



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

**FRANJAS METALOGÉNICAS DE EDAD JURÁSICA Y  
CRETÁCICA EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DE CHILE  
CENTRAL, ENTRE LOS 32° Y LOS 35° 20' DE LATITUD SUR.**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

**JAN GRÖPPER**

**SANTIAGO DE CHILE  
2011**



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

**FRANJAS METALOGÉNICAS DE EDAD JURÁSICA Y  
CRETÁCICA EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DE CHILE  
CENTRAL, ENTRE LOS 32° Y LOS 35° 20' DE LATITUD SUR.**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

**JAN GRÖPPER**

PROFESOR GUÍA  
Dr. CARLOS PALACIOS M.

MIEMBROS DE LA COMISIÓN  
Dr. MARTIN REICH M.  
Dr. BRIAN TOWNLEY C.

SANTIAGO DE CHILE  
ABRIL 2011

## **Resumen**

El área de trabajo se encuentra ubicada en la Cordillera de la Costa de Chile Central, entre los 32° y 35° 20' de latitud sur, en una zona en la que existen depósitos minerales metálicos encajados en rocas desde el Carbonífero al Cretácico Superior. Este trabajo define tres franjas metalíferas: la más antigua y occidental está compuesta por yacimientos tipo vetas de cuarzo–oro mesozonales a epizonales, asociados a la formación del orógeno jurásico. Las unidades caja son rocas intrusivas y metamórficas del Paleozoico al Jurásico, y la mineralización está relacionada a la presencia de diques de magmatismo félsico jurásico, junto a alteración cuarzo–sericita.

Hacia el este se ubica la segunda franja, de edad Cretácico Temprano, compuesta por yacimientos estratoligados de cobre. Éstos se ubican predominantemente en las rocas volcánicas félsicas y sedimentarias carbonatadas de la interfase entre las formaciones Lo Prado y Veta Negra, allí donde estas unidades estén tectónicamente preservadas y se hallen relativamente cercanas a los intrusivos del Cretácico Temprano. Estos serían los causantes de la adición, removilización y ascenso de fluidos mineralizados a través de estructuras subverticales locales hasta los niveles preferenciales, donde se depositarían en forma de halos zonados de sulfuros de cobre–hierro, en ocasiones remplazando mineralización preexistente. Los núcleos mineralizados presentan alteración potásica, variando hacia los borde a cuarzo–sericita y propilitica en el contacto con la roca caja.

La tercera franja, con mineralización del Cretácico Tardío, está compuesta por vetas epitermales y mesozonales de cuarzo con sulfuros, óxidos e hidróxidos de hierro, baritina y carbonatos, en ocasiones asociadas a diques de magmatismo félsico. La mineralización metálica es primordialmente oro y plata, con contenidos variables de cobre, molibdeno, plomo y zinc. La alteración es cuarzo–sericítica intensa a moderada en las vetas. Está asociada a intrusiones del Cretácico Temprano tardío–Cretácico Tardío temprano, las cuales encajan en rocas volcánicas y sedimentarias entre el Jurásico y el Cretácico.

Las tres franjas presentan un control de mineralización general N–S dado por la progresiva migración del arco magmático hacia el este. Sin embargo, las anomalías metálicas detectadas se encuentran más concentradas allí donde este primer patrón estructural intersecta estructuras regionales profundas NW–SE, las cuales presentarían actividad intermitente desde el Pérmico Tardío y corresponderían a planos de enriquecimiento y removilización metálica. Entre éstas se destaca el Megakink del Maipo, una estructura NW–SE de importancia regional, el cual rota al sur del río Maipo las franjas metalíferas hacia el SSW; es además candidato, no sólo a contribuir a la formación de algunos yacimientos mesozoicos, sino que posiblemente en parte a la de depósitos más modernos como El Teniente. La larga historia de estos dos sistemas estructurales, junto a otro de dirección NNE–SSW y la deformación andina, condicionó la exhumación o enterramiento de las unidades de roca caja y por tanto, la preservación o erosión de los yacimientos al interior de las zonas delimitadas por las franjas.

## **Agradecimientos**

“(…) la página escrita nunca recuerda todo lo que se ha intentado, sino lo poco que se ha conseguido.”

(Antonio Machado, en Páginas Escogidas)

En base a lo anterior, agradezco a todas las personas que me acompañaron durante este proceso y que dejaron, no sin esfuerzo, que las cosas fluyeran de forma natural; especialmente a mis padres, mi hermana y mi futura mujer. A ellos dedico esta memoria, esperando que les guste.

# ÍNDICE

RESUMEN.....	1
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>7</b>
1.1 OBJETIVOS.....	9
1.2 UBICACIÓN.....	10
1.3 METODOLOGÍA.....	11
<b>2. MARCO GEOLÓGICO.....</b>	<b>13</b>
2.1 FORMACIONES ESTRATIGRÁFICAS.....	13
2.2 CUERPOS INTRUSIVOS.....	16
2.3 TECTÓNICA, DEFORMACIÓN Y SISTEMAS DE ESTRUCTURAS.....	17
2.3.1 <i>Historia tectónica regional</i> .....	17
2.3.2 <i>Sistemas estructurales</i> .....	21
<b>3. FRANJA METALOGÉNICA DE AU OROGÉNICO DEL JURÁSICO, CHILE CENTRAL..</b>	<b>23</b>
3.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA FRANJA.....	25
3.1.1 <i>Unidades estratigráficas</i> .....	25
3.1.2 <i>Rocas intrusivas</i> .....	27
3.1.3 <i>Estructuras</i> .....	28
3.2 DESCRIPCIÓN DE YACIMIENTOS Y DISTRITOS.....	31
3.2.1 <i>Prospecto Alto Loica</i> .....	31
3.2.2 <i>Distrito Antena</i> .....	35
3.3 CARACTERIZACIÓN DE LA FRANJA Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN.....	40
<b>4. FRANJA DE ESTRATOLIGADOS DE COBRE DEL CRETÁCICO INFERIOR, CHILE CENTRAL.....</b>	<b>42</b>
4.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA FRANJA.....	44
4.1.1 <i>Unidades estratigráficas</i> .....	44
4.1.2 <i>Rocas intrusivas</i> .....	46
4.1.3 <i>Estructuras</i> .....	47
4.2 DESCRIPCIÓN DE YACIMIENTOS Y DISTRITOS.....	48
4.2.1 <i>El Soldado</i> .....	48
4.2.2 <i>Lo Aguirre</i> .....	52
4.2.3 <i>Prospecto Cerro Oveja</i> .....	57
4.3 CARACTERIZACIÓN DE LA FRANJA Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN.....	60
<b>5. FRANJA DE VETAS POLIMETÁLICAS EPITERMALES Y MESOZONALES DEL CRETÁCICO SUPERIOR, CHILE CENTRAL.....</b>	<b>63</b>
5.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA FRANJA.....	65
5.1.1 <i>Unidades estratigráficas</i> .....	65
5.1.2 <i>Rocas intrusivas</i> .....	69
5.1.3 <i>Estructuras</i> .....	70
5.2 DESCRIPCIÓN DE YACIMIENTOS Y DISTRITOS.....	71
5.2.1 <i>El Bronce de Petorca</i> .....	71
5.2.2 <i>Veta Cerro Cantillana</i> .....	77
5.2.3 <i>Distrito Minero Alhué</i> .....	80
5.2.4 <i>Prospecto Don Bernardo</i> .....	84
5.2.5 <i>Prospecto Las Bellas</i> .....	87
5.2.6 <i>Distrito Minero Chancón</i> .....	90
5.2.7 <i>Distrito Aurífero Las Palmas</i> .....	94
5.3 CARACTERIZACIÓN DE LA FRANJA Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN.....	97

<b>6.</b>	<b>OTROS TIPOS DE YACIMIENTOS.....</b>	<b>101</b>
6.1	DESCRIPCIÓN DE YACIMIENTOS Y DISTRITOS .....	103
6.1.1	<i>Distrito Colliguay</i> .....	103
6.2	DISCUSIÓN Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN.....	106
<b>7.</b>	<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>108</b>
7.1	FRANJAS METALOGÉNICAS .....	108
7.2	GUÍAS DE EXPLORACIÓN .....	112
7.3	MODELO GENÉTICO ESTRUCTURAL.....	115
<b>8.</b>	<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>117</b>
	<b>ANEXO I: TABLAS RESUMEN DE DEPÓSITOS MINERALES .....</b>	<b>123</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de la zona de estudio en la Cordillera de la Costa de Chile Central..	10
Figura 2: Estratigrafía del Triásico Tardío – Cretácico de la Cordillera de la Costa de Chile Central (32° - 34° latitud sur) y su relación con las etapas del ciclo tectónico andino.....	15
Figura 3: Evolución tectono-estratigráfica esquemática de Chile Central.....	20
Figura 4: Megakink del Maipo indicando rotación de bloques.....	22
Figura 5: Lugares de emplazamiento tectónico de depósitos epigenéticos de oro.....	23
Figura 6: Franja metalogénica de Au orogénico del Jurásico en la Cordillera de la Costa de Chile central.....	24
Figura 7: Rotación de bloques en la zona del Megakink del Maipo. ....	30
Figura 8: Mapa geológico del Proyecto Alto Loica. ....	33
Figura 9: Datos de salinidad y temperatura de homogeneización para la mineralización en vetas de cuarzo – oro para el Proyecto Alto Loica.....	34
Figura 10: Mapa geológico del Distrito Antena.....	38
Figura 11: Salinidad y temperatura de formación de vetas de cuarzo – oro en Distrito Antena en base a datos de inclusiones fluidas.....	39
Figura 12: Franja metalogénica y su relación con el Megakink del Maipo. ....	41
Figura 13: Franja de estratoligados de Cu del Cretácico Inferior de la Costa de Chile central..	43
Figura 14: Planta en cota 830 m.s.n.m. mostrando los cuerpos mineralizados en El Soldado y su relación espacial con estructuras N – S y NNW – SSE.....	50
Figura 15: Sección en Mina El Soldado que muestra la correlación estratigráfica y estructural de la mineralización..	51
Figura 16: Geología distrital de la Mina Lo Aguirre. ....	55
Figura 17: Mineralización esquemática en superficie dentro de las rocas volcánicas de la Mina Lo Aguirre..	56
Figura 18: Sección de perfil mostrando la mineralización esquemática de la Mina Lo Aguirre..	56
Figura 19: Mapa de Proyecto Cerro Oveja.....	59
Figura 20: Franja metalogénica de yacimientos estratoligados de Cu del Cretácico Inferior. ....	62
Figura 21: Franja de yacimientos de vetas polimetálicas epitermales y mesozonales del Cretácico Superior de la Costa de Chile central.....	64

<b>Figura 22: Mapa del distrito El Bronce de Petorca.....</b>	<b>74</b>
<b>Figura 23: Perfil esquemático del distrito El Bronce de Petorca..</b>	<b>75</b>
<b>Figura 24: Datos de temperaturas de homogeneización y salinidad en base a análisis de inclusiones fluidas primarias en distintos niveles de profundidad dentro de vetas mineralizadas en El Bronce de Petorca.....</b>	<b>76</b>
<b>Figura 25: Mapa de la zona de la Veta Cerro Cantillana.....</b>	<b>79</b>
<b>Figura 26: Mapa geológico del Distrito Alhué.....</b>	<b>82</b>
<b>Figura 27: Estructura interna esquemática de una veta en el distrito Alhué. ....</b>	<b>83</b>
<b>Figura 28: Mapa geológico y perfil del Prospecto Don Bernardo.....</b>	<b>86</b>
<b>Figura 29: Mapa geológico y perfil del Prospecto Las Bellas.....</b>	<b>89</b>
<b>Figura 30: Mapa y perfil geológico del Distrito Chacón.....</b>	<b>93</b>
<b>Figura 31: Mapa simplificado y perfil geológico generalizado del Distrito Las Palmas.....</b>	<b>96</b>
<b>Figura 32: Franja metalogénica de yacimientos de vetas polimetálicas epitermales y mesozonales del Cretácico Inferior.....</b>	<b>100</b>
<b>Figura 33: Mapa geológico con ubicación de Distrito Colliguay.....</b>	<b>102</b>
<b>Figura 34: Geología del Distrito Colliguay. ....</b>	<b>105</b>
<b>Figura 35: Franjas metalogénicas del Mesozoico en la Cordillera de la Costa de Chile Central.....</b>	<b>111</b>
<b>Figura 36: Relación entre estructuras y franjas metalogénicas del Mesozoico en la Cordillera de la Costa de Chile Central. Proyección del Megakink del Maipo y su posible relación con otros yacimientos. ....</b>	<b>114</b>
<b>Figura 37: Modelo esquemático estructural de mineralización..</b>	<b>116</b>

## **1. Introducción**

En diversas publicaciones o conferencias es común encontrarse con la expresión “Chile, país minero” como frase recurrente. Sin duda, una de las características relevantes del país está definida por la presencia de importantes depósitos minerales metálicos y no metálicos, los cuales desde hace siglos influyen marcadamente en su economía y desarrollo. Dentro de la minería metálica, la explotación de concentraciones anómalas de diversos elementos, especialmente cobre, oro, molibdeno, hierro y plata, han llevado al desarrollo de una industria productora de presencia mundial y al acuñamiento de la mencionada expresión. Sin embargo, ante ella, la mayoría de la gente sólo visualiza una imagen desértica de la zona norte del país, sin que se asocie el concepto de Chile minero con los yacimientos que efectivamente también existen en el centro y sur del territorio.

La razón de esto parece obvia: en Chile, las mayores explotaciones mineras se concentran en esa zona, la cual cuenta por tanto con la mayor cantidad de estudios y recursos para su exploración. Existe una comprensión parcial de los mecanismos de formación, emplazamiento, enriquecimiento y preservación de los yacimientos nortinos, la cual es volcada en modelos de franjas metalogénicas asociadas a distintos eventos, estructuras, períodos y ambientes, que son constantemente revisados y mejorados.

A diferencia de esto, la información geológica disponible en la zona central de Chile es considerablemente menor. Las cubiertas vegetales y arcillosas, la falta de mapas geológicos de detalle, la presencia urbana y de cultivos, y en general, el relativo poco interés en la investigación metódica de la región, llevan a desestimar el potencial minero del sector. Esto se apoya además en factores objetivos, tales como la diferencia en las tasas de erosión y enriquecimiento de los yacimientos debido a los factores climáticos, elemento fundamental a considerar en la comparación de esta zona con la de depósitos del norte del país.

Y a pesar de todo, pareciera existir suficientes yacimientos y condiciones geológicas compartidas entre ambas zonas, como para plantear seriamente la necesidad de investigar de forma más profunda la geología del centro de Chile y su potencial para albergar cuerpos mineralizados. Por ejemplo, una de estas características similares se basa en que la mayoría de los yacimientos metálicos de Chile son de naturaleza hidrotermal en su origen, ya sea debida a procesos intrusivos o intrusivos-volcánicos, y están ligados por tanto a la migración progresiva hacia el este del arco magmático. Esta migración del arco es clara en el norte de Chile y es también clara en la zona central, presentando en reglas generales la misma definición de franjas estratigráficas y de cuerpos intrusivos de dirección N – S.

Además, existen efectivamente explotaciones mineras y estudios anteriores que muestran la presencia de diversos sistemas mineralizados en la zona central de Chile. Si nos concentramos en la Cordillera de la Costa de la zona central, que es donde la presente memoria tiene su enfoque, podemos identificar depósitos consistentes en vetas deformadas de cuarzo y oro, vetas polimetálicas epitermales y mesozonales, yacimientos estratoligados, e incluso, hasta indicios de una posible mineralización de tipo pórfido de  $Cu \pm Au$ . Todo encajado en rocas metamórficas, volcánicas, sedimentarias e intrusivas que van desde el Carbonífero al Cretácico Superior, y relacionado con diversos sistemas estructurales.

Sin embargo, la interrelación existente entre todos estos parámetros distintos (tipos y edades de rocas cajas, sistemas estructurales, edades de mineralización, tipo de mineralización, etc.) no ha sido sistemáticamente caracterizada hasta ahora a nivel regional, sino sólo dentro de los confines de cada yacimiento unitario o, a lo sumo, a nivel distrital. Esta carencia ha frenado el desarrollo de guías de exploración para la región, problemática que se opina existe hasta el día de hoy.

## **1.1 Objetivos**

La forma en que se quiere enfrentar la carencia mencionada al final del inciso anterior es a través de la búsqueda e identificación de características concretas y comunes a los distintos cuerpos mineralizados del Mesozoico en la Cordillera de la Costa de Chile Central, a fin de definir franjas metalogénicas específicas que permitan una mayor comprensión de la zona de estudio y el desarrollo de futuras investigaciones dentro del ámbito de la geología económica metálica.

Para ello, se propone los siguientes objetivos específicos:

- a) Estudiar los antecedentes de una selección amplia de los yacimientos mesozoicos disponibles en la región en estudio y ordenarlos de acuerdo al tipo y edad de formación
- b) Identificar condiciones geológicas distintivas de los yacimientos que permitan su agrupamiento en zonas metalogénicas con características comunes dentro de una escala 1:1.000.000
- c) Proponer pautas de exploración regional asociada a cada zona metalogénica.

## 1.2 Ubicación

La zona de estudio corresponde al sector de la Cordillera de la Costa de Chile Central ubicado entre los 32° y 35° 20' de latitud sur. Las coordenadas de longitud varían en base al recorrido del mencionado cordón montañoso, pero sus límites máximos están entre los 70° 40' y los 72° de longitud oeste (Figura 1).



Figura 1: Mapa de la zona de estudio en la Cordillera de la Costa de Chile Central. Imagen modificada de Google Earth [Consulta: 16 de diciembre de 2010].

### **1.3 Metodología**

La metodología a utilizar se basará en la búsqueda del cumplimiento de los objetivos específicos planteados en el punto 1.1.

A fin de lograr el primer objetivo se recopilará y estudiará la bibliografía que describa los yacimientos del sector en discusión, generando una tabla con sus diferentes características comparativas, agrupados por tipo y edad de la mineralización. En este punto también se estudiará publicaciones específicas que cubran localmente los procesos y tipos de mineralización metálica, formaciones geológicas y sus ambientes genéticos, deformaciones regionales, arcos magmáticos, y sistemas estructurales, entre otros posibles.

Dentro de cada grupo clasificado por edad y tipo de mineralización, se procederá a investigar la relación entre las características propias de cada yacimiento individual y conceptos geológicos regionales que hayan emergido de la investigación bibliográfica anterior. Aquella debiera permitir inferir una serie de vectores característicos de los yacimientos que sean reconocibles igualmente en otras zonas de la geología local, llevando a definir zonas metalogénicas específicas que se proyectarán sobre el Mapa Geológico de Chile de escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003). Las zonas que estén íntimamente relacionadas con los yacimientos estudiados se incorporarán dentro de la zona metalogénica, diferenciándolas de aquellas que presenten características similares pero no mineralización reconocida hasta la fecha; éstas se indicarán como potenciales sectores de extensión.

El tercer objetivo está íntimamente ligado a la resolución del segundo, presentada en el párrafo anterior. Es por esto que una vez que las características de las diversas zonas metalogénicas hayan sido definidas se buscará delinear pautas de exploración que permitan enfocarse en detectar las características claves de cada zona.

El trabajo se estructurará en torno a cada agrupación metalogénica por capítulos, los cuales presentarán su propio análisis interno, entregándose tras esto la información condensada en el capítulo de conclusiones.

Debido a la naturaleza regional del trabajo, y a la cantidad de yacimientos que se considerarán, la investigación no contará con salidas a terreno programadas a priori, sin que se descarte la visita a algún proyecto ocasionalmente.

## **2. Marco geológico**

El presente capítulo pretende englobar las características regionales del área de estudio, dejándose para los capítulos 3 a 5 la descripción local de las zonas metalogénicas individuales (formaciones específicas, patrones estructurales locales, etc.). Es así como a continuación se hace un repaso a los procesos globales que afectaron a esta amplia zona en sus vertientes estratigráficas, intrusivas, deformativas y estructurales.

### **2.1 Formaciones estratigráficas**

Las unidades estratigráficas que se encuentran en la región en estudio comprenden secuencias con edades desde el Carbonífero Tardío – Pérmico hasta el Holoceno, en una disposición general N – S (Figura 2).

Las rocas más antiguas corresponden a unidades metamórficas de la Serie Este. Están compuestas por meta-*greywackes* y lentes calco-silicatados, que se explican como sedimentos levemente deformados en la parte continental del prisma de acreción, formado a finales del Carbonífero producto de subducción (Hervé *et al.*, 2007). Dichas unidades metamórficas se ubican intermitentemente en la zona costera de la región de estudio, aumentando hacia el sur.

Las formaciones correspondientes al ciclo tectónico pre-Andino (Pérmico Tardío – Jurásico Temprano) corresponden a unidades de volcanismo silíceo representadas por las formaciones Pichidangui y La Ligua, en la zona costera alrededor de los 32° de latitud sur, y a depósitos marinos de la Fm. Los Molles en el norte y zonas en Hualañe y Curepto por el sur. Estas unidades se asocian a la formación de fallas y consecuentes cuencas extensivas (El Quereo – Los Molles y Bío-Bío – Temuco) de dirección NNW – SSE, en el borde costero occidental de Gondwana (Charrier *et al.*, 2007).

Las formaciones correspondientes al período entre el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano están caracterizadas por el volcanismo activo, la formación de cuencas de trasarco y su disposición paralela al borde costero, a diferencia de las formaciones del ciclo pre-Andino. El volcanismo jurásico está representado por lavas, rocas piroclásticas y depósitos volcanogénicos continentales de las formaciones Ajial, Horqueta y Altos de Hualmapu; mientras las cuencas marinas litorales jurásicas, en cambio, están representadas por la Formación Cerro Calera, indicando una transgresión marina hacia el oeste, desde el trasarco al arco (Charrier *et al.*, 2007).

Sobre los depósitos jurásicos se disponen los depósitos marinos y continentales de la Formación Lo Prado (Berriasiano – Valanginiano) correspondientes a una cuenca de antearco, creada al migrar el volcanismo activo a la zona de la cuenca de trasarco jurásica (Charrier *et al.*, 2007). Sobre la Formación Lo Prado se depositan concordantemente las rocas volcánicas continentales de la Formación Veta Negra y sobre ésta, los depósitos volcanoclásticos con intercalaciones calcáreas de la Formación Las Chilcas (Cretácico Inferior alto – Cretácico Superior bajo).

Las formaciones del Cretácico Tardío al Paleoceno ubicadas en la Cordillera de la Costa (Fm. Algarrobo, Fm. Topocalma) corresponden a plataformas marinas fosilíferas, que indican una transgresión producto de un alto nivel eustático en esa época. En el lado este de la Cordillera de la Costa se observan rocas piroclásticas, lavas y sedimentos de la Formación Lo Valle (Cretácico Superior), depositados discordantemente sobre las formaciones inferiores (Charrier *et al.*, 2007).

El período comprendido entre el Eoceno y Holoceno está representado por sistemas de terrazas marinas cortadas por diversos ciclos de transgresión - regresión, depósitos glacio-fluviales, sedimentos de playas y canales fluviales. La única excepción litológica es la presencia de lavas andesíticas en el Valle del Maipo de la Cordillera de la Costa, pertenecientes a la Formación La Patagua del Mioceno; estas lavas estarían asociadas a una estructura mayor de acomodo de stress de dirección NW – SE (Charrier *et al.*, 2007) conocida como Megakink del Maipo (ver inciso 2.3.2).

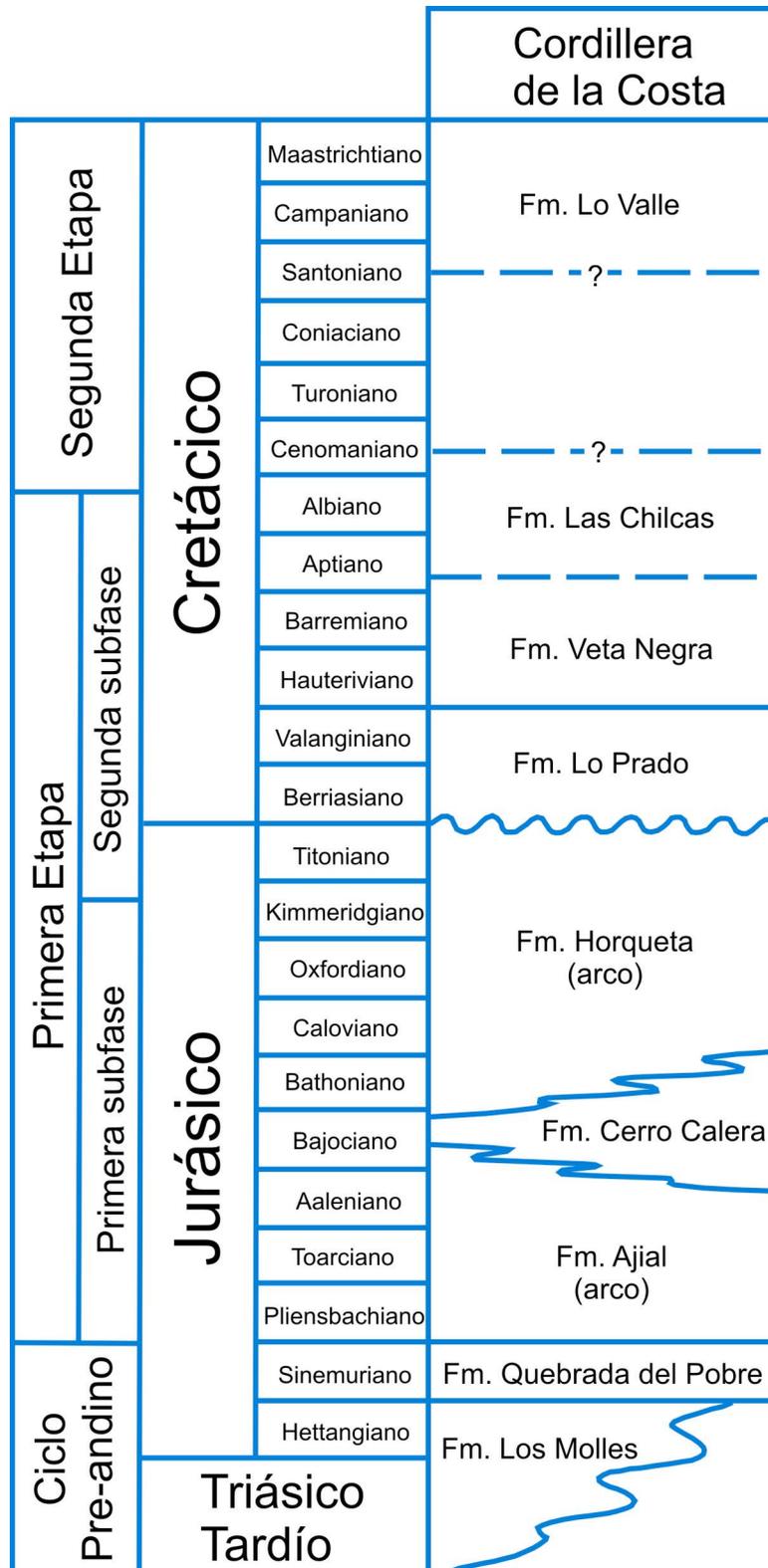


Figura 2: Estratigrafía del Triásico Tardío – Cretácico de la Cordillera de la Costa de Chile Central (32° - 34° latitud sur) y su relación con las etapas del ciclo tectónico andino. Modificado de Charrier *et al.* (2007).

## **2.2 Cuerpos intrusivos**

Los primeros cuerpos intrusivos que se reconocen corresponden a plutones calcoalcalinos de edad Carbonífero Tardío – Pérmico Temprano, que intruyen a las secuencias metamórficas de la Serie Este (Charrier *et al.*, 2007).

En la zona de San Antonio afloran plutones de granodioritas, monzogranitos, sienogranitos, monzodioritas, dioritas y gabros de piroxeno – hornblenda asociados al Triásico y cortando la Serie Este, al igual que las dioritas, gabros, monzodioritas, dioritas cuarcíferas, granodioritas y tonalitas del Jurásico Temprano que afloran al sur del río Tinguiririca (SERNAGEOMIN, 2003).

A la altura de Santiago también se encuentran intrusivos batolíticos de magma calcoalcalino, compuestos por dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos que se emplazan durante el Jurásico Medio – Tardío, cortando las rocas paleozoicas, triásicas y del Jurásico Inferior. Este plutonismo presenta una interesante correlación cronológica con la volcánica Formación Horqueta (Charrier *et al.*, 2007).

El cinturón de intrusivos del Cretácico Temprano tardío al Cretácico Tardío temprano está formado por un amplio espectro litológico, incluyendo desde gabros a granitos, y definiendo una serie calcoalcalina rica en potasio (Parada *et al.*, 2007). Dichos intrusivos cortan a las secuencias jurásicas y cretácicas hasta la Formación Las Chilcas, y se disponen de forma general N – S, paralelos a las formaciones sedimentarias.

Dentro de la zona de estudio no se emplazan intrusivos posteriores, los cuales aparecen ubicados relativamente más al este.

## **2.3 Tectónica, deformación y sistemas de estructuras**

### **2.3.1 Historia tectónica regional**

Los sedimentos generados originalmente en un margen continental estable habrían sufrido un primer proceso de deformación durante la generación de un prisma de acreción durante el Carbonífero Tardío – Pérmico, como resultado del proceso de subducción (Hervé *et al.*, 2007).

Posteriormente, durante el período comprendido entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Temprano, se completa la formación de Gondwana, la disminución de la deriva continental y la detención del proceso de subducción. Esto habría llevado a una acumulación calórica del manto superior bajo el supercontinente, fusión de la corteza inferior y a un resquebrajamiento debido a la extensión de la corteza frágil superior. Como consecuencia, abundante magmatismo se produjo fuera de la zona de estudio hacia el NE, y se generaron fallas y cuencas extensivas asociadas de dirección NNW – SSE (Cuenca El Quereo – Los Molles y Cuenca Bío-Bío – Temuco) en el borde costero (Charrier *et al.*, 2007), dentro de la zona de estudio.

Tras la reanudación de la subducción durante el Jurásico Temprano, el aparente bajo acople entre la placa oceánica y el borde occidental de Gondwana habría provocado un ambiente tectónico extensional, el cual se habría mantenido durante la mayor parte del Jurásico y el Cretácico Temprano, desarrollándose un arco magmático paralelo al borde costero con cuencas marinas de trasarco. El arco habría migrado hacia el este en dos subfases diferenciadas; la primera correspondiente al Jurásico Temprano – Kimmeridgiano y la segunda comprendiendo el período entre el Kimmeridgiano y el Aptiano – Albiano (Charrier *et al.*, 2007). Este desarrollo sería fundamental para la formación de estructuras extensivas de dirección aproximada N – S para la zona de estudio.

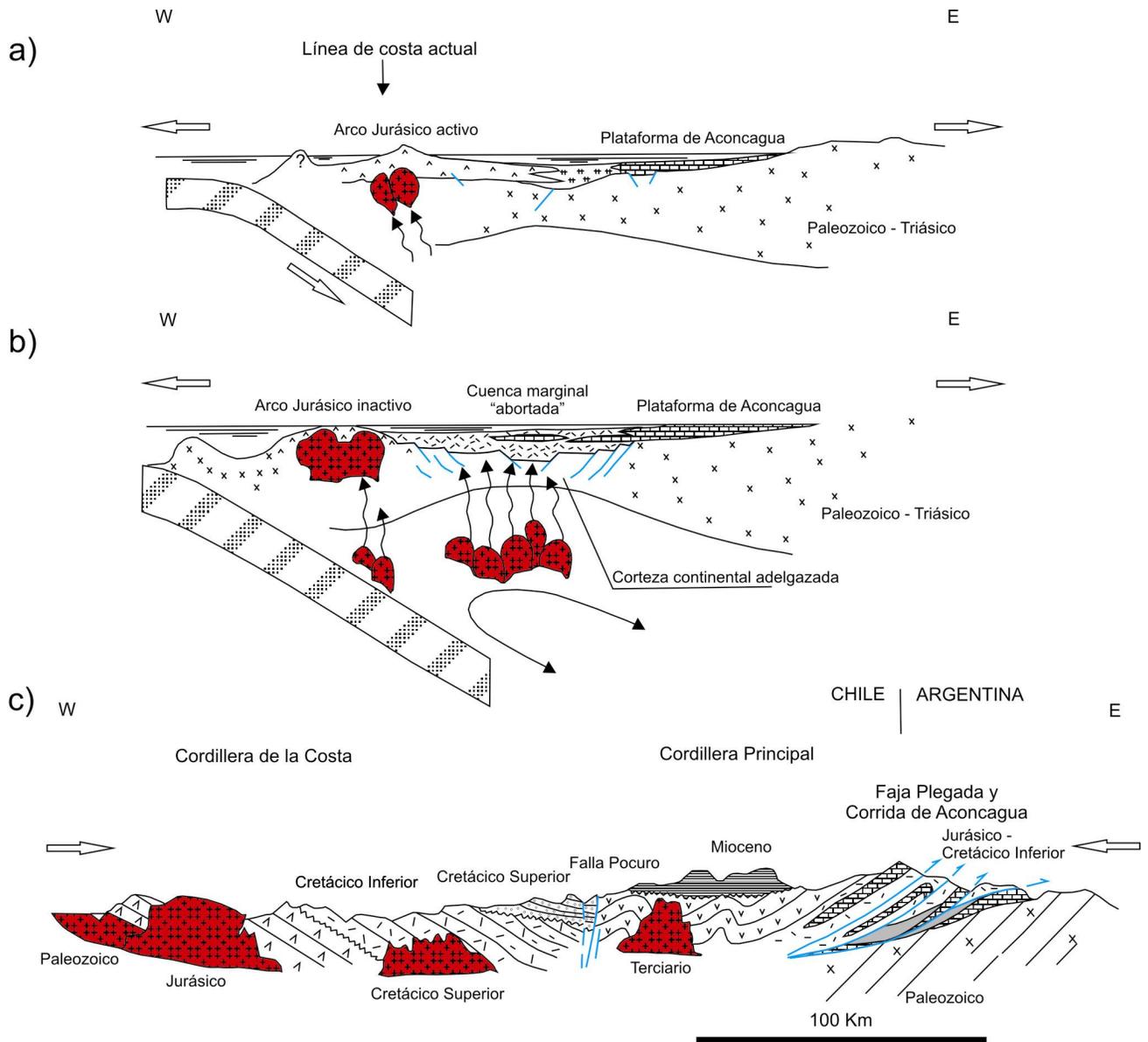
La disposición de las formaciones jurásicas sobre los depósitos del ciclo pre-Andino es de forma concordante, con superficies de erosión, pero sin una discordancia angular importante (Charrier *et al.*, 2007). Esto apoyaría la teoría de que durante este período el ambiente tectónico predominante fue extensivo, sin que se desarrollara ningún tipo de deformación relevante en las capas estratigráficas, indicando que el proceso de inclinación al este que se ve en la actualidad ocurrió post Cretácico Temprano (Figura 3). Además, los valores de  $\epsilon_{Nd}$  de plutones del Cretácico Inferior (entre +2 y + 4.5) indicarían que estos magmas todavía estarían asociados a un sistema tectónico extensional y de corteza delgada, aunque los valores del volcanismo de similar edad ( $\epsilon_{Nd}$ : 0 a + 6.0) sugieren que el sistema estaría cambiando a uno contraccional (Parada *et al.*, 2007).

Es así como esta falta de deformación contraccional en la zona desaparece al final del Cretácico Temprano, iniciándose la segunda etapa del ciclo tectónico andino; las rocas del Jurásico y del Cretácico Inferior son plegadas, levantadas y erosionadas. La Falla de Atacama, ubicada al norte de la zona de estudio y activa intermitentemente desde el Jurásico Temprano (varios autores; citados en Charrier *et al.*, 2007) presenta actividad principalmente transcurrente de rumbo N – S, la que podría alcanzar hasta la zona central, en forma de ramales del Segmento Romeral – Silla del Gobernador (Charrier *et al.*, 2007).

Este proceso contraccional se considera sin embargo de corta duración, pues durante el Cretácico Tardío nuevamente el ambiente tectónico se considera mayormente extensional, hasta llegar al límite Cretácico-Terciario, donde se produce un evento contraccional importante (Charrier *et al.*, 2007). El último evento compresivo de esta segunda etapa andina ocurre entre los 95 y 82 Ma (Parada *et al.*, 2005a; citado en Charrier *et al.*, 2007) y es responsable del levantamiento de bloques NNE – SSW, generando alzamiento y erosión de estos depósitos, desplazamiento de rumbo en fallas N – S, y engrosamiento cortical (Charrier *et al.*, 2007). Este proceso se debería a una disminución de la oblicuidad de convergencia entre las placas tectónicas, la cual

habría dominado durante toda esta etapa andina, denominada Fase Incaica Principal (varias autores; citados en Charrier *et al.*, 2007).

Finalmente, el desarrollo durante la tercera parte del ciclo andino se conformó dentro de un ambiente extensional primordialmente, generando cuencas de intra-arco, aunque con inversiones localizadas como en el Mioceno (Charrier *et al.*, 2007). Los depósitos del Eoceno – Mioceno cubrieron las rocas cretácicas al este de la Cordillera de la Costa y fueron canalizados hacia la plataforma continental a través de los valles fluviales donde estos no se vieron interrumpidos por la topografía. Al norte de la zona de estudio, la llegada del Ridge de Juan Fernández generaría la zona de Flat Slab y probablemente tuviera incidencia en la reactivación de los sistemas estructurales pre-existentes.



### Leyenda

	Rocas volcánicas del Mioceno (Fm. Abanico)		Rocas sedimentarias de la Plataforma de Aconcagua		Granitoides
	Rocas volcánicas del Oligoceno - Mioceno (Fm. Coya-Machali - Fm. Abanico)		Andesitas y basaltos de la cuenca marginal "abortada"		Placa subductante
	Rocas volcánicas y capas rojas del Cretácico Superior		Rocas volcánicas félsicas del Jurásico		Fallas
	Evaporitas del Jurásico Superior		Basamento Paleozoico Superior		

Figura 3: Evolución tectono-estratigráfica esquemática de Chile Central entorno a los 33° de latitud S: a) Jurásico Medio, b) Cretácico Temprano, c) Situación actual de la cordillera andina. Modificado de Camus (2003).

