



UNIVERSIDAD CATOLICA DEL NORTE
FACULTAD DE INGENIERIA Y CIENCIAS GEOLOGICAS

Departamento de Ciencias Geológicas

**MARCO GEODINÁMICO PARA LOS PÓRFIDOS
CUPRÍFEROS MIO-PLIOCENOS DE CHILE CENTRAL:
ROL DE ESTRUCTURAS TRANSLITOSFÉRICAS Y
ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS EN LA
METALOGÉNESIS ANDINA**


**Memoria para optar al Grado de Magister en Geología Económica
Mención Exploración Minera**

ORLANDO RIVERA HERRERA

Profesor Guía: Dr. Hans Niemeyer Rubilar
Profesor Co-Guía: Dr. Gonzalo Yáñez Carrizo

Antofagasta, Chile

2017

 Universidad Católica del Norte DIRECCION GENERAL DE INVESTIGACION Y POSTGRADO	REGISTRO
ACTA DE EXAMEN DE GRADO	REG-PG-05 Rev. 00

Pág. 1 de 2

DATOS DEL EXAMEN:

ALUMNO : **FECHA: 20 de enero, 2017**
ORLANDO MEDARDO RIVERA HERRERA
RUT: 9.582.797-7

PROGRAMA : **Magíster en Geología Económica Mención Exploración Minera**

GRADO ACADÉMICO (AL QUE OPTA) : **Magister en Geología Económica Mención Exploración Minera**

TÍTULO TESIS DE GRADO : **“Marco Geodinámico para los pórfidos Cupríferos miocenos de Chile Central: Rol de estructuras translitosféricas y anomalías gravimétricas en la Metalogénesis Andina”.**

CALIFICACIONES:

NOTA DE LA TESIS: **7,0 (siete como cero)**

NOTA DE LA DEFENSA: **7,0 (siete como cero)**

PROMEDIO:

NOTA FINAL : 7.0 (siete como cero)


PROF. MARIA SOLEDAD BEMBOW
 MINISTRO DE FE



Dr. SHOJI KOJIMA, Director del Programa Magister en Geología Económica Mención Exploración Minera, del Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte, invita al EXAMEN DE GRADO del Sr. ORLANDO RIVERA HERRERA, a realizarse el día Viernes 20 de enero, 2017, a las 10:30 hrs., en la Sala de Seminarios, Dpto. de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte.

La comisión de evaluación está conformada por:

PROFESOR GUÍA:

- Dr. Hans Niemeyer R., Académico del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte.

EVALUADORES:

- Dr. Gonzalo Yáñez C., Evaluador Externo. Académico de la Pontificia Universidad Católica de Chile
- Dr. Shoji Kojima, Evaluador Interno, Académico Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte.
- Dr. Pablo Salazar R., Evaluador Interno, Académico del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte.
- Presidente de la Comisión: Dr. Eduardo Campos S., Académico del Departamento de Ciencias Geológicas.
- Ministro de Fe: Prof. María Soledad Bembow S., Directora del Dpto. Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte.

ORLANDO RIVERA HERRERA



Obtiene su Título en la Universidad de Chile en el año 1992.

Para obtener su Título de Geólogo desarrolla su Memoria:

“El Complejo Volcano-Plutónico Paleoceno-Eoceno del Cerro Durazno Alto: Las Calderas El Durazno y Lomas Bayas, Región de Atacama, Chile”, dirigida por el Profesor Guía Dr. Constantino Mpodozis.

Ingresa al Programa de Magister en Geología Económica Mención Exploración Minera desde sus inicios el año 2010, a través del Convenio de Universidad Católica del Norte con CODELCO y Exploraciones Mineras Andinas EMSA, motivado por la excelencia académica de sus profesores con prestigio a nivel mundial, que le permitiría actualizar conocimientos en el ámbito de la metalogénesis andina y realizar docencia para formar nuevas generaciones de exploradores.

Con una experiencia profesional de más de 25 años de trayectoria, inicia su carrera como Geólogo Regional en el SERNAGEOMIN, participando en levantamientos geológicos donde nace su pasión por la Vulcanología, área en la cual desarrolla su memoria orientada a estudios de calderas de colapso. La aplicación de conceptos regionales y de dinámica de sistemas volcánicos a la Geología Económica, orientaron su carrera hacia el área de las Exploraciones, desempeñando actualmente el cargo de Geólogo Jefe de Proyectos en EMSA. Como geólogo explorador ha formado parte de los equipos descubridores del Exótico Vicky y el Pórfido Lucy en el Distrito Gaby, del Pórfido Inca de Oro, y en las evaluaciones preliminares que llevaron al equipo de Pórfidos Zona Norte de EMSA a proponer a CODELCO la adquisición del Pórfido Mocha. Como fruto del trabajo de investigación aplicada en Metalogénesis Andina de grupos de exploradores que le ha tocado liderar, participa en la innovación y creación de modelos de exploración de depósitos tipo pórfido y epitermales a lo largo de franjas emergentes y distritos conocidos para la Generación de áreas de interés, potenciando las exploraciones en las divisiones de Codelco Andina y El Teniente y, recientemente, El Salvador.

