79	98,52	98,26	
Fórmula estructura	l para 6 oxí	genos								
Si	1,927	1,951	1,945	1,907	1,958	1,986	1,946	1,971	1,966	
Al ^{IV}	0,045	0,010	0,047	0,056	0,008	0,014	0,010	0,025	0,012	
Ti	0,004	0,002	0,009	0,005	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	
Fe ³⁺	0,142	0,101	0,061	0,166	0,082	0,015	0,133	0,052	0,072	
Fe ²⁺	0,158	0,186	0,213	0,118	0,206	0,270	0,082	0,208	0,119	
Mn ²⁺	0,010	0,015	0,011	0,008	0,015	0,013	0,003	0,010	0,012	
Mg	0,836	0,794	0,853	0,864	0,792	0,790	0,855	0,811	0,860	
Ca	0,831	0,924	0,844	0,832	0,922	0,893	0,939	0,896	0,944	
Na	0,050	0,018	0,016	0,047	0,014	0,012	0,034	0,026	0,015	
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
\sum cat	4,004	4,002	4,001	4,004	4,002	4,000	4,002	4,001	4,001	
Σ(IV)(Si+Al _{IV})	1,972	1,961	1,992	1,963	1,966	2,000	1,956	1,996	1,978	2.
$\Sigma(VI)$	2,031	2,041	2,008	2,041	2,036	2,000	2,047	1,953	2,023	Fe^{3+} : Ca
(Mg/(Mg+Fe)	0,841	0,811	0,800	0,880	0,793	0,745	0,912	0,796	0,878	Fe ³⁺ =2*2 X: Nº de
En	42,27	39,31	43,01	43,46	39,25	39,88	42,50	41,05	42,85	T: Nº ide
Fs	15,70	14,95	14,41	14,70	15,06	15,04	10,85	13,63	10,11	S: Catior
Wo	42.03	45.74	42.58	41.84	45.69	45.08	46.65	45.32	47.04	ser Fe

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10nA, 15 keV, 3μm)

Fe^{3+} : Calculados basados en Droo $Fa^{3+}-2+V+(1-T/S)$	p et al. 1987
$\mathbf{F}\mathbf{e}^{*} = 2^{*}\mathbf{X}^{*}(\mathbf{I}-\mathbf{I}/\mathbf{S})$ X: N ^o de oxígeno	
T: N° ideal de cationes	
S: Cationes totales obtenidos cuan- ser Fe ²⁺	do todo el Fe es asumido

Tipo de roca Intrusivo dacífico N° de Muestra Z350-9 N° de Análisis 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 15 16 17 18 19 SiO ₂ 43,02 40,40 41,71 42,28 43,79 42,50 41,84 43,40 43,55 42,06 43,65 42,52 42,30 41,92 41,84 42,01 42,18 TiO ₂ 2,08 1,98 1,47 1,42 1,35 1,49 1,30 10,08 11,18 10,21 11,30 11,123 10,30 11,06 11,28 10,33 11,09 11,05 11,66 12,20 10,48 0,30 0,12 0,03 0,12 0,16 0,16 0,16 0,16 0,16 0,17 1,20 1,31 11,41 1,43 16,42 15,12 15,34 14,23 13,40 13,77 15,63 CaO 10,24 11,39		Fenocri	stales de	Anfibol														
N° dc Muestaria Z350-9 N° dc Anàlisis 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 15 16 17 18 9 Stop 103 198 147 142 135 148 43.00 43.05 42.55 47.35 17.95 17.35 17.9 17.45 16.33 12.97 Stop 1033 10.90 16.67 12.21 8.93 8.60 9.33 10.88 11.84 10.35 10.35 11.93 11.00 10.07 12.33 12.97 12.50 10.64 Moo 0.29 0.21 0.26 0.16 0.06 0.15 0.04 10.04 0.04 0.12 0.03 1.97 1.45 1.25 1.44 1.45 1.60 1.74 1.43 1.62 1.5.4 1.44 1.65 1.12 1.14 1.24 1.84 1.84 1.84 1.84 1.24 1.83	Tipo de roca	Intrusiv	o dacítico															
N° de Análisis 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 15 16 17 18 19 SiO2 43,02 40,40 41,71 42,28 43,79 42,50 41,84 43,40 43,59 42,66 43,65 42,52 42,30 41,92 41,84 42,01 42,15 1,35 1,60 1,73 1,73 1,73 1,73 1,73 1,73 1,45 1,63 1,23 1,00 1,06 1,22 1,16 1,66 1,22 1,16 1,61	Nº de Muestra	Z350-9																
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Nº de Análisis	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	15	16	17	18	19
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	SiO ₂	43,02	40,40	41,71	42,28	43,79	42,50	41,84	43,40	43,59	42,06	43,65	42,52	42,30	41,92	41,84	42,01	42,18
$ \begin{array}{c} Al_{0,0} & 10,33 & 11,90 & 10,67 & 9,85 & 10,27 & 11,11 & 11,62 & 10,33 & 10,08 & 11,18 & 10,21 & 11,30 & 11,10 & 11,23 & 10,93 & 11,00 & 11,06 \\ FeO & 12,70 & 11,66 & 12,21 & 8,93 & 8,60 & 9,33 & 10,88 & 9,28 & 9,38 & 10,82 & 8,87 & 10,48 & 10,33 & 12,23 & 12,97 & 12,50 & 10,64 \\ MnO & 0,29 & 0,21 & 0,26 & 0,16 & 0,16 & 0,06 & 0,15 & 0,04 & 0,00 & 0,04 & 0,12 & 0,06 & 0,01 & 0,12 & 0,03 & 0,19 & 0,07 \\ MgO & 13,40 & 13,51 & 16,17 & 16,72 & 15,64 & 14,64 & 15,99 & 16,47 & 14,43 & 16,42 & 15,12 & 15,34 & 14,23 & 13,40 & 13,77 & 15,65 \\ CaO & 10,24 & 11,39 & 11,55 & 11,29 & 11,67 & 11,74 & 11,65 & 11,60 & 11,74 & 12,20 & 2,13 & 2,18 & 2,04 & 2,20 & 2,16 & 2,03 & 2,33 \\ K_{2O} & 0,30 & 0,35 & 0,26 & 0,25 & 0,24 & 0,26 & 0,33 & 0,29 & 0,29 & 0,37 & 0,28 & 0,26 & 0,21 & 0,35 & 0,28 & 0,24 & 0,27 \\ \hline Total & 95,05 & 93,86 & 93,99 & 92,43 & 95,03 & 94,38 & 94,79 & 94,62 & 95,33 & 95,15 & 95,26 & 95,62 & 94,93 & 95,71 & 94,88 & 95,21 & 95,89 \\ \hline Fórmula ajustada a 23 oxigenos \\ \hline Ti & 0,237 & 0,228 & 0,170 & 0,163 & 0,151 & 0,168 & 0,148 & 0,125 & 0,174 & 0,194 & 0,196 & 0,203 & 0,166 & 0,186 & 0,184 \\ Al'^n & 1,492 & 1,795 & 1,600 & 1,521 & 1,495 & 1,609 & 1,679 & 1,512 & 1,520 & 1,668 & 1,515 & 1,653 & 1,648 & 1,689 & 1,626 & 1,638 & 1,694 \\ Ti & 0,237 & 0,228 & 0,170 & 0,163 & 0,158 & 0,168 & 0,148 & 0,226 & 0,174 & 0,194 & 0,196 & 0,030 & 0,166 & 0,186 & 0,188 \\ Al'^n & 0,349 & 0,359 & 0,330 & 0,258 & 0,330 & 0,359 & 0,310 & 0,344 & 0,246 & 0,315 & 0,272 & 0,344 & 0,316 & 0,304 & 0,337 & 0,326 & 0,256 \\ Fe^{3} & 1607 & 1,497 & 1,567 & 1,481 & 1,668 & 1,173 & 1,375 & 1,161 & 1,166 & 1,166 & 1,623 & 1,102 & 1,308 & 1,297 & 1,539 & 1,562 & 1,584 & 1,380 \\ Mn^{3'} & 0,038 & 0,027 & 0,034 & 0,021 & 0,021 & 0,008 & 0,009 & 0,006 & 0,006 & 0,015 & 0,007 & 0,002 & 0,015 & 0,004 & 0,034 & 0,346 & 0,348 & 0,256 \\ Fe^{3} & 1,670 & 1,873 & 1,889 & 1,854 & 1,877 & 1,881 & 1,886 & 1,858 & 1,870 & 1,968 & 7,878 & 7,844 & 7,7$	TiO ₂	2,08	1,98	1,47	1,42	1,35	1,49	1,30	1,47	1,65	1,99	1,55	1,73	1,73	1,79	1,45	1,63	1,23
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Al_2O_3	10,33	11,90	10,67	9,85	10,27	11,11	11,62	10,53	10,08	11,18	10,21	11,30	11,10	11,23	10,93	11,00	11,06
MnO 0,29 0,21 0,26 0,16 0,16 0,04 0,04 0,00 0,12 0,06 0,01 0,12 0,03 0,11 0,03 0,19 0,07 Gao 13,63 13,51 11,57 15,54 14,64 15,99 16,47 14,43 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,34 16,42 14,37 15,58 11,29 11,67 11,74 11,66 11,60 11,74 12,03 13,18 2,14 2,03 2,18 2,04 2,20 2,16 2,03 2,03 2,18 2,04 2,20 2,16 2,03 2,26 2,26 2,33 95,15 95,26 95,62 94,93 95,71 94,88 95,21 95,89 Formula sjustada a 23 oxigenos Si 6,508 6,205 6,400 6,479 6,505 6,391 6,321 6,488 6,480 6,332 6,485 <	FeO	12,70	11,66	12,21	8,93	8,60	9,33	10,88	9,28	9,38	10,82	8,87	10,48	10,33	12,23	12,97	12,50	10,64
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	MnO	0,29	0,21	0,26	0,16	0,16	0,06	0,15	0,04	0,00	0,04	0,12	0,06	0,01	0,12	0,03	0,19	0,07
$ \begin{array}{c cacc} Cacc} & 10,24 & 11,39 & 11,23 & 11,29 & 11,67 & 11,74 & 11,65 & 11,60 & 11,74 & 12,20 & 12,03 & 11,97 & 11,87 & 11,85 & 11,84 & 12,44 & 12,45 \\ \hline Na_{2O} & 2,30 & 0,35 & 0,26 & 0,25 & 0,24 & 0,26 & 0,33 & 0,29 & 0,29 & 0,37 & 0,28 & 0,26 & 0,21 & 0,35 & 0,28 & 0,24 & 0,27 \\ \hline Total & 95,05 & 93,86 & 93,99 & 92,43 & 95,03 & 94,38 & 94,79 & 94,62 & 95,33 & 95,15 & 95,26 & 95,62 & 94,93 & 95,71 & 94,88 & 95,21 & 95,89 \\ \hline Fórmula ajustada a 23 oxigenos \\ \hline Si & 6,508 & 6,205 & 6,400 & 6,479 & 6,505 & 6,391 & 6,321 & 6,488 & 6,480 & 6,332 & 6,485 & 6,347 & 6,352 & 6,311 & 6,374 & 6,362 & 6,306 \\ Al^{V} & 1,492 & 1,795 & 1,600 & 1,521 & 1,495 & 1,609 & 1,679 & 1,512 & 1,520 & 1,668 & 1,515 & 1,653 & 1,648 & 1,689 & 1,626 & 1,638 & 1,694 \\ Ti & 0,237 & 0,228 & 0,170 & 0,163 & 0,151 & 0,168 & 0,148 & 0,164 & 0,184 & 0,225 & 0,174 & 0,194 & 0,196 & 0,203 & 0,166 & 0,186 & 0,138 \\ Fe^{2} & 1,607 & 1,497 & 1,567 & 1,145 & 1,068 & 1,173 & 1,375 & 1,161 & 1,166 & 1,362 & 1,102 & 1,308 & 1,297 & 1,539 & 1,652 & 1,584 & 1,330 \\ Mn^{2*} & 0,038 & 0,027 & 0,034 & 0,021 & 0,008 & 0,019 & 0,006 & 0,000 & 0,006 & 0,006 & 0,001 & 0,004 & 0,004 & 0,009 \\ Mg & 3,021 & 3,121 & 3,091 & 3,695 & 3,702 & 3,505 & 3,298 & 3,564 & 3,651 & 3,238 & 3,637 & 3,365 & 3,434 & 3,194 & 3,044 & 3,108 & 3,489 \\ Ca & 1,659 & 1,874 & 1,899 & 1,854 & 1,857 & 1,891 & 1,886 & 1,858 & 1,870 & 1,968 & 1,915 & 1,919 & 1,909 & 1,880 & 1,930 & 1,921 & 1,995 \\ Na & 0,792 & 0,698 & 0,069 & 0,051 & 0,048 & 0,051 & 0,063 & 0,056 & 0,055 & 0,071 & 0,052 & 0,500 & 0,041 & 0,067 & 0,054 & 0,047 & 0,052 \\ \Sigma cat & 15,760 & 15,873 & 15,838 & 15,800 & 15,789 & 15,811 & 15,786 & 15,781 & 15,806 & 15,787 & 15,844 & 15,824 & 15,791 & 15,944 \\ \hline C(V) (Si+Al^{V}) & 8,000 &$	MgO	13,40	13,63	13,51	16,17	16,72	15,64	14,64	15,99	16,47	14,43	16,42	15,12	15,34	14,23	13,40	13,77	15,65
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	CaO N- O	10,24	11,39	11,55	11,29	11,67	11,74	11,65	11,60	11,/4	12,20	12,03	2.19	11,87	11,65	2.16	11,84	12,45
Total 95,0 93,86 93,99 92,43 95,03 94,38 94,79 94,62 95,33 95,15 95,26 94,93 95,71 94,88 95,21 95,89 Fórmula ajustada a 23 oxígenos Si 6,508 6,205 6,400 6,479 6,505 6,391 6,321 6,488 6,480 6,332 6,485 6,347 6,352 6,311 6,374 6,362 6,306 Al ^{IV} 1,492 1,795 1,600 1,511 1,495 1,609 1,679 1,512 1,520 1,668 1,515 1,653 1,648 1,626 1,638 1,694 Ti 0,237 0,228 0,170 0,163 0,151 0,168 0,144 0,166 0,315 0,272 0,334 0,316 0,304 0,337 0,326 0,226 M ¹⁴¹ 0,349 0,359 0,330 0,359 0,391 0,344 0,246 0,315 0,272 0,334 0,316 0,304 0,337 0,326 0,226 M ^{2*} 1,007 1,497 1,567 1,145	K_2O	2,70	2,34	2,34	0.25	2,25	2,20	2,58	2,05	2,14	2,07	2,15	2,18	2,04	2,20	0.28	2,05	2,55
Total 95,05 95,86 95,99 92,43 95,05 94,98 94,79 94,62 95,33 95,15 95,26 95,62 94,93 95,11 94,88 95,21 95,85 95,12 94,93 95,11 94,88 95,21 95,85 95,12 94,93 95,11 94,88 95,11 95,85 95,12 94,93 95,11 94,88 95,21 95,85 95,12 95,62 94,93 95,11 94,88 95,21 95,85 95,12 95,85 95,12 95,26 95,62 94,93 95,11 94,88 95,21 95,85 95,12 95,62 94,93 95,11 94,88 95,21 95,85 95,12 95,62 94,93 95,11 95,86 95,21 94,83 95,11 95,86 95,11 95,85 95,11 95,85 95,11 95,12 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 95,21 <th< td=""><td></td><td>0,50</td><td>02.06</td><td>0,20</td><td>02.42</td><td>05.02</td><td>04.20</td><td>0,55</td><td>0,29</td><td>05.22</td><td>05.15</td><td>05.20</td><td>05.00</td><td>0,21</td><td>0,55</td><td>0,20</td><td>05.21</td><td>0,27</td></th<>		0,50	02.06	0,20	02.42	05.02	04.20	0,55	0,29	05.22	05.15	05.20	05.00	0,21	0,55	0,20	05.21	0,27
Fórmula ajustada a 23 oxígenos Sin de 508 6.205 6.400 6.479 6.505 6.391 6.321 6.488 6.480 6.332 6.485 6.347 6.352 6.311 6.374 6.362 6.304 6.374 6.352 6.311 6.488 6.480 6.332 6.485 6.347 6.352 6.311 6.374 6.362 6.364 1.658 1.653 1.6648 1.658 1.653 1.6648 1.651 1.653 1.6648 1.615 0.168 0.118 0.125 0.134 0.225 0.174 0.194 0.196 0.203 0.166 0.188 0.138 Al ¹⁷¹ 0.349 0.359 0.330 0.258 0.303 0.359 0.391 0.344 0.246 0.315 0.272 0.334 0.316 0.304 0.337 0.326 0.256 Fe ²⁺ 1.607 1.497 1.567 1.415 1.068 1.173 1.375 1.161 1.166 1.362 1.002 0.001 0.002 0.015 0.002 0.015 0.0007 0.002 0.015 </td <td>lotal</td> <td>95,05</td> <td>93,86</td> <td>93,99</td> <td>92,43</td> <td>95,03</td> <td>94,38</td> <td>94,79</td> <td>94,62</td> <td>95,33</td> <td>95,15</td> <td>95,26</td> <td>95,62</td> <td>94,93</td> <td>95,71</td> <td>94,88</td> <td>95,21</td> <td>95,89</td>	lotal	95,05	93,86	93,99	92,43	95,03	94,38	94,79	94,62	95,33	95,15	95,26	95,62	94,93	95,71	94,88	95,21	95,89
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Fórmula ajustada a	23 oxígeno	S															
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Si	6,508	6,205	6,400	6,479	6,505	6,391	6,321	6,488	6,480	6,332	6,485	6,347	6,352	6,311	6,374	6,362	6,306
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Al	1,492	1,795	1,600	1,521	1,495	1,609	1,679	1,512	1,520	1,668	1,515	1,653	1,648	1,689	1,626	1,638	1,694
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		0,237	0,228	0,170	0,163	0,151	0,168	0,148	0,165	0,184	0,225	0,174	0,194	0,196	0,203	0,166	0,186	0,138
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	AI^{+} Ea^{2+}	0,349	0,359	0,330	0,258	0,303	0,359	0,391	0,344	0,246	0,315	0,272	0,334	0,316	0,304	0,337	0,326	0,256
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	re Mn ²⁺	1,007	1,497	1,307	1,145	1,008	1,175	1,373	1,101	1,100	1,302	1,102	1,308	1,297	1,539	1,052	1,584	1,330
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Mα	3,021	3,121	3 001	3,695	3,702	3,505	3 208	3,564	3,651	3,238	3,637	3,365	3 / 3 /	3 19/	3 044	3 108	3 /89
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ca	1 659	1 874	1 899	1 854	1 857	1 891	1 886	1 858	1 870	1 968	1 915	1 915	1 909	1 880	1 930	1 921	1 995
K 0,058 0,069 0,051 0,048 0,046 0,051 0,063 0,056 0,055 0,071 0,052 0,050 0,041 0,067 0,054 0,047 0,052 ∑cat 15,760 15,873 15,838 15,800 15,789 15,741 15,788 15,789 15,781 15,806 15,787 15,844 15,824 15,791 15,944 Σ(IV) (Si+Al ^{IV}) 8,000 8	Na	0.792	0.698	0.695	0.615	0.641	0.658	0.697	0.588	0.616	0.605	0.613	0.632	0.593	0.642	0.637	0.595	0.675
$ \sum_{(V)} (Si+Al^{IV}) = \begin{cases} 8,000 & 8,$	K	0,058	0,069	0,051	0,048	0,046	0,051	0,063	0,056	0,055	0,071	0,052	0,050	0,041	0,067	0,054	0,047	0,052
$ \begin{split} \Sigma(IV) (Si+Al^{IV}) & 8,000 & 8,00$	∑cat	15,760	15,873	15,838	15,800	15,789	15,811	15,876	15,741	15,788	15,789	15,781	15,806	15,787	15,844	15,824	15,791	15,944
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\Sigma(\mathbf{U})$ (C: $ \mathbf{A} ^{\mathrm{IV}}$)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	8 000	8 000
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\Sigma(1V)(SI+AI)$	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000 7,011	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
re((retmy)) = 0.524 + 0.524 + 0.525 + 0.524 + 0.525 + 0.524 + 0.521 + 0.244 + 0.242 + 0.249 + 0.253 + 0.253 + 0.268 + 0.352 + 0.352 + 0.358 + 0.276 + 0.274	$\Delta(VI)$ Eq/(Eq+Mg)	/,/00	1,8/3	/,858	/,800	1,189	/,811	/,8/6	/,/41	/,/88	1,189	/,/81	/,806	1,181	/,844	/,824	1,191	/,944
	re/(re+ivig) Ma/(Ma+Fa)	0,547	0,524	0,530	0,237	0,224	0,251	0,294	0,240	0,242	0,290	0,233	0,280	0,274	0,525	0,352	0,338	0,270
Altor $1.841 - 2.154 - 1.930 - 1.779 - 1.798 - 1.968 - 2.070 - 1.856 - 1.766 - 1.983 - 1.788 - 1.987 - 1.965 - 1.963 - 1.963 - 1.964 - 1.950 - 1.950 - 1.965 - 1.963 - 1.963 - 1.964 - 1.950 - 1.965 - 1.965 - 1.963 - 1.964 - 1.950 - 1.965 $	Al tot	1 841	2,154	1 930	1 779	1 798	1 968	2,070	1 856	1 766	1 983	1 788	1 987	1 965	1 993	1 963	1 964	1 950

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15 keV, 3μm)

	Fenocr	istales de A	Anfíbol																
Tipo de roca	Intrusi	vo dacítico																	
Nº de Muestra	Z350-9										RL641-D1								
Nº de Análisis	20	21	22	23	27	29	30	32	34	36	38	40	41	42	43	44	45		
$\begin{array}{c} SiO_2\\TiO_2\\Al_2O_3\\FeO\\MnO\\MgO\\CaO\\Na_2O\\K_2O\end{array}$	42,18 1,80 11,10 11,26 0,21 14,80 12,24 2,33 0,28	41,72 1,77 11,30 10,97 0,06 14,88 12,13 2,11 0,28	42,38 1,29 11,24 12,43 0,22 13,46 11,28 2,03 0,28	42,90 1,59 11,26 11,07 0,04 14,85 11,54 2,09 0,30	41,70 1,85 11,36 11,78 0,01 14,22 11,38 2,42 0,30	43,22 1,02 10,48 13,30 0,25 13,69 11,18 1,73 0,75	42,68 1,00 10,78 12,56 0,13 13,85 11,44 1,66 0,77	41,68 1,63 11,49 13,45 0,19 13,58 11,27 2,28 0,30	41,52 1,22 10,64 13,45 0,15 13,62 11,45 2,11 0,23	42,26 2,44 11,14 12,54 0,15 13,71 11,21 2,25 0,26	41,67 2,01 11,54 12,07 0,15 13,63 11,47 2,18 0,32	41,14 2,19 11,69 12,50 0,18 13,91 11,88 2,40 0,30	39,21 2,48 12,74 14,03 0,15 12,47 11,34 2,46 0,35	41,81 1,87 11,41 10,03 0,09 14,98 11,81 2,23 0,27	40,94 1,82 11,09 10,75 0,21 15,17 12,29 2,16 0,29	40,22 1,97 11,01 12,98 0,18 12,62 11,73 2,27 0,34	41,76 1,50 10,63 11,36 0,04 15,07 11,90 2,07 0,21		
Total	96,20	95,24	94,61	95,64	95,03	95,62	94,87	95,86	94,41	95,96	95,05	96,19	95,22	94,51	94,72	93,31	94,54		
Fórmula ajustada a	a 23 oxígen	os																	
$ \begin{array}{l} Si \\ Al^{IV} \\ Ti \\ Al^{VI} \\ Fe^{2+} \\ Mg \\ Ca \\ Na \\ K \end{array} $	6,304 1,696 0,202 0,259 1,407 0,026 3,298 1,960 0,676 0,054	6,283 1,717 0,201 0,289 1,381 0,008 3,341 1,957 0,617 0,055	6,436 1,564 0,147 0,448 1,578 0,028 3,047 1,835 0,599 0,055	6,403 1,597 0,179 0,383 1,382 0,006 3,304 1,845 0,604 0,057	6,307 1,693 0,211 0,333 1,490 0,002 3,207 1,844 0,710 0,058	6,524 1,476 0,116 0,388 1,679 0,032 3,081 1,809 0,505 0,144	6,479 1,521 0,114 0,407 1,595 0,017 3,133 1,860 0,487 0,149	6,297 1,703 0,185 0,342 1,699 0,024 3,058 1,824 0,668 0,057	6,373 1,627 0,141 0,298 1,727 0,019 3,117 1,884 0,629 0,045	6,340 1,660 0,276 0,310 1,574 0,019 3,067 1,801 0,654 0,051	6,308 1,692 0,229 0,368 1,529 0,019 3,076 1,861 0,641 0,061	6,191 1,809 0,248 0,265 1,573 0,022 3,121 1,915 0,699 0,057	6,018 1,982 0,286 0,321 1,801 0,019 2,853 1,865 0,731 0,068	6,310 1,690 0,212 0,340 1,266 0,011 3,371 1,910 0,654 0,052	6,217 1,783 0,208 0,202 1,366 0,027 3,435 1,999 0,635 0,057	6,265 1,735 0,230 0,285 1,691 0,023 2,931 1,957 0,686 0,067	6,342 1,658 0,171 0,243 1,443 0,006 3,411 1,937 0,609 0,041		
∑cat	15,881	15,849	15,737	15,759	15,853	15,753	15,762	15,858	15,860	15,752	15,784	15,901	15,944	15,816	15,928	15,871	15,861		
$\begin{array}{l} \Sigma \ (IV) \ (Si+Al^{IV}) \\ \Sigma \ (VI) \\ Fe/(Fe+Mg) \\ Mg/(Mg+Fe) \\ Al \ tot \end{array}$	8,000 7,881 0,299 0,701 1,955	8,000 7,849 0,293 0,707 2,006	8,000 7,737 0,341 0,659 2,011	8,000 7,759 0,295 0,705 1,980	8,000 7,853 0,317 0,683 2,025	8,000 7,753 0,353 0,647 1,864	8,000 7,762 0,337 0,663 1,928	8,000 7,858 0,357 0,643 2,046	8,000 7,860 0,357 0,643 1,925	8,000 7,752 0,339 0,661 1,970	8,000 7,784 0,332 0,668 2,060	8,000 7,901 0,335 0,665 2,074	8,000 7,944 0,387 0,613 2,303	8,000 7,816 0,273 0,727 2,030	8,000 7,928 0,284 0,716 1,985	8,000 7,871 0,366 0,634 2,021	8,000 7,861 0,297 0,703 1,902		