### **2.3.2 Sistemas estructurales**

En la zona de estudio se encuentran representados tres sistemas estructurales regionales diferenciados. El primero y posiblemente más antiguo corresponde a estructuras profundas de rumbo preferencial NW – SE asociados a las cuencas extensivas del Pérmico Tardío al Jurásico Temprano. Dichas fallas habrían presentado diversos niveles de actividad a lo largo de toda su existencia.

Una de las estructuras más importantes de este set de fallas corresponde al llamado Megakink del Maipo (Arriagada *et al.*, 2009). Éste está formado por una serie de lineamientos de dirección NW – SE que cruza todo el país desde el Cañón de San Antonio hasta más allá de la frontera con Argentina. En específico, esta mega estructura habría sido responsable de generar un *megakink* en la zona del río Maipo, con una rotación tectónica de bloques brusca de 28° entre el bloque norte y el sur (Figura 4). Esta rotación se presume como mayormente post Mioceno Tardío (Arriagada *et al.*, 2009), pero pareciera que la historia de la mega estructura en sí se remontaría al menos al Mesozoico, como proponen otros autores (Yáñez *et al.*, 1998), e incluso al final del Paleozoico.

El segundo set estructural importante está identificado por fallas paralelas a las formaciones jurásicas y cretácicas. Estas estructuras estarían asociadas al desarrollo del arco y trasarco volcánico y de ahí su disposición, en general N – S, pero con variaciones debido a la rotación producto del *megakink*. Es probable que su edad de formación al menos corresponda al Jurásico Temprano, en consonancia con el adelgazamiento cortical y el desarrollo de las cuencas de trasarco volcánico de esa edad.

Finalmente, el tercer set estructural importante corresponde a fallas NNE – SSW que podrían corresponder a la generación de bloques de esta dirección mencionados anteriormente como producto de una fase compresiva tectónica durante el Turoniano – Santoniano.

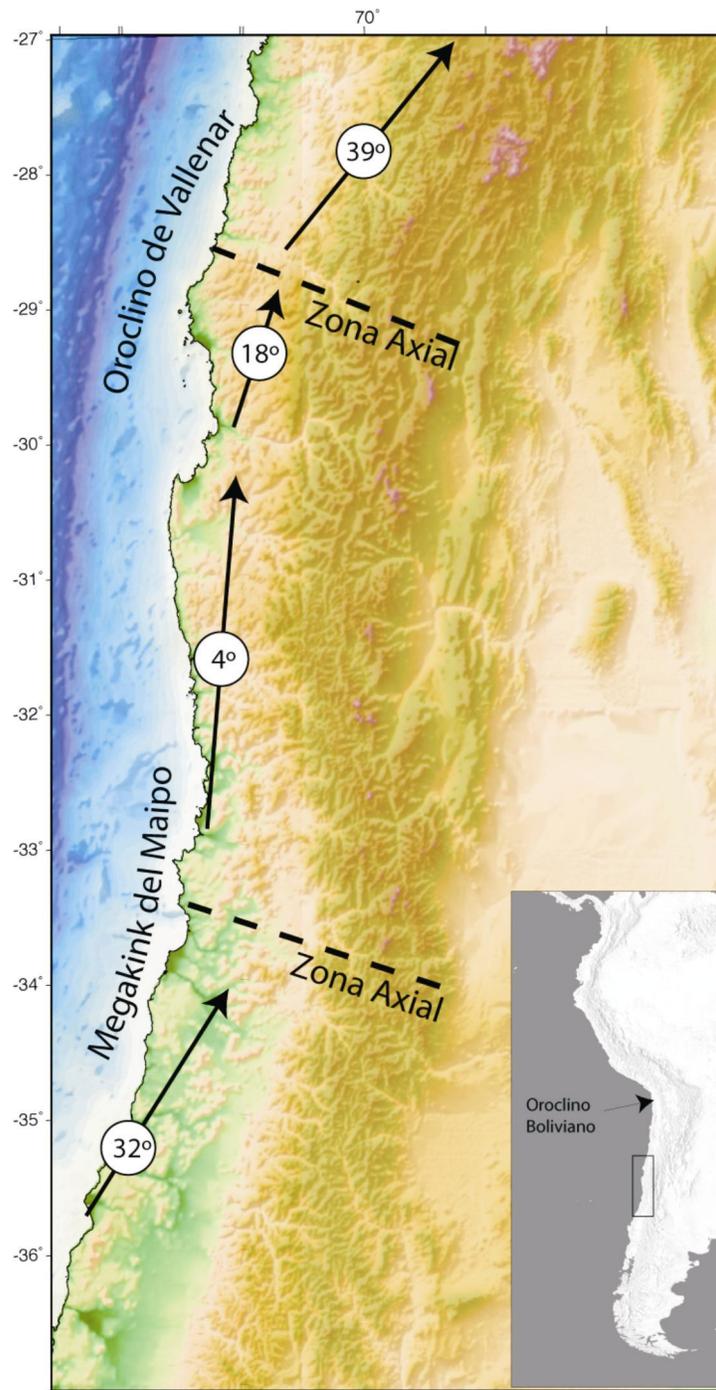


Figura 4: Megakink del Maipo indicando rotación de bloques, en base a medidas de paleomagnetismo. Dicha rotación se presume que ocurre principalmente a partir del Mioceno Tardío (Arriagada *et al.*, 2009). Modificado de Arriagada *et al.* (2009).

### 3. Franja metalogénica de Au orogénico del Jurásico, Chile Central

La franja metalífera del Jurásico corresponde a la más occidental de las franjas identificadas en el presente trabajo. Los yacimientos de edad jurásica dentro de esta zona se enmarcan dentro de la definición dada por Groves *et al.* (1998) para el oro orogénico, esto es, vetas ricas en cuarzo con contenido variable de sulfuros, carbonatos y metales, asociadas a cinturones metamórficos deformados en márgenes convergentes de placas, que dan forma al orógeno (Figura 5).

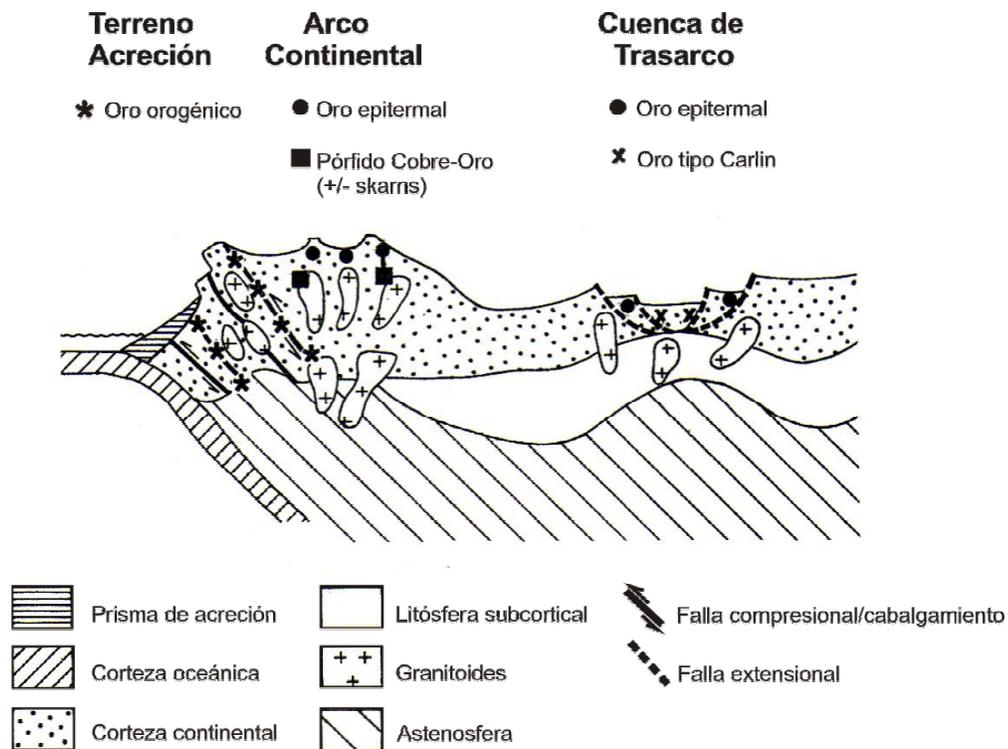
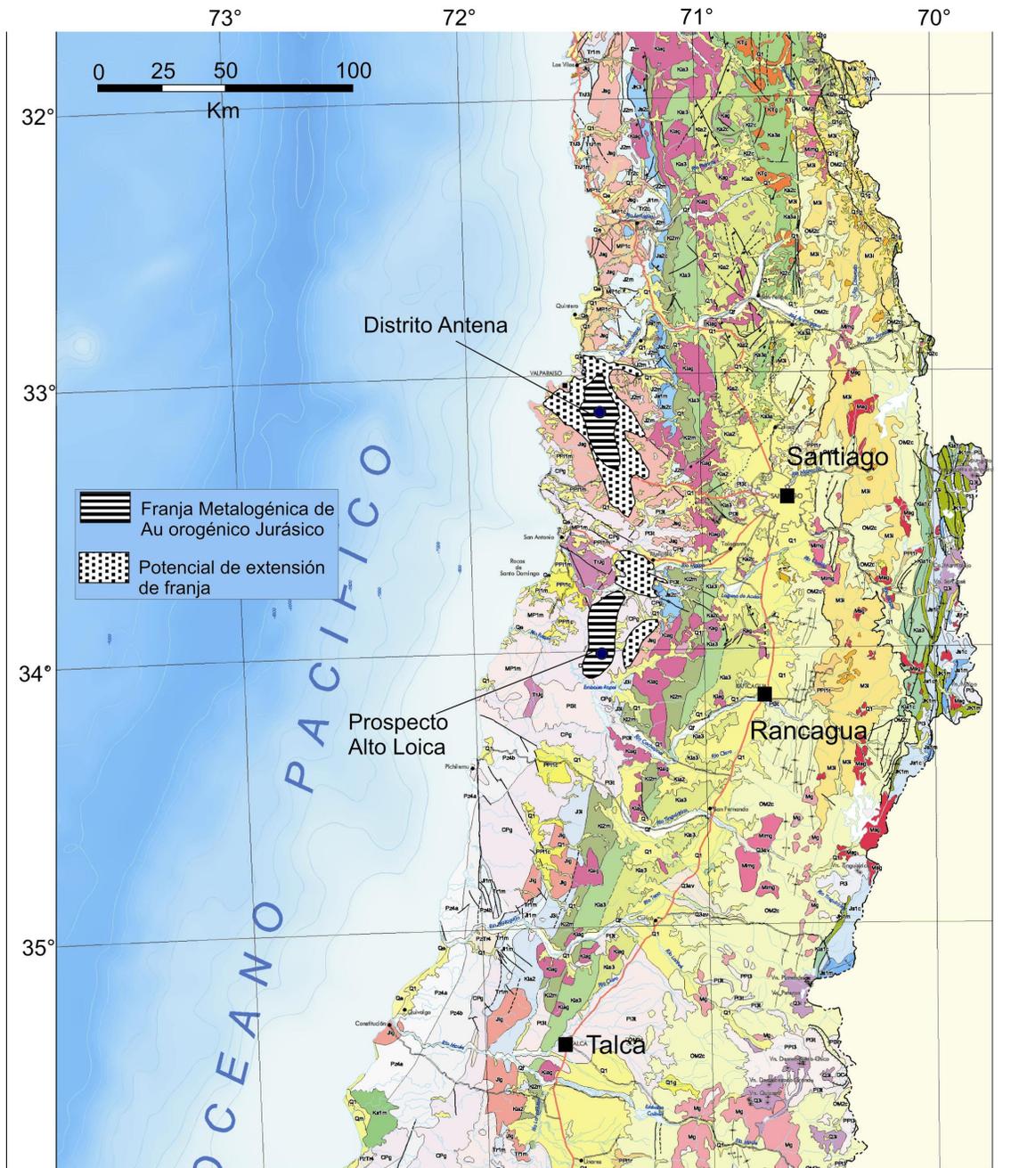


Figura 5: Lugares de emplazamiento tectónico de depósitos epigenéticos de oro. Modificado de Groves *et al.* (1998).

La franja se reconoce de forma intermitente entre los 32° 56' y los 34° 07' de latitud sur y los 71° 47' y 71° 5' de longitud oeste (Figura 6), aparentemente fragmentada en dos al norte de San Antonio por el sistema de estructuras que Arriagada *et al.* (2009) llamó Megakink del Maipo.



**Unidades Estratigráficas Paleozoico - Jurásico**

- Fm. Horqueta (Jr Medio - Superior)
- Fm. Cerro Calera (Bajociano - Bathoniano?)
- Fm. Ajjal (Jurásico)
- Serie Oriental (Carbonífero)

**Intrusivos Paleozoico - Jurásico**

- Jurásico Medio - Tardío (180 - 142 Ma)
- Triásico Tardío - Jurásico Temprano (212 - 180 Ma)
- Carbonífero - Pérmico (328 - 235 Ma)

Figura 6: Franja metalogénica de Au orogénico del Jurásico en la Cordillera de la Costa de Chile central. Se presentan formaciones relevantes para el emplazamiento de la mineralización. Modificado de Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).

### **3.1 Marco geológico de la franja**

El presente marco geológico no pretende describir en su totalidad las formaciones e intrusivos que se encuentran en las áreas investigadas. Debido al tamaño de éstas, un exceso de unidades puede ocultar la información esencial para concretar el objetivo de caracterizar sencilla e inteligiblemente la franja metalífera. Es por eso que se concentrará las descripciones en las unidades realmente importantes para el emplazamiento de la mineralización (Figura 6), mencionándose levemente las unidades anexas.

#### **3.1.1 Unidades estratigráficas**

- a) Serie Oriental (Carbonífero): Está compuesta principalmente de meta-*greywackas* de origen turbidítico, acompañado de lentes y cuerpos irregulares con minerales calcosilicatados. Presenta deformación principal en forma de pliegues tipo chevrón y un grado metamórfico que varía entre las facies anfibolita y granulita, siendo considerado como formado en un ambiente de baja presión y alta temperatura (Hervé *et al.*, 2007). Su origen correspondería a una acreción de sedimentos frente a un margen continental estable (Glodny *et al.*, 2005; citado en Hervé *et al.*, 2007). Esta unidad masiva hacia al sur, aparece sólo como relictos en la zona de estudio (Hurtado, 1999) entre los intrusivos del Batolito Costero.
  
- b) Formación Ajial (Jurásico): Esta unidad es predominantemente volcánica, consistiendo primordialmente de lavas y rocas piroclásticas silíceas y calcoalcalinas, con lavas básicas y depósitos volcanoclásticos continentales subordinados. Dentro de sus 750 metros de espesor presenta también intercalaciones de turbiditas deltaicas y rocas calcáreas marinas. Estas intercalaciones marinas indicarían un arco volcánico sin mucho relieve y con grandes tasas de subsidencia (Charrier *et al.*, 2007). Aflora preferentemente al este de los intrusivos jurásicos del Batolito Costero, en la zona norte de la franja jurásica, hasta los 33° 25' de latitud sur. También como *roof pendants*

- metamorfizados entre los intrusivos jurásicos que cortan a esta formación (Charrier *et al.*, 2007; Hurtado, 1999). La disposición general de estas capas presenta un rumbo N – S y un manteo al este (Camus, 2003), pero tras cruzar el eje del Megakink del Maipo, el rumbo gira hacia NNE – SSW.
- c) Formación Cerro Calera (Bajociano-Bathoniano?): Corresponde a una sucesión de rocas marinas litorales (calizas fosilíferas, areniscas, lutitas calcáreas, en parte bituminosas) con intercalaciones epiclásticas y niveles evaporíticos (SERNAGEOMIN, 2003). Estos niveles dispuestos sobre y al este de la Formación Ajial, y con rumbo aproximado N – S y manteo al este, son interpretados como una trasgresión marina hacia el oeste (Charrier *et al.*, 2007). Aflora entre los 32° 28' y los 34° en la Cordillera de la Costa.
- d) Formación Horqueta (Jurásico Medio – Superior): Sobre la Formación Cerro Calera se disponen alrededor de 1600 a 1700 m (Charrier *et al.*, 2007) de rocas epiclásticas, piroclásticas y lavas andesíticas a riolíticas, dentro de un ambiente continental (SERNAGEOMIN, 2003). Dicha secuencia se alinea paralela a la Formación Cerro Calera hacia el este, en disposición aproximada N – S y manteo al este, aflorando entre las latitudes 31° 52' S y 34° S. Nuevamente, al sur del Megakink del Maipo el rumbo se torna NNE – SSW. Gana y Tosdal (1996; citado en Charrier *et al.*, 2007) asignan a este arco volcánico la misma edad de los plutones jurásicos del borde costero.

Aparte de estas unidades principales, hacia el este empiezan a aparecer las unidades cretácicas que serán detalladas en los capítulos correspondientes a dichas franjas metalogénicas. Además, sobre las rocas estratigráficas e intrusivas del Paleozoico y Mesozoico se encuentran depósitos aislados de secuencias marinas transgresivas del Mioceno Superior – Plioceno, rocas sedimentarias lacustres, aluviales y remociones en masa del Plioceno – Pleistoceno, depósitos piroclásticos riolíticos del Pleistoceno, así como depósitos eólicos, aluviales, coluviales y litorales del Pleistoceno – Holoceno (SERNAGEOMIN, 2003).

### 3.1.2 Rocas intrusivas

- a) Carbonífero-Pérmico (328 – 235 Ma): Los intrusivos más antiguos corresponden a los granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas de hornblenda-biotita de edad Carbonífero-Pérmico ( $299 \pm 10$  Ma, U-Pb en zircón, Gana y Tosdal, 1996; citado en Hervé *et al.*, 2007) pertenecientes al Batolito Costero. Dichos cuerpos se ubican de forma masiva al sur del río Maipo, cortando la Serie Este del basamento metamórfico (la cual no aflora dentro de la franja). Al norte del río Maipo los cuerpos paleozoicos empiezan a disminuir hasta constituir pequeños remanentes dentro de los intrusivos jurásicos.
- b) Triásico Tardío – Jurásico Temprano (212 – 180 Ma): A la altura del río Maipo aflora un *stock* compacto de granodioritas, monzogranitos, monzodioritas, dioritas y gabros de piroxeno – hornblenda, así como sienogranitos (SERNAGEOMIN, 2003). Dicho *stock* intruye a los intrusivos paleozoicos y también es considerado dentro del Batolito Costero (Hervé *et al.*, 2007).
- c) Jurásico Medio – Tardío (180 – 142 Ma): Los intrusivos pertenecientes al Jurásico afloran masivamente al norte de los  $33^{\circ} 34'$  dentro de la franja, con un ancho máximo de 40 Km. en la dirección E-W. Corresponden a monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas de biotita, piroxeno y hornblenda (SERNAGEOMIN, 2003). Su contacto con los plutones paleozoicos es por intrusión, siguiendo un rumbo aproximado NW – SE, contacto que se correlaciona parcialmente con la estructura del Megakink del Maipo y el rumbo de las mayores fallas que se observan en la zona. Al sur de los  $33^{\circ} 34'$  los plutones jurásicos empiezan a disminuir en tamaño, ubicándose en el sector SE de la franja y cortando los intrusivos paleozoicos y triásicos. También intruye a las formaciones jurásicas Ajial y Cerro Calera (Charrier *et al.*, 2007). Estos intrusivos se habrían formado durante un evento relativamente rápido (162 – 156 Ma, Gana y Tosdal, 1996; citados en Charrier *et al.*, 2007) y serían coetáneos a la Fm. Horqueta, postulándose que correspondan a la base del arco volcánico.

Aparte de estos intrusivos, en el borde este de la franja aflora el inicio de los cuerpos intrusivos cretácicos con disposición N – S, los cuales son tratados en el capítulo correspondiente a las franjas de este período.

### **3.1.3 Estructuras**

En la zona que compete a la franja metalogénica jurásica, el rasgo estructural más característico corresponde a un gran sistema de fallas NW – SE que presenta varias expresiones a nivel regional, originándose mar adentro (Cañón San Antonio) y cruzando posiblemente todo el país hasta pasado el límite con Argentina. En primer lugar, Yáñez *et al.* (1998) plantea la existencia de una anomalía geomagnética en la zona de Melipilla que indicaría el contacto de un cuerpo tabular subhorizontal rígido al sur de dicha anomalía que se opondría a la deformación tectónica, en teoría, asociada a una convergencia de placas oblicua sinistral durante el Mesozoico (Yáñez *et al.*, 1998). Dicho proceso desembocaría en la definición del Megakink del Maipo (Arriagada *et al.*, 2009), el cual está caracterizado por una fallamiento transcurrente (al menos en parte) regional y sinistral, basado en mediciones paleomagnéticas que indicarían una rotación diferencial brusca entre el bloque norte y el bloque sur de aproximadamente 28° (Figura 7). Dado que esta rotación brusca afecta a rocas desde el Jurásico al Mioceno, Arriagada *et al.* (2009) propone que la formación del *megakink* ocurrió mayormente a partir del Mioceno Tardío.

Por otro lado, hay datos que implicarían que esta mega estructura sería bastante más antigua, posiblemente originándose al menos en el Mesozoico como indica Yáñez *et al.* (1998). El contacto entre los intrusivos jurásicos y los plutones paleozoicos sigue un rumbo similar al indicado por el *megakink*. Sin embargo, los estudios en la zona indican que dicho contacto sería por intrusión a través de estructuras preexistentes extensionales o transtensionales (Gana y Tosdal, 1996) sin que hasta ahora se haya definido un contacto por falla (SERNAGEOMIN, 2003). Además, Hurtado (1999) indica que en el Distrito Antena (ubicado en el bloque norte, por tanto sólo levemente rotado según Arriagada *et al.* (2009)) existen diques de centenas de metros de corrida

y rumbos N50°W a N70°W, datados en el Jurásico y que podrían ser expresiones de la existencia de este mismo sistema estructural. De esta forma, pareciera lógico pensar que al momento del emplazamiento de los intrusivos jurásicos existiera ya una estructura importante de dirección NW – SE a NNW – SSE, aunque el proceso rotacional haya ocurrido mayormente en el Mioceno.

Aparte de este gran sistema, en el bloque norte se observan algunos casos de los mismos diques NW – SE deformados dúctilmente por fallas NNW – SSE subverticales a 30° de inclinación al sur (Hurtado, 1999). Estas fallas presentarían movimiento sinestral (Gana *et al.*, 1996; citado en Hurtado, 1999) y desplazamientos de al menos 1400 m (Hurtado, 1999). Estas fallas NNW – SSE estarían cortadas por fallas extensionales N30°E a N50°E (Hurtado, 1999).

En el bloque sur, Portus (2007) informa la presencia de estructuras que varían de N – S a NNW – SSE (Falla Melipilla y Falla Río Maipo) y NNE – SSW (Falla Puangue).

El rumbo de los estratos jurásicos sería aproximadamente N – S y con manteos al este. Al sur del Megakink del Maipo los rumbos giran hacia el NNE.

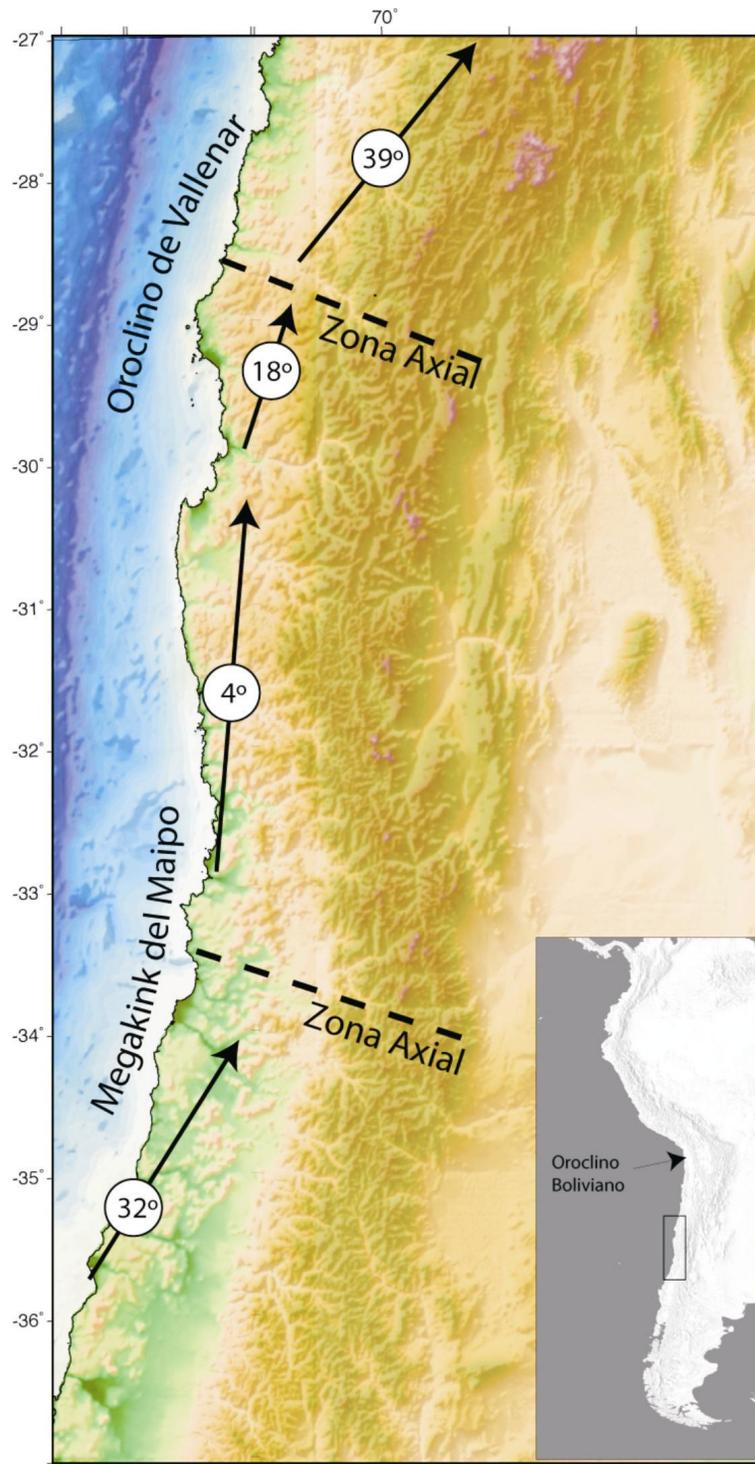


Figura 7: Rotación de bloques en la zona del Megakink del Maipo medida por paleomagnetismo. Rotación al norte y al sur del *megakink* presenta una variación brusca de  $28^\circ$  que contrasta con rotaciones más graduales al norte, como el Oroclino del Vallenar. Modificado de Arriagada *et al.* (2009).

## **3.2 Descripción de yacimientos y distritos**

En la franja jurásica se ubican los siguientes proyectos que se caracterizan por coincidir con los criterios necesarios definidos en el inciso 3 de la presente memoria para los yacimientos de oro orogénico.

### **3.2.1 Prospecto Alto Loica**

El Prospecto Alto Loica se encuentra ubicado en la Región Metropolitana aproximadamente a 100 Km. al suroeste de Santiago ( $34^{\circ} 01' S$   $71^{\circ} 27' W$ ) dentro de la Cordillera de la Costa.

En la zona de estudio afloran rocas intrusivas y metamórficas. Entre las unidades intrusivas, la más antigua corresponde a monzogranitos de biotita correlacionables con el Batolito Costero de edad carbonífera (Portus, 2007). Intruyendo a éstas se observan *stocks* y diques de granodioritas finas inequigranulares y sienogranitos auríferos de grano medio (Grupo local GS), los cuales se presentan en ocasiones como matriz de brechas ígneas y con alteración supérgena fuerte. Finalmente, la tercera unidad intrusiva aflorante corresponde a *sills* y diques de monzogranito de anfíbola de grano fino a grueso, con una resistencia diferencial fuerte a la erosión y parcialmente milonitizados. Portus (2007) le entrega a las dos unidades de diques una edad jurásica por correlación con intrusivos al norte del área del prospecto (165-156 Ma; K-Ar en anfíbola, Wall *et al.*, 1996).

Las rocas metamórficas corresponden a milonitas con protolito proveniente de los intrusivos del Grupo GS y especialmente del monzogranito de anfíbola. Presenta planos de cizalle de rumbo  $N45^{\circ}W$  (destral) y  $N55^{\circ}W$  y un manteo subvertical.

Las estructuras en la zona corresponden a 3 sistemas mayores de orientación N – S, E – W y NE – SW, con manteo variable. Los diques del Grupo GS se alojan

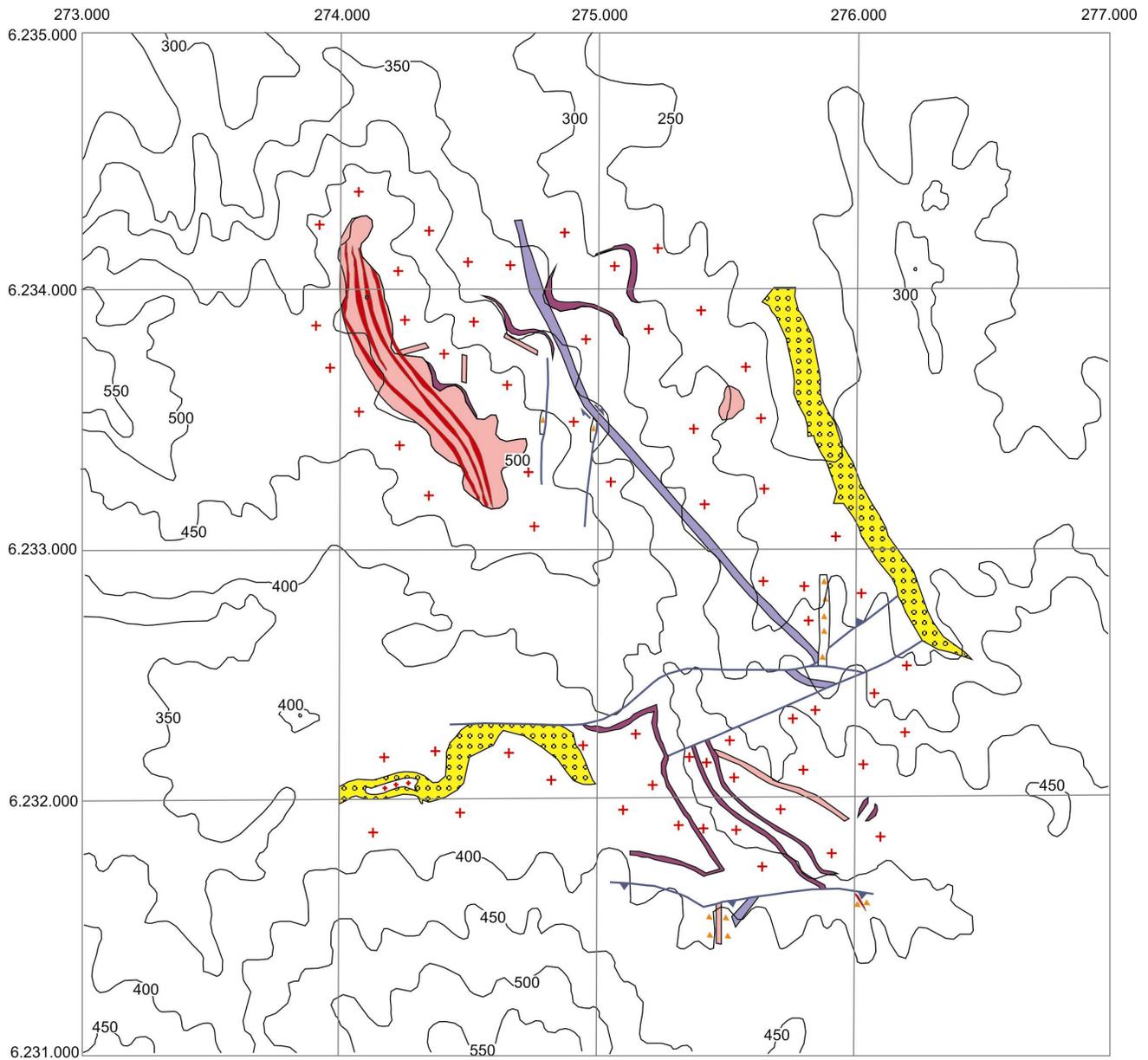
preferencialmente en estructuras N – S subverticales y en menor caso en NE – SW. Las vetas y vetillas en cambio presentan orientación preferencia NW – SE (Figura 8).

La mineralización se presenta en forma de vetas-vetillas subverticales y subhorizontales de cuarzo (0,5 – 8,1 ppm de Au), tanto de forma diseminada como rellenando fracturas, en cúmulos botroidales y en cristales de magnetita lixiviados. Las vetas subverticales presentan orientación N45°W y N – S, con potencias de 1 a 10 cm., mientras que la mineralización subhorizontal tiene un rumbo aproximado N10-20°W y manteo 20 – 40°S, con potencias entre 20 y 70 cm. (Portus, 2007). Además de en las vetas, la mineralización se observa diseminada y en vetillas dentro del Grupo GS (0,002 – 17 ppm de Au), cerca del contacto con las vetas hidrotermales.

La alteración hipógena se divide en dos etapas asignadas al Jurásico Superior por contactos y por geocronología de rocas del Distrito Antena (Portus, 2007); la primera correspondiente a una etapa hidrotermal temprana de alteración cuarzo-muscovita asociada a oro y magnetita en el Grupo GS. La segunda etapa correspondería a la formación de las vetillas de cuarzo – oro asociadas a cinabrio, rejalgá, pirita, arsenopirita, trazas de oropimente y clorita y con alteración cuarzo-sericítica en la roca caja. La alteración supérgena corresponde a una asociación vermiculita – caolinita – montmorillonita en el GS y limonitas en las vetas.

El trabajo de inclusiones fluidas hecho por Portus (2007) en las vetas de cuarzo-oro entrega temperaturas de homogeneización entre los 163 °C y los 361 °C (10,48 y 19,07 % en peso de NaCl eq.). Se indica una concentración de datos entre los 170 °C y 250 °C, con la moda en 180 °C y salinidad que varía entre 13 y 16 % en peso de NaCl eq., con la moda en 15% en peso de NaCl eq. (Figura 9).

De estos datos se infirió que el pH de los fluidos mineralizadores sería de entre 4 y 6, y el depósito correspondería a uno de tipo orogénico mesozonal en transición a un epitermal de baja sulfidización (Portus, 2007).



**Leyenda**

- |  |   |
|--|---|
|  Gravas Conglomerádicas ricas en oro      |  Fallas                     |
|  Milonita                                 |  Veta de cuarzo rica en oro |
|  Monzogranito de Anfíbola                 |  Brecha Hidrotermal         |
|  Granodiorita - Sienogranito de Muscovita |   |
|  Monzogranito de Biotita                  |   |

Figura 8: Mapa geológico del Proyecto Alto Loica. Modificado de Portus (2007)

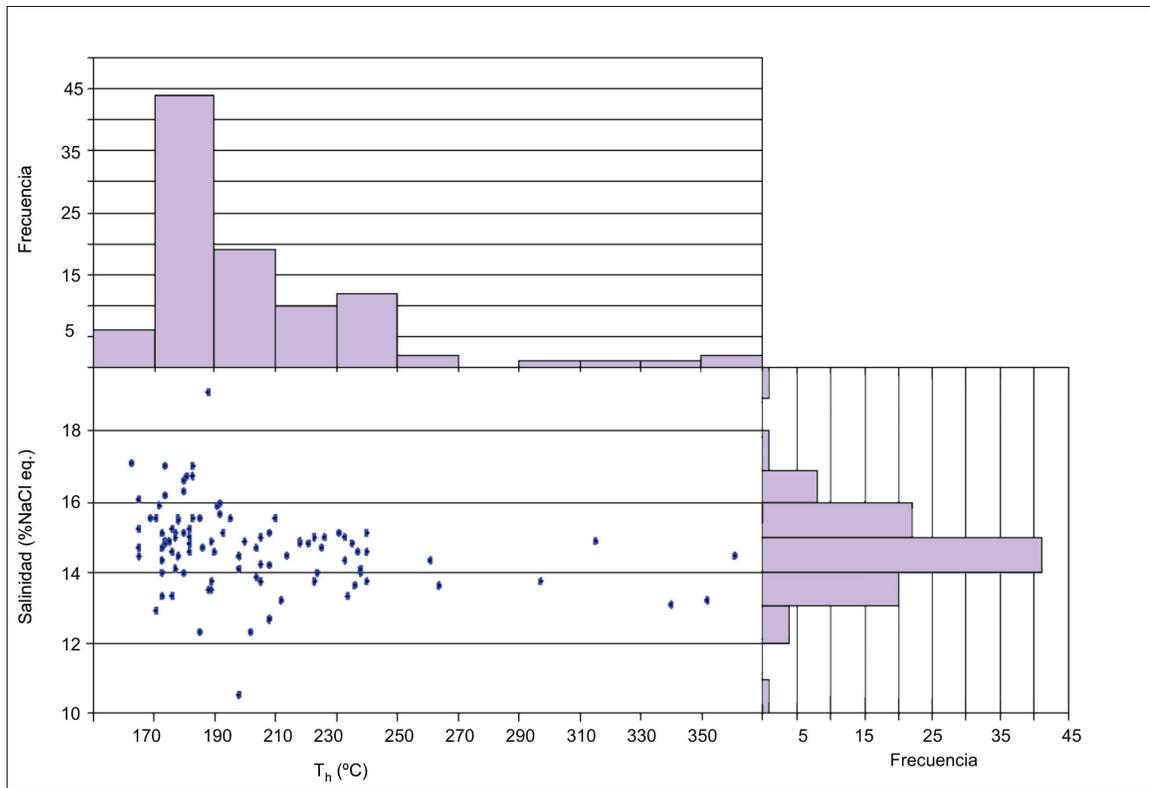


Figura 9: Datos de salinidad y temperatura de homogeneización para la mineralización en vetas de cuarzo – oro para el Proyecto Alto Loica. Extraído de Portus (2007).