ORLANDO RIVERA HERRERA es el DECIMO candidato a obtener su Grado de MAGISTER EN GEOLOGIA ECONOMICA MENCION EXPLORACION MINERA.



Universidad Católica del Norte
ver más allá

*He sido afortunado en mi vida profesional.
He tenido cuatro Grandes Maestros.*

*De **Constantino Mpodozis** aprendí
a sentarme en un cerro,
ver el paisaje,
y tratar de armar el complejo puzzle de la geología*

*De **Sergio Rivera** aprendí
la pasión del explorador por descubrir tesoros
y que los descubrimientos
primero nacen
en la mente del explorador*

*De **Arturo Cerda** aprendí
lo que es ser un explorador de verdad
de esos que descubren millones de libras de cobre
y que con toda humildad
se paran frente a un nuevo proyecto
y tratan de repetir la hazaña*

*De **Gonzalo Yáñez** aprendí
que la mirada no se agota en la lupa y el martillo
que existen campos magnéticos, gravimétricos y telúricos
que permiten ver e imaginar
muy profundo en la corteza*

*A todos ellos, mis Grandes Maestros
... les dedico este trabajo*

TABLA DE CONTENIDOS

	Página
RESUMEN	09
INTRODUCCIÓN	10
 CAPÍTULO I	
GENERALIDADES	13
1.1 Objetivos	13
1.1.1 Objetivos Generales.....	13
1.1.2 Objetivos Específicos	13
1.2 Ubicación del Área Estudiada	13
1.3 Diseño del Programa Generativo Transversal	15
1.3.1 Marco Conceptual	18
1.3.2 Hipótesis de Trabajo	19
1.4 Metodología de Trabajo	22
1.4.1 Registros de Anomalías de Gravedad	23
1.4.2 Información Aeromagnética	23
1.4.3 Registros de Sismicidad Natural de la Corteza	24
1.4.4 Distribución de Minas y Distritos Mineros	24
1.4.5 Geología del Basamento Paleozoico y Cobertura Meso-Cenozoica	26
1.5 Trabajos anteriores	26
 CAPÍTULO II	
FUENTES DE INFORMACIÓN PARA ELABORACIÓN DE MAPA TECTONOMAGMÁTICO DE EXPLORACIONES	28
2.1 Gravimetría Regional	28
2.2 Magnetometría Aérea	31
2.3 Sismicidad Natural de la Corteza	34
2.4 Perfiles Magnetotelúricos (MT)	38
2.5 Bases de Datos de Minas y Distritos Mineros	40
2.6 Mapa Tectonomagmático de Exploraciones	40

CAPÍTULO III

INTERPRETACIÓN DE OBSERVACIONES	42
3.1 Gravimetría Regional	44
3.2 Sismicidad Natural de la Corteza: Estudios de Deformación Intraplaca	56
3.2.1 Distribución de Hipocentros e Isópacas de Sismicidad ...	60
3.2.2 Tomografía Sísmica	64
3.3 Perfiles Magnetotelúricos – MT	67
3.4 Información Aeromagnética	69
3.5 Mapa Tectonomagmático de Exploraciones – MTME: Síntesis Final	73
3.5.1 Aproximación Preliminar a las Discontinuidades Transversales en el Norte de Chile	73
3.5.1.1 Posible Rol de Estructuras Translitosféricas en la Evolución Tectónica del Norte de Chile	77
3.5.2 Marco Geológico de la Región Andina de Chile Central	83
3.5.3 Primeras Evidencias de Segmentación Transversal en los Andes de Chile y Argentina (33° - 41° LS)	86
3.5.4 Las Cuencas Volcanotectónicas WNW-ESE en los Alrededores del Yacimiento El Teniente	91
3.5.5 Segmentación Transversal y Pórfidos de Cu-Mo: Superando Paradigmas de la Metalogénesis Andina	101
3.5.6 Definición de Ciclos Geológicos Mayores en la Región Andina de Chile Central	104
3.5.7 Integración de Antecedentes para Construcción de Mapa Tectonomagmático de Exploraciones (31°-34° LS)	115

CAPÍTULO IV

MODELO CONCEPTUAL	120
-------------------------	-----

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	134
--------------------------------------	-----