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15 keV, 3μm)
	Fenocri	stales de A	Anfibol										Relleno	de amígo	lalas - Act	inolita
Tipo de roca	Intrusiv	o dacítico)										Andesit	a		
Nº de Muestra	RL641-	·D1											RL641-	4		
Nº de Análisis	46	48	51	53	55	2	4	6	8	10	11	12	15	16	17	19
$\begin{array}{c} SiO_2\\TiO_2\\Al_2O_3\\FeO\\MnO\\MgO\\CaO\\Na_2O\\K_2O\end{array}$	40,83 1,84 11,25 10,85 0,12 14,28 12,06 2,21 0,30	41,03 1,75 10,86 11,28 0,01 14,25 11,81 2,50 0,28	41,48 1,49 11,29 13,42 0,16 13,61 11,47 2,26 0,28	41,91 1,95 10,76 12,87 0,09 13,62 11,32 2,11 0,25	41,75 1,59 11,16 12,30 0,07 13,98 11,80 2,23 0,31	42,04 1,92 11,23 13,18 0,15 13,55 11,23 2,19 0,24	42,46 1,72 11,21 13,67 0,18 13,36 11,02 2,17 0,23	42,49 1,46 11,45 12,54 0,10 13,45 11,26 2,14 0,35	43,48 1,42 10,46 12,92 0,03 14,18 11,25 1,92 0,25	43,30 2,03 11,18 12,51 0,22 14,21 11,36 2,12 0,26	54,54 0,17 1,16 12,60 1,17 17,18 8,53 0,43 0,01	54,34 0,15 1,70 9,79 1,19 18,59 10,06 0,27 0,05	53,81 0,15 1,48 12,34 0,33 15,83 11,78 0,34 0,04	54,51 0,09 1,47 12,08 0,00 16,59 12,42 0,24 0,05	53,39 0,00 0,35 18,09 1,11 11,89 12,05 0,17 0,00	52,54 0,24 1,06 12,78 0,67 14,80 10,16 0,54 0,07
Total	93,73	93,77	95,47	94,87	95,19	95,72	96,02	95,25	95,92	97,19	95,77	96,14	96,09	97,46	97,05	92,86
Fórmula ajustada a	23 oxígenc	os														
$ \begin{array}{l} Si \\ Al^{IV} \\ Ti \\ Al^{VI} \\ Fe^{2+} \\ Mn^{2+} \\ Mg \\ Ca \\ Na \\ K \end{array} $	6,259 1,741 0,212 0,292 1,392 0,015 3,263 1,980 0,658 0,058	6,298 1,702 0,202 0,262 1,448 0,002 3,262 1,942 0,745 0,055	6,298 1,702 0,170 0,319 1,704 0,021 3,081 1,866 0,665 0,054	6,374 1,626 0,223 0,302 1,636 0,011 3,087 1,845 0,623 0,048	6,326 1,674 0,181 0,318 1,558 0,009 3,157 1,916 0,656 0,059	6,342 1,658 0,217 0,339 1,663 0,019 3,046 1,814 0,641 0,046	6,388 1,612 0,194 0,376 1,720 0,022 2,996 1,776 0,634 0,044	6,412 1,588 0,166 0,449 1,583 0,013 3,026 1,820 0,625 0,068	6,509 1,491 0,160 0,355 1,618 0,004 3,165 1,805 0,558 0,048	6,399 1,601 0,225 0,346 1,546 0,028 3,130 1,799 0,608 0,050	7,935 0,065 0,019 0,134 1,533 0,144 3,726 1,329 0,120 0,001	7,816 0,184 0,017 0,104 1,178 0,145 3,987 1,551 0,074 0,010	7,852 0,148 0,017 0,106 1,506 0,040 3,443 1,842 0,095 0,007	7,827 0,173 0,010 0,077 1,450 0,000 3,552 1,912 0,067 0,010	7,961 0,039 0,000 0,022 2,255 0,141 2,642 1,925 0,048 0,000	7,946 0,054 0,028 0,135 1,616 0,085 3,336 1,646 0,159 0,014
∑cat	15,870	15,918	15,881	15,775	15,855	15,786	15,762	15,750	15,712	15,731	15,007	15,065	15,055	15,077	15,033	15,019
$\begin{array}{l} \Sigma \ (IV) \ (Si+Al^{IV}) \\ \Sigma \ (VI) \\ Fe/(Fe+Mg) \\ Mg/(Mg+Fe) \\ Al \ tot \end{array}$	8,000 7,870 0,299 0,701 2,033	8,000 7,918 0,307 0,693 1,964	8,000 7,881 0,356 0,644 2,021	8,000 7,775 0,346 0,654 1,928	8,000 7,855 0,330 0,670 1,993	8,000 7,786 0,353 0,647 1,997	8,000 7,762 0,365 0,635 1,988	8,000 7,750 0,343 0,657 2,037	8,000 7,712 0,338 0,662 1,846	8,000 7,731 0,331 0,669 1,947	8,000 7,007 0,292 0,708 0,199	8,000 7,065 0,228 0,772 0,288	8,000 7,055 0,304 0,696 0,254	8,000 7,007 0,290 0,710 0,250	8,000 7,033 0,461 0,539 0,061	8,000 7,019 0,326 0,674 0,189

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15keV, 3μm)

	Rellenc	o de amígd	lalas – Ac	tinolita							Anfibol	es alterad	os
Tipo de roca	Andesi	ta									Intrusiv	o diorítico)
Nº de Muestra	RL641-	-2									Z350-3		
Nº de Análisis	20	21	22	25	27	28	29	30	36	38	30	31	34
SiO ₂	51,13	50,37	48,50	50,03	52,14	49,84	51,14	51,69	51,59	47,96	47,36	50,41	44,73
TiO ₂	4 0,00	0,04	0,07	0,13	0,00	0,02	0,09	0,00	0,00	0,02	0,08	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	0,92	1,19	0,83	0,88	0,47	0,50	0,48	0,20	0,31	0,99	5,73	3,28	7,34
FeO	17,47	14,65	18,19	14,30	15,92	19,57	21,95	23,45	24,08	18,92	16,10	15,91	18,73
MnO	0,77	0,56	0,59	0,41	0,74	0,32	0,64	0,47	0,82	0,31	0,09	0,39	0,16
MgO	12,28	13,73	13,25	15,33	13,23	11,61	10,45	9,53	9,21	11,76	11,00	10,93	8,68
CaO	11,40	11,79	12,00	11,80	11,85	12,06	11,75	11,58	11,59	12,43	12,28	11,71	12,11
Na ₂ O	0,51	0,49	0,22	0,15	0,37	0,19	0,15	0,14	0,18	0,08	1,26	0,56	1,21
K ₂ O	0,03	0,02	0,03	0,09	0,05	0,03	0,02	0,00	0,01	0,06	0,29	0,16	0,50
Total	94,51	92,84	93,67	93,12	94,76	94,13	96,68	97,06	97,79	92,54	94,19	93,45	93,51
Fórmula ajustada	a 23 oxígeno	08											
Si	7,830	7,763	7,582	7,681	7,897	7,764	7,816	7,900	7,864	7,620	7,287	7,735	7,060
Al ^{IV}	0,166	0,216	0,153	0,159	0,084	0,091	0,086	0,036	0,055	0,186	0,713	0,265	0,940
Ti	0,000	0,005	0,008	0,015	0,000	0,003	0,010	0,000	0,000	0,003	0,009	0,012	0,006
Alvi	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,327	0,328	0,426
Fe^{2+}	2,238	1,889	2,378	1,835	2,017	2,550	2,806	2,997	3,070	2,514	2,072	2,042	2,472
Mn	0,099	0,073	0,078	0,054	0,095	0,043	0,083	0,060	0,105	0,041	0,012	0,051	0,021
Mg	2,803	5,154	3,089	3,508	2,986	2,695	2,582	2,1/2	2,092	2,785	2,525	2,500	2,042
Ca No	1,8/1	1,947	2,010	1,941	1,923	2,012	1,924	1,890	1,895	2,110	2,025	1,925	2,048
K	0,007	0,005	0,007	0,045	0,010	0,005	0,045	0,041	0,002	0,020	0,057	0,031	0,101
∑cat	15,165	15,198	15,371	15,255	15,121	15,220	15,156	15,103	15,136	15,303	15,400	15,056	15,487
$\Sigma(IV)$ (Si+Al ^{IV})	7,996	7,979	7,735	7,840	7,981	7,855	7,902	7,936	7,919	7,806	8,000	8,000	8,000
Σ (VI)	7,169	7,219	7,636	7,415	7,140	7,365	7,254	7,167	7,217	7,497	7,400	7,056	7,487
Fe/(Fe+Mg)	0,444	0,375	0,435	0,343	0,403	0,486	0,541	0,580	0,595	0,474	0,451	0,450	0,548
Mg/(Mg+Fe)	0,556	0,625	0,565	0,657	0,597	0,514	0,459	0,420	0,405	0,526	0,549	0,550	0,452
Al tot	0,166	0,216	0,153	0,159	0,084	0,091	0,086	0,036	0,055	0,186	1,039	0,593	1,365

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15 keV, 3μm)

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación
Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15 keV, 3µm). Tº basada en Cathelineau (1988) (1), Kranidiotis y MacLean
1988) (2) y Jowett (1991) (3).

	Clorita	ı y esmecti	ta mineral	es de alter	ación											
Tipo de roca	Andesi	ita														
Nº de Muestra	Z296-1	17														
Nº de Análisis	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	23	24
SiO ₂	27,52	26,98	27,44	26,95	27,28	26,90	29,79	29,95	28,33	29,01	28,86	28,36	27,58	26,31	26,24	25,76
TiO ₂	0,15	0,00	0,13	0,07	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,02	0,04	0,04	0,09
Al_2O_3	17,07	16,76	17,32	17,41	17,10	17,28	16,61	17,26	18,02	17,23	17,45	17,49	17,15	17,05	16,75	16,48
FeO	17,98	19,81	19,18	18,13	19,44	17,19	17,95	18,83	18,22	19,54	19,93	18,54	20,51	17,63	19,32	18,54
MnO	0,44	0,29	0,57	0,83	0,44	0,90	0,47	0,47	0,43	0,54	0,39	0,47	0,30	0,42	0,42	0,32
MgO	20,77	21,10	20,57	21,93	20,25	20,93	20,33	21,41	19,82	20,73	20,19	20,69	20,84	20,68	20,61	21,04
CaO	0,05	0,01	0,00	0,01	0,06	0,10	0,08	0,11	0,11	0,05	0,08	0,04	0,00	0,05	0,01	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
K_2O	0,05	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04
Total	84,03	84,95	85,23	85,34	84,71	83,36	85,32	88,04	84,95	87,13	86,90	85,80	86,41	82,20	83,40	82,29
Fórmula ajustada	a 28 oxígen	OS														
Si	5.842	5,729	5,780	5.658	5.792	5.756	6.187	6.051	5.928	5.960	5.952	5,895	5,764	5.718	5.678	5.637
Al ^{IV}	2,158	2.271	2.220	2.342	2.208	2.244	1.813	1.949	2.072	2.040	2.048	2,105	2.236	2.282	2.322	2.363
Ti	0.025	0.000	0.021	0.010	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.003	0.007	0.007	0.014
Al ^{VI}	2.113	1.923	2.081	1.966	2.072	2.114	2.252	2.161	2.372	2.132	2,195	2,179	1,988	2.086	1,949	1.887
Fe ²⁺	3,191	3,518	3,380	3,183	3.452	3.077	3,118	3,180	3,188	3,359	3.438	3.223	3.585	3.204	3,495	3,392
Mn ²⁺	0.080	0.051	0.102	0.148	0.080	0.164	0.083	0.081	0.076	0.095	0.067	0.083	0.053	0.077	0.076	0.059
Mg	6.572	6.678	6.462	6.865	6.412	6.677	6.295	6.448	6.185	6.351	6.209	6.411	6.491	6.701	6.647	6.861
Ca	0.011	0.003	0.000	0.003	0.013	0.022	0.018	0.023	0.025	0.010	0.017	0.008	0.001	0.012	0.003	0.003
Na	0.000	0.000	0.008	0.000	0.001	0.013	0.016	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.005
K	0,013	0,000	0,000	0,005	0,009	0,008	0,012	0,000	0,006	0,000	0,000	0,007	0,000	0,001	0,003	0,010
∑cat	20,005	20,174	20,053	20,180	20,056	20,075	19,795	19,894	19,853	19,960	19,927	19,939	20,121	20,095	20,181	20,231
Xc	0,986	1,093	1,020	1,082	1,013	0,994	0,848	0,912	0,886	0,950	0,937	0,953	1,063	1,036	1,095	1,125
T°C (1)	286	304	295	315	294	299	230	252	272	266	268	277	298	305	312	319
T°C (2)	157	164	161	166	161	160	139	146	153	152	153	154	163	163	167	168
T°C (3)	286	304	296	315	294	299	231	252	272	267	269	277	299	305	312	318
NIC	10.091	20 171	20.045	20.172	20.022	20.022	10.740	10.971	10.922	10.027	10.000	10.024	20.120	20.075	20.175	20.212
NIC	19,981	20,171	20,045	20,172	20,033	20,032	19,749	19,8/1	19,822	19,95/	19,909	19,924	20,120	20,075	20,175	20,213
IC.	0,024	0,005	0,008	0,008	0,025	0,043	0,040	0,024	0,030	0,023	0,017	0,010	0,001	0,020	0,000	0,019

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación

	Clorita	y esmect	ita minera	les de alte	eración						
Tipo de roca	Andesi	ta								Intrusiv	o microdiorítico
Nº de Muestra	Z296-1	7 Z350-2	.9							Z350-3	
Nº de Análisis	26	41	42	43	44	46	47	48	49	39	41
SiO ₂	24,67	24,03	25,27	25,62	24,83	26,82	26,65	23,99	25,67	31,18	31,42
TiO ₂	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,10	0,08
Al_2O_3	16,11	15,80	15,52	17,25	16,14	15,74	16,82	15,37	15,45	12,64	13,19
FeO	18,80	22,70	23,21	16,03	19,75	21,20	23,86	22,08	21,18	17,61	17,28
MnO	0,60	0,54	0,57	0,79	0,51	0,46	0,61	0,43	0,23	0,23	0,27
MgO	20,73	16,67	16,92	22,60	19,37	17,77	16,99	18,65	17,95	21,08	22,36
CaO	0,02	0,00	0,02	0,03	0,09	0,05	0,00	0,06	0,06	0,11	0,10
Na ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,17	0,25
K ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Fotal	80,94	79,78	81,58	82,37	80,70	82,05	84,93	80,64	80,60	83,12	84,98
Fórmula ajustada a	a 28 oxígeno	os									
Si	5,527	5,592	5,744	5,536	5,601	5,953	5,792	5,510	5,822	6,640	6,533
Al ^{IV}	2,473	2,408	2,256	2,464	2,399	2,047	2,208	2,490	2,178	1,360	1,467
Ті	0,000	0,004	0,007	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,016	0,013
Al ^{VI}	1,781	1,925	1,900	1,930	1,892	2,069	2,100	1,671	1,953	1,812	1,766
Fe^{2+}	3,521	4,418	4,411	2,896	3,727	3,935	4,336	4,241	4,017	3,136	3,005
Mn^{2+}	0,114	0,106	0,109	0,145	0,098	0,086	0,112	0,083	0,044	0,041	0,048
Mg	6,923	5,783	5,733	7,279	6,514	5,879	5,505	6,384	6,069	6,692	6,931
Ca	0,004	0,000	0,006	0,007	0,021	0,013	0,000	0,015	0,014	0,025	0,022
N.T.	0.007	0 000	0.002	0.010	0 000	0.001	0.000	0.010	0.022	0.070	0.101

Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15 keV, 3µm). T° basada en Cathelineau (1988) (1), Kranidiotis y MacLean (1988) (2) y Jowett (1991) (3).

Al	2,473	2,408	2,256	2,464	2,399	2,047	2,208	2,490	2,178	1,360	1,467
Ti	0,000	0,004	0,007	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,016	0,013
Al^{VI}	1,781	1,925	1,900	1,930	1,892	2,069	2,100	1,671	1,953	1,812	1,766
Fe ²⁺	3,521	4,418	4,411	2,896	3,727	3,935	4,336	4,241	4,017	3,136	3,005
Mn ²⁺	0,114	0,106	0,109	0,145	0,098	0,086	0,112	0,083	0,044	0,041	0,048
Mg	6,923	5,783	5,733	7,279	6,514	5,879	5,505	6,384	6,069	6,692	6,931
Ca	0,004	0,000	0,006	0,007	0,021	0,013	0,000	0,015	0,014	0,025	0,022
Na	0,007	0,000	0,003	0,018	0,000	0,001	0,000	0,018	0,032	0,070	0,101
K	0,000	0,005	0,005	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
∑cat	20,349	20,240	20,175	20,276	20,254	19,986	20,054	20,414	20,129	19,793	19,893
Xc	1,188	1,125	1,081	1,130	1,122	0,971	1,013	1,225	1,048	0,843	0,882
T°C (1)	336	326	301	335	324	268	293	339	289	157	174
$T^{\circ}C(2)$	174	178	170	170	172	156	168	180	163	114	118
T°C (3)	336	329	305	333	325	270	297	341	291	158	175
NIC	20,339	20,235	20,161	20,251	20,231	19,972	20,053	20,382	20,083	19,698	19,761
IC	0,011	0,005	0,014	0,025	0,023	0,014	0,000	0,033	0,046	0,095	0,131

	Epidota	mineral d	le alteracio	ón					
Tipo de roca	Andesit	a							
Nº de Muestra	Z296-1	7							
Nº de Análisis	28	29	30	31	36	37	38	39	40
SiO ₂	34,72	31,45	32,77	30,87	33,84	33,65	33,40	34,03	31,43
TiO ₂	0,16	0,05	0,11	0,00	0,02	0,14	0,13	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,90	18,13	18,65	18,19	18,45	18,75	19,15	19,21	19,04
Fe ₂ O ₃ *	13,84	15,38	15,14	15,62	15,60	16,82	16,41	13,32	13,14
MnO	0,06	0,18	0,21	0,92	0,13	0,46	0,39	0,22	0,06
MgO	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,05	0,05
CaO	23,26	22,86	22,98	22,06	22,79	22,62	22,38	22,73	23,22
Na ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03	0,05	0,00	0,03
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
*H ₂ Ocalc	7,00	11,91	10,13	12,31	9,12	7,53	8,04	10,44	13,02
Total	93,00	88,09	89,87	87,69	90,88	92,47	91,96	89,56	86,98
Fórmula ajustada a 1	12,5 oxígei	nos		Fe ₂ O ₃ ca	lculado a p	oartir de Fe	eO* x 1,11		
Si	2.947	2.869	2.915	2.838	2.969	2.916	2.904	3.003	2.881
Al ^{IV}	0.053	0.131	0.085	0.162	0.031	0.084	0.096	0.000	0.119
Ti	0,010	0,003	0,008	0,000	0,001	0,009	0,009	0,000	0,000
Al ^{VI}	2,038	1,818	1,870	1,809	1,876	1,831	1,867	1,998	1,938
Fe ³⁺	0,882	1,054	1,011	1,079	1,028	1,095	1,072	0,883	0,905
Mn ²⁺	0,004	0,014	0,015	0,072	0,010	0,034	0,029	0,016	0,005
Mg	0,005	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,003	0,006	0,007
Ca	2,116	2,234	2,189	2,173	2,142	2,100	2,085	2,149	2,280
Na	0,003	0,005	0,001	0,000	0,006	0,005	0,008	0,000	0,006
K	0.000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000
	0,000	<i>,</i>	<i>,</i>						
∑cat	8,058	8,131	8,095	8,137	8,065	8,073	8,075	8,058	8,141

ANEXO 1. Tabla 2. Continuación Análisis de microsonda electrónica (Cameca SU30, Universidad de Chile, 10 nA, 15 keV, 3μm)

*H₂O calc = 100-(Σ óxidos mayores)

Muestra Mineral	l							(AND32 Calcosina	27-1 •Digenita								
Cu (%wt)	78,74	78,77	78,13	77,50	78,29	78,79	78,46	78,50	78,38	78,27	78,11	77,84	78,46	78,66	78,38	78,67	79,10	78,01
Fe	0,01	0	0	0,05	0,01	0	0	0	0,01	0,01	0	0,02	0,04	0	0,05	0	0,06	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0
As	0,09	0	0	0	0,05	0	0,09	0	0,15	0	0	0	0	0,09	0,01	0	0	0,05
Ag	0,02	0,02	0,02	0,01	0	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0	0,01	0,02	0,01	0,01	0
S	21,02	21,16	21,11	21,68	20,96	20,91	20,87	20,87	20,88	20,76	21,43	21,44	20,96	21,10	20,98	21,29	20,68	21,15
Total	99,88	99,95	99,26	99,24	99,31	99,72	99,44	99,39	99,45	99,05	99,55	99,33	99,48	99,86	99,44	99,97	99,85	99,21
% at, Cu	65,40	65,28	65,16	64,29	65,28	65,52	65,52	65,52	65,40	65,52	64,79	64,66	65,40	65,28	65,40	65,03	65,87	65,03
% at, S	34,60	34,72	34,84	35,71	34,72	34,48	34,48	34,48	34,60	34,48	35,21	35,34	34,60	34,72	34,60	34,97	34,13	34,97

ANEXO 1. Tabla 3. Análisis de microsonda electrónica y fórmula mineral de calcosina-digenita (Cc-Dg), bornita y covelina de yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla. (Cameca SX100, Universidad de Arizona, 40 nA-elementos mayores y 200 nA-elementos traza, 25 keV, 3 µm, como condiciones analíticas).