### **3.2.2 Distrito Antena**

El distrito minero Antena se encuentra ubicado dentro de la Cordillera de la Costa de la V Región, aproximadamente 100 Km. al noroeste de Santiago ( $33^{\circ} 08' S$   $71^{\circ} 26' W$ ).

Las rocas aflorantes dentro de la zona de estudio corresponden a rocas metamórficas y rocas intrusivas (Figura 10). Las rocas metamórficas se dividen en metapelitas provenientes de sedimentos cuarzo-aluminosos, facies de esquistos (anfíbolitas) con pliegues milimétricos (probablemente parte de textura primaria) y hornfels de hornblenda asociados a intrusiones jurásicas (Hurtado, 1999). Todas estas rocas corresponderían al Complejo Oriental definido por Gana (1981) y se les asigna tentativamente por tanto al período Carbonífero-Triásico (Hurtado, 1999).

Las rocas intrusivas corresponden en primer lugar a cuerpos plutónicos de tonalita de biotita – anfíbola, granitos de anfíbola – biotita y gabros cuarcíferos de anfíbola. Estos cuerpos son cortados por diques centimétricos de orientación NNO-SSE tanto pegmatíticos (feldespato potásico, cuarzo, muscovita, turmalina) como aplíticos, siendo interpretados como parte del mismo evento que las tonalitas, granitos y gabros (Gana *et al.*, 1996, citado en Hurtado, 1999). Dicho evento, por dataciones en la tonalita de biotita – anfíbola, correspondería al Jurásico Medio a Superior (161 – 150 Ma, K-Ar en biotita; Gana *et al.*, 1996, citado en Hurtado, 1999).

Un segundo grupo de rocas intrusivas está compuesto por diques de diorita, diorita cuarcífera y monzonitas cuarcíferas de anfíbola que cortan a la anterior unidad y son intruidos a su vez por los diques félsicos de granitoide. Presentan una orientación  $N50^{\circ}E$  y  $N60^{\circ}W$  y se encuentran cizallados por fallas  $N60^{\circ}W$ . Por relaciones de corte, estos diques se fechan en 161 – 157 Ma (Hurtado, 1999) correspondientes al Jurásico Superior (Oxfordiano).

Cortando a todas las unidades (157 – 151 Ma, K-Ar en mica blanca; Hurtado, 1999) se encuentran cuerpos de granito, granitos álcali feldespáticos y diques félsicos de granitoides (DFG en Hurtado, 1999), estos últimos compuestos por cuarzolitas, granitos ricos en cuarzo, cuarzo dioritas, granitos y granodioritas. Se presentan debido a alteración enriquecidos en cuarzo y muscovita, emplazándose en dirección N40°E a N60°E.

Las estructuras mayores de la zona corresponden a sets N50°W (con manteos entre 30° y 90° al S), N40°E, E – O y N – S (estos tres, subverticales). Las fallas NNO son cortadas por las fallas NNE extensionales y en algunos casos se presentan milonitas y foliaciones asociadas. En el área hay indicadores cinemáticos tanto de movimiento dextral como sinistral (Hurtado, 1999).

La mineralización se encuentra íntimamente ligada a los diques félsicos de granitoides (DFG) en forma de disseminación en ellos, así como en vetas (5 – 20 cm. de potencia) y vetillas de cuarzo. Las asociaciones minerales corresponderían a dos eventos, el primero de una fase inicial y que aportarían oro, mica blanca, cuarzo y posiblemente magnetita en forma de disseminación y vetilleo. Tras ésta vendría una fase hidrotermal de asociación pirita – oro – sericita – cuarzo en forma disseminada. El oro (0,001 – 35 ppm) se presenta mayormente en forma fina, incluido en la magnetita y en las interfases magnetita (hematita) – cuarzo y pirita – cuarzo, así como en forma de oro grueso relleno de cavidades. El granito álcali feldespático presenta mineralización de pirita disseminada pero de forma estéril para el oro (Hurtado, 1999) y las metapelitas, mineralización de hidróxidos de hierro, hematita, ilmenita, pirita y posiblemente magnetita en forma disseminada y en vetillas.

La alteración hipógena se presenta por tanto primordialmente como cuarzo-sericita afectando fuertemente a los diques DFG, y como cuarzo-sericita-turmalina-clorita a las metapelitas. Esta alteración y la mineralización asociada correspondería al Jurásico Tardío (156 – 151 ± 3,6 Ma, K-Ar en mica blanca, Hurtado, 1999). La alteración supérgena afecta fundamentalmente a las tonalitas y granitos jurásicos, así

como a las suturas de cuarzo en las vetas, en forma de una asociación de hematita, goethita y caolín, con menores contenidos de jarosita y jaspe.

La temperatura de formación de los cristales de cuarzo asociados a la fase inicial de mineralización se calculó que oscila entre 280,2 °C y 538 °C en base a inclusiones fluidas, con un valor medio de 415 °C. De la misma forma se obtuvo que la salinidad correspondiente a estas inclusiones variaba entre 8,7 y 17,5 % en peso de NaCl eq., con una media de 15 % en peso de NaCl eq. Además, los valores isotópicos de oxígeno (+11,06 ‰  $\delta^{18}\text{O}$ ) concuerdan con un aporte magmático o de caolinita proveniente de las metapelitas (Hurtado, 1999).

Estos datos indicarían por tanto un depósito de tipo orogénico mesozonal (Figura 11) para la mineralización con bajo aporte de aguas meteóricas, con un potencial mínimo de oro de 700.000 onzas (Hurtado, 1999).

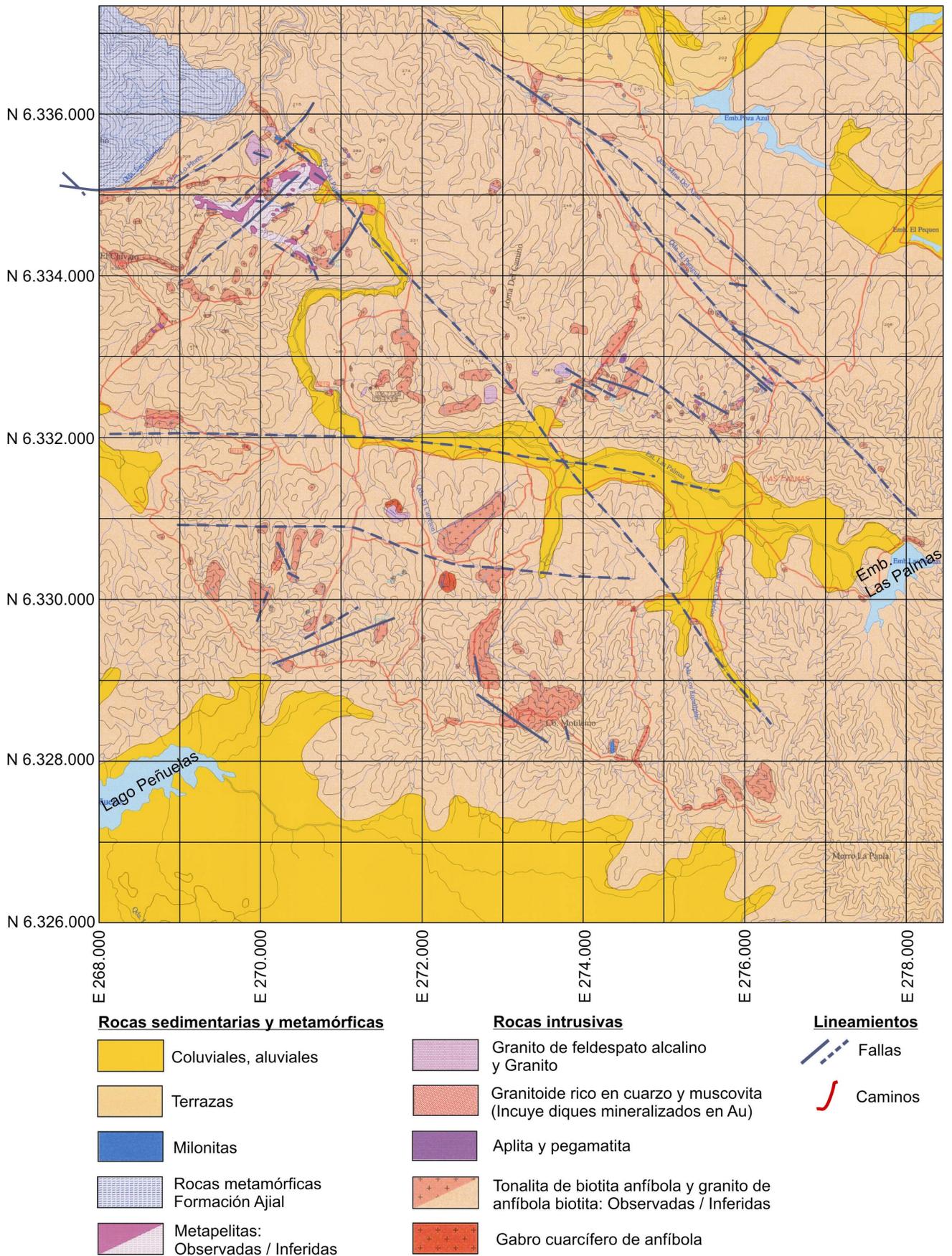


Figura 10: Mapa geológico del Distrito Antena. Modificado de Hurtado (1999)

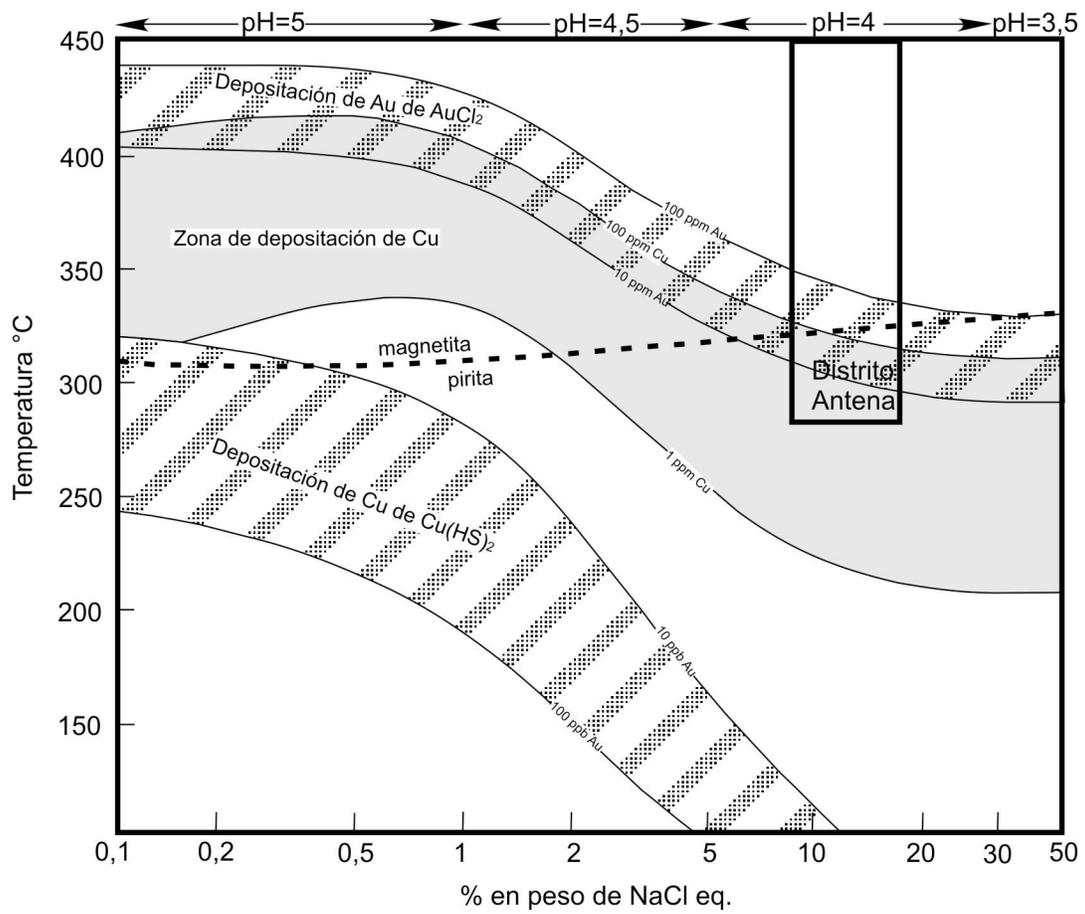


Figura 11: Salinidad y temperatura de formación de vetas de cuarzo – oro en Distrito Antena en base a datos de inclusiones fluidas representadas sobre gráfico de Davidson y Large (1994). Modificado de Hurtado (1999)

### **3.3 Caracterización de la franja y guías de exploración**

La mineralización de la franja jurásica se caracteriza en primer lugar por tener un fuerte control litológico y estructural. La roca caja corresponde a rocas plutónicas de composición variable y rocas metamórficas (metapelitas y metaintrusivos) del Paleozoico hasta el Jurásico.

Las litologías asociadas a los fluidos mineralizados corresponden a diques de unidades félsicas de grano fino a medio, los cuales presentan mineralización aurífera diseminada. Estos diques félsicos del Jurásico Tardío (Hurtado, 1999; Portus, 2007) y de direcciones NS a NE – SW se encuentran regionalmente asociados y cortando los plutones jurásicos allí donde éstos son intersectados por estructuras NS a NW – SE, a ambos lados del Megakink del Maipo.

El tipo primordial de mineralización es el tipo veta cuarzo – oro, con menores brechas hidrotermales, vetillas y diseminación. Estas vetas aparecen fuertemente ligadas a los diques félsicos, por lo normal con las mismas direcciones (NNE a NNW). La asociación mineral es de cuarzo – oro – magnetita – (pirita) con valores menores de cinabrio, oropimente, arsenopirita, rejalgam. La alteración es principalmente cuarzo – sericita (Hurtado, 1999; Portus, 2007).

Las temperaturas medidas en las inclusiones fluidas asociadas a vetas de cuarzo mineralizadas varían entre 170 y 538 ° C y sus salinidades entre 8,7 y 17,5 % en peso de NaCl eq. (Hurtado, 1999; Portus, 2007) indicando características de un yacimiento meso- a epizonal (Groves *et al.*, 1998).

De esta forma, se postula como factor primordial a tomar en cuenta para la exploración de yacimientos orogénicos del jurásico, la intersección de las fallas NS a NW – SE, asociadas a la formación del Megakink del Maipo, con los intrusivos jurásicos aflorantes (Figura 12). Dicha intersección es especialmente interesante donde estos intrusivos presenten asociada una fase de magmatismo félsico jurásico en

forma de diques. Por último, la correlación cronológica entre este pulso magmático mineralizado y la Fm. Horqueta hace posible la presencia de sistemas mineralizados de menor temperatura hacia el este de los plutones jurásicos, sobre las trazas de las fallas, y en niveles volcano-sedimentarios ubicados bajo dicha formación.

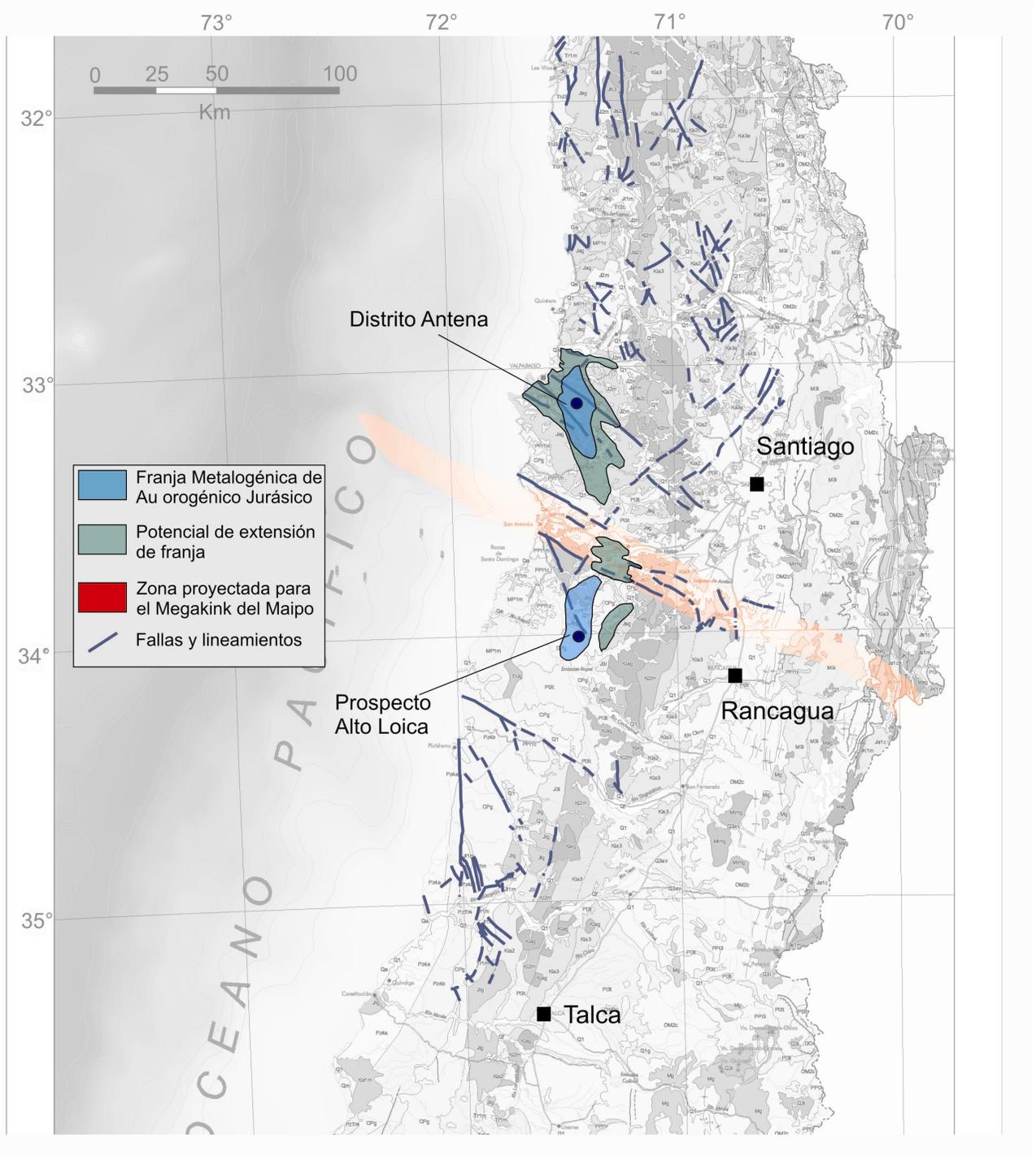
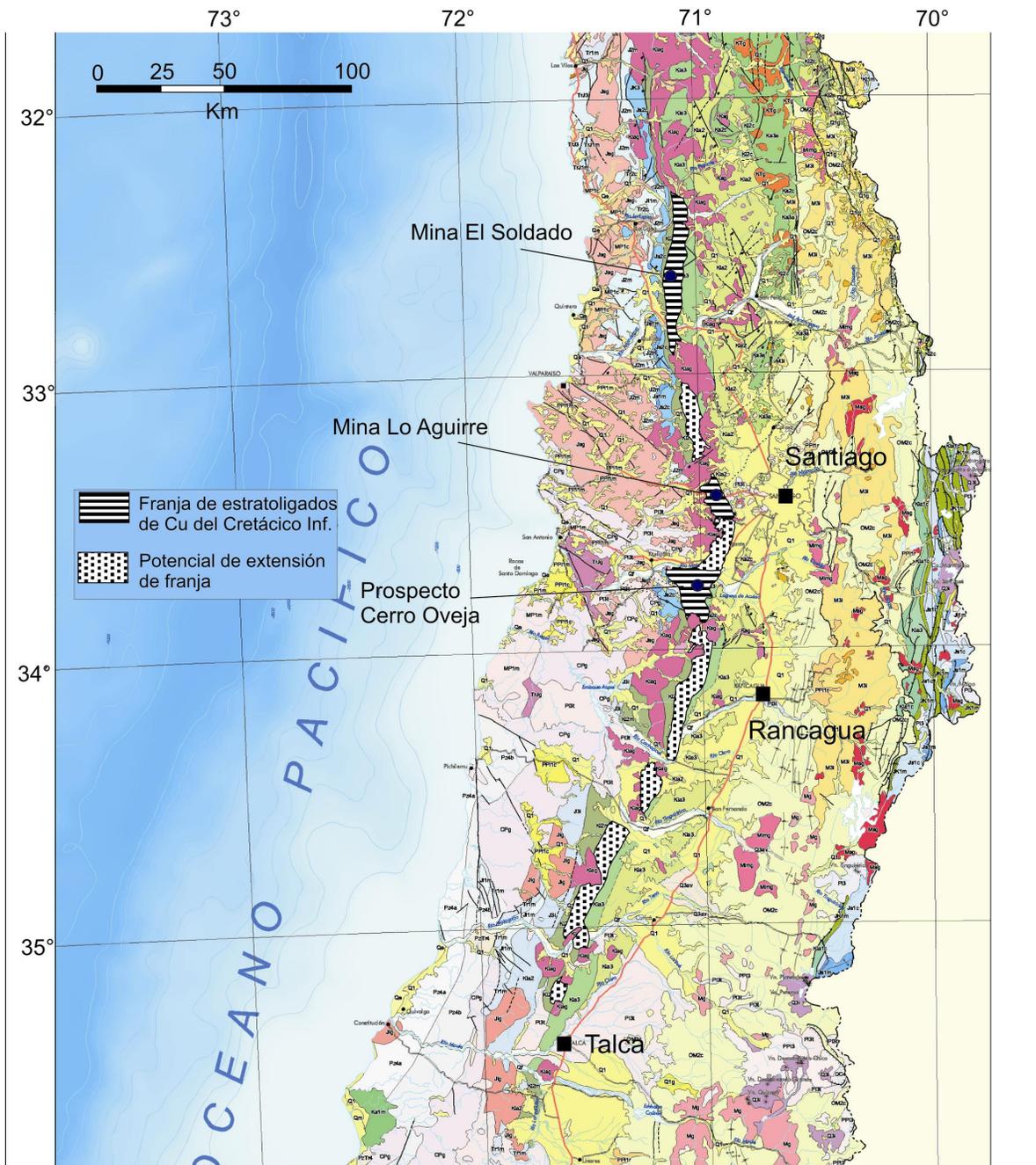


Figura 12: Franja metalogénica y su relación con el Megakink del Maipo.

#### **4. Franja de estratoligados de cobre del Cretácico Inferior, Chile Central**

La franja de yacimientos estratoligados de Cu del Cretácico Inferior se ubica en la zona comprendida entre los 32° 13' y 34° 00' de latitud sur y los 70° 50' y 71° 10' de longitud oeste (Figura 13). Se presenta a lo largo del contacto entre las Formaciones Lo Prado y Veta Negra que sigue un rumbo principalmente N – S a NNW – SSE al norte del Megakink del Maipo, mientras que al sur de éste se presenta con rumbo aproximado NNE – SSW. Si bien la franja contiene yacimientos reconocidos hasta el paralelo 34°, no se descarta que esta pueda proyectarse hasta más allá del paralelo 35° debido a las condiciones geológicas similares que se pueden identificar en dicha zona.

Los yacimientos en esta franja se denominan de tipo estratoligado por correlacionarse su disposición espacial fuertemente con niveles litológicos específicos, los cuales pueden ser seguidos por lo general de forma clara dentro del yacimiento, y que resultan ser una roca caja preferencial, aunque no necesariamente la única, para la mineralización.



**Unidades Estratigráficas**

**Cretácico Inferior - Cretácico Superior bajo**

- Fm. Las Chilcas (Cret. Inferior alto - Cret. Superior bajo)
- Fm. Veta Negra (Cretácico Inferior alto)
- Fm. Lo Prado (Berriasiano - Valanginiano)

**Intrusivos**

**Cretácico Inferior alto - Cretácico Superior bajo**

- Cretácico Temprano tardío - Cretácico Tardío temprano (123 - 85 Ma)

Figura 13: Franja de estratoligados de Cu del Cretácico Inferior de la Costa de Chile central. Se presentan formaciones relevantes para el emplazamiento de la mineralización. Modificado de Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).

## **4.1 Marco geológico de la franja**

En la franja se reconocen unidades pertenecientes al Cretácico, asignándose a esta época tanto las formaciones estratigráficas, como los cuerpos intrusivos. Dichas unidades formales, importantes para la formación de los yacimientos estratoligados de este período en la Cordillera de la Costa central, se describen a continuación, junto a la información estructural asociada.

### **4.1.1 Unidades estratigráficas**

Las unidades estratigráficas que afloran en la franja se disponen concordantemente (Charrier *et al.*, 2007) sobre las formaciones jurásicas definidas en el capítulo 3.1. De esta forma, las unidades principales que se presentan en esta franja (Figura 13) corresponden a las siguientes:

- a) Formación Lo Prado (Berriasiano – Valanginiano): en la zona no es claro si se dispone concordantemente o con discordancia angular sobre la Fm. Horqueta y unidades más antiguas (Charrier *et al.*, 2007). Pero se presenta con similar inclinación al E y rumbo aproximado N – S al norte del río Maipo, variando a NNE – SSW al sur de dicho río; esto coincide a escala regional con el rumbo e inclinación de las unidades jurásicas. La formación está compuesta por secuencias intercaladas continentales y marinas, representadas por lavas andesíticas y basálticas, tobas y brechas volcánicas, brechas sedimentarias, areniscas y calizas fosilíferas. Las unidades marinas se encuentran principalmente en la parte inferior de la secuencia, mientras que se intercalan hacia arriba con las rocas volcánicas bimodales, explicándose esta relación como parte de una cuenca de antearco (Charrier *et al.*, 2007). Wall *et al.* (1996) reconoce tres miembros:
  - i. Miembro Inferior: 1.970 metros de areniscas, areniscas calcáreas fosilíferas marinas, lutitas calcáreas, conglomerados y escasas intercalaciones de andesitas y dacitas.

- ii. Miembro Medio: formado por 2.150 metros de lavas, brechas y tobas de composición andesítica a riolítica, con intercalaciones sedimentarias. Aloja vetas de Cu, Au – Cu y Ag, así como mineralización estratiforme de Cu.
  - iii. Miembro Superior: constituido por 1.100 metros de calizas marinas, areniscas y conglomerados intercalados con potentes cuerpos de rocas volcánicas bimodales. Aloja mineralización vetiforme de Cu, Cu – Au y estratiforme de cobre.
- b) Formación Veta Negra (Cretácico Inferior alto): esta formación se dispone concordantemente sobre la Formación Lo Prado. Está formada por secuencias principalmente volcánicas y complejos subvolcánicos (SERNAGEOMIN, 2003), conformadas por andesitas ocoíticas, lavas andesíticas a riolíticas, brechas volcánicas y areniscas. Presenta intercalaciones menores de calizas, areniscas fosilíferas y filones andesíticos (Poblete, 2008) indicando su ambiente mayormente continental. Sobre esta formación se dispone concordantemente la Formación Las Chilcas y en algunas zonas la Formación Lo Valle (Charrier *et al.*, 2007).
- c) Formación Las Chilcas (Cretácico Inferior alto – Cretácico Superior bajo): está formada por 3.500 metros de secuencias sedimentarias y volcánicas. En específico se observan conglomerados gruesos aluviales, rocas piroclásticas y lavas andesíticas a basálticas (SERNAGEOMIN, 2003). Presenta intercalaciones lacustres, con cambios horizontales de facies, y localmente un grueso cuerpo calcáreo marino (Rivano, 1996; citado en Charrier *et al.*, 2007). La formación cubre concordantemente a la Formación Veta Negra y subyace a la Formación Lo Valle a través de un contacto que no está aún definido si es concordante o discordante, o incluso si corresponde a una interdigitación de formaciones (Charrier *et al.*, 2007). Lo que si pareciera es que la Formación Las Chilcas correspondería a una unidad de ambiente mayormente continental, compartiendo

cuenca con la Formación Polpaico, que sería de ambiente marino a lagunar y con la cual se intercala hacia el sur (Corvalán y Vergara, 1980).

Además de estas formaciones principales, en la zona delimitada por la franja se observan depósitos piroclásticos riolíticos del Pleistoceno, gravas, arenas y limos en cursos de ríos y terrazas, junto a otros depósitos aluviales y coluviales del Pleistoceno – Holoceno.

#### **4.1.2 Rocas intrusivas**

a) Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío temprano (123 – 85 Ma): Los intrusivos presentes en esta franja se disponen de forma paralela a las secuencias estratigráficas con orientación N – S al norte del Megakink del Maipo y NNE – SSW al sur de esta estructura. Afloran de forma segmentada en la parte este de la Cordillera de la Costa, intruyendo parcialmente a los plutones jurásicos (que se ubican más al oeste), así como a las formaciones jurásicas y preferentemente las cretácicas Fm. Lo Prado, Fm. Veta Negra y, en ocasiones, Fm. Las Chilcas. Estos plutones corresponden a un set calcoalcalino rico en potasio (Parada *et al.*, 2007) representado por dioritas y monzodioritas de piroxeno y hornblenda, granodioritas, monzogranitos de hornblenda y biotita, y gabros (SERNAGEOMIN, 2003, Parada *et al.*, 2007).

Aparte de estos intrusivos, en el borde oeste de la franja se encuentran los intrusivos jurásicos descritos en el capítulo 3.1.2. Ningún otro cuerpo de intrusivos puede ser considerado dentro de esta franja, pues los intrusivos del Cretácico Tardío – Terciario se encuentran demasiado al oeste y alejado de los yacimientos como para tener una incidencia en la formación de ellos, además de pertenecer a una época geológica posterior.

### 4.1.3 Estructuras

Nuevamente, la estructura más importante a destacar en esta franja es el Megakink del Maipo y las estructuras subsidiarias asociadas. Las formaciones jurásicas y cretácicas son cortadas por estas estructuras NW – SE entre los 33° y 34° y al menos dos de los yacimientos estratoligados reconocidos (Lo Aguirre y Cerro Oveja) se encuentran cercanos a las trazas proyectadas de dichas estructuras mayores.

Otro rasgo estructural importante de tener en cuenta en la zona es el contacto entre las formaciones Lo Prado y Veta Negra, con disposición N – S a NNW – SSE al norte del *megakink* y N – S a NNE – SSW al sur. Si bien no es una estructura tectónica, esta zona de interfase estratigráfica contiene el total de yacimientos observados, indicando niveles litológicos preferentes para el emplazamiento de la mineralización. Es más, dicha disposición coincide aproximadamente con los controles estructurales de la mineralización dentro de los yacimientos, los cuales son N – S a NNW – SSE en El Soldado, NW – SE a E – W en Lo Aguirre y N – S a NNE – SSW en el Prospecto Cerro Oveja (Wilson *et al.*, 2003; Saric *et al.*, 2003; Surján, 2009). Además, en el caso de El Soldado se observa que dichas estructuras son perpendiculares a la estratigrafía indicando un posible origen normal de ellas previo al basculamiento y deformación general de la zona. (Figura 15).

El rumbo de la estratificación Cretácica es por tanto aproximadamente N – S que se vuelve NNW – SSE al acercarse al Megakink del Maipo. Al sur de esta estructura el rumbo de la estratificación se dobla debido a aquella, haciéndose NNE – SSW. Los manteos presentan inclinaciones diversas y son regionalmente al E o con variaciones al NE o SE.

## **4.2 Descripción de yacimientos y distritos**

Los yacimientos reconocidos en la franja metalífera del cretácico inferior, en la Cordillera de la Costa de Chile central, se caracteriza por presentar un importante control estratigráfico, con niveles específicos donde encaja la mineralización de cobre, clasificándose como de estilo estratoligado. Dichos yacimientos reconocidos corresponden a los siguientes:

### **4.2.1 El Soldado**

La Mina El Soldado se encuentra ubicada a 132 Km. al norte de Santiago, en la comuna de Nogales, V región de Valparaíso (32° 38' S 71° 06' W).

Las rocas presentes en el área de la mina corresponden a rocas volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior, compuestas por lavas y cuerpos subvolcánicos bimodales (ríodacitas y basaltos calcoalcalinos) intercalados con lutitas carbonatadas marinas y areniscas volcanoclásticas del Miembro Superior de la Formación Lo Prado (Zentilli *et al.*, 2009). Estas rocas subyacen a andesitas ocoíticas y brechas andesíticas de la continental Formación Veta Negra (Wilson *et al.*, 2003).

La mineralización aparece fuertemente controlada por estructuras N – S a NNW – SSE y manteos al W (Figura 14), sobre todo donde los sistemas de fallas N – S, E – W y NW – SE se intersectan. Las estructuras se habrían formado dentro de un *jog* de dilatación sinistral activo durante el Cretácico (Zentilli *et al.*, 2009). Estas estructuras funcionaron como conductos mineralizadores en un primer lugar, pero tras su reactivación cortan la continuidad de los niveles mineralizados formando clusters (Maksaev *et al.*, 2007). A pesar de este fuerte control estructural y algunas vetas ajenas a él, la mineralización se considera en general estratoligada (Figura 15), pues son los niveles de riodacita y, en menor cuantía los basaltos pertenecientes al Miembro Superior de la Formación Lo Prado, los que al comportarse de forma permeable permiten la formación del depósito (Wilson *et al.*, 2003). Estos niveles

presentan mineralización de tipo diseminado, en vetillas y rellenando espacios primarios y secundarios (Maksaev *et al.*, 2007).

La asociación mineral presente aparece zonada desde el centro de las estructuras, encontrándose en primer lugar una asociación calcosina – hematita – (bornita), seguida de una zona de bornita – calcopirita y en el exterior una de calcopirita – pirita (Wilson *et al.*, 2003). Dichas zonas han sido lixiviadas a través de las mismas fallas, presentando parcialmente la misma disposición de arriba a abajo, con zonas menores de minerales oxidados de cobre y mixtos. Minerales de ganga asociados a la mineralización corresponden a pirita, hematita, calcita, clorita, albita, microclina, bitumen y menor esfalerita, galena y arsenopirita.

Se observan abundantes minerales de alteración hidrotermal asociados como calcita, albita, microclina – ortoclasa y menores cuarzo, epidota, titanita, rutilo, muscovita y arcillas, relacionados nuevamente a las estructuras y a los contornos de los cuerpos mineralizados (Wilson *et al.*, 2003).

El origen de la mineralización es aún tema de controversia (Maksaev *et al.* 2007), pero algunas publicaciones (Wilson *et al.*, 2003, Zentilli *et al.*, 2009) proponen un sistema en dos fases: la primera consistiría en un proceso de diagénesis bacteriana a baja temperatura (< 90 °C) de petróleo generado en la cuenca, de donde se obtendría un halo general de pirita framboidal y coliforme junto a pirobitumen. El segundo paso correspondería a la adición posterior de fluidos hidrotermales que reemplazarían la pirita por sulfuros de cobre debido al metamorfismo regional producto de las intrusiones del Cretácico Inferior, siendo ésta la fecha estimada para el depósito ( $103 \pm 1,3$  Ma,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en feldespatos potásicos; Wilson *et al.*, 2003).

Los datos de ley entregados indican que el yacimiento presenta 200 millones de toneladas con ley promedio de 1,35% de cobre (Boric *et al.*, 2002, citado en Wilson *et al.*, 2003).

Análisis de inclusiones fluidas entregan una temperatura de homogeneización para la mineralización entre 300 y 350 °C (Wilson *et al.*, 2003) y 30 – 40 % en peso de NaCl eq. (Holmgren, 1987, citado en Makshev *et al.*, 2007). Wilson *et al.* (2003), además, incluyen una profundidad de emplazamiento de 5.000 metros bajo la paleosuperficie para este yacimiento estratoligado.

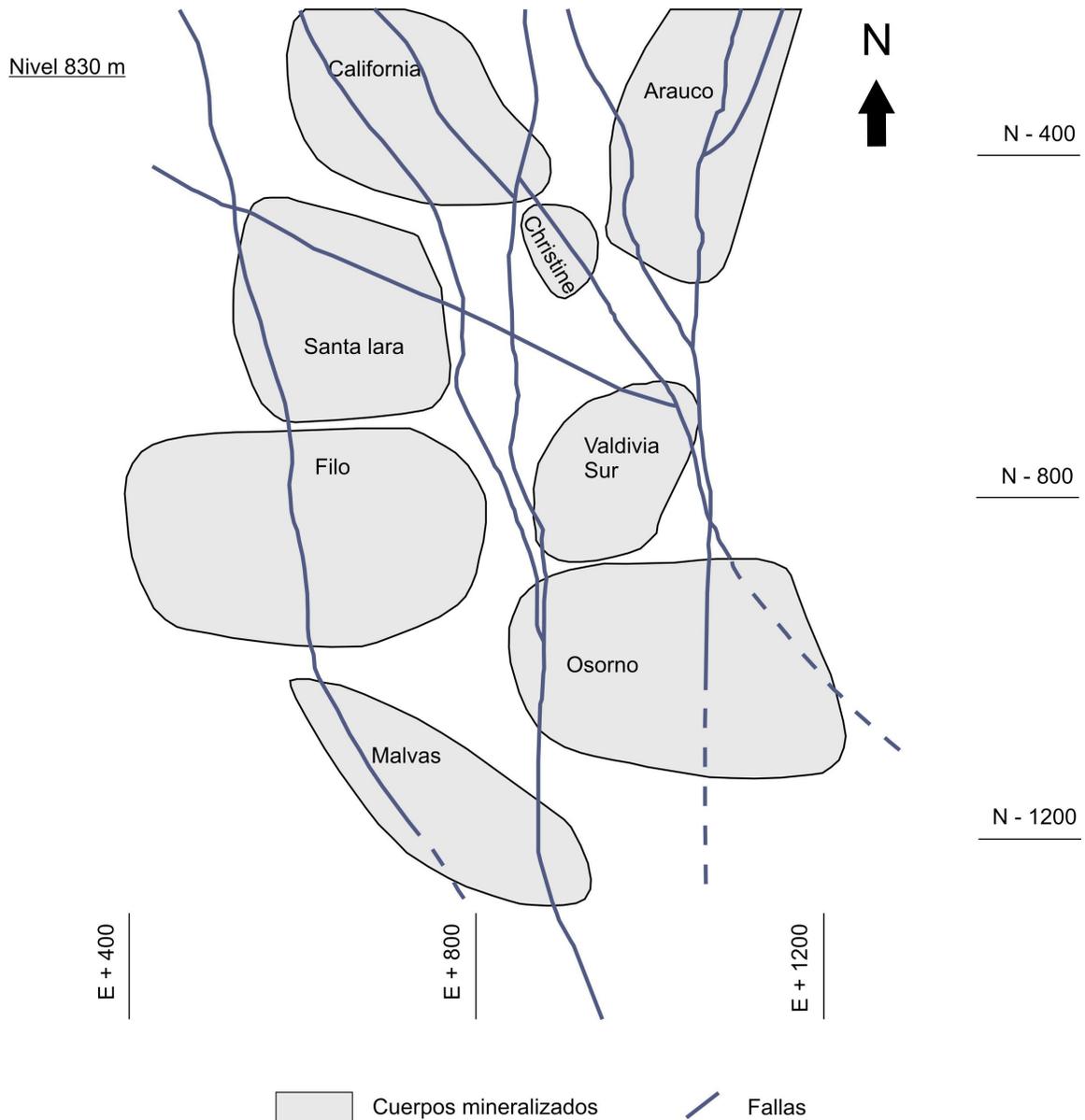


Figura 14: Planta en cota 830 m.s.n.m. mostrando los cuerpos mineralizados en El Soldado y su relación espacial con estructuras N – S y NNW – SSE. Se utilizan coordenadas de mina. Modificado de Wilson *et al.* (2003).