REFERENCIAS	138
-------------------	-----

ANEXO 1. Códigos SIGGE de Unidades Geológicas	155
---	-----

ANEXO 2. Mapa Tectonomagmático de Exploraciones GEX-EMSA.....	178
---	-----

ANEXO 3. Presentación PPT Defensa de Tesis 20.01.2017.....	180
--	-----

INDICE DE FIGURAS

	Página
FIGURA 1: Franjas Metalogénicas de Chile Norte y Central	14
FIGURA 2: Distribución Áreas Estudias en Programa PGT 2010	27
FIGURA 3: Modelo de Gravedad Residual de Chile Norte y Central	29
FIGURA 4: Modelo Regional de Distribución de Densidades Corticales	30
FIGURA 5: Anomalía de Gravedad Residual Satelital	30
FIGURA 6: Anomalía de Campo Magnético RTP	32
FIGURA 7: Filtro Integral de Anomalía de Campo magnético RTP	33
FIGURA 8: Sismicidad Natural de la Corteza en Chile Norte y Central	35
FIGURA 9: Ejemplos de Sismicidad Natural en Distritos Mineros	36
FIGURA 10: Tomografía Sísmica Vp/Vs a 20 km de profundidad	37
FIGURA 11: Razón Vp/Vs en función de densidad y contenido de fluidos	38
FIGURA 12: Transectas MT sobre proyección 3D de MTME	40
FIGURA 13: Interpretación de Registros Gravimétricos del Proyecto AHPN	46
FIGURA 14: Gravimetría Residual Compilado y relación con pórfidos y volcanes	47
FIGURA 15: Modelo de Anomalía Gravimétrica del Atacama Block	48
FIGURA 16: Anomalías de Gravedad en Atacama Block y Mapocho- El Volcán Block ...	49
FIGURA 17: Modelos de Anomalía Gravimétricas de Núcleos Densos	50

FIGURA 18: Anomalía Residual de Chile Central definiendo MEV Block	51
FIGURA 19: Modelo de flujo en medio semi-permeable	54
FIGURA 20: Modelo de Anomalía Residual de Bouguer para Chile Central	55
FIGURA 21: Resultados de Proyecto Piloto de Sismicidad Natural en Gaby	59
FIGURA 22: Modelo de Isópacas de Sismicidad para sismos intraplaca Chile Central ...	61
FIGURA 23: Distribución de Epicentros Sismos Corticales con Magnitud > 3	62
FIGURA 24: Tomografía Sísmica Vp/Vs Chile Central a 0, 20 y 40 km	65
FIGURA 25: Modelo 3D de Distribución de Velocidades Sísmicas Vp/Vs	67
FIGURA 26: Interpretación de Secciones AMT y Distribución de Sismicidad	69
FIGURA 27: Interpretación cualitativa de información Aeromagnética	72
FIGURA 28: Distribución de Envolverte de Susceptibilidad Magnética 0.04SI	73
FIGURA 29: Distribución de Ciclos Geológicos Paleozoico-Triásico en Norte de Chile ...	76
FIGURA 30: Modelo de Segmentación Tectónica de Sudamérica según Zonas NW	83
FIGURA 31: Geología Distrital en Alrededores de El Teniente (Rivera, 1999)	100
FIGURA 32: Mapa Tectonomagmático de Exploraciones 31-34° LS	119
FIGURA 33: Modelo Conceptual de Núcleos Densos y Estructuras Translitosféricas ...	121
FIGURA 34: Modelo Conceptual en relación a Bloque Denso	124
FIGURA 35: Modelo Conceptual en relación a Zonas de Daño	126
FIGURA 36: Modelo Conceptual en relación a Estructuras Translitosféricas	127
FIGURA 37: Modelo Conceptual en relación a Plano de Despegue	128
FIGURA 38: Modelo Esquemático de Emplazamiento de Pórfidos	129

RESUMEN

Con el objetivo de entender los mecanismos de formación de los sistemas tipo pórfido cuprífero de Chile Central que incluye los yacimientos de Los Pelambres, Río Blanco - Los Bronces y El Teniente, por citar los principales, entre la gerencia de Exploraciones de Codelco Chile y Exploraciones Mineras Andinas S.A. Filial Codelco se diseñó un programa de revisión conjunta de los principales antecedentes geológicos del segmento, complementados con estudios distritales, mediciones de gravedad regional y registros de sismicidad intraplaca, orientados a proponer un modelo de evolución tectonomagmática de la corteza y sus implicancias en la metalogénesis de los pórfidos andinos.

La hipótesis de trabajo plantea que la distribución de los grandes depósitos minerales no constituye franjas mineralizadas continuas sino que lugares discretos donde interactúan los productos del proceso normal de subducción con heterogeneidades cortical-litosféricas de distinto orden y naturaleza, que determinan la segmentación de los metalotectos andinos según estructuras transversales al orógeno.

