



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ESTUDIO GEOLÓGICO DEL SISTEMA DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE

PAJONALES, PROVINCIA DE VALLENAR, REGION DE ATACAMA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO FRANCISCO MORELLI ROA

PROFESOR GUÍA:
VÍCTOR MAKSAEV JURCHUC

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
BRIAN TOWNLEY CALLEJAS
CARLOS PALACIOS MONASTERIO

SANTIAGO DE CHILE
MARZO 2008

TABLA DE CONTENIDO

I	INTRODUCCION.....	1
I.I	Objetivos Generales y Específicos.....	1
I.II	Ubicación y accesos.....	1
I.III	Metodología.....	3
I.IV	Trabajos Anteriores	4
II	GENERALIDADES	6
II.I	Geomorfología.....	6
II.II	Geología regional	8
II.II.I	Estratigrafía e Intrusivos	8
II.II.II	Marco metalogénico	12
II.II.III	Marco Estructural Regional	16
III	GEOLOGÍA DEL SISTEMA HIDROTHERMAL DE PAJONALES	17
III.I	Rocas de Caja	17
III.I.I	Lavas Andesíticas.....	17
III.I.II	Complejo Volcánico Cónico.....	18
III.II	Rocas Intrusivas	20
III.II.I	Pórfido Pajonales	20
III.II.II	Brecha Hidromagmática	22
III.II.III	Diques y Stocks Andesíticos	23
III.II.IV	Batolito Cordón De Las Bandurrias	24
III.II.V	Stock Diorítico	26
III.II.VI	Milonitas	26

III.III	Depósitos Sedimentarios No Consolidados.....	26
III.III.I	Gravas.....	26
III.III.II	Depósitos Aluviales	27
III.IV	Alteración y Mineralización	28
III.IV.I	Alteración	28
III.IV.II	Mineralización.....	32
IV	INTERPRETACION Y DISCUSIONES	33
IV.I	Modelo relacionado al sistema de alteración hidrotermal de Pajonales 33	
IV.II	Relación de edades	33
IV.III	Definición de alteración sericítica.....	34
IV.IV	Milonitas.....	35
IV.V	Pórfido Pajonales	35
IV.VI	Brecha Hidromagmática.....	35
IV.VII	Diques y stocks andesíticos.....	36
IV.VIII	Otros modelos.....	36
V	CONCLUSIONES.....	38

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: PABLO MORELLI R.
FECHA: 14/01/2008
PROF. GUIA: Sr. VÍCTOR MAKSAEV J.

“ESTUDIO GEOLÓGICO DEL SISTEMA DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE PAJONALES, PROVINCIA DE VALLENAR, REGIÓN DE ATACAMA”

La zona de alteración hidrotermal de Pajonales (ZAHP), conforma una extensa área de rocas principalmente volcánicas, con alteración argílica intermedia (Caolinita+Cuarzo) y núcleos sericíticos menores. Tiene una dimensión aproximada de $10 \times 3 \text{ km}^2$, con una forma elipsoidal cuyo eje mayor presenta una orientación NE. Se sitúa en la porción oriental de la Cordillera de la Costa del “Norte Chico” de Chile, dentro de una serie de ocurrencias de origen hidrotermal del Cretácico Inferior de variada índole, entre ellos la Faja Cretácica de Pórfidos de Cu, Depósitos de Óxidos de Fe-Cu-Au y la Faja de Yacimientos de Magnetita-Apatito. La ZAHP ha estado expuesta a diversos eventos de intrusión-alteración hidrotermal, y se encuentra cercada por el SE por un sistema de pórfido de cobre (Sistema Porfídico Pajonales), al NE por rocas intrusivas plutónicas (Batolito Cordón de las Bandurrias) y por el NW por una faja de yacimientos de hierro-apatita (Distrito Pleito-Los Cristales).

La alteración hidrotermal en Pajonales está genéticamente asociada con el Sistema Porfídico Pajonales, el que produjo núcleos de alteración de mayor temperatura (sericítica). Estos núcleos coinciden con los afloramientos del Pórfido Pajonales, el cual actúa como huésped, y además presentan una gradación hacia zonas argílicas de menor temperatura (asociación caolinita-cuarzo).

El Pórfido Pajonales tiene una edad U-Pb en circón de $116.6 \pm 4 \text{ Ma}$, mientras que la edad del Batolito Cordón de las Bandurrias presenta edades de alrededor de 99 Ma datado con el mismo método. La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de los silicatos de alteración hidrotermal probablemente está rejuvenecida por el efecto termal del emplazamiento del vecino Batolito Cordón de Las Bandurrias, ya que ésta tiene una edad similar a la edad de enfriamiento del Batolito.

La vasta zona con alteración predominantemente argílica (caolinita-cuarzo), se explicaría por la confluencia de los distintos eventos de alteración-metamorfismo a la que estuvo expuesta.

Es improbable, aunque no totalmente excluible, que el sistema hidrotermal de Pajonales tenga alguna relación con un sistema de Óxidos de Fe-Cu-Au. Lo anterior se explica debido a la presencia de vetillas de cuarzo tipo B, además de otras vetillas de cuarzo indiferenciadas (probablemente vetillas D con un eventual halo sericítico obliterado por la pervasiva alteración argílica intermedia), que son rasgos ausentes en la mayoría de tales sistemas mineralizados.

I INTRODUCCION

Este trabajo forma parte del estudio de los pórfidos cupríferos del norte de Chile, dirigido por el Dr. Víctor Maksaev J. y quien ha sido el profesor guía de mi memoria de título. El estudio se pudo realizar gracias al financiamiento del Proyecto Fondecyt N° 1040492, denominado “*Metallogeny of Cretaceous Cu-Mo Porphyry Systems of the Coastal Cordillera of the Atacama and Coquimbo Regions of Northern Chile (26°-31°S)*”.

I.I Objetivos Generales y Específicos

El objetivo general de este trabajo es elaborar un estudio geológico de la zona de alteración hidrotermal de Pajonales, con el fin de enmarcarla dentro de algún modelo de alteración hidrotermal. Anteriormente se realizaron estudios geológicos (Llaumett, 1976; Narváez, 2000), en donde se dejó la inquietud de definir litologías que no fueron definidas en su momento.

Para cumplir con el objetivo general, se propusieron como objetivos específicos los siguientes temas:

- Determinación de los distintos tipos de litologías presentes en el área de estudio, elaborando un mapa geológico.
- Caracterización de las asociaciones mineralógicas de alteración, elaborando un mapa de alteración hidrotermal.

I.II Ubicación y accesos

La zona de estudio abarca dos regiones administrativas, hacia el norte la III Región de Atacama y hacia el sur la IV Región de Coquimbo, en el flanco

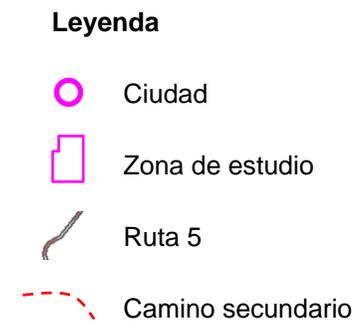
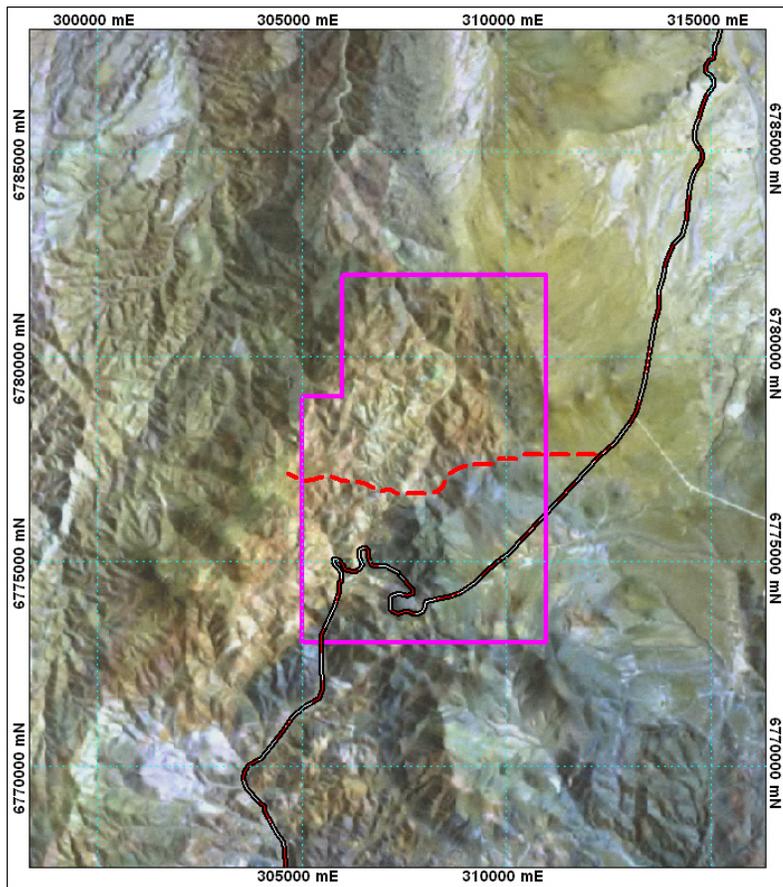
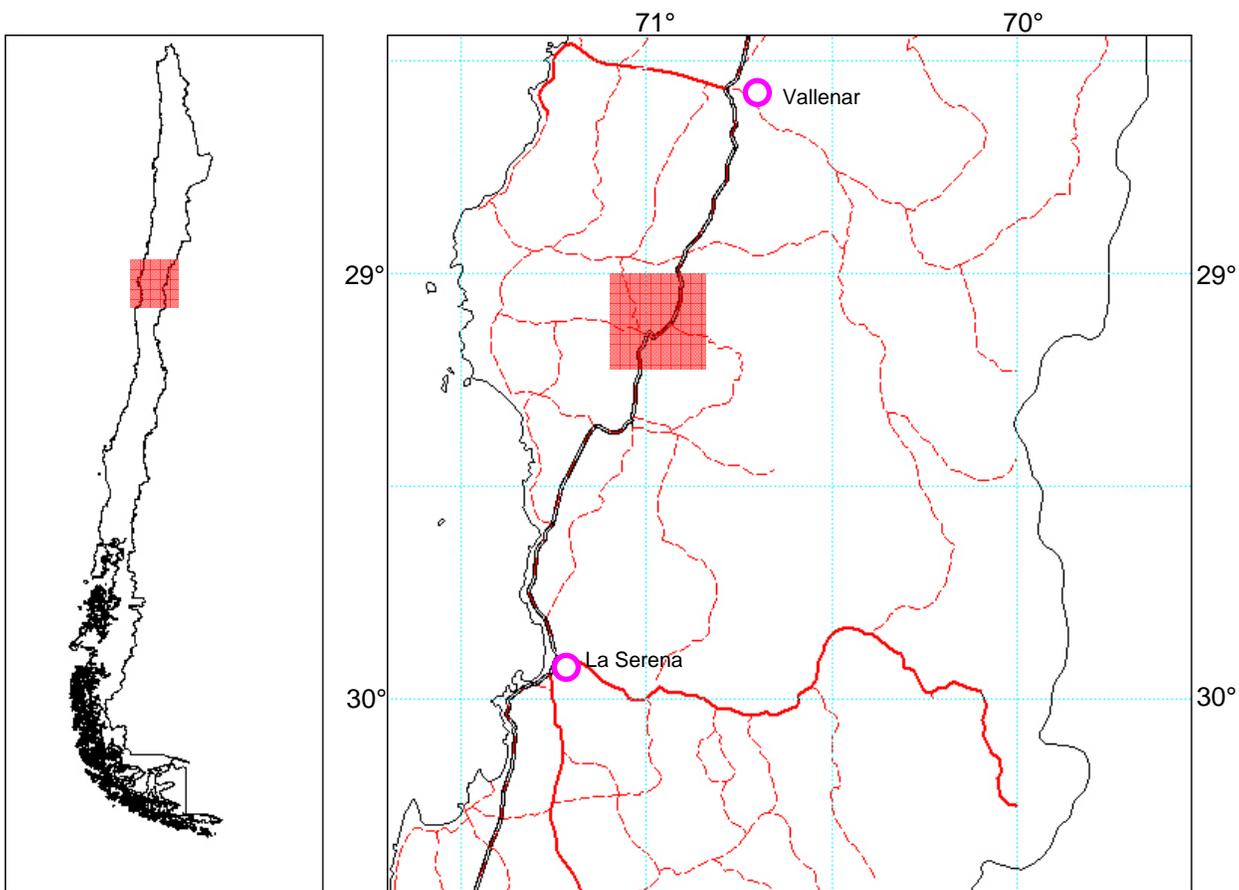