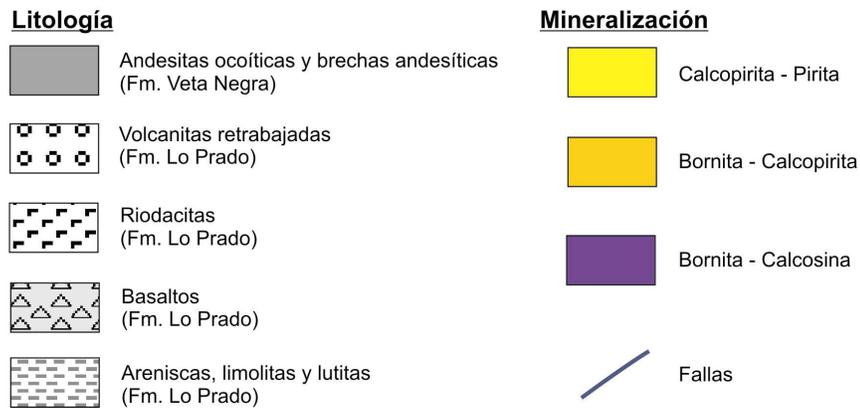
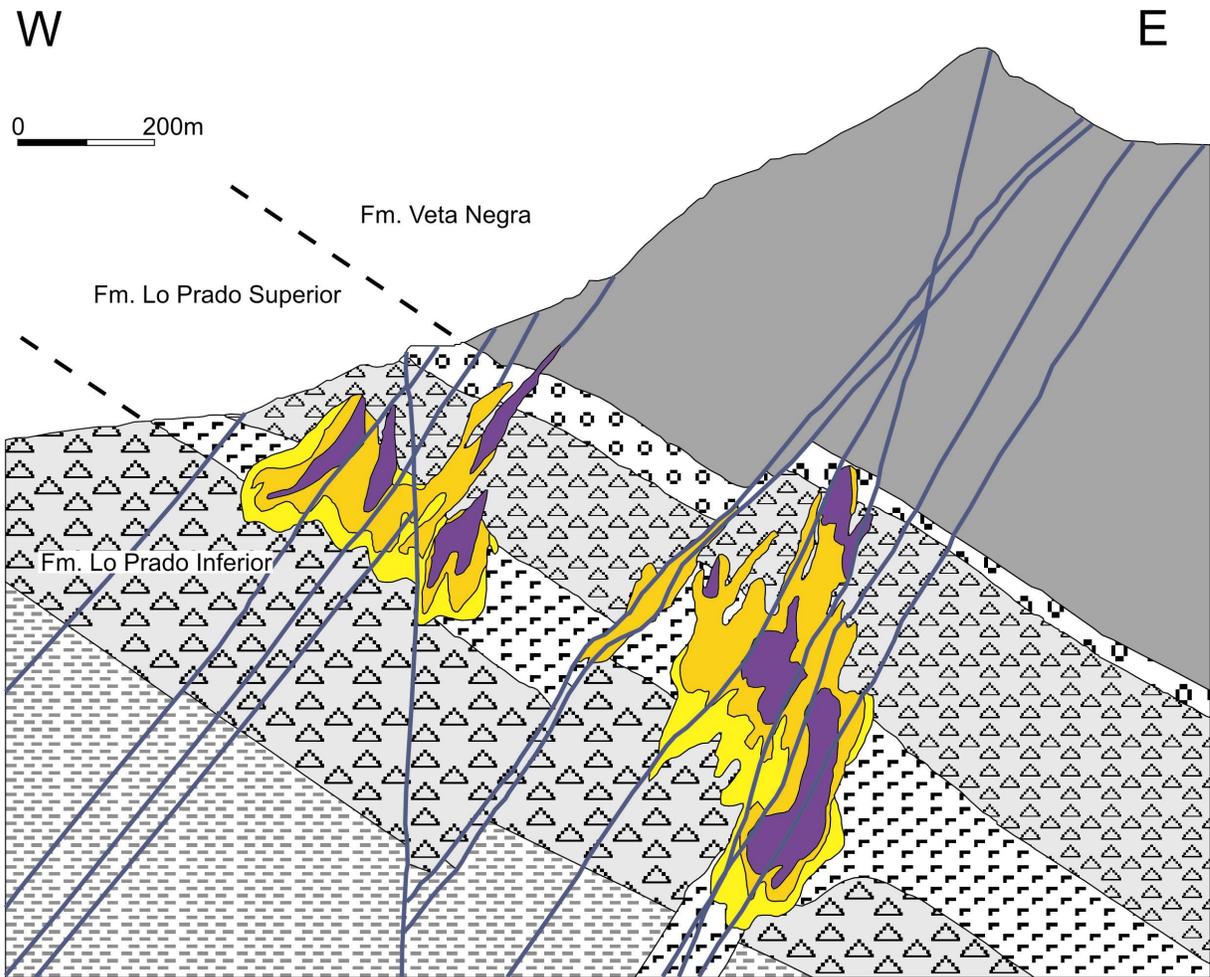


Figura 15: Sección en Mina El Soldado que muestra la correlación estratigráfica y estructural de la mineralización. Cuerpos Filo (izquierda) y Valdivia Sur (derecha). Modificado de Wilson *et al.* (2003).

#### **4.2.2 Lo Aguirre**

Ubicado a 22 Km. al oeste de Santiago, el Yacimiento de Lo Aguirre se encuentra alojado en la Región Metropolitana, a un costado de la carretera que une Santiago con Valparaíso (33° 26' S 70° 55' W).

Las unidades aflorantes en el área corresponden en primer lugar a rocas volcánicas intermedias a ácidas con intercalaciones sedimentarias, compuestas principalmente por andesitas, dacitas, riolitas, tobas, brechas y areniscas de contactos difusos. Dichos niveles se presentan con un rumbo aproximado de N10°W a N20°W con manteo de 70° al E siguiendo la disposición homoclinal general de las rocas de la Cordillera de la Costa. En base a la geología regional (Figura 16) Saric *et al.* (2003) asignó estas capas al Miembro Purehue de la Formación Veta Negra (Cretácico Inferior). Hacia el sur del yacimiento se encuentra un paquete de tobas y areniscas bien estratificadas asignadas a la Formación Lo Prado (Cretácico Inferior).

Las rocas intrusivas en el yacimiento corresponden a un *stock* diorítico estéril ubicado en el extremo NW, y a diques y *sills* andesíticos post-minerales de hasta 8 metros de potencia y direcciones N – S a NE – SW.

La expresión estructural en la mina no es clara, pero se logra distinguir un sistema polifásico N45°W a E – W con manteo 45° - 60° al sur y que corta al yacimiento. Este sistema no parece conformar conductos mineralizadores. Además se encuentran estructuras menores con direcciones NS a NNE-SSW y N40°E que dislocan y segmentan el yacimiento de forma local (Saric *et al.*, 2003).

La mineralización cuprífera del yacimiento se encuentra asociada a las unidades volcánicas ácidas del nivel inferior de la Fm. Veta Negra, como dacitas porfídicas, riolitas porfídicas o fluidales y brechas dacíticas y riolíticas de características laháricas y con contenidos de K<sub>2</sub>O cercanos al 10% (Saric *et al.*, 2003). También aparece asociada al contacto con la diorita estéril.

La mineralización se aloja según una faja de dirección aproximada NNW – NW, coincidente con la estratificación regional. Se produce de forma diseminada, rellenando vesículas y fracturas, en vetillas post litología y reemplazando fenocristales. La mineralización de sulfuros de cobre corresponde a bornita, calcosina y calcopirita con escasa covelina, digenita y trazas de pirita. Se encuentra zonada en halos concéntricos, con mayores contenidos de cobre en el centro de los cuerpos y en la parte superior del yacimiento. Siguiendo este orden, las sucesivas asociaciones corresponden en un primer lugar a bornita – calcosina, seguido de bornita – calcopirita, pirita – calcopirita y finalmente en el exterior y en profundidad, pirita (Saric *et al.*, 2003). La gradación vertical se debería al proceso supérgeno que genera así mismo un perfil de oxidación, con minerales de malaquita y crisocola (junto a cuprita y azurita subordinada) que gradan a través de una zona de mixtos en la zona de sulfuros.

Los minerales de ganga son principalmente cuarzo y calcita, junto a menores cantidades de clorita, sericita, arcillas y albita. De esta forma se conforman varias franjas de alteración, siendo la asociación cuarzo – calcita – clorita la predominante en la zona superior del yacimiento dentro de las andesitas, con presencia de especularita fina diseminada (Figura 17). En la zona media, aquella propiamente mineralizada, la alteración corresponde a una de tipo cuarzo – albita – sericita en forma de vetillas y fracturas. Finalmente, en la parte inferior del yacimiento la alteración masiva de clorita – arcilla borra la textura de la roca, apreciándose en algunas zonas más frescas trazas de pirita – sericita diseminada (Saric *et al.*, 2003).

Según Saric *et al.* (2003) no existe un control estructural evidente para la mineralización, pues todas las fallas detectadas se han interpretado como postminerales, pero no descarta que haya habido fallamiento premineral, cuya evidencia haya sido borrada en terreno. De todas formas plantea la opción de que los fluidos ricos en cobre hayan ascendido por estructuras y se hayan depositado allí

donde éstas cruzan un frente de reducción-oxidación pre-existente estratigráfico, asociados a los lentes laháricos (Figura 18).

La datación realizada por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en albita de rocas mineralizadas entrega una edad de  $102 \pm 5$  Ma (Maksaev y Zentilli, 2002; citado en Saric *et al.*, 2003), que podría correlacionarse con el emplazamiento de batolitos del Cretácico Inferior al noreste y sureste del igualmente estratoligado yacimiento de El Soldado (Maksaev *et al.*, 2007).

Hasta su cierre en el año 2000, del yacimiento se extrajo un estimado de 19 millones de toneladas con ley promedio de 1,66% de cobre.

El análisis de inclusiones fluidas entrega una variación muy grande en la salinidad de las muestras (1,5 a 34 % en peso de NaCl eq.) que se interpreta como posibles mezclas de fluidos (Saric *et al.*, 2003). De igual forma, las temperaturas de homogeneización varían entre los 140 y 240 °C, representando la temperatura mínima de atrape.

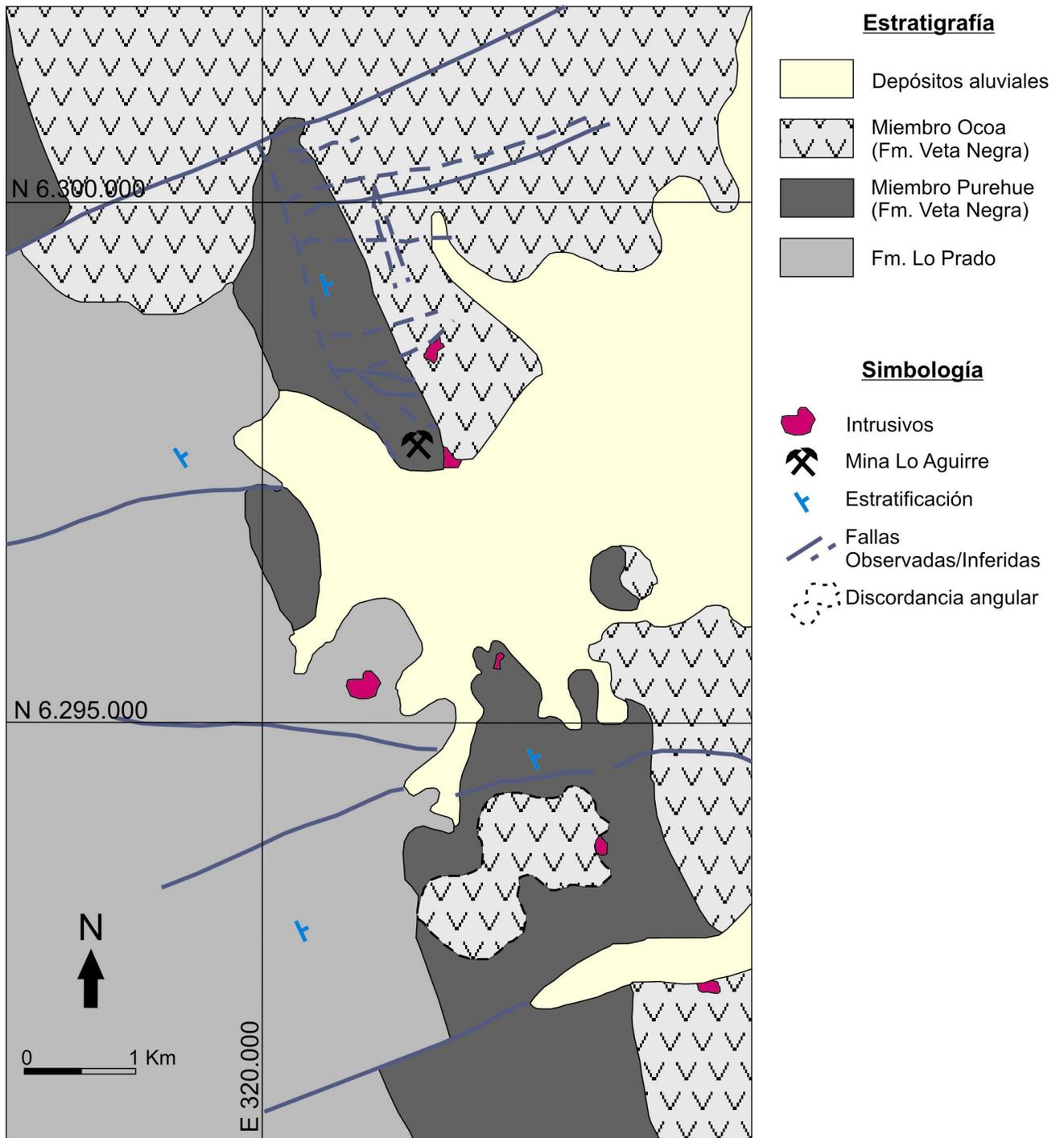


Figura 16: Geología distrital de la Mina Lo Aguirre, donde se muestra su ubicación dentro del Miembro Purehue de la Fm. Veta Negra, en las inmediaciones de la Fm. Lo Prado. Modificado de Saric *et al.* (2003).

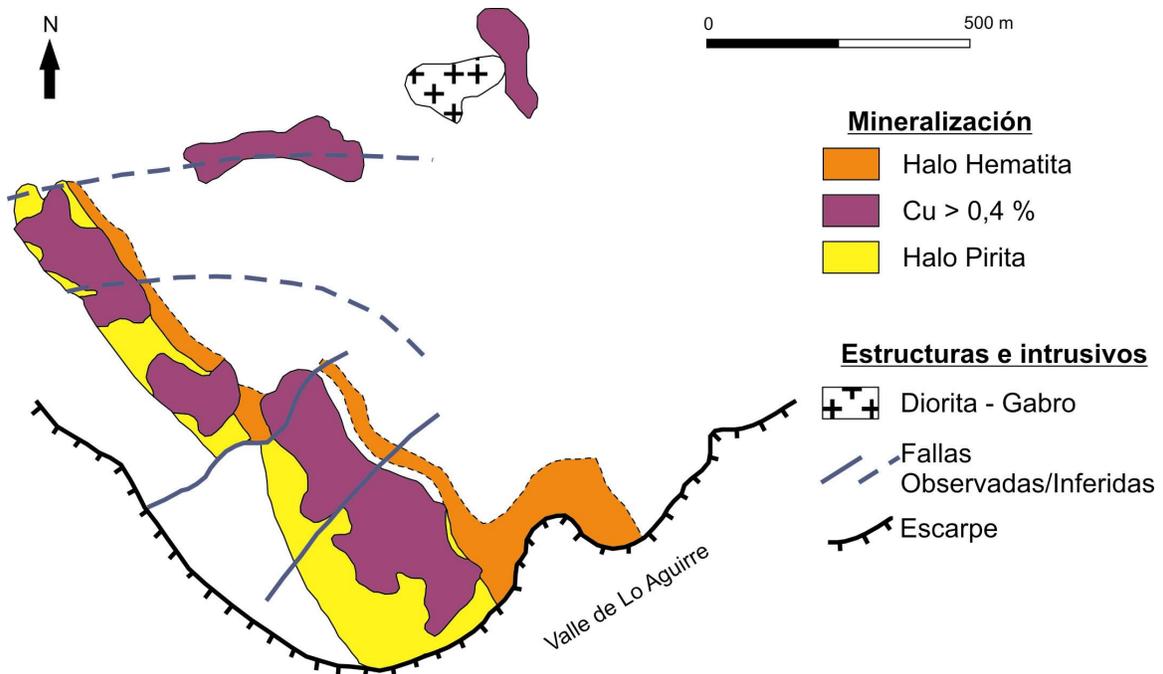


Figura 17: Mineralización esquemática en superficie dentro de las rocas volcánicas de la Mina Lo Aguirre. En el techo del yacimiento se observa un halo de especularita fina diseminada, mientras que en la base el halo es de pirita. Modificado de Saric *et al.* (2003).

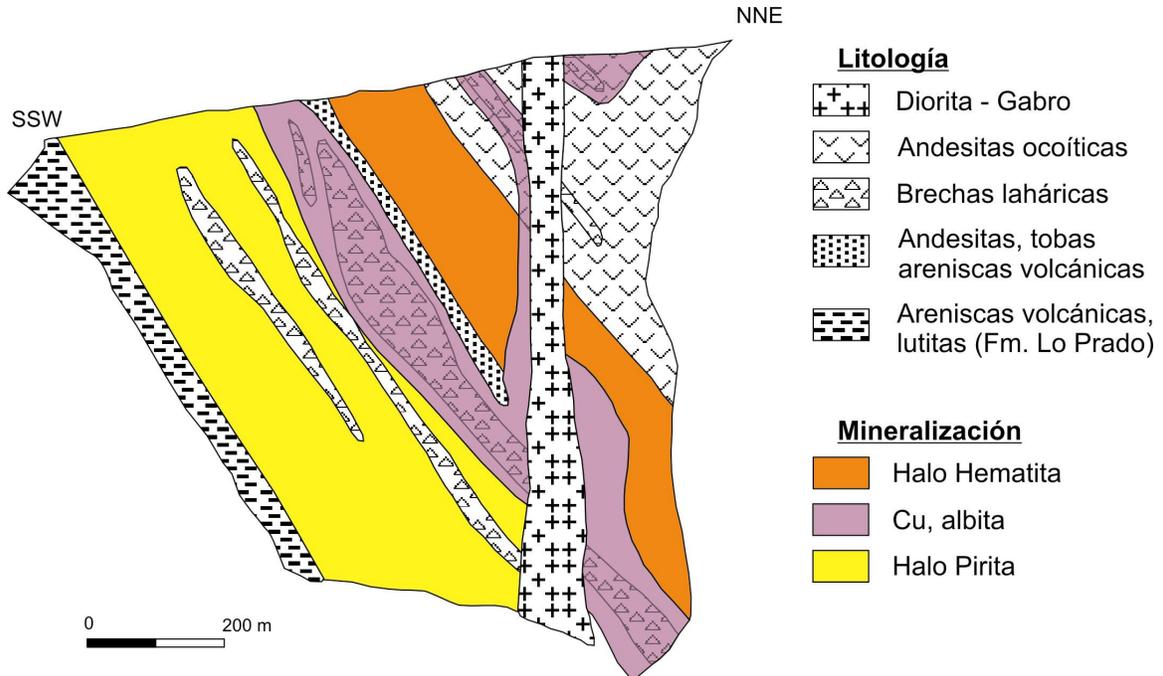


Figura 18: Sección de perfil mostrando la mineralización esquemática de la Mina Lo Aguirre. La mineralización de cobre se encaja en brechas laháricas tras ascender por estructuras y encontrarse un frente estratigráfico pre-existente de reducción-oxidación. Modificado de Saric *et al.* (2003).

### **4.2.3 Prospecto Cerro Oveja**

El Prospecto Cerro Oveja se encuentra ubicado en la Región Metropolitana, inmediatamente al SSE del poblado de San Antonio de Naltagua y a 77 Km. aproximadamente al SW de Santiago (33° 46' S 71° 01' W).

Las rocas aflorantes en la zona del prospecto son identificadas como rocas volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior, correspondientes a intercalaciones de andesitas afaníticas, cuarzo andesitas, calizas y limolitas del Miembro Superior de la Formación Lo Prado, en una secuencia homoclinal de rumbo aproximado N – S a NE – SW y manteo de 25° - 35° al este (Surján, 2009). Dichas rocas presentan regionalmente un metamorfismo de bajo grado. Si bien Surján (2009) indica la presencia de una unidad litológica que llama “Brechas Ígneo-Hidrotermales” asociada con sistemas de pipas y brechas hidrotermales, dicha “litología” correspondería realmente a mineralización de tipo manto que encaja en niveles de brechas volcánicas (Figura 19) de la Formación Lo Prado (Palacios, 2010, com. oral.).

Sin aparentes fallas regionales aflorando, la estructura más importante del sector corresponde a una de rumbo N80°W y manteo 45° al este que está asociada al contacto entre la roca de caja y la inyección hidrotermal que ostenta la mineralización. Este mismo emplazamiento también parece asociado a un set de estructuras mayormente subverticales de orientación variable entre N – S y N30°E (Surján, 2009). Sin embargo es notorio que el Prospecto Cerro Oveja se encuentra en la traza de las fallas regionales NW – SE asociadas al Megakink del Maipo, por lo que es posible que dicha estructura haya tenido una alta incidencia en la formación del yacimiento a pesar de no haber sido reconocida en el sector.

La mineralización, como se mencionó anteriormente, correspondería principalmente a mantos, así como brechas hidrotermales, vetillas y diseminación en la roca caja permeable y frágil, especialmente en las secuencias calcáreas. El evento mineralizador hipógeno se presenta en las calizas en forma de sulfuros de cobre y

hierro (calcopirita, pirita y menos bornita), depositados en vetillas cerca del contacto con las brechas hidrotermales y, en menor cuantía, diseminados. Esta mineralización está asociada a alteración del tipo de cuarzo secundario, calcita recristalizada y epidota en la interfase caliza – brechas. Surján (2009) infiere una edad Cretácica Temprana por contactos para la mineralización.

Dentro de los mantos, la asociación mineral hidrotermal corresponde a calcopirita y bornita anhedrales, parcialmente reemplazados por digenita y calcosina. La alteración de la matriz es en parte potásica y se observa calcita penetrativa en el contacto con las calizas, junto a algunas vetillas de turmalina. Dicha alteración se diferencia de la correspondiente a los clastos, los cuales presentan alteración mayormente propilitica asociada al metamorfismo regional (Surján, 2009).

El prospecto presenta además un leve evento de mineralización supérgeno correspondiente a oxidación de los sulfuros de cobre a malaquita, crisocola y azurita, así como sulfuros secundarios (calcosina), preferentemente en los mantos, y asociados a alteración en forma de óxidos e hidróxidos de Fe – Mn.

Las leyes económicas del prospecto difieren para los distintos cuerpos. Surján (2009) estimó para los mantos en brecha volcánica y brechas hidrotermales asociadas de 34,8 millones de toneladas de roca con mineralización de 1,07% de cobre y 11 ppm de plata. Para las calizas en cambio, consideró 270 mil toneladas por cada nivel mineralizado con leyes de 3,7% de cobre y 26,4 ppm de plata.

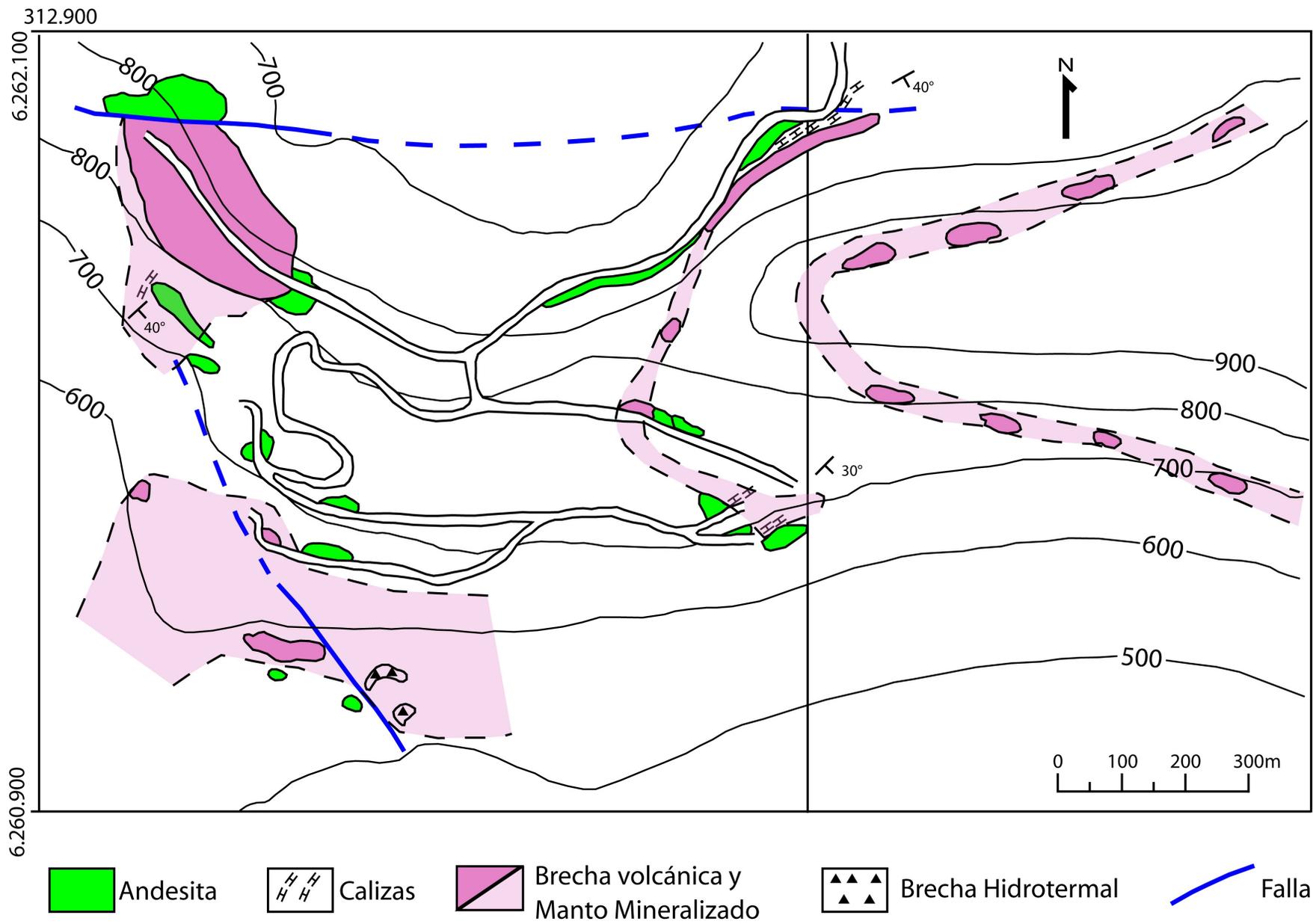


Figura 19: Mapa de Proyecto Cerro Oveja modificado de Surján (2009) y de Palacios (com. oral, 2010).

### **4.3 Caracterización de la franja y guías de exploración**

La franja de estratoligados del Cretácico Inferior presenta, ante todo, un fuerte control estratigráfico. Los yacimientos identificados se encuentran todos asociados a la zona de interfase entre la Formación Lo Prado y la Formación Veta Negra, siguiendo una orientación N – S y NNW – SSE, la cual cambia a NNE – SSW, al girar las formaciones al sur del Megakink del Maipo.

Para más precisión, los yacimientos se encuentran encajados en rocas volcánicas ácidas (riodacitas, dacitas, riolitas y brechas volcánicas) así como calizas del Miembro Superior de la Formación Lo Prado y del Miembro Purehue de la Formación Veta Negra. De esta forma, los fluidos hidrotermales llevados por estructuras alimentadoras, se congregan en niveles específicos preferenciales (rocas volcánicas félsicas y sedimentarias carbonatadas), depositando la mineralización cuprífera en forma de brechas hidrotermales, vetillas y diseminación dentro de los estratos. Además, la cercana disposición de los yacimientos dentro de la columna estratigráfica, pareciera indicar una similar profundidad de emplazamiento para la mineralización (5.000 m para El Soldado, según Wilson *et al.* (2003)).

Las estructuras alimentadoras aparentemente se alinean de forma paralela al rumbo general de las formaciones (N – S variando a NNW – SSE y NNE – SSW) y perpendiculares a sus manteos, indicando que son fallas extensionales, posiblemente asociadas a los mismos conductos volcánicos que generaron las unidades de roca caja.

La asociación mineral se caracteriza por presentar zonaciones en los mantos y estructuras mineralizadas, con núcleos de calcosina – bornita, seguidos de halos concéntricos de bornita – calcopirita, calcopirita – pirita y pirita, los cuales pueden presentar leves perfiles de oxidación. Minerales de ganga asociados son la hematita, calcita, cuarzo, albita y en algunos casos microclina, esfalerita, galena, arsenopirita y bitumen. La alteración hidrotermal es principalmente potásica en los núcleos

mineralizados, variando a cuarzo-sericítica en los bordes de las estructuras y con alteración propilítica en el contacto con la caja que se confunde con la alteración regional.

Dado que la franja pareciera estar acotada a la presencia del contacto entre las formaciones Lo Prado y Veta Negra, y en segundo lugar a la existencia de posibles estructuras profundas que intercepten estas formaciones, se debiera de dejar fuera de la franja las zonas en las que los intrusivos cretácicos rompen la continuidad estratigráfica de los afloramientos. Estas zonas, de poseer mineralización, no sería de estilo estratoligado, pues no existirían los niveles estratigráficos preferentes, necesarias para este tipo de yacimientos, probablemente por haberse ya erosionado debido a un alzamiento tectónico.

Lo anterior no excluye la importancia de los intrusivos cretácicos en la formación de los yacimientos estratoligados de esta franja. Ya sea por aporte directo de fluidos magmáticos o por el metamorfismo de sedimentos y removilización de metales (Zentilli *et al.*, 2009), el *input* térmico que significaron estos cuerpos los pone como candidatos obvios para la generación de los yacimientos.

De esta forma, la búsqueda de nuevos cuerpos mineralizados de este tipo debiera restringirse a las zonas donde la cuenca cretácica aún se preserva, idealmente en lugares que conecten a través de estructuras los niveles estratificados con los plutones en subsuperficie o ligeramente aflorantes (Figura 20). Estas características se dan en la zona de la franja, la cual definimos hasta el paralelo 34° de latitud sur. Sin embargo, al sur de éste, las rocas estratificadas de la cuenca cretácica adquieren una mayor continuidad y disminuyen los intrusivos aflorantes. Esto podría indicar la existencia de yacimientos preservados a mayor profundidad, debido a una menor erosión de la cuenca, pero también una disminución real de intrusivos cretácicos, y del consiguiente *input* térmico necesario. No se perciben tampoco grandes fallas reactivadas que corten la secuencia cretácica a nivel regional (SERNAGEOMIN, 2003), lo que impediría el ascenso de fluidos. Pero por otro lado, la presencia de los

niveles volcánicos de las formaciones cretácicas implica que dichas estructuras debieron de existir y haber estado activas durante su formación, a fin de conducir la extrusión. De esta forma creemos que dicha zona tiene potencial para la existencia de yacimientos estratoligados de cobre, aunque claramente se necesita mayor investigación para constatarlo.

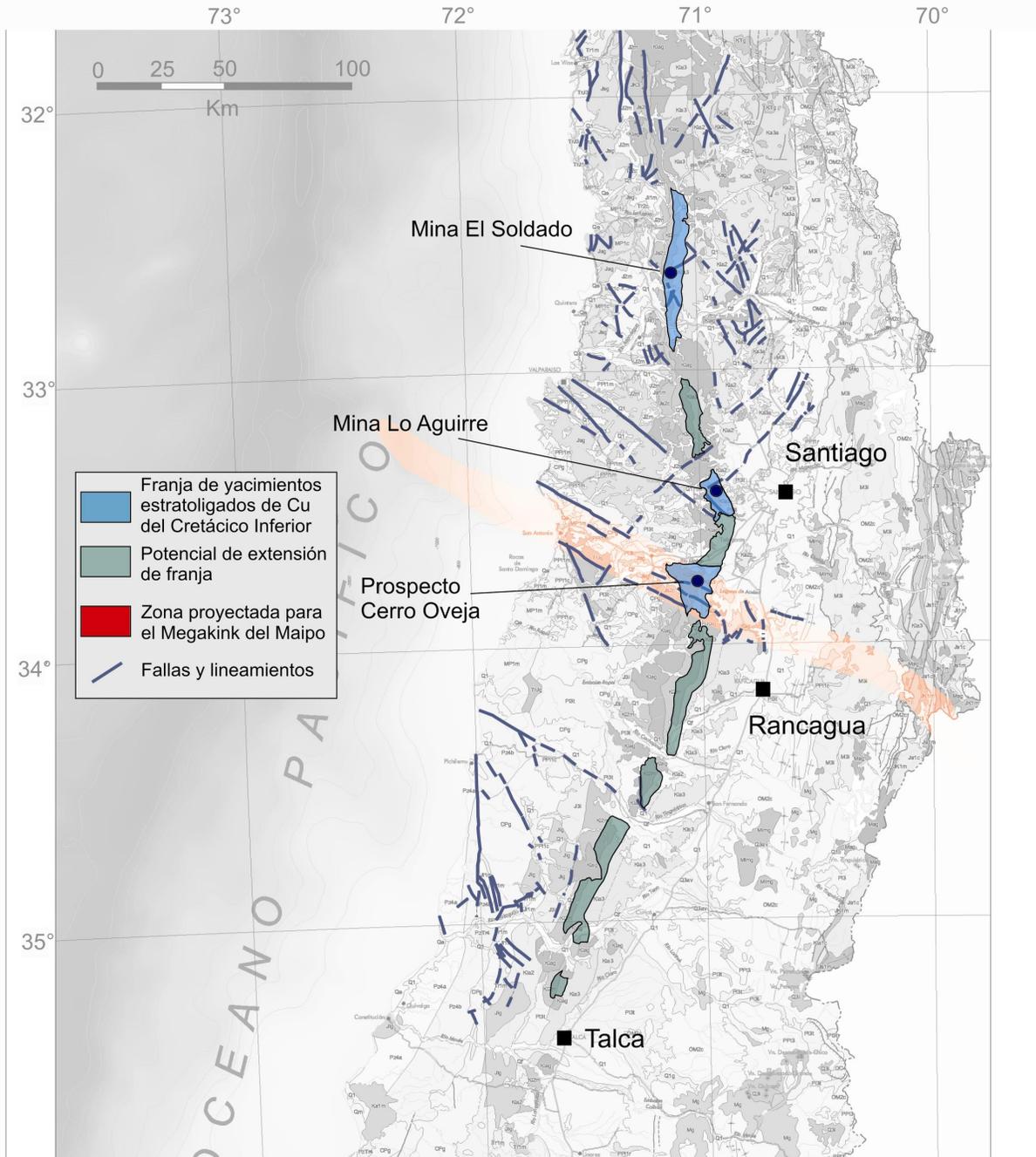


Figura 20: Franja metalogénica de yacimientos estratoligados de Cu del Cretácico Inferior.