Como resultados de los trabajos se logró establecer que la mayor parte de los yacimientos y proyectos de la región se ubican en la periferia de anomalías gravimétricas, interpretadas como "Núcleos Densos Subcorticales", y directamente sobre Estructuras Translitosféricas NW y NE, como expresión superficial de extensas "Zonas de Daño" identificadas en base a la interpretación de sismicidad intraplaca.

En síntesis, la ubicación de estructuras translitosféricas, o "zonas de daño" en general, sumado a la existencia de "bloques densos" asociados a anomalías gravimétricas residuales en niveles subcorticales, deberían ser considerados elementos geodinámicos de primer orden en el control del ascenso y emplazamiento, y eventualmente en la génesis, de los sistemas hidrotermales Mio-Pliocenos que constituyen los principales yacimientos de Cu-Mo ubicados en este segmento del territorio y, en consecuencia, una guía fundamental para la identificación de zonas con alto potencial prospectivo en las etapas generativas de exploraciones regionales.

INTRODUCCIÓN

La distribución de las Provincias Metalogénicas de Chile Norte y Central ha sido tradicionalmente descrita como un conjunto de franjas submeridianas cuya edad se hace progresivamente más joven hacia el este (Camus, 2003). En efecto, a lo largo de la Cordillera de la Costa se reconocen los depósitos tipo Cu-Fe-Au del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Candelaria, Manto Verde). Hacia el borde oriental de la misma aparecen los Pórfidos Cu del Cretácico (Antucoya, Puntillas). En la Depresión Central se reconocen los Pórfidos de Cu y Cu-Au del Paleoceno (Lomas Bayas, Spence, Cerro Colorado). En la Cordillera de Domeyko se ubican los Pórfidos de Cu-Mo del Eoceno-Oligoceno (El Salvador, Escondida, Chuquicamata, Collahuasi). Finalmente, en la Cordillera Principal Andina, se describe la Franja de Depósitos Epitermales de Maricunga (La Coipa, Marte, Refugio) y los Pórfidos de Cu-Mo (Los Pelambres, Andina, El Teniente) del Mio-Plioceno (**Figura 1**).

Si bien desde un punto de vista global esta caracterización en franjas submeridianas es correcta, parece una sobre simplificación a la luz de los nuevos antecedentes respecto de los controles regionales para el emplazamiento de los depósitos minerales que constituyen dichas franjas según corredores estructurales oblicuos o transversales a la cadena andina.

En efecto, la existencia de un margen convergente de placas en subducción, como una heterogeneidad cortical de primer orden, es una condición necesaria pero no suficiente para controlar la génesis de los grandes depósitos minerales toda vez que la continuidad de la fuente magmática, asociada al proceso de subducción, no garantiza una continuidad similar de las franjas metalogénicas. La observación de extensos segmentos de la corteza muestra

que cuerpos de magma ascienden estériles hasta niveles someros, sugiriendo que existen factores adicionales que modifican la petroquímica de los magmas a medida que se emplazan a través de la misma. Estos factores provocan el enriquecimiento en elementos base para formar depósitos minerales cuya distribución, lejos de formar metalotectos continuos, constituyen sistemas discretos y espaciados por decenas a cientos de kilómetros unos de otros.

Con el objetivo de entender los mecanismos de formación de los grandes sistemas tipo pórfido cuprífero del Norte y Centro de Chile, entre la Gerencia de Exploraciones de Codelco y Exploraciones Mineras Andinas S.A. se diseñó un programa de revisión exhaustiva de los principales antecedentes geológicos disponibles orientado a elaborar un modelo de evolución geodinámica, tectonomagmática y metalogenética de la Cordillera de los Andes en el marco del denominado “Proyecto Generativo Transversal – PGT 2010” (Rivera et al., 2010) como continuación natural del Proyecto Geodinámico de Chile Centro-Sur (Rivera y Yáñez, 2009a), Proyecto Anillo ACT-18 (Convenio U. de Chile-GCEX Codelco, Charrier et al., 2010), Proyecto Geodinámico del Norte de Chile (Rivera et al., 2008) y del Proyecto Análisis Histórico Pórfidos Norte (AHPN) (Cerdeña et al., 2003). En este conjunto de proyectos se reunieron todos los antecedentes geológicos, geoquímicos, geofísicos, geocronológicos y de sondajes obtenidos por la GCEX Codelco y EMSA durante más de 15 años de exploraciones entre la 1ª y 6ª Regiones.

Dichos datos se complementaron con los nuevos antecedentes de sismicidad natural de la corteza obtenidos como parte de un programa de medición de registros sísmicos intraplaca desarrollado en conjunto con investigadores del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile entre el 2005-2008, los cuales se reinterpretaron a la luz de los avances en el conocimiento que la

comunidad geológica nacional e internacional tenía del área, y en conceptos propios del equipo de geólogos y geofísicos que participó en el proyecto.