FIG. 1. Mapas de ubicación y acceso de la zona de estudio.

oriental de la cordillera de la costa (Fig. 1). Aproximadamente 80 Km al sur de Vallenar, 110 Km al norte de La Serena y 582 al norte de Santiago. La zona de alteración hidrotermal de Pajonales se centra aproximadamente en la coordenada 306000E-6777000N (29°07'13" de latitud S y 70°59'37" de longitud W).

Pajonales cuenta con buenos accesos tanto desde Vallenar como desde La Serena, a través de la carretera panamericana (Ruta 5). En la zona de estudio existe un camino asfaltado que conduce a la mina Los Cristales, el que se extiende desde el NE hacia el SW atravesando gran parte del área estudiada. Del camino recién mencionado se descuelgan numerosos caminos ripiados y huellas, los que se encuentran en regular estado, que permiten el acceso diferentes puntos de interés.

El área de alteración hidrotermal de Pajonales tiene una extensión aproximada de 9 Km de largo por 3 km de ancho, siendo su parte más elongada con sentido SSW-NNE.

I.III Metodología

Para el presente estudio, inicialmente, se revisaron y seleccionaron de la bibliografía los estudios geológicos disponibles del área. La base topográfica fue tomada de las hojas Incahuasi y Boquerón-Chañar, escala 1:50.000, proyección UTM, datum Provisorio Sudamericano 1956, del Instituto Geográfico Militar; ocasionalmente se utilizó un levantamiento topográfico elaborado por ENAMI el que se encuentra en la memoria de Patricia Narváez (2000).

El levantamiento geológico a escala 1:10.000, se apoyó en fotografías aéreas, a escala aproximada 1:50.000, del Sistema Nacional de información

Ambiental (SINIA). Estas fotos fueron ortorectificadas con el programa ER Mapper 7.1 y georeferenciadas con el programa ArcView 9.0.

Se recolectaron aproximadamente 90 muestras para estudios geoquímicos, de difracción de rayos X y PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*). Después de la selección de muestras para cada estudio, se realizaron 9 análisis químicos ICP-AES para 36 elementos y ensaye al fuego para oro. Se usaron las metodologías de muestreo *chip panel* para rocas homogéneas y muestreo de canaletas en el caso de vetas. Los análisis químicos fueron hechos en el laboratorio ACME Analytical Laboratories S.A.

Se hicieron 6 estudios de difracción de rayos X en el laboratorio del SERNAGEOMIN. Las muestras fueron preparadas por el autor del presente estudio.

El estudio contempló un total de 3 dataciones para este trabajo, más la información de dataciones hechas por el Dr. Víctor Maksaev (inédito), que se incluyen dentro del proyecto FONDECYT “*Metallogeny of Cretaceous Cu-Mo Porphyry Systems of the Coastal Cordillera of the Atacama and Coquimbo Regions of Northern Chile (26°-31°S)*”. Las dataciones U/Pb en circón fueron realizadas en la Universidad de Arizona por LAM-ICP-MS y las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizaron en la universidad de Stanford mediante extracción por pasos.

Posteriormente se llevó a cabo un estudio de espectroscopia PIMA, en el laboratorio de la empresa de exploraciones mineras Rio Tinto Mining and Exploration Limited, elaborado por el geólogo Alejandro Caballero.

I.IV Trabajos Anteriores

A comienzos de los años 1970 la Empresa Nacional de Minería elaboró un programa de localización de pórfidos cupríferos a lo largo de la Cordillera de

la Costa (Llaumett, 1975). Se identificaron varias zonas de interés tales como Domeyko, Andacollo y Pajonales. En esta última se emprendió una prospección geológica preliminar (Llaumett, 1976). En el marco de la “Faja Pacífica”, Munizaga *et al.* (1985) elaboraron un estudio geocronológico e isotópico.

Una compilación de los datos obtenidos a lo largo de casi dos décadas fue llevada a cabo por Narváez (2000), con lo que se le dio una síntesis a dicho programa.

II GENERALIDADES

II.I Geomorfología

La zona de alteración de Pajonales se ubica en la porción oriental de la Cordillera de la Costa (Fig. 2).

La altitud promedio es de 1200 m.s.n.m., con altura mínima de 1000 m.s.n.m. y máxima de hasta 1632 m.s.n.m., por lo que el paisaje muestra pendientes poco pronunciadas. Dentro de las morfologías de mayor altura se tienen los cerros Cónico con una altura de 1632 m, La Fortuna (1383m), Las Matildes (1317m) y La Totorá (1296m). Fuera del área de estudio pero a escala distrital se destacan los cerros: Pajonales (1632m), Morado (1507), La Ciega (1449m), La Mollaca (1549m) y Ratones (1748m).

La fisiografía dominante en la porción nororiental, corresponde al Llano Los infieles. Es una extensa peniplanicie, recubierta con regolitos provenientes del Batolito Cordón de las Bandurrias (ver más adelante en geología local).

Dentro de las redes de drenaje más importantes se destacan:

Por el norte está la hoya hidrográfica de la Quebrada Chañaral, cuyas quebradas subsidiarias Almíceres y Véliz, son las encargadas del drenaje de la zona oeste y centro-norte del área estudiada (Quebradas El Carbón, La Fortuna y Cristales).

Por el sur las quebradas Cortadera y Salitral, desembocan en la Quebrada Desvío Los Choros, la cual se ubica a un costado de la carretera 5 Sur, para llegar finalmente a la quebrada Los Choros.

La zona noreste cuenta con quebradas de poca pendiente, que drenan las aguas provenientes de desde las cercanías de la mina La Unión hacia el noreste a través de la quebrada Pajonales.

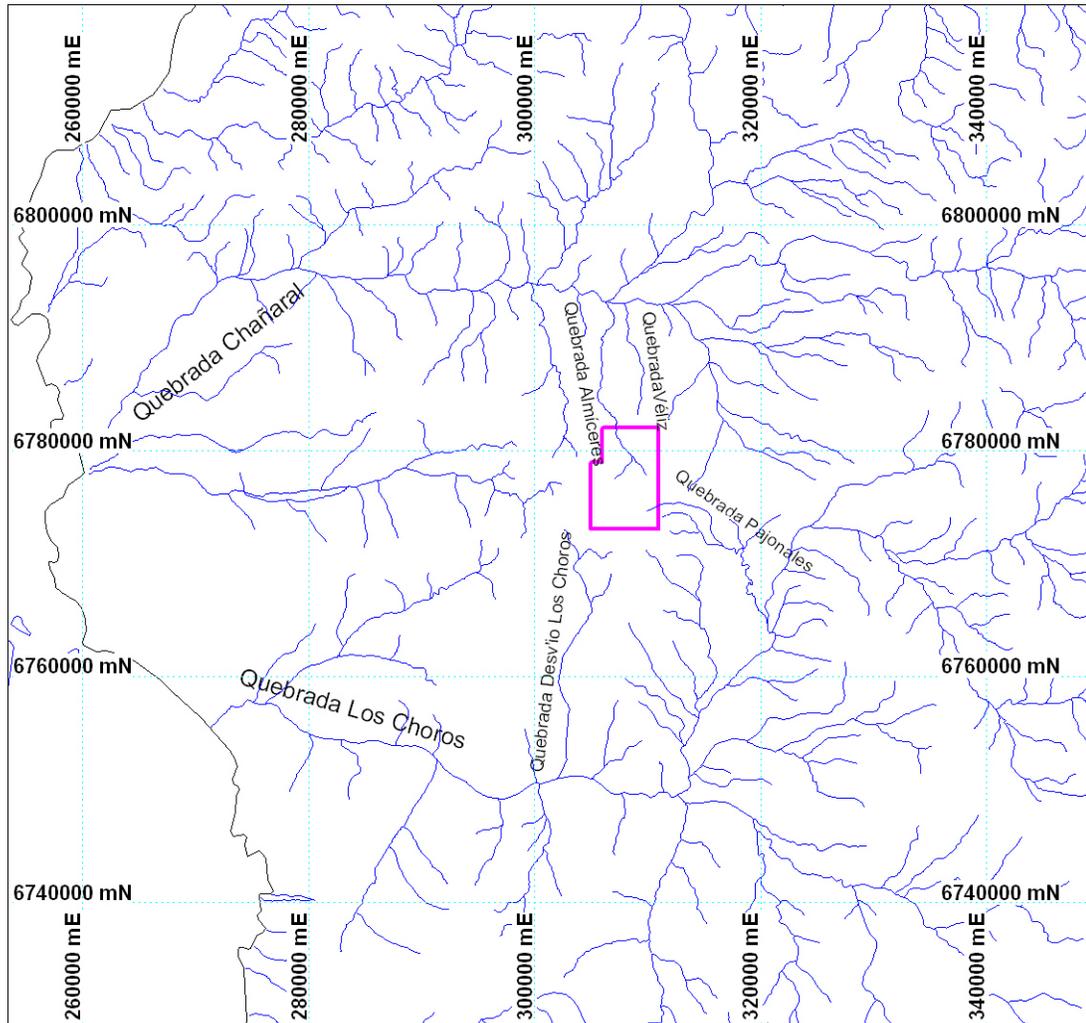


FIG. 2. Redes de drenaje a escala regional. Se dan a conocer los nombres de las quebradas que drenan la zona de estudio (polígono magenta).