## **5. Franja de vetas polimetálicas epitermales y mesozonales del Cretácico Superior, Chile Central**

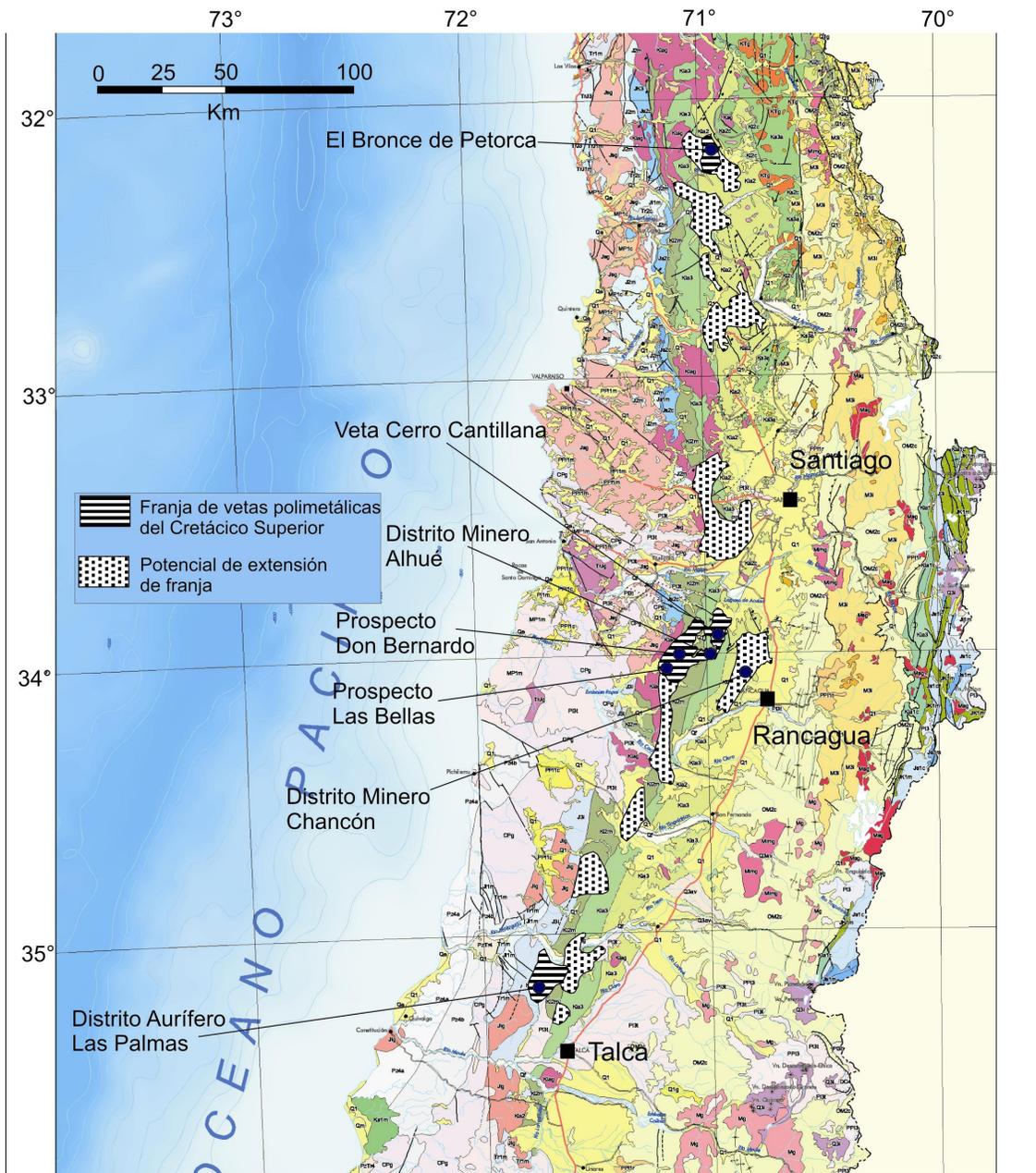
La franja metalogénica del Cretácico Superior en la Cordillera de la Costa de Chile central está caracterizada por corresponder a sistemas de vetas de cuarzo – sulfuros – sulfosales y brechas hidrotermales polimetálicas (Au – Cu, Au – Ag) epitermales y mesozonales.

Los yacimientos que aquí se describen están controlados fuertemente por estructuras subverticales y rocas asociadas a conductos y calderas de complejos volcánicos del Cretácico Superior, así como a niveles inferiores cerca de los *stocks* de la base del mismo arco volcánico. La roca caja es variable, predominantemente del Cretácico Inferior, aunque con ejemplos que van del Jurásico hasta la parte baja del Cretácico Superior.

La franja no se reconoce a priori de forma continua y sólo se puede definir intermitentemente entre los 32° y los 35° 20' de latitud sur, con una zona más clara y estudiada entorno a los 34°, donde se concentran la mayoría de los yacimientos y distritos aquí reseñados. Sin embargo, zonas intermedias presentan características y ambientes similares de formación que pudieran llegar a conectar eventualmente entre sí los distintos segmentos de la franja identificados (Figura 21).

Debido a la rotación producto del Megakink del Maipo, la coordenada longitudinal de la franja varía entre los 70° 48' y 71° 51' de longitud oeste.

Finalmente, esta franja puede solaparse en algunas zonas con la franja o extensiones de franja propuestas para los yacimientos estratoligados de cobre en el capítulo 4. Esto se debe a la íntima relación espacial e incluso de génesis de ambos tipos de yacimientos, enmarcados dentro de la evolución del arco volcánico durante el Cretácico.



**Unidades Estratigráficas**  
**Jurásico - Cretácico Superior bajo**

- Fm. Las Chilcas (Cret. Inferior alto - Cret. Superior bajo)
- Fm. Veta Negra (Cretácico Inferior alto)
- Fm. Lo Prado (Berriasiano - Valanginiano)
- Fm. Horqueta (Jr Medio - Superior)
- Fm. Altos de Hualmapu (Jurásico Medio)
- Fm. Ajjal (Jurásico)

**Intrusivos**  
**Jurásico Temprano - Cretácico Tardío temprano**

- Cretácico Temprano tardío - Cretácico Tardío temprano (123 - 85 Ma)
- Jurásico Medio - Tardío (180 - 142 Ma)
- Jurásico Temprano (202 - 178 Ma)

Figura 21: Franja de yacimientos de vetas polimetálicas epitermales y mesozonales del Cretácico Superior de la Costa de Chile central. Se presentan formaciones relevantes para el emplazamiento de la mineralización. Modificado de Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).

## **5.1 Marco geológico de la franja**

El marco geológico de la presente franja es muy similar al correspondiente a la franja de yacimientos estratoligados del Cretácico Inferior, por encontrarse ambas franjas asociadas al mismo arco volcánico-intrusivo y solaparse parcialmente entre ellas. Mientras que el factor clave en el caso de la franja de estratoligados era la interfase entre la Fm. Lo Prado y Fm. Veta Negra, en el caso de los yacimientos epitermales y mesozonales es la presencia de los intrusivos del Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío temprano la que lleva a definir la franja.

Estos intrusivos afectan a unidades parcialmente descritas anteriormente, que abarcan desde el Jurásico al Cretácico Superior. Sin embargo, a fin de mantener la estructura y coherencia de los capítulos, se presenta igualmente a continuación las unidades ya referidas, junto a aquellas nuevas, agrupadas de manera tal que el presente tema pueda ser estudiado de forma medianamente independiente.

### **5.1.1 Unidades estratigráficas**

a) Formación Ajial (Jurásico): Esta unidad es predominantemente volcánica, consistiendo primordialmente de lavas y rocas piroclásticas silíceas y calcoalcalinas, con lavas básicas y depósitos volcanoclásticos continentales subordinados. Dentro de sus 750 metros de espesor presenta también intercalaciones de turbiditas deltaicas y rocas calcáreas marinas. Estas intercalaciones marinas indicarían un arco volcánico sin mucho relieve y con grandes tasas de subsidencia (Charrier *et al.*, 2007). Aflora preferentemente al este de los intrusivos jurásicos del Batolito Costero, en la zona norte de la franja jurásica, hasta los 33° 25' de latitud sur. También como *roof pendants* metamorfizados entre los intrusivos jurásicos que cortan a esta formación (Charrier *et al.*, 2007; Hurtado, 1999). La disposición general de estas capas presenta un rumbo N – S y un manteo al este (Camus, 2003), pero tras cruzar el eje del Megakink del Maipo, el rumbo gira hacia NNE – SSW.

- b) Formación Altos de Hualmapu (Jurásico Medio): corresponde a una unidad volcánico – sedimentaria ubicada al sur del la franja y que cubre a través de un horizonte de erosión a las areniscas de la marina Fm. Rincón de Núñez (Thiele y Morel, 1981). Esta compuesta por lavas, brechas y aglomerados basálticos a andesíticos, tobas riolíticas con intercalaciones de areniscas, calizas marinas y conglomerados continentales (SERNAGEOMIN, 2003).
- c) Formación Horqueta (Jurásico Medio – Superior): Sobre la Formación Cerro Calera se disponen alrededor de 1600 a 1700 m (Charrier *et al.*, 2007) de rocas epiclásticas, piroclásticas y lavas andesíticas a riolíticas, dentro de un ambiente continental (SERNAGEOMIN, 2003). Dicha secuencia se alinea paralela a la Formación Cerro Calera hacia el este, en disposición aproximada N – S y manteo al este, aflorando entre las latitudes 31° 52' S y 34° S. Nuevamente, al sur del Megakink del Maipo el rumbo se torna NNE – SSW. Gana y Tosdal (1996; citado en Charrier *et al.*, 2007) asignan a este arco volcánico la misma edad de los plutones jurásicos del borde costero.
- d) Formación Lo Prado (Berriasiano – Valanginiano): en la zona no es claro si se dispone concordantemente o con discordancia angular sobre la Fm. Horqueta y unidades más antiguas (Charrier *et al.*, 2007). Pero se presenta con similar inclinación al E y rumbo aproximado N – S al norte del río Maipo, variando a NNE – SSW al sur de dicho río; esto coincide a escala regional con el rumbo e inclinación de las unidades jurásicas. La formación está compuesta por secuencias intercaladas continentales y marinas, representadas por lavas andesíticas y basálticas, tobas y brechas volcánicas, brechas sedimentarias, areniscas y calizas fosilíferas. Las unidades marinas se encuentran principalmente en la parte inferior de la secuencia, mientras que se intercalan hacia arriba con las rocas volcánicas bimodales, explicándose esta relación como parte de una cuenca de antearco (Charrier *et al.*, 2007). Wall *et al.* (1996) reconoce tres miembros:

- i. Miembro Inferior: 1.970 metros de areniscas, areniscas calcáreas fosilíferas marinas, lutitas calcáreas, conglomerados y escasas intercalaciones de andesitas y dacitas.
  - ii. Miembro Medio: formado por 2.150 metros de lavas, brechas y tobas de composición andesítica a riolítica, con intercalaciones sedimentarias. Aloja vetas de Cu, Au – Cu y Ag, así como mineralización estratiforme de Cu.
  - iii. Miembro Superior: constituido por 1.100 metros de calizas marinas, areniscas y conglomerados intercalados con potentes cuerpos de rocas volcánicas bimodales. Aloja mineralización vetiforme de Cu, Cu – Au y estratiforme de cobre.
- e) Formación Veta Negra (Cretácico Inferior alto): esta formación se dispone concordantemente sobre la Formación Lo Prado. Está formada por secuencias principalmente volcánicas y complejos subvolcánicos (SERNAGEOMIN, 2003), conformadas por andesitas ocoíticas, lavas andesíticas a riolíticas, brechas volcánicas y areniscas. Presenta intercalaciones menores de calizas, areniscas fosilíferas y filones andesíticos (Poblete, 2008) indicando su ambiente mayormente continental. Sobre esta formación se dispone concordantemente la Formación Las Chilcas y en algunas zonas la Formación Lo Valle (Charrier *et al.*, 2007).
- f) Formación Las Chilcas (Cretácico Inferior alto – Cretácico Superior bajo): está formada por 3.500 metros de secuencias sedimentarias y volcánicas. En específico se observan conglomerados gruesos aluviales, rocas piroclásticas y lavas andesíticas a basálticas (SERNAGEOMIN, 2003). Presenta intercalaciones lacustres, con cambios horizontales de facies, y localmente un grueso cuerpo calcáreo marino (Rivano, 1996; citado en Charrier *et al.*, 2007). La formación cubre concordantemente a la Formación Veta Negra y subyace a la Formación Lo Valle a través de un contacto que no está aún definido si es concordante o discordante, o incluso si corresponde a una interdigitación de formaciones

(Charrier *et al.*, 2007). Lo que si pareciera es que la Formación Las Chilcas correspondería a una unidad de ambiente mayormente continental, compartiendo cuenca con la Formación Polpaico, que sería de ambiente marino a lagunar y con la cual se intercala hacia el sur (Corvalán y Vergara, 1980).

Si bien las rocas cretácicas son las principales en acoger los yacimientos en esta franja, la Fm. Altos de Hualmapu, jurásica, también presenta mineralización vetiforme del Cretácico Superior. El resto de formaciones jurásicas se mencionan pues afloran en varios sectores cortadas por intrusivos del Cretácico Tardío, pero no presentan mineralización detectada de tipo epitermal o mesozonal, aunque no se descarta la existencia de yacimientos de tipo más profundo (ver capítulo 6).

Como en la franja anterior, además de estas formaciones principales, en la zona se observan depósitos piroclásticos riolíticos del Pleistoceno, arenas, limos y gravas en cursos de ríos y terrazas, junto a otros tipos de depósitos aluviales y coluviales del Pleistoceno – Holoceno.

### 5.1.2 Rocas intrusivas

- a) Jurásico Inferior (202 – 178 Ma): En la zona sur de la franja aparecen dioritas, gabros y monzodioritas de piroxeno, dioritas cuarcíferas, y granodioritas y tonalitas de hornblenda biotita (SERNAGEOMIN, 2003).
- b) Jurásico Medio – Tardío (180 – 142 Ma): Los intrusivos pertenecientes al Jurásico Medio – Tardío afloran masivamente al norte de los 33° 34' dentro de la franja, con un ancho máximo de 40 Km. en la dirección E-W. Corresponden a monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas de biotita, piroxeno y hornblenda (SERNAGEOMIN, 2003). Su contacto con los plutones paleozoicos es por intrusión, siguiendo un rumbo aproximado NW – SE, contacto que se correlaciona parcialmente con la estructura del Megakink del Maipo y el rumbo de las mayores fallas que se observan en la zona. Al sur de los 33° 34' los plutones jurásicos empiezan a disminuir en tamaño, ubicándose en el sector SE de la franja y cortando los intrusivos paleozoicos y triásicos. También intruye a las formaciones jurásicas Ajial y Cerro Calera (Charrier *et al.*, 2007). Estos intrusivos se habrían formado durante un evento relativamente rápido (162 – 156 Ma, Gana y Tosdal, 1996; citados en Charrier *et al.*, 2007) y serían coetáneos a la Fm. Horqueta, postulándose que correspondan a la base del arco volcánico.
- c) Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío temprano (123 – 85 Ma): Los intrusivos presentes en esta franja se disponen de forma paralela a las secuencias estratigráficas con orientación N – S al norte del Megakink del Maipo y NNE – SSW al sur de esta estructura. Afloran de forma segmentada en la parte este de la Cordillera de la Costa, intruyendo parcialmente a los plutones jurásicos (que se ubican más al oeste), así como a las formaciones jurásicas y preferentemente las cretácicas Fm. Lo Prado, Fm. Veta Negra y, en ocasiones, Fm. Las Chilcas. Estos plutones corresponden a un set calcoalcalino rico en potasio (Parada *et al.*, 2007) representado por dioritas y monzodioritas de piroxeno y hornblenda,

granodioritas, monzogranitos de hornblenda y biotita, y gabros (SERNAGEOMIN, 2003, Parada *et al.*, 2007).

### **5.1.3 Estructuras**

La caracterización estructural de esta franja es bastante similar a la de estratoligados de cobre. Se encuentra en primer lugar una componente asociada a la presencia de los intrusivos del Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío temprano, los cuales encajan preferentemente en las secuencias Cretácicas, demostrando una continuidad N – S clara hasta el Megakink del Maipo, donde se observa una rotación de bloques. Nuevamente, al sur de esta importante estructura, los intrusivos cretácicos giran a un lineamiento NNE – SSW, en reglas generales paralelo a la disposición de las formaciones estratigráficas. De esta forma, al sur del río Maipo se puede intuir estructuras que siguen este lineamiento (SERNAGEOMIN, 2003).

Este primer rasgo estructural paralelo a las formaciones jurásicas y cretácicas se ve cortado a lo largo de toda la franja por estructuras NW – SE a NNW – SSE. Esto se nota claramente en la zona alrededor del *megakink* cortando las rocas del Paleozoico al Cretácico en la Cordillera de la Costa y posiblemente continuando bajo los rellenos de la Depresión Intermedia hasta el arco activo actual. Al sur de los 34° 38' de latitud sur también aparecen estas estructuras, pero limitadas hasta las rocas jurásicas, no reconociéndose dentro de las rocas del Cretácico (SERNAGEOMIN, 2003).

Aparte de estos dos sets estructurales primordiales, se encuentran fallas de diversas orientaciones, en especial NNE – SSW al norte del *megakink*.

## **5.2 Descripción de yacimientos y distritos**

### **5.2.1 El Bronce de Petorca**

El distrito minero el Bronce de Petorca se ubica a 150 Km. al norte de Santiago, en la V Región de Valparaíso (32° 11' S 70° 56' W).

Las rocas que afloran en el sector corresponden a niveles volcánicos dacíticos a andesíticos asociados a las formaciones Cerro Morado, Las Chilcas (Camus *et al.*, 1991) y Salamanca (Rivano *et al.*, 1993; citado en Poblete, 2008), asignadas al Cretácico Inferior a Superior. Las rocas estratificadas más antiguas, correspondientes a la Formación Cerro Morado y Las Chilcas, están representadas por brechas, tobas, aglomerados y lavas andesíticas, con intercalaciones de areniscas y conglomerados volcánicos (Camus *et al.*, 1986). Discordantemente sobre ellos se encuentran tobas de lapilli dacíticas y lavas y brechas andesíticas, asociadas a una caldera colapsada pertenecientes al Cretácico Superior y correlacionadas con la Formación Salamanca según Rivano *et al.* (1993; citado en Poblete, 2008) o más probablemente con la Formación Lo Valle (Camus *et al.*, 1991).

Las rocas intrusivas están conformadas por rocas batolíticas de composición intermedia correspondientes al Cretácico Inferior a Superior (134 – 86 Ma, K-Ar en biotita; Camus *et al.*, 1991) y *stocks* y diques del Cretácico Superior (86 – 79 Ma, K-Ar en biotita; Camus *et al.*, 1991).

El set estructural se dispone según un rumbo de dirección N10°E donde se encuentran fallas mineralizadas (Figura 22). Además se encuentran vetas extensionales de N – S a N10°W y de N45°E a N60°E, con manteos al este. También hay sistemas menores paralelos de fallas con rumbos entre N20°W y N30°E y con manteos mayores de 45° al este u oeste (Camus *et al.*, 1991).

La mineralización corresponde a vetas epitermales polimetálicas (Au, Ag, Cu, Pb, Zn) del Cretácico Superior ( $79 \pm 3$  Ma, K-Ar en sericita; Camus *et al.*, 1991) y se encuentra asociada a los *stocks* y diques cretácicos, sistemas de fallas, eventos intrusivos subvolcánicos y desarrollo de calderas de colapso (Camus *et al.*, 1991; Figura 23). El tipo de mineralización corresponde a brechas hidrotermales, vetas, masiva en fallas, *stockworks* y disseminación. Las brechas hidrotermales son matriz-soportadas y están cementadas por sulfuros (esfalerita + calcopirita - pirita) o por ganga (sílice + baritina - carbonatos), presentando las mayores concentraciones de oro (Poblete, 2008). Adyacentes a éstas se encuentra los *stockworks* de vetillas con similar mineralización y menores concentraciones de oro. Las fallas también presentan mineralización de sulfuros como pirita y esfalerita masiva, menor calcopirita y galena, y trazas de tetrahedrita – tenantita y bornita. Los metales nobles se presentan primordialmente como electrum, oro nativo y plata incluidos en sulfuros. Las leyes medidas corresponden a 1 – 20 ppm para el oro, 2 – 20 ppm para la plata y aproximadamente 0,3% para el cobre (Poblete, 2008). El proceso de mineralización supérgeno apenas se encuentra desarrollado y sólo se pueden percibir algunos *boxworks* de pirita rellenos de limonitas, calcopirita, esfalerita y galena junto a smithsonita y algunos oxidados de cobre (Poblete, 2008).

La alteración hidrotermal es cuarzo-sericítica intensa en las vetas, junto a argilización y carbonatización moderada. La alteración propilítica aparece hacia los bordes de las vetas. La roca de caja se encuentra levemente alterada con reemplazo parcial de plagioclasas por cuarzo, carbonatos y/o sericita, mientras los máficos son reemplazados por clorita y en menos casos por epidota (Poblete, 2008).

En cuanto a las temperaturas de la mineralización, el estudio de inclusiones fluidas en cuarzo, calcita, esfalerita y baritina realizado por Camus *et al.* (1991) cubrieron varias profundidades del yacimiento (Figura 24). En la zona más profunda (< 1563 m.s.n.m.) hay inclusiones primarias que homogeneizaron entre 327 y 344 °C, con salinidad entre 6 y 10 % en peso de NaCl eq. y secundarias homogeneizando entre 228 y 260 °C y salinidad entre 7,4 y 9,3 % en peso de NaCl eq. Estas inclusiones son

ricas en líquido y no presentan evidencia de ebullición, al igual que las de los niveles intermedios (1563 – 1628 m.s.n.m.). En estos las inclusiones primarias homogeneizan entre los 260 y 336 °C con salinidades entre 4 y 8 % en peso de NaCl eq., mientras que las secundarias lo hacen entre 207 y 260 °C con 4 a 7 % en peso de NaCl eq. Finalmente, sobre los 1628 m.s.n.m. los datos muestran un descenso en el contenido de oro y las inclusiones evidencias de ebullición, con razones vapor/líquido variables. Las inclusiones primarias homogeneizan entre 235 y 270 °C con salinidades de 4 a 7 % en peso de NaCl eq. y las secundarias alrededor de 200 °C y entre 1 y 5 % en peso de NaCl eq.

Camus *et al.* (1991) asocia estos datos a una precipitación prematura de piritita en profundidad debido al enfriamiento y dilución de los fluidos hidrotermales, tras lo cual se produciría un descenso en la razón relativa entre el H<sub>2</sub>S y los metales diluidos que provocaría la precipitación del oro, no asociado a ebullición.

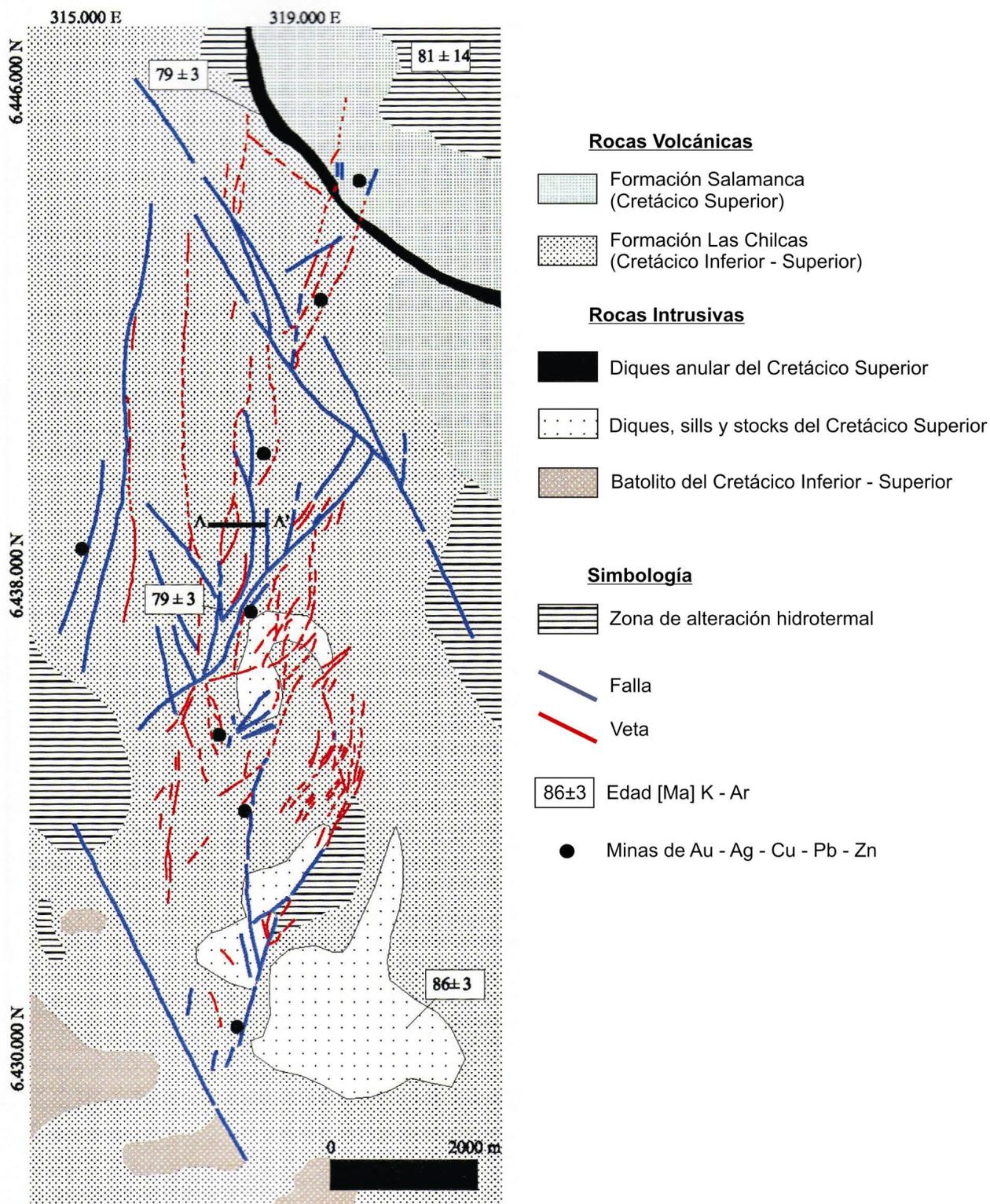
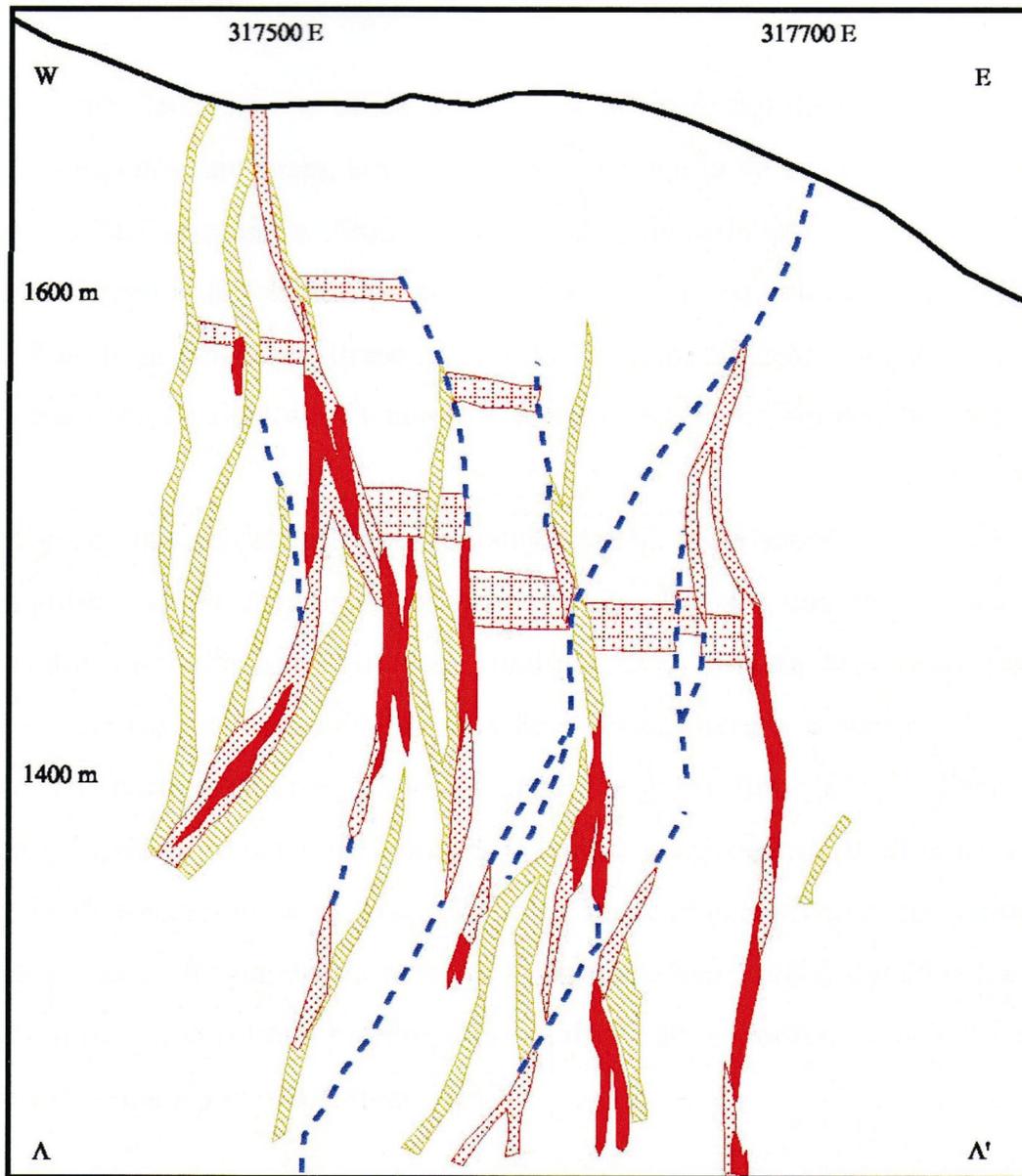


Figura 22: Mapa del distrito El Bronce de Petorca, mostrando la disposición estructural y de las labores mineras. Modificado de Poblete (2008).



**Legenda**

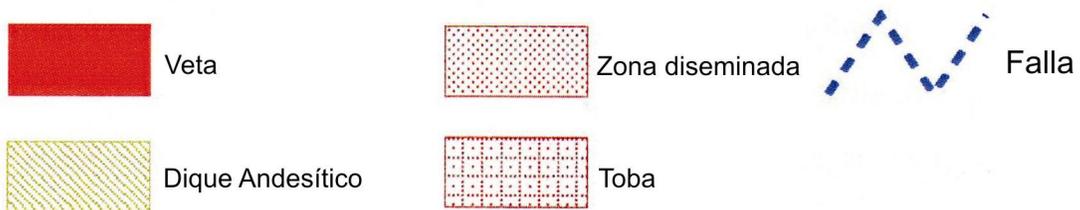


Figura 23: Perfil esquemático del distrito El Bronce de Petorca. Se observa la íntima relación entre las estructuras, los diques cretácicos y las vetas mineralizadas. Extraído de Poblete (2008).

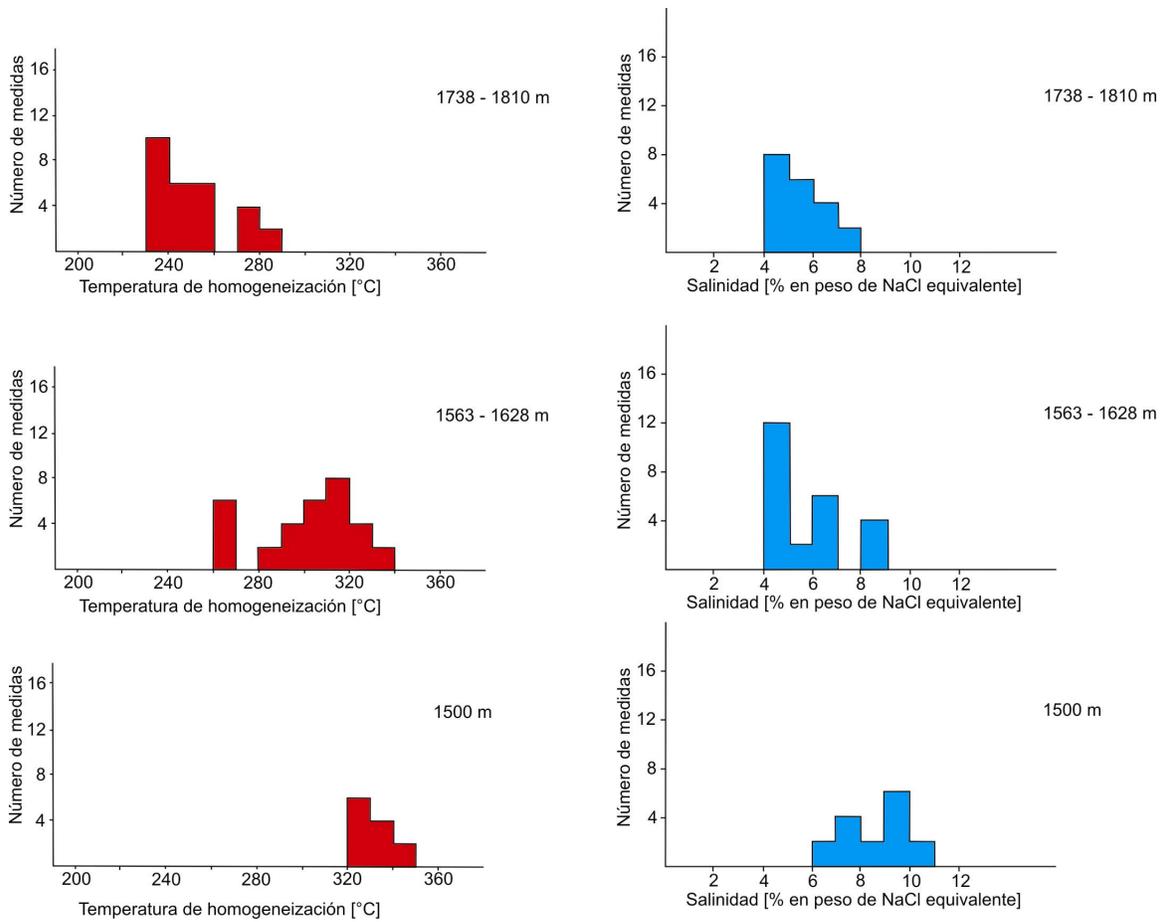


Figura 24: Datos de temperaturas de homogeneización y salinidad en base a análisis de inclusiones fluidas primarias en distintos niveles de profundidad dentro de vetas mineralizadas en El Bronce de Petorca. Modificado de Poblete (2008).

### **5.2.2 Veta Cerro Cantillana**

La Veta Cerro Cantillana se encuentra en la ladera norte del Cerro Altos de Cantillana, ubicado a 58 Km. al suroeste de Santiago y a 4 Km. al noreste del Distrito Alhué, dentro de la Cordillera de la Costa de la Región Metropolitana ( $33^{\circ} 56'S - 70^{\circ} 57'W$ ).

La roca aflorante donde está encajada la veta corresponde a una tonalita de edad Cretácico Tardío (89 +/- 2 Ma, K-Ar en biotita; Fuentealba, 2002; citado en Poblete, 2008; Figura 25).

La mineralización corresponde a una veta masiva de sílice polimetálica (Au, Ag), controlada estructuralmente por una falla con rumbo aproximado  $N45^{\circ}E$  (variando entre  $N30^{\circ}E$  y  $N50^{\circ}E$ ) y manteo  $70^{\circ}$  a  $80^{\circ}$  al noroeste (Poblete, 2008). La corrida reconocida es de 600 metros, variando la potencia entre 0,4 y 4,1 metros.

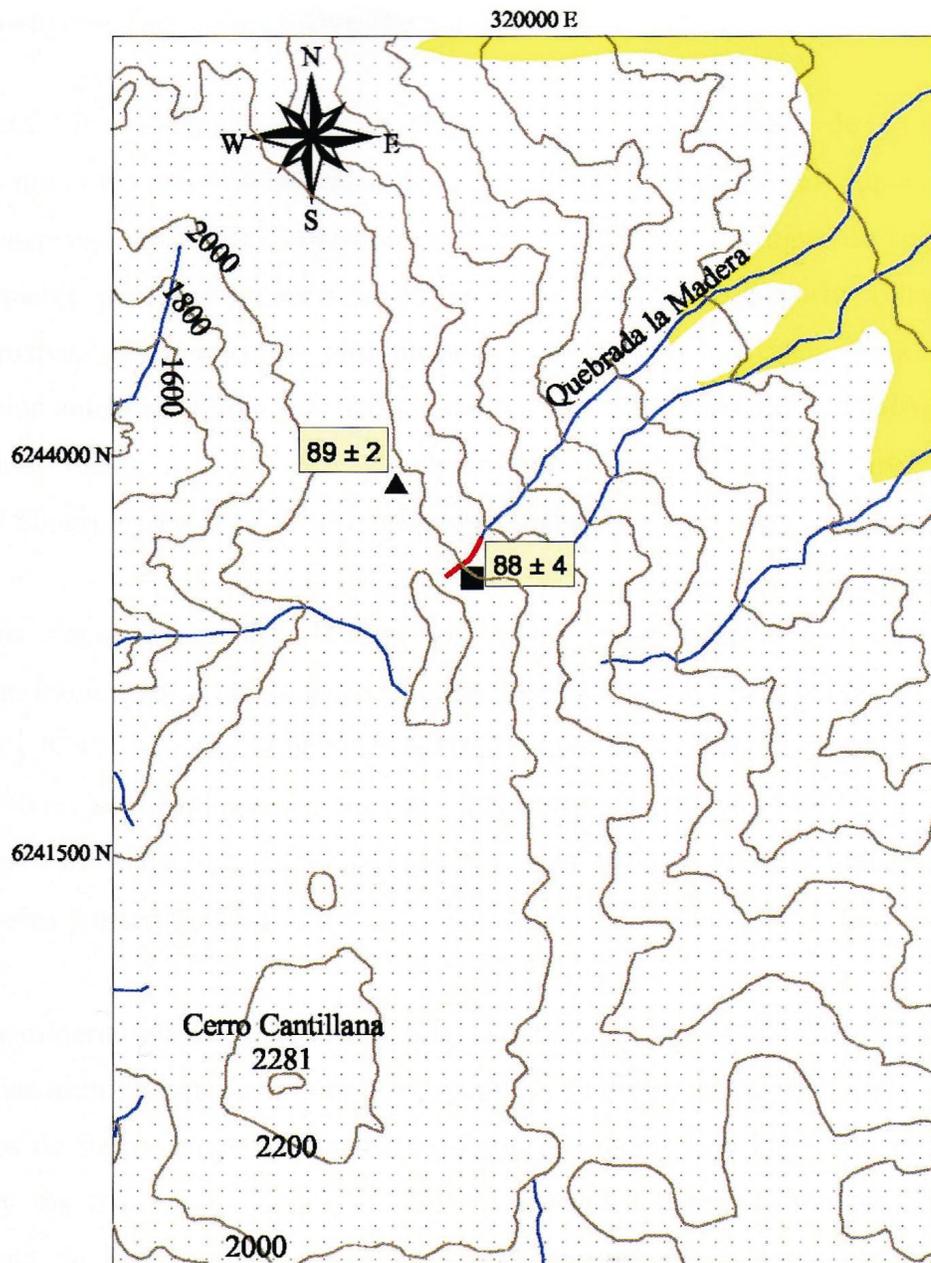
Las asociaciones minerales que se observan indicarían la presencia de tres pulsos: el primero depositaría cuarzo de grano grueso, pirita fina diseminada y escasa magnetita alterada a hematita en los bordes. El segundo pulso, que corta al anterior, correspondería a un depósito de cuarzo de grano fino grisáceo asociado a sericita, pirita y calcopirita, postulado como el que acarrearía la mayor cantidad de metales nobles. Finalmente, el tercer pulso corresponde a una brecha hidrotermal cuya matriz está compuesta por cuarzo lechoso microcristalino junto a hematita masiva. Los fragmentos de la brecha corresponden a clastos que presentan vetilleos de los dos anteriores pulsos. Las leyes de metales nobles que se encuentran en esta veta cuarcífera son de entre 0,05 y 3,4 ppm para el oro y entre 1 y 26 ppm para la plata (Fuentealba, 2002; citado en Poblete, 2008).