El presente documento es un esfuerzo por exponer los principales resultados de los últimos 10 años de investigación aplicada, realizada por los equipos de exploraciones de Codelco, con énfasis en geodinámica de la cordillera andina de Chile Centro-Sur y sus implicancias en la metalogénesis de sistemas porfíricos, las cuales fueron sintetizadas en mapas pronósticos de exploración como contribución final del **“Proyecto Generativo Transversal – PGT 2010”**.

En esta tesis se reúnen las discusiones y opiniones de un gran equipo de investigadores, siendo el rol del suscrito básicamente plasmar en un documento la síntesis del conocimiento acumulado durante el período que duró el proyecto.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivos Generales

El objetivo de éste trabajo es determinar el marco geotectónico bajo el cual se produjo la formación de los grandes yacimientos tipo Pórfido Cuprífero en la franja Mio-Pliocena de la cadena andina de Chile Central formada por los depósitos Los Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, como resultado de las investigaciones aplicadas en geodinámica y metalogénesis andina desarrolladas durante los últimos años por un equipo multidisciplinario de la Gerencia de Exploraciones de Codelco Chile y Exploraciones Mineras Andinas S.A., Filial Codelco, con la colaboración de investigadores destacados tanto de universidades chilenas como extranjeras.

1.1.2 Objetivos Específicos

Desarrollar modelos predictivos para el emplazamiento de pórfidos que permitan orientar las exploraciones de Codelco hacia áreas altamente prospectivas con potencial para albergar sistemas mineralizados de categoría mundial mediante elaboración de Mapa Tectonomagmático de Exploraciones.

1.2 UBICACIÓN DEL ÁREA ESTUDIADA

La síntesis de la mayor parte de la información incorporada en este estudio corresponde a la franja de la Cordillera de los Andes de Chile Central comprendida entre los 31° y 35° S, desde el norte del Yacimiento Los Pelambres hasta el sur del depósito Rosario de Rengo, respectivamente, con énfasis en la caracterización de las unidades geológicas pertenecientes a los