En la zona de estudio una de las características morfoestructurales más destacables es el patrón de drenaje de las quebradas Fortuna y Cristales, en donde se tienen drenajes subparalelos típicos de rocas estratificadas, que para este caso corresponden a lavas andesíticas.

II.II Geología regional

II.II.I Estratigrafía e Intrusivos

En esta sección se describen las rocas ubicadas en el entorno de la zona en estudio. La ubicación de este marco geológico considera la región cuyos vértices SW y NE corresponden a las coordenadas UTM 250000 E - 6728000 N y 340000 E - 6830000 N.

Rocas del Paleozoico

En el borde occidental de la Cordillera de la Costa afloran un conjunto de rocas de mediano a bajo grado de metamorfismo, intensamente deformadas, definidas como Metamorfitas de la Costa (Fig. 3). Los tipos litológicos corresponden a esquistos, filitas y cuarcitas. Se le asigna una edad pre-triásica, ya que se encuentran cubiertas en discordancia por la Formación Canto del Agua, cuya edad máxima es triásica media.

Rocas del Triásico al Cretácico Inferior

Moscoso (1979) propuso el nombre de Formación Canto del Agua para un conjunto de sedimentitas marinas, areniscas y conglomerados cuarcíferos, lutitas, calizas brechosas y calcarenitas fosilíferas. Aflora en la Cordillera de la Costa entre las quebradas Carrizalillo y Chañaral (Fig. 3). La fauna fósil permite asignar un rango Triásico Medio (Anisiano) – Lías.

Las rocas más antiguas en la zona de estudio del presente trabajo, corresponden a rocas volcánicas andesíticas de la Formación Bandurrias (Llaumett, 1976; Narváez, 2000). Éstas se caracterizan por presentar delgadas intercalaciones sedimentarias, clásticas, y calcáreas marinas, que representan una relación de engrane lateral de facies con calizas del Grupo Chañarcillo de

edad Neocomiana aflorante más al este (Moscoso *et al.*, 1982). Entre el río Huasco e Incahuasi, La Formación Bandurrias aparece en dos franjas, la más occidental está constituida por andesitas porfíricas y brechosas, con intercalaciones sedimentarias, clásticas y calcáreas, en parte plegadas y marmolizadas. La franja más oriental se caracteriza por el aumento de las intercalaciones clásticas y calcáreas. La Formación Bandurrias fue elevada a la categoría de Grupo (Moscoso *et al.*, 1982), ya que al sur de los 29°45' Lat. S se correlaciona con 2 formaciones concordantes entre sí, La Formación Arqueros y la Formación Quebrada Marquesa, afloramientos de dichas formaciones se ubican fuera del mapa geológico regional hacia el sur (Fig. 3).

Al este del Grupo Bandurrias aflora una secuencia de rocas sedimentarias marinas, constituidas por calizas fosilíferas, calcarenitas y niveles margosos, con fauna neocomiana, denominada Grupo Chañarcillo. Aflora en una franja continua de norte a sur

Dentro de las rocas intrusivas afloran tes en la Cordillera de la Costa se han distinguido plutones granodioríticos (JKgd), tonalíticos (JKt) y graníticos (JKg), agrupados en la Franja Occidental o costera, intruyen a las Metamorfitas de la Costa y a la Formación Canto del Agua. Se le asigna una edad post-Lías a pre-Cretácico Superior.

Rocas del Cretácico Superior al Terciario

La Formación Cerrillos (Segerstrom y Parker, 1959) encierra un conjunto de rocas predominantemente epiclásticas (conglomerados, brechas y areniscas) en su sección inferior y volcánico-epi-piroclásticas (andesitas, brechas, conglomerados, con intercalaciones calcáreas finas) en su parte superior. Aflora en una franja casi continua, entre los 28° y 30° Lat. S (Fig. 3). Se le asigna al Cretácico Superior, con una edad máxima post-aptiana y mínima aptiana. La Formación Cerrillos marcaría el inicio de un ciclo de depositación

continental, con volcanismo asociado, que puso término a la sedimentación marina del Cretácico Inferior.

Las Gravas de Atacama (Tega) corresponden a un conjunto de sedimentos aterrazados (Fig. 3), poco a medianamente consolidados, de origen aluvial, que incluye conglomerados de bolones, gravas, arenas y ripios, con intercalaciones limosas. Presenta intercalaciones de ignimbritas, cuyas dataciones permiten asignarles una edad miocena media a superior.

Se denomina Formación Coquimbo (Tec) al conjunto de sedimentos marinos que aflora en la zona costera entre los 28° y 30° Lat. S (Fig. 3) que en su porción inferior incluye areniscas amarillas, con niveles de coquinas y, en su parte superior, areniscas amarillentas y conglomerados, con niveles carbonatados y fosilíferos. Se le asigna una edad Plioceno – Pleistoceno.

Dentro de los depósitos modernos no consolidados están los depósitos aluviales (Qal) y los depósitos eólicos (Qe) (Fig. 3).

La franja Central constituida por extensos plutones, de gran variedad petrográfica, incluyendo tonalitas (Kt), dioritas (Kd), granodioritas (Kgd), granitos (Kg) y gabros (Kgb). Intruyen a la Formación Canto del Agua, al Grupo Bandurrias y al Grupo Chañarcillo (Fig. 3). Se le asigna una edad Cretácica Superior.

La franja oriental está constituida por numerosos stocks, graníticos (Tg) a granodioríticos (Tgd) (Fig. 3). Estas rocas intruyen a las formaciones Cerrillos y Los Elquinos (Terciario Inferior). Se le asigna una edad Paleocena-Eocena.

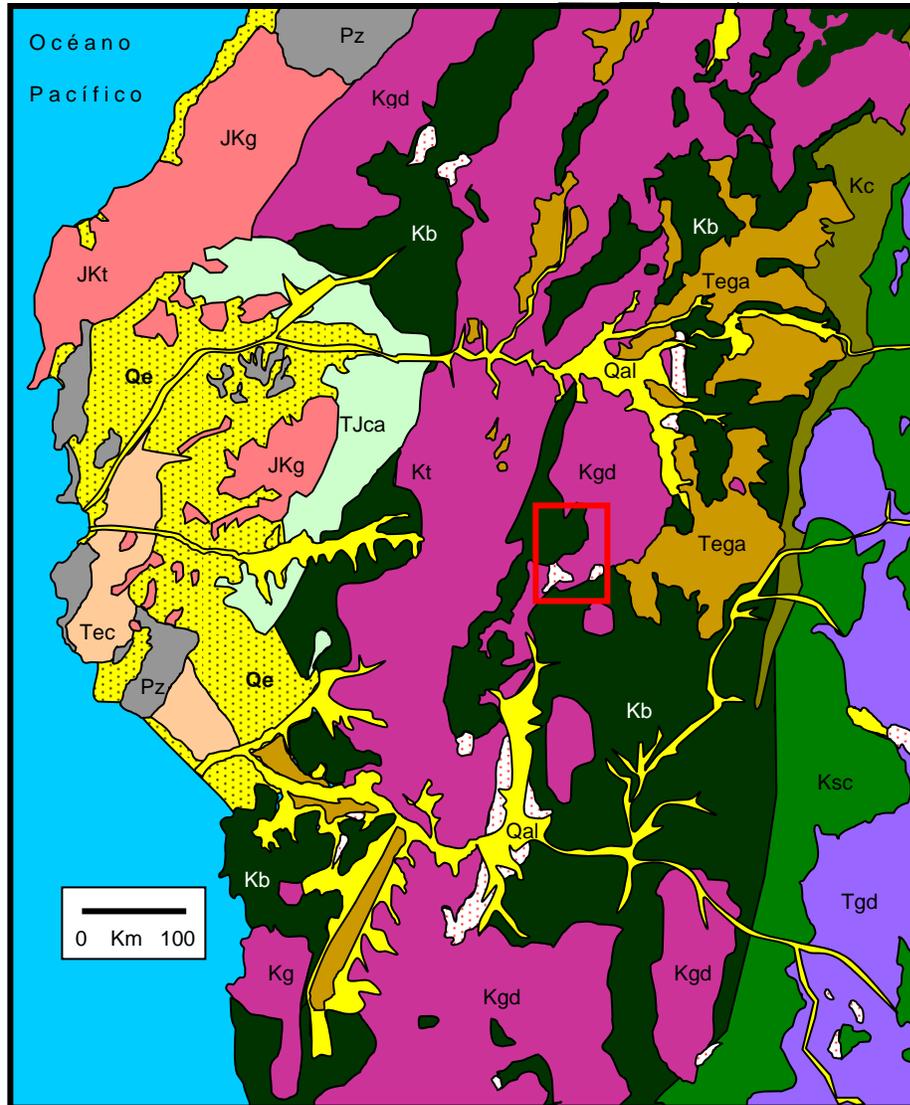


FIG. 3. Mapa geológico regional. Modificado de Moscoso *et al.*, 1982. La zona de estudio del presente trabajo corresponde al cuadro rojo del mapa. Simbología: Pz, Metamorfitas de la Costa; Tjca, Formación Canto del Agua; JKt (tonalitas), JKg (granodioritas), Intrusivos del Jurásico-Cretácico; Kb, Grupo Bandurrias; Kc, Grupo Chañarcillo; Ksc, Formación Cerrillos; Kt (tonalitas), Kgd (granodioritas), Kd (dioritas), intrusivos del Cretácico Superior – Terciario Inferior; Tgd (granodioritas), Intrusivos del Terciario; Tec, Formación Coquimbo; Tega, Gravas de Atacama; Qal, Depósitos Aluviales; Qe, Depósitos eólicos. Alteración  ternal ().