La alteración hipógena principal que afecta a la roca caja es de tipo cuarzo-sericítica, con una asociación mineral del tipo cuarzo – sericita – clorita – esmectita – epidota. En las cercanías de la veta la sericita reemplaza la totalidad de feldespato, hornblenda

y biotita en el plutón. Una datación de Fuentealba (2002; citado en Poblete, 2008) entrega una edad Cretácico Tardío (88 +/- 4 Ma, K-Ar en roca total) para la alteración sericítica y consecuentemente para el emplazamiento de la veta.

La alteración supérgena es bastante fuerte y controlada por la estructura, dado que las rocas más cercanas a ésta presentan mayor grado de oxidación (Poblete, 2008). Esta alteración se percibe mayormente como óxidos de hierro (hasta 40% del volumen de roca), argilización de feldespatos y *boxworks* de pirita en la roca caja, así como la presencia de cuarzo oqueroso en la veta producto de la lixiviación de sulfuros.

El estudio de inclusiones fluidas en una muestra de superficie (2060 m.s.n.m.) fue realizada por Fuentealba (2002; citado en Poblete, 2008). Los resultados entregan dos eventos bien diferenciados; el primero asociado al primer pulso descrito (sílice de grano grueso) se produciría a temperaturas superiores a los 390 °C, mientras que el segundo pulso de cuarzo – sericita – metales se habría producido a temperaturas que varían entre los 217 °C y los 295 °C.



### Simbología

- |   |  |   |                      |
|---|--|---|----------------------|
|  | Depósitos no consolidados (Cuaternario)        |  | K - Ar en biotita    |
|  | Vetarrón silíceo (Cretácico Superior)          |  | K - Ar en roca total |
|  | Tonalita Cerro Cantillana (Cretácico Superior) |  | Quebradas            |

Figura 25: Mapa de la zona de la Veta Cerro Cantillana. Se indican edades de alteración sericitica asociada a la veta y del cuerpo intrusivo de caja. Extraído de Poblete (2008).

### 5.2.3 Distrito Minero Alhué

El Distrito Minero Alhué se encuentra ubicado a aproximadamente 75 Km. al suroeste de Santiago, en la Cordillera de la Costa de la Región Metropolitana (33° 60' S 70° 59' W).

Las tobas andesíticas y rocas volcanoclásticas de la Formación Lo Valle (Nasi y Thiele, 1982; citado en Poblete, 2008) constituyen la secuencia de rocas estratificadas del Cretácico Superior que conforman la roca caja de la mineralización (Figura 26). Dichas capas se presentan en una disposición homoclinal con rumbos que varían entre N30°E a N30°W y manteos entre 20 y 30 al este.

Intruyendo a las rocas estratificadas se encuentra un batolito monzogranítico de edad Cretácico Tardío (80 – 92 Ma, K-Ar en biotita y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda, Wall *et al.*, 1996; citado en Poblete, 2008). Cortando a todo el resto de las rocas se encuentran diques y *sills* andesíticos asignados al Cretácico Tardío (83 ± 4 Ma, K-Ar en hornblenda, Cotton, 1998; citado en Poblete, 2008).

La mineralización se presenta en forma de vetas polimetálicas (Au, Ag, Zn), brechas hidrotermales, *stockworks* en la roca caja y disseminación. El control es fuertemente estructural, siguiendo cuatro sistemas de fallas: norte – sur, este – oeste, NW – SE y NE – SW (Poblete, 2008). En ocasiones asociada a diques andesíticos sincrónicos (Figura 27), estas vetas se calculan de edad Cretácico Tardío (86 – 82 Ma,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en adularia, Cotton *et al.*, 1999; citado en Poblete, 2008). Presentan corridas entre 160 y 1000 m, 200 a 400 metros en la vertical y 0,8 a 30 metros de potencia (Poblete, 2008).

La estructura interna de las vetas está definida por un vetarrón central síliceo, el cual presenta diversos pulsos de sílice que, de más antiguo a más nuevo, suelen ser sílice grisácea fina, sílice verde, sílice traslúcida y sílice gruesa de color blanco (Araya, 2001; citado en Poblete, 2008). Este vetarrón central grada hacia la roca caja primero

como una brecha hidrotermal de matriz de sílice y clastos silicificados, cloritizados y epidotizados, terminando como *stockworks* dentro de la roca caja (Poblete, 2008).

La asociación mineral corresponde a sílice, pirita, magnetita, hematita, junto a menos blenda, galena, óxidos de manganeso y también escasa calcopirita. Los metales nobles suelen aparecer primordialmente en forma de electrum, como oro atrapado en cuarzo, libre y asociado a sulfuros. La plata se presenta en forma nativa, como electrum, argentita, sulfosales (pirargirita), y asociada a cuarzo y sulfuros (Araya, 2001; citado en Poblete, 2008). Algunas vetas presentan zonación de los metales, con las partes altas relativamente enriquecidas en oro y plata y las partes inferiores enriquecidas en zinc (Agnerian y Pearson, 2006; citado en Poblete, 2008). Las leyes que se entregan para dichos elementos corresponden a entre 1,5 y 12 ppm para el oro, 6 a 100 ppm para la plata y entre 0,1 y 1,81 % para el zinc, ubicándose las mayores concentraciones en el vetarrón síliceo (Araya, 2001; citado en Poblete, 2008).

La alteración hidrotermal en las estructuras mineralizadas es del tipo cuarzo – adularia – epidota – clorita – actinolita. Sobre impuesta a ésta se encuentra esmectita, calcita y abundante caolinita, observándose también en ocasiones granates y vetillas de cuarzo – epidota – clorita – calcita (Araya, 2001; citado en Poblete, 2008). En la roca de caja, la alteración predominante es propilítica débil a fuerte, presentándose de forma disseminada y en cúmulos, y que al alejarse de las vetas se confunde con la alteración regional (Poblete, 2008).

Araya (2001; citado en Poblete, 2008) entrega, en base a su trabajo de inclusiones fluidas, valores de temperatura de mineralización entre 218 y 322 °C con un promedio de 257 °C. La salinidad a su vez correspondería a 4 % en peso de NaCl eq.

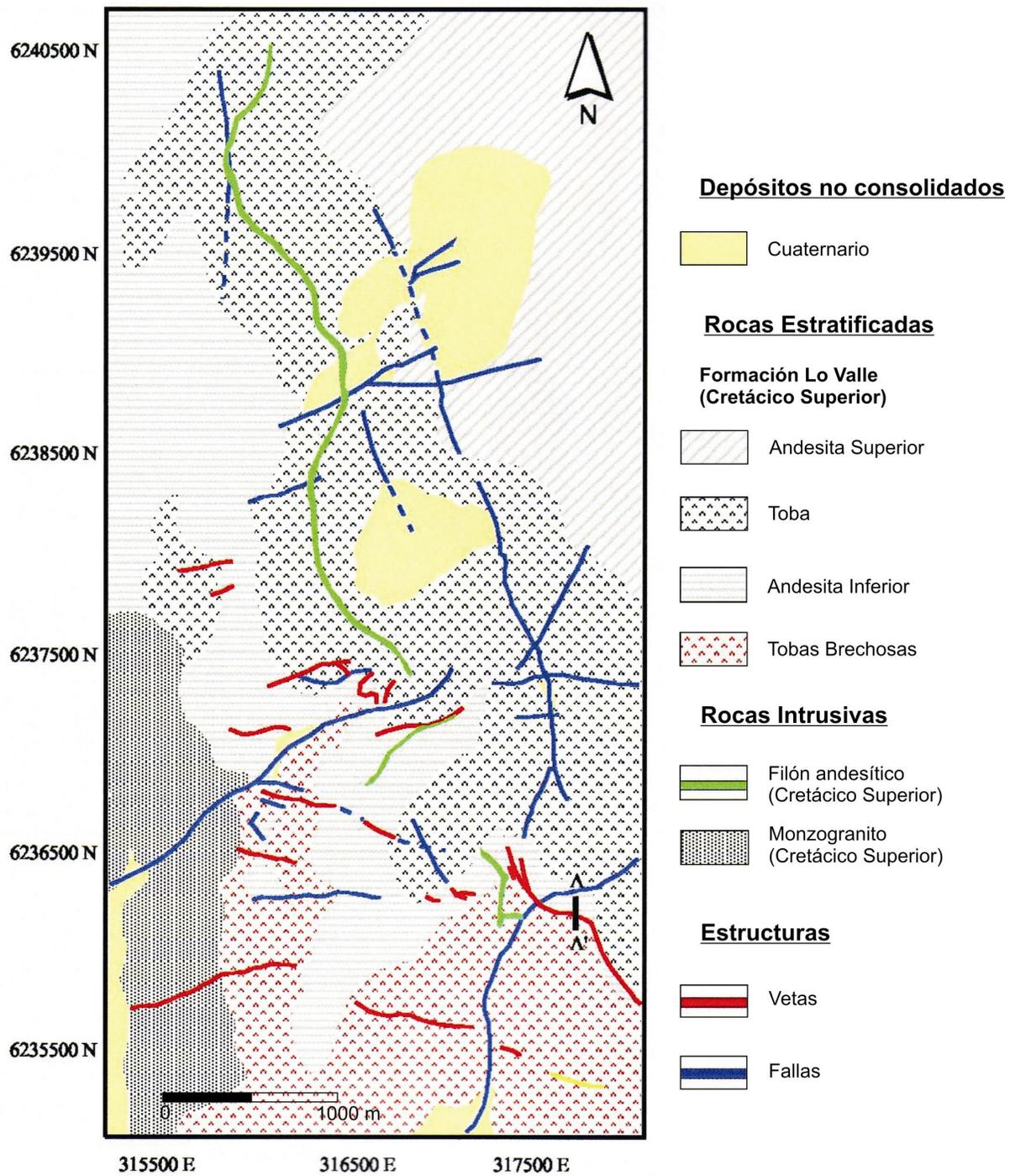
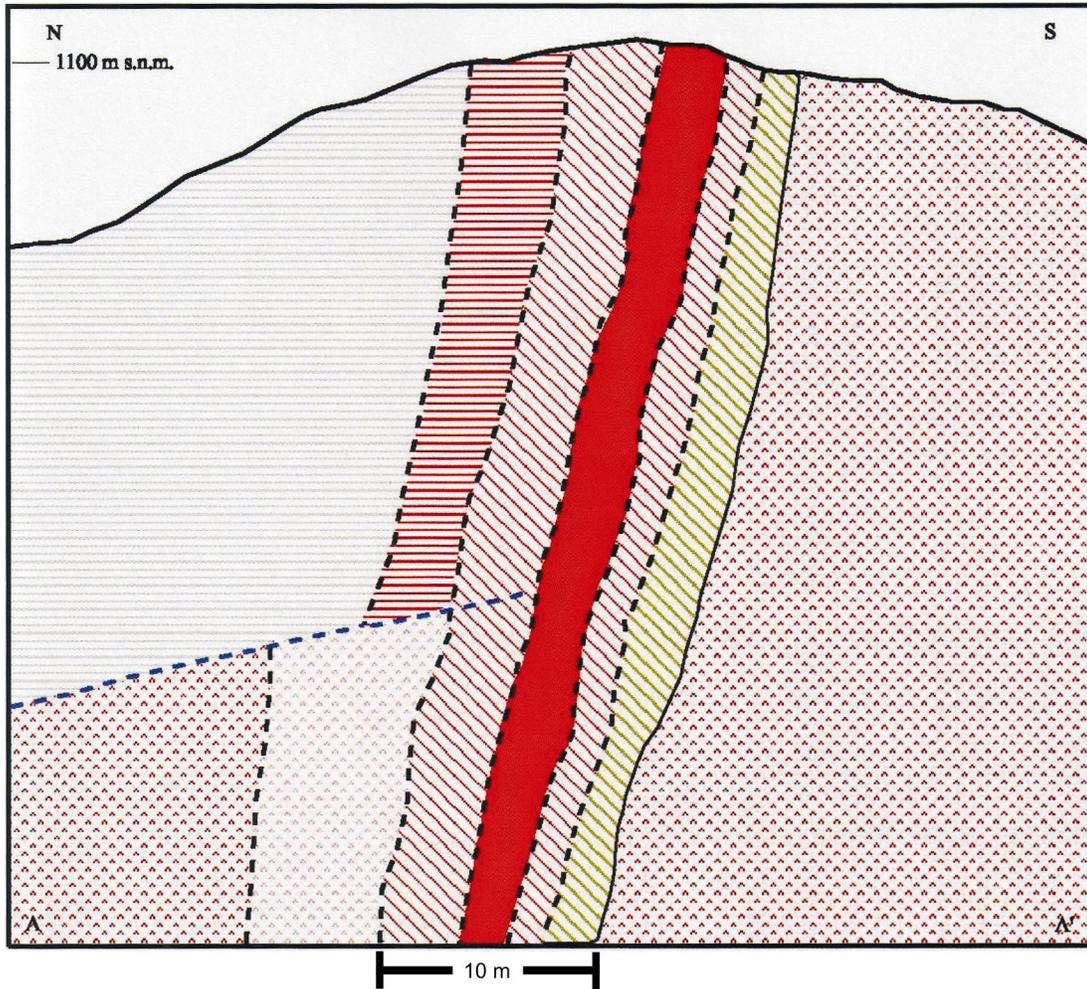


Figura 26: Mapa geológico del Distrito Alhué. Modificado de Poblete (2008).



**Unidades mineralizadas**

-  Dique andesítico fino
-  Brecha hidrotermal
-  Vetarrón silíceo
-  Andesita fuertemente silicificada
-  Toba silicificada

**Roca de caja**

-  Andesita porfídica
-  Toba brechosa
-  Falla
-  Contacto

Figura 27: Estructura interna esquemática de una veta en el distrito Alhué. Extraído de Poblete (2008).

#### **5.2.4 Prospecto Don Bernardo**

El Prospecto Don Bernardo se encuentra ubicado en la Cordillera de la Costa de la Región Metropolitana, a 100 Km. al suroeste de Santiago (34° 0' S 71° 7' W).

La litología que aflora en el sector corresponde, en primer lugar, a una unidad de rocas volcánicas de composición dacítica y textura porfídica que según Poblete (2008) sería correlacionable con la sección superior de la Formación Lo Valle, perteneciente al Cretácico Superior. Poblete (2008) no logra detectar estratificación clara en la zona del Prospecto Don Bernardo y termina asumiendo la disposición regional homoclinal al este (Wall *et al.*, 1996; citado en Poblete, 2008) para esta unidad, siendo su base las rocas intrusivas.

Las rocas intrusivas corresponden a un grupo asignado por Poblete (2008) al Cretácico Tardío en base a la correlación litológica con cuerpos distritales (entre 107 Ma,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita y 80 Ma, K-Ar en biotita, Wall *et al.*, 1996; citado en Poblete, 2008). Se reconoce un *stock* de monzogranito de biotita y anfíbola, con textura fanerítica, de grano fino a medio. Esta litología puede presentar una disminución del feldespató potásico acercándola al límite de clasificación monzogranito – granodiorita. Cortando a las rocas volcánicas y al monzogranito se presenta una serie de diques de un pórfido félsico mineralizado. Dichos diques de 3 a 30 metros de potencia, están asociados a fallas con manteo subvertical hasta 80°W y direcciones preferenciales en la zona de N – S y N20°W. Sus largos pueden sobrepasar los 1500 metros y los 625 metros de profundidad (Poblete, 2008).

La mineralización en el Proyecto Don Bernardo está controlada por la presencia de los diques de pórfido félsico y cuerpos de brechas hidrotermales semicirculares (Figura 28). La asociación de la mineralización con los diques félsicos llevó a Poblete (2008) a postular una edad Cretácica Tardía para el evento mineralizador.

El tipo de mineralización a lo largo de los diques corresponde a vetas, brechas hidrotermales, *stockwork*, vetilleo paralelo y diseminación, aunque hay que considerar que las vetas no se reconocen en afloramientos, sino en rodados angulosos del sector (Poblete, 2008). La asociación mineral en estos fragmentos de vetas está constituida por cuarzo y pirita diseminada, cruzados por vetillas de pirita, calcopirita y esfalerita. Además, se observa trazas de calcosina en los bordes de la calcopirita, junto a galena y oro. La matriz de las brechas hidrotermales asociadas al pórfido corresponde a cuarzo, magnetita, hidróxidos de hierro, *boxwork* relleno de óxidos de hierro y pirita. Los fragmentos en la brecha hidrotermal, mayoritariamente de pórfido félsico y menos de la unidad volcánica, presentan similar mineralización junto a trazas de bornita y calcosina. Finalmente, mineralización diseminada de pirita se encuentra en el pórfido félsico y en los fragmentos de la brecha hidrotermal. La alteración asociada a estos diques es de tipo cuarzo-sericítica intensa, con sobre imposición de argilización supérgena leve (Poblete, 2008).

Los cuerpos de brecha hidrotermal semicircular, de diámetro entre 10 y 100 metros, presentan una matriz de epidota (80%), junto a cantidades muy menores de plagioclasa, clorita, cuarzo y máficos. Los fragmentos de la brecha, constituidos por la unidad volcánica, presentan diseminación de pirita (Poblete, 2008). La roca de caja en general presenta una alteración cuarzo-sericítica en forma de vetillas y reemplazo de feldespatos por sericita, así como cierta propilitización en los halos de los diques.

Debido a la calidad de los afloramientos y lo cubierto de estos, Poblete (2008) sólo tomó cuatro muestras de chips de roca, concentrando su toma de datos en sedimentos de drenaje. Sin embargo, las muestras de roca entregaron valores de oro de entre 0,189 a 2,4 ppm, así como de entre 13 y 84 ppm para la plata. Además, el mismo autor indica que un 81,82% de las muestras de sedimentos superaron los 0,7 ppb, valor que consideró como la población *background* en base a análisis de gráficos de probabilidad.

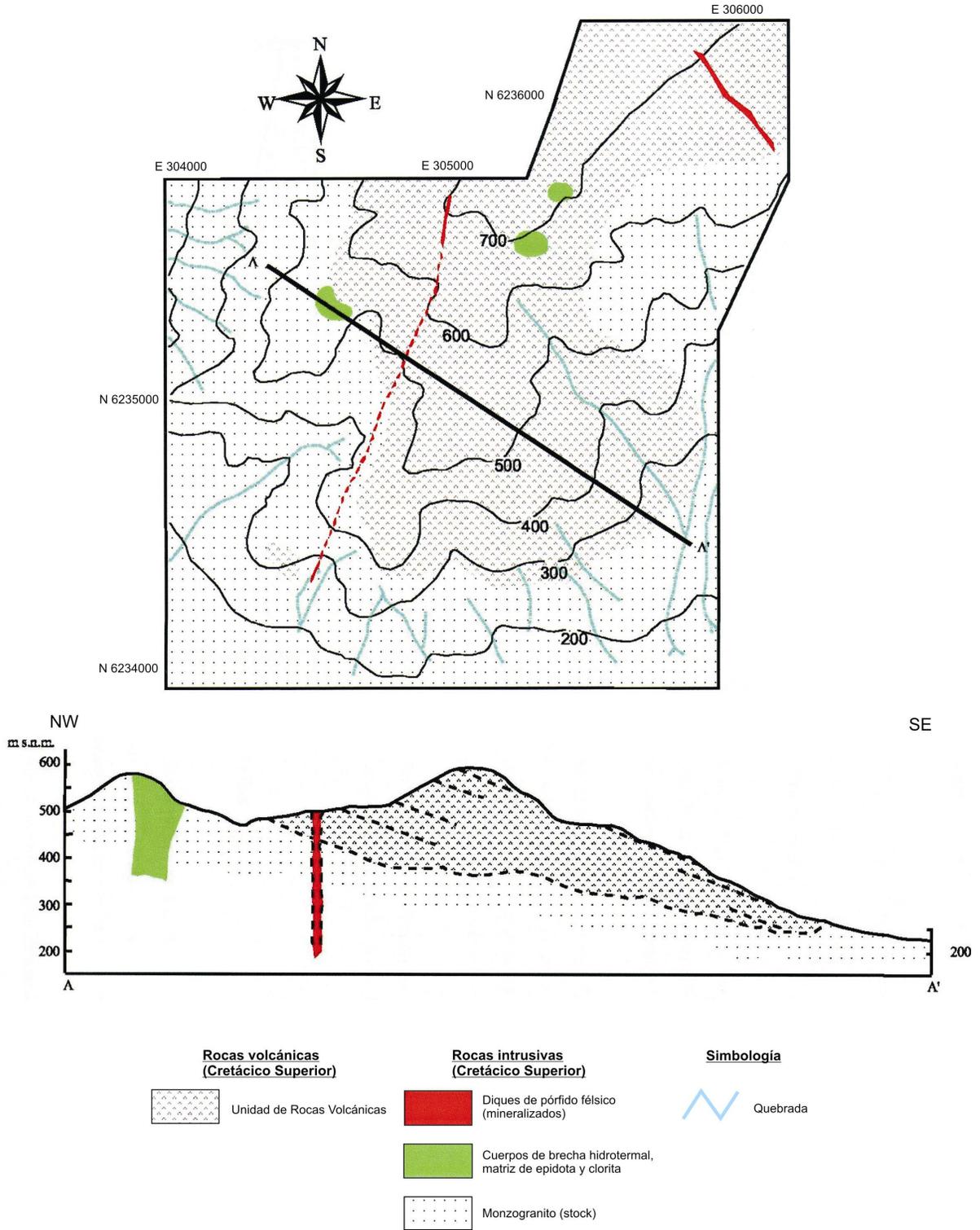


Figura 28: Mapa geológico y perfil del Prospecto Don Bernardo. Modificado de Poblete (2008).

### **5.2.5 Prospecto Las Bellas**

El Prospecto Las Bellas se encuentra a 100 Km. al suroeste de Santiago, dentro de la Cordillera de la Costa de la Región Metropolitana (34° 3' S 71° 10' W)

Las rocas de caja corresponden a una unidad volcánica compuesta por dacitas porfídicas que Poblete (2008) correlaciona con la Formación Lo Valle (Cretácico Superior). Dicha unidad presenta en ocasiones metamorfismo de contacto en la cercanía con los plutones, indicando que se depositó de forma previa a las intrusiones (Araya, 2001; citado en Poblete, 2008).

Las rocas intrusivas están representadas en primer lugar por cuerpos plutónicos tonalíticos fuertemente meteorizados, cortado por diques y *sills* monzograníticos, y diques de pórfido félsico mineralizados. Dichos intrusivos serían de edad Cretácico Tardío en base a la correlación con cuerpos similares datados por Wall *et al.* (1996; citado en Poblete, 2008) entre 107 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita) y 80 Ma (K-Ar en biotita). Los *sills* monzograníticos suelen ubicarse entre el plutón tonalítico y la unidad de rocas volcánicas, mientras que los dique félsicos están controlados a su vez por estructuras N – S y NNE – SSW (Poblete, 2008).

La mineralización en el Prospecto Las Bellas está acotada a cuatro estructuras N – S y cuatro NNE – SSW (Figura 29). Dichas estructuras corresponden a los diques de pórfido félsico fracturado y brechoso, los cuales presentan potencias de entre 10 y 30 metros, largos entre 100 y 2000 m, y una profundidad de al menos 250 metros. La intrínseca relación entre los diques félsicos y la mineralización llevaron a Poblete (2008) a estimar una edad Cretácica Tardía para el evento mineralizador.

El tipo de mineralización que aflora corresponde a vetas, brechas hidrotermales, *stockworks*, *sheet veins* y diseminación. La asociación mineral dentro de las vetas corresponde a cuarzo, pirita, esfalerita, calcopirita (con bordes de covelina), galena y oro. En la matriz de las brechas hidrotermales se encuentra cuarzo, magnetita,

limonita y pirita fina; mientras que en los fragmentos de pórfido dentro de las brechas se observa cuarzo relleno de espacios, pirita diseminada, hematita, magnetita, trazas de bornita y calcosina. Además, en algunas vetillas se observa una gradación de pared a centro desde magnetita – hematita a pirita (Poblete, 2008).

La alteración hidrotermal en los diques es de tipo cuarzo-sericítica, con una superposición de argilización supérgena débil a moderada, centrada en las estructuras. Los halos de alteración en la roca caja corresponden a cuarzo – sericita, así como propilitica.

Las anomalías metálicas presentan valores de oro de 0,0005 – 7,8 ppm y 0,5 – 271 para la plata. Similarmente, se encontraron valores de 5 – 1432 ppm para el cobre, 1 – 472 ppm para el molibdeno, 18 – 5827 ppm para el plomo y 23 – 2050 ppm para el zinc (Poblete, 2008).

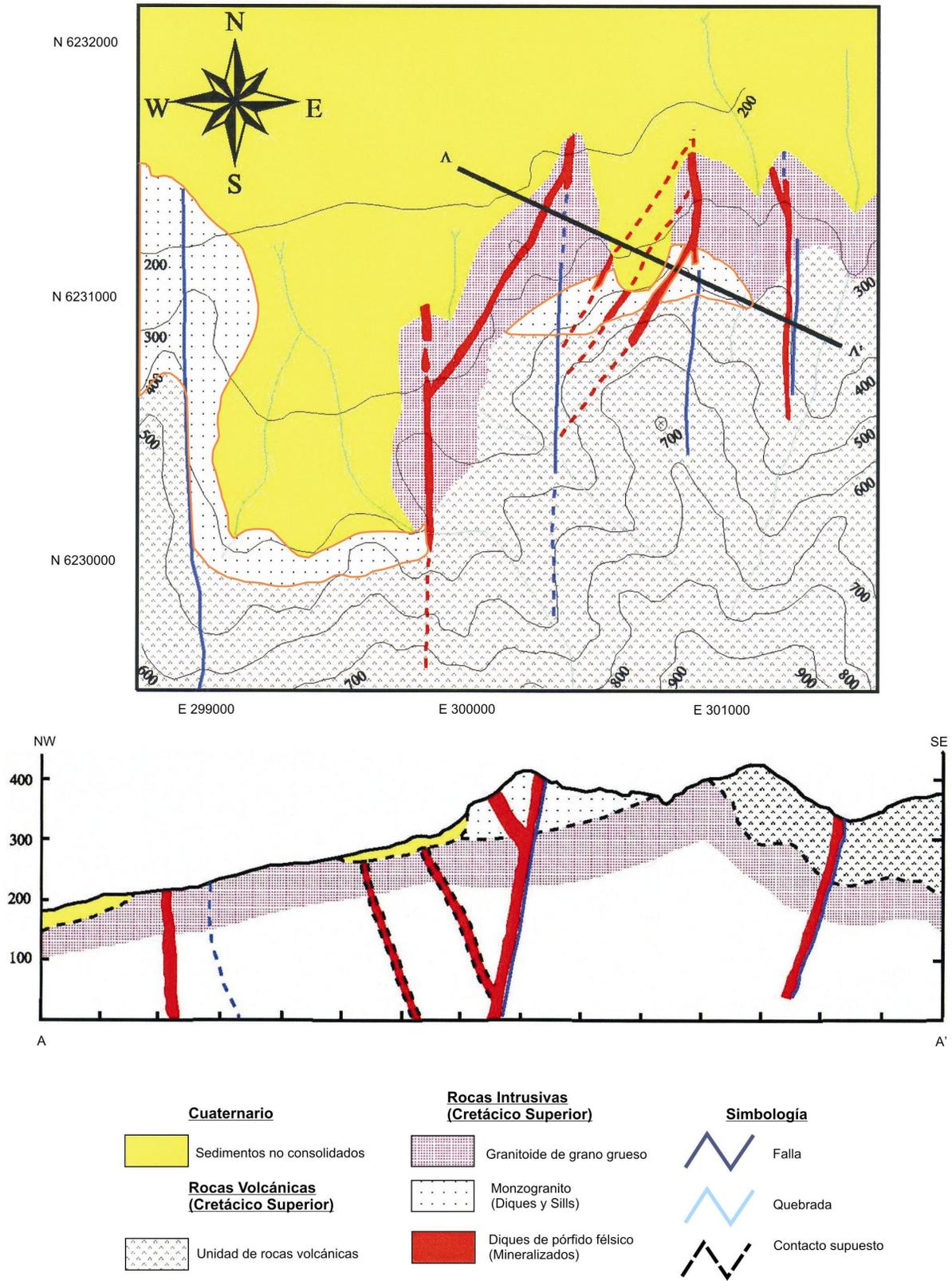


Figura 29: Mapa geológico y perfil del Prospecto Las Bellas. Modificado de Poblete (2008).

### **5.2.6 Distrito Minero Chancón**

El distrito minero Chancón se encuentra ubicado a 75 Km. al suroeste de Santiago, en la VI región ( $34^{\circ} 4' S$   $70^{\circ} 50' W$ ), en el borde oriental de la Cordillera de la Costa.

En la zona aflora una intercalación de rocas volcánicas y volcanoclásticas compuesta por lavas y rocas piroclásticas andesíticas, y en menor proporción rio-dacíticas, de la Formación Lo Valle (Díaz, 1986). Dicha secuencia presenta un rumbo variable N – S a E – W y manteos entre  $15^{\circ}$  y  $35^{\circ}$  al noroeste (Díaz, 1986). Cubriendo con una discordancia angular suave esta secuencia se encuentran lavas dacíticas, brechas tobáceas y tobas de lapilli asignadas tentativamente a la neógena Formación Farellones (Díaz, 1986).

Los intrusivos que se observan en la zona cortan la unidad volcánica inferior y corresponden en primer lugar a un plutón monzogranítico a tonalítico del Cretácico Superior ( $83 \pm 2$  Ma, K-Ar en biotita; Empanan y Furukawa (1985) citado en Díaz, 1986). También se encuentran *stocks* dioríticos parcialmente porfídicos y diques riolíticos con dirección E – W. Además, intrusivos postminerales cortan ambas formaciones volcanogénicas, identificándose diques N – S y pequeños *stocks* dacíticos, cortados por diques andesíticos del Terciario (Díaz, 1986).

Las fallas mayores de la zona tienen un rumbo predominante  $N25^{\circ}E$ , son subverticales o con inclinación de  $75^{\circ}W$  y se postulan post-minerales por relaciones de contacto (Díaz, 1986). Sin embargo, podrían tratarse de fallas antiguas que han sufrido reactivación en varias fases, incluyendo al menos una post-Terciario.

La mineralización en todo caso se asocia a fracturas polidireccionales más pequeñas y a los diques y *stocks* cretácicos, encajada en direcciones preferenciales N – S a NW – SE y algunas E – W (Figura 30). Por relaciones de contacto se les asigna una edad Cretácico Tardío (Poblete, 2008) en desmedro de la edad Miocena asignada por Díaz (1986), que basa su estimación en la presencia de los diques dacíticos utilizando los

mismos conductos alimentadores. Sin embargo, dichos diques son estériles y no presentan la alteración asociada a las zonas mineralizadas (Díaz, 1986) por lo que en el presente trabajo nos decantamos por la primera opción.

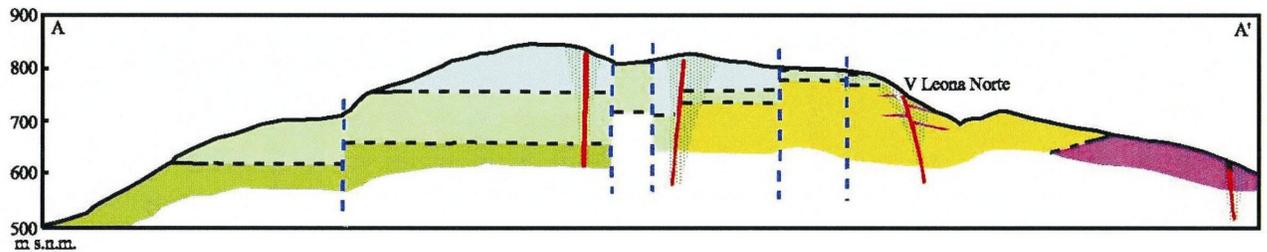
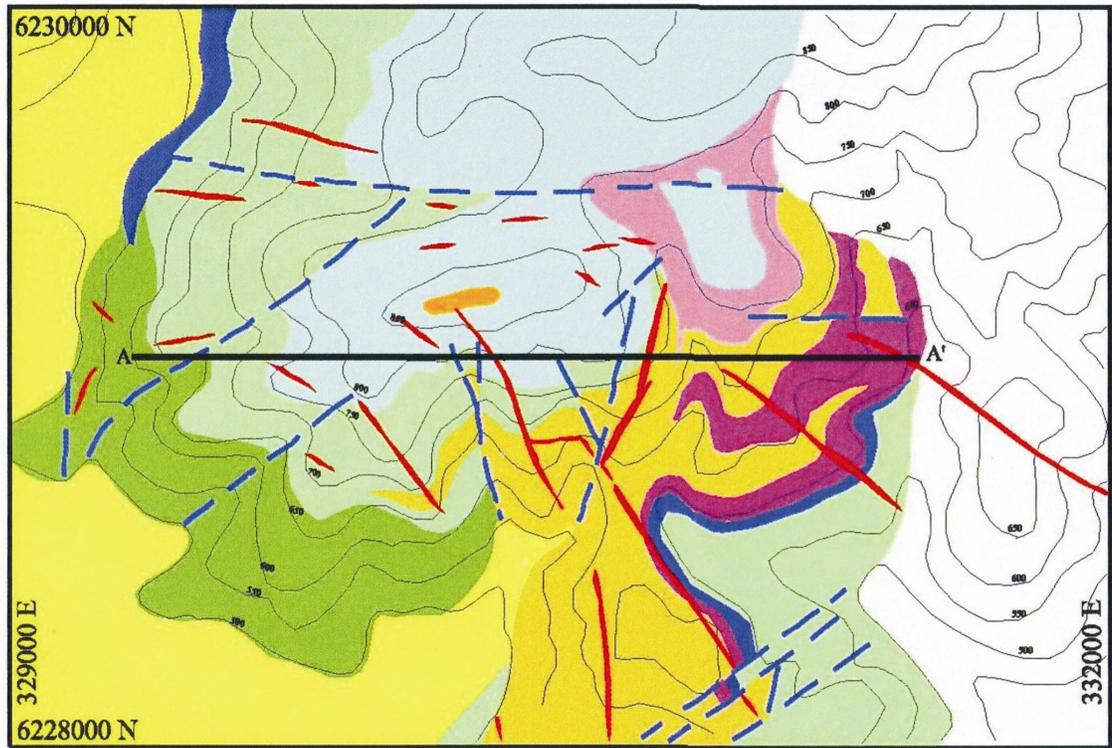
El tipo de mineralización corresponde a vetas de cuarzo y brechas hidrotermales, con *stockwork* en la roca caja. Las vetas presentan una masa de cuarzo lechoso que sostiene fragmentos silicificados de la roca caja. En los espacios entre los fragmentos y la roca caja se ubican los minerales de ganga y mena, o sea, pirita, arsenopirita, calcopirita, blenda, galena, limonitas y hematita (Díaz, 1986). En profundidad, las vetas se observan con bandeamiento de cuarzo y sulfuros, mientras que en la zona de *stockwork* alrededor de las vetas se presentan pequeñas vetillas con cuarzo y pirita diseminada. Por el centro de la veta corren en ocasiones diques de andesita estéril que se presupone por tanto postminerales (Poblete, 2008).

Verticalmente se presenta una zonación debido a procesos supérgenos, donde se encuentran definidas distintas zonas y asociaciones minerales: lixiviado (cuarzo sacaroidal, limonitas, hematita), zona oxidada (cuarzo, hematita, limonita, Au nativo, carbonatos y sulfatos de Cu, relictos de sulfuros primarios), zona de transición (cuarzo, calcita, hematita, sulfuros primarios, sulfuros supérgenos y oxidados de Cu) y primario (cuarzo, calcita, pirita, blenda, calcopirita, arsenopirita y galena) (Díaz, 1986). La mineralización de oro se observa al microscopio como inclusiones en arsenopirita y calcopirita (Díaz, 1986) y las concentraciones de metales medidas corresponde a 0,1 – 31 ppm para el oro, 0,3 – 83 ppm para la plata, 0,004 – 2,05 % para el cobre, 0,03 – 5,93 % para el plomo y 0,004 – 13,2 % para el zinc (Poblete, 2008).

La alteración hidrotermal producto de las vetas se estima en un halo máximo de unos 50 – 80 metros (Díaz, 1986) y se reconoce por una silicificación intensa de la roca caja, alteración de las plagioclasas a adularias y localmente cuarzo – sericita en las vetas, junto a calcita, clorita y feldespato potásico. De esta manera se distingue de la

alteración regional, caracterizada por una asociación clorita – calcita – albita – epidota ± cuarzo, sericita, esfeno y zeolita (Díaz, 1986).

Datos de inclusiones fluidas de muestras de superficie indican temperaturas de formación de los yacimientos de entre 95 – 380 °C (y promedio de 240,6 °C). De igual forma, la salinidad se estimó en 4,6 % en peso de NaCl eq. De esto desprendió Díaz (1986) una profundidad de emplazamiento de entre 750 y 950 metros bajo la paleosuperficie para dichas muestras.