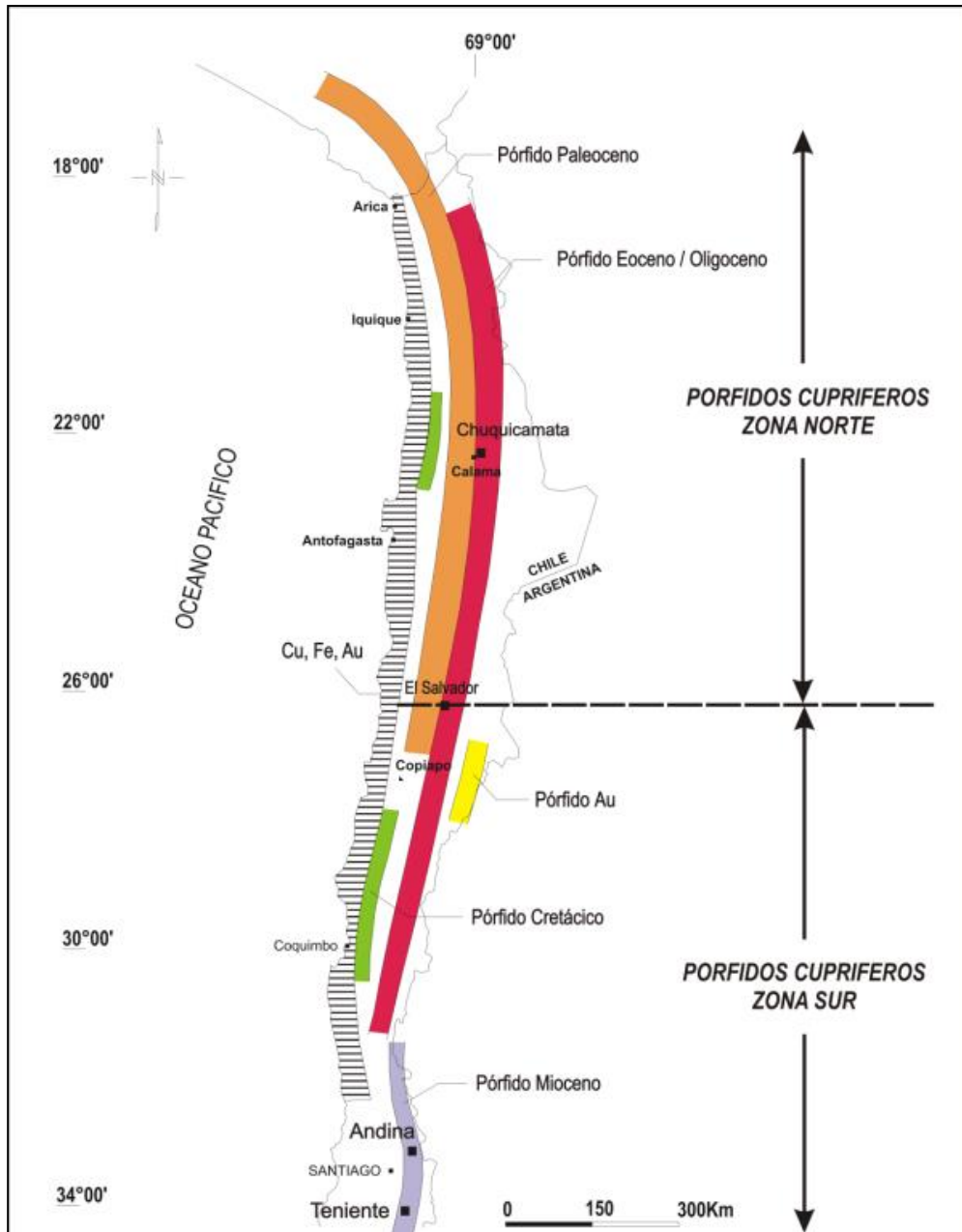


Figura 1: Franjas Metalogénicas de Chile Norte y Central, mostrando progresiva disminución de la edad hacia el Este. Se indica el quiebre entre los 2 programas de exploración de pórfidos de EMSA en el área de El Salvador: Pórfidos Zona Norte y Pórfidos Zona Sur (modificado de Camus, 2003).

ciclos volcánicos, subvolcánicos e intrusivos del Mio-Plioceno donde se emplazan la totalidad de los grandes yacimientos de cobre de la región. No obstante lo anterior se ha incluido en el área de estudio la información

disponible tanto en la Cordillera de la Costa como en la Depresión Intermedia, toda vez que nuestras hipótesis de trabajo sugieren que la evolución del margen continental, con todas sus heterogeneidades corticales incluidas, condicionaron la formación de los grandes depósitos de cobre de la cadena andina.

La **Figura 1** muestra adicionalmente la división de las dos macro zonas principales en que se divide el Programa de Exploración Básica Chile de EMSA: **Pórfidos Zona Norte (PZN)**, entre Arica y El Salvador, y **Pórfidos Zona Sur (PZS)**, entre El Salvador y Curicó. En conclusión, la zona objeto de este estudio comprende básicamente el segmento meridional del denominado Programa Pórfidos Zona Sur, no obstante parte de los conceptos desarrollados en este trabajo incorporan elementos geodinámicos elaborados durante las exploraciones efectuadas en el resto de las franjas metalogénicas incluidas en el segmento norte del Programa Pórfidos Zona Sur (Rivera & Yáñez, 2009a) y en gran parte del Programa Pórfidos Zona Norte (Rivera & Baeza, 2006).

1.3 DISEÑO DEL PROGRAMA GENERATIVO TRANSVERSAL – PGT

Durante el primer semestre de 2009 se constituyó una mesa de trabajo EMSA-GCEX para analizar el futuro de las exploraciones en Chile. Como resultado de este intercambio la mesa de trabajo presentó un documento propuesta para la realización de un **“Programa Generativo Transversal PGT – 2010”** para las exploraciones de corto (segundo semestre 2009 y 2010), mediano y largo plazo (2010-2015) de Codelco en Chile.

Elemento distintivo de esta propuesta fue la visión integral de las exploraciones en Chile, con la conformación de un equipo de trabajo compuesto por miembros

de EMSA, GCEX, y coyunturalmente especialistas externos, que en su conjunto participarían activamente en la síntesis de la información histórica y de los nuevos antecedentes obtenidos gracias a los programas de investigación aplicada desarrollados por Codelco en convenio con instituciones académicas nacionales y extranjeras.

Desde el punto de vista del racional de exploración de corto plazo, en ambientes tipo “brownfields”, se destacó en esta propuesta un esfuerzo de identificar y agregar rápidamente nuevos prospectos que mejorarían la cartera de proyectos, dando prioridad a los bloques de exploración que disponían a la fecha de los mejores indicios en los factores críticos condicionantes de la ocurrencia de cuerpos mineralizados. Adicionalmente, para enfrentar la exploración de zonas cubiertas, se propuso efectuar estudios multi paramétricos sistemáticos y probabilísticos, de amplia cobertura, que permitirían una mejor identificación y categorización de nuevos prospectos, y con ello una priorización de los trabajos subsecuentes. Finalmente, para metalotectos que han sido objeto de una extensa historia de exploración, se planteó una estrategia de agotamiento de la exploración mediante la ejecución de tareas focalizadas que permitan en un plazo breve decidir sobre la potencialidad remanente, como en los casos del Distrito Chuquicamata y de ciertos bloques en la franja CuFeAu.