II.II.II Marco metalogénico

A lo largo de la Cordillera de la Costa del norte de Chile existen diferentes tipos de depósitos metalíferos, dentro de los cuales están la Faja de Pórfidos Cupríferos del Cretácico, La Faja de Óxidos de Fe-Cu-Au y la Franja Ferrífera de la Cordillera de la Costa (Fig. 4).

La zona de alteración hidrotermal de Pajonales está inserta en la franja de pórfidos del Cretácico. Para contextualizar de mejor manera la idea de franja se procedera a dar una pequeña reseña sobre las franjas metalogénicas de mayor importancia en el norte de Chile.

La provincia Andina de Cobre comprende numerosas franjas metalogénicas marcadamente lineares, paralelas al orógeno, cada una desarrollada durante épocas metalogénicas restringidas. En los Andes Centrales, desde el sur de Peru hasta Chile central una incipiente franja de cobre porfírico del Paleozoico superior hasta el Mesozoico inferior, está parcialmente sobreimpuesta por cuatro fajas porfíricas que se hacen más jóvenes hacia el este:

- Mesozoico medio a superior en la Cordillera de la Costa
- Paleoceno a Eoceno inferior
- Eoceno medio a Oligoceno inferior
- Mioceno a Plioceno inferior.

Todas a excepción de la primera dominadas por mineralización de cobre porfírico (Sillitoe y Perelló, 2005).

Llaumett (1975) definió la “Faja Pacífica de Cobres Porfídicos y Desarrollos de Alteración Hidrotermal de Chile”, a tres yacimientos tipo pórfido cuprífero (Andacollo, Mantos Blancos y Domeyko), junto a una serie de áreas hidrotermales tipo pórfido cuprífero, de edad cretácica inferior, dispuestos de

norte a sur a lo largo de la porción oriental de la cordillera de la costa entre los paralelos 22° y 34° sur. Cabe de mencionar que el yacimiento Mantos Blancos no corresponde a un sistema hidrotermal tipo pórfido, si no más bien a un depósito estratoligado de Cu (Maksaev, 2001).

En la actualidad la “Faja Pacífica” es conocida como “Faja Cretácica”, en ella se han reconocido sistemas porfíricos de cobre en el flanco oriental de la cordillera de la Costa entre los 22 y 36°S. Se han descubierto un total de 10 yacimientos y prospectos de pórfidos de cobre. Se distribuyen en tres grupos:

- Norte: Antucoya y Galenosa-Puntillas. Depósitos minerales oxidados de cobre con leyes subeconómicas.
- Centro: Domeyko, Andacollo y Pajonales.
- Sur: San José, Polcura y Galletué. Con mineralización de cobre hipógena subeconómica. (Camus, 2003).

Pórfidos actualmente en explotación son las minas Dos Amigos y Andacollo, ubicadas al norte y al sur de Pajonales, respectivamente. La última presenta una capa lixiviada de hematita, sin oxidación y con una zona enriquecida de 40 m, formando un cuerpo mineralizado de 25 Mt @ 0.8 % (Llaumett *et al.*, 1975).

Dentro de los depósitos metalíferos importantes que se sitúan en la Cordillera de la Costa están los yacimientos de Óxidos de Fe-Cu-Au, emplazados en rocas volcánicas, de forma paralela y contemporánea a los pórfidos de la zona centro.

También es necesario incluir la Franja Ferrífera de la Cordillera de la Costa, que también presenta una edad similar a la Franja de Pórfidos y Óxidos de Fe-Cu-Au. Esta franja se extiende por más de 600 km entre las latitudes 26° y 32° S y coincide con la posición de intrusivos del Albiano y con la posición de la Zona de Falla de Atacama en su extremo sur (Maksaev, 2001). El distritito ferrífero más próximo a la zona de estudio es el de Pleito – Los Cristales, ubicados inmediatamente al Oeste de la zona de alteración hidrotermal de Pajonales, se clasifica como un yacimiento de Fe tipo algarrobo (Espinoza, 1990), ya que son depósitos poco regulares hospedados en rocas volcánicas cercano al contacto de batolitos (Maksaev, 2001).

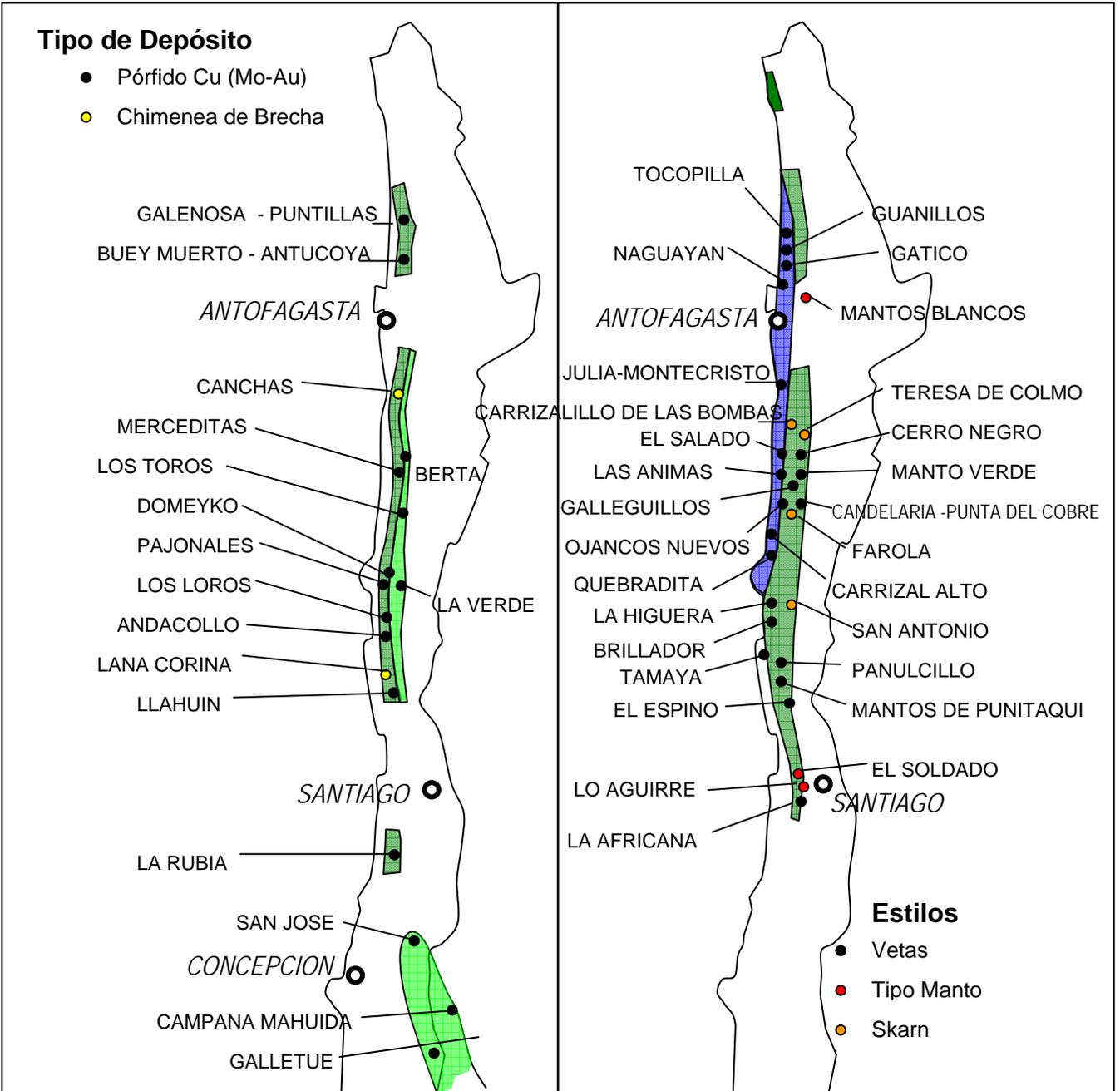


FIG. 4. a. Faja de Pórfidos del Cretácico Inferior (verde oscuro) y Superior (verde claro). b. Faja de Óxidos de Fe-Cu-Au del Jurásico Medio a Superior (azul) y del Cretácico Inferior (verde oscuro). Modificado de Sillitoe y Perelló (2005).

II.II.III Marco Estructural Regional

Se distinguen tres dominios estructurales distintos, que corresponden a las tres divisiones geomorfológicas clásicas: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal. A continuación se dan a conocer las características estructurales principales separadas en cada división geomorfológica.

Estructuras de la Cordillera de la Costa

Las Metamorfitas de la Costa presentan una intensa deformación polifásica y constituyen el zócalo para la depositación de las unidades meso-cenozoicas. La Formación Canto del Agua presenta anticlinales y sinclinales apretados, con ejes norte-sur. Las rocas del Grupo Bandurrias están plegadas como anticlinales y sinclinales, con ejes NNE-SSW. Al Sur de los 29° se presenta como un monoclinal inclinado hacia el este.

Estructuralmente a nivel regional el rasgo más importante en la Cordillera de la Costa es la Falla de Atacama (Arabaz, 1971), reconocida desde el sur de Iquique hasta El Romeral, al norte de La Serena. Está asociada a la Franja Ferrífera. Existen rocas cataclásticas (milonitas), al oeste del Cerro Chañar, al oeste de Domeyko (en Quebrada Chañaral).

Estructuras de la Depresión Central

Corresponde a varias depresiones tectónicas entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. En el sector de Domeyko se definió el Graben de Domeyko, concepto que se extiende al resto de las depresiones.

Estructuras de la Cordillera Principal

Presenta un intenso plegamiento de las unidades mesozoicas, un sistema de fallas inversas regionales y siete discordancias entre las distintas formaciones.

III GEOLOGÍA DEL SISTEMA HIDROTHERMAL DE PAJONALES

El sistema hidrotermal de Pajonales comprende unidades de rocas alteradas tanto volcánicas como intrusivas, rocas frescas y además presenta una cubierta de sedimentos semi-consolidados a no consolidados. El dominio estructural no es claro debido a la pervasiva alteración hidrotermal, que impide distinguir las estructuras que afectan a la zona de estudio.