 $F \acute{o} rmula \ Cu_{1,89}S \ Cu_{1,88}S \ Cu_{1,88}S \ Cu_{1,88}S \ Cu_{1,88}S \ Cu_{1,9}S \ Cu_{1,9}S \ Cu_{1,9}S \ Cu_{1,89}S \ Cu_{1,89}S \ Cu_{1,89}S \ Cu_{1,89}S \ Cu_{1,88}S \ Cu_{1,89}S \ Cu_{1,88}S \ Cu_{1,89}S \ Cu_{1,88}S \ Cu_{1,89}S \ Cu_{$

Mineral

Muestra Mineral	a AND32 Cc-	27-1 Dg		RL541-1 Calcosina-Digenita										(RL60 Calcosina)8-2 -Digenita		
Cu (%wt) Fe Pb Zn As Ag S	79,04 0,01 0 0,03 0,02 21,2	78,56 0 0 0 0 0 20,68	78,72 0,59 0 0 0 0,01 20,91	78,71 0,24 0 0,02 0 21,15	78,65 0,40 0 0 0,01 21,49	78,68 0,39 0 0 0 0,01 21,69	77,69 0,67 0 0 0 0,02 21,06	77,89 0,27 0 0 0 0,01 21,09	79,06 0,02 0 0 0 0,01 20,59	78,45 0,13 0 0,04 0,02 21,40	78,37 0,35 0 0,11 0,01 21,43	78,67 0,36 0 0 0 0,02 21,35	77,83 0,06 0 0 0,01 21,16	78,26 0 0 0,03 0 21,18	78,46 0,02 0 0,05 0 21,47	78,77 0,04 0 0 0 0 21,36	77,73 0 0 0,01 0 21,34	78,31 0,03 0 0,01 0 21,51
Total	100,33	99,24	100,23	100,12	100,55	100,77	99,44	99,26	99,68	100,04	100,27	100,40	99,06	99,47	100,00	100,17	99,08	99,86
% at, Cu % at, S	65,28 34,78	65,75 34,25	65,52 34,48	65,28 34,72	64,91 35,09	64,66 35,34	65,03 34,97	65,03 34,97	65,99 34,01	64,91 35,09	64,91 35,09	65,03 34,97	65,03 34,97	65,03 34,97	64,79 35,21	65,03 34,97	64,79 35,21	64,79 35,21
Fórmula Mineral	Cu _{1,88} S	Cu _{1,92} S	Cu _{1,9} S	Cu _{1,88} S	Cu _{1,85} S	Cu _{1,83} S	Cu _{1,86} S	Cu _{1,86} S	Cu _{1,94} S	Cu _{1,85} S	Cu _{1,85} S	Cu _{1,86} S	Cu _{1,86} S	Cu _{1,86} S	Cu _{1,84} S	Cu _{1,86} S	Cu _{1,84} S	Cu _{1,84} S

ANEXO 1. Tabla 3. Continuación

Muestra Mineral		l Calc	RL608-2 osina-Dig	enita					RL608-2 Bornita				INT327 Calcosina-	'-1 Digenita
Cu (%wt) Fe	79,03 0,02	78,80 0,02	78,43 0,13	78,46 0,48	78,26 0,07	64,02 10,24	64,60 10,19	64,72 10,14	65,25 9,44	64,23 9,83	64,86 9,78	64,10 10,18	78,97 0,09	78,94 0,21
Pb Zn	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
As Ag	0,01 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0,02	0,03 0,03	0 0,02	0 0,01	0,05 0,01	0 0,03	0 0,01	0 0,02	0 0,01
S	21,44	21,51	21,66	21,53	21,41	25,40	25,23	25,41	25,26	25,39	25,39	25,43	21,36	21,23
lotal	100,50	100,33	100,218	100,47	99,74	99,68	100,08	100,29	99,96	99,51	100,06	99,72	100,44	100,39
% at, Cu % at, Fe	65,03	64,91	64,66	64,79	64,79	50,90 9,18	51,33 9,18	50,90 9,18	51,69 8,55	51 9	51,74 8,46	50,90 9,18	65,16	65,28
% at, S	34,97	35,09	35,34	35,21	35,21	39,92	39,49	39,92	39,76	40	39,80	39,92	34,84	34,72

 Fórmula
 Cu_{1,86}S
 Cu_{1,85}S
 Cu_{1,83}S
 Cu_{1,84}S
 Cu_{1,82}S
 Cu_{1,82}S
 Cu_{1,82}S
 Cu_{1,82}S
 Cu_{1,82}S
 Cu_{1,83}S
 Cu_{1,83}S
 Cu_{1,84}S
 Cu_{1,82}S
 Cu_{1,87}S
 Cu_{1,87}S
 Cu_{1,87}S
 Cu_{1,87}S
 Cu_{1,88}S

Muestra Mineral	INT32 Cc-	27-1 Dg						Calco	Z818-9 osina-Dige	enita			Z818-9 Covelina		
Cu (%wt)	79,62	78,273	64,15	64,61	64,36	64,44	64,84	77,92	77,43	77,70	77,91	77,93	69,03	70,96	69,97
Fe	0,04	0,025	10,06	9,97	9,95	9,66	9,42	0,03	0,02	0	0,03	0	0,12	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
As	0,06	0	0,02	0,02	0,03	0	0	0	0	0	0	0,15	0	0	0,06
Ag	0,01	0,015	0,05	0,10	0,08	0,10	0,05	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,07	0,09	0,10
S	20,63	20,768	25,73	24,69	25,71	25,22	25,39	22,17	22,73	22,39	22,06	22,22	30,95	29,37	30,17
Total	100,36	99,081	100,01	99,39	100,13	99,414	99,70	100,13	100,20	100,11	100,01	100,32	100,17	100,42	100,30
% at, Cu	66,10	65,52	50,50	51,80	51,05	51,59	51,26	61,67	63,24	63,64	64,03	63,90	52,83	54,95	53,92
% at, Fe			9,10	9,10	8,91	8,73	8,54								
% at, S	33,90	34,48	40,40	39,10	40,04	39,68	40,20	38,33	36,76	36,36	35,97	36,10	47,17	45,05	46,08
Fórmula Mineral	C _{1,95} S	Cu _{1,9} S	Cu ₅ Fe _{0,9} S ₄	Cu _{5,3} Fe _{0,93} S ₄	$Cu_{5,1}Fe_{0,89}S_4$	Cu _{5,2} Fe _{0,88} S ₄	$Cu_{5,1}Fe_{0,85}S_4$	Cu _{1,77} S	Cu _{1,72} S	Cu _{1,75} S	Cu _{1,78} S	Cu _{1,77} S	Cu _{1,12} S	Cu _{1,22} S	Cu _{1,17} S

ANEXO 1. Tabla 3. Continuación

Muestra Mineral		Z818 Cove	8-9 lina	
Cu (%wt)	73,27	68,26	70,96	68,03
Fe	0,07	0,02	0,01	0,05
Pb	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0
As	0	0	0,01	0,04
Ag	0,04	0,15	0,06	0,11
S	27,46	31,92	29,45	32,36
Total	100,84	100,35	100,49	100,59
% at, Cu	57,45	51,92	54,95	52,38
% at, S	42,55	48,08	45,05	47,62
Fórmula Mineral	Cu _{1,35} S	Cu _{1,08} S	Cu _{1,22} S	Cu _{1,1} S

Muestra Mineral	1				DTAN276-1 Calcopirita				Z296 Calcor	-31 pirita	Z296-29 Calcopirita
Cu (%wt)	34,24	34,16	34,81	34,83	35,16	34,91	34,80	35,10	34,01	34,18	34,45
Fe	29,44	29,03	28,65	29,38	28,90	29,57	29,39	27,73	28,48	28,70	28,65
Pb	0	0	0	SA	SA	SA	SA	0,02	0,62	0,45	0
Zn	SA	SA	SA	0	0	0	0	0	SA	SA	SA
As	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,05
Ag	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0,02	0	0,02
Sb	SA	SA	SA	0,01	0,04	0	0	0	SA	SA	SA
Mn	SA	SA	SA	0,03	0,02	0,02	0	0	SA	SA	SA
S	33,96	34,15	33,91	33,79	33,82	34,31	34,55	34,23	34,53	34,15	34,98
Total	97,65	97,34	97,37	98,04	97,94	98,82	98,74	97,08	97,66	97,48	98,15
% at, Cu	25,36	25,33	25,86	25,76	26,03	25,57	25,46	26,10	25,22	25,41	25,26
% at, Fe	24,80	24,49	24,22	24,72	24,35	24,64	24,46	23,46	24,03	24,28	23,91
% at, S	49,84	50,18	49,92	49,52	49,62	49,79	50,08	50,44	50,75	50,31	50,83
Fórmula Mineral	Cu _{1,02} FeS ₂	Cu _{1,01} Fe _{0,97} S ₂	Cu _{1,04} Fe _{0,97} S ₂	Cu _{1,04} FeS ₂	$Cu_{1,05}Fe_{0,98}S_2$	$Cu_{1,03}Fe_{0,99}S_2$	$Cu_{1,02}Fe_{0,98}S_2$	Cu _{1,03} Fe _{0,93} S ₂	CuFe _{0,95} S ₂	CuFe _{0,97} S ₂	CuFe _{0,94} S ₂

ANEXO 1. Tabla 4. Análisis de microsonda electrónica y fórmula mineral de calcopirita (Cpy), pirita, calcosina-digenita (Cc-Dg), bornita, y anilita (An) del yacimiento Lince-Estefanía, DM. (JEOL 8600, Laboratorio AMTEL, Universidad del Oeste de Ontario, Canadá. 20 nA, 20 keV, 3 µm, como condiciones analíticas).

ANEXO 1. Tabla 4. Continuación

Muestra Z296-29 Mineral Cpy		RL630-7 Calcopirita				Z296-31 Pirita						
Cu (%wt) 34,43	34,12	34,56	35,19	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0,10	0,05
Fe	27,20	28,35	28,44	29,04	45,96	45,87	46,51	46,41	46,30	46,34	45,18	45,47
Pb	0,5	2,60	SA	SA	0	1,41	0	0	0	0,24	0	0
Zn	SA	SA	0	0	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA
As	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,02
Sb	SA	SA	0,01	0	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA
Mn	SA	SA	0,02	0	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA
S	34,61	33,71	34,24	34,52	53,52	53,08	52,96	53,63	53,05	52,96	53,70	53,98
Total	96,74	98,78	97,28	98,75	99,48	100,36	99,48	100,05	99,36	99,54	99,0	99,52
% at, Cu	25,70	25,62	25,64	25,75	0	0	0	0	0	0	0	0
% at, Fe	23,10	24,22	24,01	24,18	33,02	33,16	33,52	33,19	33,38	33,44	32,62	32,60
% at, S	51,20	50,62	50,35	50,07	66,98	66,84	66,48	66,81	66,62	66,56	67,38	67,40
Fórmula Mineral	CuFe _{0,9} S ₂	Cu _{1,02} Fe _{0,97} S ₂	Cu _{1,02} Fe _{0,95} S ₂	Cu _{1,03} Fe _{0,97} S ₂	Fe _{0,99} S ₂	Fe _{0,99} S ₂	FeS ₂	Fe _{0,99} S ₂	FeS ₂	FeS ₂	Fe _{0,97} S ₂	Fe _{0,97} S ₂

Muestra Mineral	1	RL641-2 Calcosina-Digenita										RL641-2 Bornita			DTAN276-1 (An) alteración en Calcopirita	
Cu (%wt)	78,37	80,30	79,29	78,12	79,70	79,48	79,45	79,82	79,59	80,02	63,01	62,73	62,91	73,54	69,66	
Fe	0	0,03	0,03	1,89	0,01	0,02	0,10	0	0,03	0,07	10,74	10,56	10,46	2,95	5,59	
Pb	1,21	0	0,20	0	0	0,08	1,48	0,72	0	0,11	0,44	1,09	0,46	0,13	1,98	
Zn	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	0	SA	SA	0	SA	SA	
As	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	
Ag	0,03	0,03	0	0,03	0,01	0,05	0	0,09	0,06	0,05	0,03	0,03	0,10	0,02	0	
Sb	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	0,03	SA	SA	0	SA	SA	
S	19,83	20,34	20,69	20,27	20,61	20,55	20,32	19,64	19,54	20,85	25,30	25,12	25,90	22,50	22,75	
Total	99,44	100,7	100,21	100,31	100,33	100,18	101,35	100,27	99,22	101,13	99,53	99,53	99,83	99,14	99,98	
% at, Cu	66,60	66,58	65,91	66,04	66,12	66,12	66,36	67,22	67,27	65,95	50,26	50,37	49,87	60,53	57,52	
% at, Fe											9,75	9,65	9,44	2,77	5,25	
% at, S	33,40	33,42	34,09	33,96	33,88	33,88	33,64	32,78	32,73	34,05	39,99	39,98	40,69	36,70	37,23	
Fórmula Mineral	Cu _{1,99} S	Cu _{1,99} S	Cu _{1,93} S	Cu _{1,94} S	Cu _{1,95} S	Cu _{1,95} S	Cu _{1,97} S	Cu ₂ S	Cu ₂ S	Cu _{1,94} S	Cu5Fe0,97S4	Cu ₅ Fe _{0,96} S ₄	Cu _{4,9} Fe _{0,93} S ₄	Cu _{1,65} Fe _{0,08} S	Cu _{1,55} Fe _{0,14} S	

ANEXO 1. Tabla 4. Continuación

Muestra Mineral	a DTAN27 (An)	76-1	RL641 (An)	-2			Z350-5. (An)	3		
Cu (%wt)	75,29	77,10	73,79	73,33	73,20	75,25	73,47	73,07	72,46	72,91
Fe	2,3	1,44	3,3	3,81	4,23	2,14	3,78	4,13	4,10	3,73
Pb	0	0	0	0,34	0	1,34	0	0	0,22	0
Zn	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA
As	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,21	0,03
Ag	0,01	0	0	0	0,04	0	0	0,06	0,06	0,04
Sb	SA	SA	SA	0,1	SA	SA	SA	SA	SA	SA
S	22,24	22,24	22,75	23,45	23,10	21,57	23,02	22,62	22,29	22,62
Total	99,84	100,78	99,84	101,03	100,57	100,30	100,28	99,88	99,34	99,33
% at, Cu	61,72	62,78	60,17	59,07	59,13	62,48	59,54	59,60	59,74	59,77
% at, Fe	2,15	1,33	3,07	3,49	3,89	2,03	3,49	3,83	3,84	3,48
% at, S	36,13	35,89	36,76	37,44	36,98	35,49	36,97	36,57	36,42	36,75
Fórmula Mineral	Cu _{1,7} Fe _{0,06} S	Cu _{1,75} Fe _{0,03} S	Cu _{1,64} Fe _{0,08} S	Cu _{1,58} Fe _{0,1} S	Cu _{1,6} Fe _{0,1} S	Cu _{1,76} Fe _{0,06} S	Cu _{1,61} Fe _{0,09} S	Cu _{1,63} Fe _{0,1} S	Cu _{1,64} Fe _{0,1} S	Cu _{1,63} Fe _{0,09} S

Origin and age of Cu-stratabound ore deposits: Michilla district, Northern Chile

Dania Tristá-Aguilera¹, Joaquín Ruíz², Fernando Barra², Diego Morata³, Oscar Talavera-Mendoza⁴, Shoji Kojima¹, & Fernando Ferraris⁵

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av Angamos 0610, Casilla 1280, Antofagasta, Chile; e-mail: datrista@ucn.cl

² Department of Geosciences, The University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA

³ Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

⁴U.A Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, A.P.197, Taxco Guerrero, 40200 Mexico

⁵ Superintendencia de Geología, Minera Michilla S.A., Mejillones, Región de Antofagasta, Chile

KEYWORDS: Re-Os isotope, Cu-stratabound deposits, Coastal Cordillera, Chile

INTRODUCTION

The copper stratabound ore deposits hosted in the Jurassic volcanic sequence of La Negra Formation, represent, after the porphyry copper deposits, the second most important source of copper in Chile. These deposits form a metallogenetic province that extends throughout the present Coastal Cordillera of northern Chile, between 22° and 26° Latitude S (Figure 1).

Direct ages of Cu mineralization are not available and most geochronological constraints are inferred from the hosting volcanic rocks and gabbroic-dioritic intrusions spatially related to the ore bodies and thought to postdate the main mineralization event (e.g. Niemeyer et al., 1990). The ages obtained for the hosting La Negra Formation volcanic rocks ranging between 186 ± 14 Ma and 172.3 ± 0.9 Ma (e.g. Rogers, 1985; Venegas et al. 1991; Oliveros et al. 2004a). Intrusives cutting volcanic sequence range in age from 112 to 168 Ma (e.g. Astudillo, 1983; Boric et al., 1990; Venegas et al., 1991; Oliveros et al., 2004b). Consequently, mineralization occurred some time between 186 and 112 Ma. The Michilla District represents the largest and most important district in this Cu-stratabound metallogenetic province and includes some of the most representative cupriferous deposits. The Lince-Estefanía deposit, the most important ore body in this district, was selected to carry out Re-Os and sulfur isotopic studies in order to better constrain the age of mineralization and the origin and nature of mineralizing fluids.

LINCE-ESTEFANÍA GEOLOGY

The Lince – Estefanía deposit is located 130 km NNE from Antofagasta, northern Chile. At the deposit, La Negra Formation consists exclusively of a thick sequence of andesitic lava flows forming a monoclinal structure with a general orientation N60°E/45°NW. The volcanic sequence is intruded by numerous dykes and small stocks of gabbroic-dioritic composition (Figure 1). Some intrusives, mainly small stocks, form a breccia body with volcanic clasts and intrusive matrix. The main orientation of these bodies is NE with dip SE. Although intrusives have been classically considered to postdate the main mineralization event, our observations and the high Cu contents recorded in some intrusions (Minera Michilla S.A report 2003, unpublished data), strongly suggest that some intrusives were affected by the mineralization and accordingly, predate it. Both, volcanic rocks and intrusives are covered with semi-consolidated coarse-grained sediments of Cenozoic age (e.g. Boric et al., 1990).



Figure 1. Geologic map and distribution of the main Cu-stratabound deposits at the Coastal Cordillera, northern Chile, between 22° - 26° Latitude S.

MINERAL PARAGENESIS

Ore minerals consist principally of Cu sulfides and Cu oxides. Sulfides include chalcocite (Cu_{1.8-1.94}S), bornite (Cu_{5.5.3}Fe_{0.85-0.93}S₄), covellite (Cu_{1-1.35}S) and chalcopyrite. Cu oxides include predominantly atacamite and chrysocolle. These minerals occur in permeable zones of the wall-rocks. The ore minerals form a recognized mineralized column of ~ 1000 m, and they form a vertical zoning with sulfide phases occurring mainly in the deepest levels and oxides dominating near surface.

Sulfides occur in multi-stages of mineralization. The earliest stage is characterized by pyrite and chalcopyrite. Contents of both pyrite and chalcopyrite are minor compared with the other sulfides (chalcocite and bornite). Pyrite is rarely associated with Cu sulfides and occurs mainly in the breccia zones and also disseminated in some afanitic andesitic (generally, below 250 m a.s.l). The chalcopyrite mainly occurs below 250 m a.s.l. The main cupriferous mineralization corresponds to abundant whitish-gray chalcocite and minor bornite. When they appear together, they form intergrowth textures that may have formed either by chalcocite replacement of

bornite, or by exsolution. The occurrence of myrmekitic textures between these minerals, mutual smooth boundaries of the bornite grains against chalcocite, and grains of chalcocite within bornite coexisting with grains of bornite within chalcocite, suggest the latter. Native copper and native silver occur in small amounts associated mainly to chalcocite.

An important characteristic observed in many samples, is the textural relationship between chalcocite, bornite and hematite. Hematite forms a clear textural relationship that suggests it was deposited after these Cu sulfides. The minerals of alteration related to the cupriferous mineralization comprise chlorite – epidote – albite (\pm) – quartz (\pm) , actinolite (-). Covellite, chalcocite, atacamite and chrysocolle are principal products of supergene mineralization. Covellite replaces chalcopyrite, chalcocite and bornite. Secondary chalcocite (bluish color) is observed in discrete abundance and forms replacement textures after chalcopyrite and bornite. The copper oxides show intergrowth textures between them. It is common to observe replacements of chalcocite by chrysocolle and cuprite. In this paragenetic stage, calcite is the most abundant alteration mineral. Quartz and minor gypsum also occur in this stage. Hematite is locally replaced by goethite.

RE-OS ISOTOPIC GEOCHEMISTRY

Osmium concentrations of 4 samples of chalcocite and chalcocite+bornite association range from 0.012 to 0.031 ppb, with rhenium concentrations from 0.186 to 1.789 ppb. Measured ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os ratios range from 75.801 to 366.782 and the ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratios vary between 1.26629 and 2.07729. These samples form an isochron age of 159 ± 16 Ma (2 σ) (MSWD = 1.8) and an initial ¹⁸⁸Os/¹⁸⁷Os ratio of 1.059 \pm 0.084.

The Re-Os chalcocite and minor chalcocite-bornite association age of 159 ± 16 Ma obtained from samples without hematite and covellite is interpreted as the best age of the main mineralization event of Lince-Estefania deposit. Results suggest that the occurrence of hematite, and probably covellite as mineral alteration in the chalcocite and chalcocite+bornite association, produce disturbance in the Re-Os systematic and, consequently, erratic ages can be obtained in comparison with the main mineralization age of the Lince-Estefania deposit. In fact, both a gain and loss of Re is observed, when hematite is present. This fact suggests that the Re-Os isotope in the hematite-bearing samples is mainly disturbed by the hematite occurrence. The results would indicate that Os was not a mobile element when is compared with Re during post-depositional process. In this sense, our assumption is agree with evidence that suggest that Os is not mobile element in arc environments (Becker, 2000) and that Re is $10^2 - 10^4$ times more soluble than Os in high fO₂ fluids (Xiong and Wood, 1999). The abundant hematite content at Lince-Estefanía deposit would indicate high fO₂ conditions and according Xiong and Wood (1999), would favor the Re mobility.

All δ^{34} S values of the Cu-sulfides (chalcocite and bornite) vary in a narrow range from -1.6 to +0.4 ‰, including δ^{34} S = 0 ‰ for a chalcopyrite sample, indicating a magmatic origin for the ore-forming sulfur. However, the initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio obtained for an age of 159±16 Ma of the Lince-Estefanía deposit, is 1.059 ± 0.084. This value is much more radiogenic than the chondritic reference ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio of 0.1259 at this age. This suggests a significant crustal contribution for the source of Os in the Cu sulfides analyzed.

CONCLUSIONS

The age of the main Cu sulfide mineralization event obtained to Lince-Estefanía deposit is 159±16 Ma. This age would indicate that the principal mineralization event for the stratabound Cu deposits hosted in La Negra Formation occurred during evolution of the Jurassic to Early Cretaceous magmatic arc developed in the present Coastal Cordillera, northern Chile.

A magmatic origin is proposed for sulfur of the principal Cu sulfides occurring in the mineralization, meanwhile some contamination of the mantle-derived fluids with the lower crust is necessary to explain the initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratios of 1.059 \pm 0.084 (γ Os = (+723.8 - +776.9) obtained from the hypogene Cu and Cu-Fe sulfides in this Jurassic Cu-stratabound ore deposit from the Coastal Cordillera in northern Chile.

Acknowledgements

We thank geologists and assistants of Department of Geology of Minera Michilla S.A for allowing us to make this study and its geological contribution. We thank Mark Baker, John Chesley, Christopher Eastoe and Kenneth Domanik of The University of Arizona for their help in laboratory works. This study was partially supported by MECESUP-Chile scholarship and Minera Michilla S.A.

References

- Astudillo O (1983) Geología y metalogénesis del distrito minero Carolina de Michilla, Antofagasta, II Región, Chile. Thesis, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Antofagasta, 131 p.
- Becker H (2000) Re-Os frctionation in eclogites and blueschists and the implications for recycling of oceanic crust into the mantle. Earth Planet Sci Lett 177: 287 300.
- Boric R, Díaz F, Maksaev V (1990) Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín Nº40, 246 p.
- Niemeyer H, Standen R, Venegas R (1990) Geología del Distrito Minero Carolina de Michilla. Proyecto de Exploración Geología Distrital. Compañía Minera Michilla S.A. Informe Inédito, 2 Tomos, 375 p.
- Oliveros V, Féraud G, Aguirre L, Fornari M (2004a) Beginning of the Andean subduction system: New ⁴⁰Ar/³⁹Ar age and geochemical data from the Coastal Range, Northern Chile (18°30'-24°S, 70-70°30'W), CD-R, IAVCEI, Pucón, Chile.
- Oliveros V, Féraud G, Aguirre L, Fornari M, Ramirez L, Palacios C, Parada MA, Tristá D (2004b) ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of magmatic, alteration and copper mineralisation events related to the Mesozoic subduction system in the Coastal Range, Northern Chile (22-24° S, 70-70°30'W), CD-R, IAVCEI, Pucón, Chile.
- Rogers G (1985) A geochemical traverse across the north Chilean Andes. Ph.D. Thesis (Unpublished), Open University, Department of Earth Sciences, 333 p.
- Venegas R, Munizaga F, Tassinari C (1991) Los yacimientos de Cu-Ag del distrito Carolina de Michilla, Región de Antofagasta, Chile: nuevos antecedentes geocronológicos. Congreso Geológico Chileno, N°6, Actas, Vol.1: 452-455, Viña del Mar.
- Xiong, Y and Wood, S A (1999) Experimental determination of the solubility of ReO_2 and dominant oxidation state of rhenium in hydrothermal solutions. Chem Geol 158: 245 256.