En el mediano y largo plazo, la base de la exploración “greenfield”, ubicada fuera del ámbito divisional, ha tenido por finalidad ampliar la base exploratoria agregando bloques en: (1) nuevos metalotectos (casos de CuFeAu, PZN, PZS); (2) extensión NS de metalotectos tradicionales (franja Mio-Plioceno en PZS); (3) zonas de gran cobertura post-mineral (franja Paleoceno en PZN). Para avanzar en este objetivo, fue necesario validar las hipótesis de trabajo, incluyendo conceptos geodinámicos y metalogenéticos en elaboración, que han sido propuestos en las áreas con estudios de investigación aplicada llevados a cabo

en años recientes (zonas de daño, bloques densos, heterogeneidades corticales, cuñas orogénicas, etc.). Asimismo, la propuesta planteó la incorporación de la variable magmática y el contenido metálico de éstos, como parte integral del modelo conceptual, y de esta forma otorgar una mayor solidez y aplicación directa en la tarea de identificación de sistemas mineralizados.

En consecuencia, el producto del PGT – 2010 fue la elaboración de un “**Mapa Tectonomagmático de Exploraciones – MTME**” a escala nacional que estuviese sustentado por las variables tectónicas y magmáticas que condicionarían la ocurrencia de cuerpos mineralizados. Se planteó la ejecución de dicho mapa en 2 fases: elaboración del mapa en sí mismo (Fase I) y complemento del mapa con estudio de petrogénesis – metalogénesis de sistemas magmáticos hidrotermales a través de muestras representativas en sectores escogidos (Fase II).

La **Fase I** de este programa consistió en la elaboración de un mapa geotectónico integrado desde la costa hasta la frontera chileno-argentina, que muestra la distribución y quiebres mayores de las unidades que constituyen los Ciclos Geológicos principales y sus relaciones con sistemas estructurales que definen la arquitectura básica para el emplazamiento de los sistemas mineralizados ubicados en los bloques de estudio. En esta fase se incorporó gran parte de los antecedentes disponibles como gravimetría regional, aeromagnetometría, estudios de sismicidad cortical, tomografía símica, transectas AMT, geoquímica de drenajes con análisis según modelos de redes neuronales, geoquímica de rocas, bases de datos de actividad minera, resultados de sondajes, imágenes satelitales ASTER y LANDSAT, y todos los datos que permitieran comprender la arquitectura de este segmento del territorio y la interacción entre distintos bloques de corteza para formar depósitos minerales de clase mundial.

En la **Fase II** de este programa se estudiarían las relaciones petrogenéticas e isotópicas de los sistemas mineralizados con sus rocas de caja, además de estudios geocronológicos, orientados a entender no solo porque los sistemas porfíricos están donde están, que en síntesis es la respuesta que se buscaba en la Fase I, sino que cuales son los procesos que condicionarían la agregación de metales a los sistemas magmáticos. Lamentablemente dicha fase no logró concretarse por falta de financiamiento.

1.3.1 Marco Conceptual

Como resultado de los programas de investigación aplicada en geodinámica y metalogénesis andina realizados durante los últimos años entre EMSA y GCEX se ha logrado establecer que la distribución espacial de plutones del Eoceno-Oligoceno y Mio-Plioceno en el Norte y Centro de Chile respectivamente, dos de las franjas de pórfidos cupríferos más productivas del mundo, se agrupan discretamente a lo largo del margen de (1) anomalías positivas de gravedad (2) espacialmente relacionadas con cámaras magmáticas diferenciadas y (3) en zonas de debilidad cortical, que en conjunto habrían facilitado la intrusión de magma y circulación de fluidos mineralizadores.

Dichas zonas de debilidad coinciden con la ubicación de notables lineamientos magnéticos, gravimétricos, de sismicidad natural intraplaca y quiebres transversales de los contactos entre unidades geológicas de distribución regional, los cuales se interpretan como sistemas estructurales mayores de orientación NW-WNW y NE-ENE, claramente oblicuas o transversales al típico patrón estructural submeridiano (NNW-NS-NNE) señalado para las provincias metalogénicas.

Las interpretaciones realizadas en el marco de dichos estudios mostraron que las estructuras transversales, tanto ENE-NE como WNW-NW, juegan un rol destacado en la separación, truncamiento y levantamiento de bloques de basamento Paleozoico dispuesto en contacto con unidades de la cobertura Meso-Cenozoica. Asimismo, las estructuras transversales controlan la distribución de los complejos intrusivos y depósitos minerales del Cretácico Superior-Paleógeno y Neógeno en las zonas de intersección con fallas inversas submeridianas de alto ángulo reactivadas a partir de ciclos extensionales precedentes.