**Cuaternario**  
 Depósitos no consolidados

**Rocas Volcánicas  
 (Cretácico Superior)**

- Toba de Lapilli
- Andesitas porfídicas
- Tobas de Lapilli y Tobas Arenosas
- Andesita basáltica
- Areniscas tobáceas
- Toba cristalina
- Andesita de piroxeno
- Toba brechosa

**Simbología**

- Vetas
- Alteración silícea
- Contactos
- Fallas

Figura 30: Mapa y perfil geológico del Distrito Chancón indicando dirección de vetas y estructuras mayores. Modificado de Poblete (2008).

### **5.2.7 Distrito Aurífero Las Palmas**

El distrito aurífero Las Palmas se encuentra ubicado a 30 Km. al noroeste de la ciudad de Talca, en la VII Región ( $35^{\circ} 11' S$   $71^{\circ} 46' W$ ).

En la zona afloran rocas volcánicas del Jurásico, en específico andesitas, brechas andesíticas y tobas de la Formación Altos de Hualmapu (Figura 31). Las capas se disponen de forma homoclinal con rumbo entre  $N10^{\circ}E$  y  $N40^{\circ}E$  y manteo entre  $15^{\circ}$  y  $35^{\circ}$  al sureste (Poblete, 2008).

Las rocas intrusivas corresponden a cuerpos granodioríticos que cortan la secuencia jurásica. Candia (1994; citado en Poblete, 2008) les asigna una edad Cretácico Superior y los relaciona con el proceso de mineralización. Además, hay filones andesíticos que cortan las vetas en dos ramas (Candia, 1994; citado en Poblete, 2008) lo que indicarían que son post-minerales.

La mineralización se emplaza en fallas subverticales NW – SE a W – E en forma de vetas que rellenan espacios abiertos, dentro de las andesitas. En menos ocasiones se presenta en brechas hidrotermales y como diseminación (Poblete, 2008). Las vetas se presentan como bandeamiento fino de cuarzo más sulfuros en el centro, cambiando a cuarzo masivo en los bordes. Hay una zonación vertical debido a los procesos de oxidación supérgenos. La zona superior oxidada presenta una asociación de cuarzo bandeado, oxidados de cobre, sulfatos de cobre y plomo, limonitas, hematita, pirita diseminada y clorita. Tras una leve zona mixta, la zona primaria presenta cuatro variedades de cuarzo (blanco, translúcido, pardo rosado y rojizo), pirita, esfalerita, galena, calcopirita, especularita y oro nativo muy fino, incluido en cuarzo y pirita. También se encuentra asociado a esfalerita y galena (Candia, 1994; citado en Poblete, 2008). Las concentraciones de los metales son de 1 – 10 ppm para el oro y 24,3 – 31,2 ppm para la plata. El cobre es uniformemente bajo y se concentra en algunas bolsonadas de calcopirita. La media para la suma de cobre, plomo y zinc es de 1,5% (Candia, 1994; citado en Poblete, 2008).

La alteración hidrotermal distrital es propilítica moderada. Sobre esta se impone, en la parte alta de las vetas, una alteración cuarzo-sericítica moderada a alta, junto a argilización debido a procesos supérgenos y presencia de adularia. En profundidad, la silicificación aumenta, así como lo hace la alteración propilítica. En la roca caja la alteración es mayoritariamente propilítica, existiendo algunas zonas epidotizadas. La silicificación también se presenta, aumentando en las cercanías de las vetas (Candia, 1994; citado en Poblete, 2008) y presentando un ligero control estratigráfico.

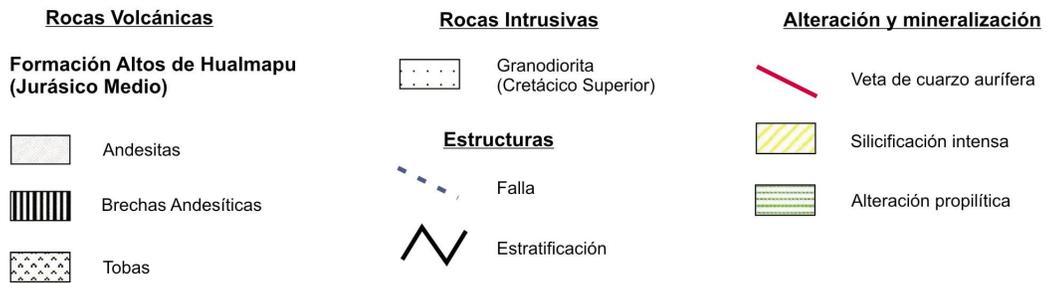
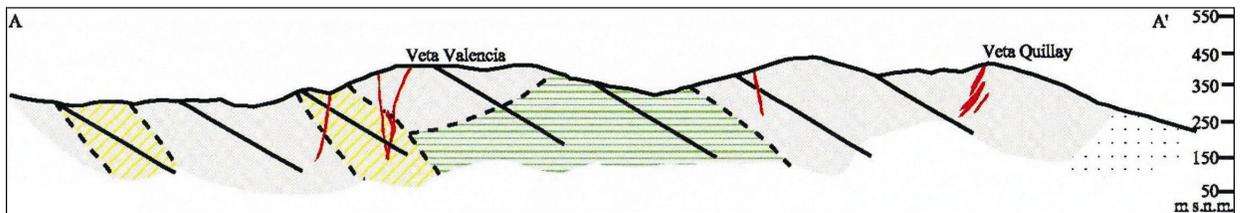
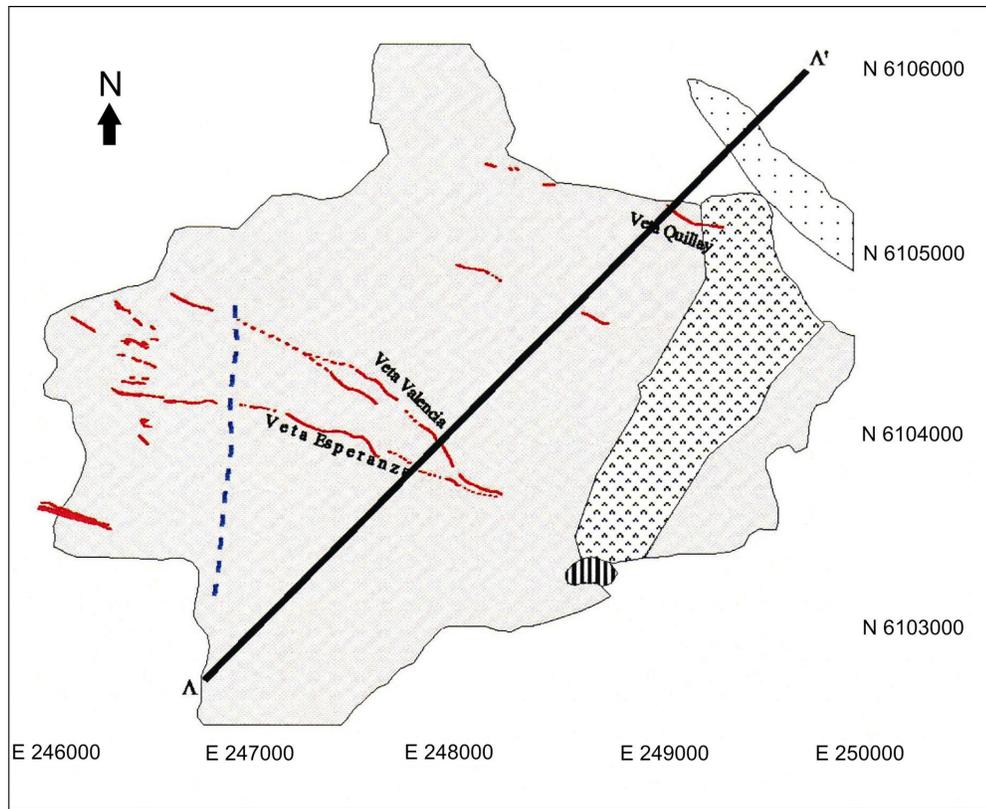


Figura 31: Mapa simplificado y perfil geológico generalizado del Distrito Las Palmas. Modificado de Poblete (2008).

### **5.3 Caracterización de la franja y guías de exploración**

La franja de vetas epitermales y mesozonales de la Cordillera de la Costa de la zona central de Chile se caracteriza en primer lugar por presentar una edad de mineralización correspondiente al Cretácico Superior, estimada tanto por mediciones isotópicas como por relaciones de contactos en los distritos estudiados.

Los yacimientos y distritos mineralizados se encuentran encajados en rocas intrusivas de edad Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío temprano, pero también en rocas volcánicas con intercalaciones sedimentarias del Jurásico y del Cretácico. Sin embargo, aún donde la roca caja no corresponde a los intrusivos cretácicos, la presencia de estos en la zona del yacimiento o sus cercanías es digna de ser tomada en cuenta, pues en todos los yacimientos se presume ligada a la mineralización.

Esta mineralización está caracterizada por ser controlada localmente por estructuras de diverso rumbo y manteo pero por lo general variando de NW – SE a NE – SW, aunque existen igualmente en algunos casos fallas W – E. Estas estructuras aparecen normalmente conduciendo a los fluidos hidrotermales y en algunos casos también a diques félsicos asociados al evento mineralizador cretácico (Poblete, 2008). Alejándose del plano local, a nivel regional los yacimientos presentan una buena correlación con estructuras NW – SE (Figura 32), allí donde éstas intersectan los intrusivos cretácicos. Esto plantea la posibilidad de que dichos plutones hayan removilizado y concentrado metales a lo largo de las estructuras NW – SE, siendo éstos conducidos a los niveles medios y altos del arco volcánico a través de las estructuras locales.

El tipo de mineralización corresponde en todos los caso a vetas masivas de sílice, en ocasiones bandeadas, junto a brechas hidrotermales, *stockworks* de vetillas y diseminación subordinadas normalmente a las vetas. La asociación mineral corresponde a sílice/cuarzo predominante junto a sulfuros (pirita, calcopirita, covelina, galena, esfalerita, arsenopirita, argentita), metales nobles en forma de

electrum o encapsulado en cuarzo y sulfuros, baritina, magnetita, hematita, hidróxidos de hierro y carbonatos. Además, en algunos casos se presentan perfiles de oxidación parcial conducidos por las estructuras.

La alteración que se asocia a la mineralización corresponde a una de tipo cuarzo-sericítica intensa a moderada en las vetas y diques, en algunos casos acompañada de argilización y carbonatización moderada en la parte alta de las estructuras. En profundidad aumenta la silicificación y la alteración propilítica.

Del estudio de las inclusiones fluidas asociadas a las vetas se obtiene que la temperatura de mineralización se encuentra entre los 200 y 390 °C y salinidades entre 1 y 10 % de NaCl eq., indicando condiciones asociadas a ambientes epitermales a mesozonales.

Por tanto, para desarrollar la exploración en la zona central de la Cordillera de la Costa de este tipo de yacimientos se deben considerar diversos patrones característicos. Como zona de interés de primer orden se identifica los intrusivos cretácicos, emplazados dentro de las secuencias volcano-sedimentarias jurásicas y cretácicas. Concretamente, dichas zonas serán de interés máximo cuando se encuentren cerca de la intersección de fallas regionales de rumbo NW – SE, responsables en apariencia de la concentración de la mineralización en profundidad, la cual removilizarían y enriquecerían las intrusiones posteriores.

En segundo lugar, en base al general sentido de inclinación homoclinal al este (variando de NE a SE) de la estratificación de las formaciones en esta zona, y dado que la parte principal de esta deformación es claramente posterior al emplazamiento de los intrusivos, es probable que los yacimientos epitermales se encuentren en general al este, mientras que los niveles mesozonales se encuentren relativamente al oeste, en base a la profundidad original de las formaciones jurásicas y cretácicas antes de la formación del sinclinal. En todo caso, a nivel regional los yacimientos debieran de encontrarse preferentemente en el lado este de los intrusivos cretácicos, lo cual se

corresponde con los yacimientos aquí estudiados, sin que por esto dejen de existir ejemplos que difieran de la norma (Distrito Las Palmas).

Finalmente, se debe buscar la presencia de conductos volcánicos y estructuras locales asociadas que pudieran permitir la migración de fluidos mineralizadores desde los sectores profundos a la parte alta del sistema volcánico, desarrollando en el camino los depósitos mesozonales, junto a diques de roca félsica y niveles superiores epitermales. Dada la complejidad de las formaciones y las estructuras volcánicas, este tipo de análisis debe de supeditarse a las zonas identificadas anteriormente por los factores de primer orden, a fin de definir dentro de un distrito blancos potenciales.

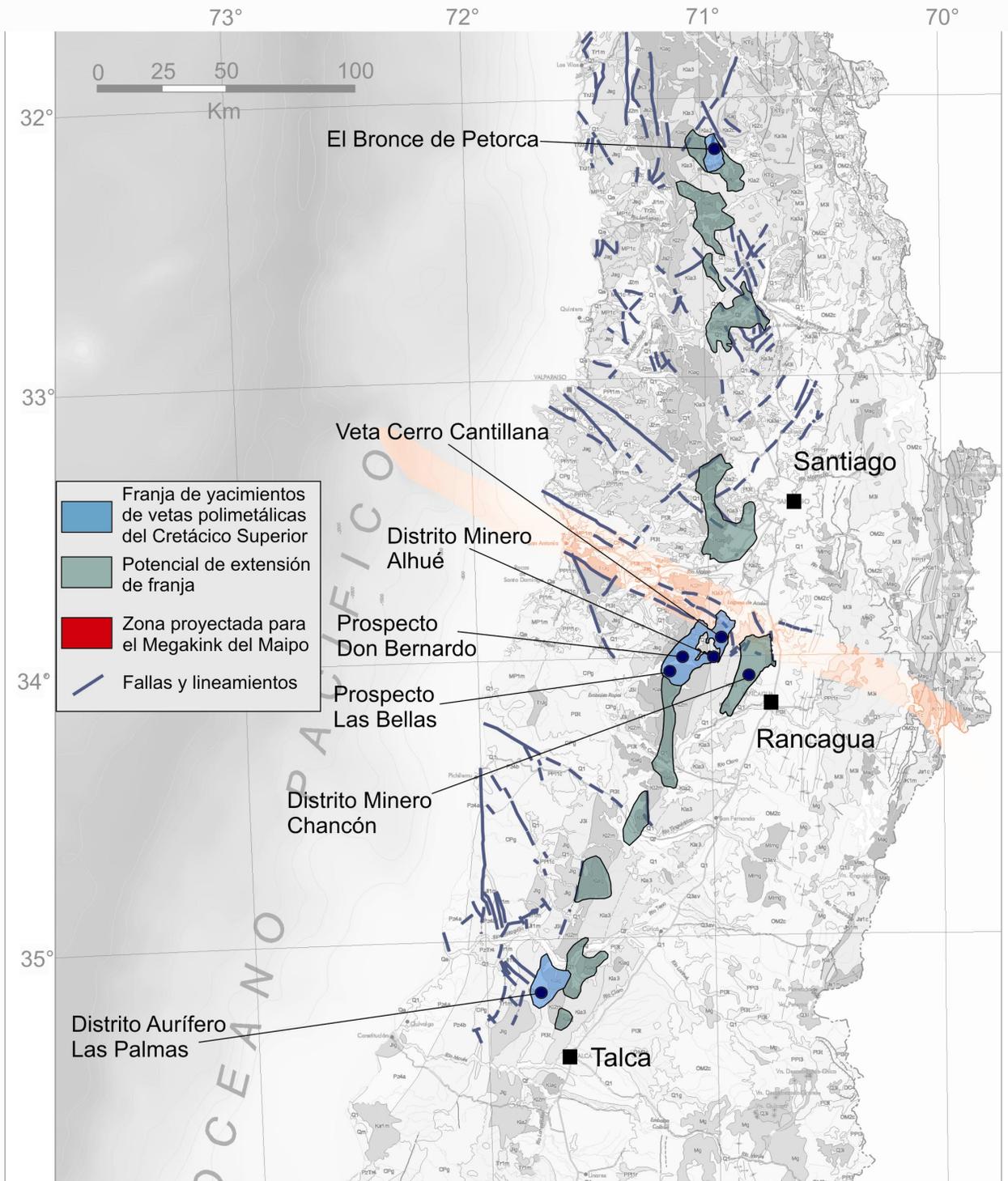


Figura 32: Franja metalogénica de yacimientos de vetas polimetálicas epitermales y mesozonales del Cretácico Superior.

## **6. Otros tipos de yacimientos**

Si bien la gran mayoría de los yacimientos presentes en la parte central de la Cordillera de la Costa pueden clasificarse en alguna de las tres franjas metalogénicas anteriormente mencionadas, no se puede descartar a priori la presencia de otros tipos de depósitos en la región.

Si bien la evidencia es aún escasa, hay algunos estudios (Hernández *et al.*, 1999, Townley *et al.*, 2000) que indicarían la presencia de al menos un cuerpo mineralizado que no correspondería a un sistema orogénico, estratoligado o a vetas epitermales y mesozonales, sino que se identifica con cuerpos de mayor temperatura y profundidad, asociados a yacimientos tipo pórfido rico en oro del Cretácico Inferior (Townley *et al.*, 2000).

Dicho cuerpo, ubicado en el Distrito Colliguay (Figura 33), pareciera extraño y único en el contexto geológico regional; no obstante, en la Cordillera de la Costa de la zona norte del país se encuentran varios yacimientos como Andacollo (104 – 98 Ma), Domeyko (106 – 97 Ma), Antucoya y Galenosa – Puntillas (132 – 118 Ma) que corresponden a mineralización de tipo pórfido de cobre con vetas y mantos de oro asociados, relacionada con eventos intrusivos del Cretácico Temprano a Cretácico Temprano tardío (Camus, 2003). Intrusivos de similar edad se encuentran en la zona del Distrito Colliguay, indicando sutilmente la posibilidad de que existan zonas de la Cordillera de la Costa de Chile central que alberguen mineralización equivalente de tipo pórfido.

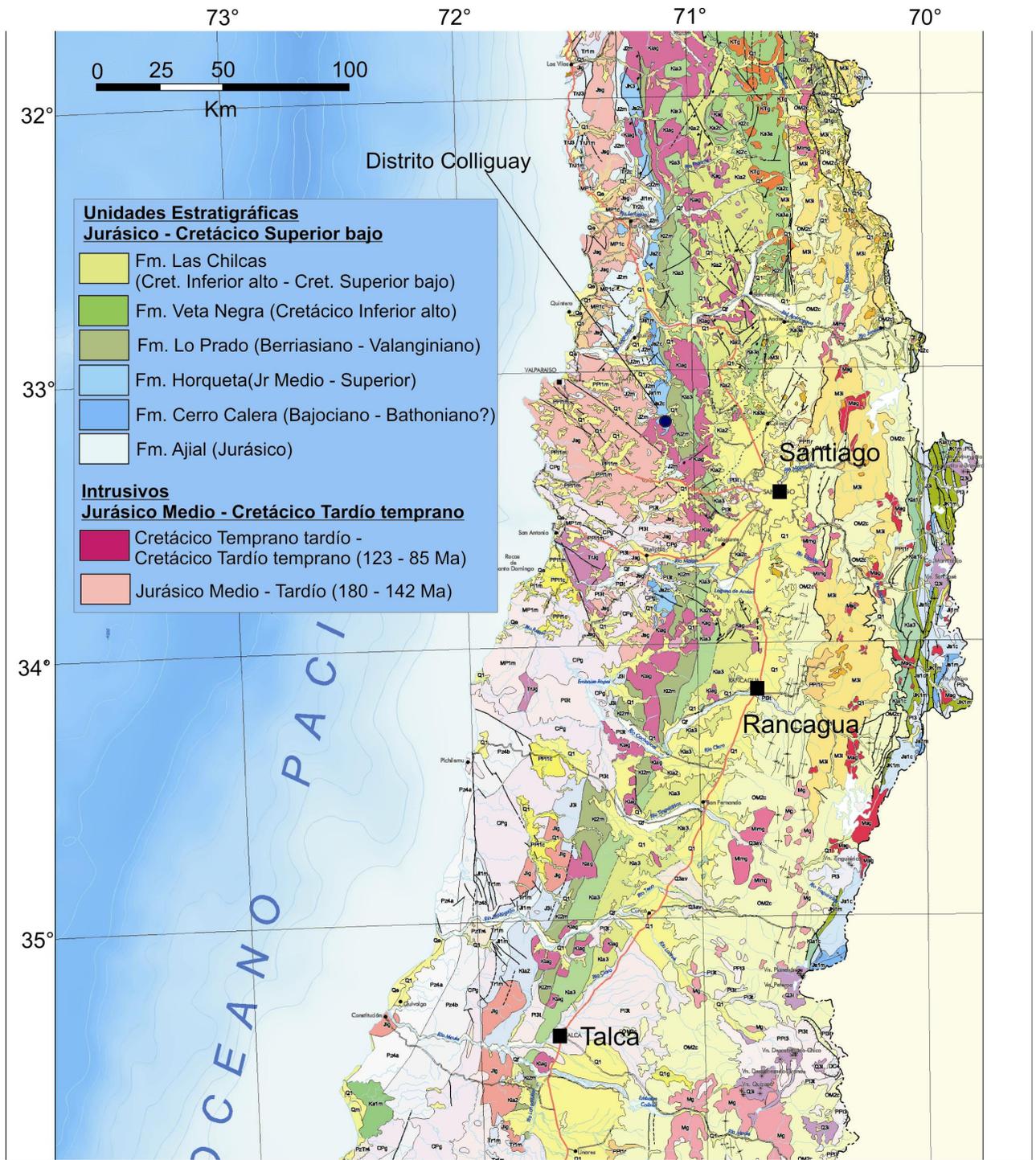


Figura 33: Mapa geológico con ubicación de Distrito Colliguay. Modificado de SERNAGEOMIN (2003)

## **6.1 Descripción de yacimientos y distritos**

### **6.1.1 Distrito Colliguay**

El Distrito Colliguay se encuentra ubicado en la V Región de Valparaíso, aproximadamente a 90 Km. al noroeste de Santiago ( $33^{\circ} 11' S$   $71^{\circ} 07' W$ ).

Las rocas que afloran en el área de estudio corresponden a rocas félsicas volcánicas (tobas líticas), subvolcánicas (pórfido dacítico) y sedimentarias marinas (calizas), denominadas localmente como Complejo Ígneo-Volcánico (CIV), correspondientes a la Formación Horqueta de edad Jurásico Medio-Tardío (Townley *et al.*, 2000).

Intruyendo a estas rocas se encuentran diversas facies de intrusivos entre las que se destacan el Pórfido Colliguay (granodiorítico), diques y *sills* dacíticos-andesíticos y un *stock* de granodiorita de anfíbola y biotita. Dichas rocas intrusivas se sospechan co-genéticas y se asocian a un evento del Cretácico inferior (Townley *et al.*, 2000).

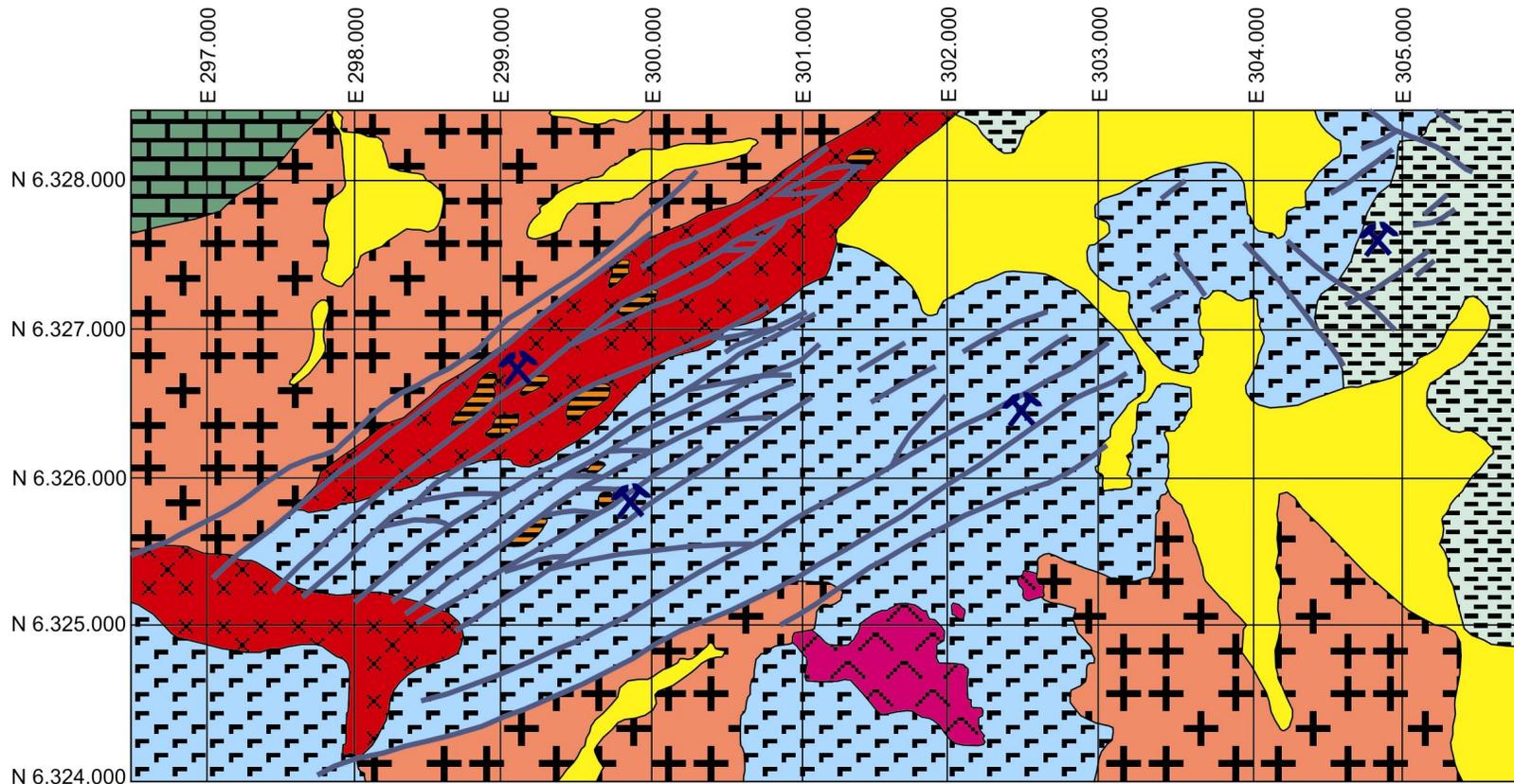
La zona está cruzada por fallas verticales NE-SW, interpretadas como transcurrentes dextrales (Hernández *et al.*, 1999).

La mineralización afecta a las rocas volcánicas y a los intrusivos porfídicos, a lo largo del sistema de fallas NE-SW (Figura 34). Las anomalías de oro, plata, cobre y molibdeno se asocian así mismo a una amplia alteración hidrotermal (Hernández *et al.*, 1999). La mineralización característica se encuentra en forma de brechas hidrotermales, vetas, *stockworks* y cuerpos de brechas tectónicas, y en menor medida, se aprecia hospedada en mantos en roca volcánica y diseminada dentro del Pórfido Colliguay (Townley *et al.*, 2000).

La principal asociación mineral corresponde a *stockworks* de cuarzo-pirita con alteración de cuarzo-sericita-pirita en las rocas volcánicas y cuarzo-sericita-clorita-pirita en el pórfido Colliguay. Una argilización fuerte supérgena se sobre impone a

dichas alteraciones hipógenas. Además, a través de técnicas de Enzyme Leach, se indicó la presencia de un halo oxidado marcando el contacto entre el Pórfido Colliguay y el *stock* de granodiorita, así como anomalías metálicas centradas con respecto al pórfido (Hernández *et al.*, 1999).

Estas características, así como la presencia de yacimientos vetiformes auríferos al norte y sur del distrito, llevan a Hernández *et al.* (1999) a postular esta asociación de mineralización-alteración como la correspondiente a la parte superior de un sistema de pórfido aurífero, emplazado en el Cretácico Inferior.



**Rocas estratigráficas**

-  Depósitos no consolidados
-  Calizas, calcarenitas y tobas andesíticas (Fm. Lo Prado)
-  Tobas líticas, pórfido dacítico e intercalaciones sedimentarias (Fm. Horqueta)
-  Fm. Ajjal y Horqueta indiferenciadas

**Intrusivos**

-  Diques y stocks dacíticos/andesíticos
-  Pórfido granodiorítico Colliguay
-  Granodiorita de anfíbola y biotita

**Simbología**

-  Fallas
-  Minas
-  Brechas hidrotermales

Figura 34: Geología del Distrito Colliguay. Modificado de Townley *et al.* (2000)

## **6.2 Discusión y guías de exploración**

La falta de otros yacimientos de este tipo en la zona estudiada impide realizar una discusión profunda sobre los elementos a tener en consideración a la hora de caracterizar y guiar la exploración de yacimientos de tipo pórfido rico en oro en la zona central de la Cordillera de la Costa. Sin embargo, hay al menos un par de características que se pueden mencionar.

En primer lugar, la edad de formación del yacimiento. En el ejemplo mostrado no hay una medición radiométrica de la edad de la mineralización, pero se tiene al menos un dato estimativo en base a las relaciones de contacto con la caja jurásica, indicando que la mineralización debe de ser al menos correspondiente al Cretácico Temprano. Por otro lado, Camus (2003) menciona que la mayoría de los sistemas de pórfidos ubicados en el cordón andino del centro-norte de Chile y sur de Perú se desarrollan dentro de un marco tectónico dominado por esfuerzos contraccionales y son raros los que se desarrollan en ambientes extensionales. De esta forma, sería posible tratar de limitar inferiormente aún más la edad de estos posibles cuerpos a la parte media y tardía del Cretácico Temprano, donde la inversión tectónica se supone más consolidada. Esto se condice con los pórfidos de cobre de esta edad ubicados en el norte del país y con la presencia de plutones del Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío temprano directamente al sur del Distrito Colliguay, que podrían asociarse al evento mineralizador.

Sobre la roca caja, dada esta edad de emplazamiento, las unidades más favorables debieran de ser las unidades volcánicas y marinas del Jurásico y quizás la parte baja de las rocas del Cretácico Inferior.

Por último, se debe de mencionar el hecho de la inclinación homoclinal de las formaciones jurásicas y cretácicas hacia el este, deformación que se habría iniciado a finales del Cretácico Inferior o principios del Cretácico Superior. Este yacimiento se encuentra al oeste de la franja de estratoligados, o sea, en niveles relativamente más

profundos de la paleoestratigrafía, presentando una edad similar o levemente más temprana que la mineralización estratoligada. De este modo, es lícito plantearse la pregunta de si las estructuras que alimentan la mineralización estratoligada de cobre, reconocidas en El Soldado como verticales con respecto a la paleosuperficie y actualmente tras la deformación con manteo al oeste, no estarían en alguna forma conectadas con sistemas de pórfidos ubicados a mayor profundidad. Responder esto, sin embargo, requerirá en primer lugar encontrar mayor cantidad de yacimientos de tipo pórfido en la zona, así como dataciones y estudios estructurales más precisos. Por ahora, esta relación genética cae sólo en el campo de la especulación.

## 7. Conclusiones

### 7.1 Franjas metalogénicas

En la Cordillera de la Costa, entre los 32° y los 35° 20' de latitud sur, se definen tres franjas metalogénicas correspondientes a yacimientos del Mesozoico (Figuras 35, 36 y Anexo 1).

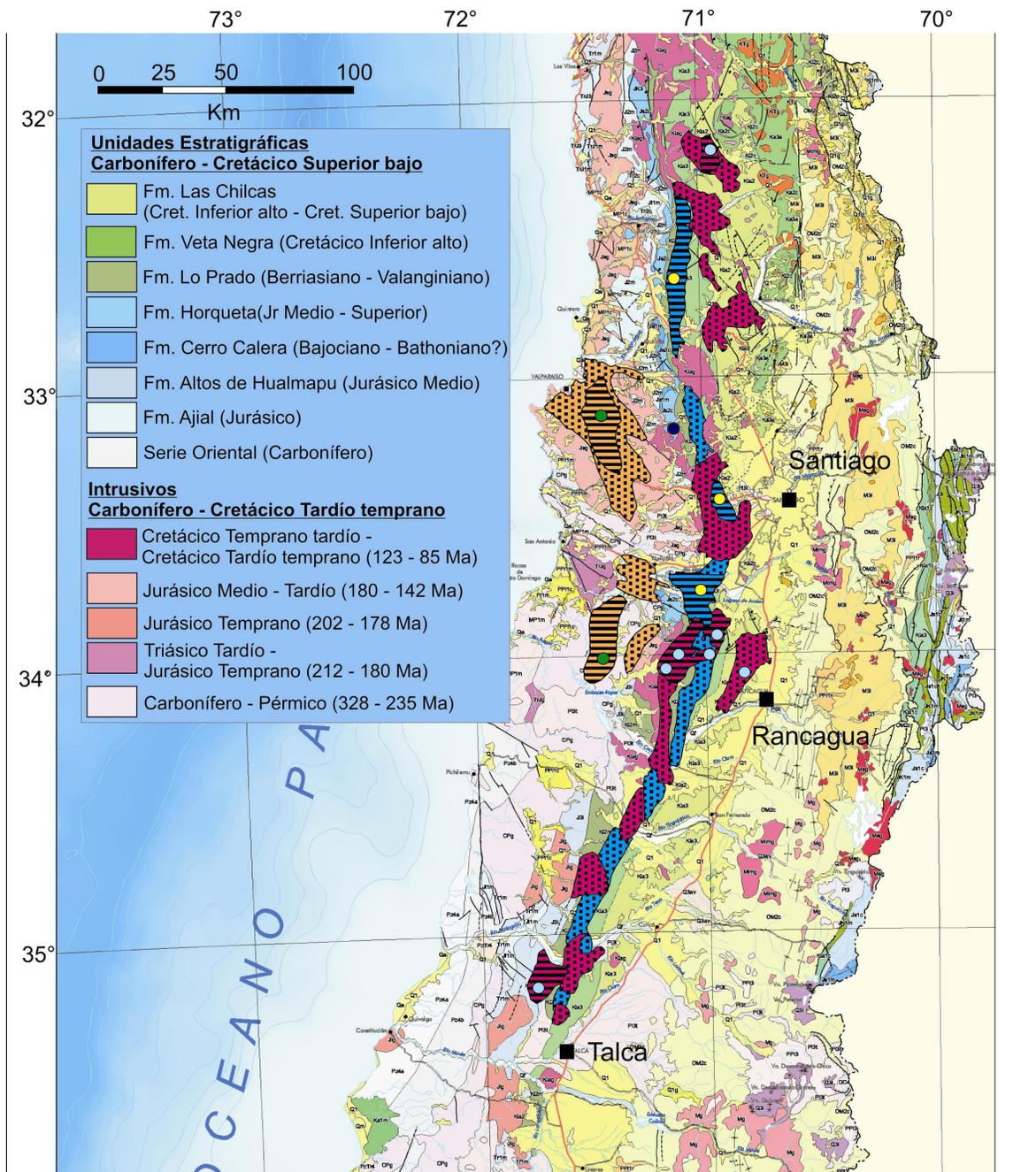
- a) Franja metalogénica de oro orogénico del Jurásico: su roca caja corresponde a rocas intrusivas y metamórficas del Paleozoico al Jurásico. La mineralización aurífera se presenta principalmente en vetas de cuarzo – oro, así como en brechas hidrotermales, vetillas y como diseminación. Esta mineralización aparece asociadas a diques de unidades félsicas de grano fino a medio del Jurásico Tardío, allí donde la roca caja es intersectada por fallas NS a NW – SE. La asociación mineral es de cuarzo – oro – magnetita – (pirita) con valores menores de cinabrio, oropimente, arsenopirita y rejalgar; la alteración corresponde principalmente a cuarzo – sericita. La temperatura de formación de la mineralización en los depósitos estudiados varía entre los 170 y 538 ° C y sus salinidades entre 8,7 y 17,5 % en peso de NaCl eq., indicando características de yacimientos meso- epizonales asociados a la formación del orógeno jurásico.
  
- b) Franja metalogénica de yacimientos estratoligados de cobre del Cretácico Inferior: la roca caja está bien definida y corresponde a rocas volcánicas y subvolcánicas ácidas, así como a niveles sedimentarios carbonatados pertenecientes a la zona de transición entre las formaciones Lo Prado y Veta Negra. La mineralización, controlada regionalmente por la estratigrafía, es conducida localmente hasta los niveles preferenciales por estructuras alimentadoras de alto ángulo, paralelas al rumbo general de las formaciones (N – S, modificado en sectores por el *megakink*), depositándose probablemente en frentes de oxidación – reducción. La asociación mineral presenta zonaciones en los mantos y estructuras mineralizadas, con núcleos de calcosina – bornita,

seguidos de halos concéntricos de bornita – calcopirita, calcopirita – pirita y finalmente pirita, los cuales pueden presentar leves perfiles de oxidación. La ganga suele estar compuesta por hematita, calcita, cuarzo, albita y en algunos casos microclina, esfalerita, galena, arsenopirita y bitumen. La alteración hidrotermal es principalmente potásica en los núcleos mineralizados, variando a cuarzo-sericítica en los bordes de las estructuras y con alteración propilítica en el contacto con la caja que se confunde con la alteración regional. La temperatura de mineralización de los cuerpos analizados indican valores que fluctúan ente los 140 y 350 °C con salinidades comprendidas entre 1,5 y 40 % en peso de NaCl eq. La presencia directa de intrusivos del Cretácico Temprano – Tardío pareciera inhibir la formación de estos yacimientos, pero se considera que serían los causantes del *input* térmico para la migración hidrotermal desde profundidad, indicando que estos cuerpos se formarían en niveles superiores a los intrusivos, en zonas aún no erosionadas. En algunos casos, parece posible que procesos de diagénesis bacterial de petróleo en la cuenca cretácica sean parte del proceso mineralizador, previo al aporte hidrotermal.