LETTER

Dania Tristá-Aguilera · Fernando Barra · Joaquin Ruiz · Diego Morata · Oscar Talavera-Mendoza · Shoji Kojima · Fernando Ferraris

Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile

Received: 6 May 2005 / Accepted: 30 December 2005 © Springer-Verlag 2006

Abstract The Lince–Estefanía stratabound copper deposit in the Michilla district is one of the most important deposits in the Coastal Cordillera of northern Chile and is one of the most representative of this type of deposit. Chalcocite and bornite characterize the main stage of hypogene copper sulfide mineralization. Rhenium and osmium isotopes are used here to constrain the age of hypogene mineralization and the source of osmium contained in these ore minerals. A Re–Os isochron yielded an age of 160 ± 16 Ma (2σ), with

Editorial handling: M. Chiaradia

D. Tristá-Aguilera (⊠) · S. Kojima Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av Angamos 0610, Casilla 1280, Antofagasta, Chile e-mail: datrista@ucn.cl

F. Barra · J. Ruiz Department of Geosciences, The University of Arizona, Tucson AZ 85721, USA

F. Barra Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción Chile

D. Morata Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago Chile

O. Talavera-Mendoza U.A Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, A.P.197, Taxco Guerrero 40200, Mexico

F. Ferraris Superintendencia de Geología, Minera Michilla S.A. km 110 camino a Tocopilla, Mejillones Segunda Región de Antofagasta, Chile an associated initial 187 Os/ 188 Os ratio of 1.06±0.09 (mean square of weighted deviates=1.8). This age is consistent with available geochronological data from volcanic rocks that host the mineralization and associated alteration phases. The high initial 187 Os/ 188 Os ratio indicates a lower crustal component for the source of Os and, by inference, the Cu sulfides that contain this Os. Late hematite occurs as an isolated phase or, more commonly, is associated with the chalcocite–bornite and supergene chalcocite–covellite associations. Analyses performed on pure hematite indicate a disturbance of the Re–Os system, and hence, this mineral phase is not useful as a Re–Os geochronometer.

Keywords Re–Os isotopes · Stratabound Cu deposits · Jurassic · Coastal Cordillera · Chile

Introduction

The copper ore deposits hosted in the Jurassic volcanic sequence of the La Negra Formation (García 1967), referred to either as "manto type" (Ruíz et al. 1971) or "stratabound copper deposits" (e.g., Boric et al. 1990; Vivallo and Henríquez 1998), represent, after porphyry copper and Feoxide-Cu-Au deposits (e.g., Candelaria), the third most important source of copper in Chile (Minera Michilla S.A. Annual Report, 2004). These deposits form a metallogenetic province that extends throughout the present Coastal Cordillera of northern Chile, between 22 and 26°S. In spite of their economic importance and wide distribution, the stratabound copper deposits are poorly understood and their epigenetic vs syngenetic formation has been a matter of debate (e.g., Ruíz et al. 1971; Losert 1973; Espinoza 1982; Sato 1984; Espinoza and Orquera 1988; Klohn et al. 1990; Vivallo and Henríquez 1998; Kojima et al. 2003).

To properly evaluate any genetic model, it is critical to determine the age of mineralization. Direct ages of Cu mineralization are not available and most geochronological constraints are inferred from the hosting volcanic rocks and gabbroic–dioritic intrusions spatially related to the ore bodies (e.g., Espinoza and Orquera 1988; Niemeyer et al. (1990). Rogers and Hawkesworth (1989) and Venegas et al. (1991) reported Rb–Sr isotopic ages of 186±14 Ma (whole rock) and 173±19 Ma, respectively, for the hosting La Negra Formation volcanic rocks. Recently, Oliveros et al. (2004a) obtained 40 Ar– 39 Ar plagioclase ages of 172.3± 0.9 Ma and 173.6±1.4 Ma for the La Negra Formation. K– Ar (whole-rock and plagioclase) and Rb–Sr geochronology on plutonic rocks that intruded the volcanic sequence yielded ages that range from 112 to 168 Ma (e.g., Palacios and Definis 1981; Astudillo 1983; Espinoza and Orquera 1988; Boric et al. 1990; Venegas et al. 1991; Oliveros et al. 2004b). Consequently, the timing of mineralization can be constrained to between 186 and 112 Ma.

The Michilla district in northern Chile is the largest copper district in the stratabound metallogenetic province with a copper production of ~50,200 t in 2004 (Minera Michilla S.A. Annual Report 2004). The district contains some of the most representative ore deposits of this type. The Lince–Estefanía (former Susana-Lince) deposit is the most important ore body containing the highest Cu resource in this district and was selected for a Re–Os isotopic study to constrain the age of mineralization and the source of Os, and, by inference, the source of the ore metals.

Geological background

The stratabound copper deposits of northern Chile are hosted mainly in the high-K calc-alkaline to tholeiitic andesitic–basaltic volcanic sequence of the La Negra Formation (i.e., García 1967; Chávez 1985). This formation was emplaced predominantly on a thinned pre-Jurassic continental crust, as a consequence of an extreme oblique

Fig. 1 Geologic map and distribution of the main stratabound Cu deposits in the Michilla district, northern Chile

movement of the Pacific Phoenix Plate in the SSE direction relative to the continental margin (e.g., Scheuber and Reutter 1992; Scheuber and González 1999). Low initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of these Jurassic volcanic rocks (0.7029 to 0.7035; Rogers and Hawkesworth 1989) and their major and trace element geochemistry support an extensional tectonic setting and are consistent with a mantle origin without appreciable crustal contamination (e.g., Lucassen and Franz 1994).

Plutonic bodies intruding the La Negra Formation have been grouped in the Coastal Batolith plutonic unit. The composition of these intrusions ranges from diorite to granite and they have initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios from 0.7032 to 0.7049 (Rogers and Hawkesworth 1989; Marinovic et al. 1995). Available geochronological data indicate that the emplacement of the plutonic bodies occurred mainly between 147 and 168 Ma (Espinoza and Orguera 1988; Boric et al. 1990; Maksaev 1990). In addition, dioritic to gabbroic and andesitic subvolcanic bodies intruded the volcanic sequence as dikes and small stocks. The spatial relationship of some of these bodies with the Cu-stratabound deposits has been used to suggest a genetic link between these minor intrusions and the copper mineralization (Palacios and Definis 1981; Espinoza 1981, 1982; Espinoza and Palacios 1982; Wolf et al. 1990). The ages obtained from these subvolcanic bodies range between 112 and 168 Ma (e.g., Astudillo 1983; Espinoza and Orquera 1988; Boric et al. 1990; Venegas et al. 1991; Oliveros et al. 2004b). ⁴⁰Ar-³⁹Ar plateau ages for plagioclase, biotite, and amphibole from intrusive rocks were recently reported by Oliveros et al. (2004a,b), with ages ranging from 136.1 \pm 1.8 to 155.3 \pm 1.6 Ma (2 σ). These authors also provide indirect age determinations of the copper mineralization by dating associated intrusions and alteration minerals using the 40Ar-39Ar method. Their results constrain the mineralization to between $138.1\pm$ 2.0 Ma and 154.4 ± 3.9 Ma (2σ) (Oliveros et al. 2004b).



Lince-Estefanía geology

The Lince–Estefanía deposit, also known as Susana-Lince deposit (Kojima et al. 2003), is the most important source of copper in the Michilla district (Fig. 1). During 2004 it contributed ~80% of the Cu produced within the district, with an average grade of 0.8% Cu and 2.3% Cu at the Lince and Estefanía areas, respectively (Minera Michilla S.A. Annual Report, 2004). The deposit is located 130 km NNE from Antofagasta, northern Chile. At the deposit, the La Negra Formation consists exclusively of a thick sequence of andesitic lava flows forming a monoclinal structure with a general orientation of N60°E/45°NW. Individual lava flows range typically from 2 to 10 m in thickness and show textural variations from breccia in the bottom of the flows, through aphanitic and porphyritic in the middle of the flows, and to amygdaloidal at the top of the flows.

Numerous dikes ranging between 10 cm and 30 m in thickness and small stocks of gabbroic–dioritic and dacitic composition intrude the volcanic sequence, nearly perpendicular to the bedding, with a NE orientation and SE dip. These dikes can be classified in two categories based on composition and temporal relation with the mineralization: (1) calc-alkaline diorite dikes interpreted as prehypogene Cu mineralization and (2) porphyritic hornblende-bearing calc-alkaline dacitic dikes that postdate Cu mineralization.



Fig. 2 Schematic cross-section showing the general geology of the Lince-Estefanía deposit and the location of samples used in the present study

The copper sulfides form parallel to subparallel (stratiform) and discordant breccia bodies, with veinlet formation locally. The stratiform bodies are the most common and abundant form of mineralization, and have the highest Cu content close to intrusives. The breccia bodies are generally located around the largest dioritic intrusions and extend laterally from the intrusions grading into stratiform bodies ("mantos"). Field and petrographic observations coupled with chemical analyses of copper ore suggest that copper sulfides in both types of ore bodies (stratiform or mantos and breccias) were formed by the same processes. Ore bodies are variable in size and range from 3 to 20 m in thickness with lateral extensions of up to 120 m along the strike and up to 200 m along the dip of the volcanic layers.

Ore minerals consist mainly of Cu sulfides and Cu oxides. Copper sulfides are represented by chalcocite (hypogene and supergene), bornite, covellite, and chalcopyrite, whereas Cu oxides predominantly include atacamite and chrysocolla. The ore minerals display a vertical zoning with sulfide phases occurring in the deepest levels [below 250 m above sea level (m.a.s.l.)] and oxides dominating near the surface (above 500 m.a.s.l.). A mixed-ore zone (oxide-sulfide) occurs between these two levels. Cu oxides also occur in trace amounts in the whole mineralized column (~1,000 m currently recognized). The alteration minerals related to the main Cu-sulfide mineralization are chlorite, epidote, and albite, with scarce quartz and actinolite (Wolf et al. 1990; Kojima et al. 2003), whereas the alteration mineral assemblage related to the Cu-oxide mineralization is calcite and gypsum with minor quartz.

Analytical methods

Representative samples were collected from drill core and underground works. Sample locations relative to the stratigraphy are shown in Fig. 2. Ore minerals and their associated alteration assemblages were studied under the microscope to determine the paragenetic sequence. Several well-constrained samples were analyzed using Re–Os systematics to determine the age of the hypogene mineralization. The isochron approach not only allows us to determine the age of mineralization but also the source of Os contained in the sulfides.



Fig. 3 Reflected light photomicrograph showing the textural relationship between bornite (Bn) and chalcocite (Cc), and late intergrown hematite (Hm)

Table 1 Re–Os data for pure mineral phases and mineral	Sample	Mineral association	Os (ppt)	Re (ppb)	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os initial
associations from the	AND327-1	Cc	31	1.79	350.6±6.7	1.97±0.04	1.06 ^a
deposit	AND327-2	Cc	15	0.89	366.8±10.3	2.08 ± 0.05	1.06^{a}
. I	RL-541-1	Cc±Bn	15	0.19	75.8±3.8	1.27 ± 0.07	1.06^{a}
	RL-608-2	Cc±Bn	12	0.50	260.7±11.0	$1.74{\pm}0.09$	1.06^{a}
	Z-296-18	Cc±Bn±Hm	22	0.62	179.6±5.7	1.75 ± 0.06	1.23
	INT327-1	Cc±Bn±Hm	24	2.30	747.1±20.4	3.89±0.12	1.82
	INT327-2	Cc±Bn±Hm	26	2.49	773.5±30.0	4.93±0.19	2.75
	Z-300	Cc±Bn±Hm	18	0.72	233.6±7.3	1.26 ± 0.04	0.62
	Z-300-1A	Cc±Bn±Hm	15	0.40	149.1 ± 7.0	0.72 ± 0.04	0.30
	RL-530	Cc±Bn±Hm	11	0.50	246.4±9.4	1.06 ± 0.03	0.40
	RL-635	Cc±Bn±Hm	10	0.76	464.4±17.2	$1.49{\pm}0.05$	0.25
Calculated initial ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	RL-641-2	Cc±Bn±Hm	7	0.23	193.0±13.1	0.91 ± 0.06	0.38
160 Ma	RL-641-4	Cc±Bn±Hm	16	0.25	87.6±3.2	0.93 ± 0.04	0.66
Cc chalcocite, Bn bornite, Hm	RL-537-5-1	Hm	18	9.42	2,934.5±117.4	0.91 ± 0.03	-6.64
hematite, Cv covellite	RL-537-5-2	Hm	18	3.68	1,128.2±41.6	0.90 ± 0.03	-2.03
"Initial derived from isochron (Fig. 4a)	Z-818-9	Cc±Cv±Hm	16	5.06	1,883.3±55.4	1.74 ± 0.05	-3.19
V							

Two pure chalcocite samples (AND327-1 and AND327-2) and two samples of a mixture of chalcocite (90-95%)and bornite (10-5%) (RL608-2 and RL541-4) were analyzed for Re-Os isotopes to constrain the age of the hypogene mineralization. The close association of chalcocite and bornite in exsolution textures (Fig. 3) makes it virtually impossible to separate these different but cogenetic sulfide phases. In addition, nine samples containing the association chalcocite-bornite-hematite and one sample containing chalcocite-covellite-hematite were also analyzed (Table 1). In these cases, it was also impossible to separate the copper sulfides from hematite (Fig. 3) and the samples analyzed were mixtures of copper sulfides and late hematite. Replicate analyses of a single sample of pure hematite were also performed. The analyses of these associations were done to evaluate: (1) the influence of hematite in the Re-Os analyses and (2) to evaluate the mineral hematite for Re–Os geochronology.

Samples with fine-grained disseminations were ground, sieved, and separated by heavy liquids using methyl-iodide and a Frantz magnetic separator. The samples were then analyzed following the procedure described by Mathur et al. (2000) and Barra et al. (2003). Briefly, 0.7-1.7 g of sample was loaded in a Carius tube with Re (¹⁸⁵Re) and Os (^{190}Os) spikes and 16 ml of a 3:1 mixture of HNO₃ (16 N) and HCl (10 N) following the method indicated by Shirey and Walker (1995). To overcome the Claus effect and to achieve complete oxidation, 3 ml of hydrogen peroxide (30%) was also added in the Carius tube, as suggested by Frei et al. (1998). Samples and solutions were heated in an oven at 240°C for ~12 h. After complete dissolution and homogenization of samples, Os was separated from the solution in a two-step distillation process following the procedure described by Nägler and Frei (1997). Os was further purified using a microdistillation technique (Birck et al. 1997).

The Re remaining in solution from the distillation process was dried-down and redissolved in 0.1 N HNO₃ solution. Rhenium was purified through a two-stage



Fig. 4 Re–Os plots for mineral associations from Lince–Estefanía deposit. **a** Four-point isochron of hypogene Cu sulfide mineralization obtained from analyses of two pure chalcocite samples (*black squares*) and two chalcocite–bornite samples (*black diamonds*). **b** Re–Os analyses from chalcocite–bornite–hematite (*black circles*), chalcocite–covellite–hematite (*black triangle*), and pure hematite (*open circles*) mineral associations. The isochron from **a** is also plotted as reference (see text for discussion). Data plotted using Isoplot (Ludwig 2001)

column using AGI-X8 (100–200 mesh) resin. The column was washed with water and then treated with 8 N HNO₃ followed by 0.1 N HNO₃. The sample is loaded in the column and then rinsed three times with 0.1 N HNO₃. Rhenium is finally recovered with 8 N HNO₃. This solution is dried down and the whole process is repeated for the second stage using smaller-size columns. Finally, purified osmium and rhenium were loaded on platinum filaments with Ba(OH)₂ to enhance ionization and nickel filaments with Ba(NO₃)₂, respectively.

The samples were analyzed by negative thermal ion mass spectrometry (Creaser et al. 1991; Völkening et al., 1991) on a VG 54 mass spectrometer. Total blanks for low-concentration samples were 12 ± 3 pg for Re and $1\pm$ 0.5 pg of Os. The ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os composition of the blank was 0.181±0.006. Isochron regression was calculated using Isoplot (ver. 2.49) of Ludwig (2001). All results are shown in Table 1 and Fig. 4.

Discussion

Age of hypogene copper mineralization

The Re–Os age of 160 \pm 16 Ma (2 σ) obtained from samples of chalcocite and the chalcocite-bornite association, without hematite or covellite, is interpreted as the age of hypogene sulfide mineralization at the Lince-Estefanía deposit. This Re–Os age of 160±16 Ma (Fig. 4a) overlaps within error with the 40 Ar- 39 Ar ages of 172.3±0.9 and 173.6±1.4 Ma reported for the La Negra Formation in the Antofagasta area (Oliveros et al. 2004a) and it is also in good agreement with 40 Ar $^{-39}$ Ar plateau ages (138.1±2.0 to 154.4±3.9 Ma) obtained from alteration minerals in the Juárez ore deposit in the Michilla district (Oliveros et al. 2004b). These ages indicate that copper mineralization in the district occurred shortly after the emplacement of the volcanic rocks of the La Negra Formation, with several discrete and possibly contemporaneous pulses of mineralization between ~160 and ~140 Ma.

Hematite as a Re-Os geochronometer?

The presence of hematite associated with copper minerals and as a single phase presents an opportunity to evaluate the behavior of Re and Os in this oxide mineral. Replicate analyses of pure hematite gave variable ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os at constant ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (Fig. 4b). If the Re–Os system has remained closed in this mineral, then these results would indicate that hematite precipitated recently and with a low ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os initial ratio (~0.9; Fig. 4b). Moreover, the results show that pure hematite has similar Os concentrations than pure chalcocite and chalcocite-bornite samples, but significantly higher Re concentrations compared with the chalcocite, chalcocite-bornite, chalcocite-bornite-hematite and chalcocite-covellite-hematite mineral association than those of pure chalcocite and chalcocite–bornite samples, but pure hematite has significantly higher Re concentrations. Experimental studies indicate that Re is 10^2-10^4 times more soluble than Os in high fO_2 fluids (Xiong and Wood 1999). The presence of abundant hematite at the Lince–Estefanía deposit indicates high fO_2 conditions and, consequently, Re mobility can be expected to be much higher than Os mobility. This oxidized fluid, probably of nonmagmatic origin (Kojima et al. 2003), interacted with some hypogene copper sulfides remobilizing preferentially Re over Os, and precipitating hematite with a high Re content.

Re–Os analyses of mineral associations that contain hematite do not form an isochron and none of these analyses fall within the isochron formed by chalcocite and samples from the chalcocite–bornite association (Fig. 4b). This is expected because petrographic evidence shows that hematite is mostly late in the system (Fig. 3). The analyses of samples of the chalcocite–bornite–hematite association are scattered within the Re–Os plot. These aberrant results are caused either by the presence of hematite and/or by the interaction of oxidized fluids, which were responsible for the formation of hematite, with the hypogene copper sulfides. Hence, the calculated ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os initial ratios (Table 1) of this mineral association (chalcocite–bornite–hematite) have no geological meaning.

Numerous studies have shown open system behavior of the Re-Os isotopic system in various sulfide phases (Marcantonio et al. 1993; McCandless et al. 1993; Marcantonio et al. 1994; Foster et al. 1996; Lambert et al. 1998; Xiong and Wood 1999, 2000). In addition, some studies indicate that some phases are more susceptible to remobilization of Re and/or Os than others (Ruiz and Mathur 1999; Morelli et al. 2004). In the Urad–Henderson porphyry Mo deposit, USA, Ruiz and Mathur (1999) showed that magnetite was less susceptible to disturbance than associated sulfides. Morelli et al. (2004) concluded that sphalerite is subject to disturbance in the Red Dog Zn-Pb-Ag deposit, AK, whereas pyrite samples remained unaffected. In the present study we provide evidence that hematite is affected by open system behavior and constitutes a poor geochronometer, whereas the analyzed samples of pure chalcocite and samples of chalcocite intergrown or associated with bornite through exsolution textures (chalcocite-bornite association) have remained closed.

Source of osmium

The marked different chemical behavior of Re compared to Os during mantle melting processes makes this system a useful tool in evaluating crust–mantle interactions, and hence allows us to estimate the source of Os contained in ore minerals. In this study, the initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os from the chalcocite and chalcocite–bornite isochron is 1.06 ± 0.09 (Fig. 4a). This value is marked more radiogenic than the chondritic reference ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio of ~0.13 at 160 Ma. In consequence, the Os contained in these sulfides has a significant crustal component, and hence we infer that the

Cu sulfides that contain this radiogenic Os also have a crustal component.

Two different possibilities can be evaluated as the source of Os (and copper) for these deposits: (1) volcanic rocks of the La Negra Formation and (2) lower crustal lithologies. The volcanic rocks of the La Negra Formation were mainly emplaced on a thinned pre-Jurassic continental crust, and geochemical studies support a mantle origin without appreciable crustal contamination (Rogers and Hawkesworth 1989; Lucassen and Franz 1994). Although there are no Re-Os data available for these rocks, it can be inferred that their 187Os/188Os ratio would be relatively low due to their proposed mantle origin. On the other hand, the consideration of the Cu concentration in these volcanic rocks (~100-300 ppm; Ruíz et al., 1971; Campano and Guerra 1979) and simple mass balance calculations indicate that a considerable volume of rock is required for the formation of these manto deposits. This appears inconsistent with the relatively restricted volume of altered rock associated with the copper mineralization. Lower crustal rocks have highly variable Os compositions but are, in general, more radiogenic than upper crustal lithologies (Lambert et al. 1999). It follows then, and considering the geological setting of the Coastal Cordillera of northern Chile during Jurassic-Early Cretaceous times, that the Os, and possibly the copper, in the statabound copper deposits have a lower crustal component.

Conclusions

The Re–Os isochron age of 160±16 Ma obtained from chalcocite and chalcocite–bornite samples is the first direct age determination of the hypogene mineralization of the stratabound copper ore deposits in northern Chile. This age is in good agreement with geochronological information on associated volcanic host rocks and alteration minerals and supports the notion that Cu mineralization occurred during the evolution of the Jurassic to Early Cretaceous magmatic arc in the present Coastal Cordillera.

Re–Os analyses of samples of hematite and of the Cu sulfide–hematite association indicate that hematite is subject to open system behavior and is not a reliable mineral for Re–Os geochronology. The initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio of 1.06 ± 0.09 obtained from

The initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio of 1.06±0.09 obtained from the regression line of hypogene Cu and Cu–Fe sulfides indicates a lower crustal component for the source of Os and, by inference, for the hypogene copper sulfide mineralization.

Acknowledgements We thank the Geology department of Minera Michilla SA for their help and geological contribution. We thank Mark Baker and John Chesley of The University of Arizona for their assistance with the analytical work. We thank John Chesley and Victor Valencia for helpful comments and discussions. The manuscript has also benefited from reviews by Anders Schersten and an anonymous reviewer. Editorial comments by Bernd Lehmann are greatly appreciated. This study was partially supported by a Mejoramiento de la Equidad y la Calidad de la Educación Superior-Chile scholarship and Minera Michilla SA.