III.I Rocas de Caja

Las rocas de caja que sirven para el emplazamiento de cuerpos intrusivos, tanto pórfidos como batolito, corresponden a andesitas porfíricas y brechosas, de grano fino a medio. En este trabajo se diferenciaron dos unidades andesíticas, las Lavas Andesíticas y el Complejo Volcánico Cónico, ambas pertenecientes a las rocas del Grupo Bandurrias (Fig. 3 y Anexo 5).

III.I.I Lavas Andesíticas

Las únicas rocas estratificadas que afloran la zona de estudio corresponden a rocas volcánicas andesíticas porfíricas, con fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental afanítica. El espesor de los estratos va desde uno a más de cinco metros de potencia. Los estratos se disponen basculados con rumbo generalizado NNE y manteo aproximado de 20° al E. Son las rocas más antiguas y sirven de roca huésped para el emplazamiento de cuerpos intrusivos posteriores.

Cubren un área aproximada de 15 km², correspondiente al 30% del total areal de la zona de estudio (Anexo 5). Presenta una variada gama de alteración

hidrotermal y alberga la mineralización ferrífera que se sitúa al oeste de la zona de estudio (distrito ferrífero Pleito-Los Cristales).

Estas andesitas corresponderían al miembro exclusivamente volcánico del Grupo Bandurrias (Moscoso *et al.*, 1982), ya que no se observaron intercalaciones de rocas clásticas ni calcáreas. A nivel distrital estas rocas limitan con cuerpos intrusivos, por el norte, el este y sur. En la zona norte del área de estudio, las lavas andesíticas quedan como un bloque colgado dentro del batolito Cordón de las Bandurrias (unidad definida más adelante en este capítulo) (Fig. 5).



FIG. 5. Coladas de lavas andesíticas del Grupo Bandurrias (indicado con flecha) en contacto con batolito tonalítico. La pila de lavas queda dispuesta como un *roof pendant*, en el límite N-NE de la zona de alteración de Pajonales. Vista hacia el NE.

III.I.II Complejo Volcánico Cónico

Esta denominación fue asignada de forma particular para este trabajo. Se definió como Complejo Volcánico Cónico (en relación al cerro Cónico) a las rocas que afloran en el extremo sur de la zona de estudio (Anexo 5 y Fig. 6).

Estas comprenden andesitas con fenocristales de plagioclasa de grano medio a fino en una matriz afanítica y brechas volcánicas andesíticas clasto-soportadas.

Las andesitas son la litología dominante de esta unidad. No se observa estratificación de coladas de lava como en las andesitas de las Lavas Andesíticas, si no más bien se presenta como un cuerpo masivo. Se le llamó complejo debido al contacto norte poco claro con el intrusivo regional diorítico, ya que tienen una apariencia textural muy similar. En el contacto el intrusivo regional es de grano fino a medio, pero su textura se torna más gruesa al alejarse de la zona de contacto, es decir hacia el este.

Las brechas tienen su mejor representación en la ladera sur del cerro Cónico. Estas brechas tienen matriz andesítica de grano fino con clastos angulosos de la misma composición, típico de brechas volcánicas.



FIG. 6. Vista panorámica hacia el E. Al fondo y hacia la derecha, se ven las rocas más frescas pertenecientes al Complejo Volcánico Cónico (indicadas por las flechas).

III.II Rocas Intrusivas

III.II.I Pórfido Pajonales

Se clasifica como un intrusivo porfírico dacítico, con fenocristales de cuarzo de 2 a 5 mm y fenocristales de plagioclasa de hasta 10 mm, contenidos en una matriz afanítica blanqueada producto de la alteración hidrotermal a la que fue sometido. Se emplaza principalmente en la zona comprendida entre las Lavas Andesíticas y el Complejo Volcánico Cónico, adoptando una forma tabular de aproximadamente 5 km, posiblemente aprovechando la zona de debilidad del contacto de ambas unidades andesíticas o por la existencia previa de alguna estructura. Además existen apófisis que cortan al complejo Volcánico Cónico (Ver Fig. 8. Mina La Unión) y otro cuerpo individualizado en el cerro la totora (Anexo 5).

Presenta xenolitos correspondiente a las rocas circundantes (rocas de caja) al Pórfido Pajonales. Ver figura 7, en donde se tiene un xenolito andesítico (correspondiente a las andesitas del Complejo Volcánico Cónico).

Es importante recalcar que donde se presenta la alteración de mayor temperatura dentro del sistema hidrotermal, es precisamente en los cuerpos del Pórfido Dacítico, más aún, el mejor desarrollo de *stockwork* de venillas de cuarzo se desarrolla en esta misma unidad.

Una edad U-Pb en circón, arrojó una edad de 116.6 ± 4 Ma (muestra KP-19), por lo que se le puede asignar una edad de cristalización perteneciente al Aptiano. Al intruir a las rocas del Grupo Bandurrias (Neocomiano), la edad queda restringida al Cretácico Inferior tardío.



FIG. 7. Xenolito de andesita en Pórfido Dacítico. Afloramiento ubicado en el extremo sur de la zona de estudio por lo que el xenolito correspondería a las andesitas del Complejo Volcánico Cónico.



FIG. 8. Cerro isla en la mina La Unión formado por una intrusión de pórfido dacítico. De fondo está el cerro Pajonales, el cual corresponde al Complejo Volcánico Cónico. Hacia la izquierda de la fotografía, el lugar más bajo y llano, corresponde a rocas del batolito Cordón de las Bandurrias. Panorámica mirando hacia el SE desde el cerro Cónico.

III.II.II Brecha Hidromagmática

Tres cuerpos de brecha se sitúan dentro del Pórfido dacítico. Debido a lo obliterado de la textura original de las rocas en forma generalizada, se trazaron contactos inferidos para la delimitación de dichos cuerpos (Anexo 5).

Los cristales de cuarzo libre u ojos de cuarzo, podrían corresponder a material juvenil siendo enfriados directamente del magma eruptivo. Los ojos de cuarzo se presentan fracturados y muchos muestran distintos grados de reabsorción al lucir texturas de embaiamiento. Aunque texturalmente en algunas partes se describen como toba cristalo-lítica, se descarta la posibilidad de que corresponda a una toba volcániclaística primaria (piroclástica) (White y Houghton, 2006), ya que no se distingue en ningún afloramiento estratificación alguna. Esto último caracteriza a las rocas cuya génesis se debe a depósitos de caída de piroclastos (Sillitoe, *com. verbal*), al contrario de las hidromagmáticas. Aparte de carecer estratificación, los afloramientos ocurren como cuerpos intrusivos alongados, cortando al Pórfido Pajonales.

Los cuerpos de brecha se presentan como cuerpos ovoidales y como diques, delimitados en parte por fallas.

Al ser una zona estructuralmente poco competente, el macizo rocoso presenta una depresión topográfica representada por la quebrada cortadera, ubicada en la zona centro sur del área de estudio.

Las brechas presentan vetillas de brecha (Fig.9 a), lo que apoya la idea de brecha hidromagmática.

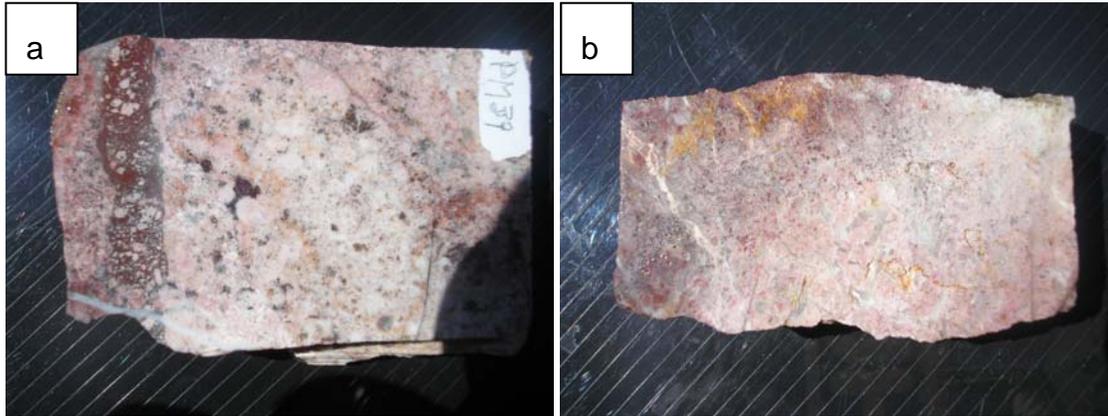


FIG. 9. a) muestra PM-39, vetilla de brecha en pórfido dacítico. b) muestra PM-46, clastos de pórfido dacítico con vetillas truncadas de cuarzo (vetillas B), además se ven fracturas rellenas de caolinita supérgena.

III.II.III Diques y Stocks Andesíticos

Diques de 5 a más de 50 m de ancho y pequeños stocks de hasta 200 m de diámetro (Anexo 5), de composición andesítica, con fenocristales euhedrales de plagioclasa en una matriz afanítica, intruyen a las andesitas del Grupo Bandurrias, al Pórfido Pajonales y a las Brechas Hidromagmáticas. Presentan cantidades variables de magnetita y se encuentran alteradas a clorita y epidota. La muestra PM79 presenta mineralización de magnetita en vetillas, por lo que se infiere que se emplazaron más temprano que la mineralización de Fe (Magnetita) (Fig.10).



FIG. 10. Vetillas de magnetita en stock andesítico. Muestra de 4 cm de largo, aproximadamente.

III.II.IV Batolito Cordón De Las Bandurrias

Denominado así por Almonacid (2007), el Batolito Cordón Las Bandurrias corresponde a tonalitas de hornblenda y dioritas de grano fino. En la vecindad del contacto con las rocas alteradas de Pajonales, el batolito presenta una textura de grano más fino, tomando tonalidades de pardo oscuro a negro. Además presenta bandeamiento de fenocristales de hornblenda (Fig. 11), que se interpreta como una textura de flujo, representando el flujo convectivo que se produce en las cámaras magmáticas ocasionado por la cristalización fraccionada.

Tiene una extensión areal correspondiente al 25% de la zona de estudio, ocupando la porción noreste del mapa litológico (Anexo 5).