- c) Franja metalogénica de vetas polimetálicas epitermales y mesozonales del Cretácico Superior: la roca caja para esta franja corresponde a los intrusivos de edad Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío temprano, incluyendo también unidades volcánicas y sedimentarias del Jurásico y el Cretácico en la cercanía de dichos intrusivos. A nivel regional, los yacimientos presentan una buena correlación con estructuras mayores NW – SE, indicando la posibilidad de que los intrusivos cretácicos concentren y removilicen mineralización presente anteriormente en dichas estructuras. Localmente, la mineralización está encajada en estructuras polidireccionales, las cuales conducen los fluidos hidrotermales, así como en ocasiones diques félsicos asociados a los mismos eventos mineralizadores. Los depósitos son de tipo veta masiva de sílice, junto a brechas hidrotermales, *stockworks* de vetillas y disseminación subordinadas normalmente a las vetas. La asociación mineral corresponde a sílice/cuarzo predominante junto a sulfuros (pirita, calcopirita, covelina, galena, esfalerita, arsenopirita, argentita),

metales nobles en forma de electrum o encapsulado en cuarzo y sulfuros, baritina, magnetita, hematita, hidróxidos de hierro y carbonatos. En algunos casos se presentan perfiles de oxidación parcial conducidos por las estructuras, las cuales presentan anomalías de oro y plata, además de de cobre, molibdeno, plomo y zinc, en ocasiones. La alteración característica es de tipo cuarzo-sericítica intensa a moderada en las vetas y diques, en algunos casos acompañada de argilización y carbonatización moderada en la parte alta de las estructuras, aumentando la silicificación y la alteración propilítica en profundidad. Las temperaturas de mineralización medidas en los yacimientos investigados varían entre los 200 y 390 °C y las salinidades entre 1 y 10 % en peso de NaCl equivalente, indicando ambientes epi- a mesozonales.

Aparte de estas tres franjas definidas, en la zona hay indicios de otros tipos de yacimientos, como el caso del Distrito Colliguay, con características de tipo pórfido rico en oro, los cuales no pueden ser cabalmente integrados en una clasificación sin realizarse mayores investigaciones.



- |  |   |  |
|--|---|--|
| Franja metalogénica de Au orogénico jurásico           | Franja de yacimientos estratoligados de Cu del Cretácico Inferior               | Franja de vetas polimetálicas del Cretácico Superior                           |
| Potencial de extensión de franja Au orogénico jurásico | Potencial de extensión de franja de estratoligados de Cu del Cretácico Inferior | Potencial de extensión de franja de vetas polimetálicas del Cretácico Superior |
| Depósito Au orogénico                                  | Depósito estratoligado de Cu  | Depósito de vetas polimetálicas  |
|  | Depósito tipo pórfido rico en Au  |  |

Figura 35: Franjas metalogénicas del Mesozoico en la Cordillera de la Costa de Chile Central. Se presenta información sobre Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003)

## **7.2 Guías de exploración**

Las tres franjas descritas presentan características específicas que permiten diseñar estrategias para el desarrollo de la exploración de yacimientos metálicos en el sector.

- a) En el caso de la franja orogénica jurásica, el factor primordial a considerar corresponde a aquellas zonas en donde se produzca la intersección de los intrusivos jurásicos con las estructuras NS a NW – SE asociadas a la formación del Megakink del Maipo. Dicha zona es especialmente interesante donde los intrusivos jurásicos desarrollen sistemas de diques de magmatismo félsico. Además, dada la correlación en edad de los intrusivos jurásicos con la Fm. Horqueta, debiera investigarse la posibilidad de encontrarse cuerpos mineralizados de menor temperatura en los contornos de las trazas de las estructuras mencionadas, al este de los intrusivos y hasta la formación en cuestión.
  
- b) La franja de estratoligados cretácicos está muy bien delimitada a la zona de interfase entre las formaciones Lo Prado y Veta Negra. Dentro de esta interfase, los niveles de volcanismo félsico y sedimentarios carbonatados son los más receptivos a la mineralización. Se debe investigar la presencia de depósitos allí donde estas zonas estén preservadas tectónicamente y estén conectadas a través de estructuras con los cuerpos intrusivos del Cretácico Temprano en profundidad, que deben de estar medianamente cercanos. Donde estos cuerpos estén aflorando, es probable que no se presenten yacimientos estratoligados debido a la falta de los niveles preferenciales, posiblemente debido a la exhumación y erosión tectónica. En este sentido, el sector sur de la zona de estudio presenta una mayor continuidad de las series estratigráficas y menos interrupción por intrusivos, lo que podría indicar una preservación de cuerpos en profundidad, condicionado a la existencia de variables geológicas semejantes a las del sector norte. Nuevamente la presencia de grandes estructuras NW – SE se correlaciona bastante bien con estos yacimientos (Figura 36).

c) El factor primario de la franja de vetas polimetálicas del Cretácico Superior que hay que revisar es la presencia de intrusivos del Cretácico Temprano tardío – Cretácico Tardío temprano en la zona. Dichos intrusivos se consideran los generadores de la mineralización en la gran mayoría de los yacimientos estudiados y se ubican en la parte baja del sistema. Dada la deformación regional post-mineralización que inclina las secuencias caja hacia el este, se esperaría que los sistemas de vetas epitermales se encontraran localmente hacia el este de los cuerpos de intrusivos, o sea, en la parte alta del sistema. Esto se corresponde con los depósitos en estudio, con la excepción del Distrito Las Palmas, que se encuentra al oeste de los intrusivos. El segundo factor primario a considerar es, nuevamente, la presencia de las estructuras NW – SE, las cuales aparentemente concentran la mineralización en profundidad, la cual es enriquecida y removilizada por los intrusivos. Finalmente, como factor secundario local se debe de encontrar estructuras menores, como ductos volcánicos, que conecten con la parte alta del sistema para generar en el camino yacimientos mesozonales junto a diques félsicos, y sistemas epitermales en la parte alta.

Manteniendo las diferencias de rumbo, mineralización y edad, este tipo de estructuras oblicuas que generan mineralización en la intersección con arcos magmáticos no son nuevas (ver Palacios *et al.*, 2007) y deben de ser consideradas en modelos de exploración, debido a su capacidad de conectar la corteza inferior con la corteza superior, permitiendo el ascenso de magmas y la emisión de fluidos hidrotermales.

En cuanto a los métodos de exploración, la cubierta arcillosa y vegetal, si bien no imposibilita, hace difícil la toma de datos. Por eso, muestreos de sedimentos de corrientes u otros métodos indirectos pueden ayudar a definir blancos de exploración.

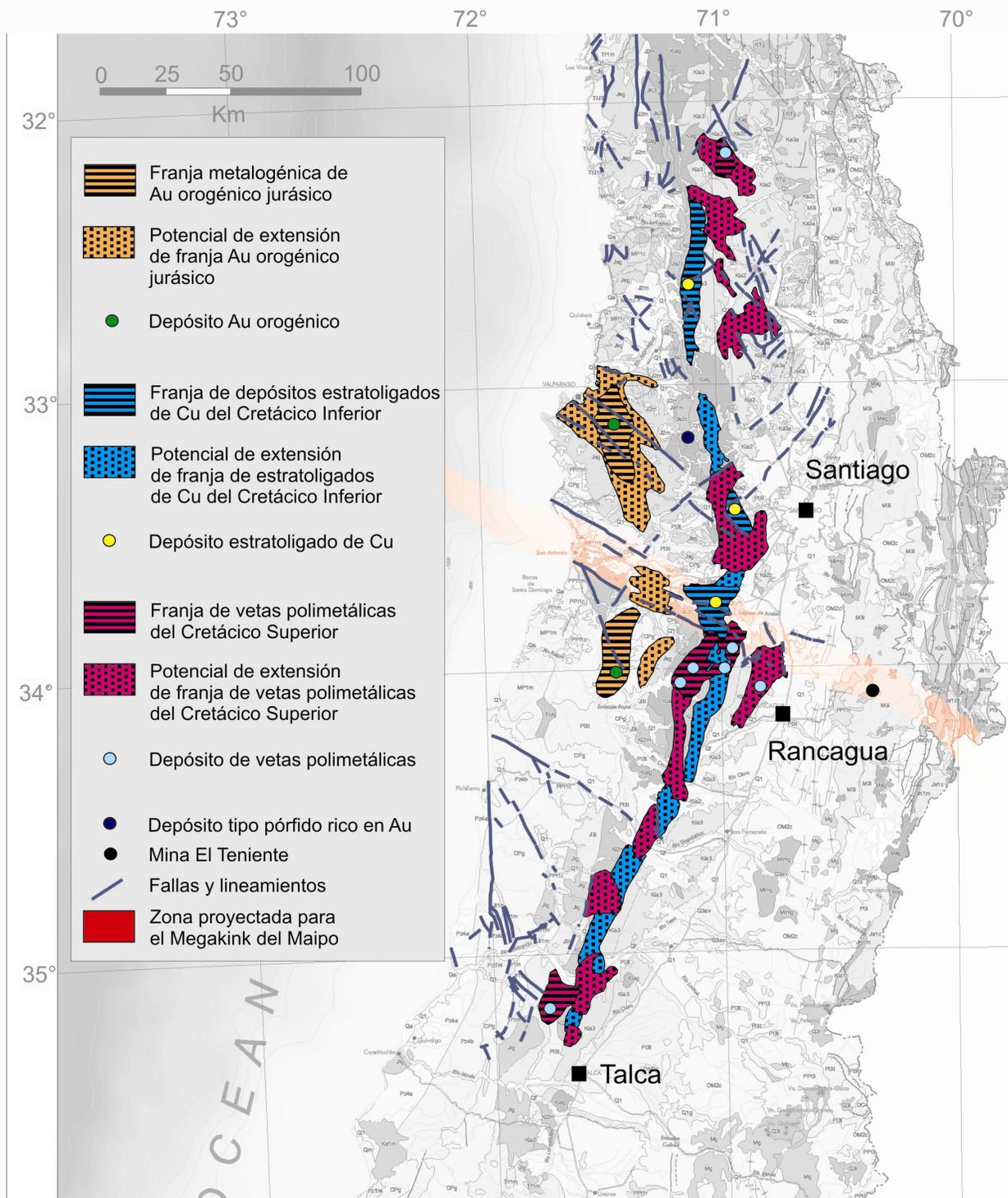


Figura 36: Relación entre estructuras y franjas metalogénicas del Mesozoico en la Cordillera de la Costa de Chile Central. Proyección del Megakink del Maipo y su posible relación con otros yacimientos.

### **7.3 Modelo genético estructural**

Como se observa en las tres franjas, el control estructural es quizás el factor más común a ellas. Las estructuras NW – SE generadas en un ambiente extensional, probablemente entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Temprano, son lo suficientemente antiguas y activas, como para ser zonas de acumulación de anomalías metálicas, debido a sucesivos pulsos, removilización y precipitaciones en sus trazas (Figura 37a). No sólo se ve esto en la zona de la Cordillera de la Costa, sino que si se toma la estructura más evidente del sector, el Megakink del Maipo, se puede observar que su proyección no sólo coincide con zonas mineralizadas del Jurásico, Cretácico Inferior y Cretácico Superior, sino con la Mina El Teniente, de edad Mioceno Tardío – Plioceno (Figura 36).

Posterior al inicio de estos eventos de dirección NW – SE se encuentran los eventos asociados a la migración del arco al este. Esta migración genera el sistema de estructuras N – S y los niveles estratificados que sirven de roca caja. Las intrusiones agregan mineralización metálica de forma longitudinal y además enriquecen y removilizan las zonas de intersección con las fallas NW – SE (Figura 37b y c). De esta forma, los intrusivos de las bases volcánicas movilizan los fluidos hidrotermales hacia los niveles medios y superiores, creando depósitos metálicos en las rocas cajas más receptivas (félsicas y carbonatadas, como el caso de los yacimientos estratoligados) o en estructuras pre- o sin-mineralización asociadas a la intrusión – volcanismo (yacimientos vetiformes epitermales – mesozonales).

Finalmente, durante y tras la deformación de las unidades, diversos movimientos tectónicos generaron la exhumación o enterramiento de bloques con depósitos minerales. En esto actuó seguramente los dos sistemas estructurales precedentes, así como estructuras NNE – SSW, permitiendo la preservación o destrucción de las zonas con concentraciones metálicas (Figura 37d).

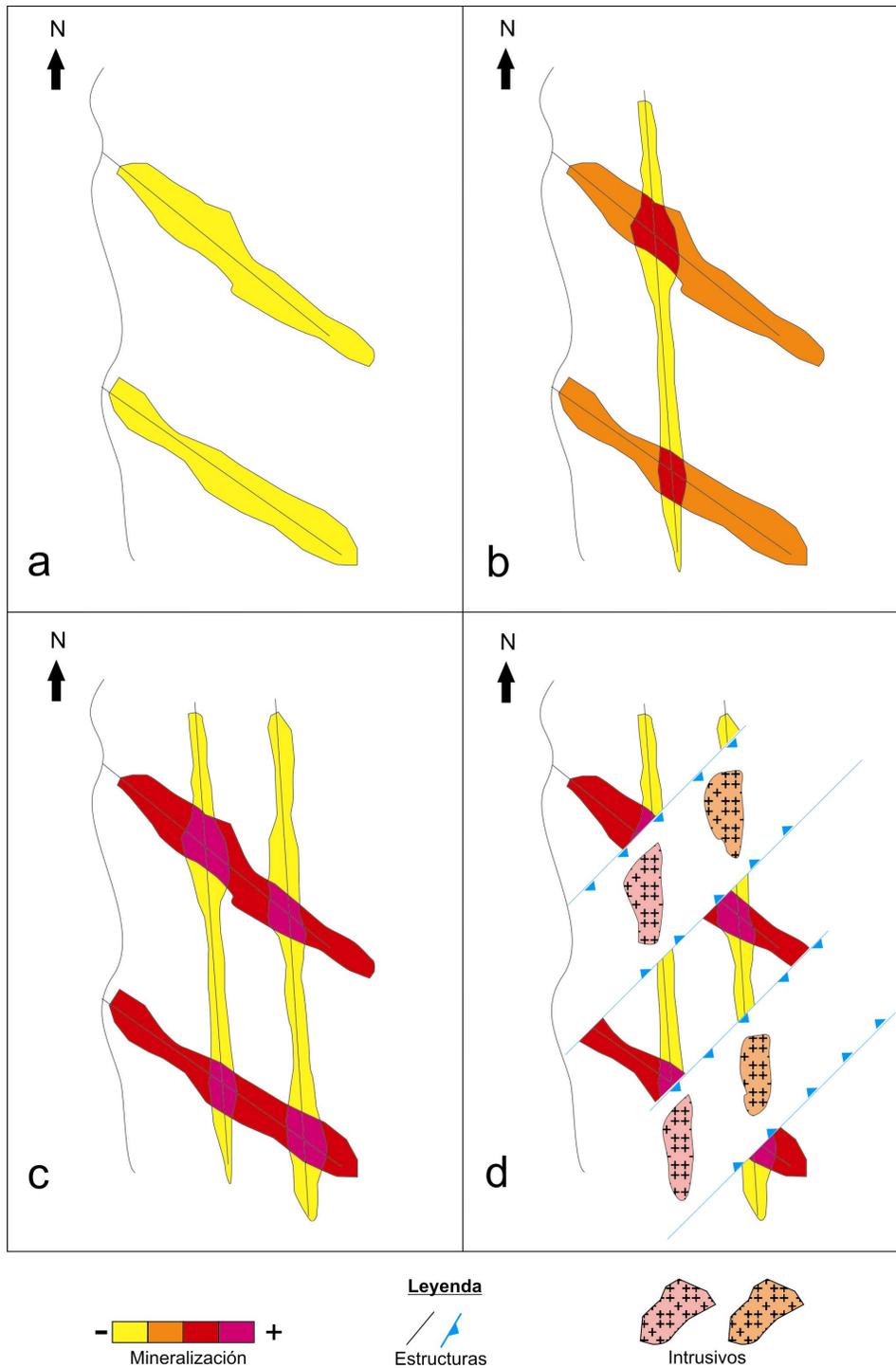


Figura 37: Modelo esquemático estructural de mineralización. a) Pulsos mineralizadores en estructuras NW – SE (Intermitente desde el Pérmico Tardío). b) Arco volcánico longitudinal aporta mineralización y enriquece zonas de intersección con fallas NW – SE (desde el Jurásico Tardío). c) Migración del arco hacia el este (desde el Cretácico Temprano hasta la actualidad) d) Deformación, alzamiento y erosión-preservación de bloques por sistemas estructurales NW – SE, N – S y NNE – SSW (mayormente desde el Cretácico Superior); sólo se muestra por comodidad bloques NNE – SSW.

## 8. Referencias

ARRIAGADA, C.; MPODOZIS, C.; YAÑEZ, G.; CHARRIER, R.; FARÍAS, M.; ROPERCH, P. “Rotaciones tectónicas en Chile central: El oroclino Vallenar y el “megakink” del Maipo”. En: *Actas XII Congreso Geológico Chileno* [Actas digitales], (Santiago, 22 – 26 de noviembre de 2009). 2009, S9\_009. 1 pendrive, 4 pp.

CAMUS, F. *Geología de los Sistemas Porfíricos en los Andes de Chile*. Santiago: SERNAGEOMIN. 2003, 267 p.

CAMUS, F.; BORIC, R.; SKEWES, M. “El distrito de oro El Bronce y su relación con la caldera Morro Hediondo, Región de Valparaíso, Chile”. *Revista Geológica Chilena*. 1986, Vol. 28, p. 95-101

CAMUS, F.; BORIC, R.; SKEWES, M.; CASTELLI, J.; REICHHARD, E.; MESTRE, A. “Geologic, Structural and Fluid Inclusions Studies of El Bronce Epithermal Vein System, Petorca, Central Chile”. *Economic Geology*. 1991, Vol. 86, N° 6, p. 1317-1345.

CHARRIER, R.; PINTO, L.; RODRÍGUEZ, M. “Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile”. En: MORENO, T.; GIBBONS, W. (ed.). *The Geology of Chile*. London: The Geological Society. 2007, p. 21-114.

CORVALÁN, J.; VERGARA, M. “Presencia de fósiles marinos en las calizas de Polpaico. Implicaciones Paleoecológicas y Paleogeográficas”. *Revista Geológica Chilena*. 1980, N° 10, p. 75-83.

DAVIDSON, G.; LARGE, R. “Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic”. *Mineralium Deposita*, 1994, Vol. 29, N° 3, p. 208-223.

DÍAZ, S. *Geología económica y prospección geoquímica de suelos de área de la mina La Leona, Distrito Minero Chancón, VI Región*. Memoria para optar al Título de Geólogo. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología. 1986, 181 pp.

GANNA, P. *Geología de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule*. Memoria para optar al título de Geólogo. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología. 1981, 171 pp.

GANNA, P.; TOSDAL, R. “Geocronología U – Pb y K – Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile”. *Revista Geológica de Chile*. 1996, Vol. 23, N° 2, p. 151-164.

GROVES, D.; GOLDFARB, R.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.; ROBERT, F. “Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types”. *Ore Geology Reviews*. 1998, Vol. 13, N° 1, p. 7 -27.

HERNÁNDEZ, T.; TOWNLEY, B.; PALACIOS, M.; MAKSAEV, V. “Geology and geochemistry of the Colliguay Gold District, Central Coastal Cordillera, Chile”. En: MAKSAEV, V. (ed.). *Comunicaciones*. 1999, N° 50, p. 91-96.

HERVÉ, F.; FAUNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONNE, H.; WILLNER, A. “Metamorphic and plutonic basement complexes”. En: MORENO, T.; GIBBONS, W. (ed.). *The Geology of Chile*. London: The Geological Society. 2007, p. 5-20.

HURTADO, R. *Estudio geológico – geoquímico en el Distrito Minero Antena, Cordillera de la Costa, V Región, Chile: Un caso de exploración geológica – geoquímica en zonas cubiertas*. Tesis para optar al Título de Geólogo y al grado de Magíster en Ciencias. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología. 1999, 89 pp.

MAKSAEV, V.; TOWNLEY, B.; PALACIOS, C.; CAMUS, F. “Metallic ore deposits”. En: MORENO, T.; GIBBONS, W. (ed.). *The Geology of Chile*. London: The Geological Society. 2007, p. 179-199.

PALACIOS, C.; RAMÍREZ, L.; TOWNLEY, B.; SOLARI, M.; GUERRA, N. “The role of the Antofagasta-Calama Lineament in ore deposit deformation in the Andes of northern Chile”. *Mineralium Deposita*. 2007, Vol. 42, N° 3, p. 301-308.

PARADA, M.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; OLIVEROS, V.; FUENTES, F.; MORATA, D.; CALDERÓN, M.; AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G.; ESPINOZA, F.; MORENO, H.; FIGUEROA, O.; MUÑOZ, J.; TRONCOSO, R.; STERN, CH. “Andean magmatism”. En: MORENO, T.; GIBBONS, W. (ed.). *The Geology of Chile*. London: The Geological Society. 2007, p. 115-146.

POBLETE, J. *Geología, alteración y mineralización en los prospectos Au - Ag Las Bellas y Don Bernando, Comuna de Alhué, Región Metropolitana*. Memoria para optar al Título de Geólogo. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología. 2008, 102 pp.

PORTUS, O. *Caracterización geológica, alteración y mineralización de los depósitos de oro en Alto Inca, Cordillera de la Costa, Región Metropolitana: Su potencial como prospecto minero*. Memoria para optar al Título de Geólogo. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología. 2007, 99 pp.

SARIC, N.; KREFT, C.; HUETE, C. “Geología del Yacimiento Lo Aguirre, Chile”. *Revista Geológica de Chile*. 2003, Vol. 30, N° 2, p. 317-331.

SERNAGEOMIN. *Mapa Geológico de Chile: versión digital. Publicación Geológica Digital N° 4*. [Material cartográfico digital]. Escala 1:1.000.000. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003. 1 CD-ROM (versión 1.0, 2003), 25 pp.

SURJÁN, M. *Geología, alteración hidrotermal y mineralización en el prospecto cuprífero Cerro Oveja, comuna de Isla de Maipo, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo*. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología. 2009, 90 pp.

THIELE, R.; MOREL, R. “Tectónica Triásico-Jurásica en la Cordillera de la Costa, al norte y sur del Río Mataquito (34° 45' - 35° 15' Lat. S), Chile”. *Revista Geológica de Chile*. 1981, N° 13-14, p. 49-61.

TOWNLEY, B.; MAKSAEV, V.; PALACIOS, C.; HERNÁNDEZ, T.; HURTADO, R.; JORQUERA, R.; GONZÁLEZ, E. “Mineralización aurífera en la Cordillera de la Costa en Chile central: Distritos Antena (V Región) y Colliguay (Región Metropolitana)”. En: *Actas del IX Congreso Geológico Chileno*, (Puerto Varas, 31 de julio a 4 de agosto de 2000). 2000, Vol. 2, p. 171-175.

WALL, R.; GANA, P.; GUTIERREZ, A. *Mapa geológico del área de San Antonio - Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins: Mapa Geológico N° 2* [Material cartográfico]. Escala 1:100.000. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería. 1996, 20 pp, 1 mapa.

WILLSON, N.; ZENTILLI, M.; REYNOLDS, R.; BORIC, R. “Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado manto-type copper deposit, Chile:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of K/feldspar”. *Chemical Geology*. 2003, N° 197, p. 161-176.

YAÑEZ, G.; GANA, P.; FERNÁNDEZ, R. “Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central”. *Revista Geológica de Chile*. 1998, Vol. 25, N° 2, p. 175-198.

ZENTILLI, M.; COLLINS, P.; BORIC, R.; WILSON, N. “Diagenetic pyrite in the El Soldado stratabound copper deposit: a link with petroleum system of the Cretaceous basin of central Chile”. En: *Actas XII Congreso Geológico Chileno* [Actas digitales], (Santiago, 22 – 26 de noviembre de 2009). 2009, S11\_054. 1 *pendrive*, 5 pp.

# ANEXOS

**ANEXO I: Tablas resumen de depósitos minerales**

Depósito	Coord.	Estilo de la Mineralización	Roca de caja	Asociaciones Minerales	Rango de leyes [ppm]	Alteración Hidrotermal	Inclusiones Fluidas	Edad [Ma]	Referencias
Prospecto Alto Loica  <u>Au orogénico Jr Superior</u>	34° 01' S 71° 27' W	Vetas cuarzo-oro, rellenando fracturas.	Monzogranitos de biotita (Carb)  <i>Stocks</i> y diques de granodiorita a sienogranito, en ocasión brechoso (Plz? Jur?)  <i>Sills</i> y diques de monzogranito de anfíbola (Plz? Jur?)  Milonitas	Cuarzo, cinabrio, rejalgar, pirita, arsenopirita, oropimente, clorita, Au nativo  Au disseminado en cuarzo, fracturas y en magnetita lixiviada.	(Vetas) Au: 0,5 – 8  (Granodiorita) Au: 0,002 – 17	Primaria de cuarzo, muscovita, magnetita (Granodiorita)  Secundaria de cuarzo, sericita en vetas y milonitas.	T[°C] = 170 – 250 Media (180)  % NaCl eq = 15  pH = 4 – 6	Jr tardío Por relación de contactos	Portus, 2007
Distrito Antena  <u>Au orogénico Jr Superior</u>	33° 08' S 71° 26' W	Diseminada en diques félsicos, y en vetas y vetillas de cuarzo	Metapelitas, anfíbolitas y hornfels (Comp. Oriental) (Carbonífero? – Triásico?)  Cuerpos tonalíticos, graníticos y gabros (Jur Med-Sup), diques dioríticos (Jur Sup)  Granitoides y diques félsicos (Jur Sup)	Magmática: Magnetita, Au nativo, cuarzo, mica blanca.  Hidrotermal: Pirita, oro, sericita, cuarzo  Au incluido en magnetita y en cuarzo.	Au: 0,001 – 35	Cuarzo-sericítica  Afecta mayormente a roca de caja y en menor cuantía a diques mineralizados.	T[°C] = 280 - 538 Media (415)  % NaCl eq = 8,7 – 17,5  Emplz [m] = 14.800 – 1.300  pH = 4 – 6	156 – 151 ± 3,6 Ma (K-Ar en mica blanca)  Jr tardío	Hurtado, 1999

Depósito	Coord.	Estilo de la Mineralización	Roca de caja	Asociaciones Minerales	Rango de leyes [ppm]	Alteración Hidrotermal	Inclusiones Fluidas	Edad [Ma]	Referencias
Mina El Soldado  <u>Cu</u> <u>estratoligado</u> <u>K Inferior</u>	32° 38' S 71° 04' W	En clusters dentro de la riodacita (menos en basaltos).  Estructuras (NS, NNW) y vetas, diseminado y vetillas.	Riodacitas y basaltos calco-alcalinos, intercalados con lutitas carbonatadas y areniscas volcanoclásticas (Fm. Lo Prado) (K Inf.)  Volcanitas continentales (Fm. Veta Negra) (K Inf.)	Zonada de núcleo a halo:  Calcosina-hematita-(bornita)  Bornita-calcopirita  Calcopirita-pirita  Ganga de pirita, hematita, calcita, clorita, albita, microclina, bitumen, (esfalerita), (galena), (arsenopirita)	Cu: 13.500 (promedio)	Calcita, albita, feldespato potásico (microclina-ortoclasa) y menor cuarzo opalino, epidota, titanita, rutilo, muscovita y arcillas (montmorillonita-ilita)  Controlada por estructuras, difícil de diferenciar de alteración regional	T[°C] = 200 - 257  % NaCl eq = 30-40  (Maksaev et al, 2007)  T[°C] = 300 - 350  Emplz [m] = 5.000  (Wilson et al, 2003)	103 ± 1,3 Ma  ( <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar en feldespato potásico)  K temprano	Wilson et al., 2003  Maksaev et al., 2007
Mina Lo Aguirre  <u>Cu</u> <u>estratoligado</u> <u>K Inferior</u>	33° 26' S 70° 55' W	Asociada a dacitas, riolitas y brechas.  Diseminada, relleno vesículas y vetillas, reemplazo de minerales.	Andesitas, dacitas, riolitas, tobas, brechas y areniscas (Fm. Veta Negra) (K. Inf.)  Tobas y areniscas estratificadas (Fm. Lo Prado) (K. Inf.)	Zonada de núcleo a halo:  Calcosina-bornita  Bornita-calcopirita  Pirita-calcopirita  Pirita  Ganga de cuarzo-calcita-(clorita-sericita-arcillas-albita)	Cu: 16.600 (promedio)	Parte alta: cuarzo, calcita, clorita (fracturas, vetillas, masiva)  Parte mineralizada: cuarzo, albita, sericita (vetillas, fenocristales)  Parte inferior: clorita, arcilla (fenocristales, masa fundamental)	T[°C] = 140 - 240  % NaCl eq= 1,5-34	102 ± 5 Ma  ( <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar en albita)  K temprano	Saric et al., 2003

Depósito	Coord.	Estilo de la Mineralización	Roca de caja	Asociaciones Minerales	Rango de leyes [ppm]	Alteración Hidrotermal	Inclusiones Fluidas	Edad [Ma]	Referencias
Prospecto Cerro Oveja  <u>Cu</u> <u>estratoligado</u> <u>K Inferior</u>	33° 46' S 71° 01' W	Mantos calcáreos y brechas andesíticas en roca caja. Brechas hidrotermales, vetillas.	Andesitas y cuarzo andesitas intercaladas con calizas y limolitas (Miembro superior Fm. Lo Prado) (KInf)	Pirita, calcopirita, bornita (caja)  Calcopirita, bornita, digenita (mantos y brechas hidrotermales)	(Caliza) Cu: 37.000  Ag: 26,4  (Diatrema) Cu: 10.700  Ag: 11	Alteración en contactos: cuarzo-calcita-epidota-clorita  Algunas vetillas de turmalina y leve alteración potásica.  Alteración propilítica en la caja	SIN DATOS	K temprano por relación de contactos	Surján, 2009

Depósito	Coord.	Estilo de la Mineralización	Roca de caja	Asociaciones Minerales	Rango de leyes [ppm]	Alteración Hidrotermal	Inclusiones Fluidas	Edad [Ma]	Referencias
Distrito Colliguay  <u>Au pórfido</u> <u>K Inferior</u>	33° 11' S 71° 07' W	Asociada a rocas volcánicas e intrusivos  Brechas hidrotermales, tectónicas, vetas, <i>stockworks</i> . Menos en mantos y diseminada en pórfido	Rocas volcánicas (tobas líticas), subvolcánicas (pórfido dacítico) y sedimentarias del Complejo Ígneo-Volcánico (CIV) (Fm. Horqueta) (Jur Med-Sup)	Cuarzo, pirita	SIN DATOS	CIV: cuarzo, sericita, pirita  Pórfido: cuarzo, sericita, clorita, pirita.  Se interpreta como halo de pirita de sistema de pórfido mineralizado.	SIN DATOS	K temprano por contactos	Hernández et al., 1999

Depósito	Coord.	Estilo de la Mineralización	Roca de caja	Asociaciones Minerales	Rango de leyes [ppm]	Alteración Hidrotermal	Inclusiones Fluidas	Edad [Ma]	Referencias
El Bronce de Petorca  <u>Vetas K Superior</u>	32° 11' S 70° 56' W	Brechas hidrotermales, vetas, masiva, <i>stockwork</i> , diseminación.	Brechas, tobas, aglomerados y lavas andesíticas, areniscas (Fm. Cero Morado, Fm. Las Chilcas) (KInf-KSup)  Tobas de lapilli dacíticas, lavas y brechas andesíticas (Fm. Salamanca o Fm. Lo Prado). (KSup)  Batolitos, <i>stocks</i> y diques intermedios (KInf-KSup)	Esfalerita, calcopirita, pirita  Sílice, baritina, carbonatos  Electrum, Au nativo y Au-Ag incluido en sulfuros	Au: 1 – 20 Ag: 2 – 20 Cu: 3.000	Cuarzo-sericita intensa  Argilización y carbonatización moderada  Propilítica en bordes de vetas	T[°C] = 200 - 344  % NaCl eq = 1 – 10  Emplz [m] = - 400	79 ± 3 (K-Ar en sericita en andesita hospedante)  K tardío	Camus et al., 1991
Veta Cerro Cantillana  <u>Vetas K Superior</u>	33° 56' S 70° 57' W	Veta masiva de sílice	Tonalita (KSup)	Sílice, pirita, magnetita  Cuarzo, sericita, pirita, calcopirita  Cuarzo microcristalino, hematita masiva	Au: 0,05 – 3,4 Ag: 1 – 26	Cuarzo-sericita (en contacto con la veta), clorita, esmectitas, epidota.	Sílice-magnetita T[°C] = 390  Cuarzo-sericita-metales T[°C] = 217 – 295	88 ± 4 (K-Ar en roca total con alteración de sericita)  K tardío	Fuentealba, 2002; citado en Poblete, 2008

Depósito	Coord.	Estilo de la Mineralización	Roca de caja	Asociaciones Minerales	Rango de leyes [ppm]	Alteración Hidrotermal	Inclusiones Fluidas	Edad [Ma]	Referencias
Distrito Minero Alhué <u>Vetas K Superior</u>	33° 60' S 70° 59' W	Vetas, brechas hidrotermales, <i>stockwork</i> (roca caja), diseminación	Tobas andesíticas y rocas volcanoclásticas (Fm. Lo Valle) (K Sup)  Batolito monzogranítico (KSup)  Diques y <i>sills</i> andesíticos (KSup)	Sílice, pirita, magnetita, hematita, blenda, galena, calcopirita.  Electrum, Au en cuarzo, libre y asociado a sulfuros. Ag nativa, electrum, argentita, sulfosales, asociada a cuarzo y sulfuros. Zn en profundidad.	Au: 1,5 – 12  Ag: 6 – 100  Zn: 1.000 - 1.810	Cuarzo, adularia, epidota, clorita  Sobre impuesta se presenta esmectitas, calcita y caolinita  En ocasiones, granate, cuarzo, epidota, clorita  Caja con alteración propilítica débil a fuerte.	T[°C] = 218 – 322 Media (257)  % NaCl eq = 4	86 – 82 ( <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar en adularia de Veta Maqui)  K tardío	Cotto et al., 1999; citado en Poblete 2008
Prospecto Don Bernardo <u>Vetas K Superior</u>	34° 00' S 71° 7' W	Vetas, brechas hidrotermales, <i>sheet veins</i> , <i>stockwork</i> , diseminación.  Asociada a diques félsicos y a brechas hidrotermales	Dacitas (Fm. Lo Valle) (KSup)  <i>Stocks</i> , diques y <i>sills</i> monzodioríticos (KSup)	Cuarzo, pirita, esfalerita calcopirita, covelina, galena, Au (vetas)  Cuarzo, magnetita, hidróxidos de Fe, pirita (brechas, <i>stockwork</i> , diseminación)	Au: 0,189 - 2,4  Ag: 13 – 84	Cuarzo-sericita moderada a intensa como halos de la estructuras  Halos de vetas, alteración propilítica débil	SIN DATOS	K tardío por relación de contactos	Poblete, 2008

Depósito	Coord.	Estilo de la Mineralización	Roca de caja	Asociaciones Minerales	Rango de leyes [ppm]	Alteración Hidrotermal	Inclusiones Fluidas	Edad [Ma]	Referencias
Prospecto Las Bellas <u>Vetas K Superior</u>	34° 03' S 71° 10' W	Vetas, brechas hidrotermales, <i>sheet veins</i> , <i>stockwork</i> , disseminación.  Asociada a diques félsicos.	Dacitas (Fm. Lo Valle) (KSup)  Tonalitas (KInf-KSup)  <i>Stocks</i> , diques y <i>sills</i> monzodioríticos (KSup)	Cuarzo, pirita, esfalerita, calcopirita, trazas covelina, galena, Au (vetas)  Cuarzo, magnetita, hidróxidos de Fe, pirita (brechas, <i>stockwork</i> , disseminación)	Au: 0,0005-7,8  Ag: 0,5 – 271  Cu: 5 – 1432  Mo: 1 – 472  Pb: 18 – 5827  Zn: 23 – 2050	Cuarzo-sericita moderada a intensa como halos de la estructuras  Halos de vetas, alteración propilítica débil	SIN DATOS	K tardío por relación de contactos	Poblete, 2008
Distrito Minero Chancón <u>Vetas K Superior</u>	34° 04' S 70° 50' W	Vetas de cuarzo, brecha hidrotermal	Lavas y rocas piroclásticas andesíticas y riódacíticas (Fm. Lo Valle) (KSup)  Plutón monzogranítico-tonalítico (KSup)  <i>Stocks</i> dioríticos y diques riolíticos (KSup)	Cuarzo, calcita, pirita, blenda, calcopirita, arsenopirita, galena.  Perfil oxidado sobre el primario  Au como inclusiones en calcopirita y arsenopirita	Au: 0,1 – 31  Ag: 0,3 – 83  Cu: 40 - 20500  Pb: 400-59300  Zn: 40-132000	Silicificación intensa, alteración de plagioclasas a adularia y localmente cuarzo-sericita.	T[°C] = 95 - 380 Media (241)  % NaCl eq = 4,6  Emplz [m] = - 700 a -950	83 ± 2 (K-Ar en biotita de monzogranit o hospedante)  K tardío	Díaz, 1986

Depósito	Coord.	Estilo de la Mineralización	Roca de caja	Asociaciones Minerales	Rango de leyes [ppm]	Alteración Hidrotermal	Inclusiones Fluidas	Edad [Ma]	Referencias
Distrito Aurífero Las Palmas  <u>Vetas K Superior</u>	35° 11' S 71° 46' W	Vetas rellenando espacios abiertos, pocas brechas hidrotermales y disseminación	Andesitas, brechas andesíticas y tobas (Fm. Altos de Hualmapu) (Jur)  Cuerpos granodioríticos (KSup) y filones andesíticos	Cuarzo, pirita, esfalerita, galena, calcopirita, especularita, Au nativo  En la zona oxidada: cuarzo bandeado, óxidos y sulfatos de Cu y Pb, limonitas, pirita, clorita.  Au fino como inclusiones en cuarzo y pirita	Au: 1 – 10  Ag: 24,3 - 31,2  Media Cu+Pb+Zn: 15.000	Silicificación moderada a intensa  Sericitización y agilización moderada.  En profundidad aumenta silicificación y alteración propilítica.	SIN DATOS	K tardío por relación de contactos	Candia, 1994; citado en Poblete 2008