References

- Astudillo O (1983) Geología y metalogénesis del distrito minero Carolina de Michilla, Antofagasta, II Región, Chile. Thesis, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Antofagasta p 131
- Barra F, Ruiz J, Mathur R, Titley S (2003) A Re–Os study of sulfide minerals from the Bagdad porphyry Cu–Mo deposit, northern Arizona, USA. Miner Depos 38:585–596
- Birck JL, RoyBarman M, Capmas F (1997) Re–Os measurements at the femtomole level in natural samples. Geostand Newsl 20:19–27
- Boric R, Díaz F, Maksaev V (1990) Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Bol 40, p 246
- Campano P, Guerra N (1979) Contribución al estudio geoquímico de rocas volcánicas del Norte de Chile comprendidas entre las latitudes 22°00' y 26°30'S. Actas 2do Congreso Geológico Chileno, Arica, pp J109–J126
- Chávez W (1985) Geological setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos Blancos district, Antofagasta province, Chile. Ph.D. Thesis, California University
- Creaser RA, Papanastassiou DA, Wasserburg GJ (1991) Negative thermal ion mass spectrometer of Os, Re and Ir. Geochim Cosmochim Acta 55:397–401
- Espinoza S (1981) Esbozo metalogénico del Distrito Carolina de Michilla, Segunda Región, Chile. Actas 1er Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis, Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, Antofagasta, pp 71–79
- Espinoza S (1982) Definición del tipo diseminado infravolcánico de sulfuros de cobre, vol. 3. Actas 3rd Congr Geológico Chileno, Concepción, pp E201–E219
- Espinoza S, Palacios C (1982) Metalogénesis de los yacimientos de cobre en la Cordillera de la Costa entre Taltal y Tocopilla (22°–26° S), Chile, vol 3. Actas 5th Congr Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, pp 51–63
- Espinoza S, Orquera W (1988) El yacimiento de cobre Buena Esperanza, geología y alteración de la zona de superficie. Nuevas evidencias sobre edad y génesis, vol. 3. Actas 5th Congr Geológico Chileno, Santiago, pp G1–G20
- Foster JG, Lambert DD, Frick LR, Maas R (1996) Re–Os isotopic evidence for genesis of Archean nickel ores from uncontaminated komatiites. Nature 382:703–706
- Frei R, Nägler T, Schonberg R, Kramers J (1998) Re–Os, Sm–Nd, U– Pb and stepwise lead leaching isotope systematics in shear zone hosted gold mineralization: genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. Geochim Cosmochim Acta 62:1925–1936
- García F (1967) Geología del Norte Grande de Chile. In: Symposium sobre el Geosinclinal Andino, Soc Geológica de Chile, Santiago, p 138 (No 3)
- Klohn E, Holmgren C, Ruge H (1990) El Soldado, a strata-bound copper deposit associated with alkaline volcanism in the central Chilean Coastal Range. In: Fontboté L, Amstutz G, Cardozo M, Cedillo E, Frutos J (eds) Stratabound Ore Deposits in the Andes. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 435–448
- Kojima S, Astudillo J, Rojo J, Tristá D, Hayashi K (2003) Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile. Miner Depos 38:208–216
- Lambert DD, Foster JG, Frick LR, Hoatson DM, Purvis AC (1998) Application of the Re–Os isotopic system to the study of Precambrian magmatic sulfide deposits of Western Australia. Aust J Earth Sci 45:265–284
- Lambert DD, Foster JG, Frick LR (1999) Re–Os isotope geochemistry of magmatic sulfide ore systems. Rev Econ Geol 12:29–57
- Losert J (1973) Genesis of copper mineralizations and associated alterations in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p 104 (Publ 40)

- Lucassen F, Franz G (1994) Arc related Jurassic igneous and metaigneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile, Region Antofagasta. Lithos 32:273–298
- Ludwig KR (2001) Isoplot /Ex version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Spec Publ la
- Maksaev V (1990) Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph.D. Thesis, Dalhousie University
- Marcantonio F, Zindler A, Reisberg L, Mathez EA (1993) Re–Os isotopic systematics in chromitites from the Stillwater Complex, Montana. Geochim Cosmochim Acta 57:4029–4037
- Marcantonio F, Reisberg L, Zindler A, Wyman D, Hulbert L (1994) An isotopic study of the Ni–Cu–PGE-rich Wellgreen intrusion of the Wrangellia Terrane: evidence for hydrothermal mobilization of rhenium and osmium. Geochim Cosmochim Acta 58:1007–1017
- Marinovic N, Smoje I, Maksaev V, Hervé M, Mpodozis C (1995) Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Carta Geol Chile 70:150
- Mathur R, Ruiz J, Munizaga F (2000) Relationship between copper tonnage of Chilean base-metal porphyry deposits and Os isotope ratios. Geology 28:555–558
- McCandless TE, Ruiz J, Campbell AR (1993) Rhenium behavior in molybdenite in hypogene and near-surface environments: implications for Re–Os geochronometry. Geochim Cosmochim Acta 57:889–905
- Morelli RM, Creaser RA, Selby D, Kelley KD, Leach DL, King AR (2004) Re–Os sulfide geochronology of the Red Dog sedimenthosted Zn–Pb–Ag deposit, Brooks Range, Alaska. Econ Geol 99:1569–1576
- Nägler TF, Frei R (1997) Plug in plug osmium distillation. Schweiz Mineral Petrogr Mitt 77:123–127
- Niemeyer H, Standen R, Venegas R (1990) Geología del Distrito Minero Carolina de Michilla. Proyecto de Exploración Geología Distrital. Compañía Minera Michilla S.A. Informe Inédito, p 195
- Oliveros V, Féraud G, Aguirre L, Fornari M (2004a) Beginning of the Andean subduction system: new ⁴⁰Ar/³⁹Ar age and geochemical data from the Coastal Range, Northern Chile (18°30'–24°S, 70–70°30'W). CD-R, IAVCEI, Pucón, Chile
- Oliveros V, Féraud G, Aguirre L, Fornari M, Ramírez L, Palacios C, Parada MA, Tristá D (2004b) ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of magmatic, alteration and copper mineralization events related to the Mesozoic subduction system in the Coastal Range, Northern Chile (22–24° S, 70–70°30'W). CD-R, IAVCEI, Pucón, Chile

- Palacios C, Definis A (1981) Petrología del yacimiento Buena Esperanza, II Región, norte de Chile. In: Actas 1er Coloquio sobre volcanismo y metalogénesis. Departamento de Geociencias, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp 48–67
- Rogers G, Hawkesworth CJ (1989) A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. Earth Planet Sci Lett 91:271–285
- Ruiz J, Mathur R (1999) Metallogenesis in continental margins: Re– Os evidence from porphyry copper deposits in Chile. Rev Econ Geol 12:197–204
- Ruíz C, Aguilar A, Egert E, Espinoza W, Peebles F, Quezada R, Serrano M (1971) Strata-bound copper sulphide deposits of Chile. Soc Mining Geol Japan Spec Issue 3:252–260
- Sato K (1984) Manto type copper deposits in Chile: a review. Bull Geol Surv Japan 35:565–582
- Scheuber E, González G (1999) Tectonics of the Jurassic–Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°): a story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics 18:895–910
- Scheuber E, Reutter K-J (1992) Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. Tectonophysics 205:127–140
- Shirey SB, Walker RJ (1995) Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium análisis. Anal Chem 67:2136–2141
- Venegas R, Munizaga F, Tassinari C (1991) Los yacimientos de Cu-Ag del distrito Carolina de Michilla, Región de Antofagasta, Chile: nuevos antecedentes geocronológicos, vol 1. Actas 6th Congr Geológico Chileno, Viña del Mar, pp 452–455
- Vivallo W, Henríquez F (1998) Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. Rev Geol Chile 25:199–228
- Völkening J, Walczyk T, Heumann KG (1991) Osmium isotope ratio determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. Inter J Mass Spectr Ion Proc 105:147–159
- Wolf F, Fontboté L, Amstutz G (1990) The Susana copper (-silver) deposit in Northern Chile. Hydrothermal mineralization associated with a Jurassic volcanic arc. In: Fontboté L, Amstutz G, Cardozo M, Cedillo E, Frutos J (eds) Stratabound ore deposits in the Andes. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 319–338
- Xiong Y, Wood SA (1999) Experimental determination of the solubility of ReO₂ and dominant oxidation state of rhenium in hydrothermal solutions. Chem Geol 158:245–256
- Xiong Y, Wood SA (2000) Experimental quantification of hydrothermal solubility of platinum-group elements with special reference to porphyry copper environments. Miner Petrol 68:1–28



XI Congreso Geológico Chileno 7 al 11 de agosto de 2006 Antofagasta - II Región - Chile

Actas, Vol. 2, Volcanismo y Magmatismo



GEOQUÍMICA DE LOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS EN EL YACIMIENTO LINCE-ESTEFANÍA, NORTE DE CHILE: CAMBIOS EN LA FUENTE DE LOS MAGMAS

Tristá-Aguilera, D¹; Morata D², Kojima S¹, Oliveros V², Fujimaki H³

¹ Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad Católica del Norte, Antofagasta. datrista@ucn.cl

> ² Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago. dmorata@cec.uchile.cl

³ Institute of Mineralogy, Petrology & Economic Geology, Tohoku University, Japan. hfujimaki@mail.tains.tohoku.ac.jp

INTRODUCCIÓN

Las rocas volcánicas de la Formación La Negra e intrusivos subvolcánicos (*stocks* y diques) presentes en el yacimiento Lince-Estefanía, pertenecen al arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior desarrollado en el norte de Chile. Esta formación tiene una composición andesítico-basáltica, alta en K y una naturaleza calco-alcalina a toleítica (e.g. Ruíz et al., 1971; Buchelt y Tellez, 1988; Rogers y Hawkesworth, 1989; Pichowiak, 1994). Sus características geoquímicas indican un magmatismo relacionado a subducción, de origen mantélico sin mayor contaminación cortical (e.g. Lucassen y Franz, 1994). Por otro lado, las características petrográficas y geoquímicas de los intrusivos subvolcánicos, permiten que éstos hayan sido interpretados, en parte, como conductos alimentadores del volcanismo, y originados a partir del mismo magma que dio lugar a la Formación La Negra. En este trabajo se presentan nuevos datos geoquímicos, geocronológicos e isotópicos de los principales cuerpos intrusivos del yacimiento. El objetivo principal de este estudio es reconocer en estos intrusivos su posible relación genética con el magmatismo que dio lugar a la Formación La Negra, de modo de poder determinar características indicativas de la evolución magmática del arco Jurásico-Cretácico Inferior.

CARACTERÍSTICAS DE LOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS DEL YACIMIENTO

El yacimiento Lince-Estefanía se encuentra principalmente alojado en rocas andesíticas de la Formación La Negra. Esta unidad volcánica forma una secuencia monoclinal de actitud N60°E/45°NW, y es intruida por cuerpos subvolcánicos de composición diorítica y dacítica, los cuales presentan orientaciones preferenciales NE y manteos hacia el SE. Los intrusivos, sean estos diques o *stocks*, se encuentran espacialmente asociados a los cuerpos de mena. Al menos dos tipos de intrusivos son reconocidos en el yacimiento: a) intrusivos pre-mineralización, o que en parte pudieron ser contemporáneos a este proceso y, b) intrusivos post-mineralización.

Los intrusivos pre-mineralización son de composición diorítica, tienen una textura microfanerítica equigranular y están formados por cristales de plagioclasa albitizada, ortopiroxeno $(En_{71,7-73,9}Fs_{22,7-24,1}Wo_{3,4-4,0})$, clinopiroxeno $(En_{38,5-45,2}Fs_{18,0-22,5}Wo_{34,7-41,1})$, magnetita, titanomagnetita, muy escaso anfíbol y biotita (Fig. 1a). Los cuerpos post-mineralización son de composición dacítica, presentan una textura porfídica y están formados por fenocristales de plagioclasa $(An_{1,5-5,4}Ab_{87,8-97,8}Or_{0,01-10,4})$ y anfíbol (tschermakita-hornblenda), rodeados por una masa fundamental caracterizada por microlitos de plagioclasa alterada y abundante cuarzo (Fig. 1b). Esta última unidad intruye a los algunos cuerpos microdioríticos con una dirección de emplazamiento NE.

GEOCRONOLOGÍA

Las edades obtenidas para los intrusivos de composición diorítica y dacítica fueron determinadas en cristales de plagioclasa y anfíbol, respectivamente, mediante el método de datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Los cristales fueron analizados mediante la técnica de calentamiento por pasos. Los granos de plagioclasa fueron calentados con un láser CO₂ Synrad 48-50, mientras que los anfíboles fueron calentados en un horno de alta frecuencia (HF). Se han obtenido dos edades plateau de 154,4 ± 3,9 y 153,7 ± 3,2 Ma en el intrusivo de composición diorítica, aunque las edades de alta temperatura indican valores de 157,8 ± 5,6 y 157,0 ±,0 Ma (promedio= 157,4 ± 3,7 Ma). Para el intrusivo dacítico, se ha obtenido una edad plateau de 137,4 ± 1,1 Ma en anfíboles.

GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DEL YACIMIENTO

De manera general, los patrones de los elementos trazas de las rocas del yacimiento, normalizados a condritos, indican un enriquecimiento en LREE en relación a los HREE (Fig. 1c),

aunque se observan diferencias entre las rocas volcánicas, los intrusivos dioríticos y los intrusivos dacíticos. Las razones $(La/Lu)_N$ varían en un rango desde 2,0 a 4,8 en las rocas volcánicas, desde 2,1 a 4,4 en los intrusivos dioríticos, ydesde 16,2 a 22,3 en los intrusivos de composición dacítica. Es remarcable así mismo las diferencias observadas en relaciones de elementos traza, tales como Th/Nb (~1.5 en los intrusivos dacíticos y < 1 en el resto de las otras rocas) y Sr/Y (Fig. 1d). Los valores de (87 Sr/ 86 Sr)₀ de los intrusivos de composición diorítica se encuentran en un rango entre 0,70297 y 0,70351, mientras que una muestra de intrusivo de composición dacítica presenta una (87 Sr/ 86 Sr)₀ ligeramente mayor (0,70389).



Figura 1. (a) Microfotografía de los intrisivos dioríticos. (b) Microfotografía de los intrusivos dacíticos. (c) Diagrama de REE normalizado a condritos (Nakamura, 1974) de las rocas volcánicas de la Formación la Negra (círculos blancos), intrusivos dioríticos (rombos grises) e intrusivos dacíticos (triángulos negros). (d) Relación Y vs Sr/Y para las rocas magmáticas del yacimiento Lince-Estefanía (símbolos como en c).

DISCUSIÓN

Los datos geocronológicos indican que los intrusivos del yacimiento Lince-Estefanía se encuentran relacionados a la actividad magmática desarrollada en la Cordillera de la Costa del norte de Chile durante el Jurásico-Cretácico Inferior. Las razones iniciales de Sr obtenidas para estos intrusivos subvolcánicos se encuentran en el rango de los valores previamente publicados para los cuerpos plutónicos que intruyen a la Formación La Negra (0,7032-0,7049, Rogers y Hawkesworth, 1989; Marinovic et al., 1995). De manera particular es posible sugerir una origen común para las rocas volcánicas de la Formación La Negra (87 Sr/86 Sr_= 0,70290-0,70315; Rogers y Hawkesworth, 1989) y los intrusivos de composición diorítica del yacimiento Lince-Estefanía (0,70297-0,70351). Estos valores sugieren una fuente en el manto litosférico con poca componente cortical y/o la presencia de una corteza continental delgada pre-jurásica. Sin embargo, los datos geocronológicos, geoquímicos $(Yb_{N} < 10)$ e isotópicos (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₀=0,70389) obtenidos para los intrusivos de composición dacítica podrían ser consistentes con un origen magmático distinto. Los bajos valores de HREE estarían indicando la presencia de granate como fase residual en la fuente y la signatura isotópica de Sr es típica de un protolito máfico. Se sugiere que estos intrusivos dacíticos podrían ser el resultado de la fusión parcial de una corteza inferior máfica (con presencia de granate), desarrollada como consecuencia del engrosamiento cortical durante la construcción del arco magmático.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos agradecer al programa de becas de Doctorado MECESUP y de manera particular a los geólogos y equipo de apoyo de la Superintendecia de Geología de Minera Michilla S.A por toda su ayuda, contribución geológica y financiamiento.

REFERENCIAS

- Buchelt, M.; Tellez, C. 1988. The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). *In* Bahlburg H, Breitkreuz Ch, Giese P (eds) The southern central Andes. Lecture Notes in Earth Science 3, p. 172-182.
- Lucassen, F.; Franz, G. 1994. Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile, Region Antofagasta. Lithos, Vol. 32, p. 273-298.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geologia y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, no 70.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 38, p. 757-775.
- Pichowiak, S. 1994. Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. *In* Tectonics of the Southern Andes (Reutter, K.J.M; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors. Springer-Verlag, Berlin, p. 203-217.
- Rogers, G.; Hawkesworth, C.J. 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. Earth and Planetary Sciences Letters, Vol. 91, p. 271-285.
- Ruíz, C.; Aguilar, A.; Egert, E.; Espinoza, W.; Peebles, F.; Quezada, R.; Serrano, M. 1971. Strata-bound copper sulphide deposits of Chile. Soc Mining Geol Japan Spec Issue Vol. 3, p. 252-260.



XI Congreso Geológico Chileno 7 al 11 de agosto de 2006 Antofagasta - II Región - Chile

Actas, Vol. 2, Geología Económica



MÉTODO ⁴⁰AR/³⁹AR EN MINERALES DE GANGA: UNA APROXIMACIÓN A LA EDAD DE LA MINERALIZACIÓN DE COBRE EN LOS YACIMIENTOS MANTOS BLANCOS Y MICHILLA, CORDILLERA DE LA COSTA, NORTE DE CHILE

Veronica Oliveros⁽¹⁾, Gilbert Féraud⁽²⁾, Luis Aguirre⁽¹⁾, Dania Tristá⁽³⁾, Diego Morata⁽¹⁾, Michel Fornari⁽²⁾, Luis Ramírez⁽¹⁾, Carlos Palacios⁽¹⁾, Fernando Ferraris⁽⁴⁾
(1) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile. volivero@ing.uchile.cl
(2) Laboratoire de Géochronologie, IRD-CNRS-UMR 6526 Géosciences Azur, Université de Nice-Sophia Antipolis, Parc Valrose, 06108 Nice Cedex 02, France.
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av. Angamos 0601, Antofagasta, Chile.

(4) Compañía Minera Michilla, km 110 camino Tocopilla, Mejillones, Chile.

INTRODUCCIÓN

Los distritos mineros de Mantos Blancos y Michilla, ubicados en la Cordillera de la Costa entre Antofagasta y Tocopilla, pertenecen a la franja metalogénica de los depósitos estratoligados de Cu-(Ag), tipo "manto" (Maksaev y Zentilli, 2002). Los yacimientos de esta franja se caracterizan por presentar cuerpos mineralizados estratiformes, alojados generalmente en las rocas volcánicas de la Formación La Negra y sus equivalentes, y/o cuerpos discordantes de brechas hidrotermales espacialmente ligados a intrusiones subvolcánicas (Maksaev y Zentilli, 2002). En el caso del distrito minero Michilla los cuerpos principales son estratiformes (Tristá et al., 2006), mientras que en Mantos Blancos predominan los cuerpos de brecha hidrotermal (Ramírez et al., en prensa).

En el presente trabajo se resume la metodología de datación sistemática aplicada a minerales ígneos y de ganga, con el objeto de obtener una aproximación a los intervalos de tiempo en los que ocurrieron los eventos de mineralización de cobre en los yacimientos de los distritos mineros de Mantos Blancos y Michilla.

MÉTODOLOGÍA DE DATACIÓN

Se realizaron 39 análisis ⁴⁰Ar/³⁹Ar en minerales primarios y secundarios de 22 muestras de roca tomadas tanto dentro como fuera de los principales yacimientos de los distritos mineros. Los minerales analizados fueron: plagioclasas (rocas volcánicas e intrusivos), biotita (intrusivos), anfíbola (diques, intrusivos y rocas córneas), adularia (feldespato K) y actinolita provenientes de amígdalas, y mica blanca microcristalina, llamada sericita. En el caso de la sericita, por su pequeño tamaño, el material analizado fueron granos de plagioclasa fuertemente sericitizados. Dado que el contenido de potasio es mucho mayor en la sericita, el aporte de la plagioclasa es de sólo un 0,03% del isótopo ³⁹Ar, siendo así su influencia en la edad final obtenida descartable. Los minerales fueron calentados por etapas de temperatura, extrayendo el gas resultante en ultravacío. Para cada etapa se midieron los contenidos isotópicos del Ar, calculándose en base a ellos las edades aparentes. Al final de cada experimento se calcularon las edades ponderadas y plateau, éstas últimas son edades ponderadas que incluyen un porcentaje de gas mayor a 70% (ver Oliveros et al., enviado).

Distrito minero Mantos Blancos

El depósito principal del distrito mantos Blancos se formó por la sobreimposición de dos eventos de mineralización de Cu (Ramírez et al, en prensa). El primer evento estuvo acompañado de una alteración hidrotermal fílica y es contemporáneo el emplazamiento de un domo riolítico que constituye la roca de caja del depósito; mientras que el segundo, y más importante, evento de mineralización fue acompañado de tres procesos de alteración hidrotermal: propilítica, sódica y potásica; y estuvo asociado a la intrusión de un sistema de diques y stock bimodales (Ramírez et al., en prensa).

Edades obtenidas en sericita de la alteración fílica están entre los $155,4\pm0,6$ y los $156,6\pm0,5$ Ma (Fig. 1). La primera mineralización, contemporánea al emplazamiento del domo riolítico habría ocurrido entonces a los ~155-156 Ma; dicho evento sería también contemporáneo a la extrusión de la lavas andesíticas de la Formación la Negra en el distrito, datadas en $156,5\pm1,4$ Ma (Fig. 1). Un intrusivo granodiorítico situado a 10 km del yacimiento principal fue datado en $148,2\pm0,6$ Ma; edades entre $145,6\pm0,8$ y $147,5\pm0,7$ Ma obtenidas en plagioclasas sericitizadas de rocas cercanas indicaría que existió un proceso de alteración hidrotermal ligado a su emplazamiento.

Un sistema de intrusivos dioríticos y granodioríticos, equivalente al sistema de diques y stocks bimodales al interior del yacimiento principal, fue datado entre 141,6±0,6 y 142,2±1,0 Ma (Fig. 1), mientras que una metandesita proveniente de la aureola de contacto de dichos plutones entregó una edad de 142,5±0,6 Ma (Fig. 1). Un dique máfico que presenta mena de cobre correspondiente a las últimas etapas de mineralización, dio una edad de 142,7±2,0 Ma (Fig. 1). El segundo evento de mineralización, relacionado al magmatismo bimodal, quedaría entonces constreñido al



Figura 1. Resumen de edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar (plateau y ponderadas) en rocas del distrito minero Mantos Blancos. Asociaciones minerales fueron definidas por Ramírez et al. (en prensa).

intervalo de ~141-142 Ma (Fig. 1). Otros eventos de alteración hidrotermal pudieron haber ocurrido a los 125,4±0,3 y 101,7±5,0 Ma (Fig. 1).

DISTRITO MINERO MICHILLA

Dos análisis en plagioclasas de lavas andesíticas del distrito Michilla arrojaron edades de $159,9\pm0,9$ y $163,2\pm1,3$ Ma (Fig. 2), sin embargo, sólo la última es considerada como confiable, dado que debido a la intrusión de un plutón cercano que dio una edad de $159,6\pm0,7$ Ma (Fig. 2), pudiendo haber alterado las plagioclasas en la roca más "joven". Intrusivos que afloran al este del distrito fueron datados en $147,1\pm2,2$ y $145,5\pm2,8$ Ma.

Un intervalo para la mineralización de cobre en el depósito principal fue robustamente definido entre: $157,6\pm5,6$ Ma, edad alta T^o de un intrusivo posterior o contemporáneo a la mineralización, y $137,4\pm1,1$ Ma, edad de un dique estéril que corta todos los cuerpos mineralizados (Fig. 2). Dicho intervalo de ~28 Ma es concordante con

una edad Re-Os de 160±16 Ma obtenida en minerales de mena en el mismo depósito (Tristá et al., 2006). Un intervalo más acotado es propuesto entre 157,8±5,6 y 163,6±1,9 (Fig. 2) (Oliveros et al, enviado). La edad mínima es establecida por el intrusivo de 157,8±5,6 Ma, puesto que es probable

ARTICLE

Time relationships between volcanism–plutonism– alteration–mineralization in Cu-stratabound ore deposits from the Michilla mining district, northern Chile: a ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological approach

Verónica Oliveros · Dania Tristá-Aguilera · Gilbert Féraud · Diego Morata · Luis Aguirre · Shoji Kojima · Fernando Ferraris

Received: 29 March 2006 / Accepted: 31 May 2007 © Springer-Verlag 2007

Abstract The Michilla mining district comprises one of the most important stratabound and breccia-style copper deposits of the Coastal Cordillera of northern Chile, hosted by the Middle Jurassic volcanic rocks of the La Negra Formation. ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses carried out on igneous and alteration minerals from volcanic and plutonic rocks in the district allow

Editorial handling: R. King

V. Oliveros (\boxtimes) · D. Morata · L. Aguirre Departamento de Geología, Universidad de Chile, P.O. Box 13518-21, Santiago, Chile e-mail: volivero@ing.uchile.cl

D. Tristá-Aguilera · S. Kojima Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av Angamos 0610, Casilla 1280, Antofagasta, Chile

G. Féraud CNRS-IRD-UNSA UMR 6526 Géosciences Azur, Parc Valrose, Université de Nice-Sophia Antipolis, 06108 Nice, France

F. Ferraris Superintendencia de Geología, Minera Michilla S.A., km 110 camino a Tocopilla, Mejillones, Segunda Región de Antofagasta, Chile e-mail: fferraris@vtr.net

Present address: V. Oliveros Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, P.O. Box 160-C, Concepción, Chile a chronological sequence of several magmatic and alteration events of the district to be established. The first event was the extrusion of a thick lava series of the La Negra Formation, dated at 159.9 ± 1.0 Ma (2σ) from the upper part of the series. A contemporaneous intrusion is dated at 159.6 ± 1.1 Ma, and later intrusive events are dated at 145.5 ± 2.8 and $137.4\pm$ 1.1 Ma, respectively. Analyzed alteration minerals such as adularia, sericite, and actinolite apparently give valid ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau and miniplateau ages. They indicate the occurrence of several alteration events at ca. 160-163, 154-157, 143-148, and 135-137 Ma. The first alteration event, being partly contemporaneous with volcanic and plutonic rocks, was probably produced in a high thermal gradient environment. The later events may be related either to a regional low-grade hydrothermal alteration/metamorphism process or to plutonic intrusions. The Cu mineralization of the Michilla district is robustly bracketed between 163.6 ± 1.9 and $137.4\pm$ 1.1 Ma, corresponding to dating of actinolite coexisting with early-stage chalcocite and a postmineralization barren dyke, respectively. More precisely, the association of small intrusives (a dated stock from the Michilla district) with Cu mineralization in the region strongly suggests that the main Michilla ore deposit is related to a magmatic/hydrothermal event that occurred between 157.4±3.6 and 163.5±1.9 Ma, contemporaneous or shortly after the extrusion of the volcanic sequence. This age is in agreement with the Re-Os age of 159±16 Ma obtained from the mineralization itself (Tristá-Aguilera et al., Miner Depos, 41:99-105,2006).