FIG. 11. Foliación por orientación de cristales de Hb en diorita cerca del contacto con las rocas volcánicas del Grupo Bandurrias. Es muy probable que este bandeamiento se deba al flujo convectivo que se produce en los bordes de las cámaras magmáticas.

El límite sur del Batolito Cordón de las Bandurrias, presenta una variación textural, con un tamaño de grano más pequeño y además con un color más oscuro.

Edades U-Pb en circonio para las dioritas ubicadas en la zona de Domeyko, muestras KP-20 y KP-25, dan una edad de 99.1 ± 1.9 Ma y 99.6 ± 1.8 Ma, indican una edad Albiana. Sin embargo la edad de enfriamiento correspondiente a la temperatura de cierre en biotita, obtenida a través del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dan edades de 94.8 ± 1.0 Ma y 96.6 ± 0.9 Ma., para las mismas muestras, correspondientes al Cenomaniano.

III.II.V Stock Diorítico

Corresponde a una diorita de hornblenda, de grano medio, cortando a las Lavas Estratificadas (Anexo 5). Se dispone como un cuerpo tabular, con un ancho de 100 a 300 m, y un largo aproximado de 4 km. Se presenta fresco, con una leve cloritización de las hornblendas y una argilización al parecer supérgena, poco destructiva. Tiene una edad U-Pb en circón de 121.1 ± 0.8 Ma.

III.II.VI Milonitas

Aunque no corresponden propiamente tal a rocas ígneas, existe una unidad de rocas generadas a partir de metamorfismo dinámico denominada milonitas. Estas milonitas se caracterizan por presentar minerales orientados paralelamente, con una fábrica planar paralela al contacto entre el Batolito Cordón de las Bandurrias y las Lavas Andesíticas (Anexo 5).

III.III Depósitos Sedimentarios No Consolidados

III.III.I Gravas

Aunque no corresponden precisamente a rocas, se tienen depósitos semi-consolidados de grava relleno las partes bajas de las intersecciones de las quebradas principales y como escombros de talud (Anexo 5). Presentan potencias de más de 5 m.

Las gravas de la quebrada La Fortuna, tienen faenas abandonadas propias de lavaderos de oro, actividad probablemente llevada a cabo debido a la existencia de vetas auríferas ubicadas quebrada arriba. Sin embargo al parecer estos depósitos parecen no tener una cantidad importante de oro, ya que la cantidad de material removido es mínimo.

III.III.II Depósitos Aluviales

Son los depósitos más modernos, corresponden a gravas no consolidadas, ripios y arenas, que cubren los lechos de las quebradas Cristales, El Carbón, Salitral, Cortadera y Desvío Los Choros (Anexo 5).

III.IV Alteración y Mineralización

III.IV.I Alteración

En el sistema hidrotermal de Pajonales es posible distinguir alteración potásica, relacionada a mineralización secundaria de biotita, en el contacto entre las rocas volcánicas y el intrusivo regional (batolito Cordón de las Bandurrias). Esta alteración se reduce sólo al contacto de la intrusión, abarcando un ancho de 5 a 10 m a lo largo del contacto. Debido a lo poco extenso de esta alteración no se distinguió como una unidad mapeable, además estaría representando un metamorfismo de contacto más que el desarrollo de una alteración hidrotermal.

De forma marginal, en la zona norte de las andesitas, existe una zona de stockwork relleno de baritina, material típico de los márgenes de sistemas hidrotermales (Anexo 6).

III.IV.I.I Alteración sericítica

Dentro de las asociaciones de alteración hidrotermal en ambientes tipo porfido, está la alteración sericítica, caracterizada por la asociación de sericita, cuarzo y pirita.

Dentro de los discretos núcleos de alteración sericítica es posible encontrar pirita diseminada y/o *boxworks* cúbicos rellenos de limonitas (hematita>goetita), además de zonas con desarrollo inmaduro, es decir de poca extensión, de *stockwork* de vetillas de cuarzo. Estas vetillas de cuarzo se caracterizan por la presencia de pirita, ya sea en forma diseminada o en suturas, y por poseer bordes relativamente rectos. La descripción de éstas se ajustan a la descripción de vetillas de cuarzo tipo B, según la clasificación de

Gustafson y Hunt en el pórfido Salvador, por lo que de aquí en adelante serán llamadas como vetillas de cuarzo tipo B.

III.IV.I.II Argílica Intermedia

Se definieron dos tipos de argílica intermedia, una con presencia leve de sericita y otra con dominio de caolinita (Anexo III). Esta alteración se encuentra principalmente fuera del Pórfido Pajonales, en las rocas volcánicas del Grupo Bandurrias (Anexo 6).

III.IV.I.II.I Argílica Intermedia-Sericita

La asociación mineralógica que caracteriza a esta alteración corresponde a minerales de arcilla, principalmente caolín, junto a sílice y poca presencia de sericita. Esta alteración se dispone de forma externa a la alteración sericítica.

III.IV.I.II.II Argílica Intermedia-Caolinita

Corresponde a la alteración que predomina en las rocas andesíticas del Grupo Bandurrias. Se caracteriza por la asociación caolinita-sílice. Se dispone de forma externa a la alteración argílica intermedia-sericita. Esta alteración resulta menos destructiva que las anteriores, pudiéndose distinguir los fenocristales de plagioclasa euhedrales de las andesitas pero reemplazadas a minerales de arcilla.

III.IV.I.III Silicificación

Es una de las alteraciones más destructivas, junto a la alteración sericítica, obliterando la textura original de las rocas. La única forma de diferenciar los tipos litológicos de dacitas y andesitas en donde está presente la silicificación, es a través de la presencia de ojos de cuarzo ubicados en el primero. Es común la presencia de hematita, ya sea rellenando boxworks o en

fracturas (Fig. 12). También se tienen afloramientos de sílice oquerosa (*vuggy silica*), representando zonas de extrema lixiviación.



FIG. 12. Pórfido Dacítico silicificado con abundantes limonitas (hematita > goethita) en fracturas. Costado norte de la carretera 5 Norte, frente a la mina La Unión.

III.IV.I.IV Sódico-Cálcica

Asociación mineralógica correspondiente a vetillas de actinolita, clorita menor y magnetita diseminada y en vetas, típica de los yacimientos de Fe-Apatita.

III.IV.I.V Propilítica

La alteración propilítica se ubica de forma restringida dentro de las andesitas del Complejo Volcánico Cónico. Se caracteriza por la asociación Clorita, Epidota, y cantidades variables de magnetita, careciendo de carbonato de calcio. Un dique del Batolito Cordón de las Bandurrias, correspondiente a dioritas de grano fino, que separa a las unidades de andesitas estratificadas y Complejo Volcánico Cónico, presenta alteración clorítica en hornblenda, además presenta cristalización de ceolitas (Stellerita y Stilbita) como pátinas dentro de fracturas. Lo anterior se puede explicar como el resultado de una alteración hidrotermal local, producida por la intrusión de este dique diorítico.

III.IV.I.VI Alteración Supérgena

Es común encontrar vetillas de 1 a 10 cm rellenas de alunita supérgena con textura aporcenalada. De forma similar existe una amplia distribución de caolinita supérgena relleno de fracturas a lo largo y ancho de la zona de alteración de Pajonales. Sin embargo gran parte de la caolinita se presenta pervasivamente en las zonas de argilización, siendo de origen hipógena. Lo anterior se corroboró con los resultados de espectroscopia-PIMA (Anexo III).

En la zona central existen vetillas gruesas de hasta 10 cm, rellenas de alunita supérgena, la que se encuentra con la característica textura amorfa y aporcelanada. La alunita se produce en zonas de fluido de bajo Ph causado por la descomposición de gran cantidad de piritita diseminada, como sucede en las inmediaciones del Pórfido Pajonales.

III.IV.II Mineralización

Uno de los rasgos más importantes de mineralización, es el desarrollo de vetillas polidireccionales rellenas de cuarzo y cuarzo-pirita, que cubren zonas de decenas de metros en distintos lugares dentro de la zona de alteración de Pajonales y coinciden con centros de alteración sericítica. En el extremo SW de la zona de estudio, existe un desarrollo de vetillas de cuarzo, con mineralización diseminada de oxidados de cobre, la que podría provenir de la oxidación *in situ* de sulfuros de cobre (calcopirita) (muestra PM-29).

Se destaca la presencia de vetas auríferas a lo largo de la zona de estudio encontrándose vetas con leyes de oro de hasta 2.22 g/t (muestra KP-77) y 2.02 g/t (muestra PM-85) (Fig.12).



FIG. 13. Vetas auríferas (PM85) en Pórfido Dacítico con escaso contenido de cobre, tan sólo 400 ppm. Vetas con alteración sericítica fuerte, están relacionadas a vetas de ambiente tipo pórfido, al contrario de las vetas de depósitos epitermales de alta y baja sulfuración en donde la alteración predominante es la argílica avanzada y sericita-adularia, respectivamente.

De forma periférica existen vetas rellenas de oxidados de cobre, con leyes por sobre el 1% (muestra PM13 en anexo II).

Al sur de la mina La Unión existen depósitos de Baritina y en la cuesta pajonales existió una mina de caolinita.

IV INTERPRETACION Y DISCUSIONES

IV.I Modelo relacionado al sistema de alteración hidrotermal de Pajonales

La presencia de núcleos de alteración sericítica, el desarrollo de *stockworks* de vetillas de cuarzo emparentadas con sistemas tipo pórfido cuprífero (vetillas de cuarzo tipo B) y el emplazamiento de brechas hidrotermales relacionadas a mineralización, sugieren la presencia de un pórfido cuprífero para la generación de los rasgos anteriormente mencionados. Este pórfido cuprífero, denominado en este trabajo como Sistema Porfídico Pajonales (SPP), se hospeda principalmente en las rocas dacíticas denominadas como Pórfido Pajonales. El cuerpo intrusivo causante del SPP estaría oculto, por lo tanto los afloramientos que existen en la zona de estudio corresponderían a un nivel de exposición somero de este sistema.

Los eventos que desarrollaron el extenso sistema de alteración hidrotermal de Pajonales, basado principalmente en el mapeo geológico y alteración-mineralización (Anexos 5 y 6), más la interpretación de las dataciones U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, han sido interpretados por el autor de este trabajo, como una serie de eventos de alteración hidrotermal de distinta índole, dentro los cuales el más importante es el Sistema Porfídico Pajonales.

IV.II Relación de edades

La simetría que presenta el contacto norte de las Lavas Andesíticas con el batolito Cordón de las Bandurrias (ver Anexo 5 y fig.5), indica que la unidad volcánica quedó suspendida (al menos en la zona de contacto) al interior de la cámara magmática asociada al cuerpo intrusivo batolítico. La existencia de roca de caja al interior de una cámara magmática es conocida como *roof pendant*, que es lo que ocurriría parcialmente en este caso. Se entiende la presencia de

una cámara magmática, primero que todo debido a la gran dimensión de la unidad intrusiva denominada batolito Cordón de las Bandurrias. Además se infiere que existió un flujo convectivo al interior de la cámara magmática, evidenciado en la foliación por orientación de cristales de hornblenda (Fig. 11) en la cercanía del contacto con las Lavas Andesíticas (la mayor nucleación de cristales se genera en superficies de menor temperatura, en este caso en el contacto con las rocas de caja). El hecho de tener un cuerpo intrusivo de dimensiones batolíticas bajo las rocas de caja, indica un efecto termal no despreciable que podría reiniciar las razones iniciales de Ar de los minerales de alteración hidrotermal pre-existentes a la edad de la intrusión, rejuveneciendo las edades radiométricas relacionadas al método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 94.1 ± 1.3 Ma, obtenida en el mineral de alteración hidrotermal muscovita (muestra PM63, Anexo I), estaría rejuvenecida por la acción termal de la intrusión del batolito Cordón de las Bandurrias, el que tiene una edad de enfriamiento de 94.75 ± 0.97 Ma (Anexo I) correspondiente a la edad de cierre de la captura de Ar en el mineral formador de roca biotita.

Considerando que la temperatura mínima de cierre del circón es de 650°C y la de la biotita es de 300°C (Herrera *et al.*, 2005), se puede inferir una tasa de enfriamiento de $98^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, lo que se considera una tasa de enfriamiento relativamente rápida.

IV.III Definición de alteración sericítica

La asociación de los minerales de alteración hidrotermal sericita-cuarzo-pirita, se le conoce con nombres tales como alteración fílica o cuarzo-sericita, pero en este trabajo se adoptó el de sericítica, ya que el nombre fílica ha sido ampliamente mal usado durante mucho tiempo, esta palabra se deriva de filosilicato y dentro de filosilicatos presentes en sistemas porfíricos están: pirofilita, caolinita, sericita, biotita y montmorillonita. Estos abarcan un amplio

espectro de alteraciones desde la alteración argílica avanzada a la sericítica, potásica y argílica intermedia (Seedorff *et al.*, 2005)

IV.IV Milonitas

La presencia de milonitas indicaría la existencia de un metamorfismo dinámico. Este se desarrolló aprovechando la zona de debilidad del contacto entre el Batolito Cordón de las Bandurrias y las Lavas Andesíticas. Se podrían correlacionar con las milonitas presentes al oeste de la zona de Domeyko, las que tienen una edad de 101 ± 12 Ma. Estas zonas de metamorfismo dinámico, representarían parte del límite septentrional del Sistema de Fallas de Atacama.

IV.V Pórfido Pajonales

El Pórfido Pajonales es definido como un cuerpo intrusivo, debido a las relaciones de contacto que presenta con las rocas circundantes, en la parte central de la zona de estudio se emplaza como un cuerpo tabular con orientación alongada en sentido noreste, además aparece como apófisis o en la mina La Unión y en el cerro La Totora (Anexo 5).

Otro rasgo distintivo para decir que corresponde a un cuerpo intrusivo es la presencia de xenolitos correspondientes a las rocas de cajas (andesitas), tal como aparece ilustrado en la figura 7 del capítulo III. En este caso el xenolito tiene una forma subredondeada con bordes irregulares, lo que podría corresponder a una reabsorción parcial de la roca de caja.

IV.VI Brecha Hidromagmática

La temporalidad de las brechas con respecto a la mineralización, es al menos posterior al fracturamiento hidráulico (stockwork de vetillas de cuarzo), ya que algunas brechas presentan vetillas de cuarzo truncadas (Fig. 9 b), las que podrían ser las responsables de la introducción de la mineralización metálica (pirita y eventualmente calcopirita) en el sistema hidrotermal de

Pajonales. Se deduce que el desarrollo de stockwork de vetillas de cuarzo corresponde al evento de mineralización de cobre ligada al Sistema Porfídico Pajonales, sustentado en la existencia de oxidados de cobre de forma diseminada en la zona suroeste del área de estudio (muestra PM 29; ver Anexo II y VI).

IV.VII Diques y stocks andesíticos

Es probable que estos diques y cuerpos intrusivos tipo stock sean los alimentadores de las coladas de lava correspondientes a la unidad Lavas Andesíticas, aunque se abre una interrogante ya que presentan una alteración distinta.

IV.VIII Otros modelos

La existencia de un sistema hidrotermal relacionado a un depósito de Óxidos de Fe-Au-Au, se descarta haciendo referencia a Sillitoe (2003), en donde hace un análisis comparativo para discriminar entre depósitos de pórfidos de cobre y óxidos de Fe-Cu-Au. En los sistemas porfíricos de cobre se tiene que:

- la alteración potásica y la mineralización de cobre se centra en, y mayoritariamente se confina a, stocks porfíricos, los que frecuentemente están ausentes en los depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au.

- se caracterizan por la existencia de vetillas de cuarzo que contienen parte o toda la mineralización de cobre. Lo anterior también está ausente en depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au.

Por lo tanto es improbable que exista un sistema de alteración-mineralización tipo óxidos de fierro-cobre-oro, aunque no totalmente descartable, ya que existen zonas con alteración sericítica en las partes

superiores de tales sistemas. El hecho de que existan vetillas de cuarzo tipo B, podría ser una excepción a la regla.

V CONCLUSIONES

Los patrones de alteración y mineralización unidos a los tipos litológicos de la zona de estudio, permiten decir que el sistema de alteración hidrotermal de Pajonales correspondería principalmente un pórfido cuprífero, denominado Sistema Porfídico Pajonales.

En el sistema hidrotermal de Pajonales se pudo identificar centros de alteración sericítica, representando la asociación de minerales de alteración de mayor temperatura. Estos núcleos sericíticos podrían representar un nivel de exposición somero a intermedio de un sistema tipo pórfido, por lo que la alteración potásica puede que se encuentre a mayor profundidad o que halla sido obliterada por la sobreimposición de la alteración sericítica en un evento de telescpeo. La alteración sericítica tiene un buen traslape con el Pórfido Pajonales, lo que refuerza la idea de que existe un sistema tipo pórfido cuprífero (hospedado en estas rocas dacíticas) responsable de tal alteración. La otra característica que se cumple es la existencia de zonas con vetillas de cuarzo y vetillas de cuarzo-pirita, asociadas principalmente a los centros de alteración sericítica.

Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 97 Ma obtenida en la muestra KP-74 ubicada hacia el norte de la zona de alteración hidrotermal, muestra una edad un poco menor a las edades de enfriamiento del batolito Sierra de las Bandurrias, las que en las proximidades de Domeyko dan edades de 99.1 y 99.6 Ma (U-Pb en circón). Por lo que se puede decir que la edad radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las sericitas presentes en la zona de alteración hidrotermal podría estar rejuvenecida por el efecto térmico de la intrusión del Batolito Cordón de las Bandurrias.

La existencia de zonas de alteración hidrotermal altamente destructivas de la textura original, dificulta la definición litológica en muchos casos. El Pórfido Pajonales, en la mayoría de los afloramientos parece corresponder a una toba dacítica, pero las relaciones de corte con respecto a las andesitas del Grupo Bandurrias, indican lo contrario (diques y apófisis).

Las brechas con clastos de pórfido dacítico (Pórfido Pajonales), texturalmente se pueden definir como tobas cristalolíticas, pero se les ha adjudicado una génesis relacionada a un sistema pórfido dacítico debido a la presencia de vetillas de brecha y por poseer clastos de pórfido dacítico con vetillas truncadas de cuarzo restringidas a los clastos. El fracturamiento y/o disolución localizada del material juvenil, puede haberse generado a raíz de la liberación de fluidos de un magma en enfriamiento (Sillitoe, 1985). Es muy probable que las brechas incluidas dentro del Pórfido Pajonales sean de origen hidromagmático, esta idea se refuerza con lo que postula Munizaga *et al.*, (1985), quienes señalan que los fluidos hidrotermales de las rocas alteradas hidrotermalmente fueron principalmente de origen magmático, lo anterior a raíz de las bajas razones iniciales de Sr^{87}/Sr^{86} que permiten decir que hubo poca contaminación cortical.

Es muy probable que la zona de alteración hidrotermal de Pajonales, parcialmente sea producto de la extensión lateral de los fluidos hidrotermales que formaron los yacimientos de Fe-Apatita del distrito Pleito-Los Cristales. Si bien es cierto existe un centro de alteración-mineralización tipo pórfido cuprífero (Sistema Porfídico Pajonales), lo anterior explicaría la existencia de la vasta zona de alteración hidrotermal, preferentemente argílica intermedia con predominio de caolín, que existe entre el Pórfido Pajonales y el distrito ferrífero que se presenta en continuidad lateral hacia el oeste.

La alteración hidrotermal responsable de los yacimientos de Fe del distrito Pleito-Los Cristales, difícilmente podría ser por sí sola la causante de toda la alteración hidrotermal de la zona de estudio, ya que la alteración/metamorfismo de contacto en los cuerpos de óxido de hierro incluyen solamente: actinolita, escapolita, biotita, turmalina, clorita, clorapatito, titanita, escaso granate y escasa pirita (Maksaev, 2001). Lo anterior se contrapone a la gran extensión de centros de alteración sericítica, argílica intermedia con sericita menor y la presencia de pirita diseminada y boxworks regulares generados a partir de la lixiviación de pirita.

El batolito Cordón de Las Bandurrias produjo un efecto termal que rejuveneció la edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en sericita y edad K-Ar en roca total, ubicadas en rocas volcánicas alteradas hidrotermalmente, pero no fue el responsable de la alteración del sistema de alteración hidrotermal de Pajonales por las siguientes razones:

-El Batolito Cordón de las Bandurrias (BCB), está relativamente fresco en comparación a las rocas alteradas (andesitas del Grupo Bandurrias y Pórfido Pajonales).