Keywords Geochronology · Cu-stratabound deposits · Northern Chile · Jurassic · Coastal Cordillera

Introduction

Cu-stratabound ore deposits along the Coastal Cordillera in northern Chile form the third source of copper production in Chile (Maksaev and Zentilli 2002) and are mostly hosted by thick Jurassic (La Negra Formation) and Lower Cretaceous volcano-sedimentary formations. The volcano-sedimentary formations were episodically intruded by calc-alkaline granitoids (from diorite to granodiorite) and dykes during the Late Jurassic and Early Cretaceous (Rogers 1985; Chavez 1985; Pichowiak 1994; Dallmeyer et al. 1996; Oliveros et al. 2006). Volcanic and, to a minor extent, plutonic rocks were affected by regional very low-grade hydrothermal alteration or metamorphic processes and/or by local hydrothermal alteration processes most often associated with mineralization (Losert 1974; Oliveros 2005). Available K-Ar and Rb-Sr radiometric data indicate ages around 150-140 Ma for the main stratabound deposits hosted by Jurassic volcanosedimentary rocks in northern Chile (see Maksaev and Zentilli 2002 and references therein), younger than those assumed for volcanism (see below) but overlapping ages of plutonism. The previous isotopic ages have been obtained from whole rocks and, in a few cases, from minerals such as plagioclase, biotite, and amphibole separated from intrusive and volcanic rocks. Nevertheless, the time interval is imprecise and must be considered with caution because: (1) The analyzed material is most often whole rock, which is always altered in the Coastal Cordillera, and the K-Ar and Rb-Sr systems are very sensitive to alteration, and (2) the associated errors are higher than 2% and can reach 10%. Taking into account the uncertainties in the reported age data, the time interval for the formation of the stratabound Cu deposit is more likley 172-138 Ma. Available Rb-Sr and K-Ar whole-rock radiometric data performed on diorites and andesitic lava flows of the Michilla district constrain the mineralization between ca. 192 and 146 Ma (Astudillo 1983; Venegas et al. 1991).

Several syngenetic vs epigenetic models for the genesis of these Cu-stratabound deposits have been proposed (see Maksaev and Zentilli 2002). Nevertheless, an epigenetic model is currently preferred based on the relationships observed between plutonism and hydrothermal alteration.

In this study, we present new ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric ages on volcanism, plutonism, regional alteration, and local alteration for the Cu-stratabound ore deposits from the Michilla district in northern Chile. This district is one of the largest in the Cu-stratabound metallogenetic province and includes lava flows of the La Negra Formation, subvolcanic intrusions, plutonic bodies from the Coastal Batholith, and some of the largest Cu-stratabound deposits of the province (Fig. 1). Lince–Estefanía is the most important ore body in the Michilla District, and its geology has been recently studied in detail (Acevedo 2002; Tristá-Aguilera et al. 2006; Tristá-Aguilera 2007). A recent Re–Os age of 159 ± 16 Ma (2σ) obtained from the main Cu-sulfides mineralization at the Lince–Estefanía deposit represents the first direct age obtained from the primary sulfides of the Cu-stratabound ore deposits (Tristá-Aguilera et al. 2006).

The aim of this study is to constrain the ages of the successive geological processes that affected a district where typical Cu-stratabound deposits developed. Consequently, this study contributes to a better understanding of Jurassic–Early Cretaceous evolution of the present Coastal Cordillera, northern Chile. By dating various igneous and alteration events of the district, we bracket the age of Cu mineralization more precisely than previously done. These data represent crucial information that are necessary for models explaining Cu-stratabound deposit formation.

Geological and Tectonic setting

During Jurassic to Early Cretaceous times, subduction-related magmatism developed along the present Coastal Cordillera of northern Chile. The main products of this magmatic activity are thick volcanic sequences and plutonic rocks emplaced under low-pressure conditions (Dallmeyer et al. 1996). The volcanic sequence, defined as the La Negra Formation (García 1967), was emplaced on a thinned pre-Jurassic continental crust as a consequence of an extreme oblique movement of the Phoenix Plate in a south-southeastern direction relative to the South American continental margin (e.g., Scheuber and González 1999). This formation consists mainly of andesitic-basaltic lavas and variable amounts of tuff breccias, sandstone, and limestone (García 1967). Rogers and Hawkesworth 1989 reported a Rb-Sr isochron age of 186.3 \pm 13.6 Ma (1 σ). Recently, Oliveros et al. 2006, 2007) have reported ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ plateau ages of ca. 150–152 (23°49'S, Antofagasta city area), 160-164 (22°29'S, south of Tocopilla), and 156 Ma (23°39', Mantos Blancos mining area) on mineral separates (Fig. 1).

Along the entire Coastal Range in northern Chile, the La Negra Formation is extensively intruded by numerous plutonic bodies of gabbroic to granitic composition, grouped in the so-called Coastal Batholith. The ages obtained from these bodies range from ca. 142 to 168 Ma (Rogers 1985; Espinoza and Orquera 1988; Boric et al. 1990; Maksaev 1990; Oliveros 2005; Oliveros et al. 2006). In addition, dioritic to gabbroic dikes and stocks intrude the volcanic sequence. These smaller intrusions were dated by the K–Ar and Rb–Sr methods (whole-rock and plagioclase) between 112 and 168 Ma (e.g., Astudillo 1983; Espinoza and Orquera 1988; Boric et al. 1991; Maksaev 1990). Semiconsolidated coarse-grained sediments of Cenozoic age (e.g., Boric et al. 1990) overlie these igneous rocks.



Fig. 1 Simplified geology of the Michilla minig district and location of sampled rocks. Modified from the geological map of Michilla Mining

Both plutonic and volcanic units were affected by regional scale low- to very low-grade alteration events. The main products of these alteration events are chorite, epidote, quartz, sericite, titanite, calcite, and minor amounts of zeolites, prehnite, pumpellyite, and actinolite. A combination of processes such as burial metamorphism or heating and fluid contribution from the intrusion of the Coastal Batholith have been advocated for the origin of these alteration events (Losert 1974; Sato 1984; Oliveros 2005). Preliminary ages obtained from secondary minerals associated with these events range between ca. 160 and 100 Ma (Oliveros 2005).

The most important structural feature is the major 1,000-kmlong (21–30°S) Atacama Fault System (AFS), mainly consisting of north-to-south-oriented trench-linked faults. The AFS is thought to have formed during the Late Jurassic and Early Cretaceous as an intra-arc regional structure related to oblique subduction of the Aluk (Phoenix) plate relative to the South American continent (e.g., Scheuber and González 1999). The geometry, kinematics, and timing of deformation of the AFS are well known at a regional scale (see Cembrano et al. 2005 and references therein). Changes from intra-arc sinistral transtensional to sinistral transpressional deformation are thought to have occurred during arc construction and AFS evolution at least from 190 to 110 Ma (Cembrano et al. 2005). Apatite fission track ages between 129 and 92 Ma (Maksaev 2000) on Jurassic granitoids from the Coastal Range in northern Chile indicate a low exhumation rate for this segment of the Cordillera from the Early Cretaceous and limits the maximum stratigraphic pile responsible for the regional low-grade metamorphism that probably affected the volcanic rocks of the La Negra Formation.

Geology of the Michilla district

The Michilla district represents one of the largest and most important districts in the Cu-stratabound metallogenetic province between 22 and 26° Latitude south. The outcropping units in the district correspond to basaltic to andesitic lava flows with amygdaloidal, porphyritic, afanitic, or brecciated textures, intercalated with lesser amounts of tuff breccias, sandstones and limestones (Niemeyer et al. 1990, Bogdanic et al. 1994), subvolcanic and plutonic bodies, and sedimentary covers. The lava flows form a structure varying in orientation from northeast, in the west, to northwest in the central and eastern area of the district, with an overall northerly dip. Plutonic rocks are represented by gabbro-diorites to monzonites and granodiorites, forming north-to-south-oriented belts with some isolated intrusions (e.g., Cerro Vireira, Fig. 1). In addition, subvolcanic intrusions of gabbroic-dioritic composition were emplaced along a dominantly northeastern orientation (Fig. 2). The geological units are mostly affected by branches of the AFS, the most important of which has a north-to-south orientation (e.g., the Mititus Fault System), but minor northeastern and northwestern faults are also observed.

The copper ore bodies generally surround intrusive bodies and form stratiform (e.g., Lince–Estefanía, Buena Vista, Desierto, and Juárez deposits; Fig. 1) and breccia bodies (e.g., Lince–Estefanía and Llano–Gambeta deposits; Fig. 2). In addition, ore minerals are sometimes exposed as irregular, structurally controlled bodies (e.g., Carolina, Núcleo X deposits). The ore bodies were formed during three stages: hypogene (early, main and late substage), supergene, and oxide (Kojima et al. 2003). The ore minerals consist mainly of Cu sulfides and oxides. Copper sulfides are represented by chalcocite (hypogene and supergene), bornite, covellite, and chalcopyrite, whereas Cu oxides are dominanted by atacamite and chrysocolla (Fig. 3a). The ore minerals display a vertical zoning with sulfide phases occurring in the deepest levels (below 250 m above sea level [m.a.s.l.]) and oxides dominating near the surface (above 500 m.a.s.l.). A mixed-ore zone (oxide-sulfide) occurs between these two levels. Cu oxides also occur in trace amounts throughout the whole mineralized column (~1,000 m currently recognized). The alteration minerals related to the main Cu sulfide mineralization are chlorite, epidote, and albite, with scarce quartz and actinolite (Wolf et al. 1990; Kojima et al. 2003; Tristá-Aguilera 2007; Fig. 3a), whereas the alteration mineral assemblage related to the Cu oxide mineralization is calcite and gypsum with minor quartz.

Lince–Estefanía is the most important ore body of the Michilla district. It is located in N60°E/45°NW-oriented lava flows consisting of brecciated, aphanitic, porphyritic, and amygdaloidal andesites. Widespread northeast-oriented dykes and small gabbroic to dioritic stocks are also present (Fig. 2). Field and petrographic observations indicate the



Fig. 2 Schematic cross-section of the Michilla mine and synthetic column of the Michilla district (Coastal Range, northern Chile) with location of samples. On the synthetic column, the samples are located relative to their altitude and not to their stratigraphic position



Fig. 3 a Paragenetic sequence of ore and gangue minerals observed in the Lince–Estefanía deposit, modified after Kojima et al. (2003) and Tristá-Aguilera 2007. **b** Backscattered electron image of an amygdale

occurrence of at least two types of intrusions: (a) premain hypogene mineralization two-pyroxene calc-alkaline diorites and (b) postmain hypogene mineralization porphyritic hornblende-bearing calc-alkaline andesitic dykes. In this deposit, ore minerals form stratiform and breccia bodies. The stratiform bodies are close but peripheral to intrusions (dioritic stocks), whereas breccia bodies surround dioritic stocks and grade into stratiform bodies. The main breccia body extending from the surface to about 900 m depth is formed by volcanic and intrusive fragments with ore and alteration minerals forming the matrix. The occurrence of intrusive fragments within breccias indicates that some intrusions predate the main hypogene mineralization event, but the geometrical relationships between breccia and intrusions (as shown in Fig. 2) suggest that both are genetically related.

Description of the analyzed samples

Volcanic host rocks (La Negra Formation)

Sample VO26B is an andesite lava flow sampled from inside the Juarez pit (Fig. 1) with numerous amygdales and veins filled with alteration mineral phases, but no traces of ore minerals are observed. VO30B, VO31, and VO148 samples belong to a 500-m-thick sequence of lava flows and minor intercalated sedimentary rocks at a distance of about 5 km from any copper deposit (Fig. 1), whereas RL536-3 and RL605D samples of lava flows were obtained from drill cores of the main deposit in the district (Fig. 2).



from a lava flow inside the Lince pit. *act* Actinolite, *cc* chalcocite, *dg* digenite, *smc* smectite

The stratigraphic position of VO26B, relatively to VO30B, VO31, and VO148, is unknown, whereas sample VO148 is stratigraphically located 50 m above VO30B and VO31. These three samples are stratigraphically located about 500 and 700 m above samples RL536-3 and RL605D, respectively (Figs. 1 and 2).

Phenocrysts in the sampled volcanic rocks are mainly plagioclase (An_{64,8-48,2}Ab_{48,9-38,3}Or_{3,3-1,4}), clinopyroxene, and iron oxide (magnetite). The groundmass is composed of plagioclase microlites, mafic minerals, iron oxides, and recrystallized glass. Secondary mineral phases are ubiquitous in the volcanic rocks and some plutonic rocks. Plagioclase phenocrysts are often albitized, replaced by sericite, minor mafic philosilicates and, as in the case of sample VO148, prehnite and calcite. Mafic phenocrysts are partially or completely replaced by chlorite. Glass in the groundmass is recrystallized to chlorite and other mafic silicates, titanite and quartz. Amygdales and veins filled with chlorite, epidote, quartz, and potassic feldspar are present. Calcite seems to be a later alteration phase because it was formed in the center of the amygdales or in veins covering or cutting other alteration minerals. Amygdales and veins filled with epidote, actinolite, and chlorite are observed in sample RL536-3.

Intrusive rocks

RS18 is a prehypogene mineralization microdiorite sampled from inside the Lince pit (Figs. 1 and 2). It is mostly barren and composed of orthopyroxene $(En_{71.7-73.9}Fs_{22.7-24.1})$

Wo_{3.4-4.0}), clinopyroxene (En_{38.5-45.2}Fs_{18.0-22.5}Wo_{34.7-41.1}), plagioclase (An_{46.1-61.1}Ab_{37.5-51.7}Or_{0.9-2.6}), and scarce, minute biotite. It has a phaneritic equigranular texture, and the grain size is 1–5 mm. Alteration consists of minor sericitization of plagioclase and partial replacement of biotite by mafic phyllosilicates. DTA-740 is an andesitic dyke sampled from the pit and composed of zoned idiomorphic hornblende amphibole and plagioclase (completely altered to finegrained clay minerals) phenocrysts in an altered groundmass. This dyke is barren and crosscuts the Lince pit orebodies.

Other intrusions were also sampled in the eastern (samples VO17 and VO20 from Cerro Vireira, which belong to the same plutonic complex) and western (VO181) borders of the district (Figs. 1 and 2). They are granodiorite (VO17, VO20) and diorite (VO181) composed of plagioclase, K-feldspar, quartz, pyroxene—which could be replaced by either hornblende during cooling processes or fibrous actinolite corresponding to later alteration processes—and magnetite. They have a phaneritic equigranular texture with a grain size of 5–10 mm. Plagioclases are weakly sericitized and albitized and could contain small grains of epidote; K-feldspars are altered to clay minerals. Titanite and epidote are present as secondary minerals partially replacing the pyroxene and magnetite crystals. In sample VO181, tournaline is also present as a late mineral.

Analytical procedures

Thirteen primary and secondary minerals were analyzed by the step-heating Ar-Ar method from 11 rock samples. They were small bulk sample plagioclase (VO31, VO148: around 200 grains, and VO17, VO20, RS18: around 30 grains), potassic feldspar (adularia), single grains collected from amygdales (VO26B, VO30B), and strongly sericitized plagioclase single grains (VO31, VO148, RS18, RL605D), all heated with a CO₂ Synrad 48-50 laser. Bulk sample primary amphibole (DTA740) and secondary actinolite (RL536D-3) were heated with a high frequency (HF) furnace. Mineral separation was carried out using a Frantz magnetic separator and finally by careful hand picking under a binocular microscope. Grain sizes were 200-500 (sericitized plagioclase and adularia single grains), 125-200 (amphibole and fresh plagioclase bulk samples), and below 50 µm (diameter) for the fibrous actinolite bulk sample. The weight of the analyzed samples was 0.01-0.05 mg for adularia and sericitized plagioclase single grains, ~0.1-1.2 mg for the plagioclase bulk sample heated with the laser system, 10.9 mg for the amphibole, and 20.7 mg for the actinolite bulk samples analyzed with the HF furnace. The samples were packed into copper (for HF furnace experiments) or aluminum foils (for laser experiments) and irradiated for 70.0 h in the Hamilton McMaster University nuclear reactor (Canada) in position 5C along with Hb3gr hornblende neutron fluence monitor for which an age of 1,072 Ma is adopted (Turner et al. 1971; Renne et al. 1998, Jourdan et al. 2006). The total neutron flux density during irradiation was around 8.8×10^{18} neutrons/cm². The estimated error bar on the corresponding ${}^{40}\text{Ar}*/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio was $\pm 0.4\%$ (2 σ) in the volume where the samples were included. For laserheating experiments, isotopic measurements were performed with a VG3600 mass spectrometer working with a Daly system and a photomultiplier. For HF-heating experiments, isotopic analyses were performed with a doublevacuum HF furnace and a mass spectrometer composed of a 120° M.A.S.S.E. tube, a Baür-Signer GS 98 source, and a SEV217 Balzers electron multiplier. Total blanks were measured at every third step on the laser system and on every third sample on the HF furnace system. Argon isotopes were typically on the order of 10-2,450, 30-15,700, and 1-70 (laser experiments), and 30-430, 10-7.000, and 8-50 (HF furnace experiments) times the blank level for ⁴⁰Ar, ³⁹Ar, and ³⁶Ar, respectively.

The criteria to define a plateau age are: (1) at least 70% of the ³⁹Ar released, (2) a minimum of three successive steps in the plateau, and (3) the integrated age of the plateau should agree with each apparent age of the plateau within a two sigma (2σ) confidence level. Miniplateau age concerns a fraction lower than 70% of ³⁹Ar released. The uncertainties on the ⁴⁰Ar/³⁹Ar ratios of the monitors are included in the calculation of the integrated and plateau age uncertainties, but the error on the age of the monitor is not included. Error bars on plateau ages are given at the 2-sigma level. Chemical compositions of primary and secondary minerals were obtained using a CAMECA SX-100 electron microprobe with 20 kV, 10 nA, and 2–5 µm as analytical conditions, at the Institut des Sciences de la Terre, de l'Environnement et de l'Espace of the University of Montpellier (France).

Results

Summarized and detailed isotopic data are given in Tables 1 and 2, respectively. Age and ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Cal}}{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio spectra are shown in Figs. 4 and 5. Electron microprobe Ca/K ratios for fresh plagioclase (An_{67–49}Ab_{49–31}Or_{3–1}) are listed in Table 3. Isochron data are given in Table 2, but they are not plotted because the data are too clustered to provide useful information.

Magmatic minerals

Plagioclase

The plagioclase sample VO31 yields a disturbed age spectrum consisting of a flat low-temperature part with a weighted mean

age (w.m.a.) of 153.7 ± 1.8 Ma, 50% of the ³⁹Ar released, followed by increasing ages vs temperature (Fig. 4a). The oldest ages correlate with the highest ${}^{37}\text{Ar}_{Ca'}{}^{39}\text{Ar}_{K}$ ratios representing the freshest plagioclase, as shown by Ca/K values measured with the microprobe. It is therefore likely that (1) the high temperature w.m.a. of 163.6 ± 1.8 Ma represents the best estimate of the age of this lava flow and (2) the low-temperature ages are the result of a sericite/ plagioclase mixture.

Plagioclase sample VO148 yields a plateau age of 159.9±1.0 Ma (Fig. 4b, 85.6% of the gas released), slightly younger than the high-temperature age of VO31. The corresponding ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Cal}}{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios increase with temperature but remain in the range given by microprobe analyses for fresh plagioclase.

The bulk sample plagioclases VO17 and VO20 yield concordant plateau ages of 147.1 ± 2.2 and 145.5 ± 2.8 Ma (Figs. 4c,d), respectively. Whereas the corresponding ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios for the sample VO20 plateau fraction correspond to fresh plagioclase, the VO17 plateau age may correspond to a mixture of fresh plagioclase and sericite. Moreover, the isochron data are more precise for the VO20 sample (Table 2). Therefore, the plateau age obtained for sample VO20 is preferred for the cooling age of this pluton. The large variation of the Ca/K ratios (measured with the microprobe) observed in sample VO20 could be explained partly by the zoning of the plagioclase crystals, which vary in composition from An₄₀ to An₇₀ (Oliveros 2005).

Plagioclase sample VO181 yields a plateau age of 159.6±1.1 Ma correlating with a flat ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio spectrum (Fig. 4e), which demonstrates that the analyzed plagioclase was mostly pure.

Finally, plagioclase bulk sample RS18 from the main dioritic stock located inside the Lince pit (Fig. 2) displays two concordant plateau ages of 154.4 ± 3.9 and 153.7 ± 3.2 Ma (Fig. 4f) affected by large error bars because of the low quantity of analyzed grains. Nevertheless, we observe a slight increase in apparent ages that appear to be correlated with the ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios. It is therefore likely that the best estimate of the closure age of these plagioclases is given by high-temperature ages of 157.8 ± 5.6 and 157.0 ± 5.0 Ma (w.m.a.= 157.4 ± 3.7 Ma). This age is concordant with the VO181 plateau age. Single grains of strongly seritized plagioclase were analyzed by two-step experiments, and the data are given below.

Amphibole

Amphibole (hornblende) sample DTA-740 (Lince Pit barren dyke) yields a plateau age of 137.4 ± 1.1 Ma, probably corresponding to pure amphibole, as shown by the flat ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio spectrum (Fig. 4g).

Alteration minerals

Adularia

Adularia single grains from amygdales sample VO26B yield two concordant plateau ages of 139.6±1.5 and 137.6±2.2 Ma, corresponding to flat and variable ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios (Fig. 5a). An adularia single grain from sample VO30B displays a plateau age of 145.1±0.7 Ma (Fig. 5b), concordant with a miniplateau age of 143.8±1.1 Ma (65% of ${}^{39}\text{Ar}$ released) obtained from another grain. The very low and mostly constant ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios demonstrate that the analyzed adularia grains were pure.

Sericitized plagioclase

Because of their tiny size, secondary minerals such as sericite could not be separated from the plagioclase host mineral and therefore were analyzed by heating single grains of strongly altered plagioclase where sericite represents the dominant secondary mineral. Aguirre et al. 1999 and Fuentes et al. 2005 showed that the obtained plateau ages may represent the age of the sericite in some cases, the contribution of fresh plagioclase being negligible because of the much lower K content. Sericitized plagioclase single grains from sample VO31 yield concordant plateau ages of 157.9±3.8 and 154.6±2.6 Ma (Fig. 5c). The rather high and variable ${}^{37}\text{Ar}_{Ca}/{}^{39}\text{Ar}_{K}$ ratios show that these grains probably contained low proportions of sericite; this explains the large error bars because of small argon signals during measurements. Nevertheless, these ages are concordant with the low-temperature w.m.a of 153.7±1.8 Ma obtained from "fresh" plagioclase. Single grains of sericitized plagioclase sample VO148 yield concordant plateau ages of 160.9 ± 1.4 and 161.2 ± 0.9 Ma (Fig. 5d), which are concordant with the plateau age (159.9 ± 1.0 Ma) obtained from fresh plagioclase.