-Diques andesíticos que cortan a las rocas alteradas (diques andesíticos y stock diorítico) se preservan frescos o con alteración propilítica. Relaciones de corte entre los diques andesíticos y el BCB, indican una edad más joven para el BCB. La edad de U-Pb en circón de 121.1 ± 0.8 para el Stock Diorítico, y de 98 ± 4 ($40\text{Ar}-39\text{Ar}$) para el BCB en la quebrada el carbón, también indica que el BCB es la unidad más joven.

Por lo tanto es imposible que la alteración argílica pervasiva de Pajonales sea el producto de la intrusión del BCB.

En el extremo NW de la zona de estudio, se identificó una asociación mineralógica hidrotermal calco-sódica, correspondiente principalmente a vetillas de actinolita, clorita y apatita, más la mineralización de magnetita en vetillas y diseminada, tanto en las Lavas Andesíticas como en el intrusivo correspondiente al Batolito Cordón de las Bandurrias (BCB), abriendo una interrogante no menor, ya que se estaría esclareciendo que la alteración calco-sódica que forma parte de la alteración de los yacimientos de Fe-Apatita sería posterior a la intrusión del BCB. La otra alternativa es que existan dos cuerpos intrusivos de distinta edad, que no se han identificado durante la etapa de mapeo. Lo anterior a raíz de la edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en biotita del BCB (muestra KP73) correspondiente a 91.4 ± 1.4 Ma.

V CONCLUSIONES

Los patrones de alteración y mineralización unidos a los tipos litológicos de la zona de estudio, permiten decir que el sistema de alteración hidrotermal de Pajonales correspondería principalmente un pórfido cuprífero, denominado Sistema Porfídico Pajonales.

En el sistema hidrotermal de Pajonales se pudo identificar centros de alteración sericítica, representando la asociación de minerales de alteración de mayor temperatura. Estos núcleos sericíticos podrían representar un nivel de exposición somero a intermedio de un sistema tipo pórfido, por lo que la alteración potásica puede que se encuentre a mayor profundidad o que halla sido obliterada por la sobreimposición de la alteración sericítica en un evento de telescpeo. La alteración sericítica tiene un buen traslape con el Pórfido Pajonales, lo que refuerza la idea de que existe un sistema tipo pórfido cuprífero (hospedado en estas rocas dacíticas) responsable de tal alteración. La otra característica que se cumple es la existencia de zonas con vetillas de cuarzo y vetillas de cuarzo-pirita, asociadas principalmente a los centros de alteración sericítica.

Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 97 Ma obtenida en la muestra KP-74 ubicada hacia el norte de la zona de alteración hidrotermal, muestra una edad un poco menor a las edades de enfriamiento del batolito Sierra de las Bandurrias, las que en las proximidades de Domeyko dan edades de 99.1 y 99.6 Ma (U-Pb en circón). Por lo que se puede decir que la edad radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las sericitas presentes en la zona de alteración hidrotermal podría estar rejuvenecida por el efecto térmico de la intrusión del Batolito Cordón de las Bandurrias.

La existencia de zonas de alteración hidrotermal altamente destructivas de la textura original, dificulta la definición litológica en muchos casos. El Pórfido Pajonales, en la mayoría de los afloramientos parece corresponder a una toba dacítica, pero las relaciones de corte con respecto a las andesitas del Grupo Bandurrias, indican lo contrario (diques y apófisis).

Las brechas con clastos de pórfido dacítico (Pórfido Pajonales), texturalmente se pueden definir como tobas cristalolíticas, pero se les ha adjudicado una génesis relacionada a un sistema pórfido dacítico debido a la presencia de vetillas de brecha y por poseer clastos de pórfido dacítico con vetillas truncadas de cuarzo restringidas a los clastos. El fracturamiento y/o disolución localizada del material juvenil, puede haberse generado a raíz de la liberación de fluidos de un magma en enfriamiento (Sillitoe, 1985). Es muy probable que las brechas incluidas dentro del Pórfido Pajonales sean de origen hidromagmático, esta idea se refuerza con lo que postula Munizaga *et al.*, (1985), quienes señalan que los fluidos hidrotermales de las rocas alteradas hidrotermalmente fueron principalmente de origen magmático, lo anterior a raíz de las bajas razones iniciales de Sr^{87}/Sr^{86} que permiten decir que hubo poca contaminación cortical.

Es muy probable que la zona de alteración hidrotermal de Pajonales, parcialmente sea producto de la extensión lateral de los fluidos hidrotermales que formaron los yacimientos de Fe-Apatita del distrito Pleito-Los Cristales. Si bien es cierto existe un centro de alteración-mineralización tipo pórfido cuprífero (Sistema Porfídico Pajonales), lo anterior explicaría la existencia de la vasta zona de alteración hidrotermal, preferentemente argílica intermedia con predominio de caolín, que existe entre el Pórfido Pajonales y el distrito ferrífero que se presenta en continuidad lateral hacia el oeste.

La alteración hidrotermal responsable de los yacimientos de Fe del distrito Pleito-Los Cristales, difícilmente podría ser por sí sola la causante de toda la alteración hidrotermal de la zona de estudio, ya que la alteración/metamorfismo de contacto en los cuerpos de óxido de hierro incluyen solamente: actinolita, escapolita, biotita, turmalina, clorita, clorapatito, titanita, escaso granate y escasa pirita (Maksaev, 2001). Lo anterior se contrapone a la gran extensión de centros de alteración sericítica, argílica intermedia con sericita menor y la presencia de pirita diseminada y boxworks regulares generados a partir de la lixiviación de pirita.

El batolito Cordón de Las Bandurrias produjo un efecto termal que rejuveneció la edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en sericita y edad K-Ar en roca total, ubicadas en rocas volcánicas alteradas hidrotermalmente, pero no fue el responsable de la alteración del sistema de alteración hidrotermal de Pajonales por las siguientes razones:

-El Batolito Cordón de las Bandurrias (BCB), está relativamente fresco en comparación a las rocas alteradas (andesitas del Grupo Bandurrias y Pórfido Pajonales).

-Diques andesíticos que cortan a las rocas alteradas (diques andesíticos y stock diorítico) se preservan frescos o con alteración propilítica. Relaciones de corte entre los diques andesíticos y el BCB, indican una edad más joven para el BCB. La edad de U-Pb en circón de 121.1 ± 0.8 para el Stock Diorítico, y de 98 ± 4 ($40\text{Ar}-39\text{Ar}$) para el BCB en la quebrada el carbón, también indica que el BCB es la unidad más joven.

Por lo tanto es imposible que la alteración argílica pervasiva de Pajonales sea el producto de la intrusión del BCB.

En el extremo NW de la zona de estudio, se identificó una asociación mineralógica hidrotermal calco-sódica, correspondiente principalmente a vetillas de actinolita, clorita y apatita, más la mineralización de magnetita en vetillas y diseminada, tanto en las Lavas Andesíticas como en el intrusivo correspondiente al Batolito Cordón de las Bandurrias (BCB), abriendo una interrogante no menor, ya que se estaría esclareciendo que la alteración calco-sódica que forma parte de la alteración de los yacimientos de Fe-Apatita sería posterior a la intrusión del BCB. La otra alternativa es que existan dos cuerpos intrusivos de distinta edad, que no se han identificado durante la etapa de mapeo. Lo anterior a raíz de la edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en biotita del BCB (muestra KP73) correspondiente a 91.4 ± 1.4 Ma.

REFERENCIAS

Almonacid, T.A. (2007) Geología de la Zona de Alteración Hidrotermal de Domeyko y del Yacimiento de Cobre Dos Amigos, Región de Atacama, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias mención Geología. Departamento de Geología – Universidad de Chile.

Camus, F. (2003) Geología de Los Sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, 267 p. Santiago, Chile.

Corbett, G.J.; Leach, T.M. (1998) Common Mineral Association in Hydrothermal Systems. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 6, 237 pp.

Goetz, A; Rowan, L.; Kingston, M. (1982) Mineral identification from orbit. Initial results from the shuttle multispectral infrared radiometer. Science, v. 218, p. 1020-1024.

Herrera, M.; Ortega, F.; Sánchez, J.L.; Macías, C.; Ortega, A.; Iriondo, A. (2005) La Falla Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Grandes Fronteras Tectónicas de México. Tomo LVII. N° 1, p. 83-109.

Hunt, G.R. (1977) Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. Geophysics, v. 42, p. 501-513.

Llaumett, C. (1975) Faja Pacífica de Cobre Porfídicos y Desarrollos de Alteración Hidrotermal de Chile. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, v.2, p. 331-348.

Llaumett, C. (1976) Informe Geológico sobre la Zona de Alteración Hidrotermal de Pajonales – Distrito Incahuasi. Informe Inédito, ENAMI.

Llaumett, C.; Olcay, L.; Marin, C.; Marquardt, J.C.; Reyes, M. (1975) El yacimiento cobre porfídico “Andacollo”, provincia de Coquimbo. Chile: Revista Geológica de Chile, N°2, p. 56-66.

Maksaev, Víctor (2001) Apuntes del curso “Metalogénesis”. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Marsh, T.M.; Einaudi, M.T.; McWilliams, M. (1997) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Cu-Au and Au-Ag mineralization in the Potrerillos district, Chile: Economic Geology, v. 92, p. 784-806.

Moscoso, R.; Nasi, C.; Salinas, P. (1982) Geología de la Hoja Vallenar y Parte Norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, SERNAGEOMIN.

Munizaga, F.; Huete, C.; Hervé, F. (1985) Geocronología K-Ar y Razones Iniciales $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de la “Faja Pacífica de Desarrollos Hidrotermales”. IV Congreso Geológico Chileno, Universidad del Norte, Antofagasta.

Narváez, Patricia (2000) Estudio Geológico de la Zona de Alteración Hidrotermal de Pajonales, IV Región.

Seedorff, E.; Dilles, J.H.; Proffett, J.M.; Einaudi, M.T.; Zurcher, L.; Stavast, W.; Johnson, D.A.; Barton, M.D. (2005) Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features. Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 251-298.

Sillitoe, R. H. (1985) Ore-Related Breccias in Vulcanoplunic Arcs. Economic Geology, v.80, p.1467-1514.

Sillitoe, R.H. (2003) Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. Mineralium Deposita, v.38, p. 787-812.

Sillitoe, R. H.; Perelló, J. (2005) Andean Copper Province: Tectonomagmatic Settings, Deposit Types, Metallogeny, Exploration, and Discovery. Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 845-890.

White, J.D.L.; Houghton, B.F. (2006). Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, v.34, n°8, p. 677-680.