Single grains of strongly sericitized plagioclase sample RS18 (dioritic stock inside the Lince pit) were too small to perform step-heating experiments. Therefore, 11 single grains of sericitized plagioclase were individually heated in two steps only. The first step allows degassing of atmospheric argon and the second one-total fusion-generally represents ~90% of the radiogenic argon released. When plotting these ages and apparent ages from small clusters of step-heated "fresh" plagioclase (Fig. 4f) vs ${}^{37}Ar_{Ca}/{}^{39}Ar_{K}$ ratios (Fig. 6), a positive correlation is observed, indicating that the lower the ${}^{37}Ar_{Ca'}{}^{39}Ar_{K}$ ratio of the analyzed material, the younger is the obtained age. According to the correlation trend, the age of a pure sericite would be on the order of 148 Ma, corresponding to a low (near zero) ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio, whereas the "pure" plagioclase age would be estimated around 158 Ma (Fig. 6).
Table 1 Summary of ⁴⁰Ar/³⁹Ar data on plagioclase, amphibole, sericitized plagioclase, adularia, and actinolite from lava flows and intrusives from the Michilla mining district

Step number or T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar (%)	$^{37}\mathrm{Ar_{Ca}}\!/^{39}\mathrm{Ar_{K}}$	$^{40}{\rm Ar}^{*/^{39}}{\rm Ar}_{\rm K}$	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
VO17 Plagioclase, 30 grain	s (J=0.01607)				
1	97.4	0.5	3.5	1.902	54.3 ± 87.6
2	53.9	3.3	3.8	4.654	130.1 ± 13.5
3	29.8	17.6	5.0	5.130	142.9 ± 2.4
4	20.6	17.6	4.2	5.388	149.8 ± 2.4
5	27.6	22.0	4.9	5.351	148.9 ± 2.2
6	24.6	19.8	4.3	5.295	147.4 ± 2.6
7	30.6	19.2	6.1	5.249	146.1 ± 2.6
VO20 Plagioclase, 30 grain	s (J=0.01608)				
1	80.9	0.9	4.7	7.002	192.5 ± 66.5
2	72.5	2.1	11.0	5.341	148.6 ± 21.3
3	58.7	5.7	13.2	5.262	146.5 ± 8.5
4	39.1	8.0	13.9	5.146	$143.4{\pm}4.8$
5	20.2	9.7	13.9	5.408	150.4 ± 3.9
6	32.8	12.7	13.0	5.145	143.4 ± 3.8
7	17.5	24.6	15.7	5.219	$145.4{\pm}2.0$
8	28.6	8.9	15.0	5.165	143.9 ± 5.1
9	41.1	6.7	13.8	4.934	137.7 ± 9.3
10	16.0	20.8	16.9	5.324	148.2 ± 2.4
VO26B (1) K-Feldspar, sing	gle grain, 0.04 mg (J=0.017	58)			
1	10.0	4.7	0.001	4.410	134.7 ± 1.4
2	6.7	1.3	0.000	4.670	142.3 ± 4.2
3	1.3	2.0	0.000	4.830	147.0 ± 3.0
4	18.4	2.8	0.001	4.550	138.8 ± 1.9
5	55.2	53.1	0.001	4.518	137.9 ± 1.1
6	57.9	11.3	0.001	4.574	139.5 ± 1.7
7	53.0	24.9	0.001	4.704	143.3 ± 1.3
VO26B (2) K-Feldspar, sing	gle grain, 0.01 mg (J=0.017:	58)			
1	22.5	8.4	0.000	4.528	138.2±3.6
2	9.1	2.5	0.002	4.748	144.6 ± 9.7
3	12.7	2.4	0.001	4.556	139.0±11.3
4	11.7	1.0	0.000	5.323	161.4±23.0
5	43.1	5.0	0.000	4.735	144.2 ± 5.3
6	58.7	37.4	0.000	4.468	136.4±1.9
7	58.6	27.7	0.001	4.470	136.5 ± 1.6
8	59.5	8.5	0.003	4.561	139.1±3.0
9	56.8	7.1	0.002	4.646	141.6 ± 4.0
VO30B (1) K-Feldspar, sing	gle grain, 0.02 mg (J=0.017:	58)			
1	78.2	1.6	11.0	3.667	112.5±9.8
2	33.4	3.5	16.9	4.490	136.8 ± 3.8
3	14.6	14.6	16.5	4.597	139.9 ± 1.4
4	10.2	12.6	16.9	4.538	138.2 ± 1.1
5	7.8	7.8	17.6	4.670	142.0 ± 2.0
6	9.4	5.7	17.9	4.602	140.0 ± 2.3
7	14.6	8.4	18.2	4.514	137.5±2.2
8	18.7	11.8	17.3	4.469	136.2 ± 1.4
9	17.5	11.9	18.8	4.699	142.9 ± 1.3
10	11.3	12.1	21.5	5.008	151.9±1.2
11	12.6	10.1	22.0	4.971	150.8 ± 1.4
VO30B (2) K-Feldspar, sing	gle grain, 0.01 mg (J=0.017)	58)			
1	16.1	4.0	0.0	4.829	147.0 ± 2.0
2	23.4	5.2	0.0	4.776	145.5±1.7
3	27.2	33.5	0.0	4.732	144.2 ± 0.6
4	27.1	30.1	0.0	4.764	145.1±0.6
5	28.0	11.7	0.0	4.782	145.6±0.8
6	28.0	8.1	0.0	4.790	145.9 ± 1.2

Step number or T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar (%)	$^{37}\mathrm{Ar_{Ca}}/^{39}\mathrm{Ar_{K}}$	$^{40}{\rm Ar}^{*/^{39}}{\rm Ar}_{\rm K}$	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
7	29.2	4.9	0.0	4.788	145.8±2.0
8	28.9	1.7	0.0	4.851	147.6 ± 4.2
9	25.3	0.9	0.0	4.996	151.9 ± 7.2
VO31 Plagiolcase, small bu	lk sample, 1.20 mg $(J=0.01)$	756)	2.0	4.540	144 4 10 0
1	67.2	1.1	2.0	4.748	144.4 ± 12.0
2	55.1	1.9	4.3	4.568	139.2±7.5
3	18.4	8.2	6.3	5.128	155.5±1.6
4	8.4	14.5	8.3	5.089	154.4±1.6
5	8.2	11.2	9.5	5.078	154.1±1.8
6	8.4	12.7	10.0	5.096	154.6±1.7
7	7.5	11.1	10.1	5.267	159.6±1.5
8	6.6	9.0	10.9	5.337	161.6 ± 1.4
9	7.4	11.0	11.1	5.397	163.3 ± 1.8
10	8.1	6.8	11.4	5.361	162.3 ± 2.8
11	7.1	12.5	11.9	5.494	166.1 ± 1.3
VO31 (1) Sericite in situ in	plagioclase, single grain, 0.0	J4 mg (J=0.01752)	0.6	4.550	100 5 100 0
	50.0	1.7	0.6	4.553	138.5 ± 28.8
2	49.0	8.2	1.0	5.186	157.0±8.3
3	2.9	14.7	1.6	5.561	167.8 ± 4.0
4	6.2	34.1	1.2	5.143	155.7±2.3
5	2.7	10.3	2.6	5.278	159.6±9.1
6	5.1	11.7	3.7	5.261	159.1 ± 5.4
7	7.4	9.9	2.4	5.093	154.3 ± 4.6
8 VO31 (2) Sericite in situ in	9.6 plagioclase single grain 0.0	9.3 1 mg $(I=0.01752)$	6.6	5.108	154.7±6.7
1	48 2	0 A	0.4	4 929	1495 + 70
2	80	9. 4 8.6	0.4	5 202	149.5 ± 7.0 157 4 ± 6.3
2	8.0	26.2	1.0	5.202	157.4 ± 0.5 156.2+2.0
3	5.4	20.2	1.0	5.138	150.2 ± 2.0 155.5 ± 2.7
5	5.8	20.8	1.2	5.062	153.5 ± 2.7 152 4 ± 1.2
5	25.8	29.8	2.4	1 098	135.4 ± 1.5 125.2 ± 10.0
7	13.4	2.4	2. 4 4.1	4.098	125.2 ± 19.0 140.4 ± 8.3
VO148 Plagiolcase, small b	ulk sample, 1.10 mg ($J=0.0$	1670)	7.1	4.920	147.4±0.5
1	91.2	0.4	2.9	1.696	50.4 ± 30.5
2	53.1	1.8	7.1	5.593	161.1 ± 6.8
3	27.6	4.3	9.9	5.344	154.2 ± 4.1
4	11.1	7.9	11.5	5.670	163.2 ± 2.1
5	7.9	9.1	12.4	5.569	160.4 ± 1.7
6	4.7	6.3	13.5	5.604	161.4 ± 2.3
7	9.3	6.8	13.3	5.425	156.5 ± 1.4
8	10.0	8.3	13.4	5.426	156.5 ± 1.4
9	7.9	8.9	14.2	5.514	158.9 ± 1.5
10	7.8	10.6	14.2	5.573	160.5 ± 1.8
11	8.1	7.6	14.6	5.495	$158.4{\pm}1.8$
12	5.5	4.0	15.2	5.550	159.9 ± 3.4
13	6.2	5.4	15.3	5.551	160.0 ± 1.8
14	5.2	6.6	15.3	5.651	162.7 ± 1.7
15	5.0	12.0	15.5	5.632	162.2 ± 0.9
VO148 (1) Sericite in situ in	n plagioclase, single grain, 0	.02 mg (J=0.01682	2)		
1	76.2	1.6	0.3	3.737	110.0 ± 14.2
2	21.9	3.1	0.4	5.495	159.5±6.9
3	10.0	21.9	0.2	5.608	162.6 ± 1.1
4	3.6	7.9	0.2	5.651	163.8 ± 2.9
5	1.1	5.7	0.2	5.723	165.8 ± 3.5
6	3.3	13.0	0.2	5.592	162.2 ± 1.7
7	5.0	13.4	0.2	5.507	159.8 ± 1.9
8	6.7	4.0	0.3	5.475	158.9 ± 6.0
-			0.0	22	10009-010

Table 1 (continued)

Table 1 (continued)

Step number or T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar (%)	$^{37}\mathrm{Ar_{Ca}}/^{39}\mathrm{Ar_{K}}$	$^{40}{\rm Ar}^{*/^{39}}{\rm Ar}_{\rm K}$	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
9	9.5	6.3	0.3	5.386	156.4±3.7
10	6.5	23.1	0.3	5.457	158.4 ± 1.0
VO148 (2) Sericite in situ i	n plagioclase, single grain, (0.02 mg (J=0.01682	2)		
1	80.5	0.7	0.1	3.314	$97.9 {\pm} 28.8$
2	36.2	2.1	0.2	4.932	143.8 ± 8.3
3	15.0	20.0	0.1	5.579	161.8 ± 1.2
4	3.9	34.3	0.0	5.581	161.9 ± 0.7
5	4.2	15.5	0.1	5.526	160.3 ± 1.1
6	3.9	7.1	0.1	5.555	161.1±2.0
7	11.3	2.7	0.3	5.452	158.3±2.9
8	6.0	17.7	0.1	5.523	160.3 ± 0.7
RS18 Plagioclase 30 grains	(<i>J</i> =0.01599)				
1	41.1	10.6	9.1	5.472	151.3±9.5
2	20.8	9.8	10.7	5.398	149.4±6.6
3	16.2	17.4	10.9	5.565	153.8 ± 4.2
4	22.4	27.0	13.4	5.544	153.3±3.4
5	19.8	35.2	16.6	5.716	157.8 ± 2.8
RS18 Plagioclase 30 grains	(<i>J</i> =0.01599)				
1	82.1	2.6	11.6	4.195	117.1 ± 21.6
2	41.5	13.3	13.6	5 195	144.0 ± 6.3
3	30.6	27.7	13.3	5 443	150.6 ± 2.1
4	25.8	21.1	13.0	5 730	158.2 ± 3.5
5	21.3	35.4	15.0	5.686	150.2 ± 3.5 157.0 ± 2.5
RS18 Sericite in situ in plac	pioclase 11 grains $(J=0.016)$	01)	1010	21000	10,110-210
1	69.8	17	29	4 392	122 6+15 6
	10.8	43.8	1.5	5 312	122.0 ± 15.0 147.2 ± 0.8
2	57.9	03	4.0	3.806	106.7 ± 50.5
2	19.5	1.8	4.0 0.7	5.000	140.7 ± 30.5 140.8 ± 7.4
3	76.6	1.0	9.7 4.7	5.407	149.8 ± 7.4 $1/11.2 \pm 12.0$
5	70.0	20.0	4.7	1 287	141.2 ± 12.9 122.5±1.1
4	27.7	20.0	11.2	4.587	122.5 ± 1.1 120.0 ± 42.7
-	26.2	0.4	11.2	5 477	129.9 ± 42.7 151.6±4.5
5	50.5 60.7	4.3	12.5	3.4/7	131.0 ± 4.3
5	09.7	0.2	11.5	5.525	99.0 ± 80.8
C. C	22.9	4.0	14.9 5.0	5.070	102.2 ± 3.4
0	32.0	0.5	3.8	4.519	120.0 ± 31.1
7	38.0	3.5	8.5	5.521	152.8±4.9
7	88.4	0.3	8.7	4.691	130.6 ± 41.2
0	53.9	5.1	9.3	5.454	151.0 ± 3.3
8	80.8	0.4	6.3	5.622	155.5±34.0
0	46.2	5.3	8.0	5.336	$14/.9\pm4.4$
9	47.2	0.3	8.8	5.321	14/.5±50.4
10	49.8	0.5	14.1	3.8/5	108.6 ± 32.1
10	76.2	0.2	9.6	3.448	96.9±/1.2
	39.5	3.4	13.4	5.430	150.4±3.4
11	85.6	0.3	9.2	2.887	81.5±44.8
	50.9	2.6	11.8	5.007	139.1±5.5
VO181 Plagioclase, small b	bulk sample, 1.00 mg ($J=0.0$	1658)			
1	86.8	0.5	4.2	4.428	128.0 ± 26.1
2	80.7	0.9	6.3	2.463	72.3±13.0
3	64.0	2.0	9.0	3.293	96.0 ± 7.6
4	28.2	4.2	13.3	4.794	138.2 ± 3.4
5	15.7	5.7	14.8	5.236	150.4 ± 1.8
6	9.7	6.9	15.1	5.298	152.1 ± 1.8
7	7.1	6.7	15.2	5.470	156.8 ± 1.7
8	7.3	6.2	15.3	5.547	158.9 ± 1.8
9	9.8	6.3	14.8	5.460	156.6 ± 1.7
10	9.1	5.9	15.1	5.581	159.9 ± 2.0

Table 1 (continued)					
Step number or T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar (%)	$^{37}\mathrm{Ar_{Ca}}/^{39}\mathrm{Ar_{K}}$	$^{40}{\rm Ar}^{*/^{39}}{\rm Ar}_{\rm K}$	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
11	9.5	6.4	15.0	5.570	159.6±1.9
12	10.3	5.7	15.0	5.592	160.2 ± 2.2
13	14.3	4.7	15.0	5.427	155.6 ± 2.5
14	8.4	9.4	15.1	5.599	160.4 ± 1.5
15	6.9	8.1	15.2	5.683	162.7 ± 1.7
16	7.9	8.1	5.6	5.579	159.8 ± 1.9
17	7.4	4.3	5.5	5.542	158.8 ± 3.2
18	8.5	8.2	5.7	5.696	163.0 ± 1.9
DTA-740 Amphibole, bulk	sample, 10.00 mg (J=0.016	49)			
800	101.2	0.00	0.0	-	-±-
900	3.9	0.05	13.9	13.864	372.0±124.4
950	0.0	0.24	6.8	6.763	191.0 ± 32.1
1,000	26.8	3.76	4.6	4.606	132.3 ± 2.1
1,050	17.3	66.72	4.8	4.804	137.7±0.7
1,080	21.9	6.66	4.8	4.765	136.7±1.2
1,110	15.2	16.19	4.7	4.747	136.2 ± 0.8
1,140	24.2	2.05	4.3	4.341	124.9 ± 4.7
1,180	24.5	1.07	4.7	4.711	135.2±9.2
1,250	19.7	2.88	4.5	4.540	130.4 ± 2.8
1,400	35.8	0.37	5.4	5.376	$153.4{\pm}20.0$
1,550	0.0	0.0	966.5	966.485	5107.2±5146.6
RL536-3 Actinolite, bulk sa	ample, 20.70 mg (J=0.0163'	7)			
550	100.6	0.01	0.0	_	-±-
650	101.9	0.64	0.0	_	-±-
700	101.3	1.26	0.0	-	-±-
750	100.6	0.98	0.0	_	-±-
800	103.2	0.97	0.0	_	-±-
880	96.5	3.62	2.0	1.997	58.0±16.9
900	42.2	10.39	5.6	5.638	159.2±2.6
930	15.3	44.76	5.9	5.889	166.0 ± 1.3
960	22.8	17.02	5.7	5.745	162.1 ± 1.6
990	55.2	5.47	5.5	5.522	156.1±3.5
1,030	53.5	9.12	5.4	5.368	151.9 ± 3.1
1,130	46.2	3.96	5.5	5.453	154.2 ± 4.2
1,250	40.7	1.76	4.9	4.875	138.5±9.1
1,400	98.6	0.05	1.0	0.967	28.3 ± 297.4
1,550	122.1	0.00	0.0	-394.885	-±-
RL605D (1) Sericite in situ	in plagioclase, single grain,	0.05 mg (J=0.0166	58)		
1	74.4	35.74	4.4	4.421	128.4 ± 5.7
2	47.4	13.71	3.4	3.443	100.8±13.5
3	53.8	9.23	2.5	2.517	74.2±23.7
4	13.9	18.43	4.2	4.245	123.5±15.6
5	30.9	11.79	4.5	4.539	131.7±23.5
6	69.6	11.10	4.9	4.860	140.7 ± 24.0
RL605D (2) Sericite in situ	in plagioclase, single grain.	0.05 mg (J=0.0166	58)		
1	89.1	27.66	4.2	4.175	121.5 ± 10.6
2	37.4	15.83	4.3	4,251	123.6 ± 8.2
3	67.0	56.51	4.4	4.406	128.0 ± 3.5
-		*			

The inverse isochron (40 Ar/ 36 Ar)_{*i*} ratio and ages are calculated from the best-fit line (York 1969) on all points. The errors are taken as the 95% confidence limit of York's model-1 fit. MSWD=mean square of weighted deviates=SUMS/(n-2), with *SUMS*=minimum weighted sum of residuals and n=number of points fitted. The GPS coordinates of the samples are indicated (projection South America 56=SA56). Apparent ages of each individual step are given at 1 σ .

Step Temperature (°C) or step number for the sample analyzed with furnace or laser-heating systems, respectively, w.m.a. weighted mean age, $\binom{40}{7}Ar^{36}Ar_{i}$ initial ratio from inverse isochrone.

Table 2 Det	ailed ⁴⁰ Ar/ ³⁹ ,	Ar analytica.	l results (obtained on play	gioclase, ampl	nibole, sericiti.	zed plagioclé	ase, adularia,	and actine	olite from lava fl	ows and intrusi	ves from 1	the Michilla	mining district
Sample	Coordinate	S		Rock	Mineral	Plateau age	w.m.a.	Steps in	% Ar	Isochrone age	$^{40}{ m Ar}^{36}{ m Ar}$	MSWD	Steps in	Integrated age
	Lat S	Long W	m.a.s.l.			(Ma, ±∠σ)	(Ma, ±2σ)	plateau or w.m.a.	released	(Ma, ±∠σ)	intercept (±2σ)		age	(Ma, ±∠σ)
V017	70°04'00"	22°44'00"	1790	Granodiorite	Plagioclase	147.1±2.2		3-fuse	96.20	155.0 ± 12.4	248.6±72.4	1.2	3-fuse	146.1±2.4
VO20	70°06'44"	22°43'45"	1718	Granodiorite	Plagioclase	145.5±2.8		3-fuse	97.05	147.0 ± 3.2	287.3 ± 17.7	0.5	3-fuse	145.9 ± 3.0
V026B (1)	70°10'49"	22°44'30"	950	Lava flow	K-Feldspar	139.6 ± 1.5		4-fuse	92.10	139.2 ± 15.7	295.6 ± 28.9	11.3	4-fuse	139.5 ± 1.4
V026B (2)	70°10'49"	22°44'30"	950	Lava flow	K-Feldspar	137.6 ± 2.2		5-fuse	85.76	150.5 ± 20.3	274.2 ± 33.0	0.9	5-fuse	138.1 ± 2.2
VO30B (1)	70°13'44"	22°41'33"	850	Lava flow	K-Feldspar		143.8 ± 1.1	5-8	64.68	143.0 ± 8.9	297.9 ± 33.2	1.2	5-8	144.8 ± 0.9
VO30B (2)	70°13'44"	22°41'33"	850	Lava flow	K-Feldspar	145.1 ± 0.7		1-fuse	100.00	145.8 ± 7.1	294.1 ± 40.7	0.8	1-fuse	145.1 ± 0.7
V031	70°13'44"	22°41'31"	870	Lava flow	Plagioclase		153.7 ± 1.8	1 - 6	49.59	155.5 ± 1.9	280.3 ± 15.1	0.7	1 - 6	158.3 ± 1.2
					Plagioclase		163.6 ± 1.8	8-fuse	39.29	No fit	No fit	Ι	8-fuse	
VO31 (1)	70°13'44"	22°41'31"	870	Lava flow	Sericite	157.9 ± 3.8		1-fuse	100.00	$158.0 {\pm} 4.4$	292.5 ± 40.5	1.2	1-fuse	157.9 ± 3.8
VO31 (2)	70°13'44"	22°41'31"	870	Lava flow	Sericite	154.6 ± 2.6		1-5	90.54	154.9 ± 2.1	284.0 ± 26.1	0.6	1-5	153.5 ± 2.8
V0148	70°14'13"	22°41'35"	739	Lava flow	Plagioclase	159.9 ± 1.0		5-fuse	85.60	166.2 ± 2.5	141.2 ± 64.8	1.5	5-fuse	159.4 ± 1.1
VO148 (1)	70°14'13"	22°41'35"	739	Lava flow	Sericite	160.9 ± 1.4		3-fuse	95.28	157.7±5.4	371.1 ± 145.6	1.7	3-fuse	160.0 ± 1.5
VO148 (2)	70°15′18″	22°41'35"	739	Lava flow	Sericite	161.2 ± 0.9		3-fuse	97.21	160.8 ± 1.7	301.6 ± 38.7	1.0	3-fuse	160.4 ± 1.0
V0181	70°14'13"	22°43'32"	269	Diorite	Plagioclase	159.6 ± 1.1		7-fuse	79.89	155.23 ± 7.7	381.7 ± 212.7	1.4	7-fuse	155.6 ± 0.5
RS18 (1)	70°10'03"	22°40'44"	650	Diorite	Plagioclase	154.4 ± 3.9		1-fuse	100.00	155.4 ± 9.7	290.9 ± 70.9	0.7	1-fuse	154.4 ± 3.9
RS18 (2)	70°10'03"	22°40'44"	650	Diorite	Plagioclase	153.7 ± 3.2		2-fuse	97.38	167.2 ± 9.8	221.9 ± 48.4	0.9	2-fuse	152.7 ± 3.3
RS18	70°10'03"	22°40'44"	650	Diorite	Sericite		147.8 ± 1.7	8 grains		147.0 ± 1.8	$300.0 {\pm} 9.5$	0.8	8 grains	142.2 ± 1.6
DTA-740	70°10'03"	22°40'44"	740	Dyke	Amphibole	137.4 ± 1.1		5-7	89.57	134.6 ± 9.7	311.9 ± 103.7	2.5	5-7	137.0 ± 1.2
RL536-3	70°10'03"	22°40'44"	265	Lava flow	Actinolite	163.6 ± 1.9		7-10	77.64	158.8 ± 1.3	279.5 ± 10.5	1.1	7-10	147.1 ± 3.8
RL605D (1)	70°10'03"	22°40'44"	11	Lava flow	Sericite	120.5 ± 11.9		1-fuse	100.00	104.6 ± 23.8	315.1 ± 22.9	1.2	1-fuse	120.5 ± 11.9
RL605D (2)	70°10'03"	22°40'44"	11	Lava flow	Sericite	125.5 ± 7.5		1-fuse	100.00	128.8 ± 5.7	293.6 ± 4.3	0.4	1-fuse	125.5±7.5
The error is a	t the 1σ leve	l and does n	ot includ	e the error in the	e value of the .	J parameter. A	Age calculatic	ons are based	1 on the de	cay constants gi	ven by Steiger a	nd Jäger 1	977. Correc	tion factors for

interfering isotopes were ${}^{(3)}_{a}Ar{}^{37}_{a}Ar{}^{27}_{a}Ar{}^{37}_{a}Ar{}^{37}_{a}Ar{}^{27}_{a}Ar{}$



Fig. 4 40 Ar/ 39 Ar age and 37 Ar_{Ca}/ 39 Ar_K ratio spectra obtained on plagioclase and amphibole bulk sample and small plagioclase grain clusters sample from the Michilla district (lava flows: **a**, **b**, **c**; intrusives: **d**, **e**; dyke: **f**). *Shaded rectangles* show 37 Ca/ 39 K ratios

Two sericitized plagioclase grains from sample RL605D display concordant plateau ages of 125.5 ± 7.5 and 120.5 ± 11.9 Ma (Fig. 5e), respectively, but affected by large error bars because of the low sericite content of the grains (high ${}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/{}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios).

Actinolite

Actinolite generally occurs as fine needle-shaped crystals infilling amygdales in the lava flows (Fig. 3b). A plateau age of 163.5±1.9 Ma was obtained from a population of amphibole grains from a strongly altered rock (sample RL536-3, Fig. 5f, Table 2). This age may be valid, but it is noteworthy to point out the tiny size of the analyzed minerals (thickness of the needle-shaped crystals <50 μ m) and the hump shape of the age spectrum, similar to those generally obtained for glauconite where recoil has been clearly identified (see Hess and Lippolt 1986). Consequently, some ³⁹Ar recoil could have occurred during the irradiation, and therefore the possibility that the obtained age for the actinolite is artificially too old cannot be discarded.

Discussion

Dating volcanic and plutonic events

La Negra Formation lava series

The first magmatic event occurring in the Michilla mining district during Middle Jurassic times was the extrusion of a

deduced from microprobe analyses (data on Table 3). Plateau and integrated ages are given at the 2-sigma (2σ) confidence level, but apparent ages of each individual step are given at 1σ (Table 1)

thick sequence of volcanic rocks, the La Negra Formation, hosting the copper mineralization. Oliveros et al. (2006) demonstrated that plateau ages obtained for fresh plagioclases from altered lava flows of the La Negra Formation probably represent the emplacement age of the lava series because of the coincidence of the obtained ages with the fossil record and the correlation between the alteration degree of the rock and the quality of the age spectra. One plateau age of 159.9±1.0 Ma (VO148) and a high-temperature miniplateau ge of 163.6 ± 1.8 Ma (VO31) corresponding to unaltered plagioclase fractions were obtained for lava flows from the upper third part of the series of the Michilla district. They are concordant with plateau ages of 161.2 ± 1.1 , $160.1\pm$ 1.5, and 164.9±1.7 Ma obtained from lava flows of the La Negra Formation in the neighboring Tocopilla region, located 40-60 km to the north (Fig. 1) (Oliveros et al. 2006). Unfortunately, a stratigraphic correlation between the two lava series cannot be stablished. The lava flows from the lowest part of the series, hosting the orebodies (Fig. 2), are too altered to be dated.

The intrusions

The plutonic events interpreted from the ages obtained for intrusions and stocks of the Michilla district strictly correspond to the cooling of these intrusive bodies. However, because the size of these bodies is not large, the obtained ages may also represent (considering the large error bars level) the emplacement of the plutonic rocks. This was for example clearly shown for a Cretaceous pluton in central Chile (Parada et al. 2005). The first plutonic event of a series of three identified pulses of magmatic intrusions in the region is dated at 159.6 ± 1.1 Ma (VO181). This age is close to the plateau ages obtained from plutonic rocks located 30–60 km farther to the north (ca. 155–157 Ma, Oliveros et al. 2006) and which are distributed along a north–south axis along the Coastal Cordillera up to 22°S.

A subvolcanic fine-grained dioritic stock inside Lince pit (sample RS18) was probably emplaced around 158 Ma or slightly before, as suggested by the high temperature apparent ages on slightly altered plagioclase, and could be contemporaneous with the previous pluton (VO181) and upper volcanic lava flows (VO148).

A later plutonic event occurred along the eastern border of the district (Co. Vireira) by plateau ages of 145.5 ± 2.8 and 147.1 ± 2.2 Ma obtained for rocks from a same pluton but sampled in two distinct locations. Similar Earliest Cretaceous ages have been obtained from plutonic rocks

b_{0.00?} **a**_{0.003} 37 Ar $_{\rm c}$ / 39 Ar $_{\rm K}$ 0.00 Ār $^{37}Ar_{c}/^{39}$ 1 _____ 12 ____ 0.0001 0.0001 VO26B Adularia VO30B Adularia 160 160 143.8 ± 1.1 Ma (65%)-Apparent Age (Ma) Apparent Age (Ma) 137.6 ± 2.2 Ma (P) 150 150 14(140 145.1 ± 0.7 Ma (F 139.6 ± 1.5 Ma (P) 130 130 1 2 1 2 120 120 50 100 50 100 % Ar released % Ar released d С 20 esh plagi $^{57}\mathrm{Ar_c}/^{39}\mathrm{Ar_k}$ $^{n}\mathrm{Ar}_{\mathrm{Ca}}/^{n}\mathrm{Ar}_{\mathrm{K}}$ 0.3 0.1 VO31 Sericite in plagioclase VO148 Sericite in plagioclase 180 180 Apparent Age (Ma) Apparent Age (Ma) 160 160 140 140 1 160.9 ± 1.4 Ma (P) 157.9 ± 3.8 Ma (P) 2 161.2 ± 0.9 Ma (P) 154.6 ± 2.6 Ma (P) 120 120 Fresh plagioclase Fresh plagioclase 100 100 50 100 50 100 % Ar released % Ar released f e 100 12 10 $^{\pi}Ar_{c_{a}}/^{n}Ar_{k}$ $^{7}Ar_{c}/^{39}Ar_{s}$ 0.6 20 RL605D Sericite in plagioclase RL536-3 Actinolite 160 180 Apparent Age (Ma) Apparent Age (Ma) 120 160 163.5 ± 1.9 Ma (P) 80 140 120 401 120.5 ± 11.9 Ma (P) 125.5 ± 7.5 Ma (P) Integrated age: 147.1 ± 3.6 Ma 100 100 100 50 50 % Ar released % Ar released

Fig. 5 40 Ar/ 39 Ar age and 37 Ar_{Ca}/ 39 Ar_K ratio spectra obtained for adularia (**a**, **b**) and sericitized plagioclase (**c**, **d**, **e**) single grains and actinolite bulk sample (**f**) from the Michilla district. Plateau and integrated ages are given at the 2-sigma (2σ) confidence level, but apparent ages of each individual step are given at 1 σ (Table 1)

Sample number	Ca				K				37Ca/39K			
	Min	Max	Mean	$\pm 1\sigma$	Min	Max	Mean	$\pm 1\sigma$	Min	Max	Mean	$\pm 1\sigma$
V017	4.11	2.51	3.42	0.55	0.24	0.13	0.18	0.03	12.82	6.37	10.31	1.77
VO20	5.63	4.18	4.67	0.45	0.19	0.06	0.13	0.04	49.58	13.21	22.33	10.49
VO31	4.55	0.18	3.09	1.86	4.39	0.18	1.35	1.93	13.59	9.94	12.30	0.89
VO148	4.73	4.33	4.53	0.11	0.18	0.14	0.16	0.01	18.46	13.23	15.89	1.47
RS18	5.49	2.41	4.11	0.66	0.52	0.06	0.18	0.13	53.75	2.51	17.85	11.95

Table 3 CaO and K₂O measured from microprobe analyses for fresh plagioclase (inner core)

³⁷ Ca/³⁹ K ratio is calculated as (Ca/K)/1.83.

near Iquique city (21°S) and the Mantos Blancos mining area, at ca. 141–144 Ma (Oliveros et al. 2006, in press).

A still younger intrusive event at 137.4±1.1 Ma (amphibole plateau age) is determined for the andesitic porphyritic dyke from the Lince pit (sample DTA-740) cutting ore bodies. The orientation of these intrusions, mostly perpendicular to the lava flows, indicates that they were emplaced before the extensional tilting of the volcanic sequence. Consequently, this process, which affected the volcanic rocks all along the magmatic arc, would have occurred during the early Cretaceous at least in this region.

Dating alteration events

The ages obtained from alteration minerals are here interpreted as the time interval for the alteration events. Different alteration events have recently been dated by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method in lavas from La Negra Formation in northern Chile (Oliveros 2005). In the Michilla district, the plateau age of 163.6±1.9 Ma obtained from actinolite sample RL536-3 (if valid, as previously discussed) is concordant or close to ages obtained for lava flows from higher stratigraphic levels (see Fig. 2). We observe a concordance between (1)

Fig. 6 Apparent age vs $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_{K}$ ratios for two step-heated bulk-sample fresh plagioclase and 11 single grains of sericitized plagioclase from sample RS18. Filled symbols represent total fusion steps (~90% of radiogenic Ar released), whereas empty symbols represent first low-temperature degassing steps for sericitized single plagioclase grains. Boxes represent apparent ages for stepheated fresh plagioclase. Errors *bars* are at the 1σ confidence level (Table 1). Dotted line represents the w.m.a. obtained from eight concordant ages. Heavy line represents extrapolation between "fresh plagioclase" and "sericite." Inset: age spectra for the two bulk sample fresh plagioclase and one grain of sericitized plagioclase



La Negra Formation lava flow emplacement (upper third of the series: 159.9 ± 1.0 , 163.6 ± 1.8 Ma), (2) intrusions (plateau age of 159.6 ± 1.1 Ma and high-temperature ages of 157.4 ± 3.6 Ma displayed by VO181 and RS18, respectively), and (3) sericite plateau ages (160.9 ± 1.4 and $161.2\pm$ 0.9 Ma obtained on VO148). According to these ages, it appears that the secondary event(s) producing sericite in plagioclase is nearly coeval with or immediately follows La Negra Formation volcanism as a consequence of a high fluid/rock ratio in a high thermal gradient environment. These alteration ages appear coincident with the obtained age for actinolite in the deepest levels (Fig. 7).

A slightly younger alteration event seems identified by (1) the "fresh" plagioclase VO31, giving a low temperature miniplateau age of 153.7 ± 1.8 Ma (on gaz fractions from sericitized plagioclase) and (2) plateau ages of 154.6 ± 2.6 and 157.9 ± 3.8 Ma on strongly sericitized single grains (VO31). One (or two) significantly younger alteration events is evidenced by (1) a plateau age of 145.1 ± 0.7 Ma (confirmed by a miniplateau age at 143.8 ± 1.1 Ma) displayed by adularia VO30B from a lava flow from the La Negra series and (2) an age around 148 Ma given by the most sericitized single grains of plagioclase RS18. This event could be related to the emplacement of the huge plutons in the eastern border of the district (Co. Vireira area) giving plateau ages of 147.1 ± 2.2 and 145.5 ± 2.8 Ma on plagioclase.

The alteration event constrained by the plateau ages at 137.6 ± 2.2 and 139.6 ± 1.5 Ma obtained on adularia from a lava flow in the Juarez pit may correspond to other local intrusive events, possibly as that evidenced by dyke DTA-740 (amphibole plateau age of 137.4 ± 1.1 Ma).

A much younger but imprecise alteration event around 126 Ma may be indicated by the barren host rock RL605D. Such an event cannot be connected to any mineralization or intrusive event dated in the district. Nevertheless, if valid, it could correspond to the activation of the sinistral displacement in the Atacama Fault System, which occurred at ca. 125 Ma (Scheuber and González 1999).

The age of Cu mineralization

We examined in detail the relationship between Cu mineralization and the dated alteration minerals. Detailed petrographical and microprobe studies (Tristá-Aguilera 2007) demonstrate that (1) actinolite and chalcocite belong to the same paragenesis (Fig. 3a,b) and precipitated contemporaneously and (2) actinolite crystals have an anomalously high Cu content and thus were likely formed during the Cu mineralization event. Nevertheless, this relationship cannot be extrapolated to the whole deposit because actinolite is a minor alteration phase and coexists with ore minerals only in the deepest levels of the deposit.



Fig. 7 Synthetic age data of plateau and weighted mean ages obtained on primary and alteration minerals from samples from the Michilla district. *Shaded areas* represent the robustly bracketed (between $157.8\pm$ 5.6 and 137.4 ± 1.1 Ma, *light gray*) and more precise (between $157.8\pm$ 5.6 and 163.5 ± 1.9 Ma, *dark gray*) time interval for Cu mineralization. *Ser* Sericite in situ in plagioclase, *Adu* adularia, *Act* actinolite. *I*, Hightemperature weighted mean age (VO31); *2*, high-temperature apparent ages (RS18); *3*, weighted mean age (VO30B); and *4*, estimated age for sericite (RS18)

Its formation thus could correspond to an early and punctual stage in the mineralization "history" of the Lince deposit. Therefore, the plateau age of 163.6±1.9 Ma obtained for actinolite sample RL536-3 may represent a mineralization event, although it has been previously outlined that this age should be considered as a maximum age because of the possible recoil effect (see above). This new Ar/Ar age datum and field observations allow the Cu mineralization of the Michilla district to be bracketed between 163.6 ± 1.9 and 137.4 ± 1.1 Ma (Fig. 7), corresponding to the age obtained on actinolite (sample RL536-3) and the postmineralization andesitic barren dyke (sample DTA-740), respectively. This is in agreement with the Re-Os isochrone age of 159±16 Ma (mean square of weighted deviates=1.8) recently obtained by Tristá-Aguilera et al. 2006 on hypogene calcocite-bornite of the Lince-Estefanía pit (Fig. 7), representing the first direct dating of mineralization in Cu-stratabound ore deposits in the Coastal Cordillera of northern Chile.

To tentatively narrow this large age domain, other types of observations may help in giving a possible scenario for the ore minerals formation and age.

1. The small intrusives, as, e.g., the RS18 stock of the Lince–Estefanía pit, are often spatially associated with Cu mineralization; this is also the case for the Buena Esperanza, Buena Vista, and Mantos de la Luna

deposits of the region. It is worth noting that this apparent association is used as a prospection tool.

2. As shown in Fig. 2, the ore bodies (breccia and stratiform) of the Lince–Estefanía pit are located around the intrusive RS18.

These observations suggest that Cu mineralization of the Lince-Estefanía pit belongs to the same magmatic/hydrothermal event(s) as the RS18 intrusion and the actinolite. In this case, the age of the Lince-Estefanía ore deposits would be bracketed between the actinolite plateau age (=maximum age because of eventual recoil) and the high temperature age of 157.4±3.7 Ma measured on the stock RS18 (=minimum age of the stock). Therefore, the Cu mineralization age would be included in the interval ~165-154 Ma (Fig. 7). The validity of this time interval is strengthened by the concordant plateau ages obtained for higher lava flows (located above the RS18 stock) and the actinolite RL536-3 from a lava flow in the mineralization area. This would mean that the Cu mineralization is contemporaneous with or immediately follows the La Negra lava flow emplacement.

The younger ages obtained on secondary minerals not directly associated with Cu mineralization may represent regional scale alteration events, like those described by Losert (1974) and Oliveros (2005) related to the burial of the volcanic pile and/or the intrusion of the Coastal Batholith.

Conclusions

The following are the conclusions obtained from this study:

- 1. 40 Ar/ 39 Ar ages obtained for various rock and minerals of the Cu-stratabound Michilla district in the Coastal Cordillera of northern Chile allow the ages of successive magmatic events to be established. The first one corresponds to the thick lavas series of the La Negra Formation, dated at 159.9±1.0 Ma (plateau age on plagioclase VO148) for the upper third of the series, despite the strong alteration affecting the whole series. This data is concordant with plateau ages obtained on the La Negra lava flows from the neighboring Tocopilla region (located 40–60 km to the north; Oliveros et al. 2006).
- 2. Subcontemporaneous dioritic intrusives were dated at 159.6 ± 1.1 (plateau age on plagioclase VO181) and 157.4 ± 3.6 Ma (high-temperature age on plagioclase RS18), close to plateau ages obtained from plutonic rocks located 30-60 km further to the north (ca.155–157 Ma, Oliveros et al. 2006).
- A second and third intrusive event were dated at 145.5±
 2.8 (plagioclase plateau age from a granodioritic pluton: VO20) and 137.4±1.1 Ma (amphibole plateau age on a barren dyke: DTA-740).

- 4. Secondary minerals gave apparently valid ages because the obtained plateau ages correspond to age data obtained from magmatic rocks of the district (summarized above).
- 5. An early alteration episode, contemporaneous with the La Negra lava series, is evidenced by actinolite (actinolite+epidote+chlorite+quartz) paragenesis from the deepest levels of the lava series (plateau age of 163.5±1.9 Ma, if valid: sample RL536-3), and strongly sericitized plagioclases from higher lavas (two plateau ages around 161 Ma for sample VO148). According to their stratigraphic positions, a high thermal component is probably the cause of their genesis.
- 6. A slightly younger alteration event seems to be indicated by strongly sericitized single grains (plateau ages around 155-158 Ma: sample VO31), possibly related to a dated intrusive event (RS18 sample).
- 7. Later events around 144–145 (plateau ages on the VO30B sample) and 138–140 Ma (plateau ages on the VO26B sample) were evidenced by adularia from the La Negra lava flows, which may be related to two intrusive events in the district mentioned above. A later imprecise alteration event around 126 Ma could be related to the AFS that strongly affects the region.
- 8. The Cu mineralization of the Michilla district is bracketed between 163.5±1.9 and 137.4±1.1 Ma, corresponding to the ages obtained on actinolite (sample RL536-3) and the postmineralization barren dyke (sample DTA-740), respectively. Furthermore, the observed association of small intrusives, as, e.g., the analyzed RS18 stock, with Cu mineralization of the region, suggests that the main Michilla ore deposit is related to a magmatic/hydrothermal event dated between 163.5± 1.9 and 157.4±3.6 Ma. This event is contemporaneous with or immediately follows the La Negra lava flow emplacement. This age is in agreement with the Re–Os age of 159±16 Ma measured on the mineralization itself (Tristá-Aguilera et al. 2006).

Acknowledgments This work was financially supported by the Institut de Recherche pour le Développement (IDR), a MECESUP-Chile scholarship (D Tristá–Aguilera), and Minera Michilla S.A. Geologists and assistants of the Department of Geology of Minera Michilla S.A are also gratefully thanked for allowing us to undertake this study and its geological contribution. M. Manetti is thanked for analytical assistance. Two anonymous reviewers and J Le Roux are thanked for their helpful comments on the previous version of this manuscript.

References

Acevedo J (2002) Modelamiento unidades geológicas y evolución geológica del yacimiento Lince–Estefanía. Distrito Minero Carolina de Michilla, Segunda Región, Chile. Thesis, Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, Antofagasta, p 153

- Aguirre L, Féraud G, Morata D, Vergara M, Robinson D (1999) Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. Tectonophysics 313:433–447
- Astudillo O (1983) Geología y metalogénesis del distrito minero Carolina de Michilla, Antofagasta, II Región, Chile. Thesis, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Antofagasta, p 131
- Bogdanic T, Standen R, Wilke H (1994) Nuevos antecedentes de sedimentitas calcáreas intercaladas en la Formación La Negra a la latitud del Distrito Michilla, II Región de Antofagasta. In: Congreso Geológico Chileno 7 Actas, vol. 1, Concepción, pp 414–417
- Boric R, Díaz F, Maksaev V (1990) Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta, bol 40. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, p 246
- Cembrano J, González G, Arancibia G, Ahumada I, Olivares V, Herrera V (2005) Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike–slip duplex: a case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. Tectonophysics 400:105–125
- Chavez W (1985) Geological setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos Blancos district, Antofagasta Province, Chile. Ph.D Thesis, University 611 at California, Berkeley, p 142
- Dallmeyer D, Brown M, Grocott J, Taylor G, Treloar PJ (1996) Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean Plate boundary zone, 26°–27°39'S, North Chile: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. J Geol 104:19–40
- Espinoza S, Orquera W (1988) El yacimiento de cobre Buena Esperanza, geología y alteración de la zona de superficie. Nuevas evidencias sobre edad y génesis, vol 3. Actas 5th Congr Geológico Chileno, Santiago, pp G1–G20
- Fuentes F, Féraud G, Aguirre L, Morata D (2005) ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. Chem Geol 214:157–177
- García F (1967) Geología del Norte Grande de Chile, vol 3. Actas Symposium sobre el Geosinclinal Andino, Soc Geológica de Chile, Santiago
- Hess JC, Lippolt HJ (1986) Kinetics of Ar isotopes during neutron irradiation: ³⁹Ar loss from minerals as a source of error in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. Chem Geol Isot Geosci Sect 59:223–236
- Jourdan F, Vérati C, Féraud G (2006) Intercalibration of the Hb3gr ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standard. Chem Geol 231:177–189
- Kojima S, Astudillo J, Rojo J, Tristá D, Hayashi K (2003) Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northerm Chile. Miner Dep 38:208–216
- Losert J (1974) The formation of stratiform copper deposits in relation to alteration of volcanic series (on north Chilean examples). Rezpravy Českolovenské Akad. Věd. Rocnik 84:1–77
- Maksaev V (1990) Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, Canada, p 554
- Maksaev V (2000) Significado tectónico y metalogénico de datos de trazas de fisión en apatitas de plutones de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta, vol 2. Actas 9th Congr Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, pp 129–133
- Maksaev V, Zentilli M (2002) Chilean stratabound Cu–(Ag) deposits: an overview. In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: a global perspective 2. PCG, Adelaide, pp 185–205
- Niemeyer H, Standen R, Venegas R (1990) Geología del Distrito Minero Carolina de Michilla. Proyecto de Exploración Geología Distrital. Cía Minera Michilla S.A. Informe Inédito, 195 p

- Oliveros V (2005) Etude Géochronologique des Unités Magmatiques Jurassiques et Crétacé Inférieur du Nord du Chili (18°39′–24°S, 60°39′–70°39′W) : Origine, Mise en Place, Altération, Métamorphisme et Minéralisations Associées. Ph.D. thesis, University of Nice, France, University of Chile, Chile p 312.
- Oliveros V, Feraud G, Aguirre L, Fornari M (2006) The Early Andean Magmatic Province (EAMP): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, Northern Chile. J Volcanol Geoth Res 157:311–330
- Oliveros V, Ramírez LE, Féraud G, Palacios C, Aguirre L, Parada MA, Fornari M (2007) The Late Jurassic Mantos Blancos major copper deposit, Coastal Range, northern Chile: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of two overprinted magmatic–hydrothermal breccia-feeding mineralization events. Miner Depos (in press) DOI 10.1007/ s00126-007-0146-2
- Parada MA, Féraud G, Fuentes F, Aguirre L, Morata D, Larrondo P (2005) Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. J Geol Soc Lond 162: 273–287
- Pichowiak S (1994) Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. In: Reutter KJ, Scheuber E, Wigger PJ (eds) Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of a Continental Margin. Springer-Verlag, Stuttgart, pp 203–217
- Renne PR, Swisher CC, Deino AL, Karner DB, Owens T, de Paolo DJ (1998) Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. Chem Geol 145:117–152
- Rogers G (1985) A geochemial traverse across the North Chilean Andes. Ph.D. thesis, Open University, London, p 333
- Rogers G, Hawkesworth CJ (1989) A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Evidence for crust generation melt from the mantle wedge. Earth Planet Sci Lett 91:271–285
- Sato T (1984) Manto type copper deposits in Chile, a review. Bulletin of the Geological Survey of Japan 35:565–582
- Scheuber E, González G (1999) Tectonics of the Jurassic–Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°): a story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics 18:895–910
- Steiger RH, Jäger E (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmology. Earth Planet Sci Lett 36:359–362
- Turner G, Huneke JC, Podose FA, Wasserbrug GJ (1971) ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples. Earth Planet Sci Lett 12:15–19
- Tristá-Aguilera D (2007) Procesos geológicos involucrados con la formación de los minerales de mena primarios de los yacimientos estratoligados de Cu: el caso del yacimiento Lince-Estefanía, distrito MIchilla. Segunda región de Antofagasta, Chile. Ph.D. thesis, Northern Catholic University, Antofagasta, p 250
- Tristá-Aguilera D, Barra F, Ruiz J, Morata D, Talavera-Mendoza O, Kojima S, Ferraris F (2006) Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile. Miner Depos 41:99–105
- Venegas R, Munizaga F, Tassinari C (1991) Los yacimientos de Cu-Ag del distrito Carolina de Michilla Región de Antofagasta, Chile: nuevos antecedentes geocronológicos, vol 3. Actas 6th Congr Geológico Chileno, Santiago, pp 452–455
- Wolf F, Fontboté L, Amstutz G (1990) The Susana copper (-silver) deposit in Northern Chile. Hydrothermal mineralization associated with a Jurassic volcanic arc. In: Fontboté L, Amstutz G, Cardozo M, Cedillo E, Frutos J (eds) Stratabound ore deposits in the Andes. Springer, Berlin, pp 319–338
- York D (1969) Least squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth Planet Sci Lett 5:320–324

que estuviese genéticamente relacionado a la mineralización (Oliveros et al., enviado). La edad máxima está dada por actinolitas que, aunque escasas como mineral de ganga, acompañan a la mena en las amígdalas (Oliveros et al., enviado).

Eventos de alteración hidrotermal pudieron haber ocurrido, tanto dentro como fuera de los yacimientos, a los ~155-156, ~148, ~143-145, ~137-139 y ~120-125 Ma (Fig. 2).





REFERENCIAS

- Maksaev, V.; Zentilli, M. 2002. Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: An overview. In Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and related deposits: A global perspective (Porter, T.M.; editor). PGC Publishing, Vol. 2: 185-205.
- Oliveros, V, Tristá, D., Féraud, G., Morata, D., Aguirre, L., Kojima, S. (En revisión). Time-relationships between volcanism-plutonism-alteration in Cu-stratabound ore deposits: the Michilla district, northern Chile. A ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological approach. *Enviado a Mineralium Deposita*.
- Ramírez, L.; Palacios, C.; Townley, B.; Parada, M.; Sial, A.N.; Fernandez, J.L.; Gimeno, D.; García, M.; Lehmann,
 B. (En prensa). The Mantos Blancos copper deposit: An upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of northern Chile. *Mineralium Deposita*, doi 10.1007/s00126-006-005-9.
- Tristá-Aguilera, D.; Barra, F.; Ruiz, J., Morata, D.; Talavera, O.; Kojima, S.; Ferraris, F. 2006. Re-Os isotope systematics for the Lince-Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile. *Mineralium Deposita*, Vol. 41: 99-105.