Dichas relaciones indicarían la existencia de grandes estructuras, antiguas y penetrativas hacia niveles corticales profundos, posiblemente asociadas a anisotropías o heterogeneidades mayores del basamento, denominadas a partir de estos trabajos como “Estructuras Translitosféricas WNW-NW y ENE-NE” (Rivera y Yáñez, 2009b). El mecanismo de formación de las Estructuras Translitosféricas, el origen de los bloques densos responsables de las extensas anomalías de gravedad del norte y centro de Chile, “Atacama Block” (Schurr y Rietbrock, 2004) y “Mapocho – El Volcán Block” (Yáñez et al., 2007c; Yáñez y Rivera, 2009), respectivamente, y su relación conjunta con los grandes complejos mineralizados, son las preguntas que se intentan abordar en la presente tesis, para lo cual se plantean las hipótesis de trabajo que se indican a continuación.

1.3.2 Hipótesis de Trabajo

De manera general se postula que la metalogénesis andina está condicionada por la interacción entre las heterogeneidades de la corteza y litosfera continental, las cuales serían de distinto orden (lineal y volumétrico) y naturaleza. En efecto, el proceso de subducción de un margen activo como una

heterogeneidad cortical de primer orden, correspondería a una condición necesaria pero no suficiente para controlar la génesis de los grandes depósitos minerales cuya distribución, lejos de formar metalotectos continuos, forman “clústeres” discretos de mineralización ubicados en el entorno de profundos quiebres o segmentaciones de las unidades geológicas que constituyen el territorio. En consecuencia, se establece como hipótesis que la distribución de los grandes depósitos minerales no constituyen franjas mineralizadas continuas sino que lugares discretos donde interactúan los productos del proceso normal de subducción con heterogeneidades de orden cortical-litosférico, determinando la segmentación de los Metalotectos Andinos según estas discontinuidades mayores, en general oblicuas al orógeno.

Las heterogeneidades cortical-litosféricas identificadas en trabajos previos son de tipo lineares (Zonas de Daño o Catástrofe, ZDC) (Yáñez et al., 2008) y volumétricas (Núcleos Densos Subcorticales, NDS) (Schurr & Rietbrock, 2004; Rivera et al., 2006), cuya interacción determina la ubicación espacial de sistemas mineralizados mayores. Las **Zonas de Daño o Catástrofe (ZDC)** representan el lugar geométrico donde a gran escala se controla la distribución y ubicación de eventos tectonomagmáticos de distintos ciclos geológicos. Estas zonas de daño constituyen discontinuidades estructurales activas durante gran parte de la evolución gondwánica y pre-gondwánica del margen continental, que habrían actuado como control estructural para el ascenso y canalización de grandes cuerpos de magma y de sistemas hidrotermales de alteración-mineralización desde la base de la corteza hacia zonas más someras de la misma. Desde este nivel cortical somero se acumulan para constituir cámaras magmáticas desde donde se diferencian las “cúpulas” (Dilles et al., 2000; Sillitoe, 2010) que dan origen a los sistemas porfíricos.

Por otro lado, los **Núcleos Densos Subcorticales (NDS)** corresponden a bloques anómalos de corteza de alta densidad, formados eventualmente en distintos ambientes tectónicos e incorporados al margen andino posiblemente durante la evolución Precámbrica del margen sudamericano, los cuales actuarían condicionando la deformación cortical en el entorno de los mismos y definiendo patrones de migración y ascenso de fluidos a lo largo de los márgenes menos competentes, y favoreciendo la acumulación de magmas en la base más competente.

En resumen, la hipótesis de trabajo indica que tanto las estructuras WNW-NW como ENE-NE corresponderían a estructuras corticales profundas relacionadas a la evolución tectónica del margen occidental pre-gondwánico a gondwánico, con las estructuras NE iniciando su ciclo de actividad durante el Paleozoico Superior-Triásico Inferior como fallas inversas levantando bloques de basamento cristalino, y las estructuras NW al parecer representando evidencias de heterogeneidades de basamento asociadas a antiguas zonas de sutura, bordes de prismas de acreción y/o relictos de arcos tectonomagmáticos. La combinación de ambos sistemas estructurales, entendidos como **Zonas de Daño o Catástrofe**, jugaría un papel destacado en el control del ascenso y emplazamiento de los complejos intrusivos portadores de mineralización, los cuales se habrían diferenciado a partir de cámaras magmáticas intermedias formadas bajo los **Núcleos Densos Subcorticales**, entendidos como cuerpos rígidos de alta densidad y baja permeabilidad, expresada en anomalías gravimétricas positivas, actuando como barreras y trampas para el ascenso magmático, permitiendo así su acumulación en porciones intermedias de la corteza.

Adicionalmente, se plantea como hipótesis de trabajo que dichos núcleos podrían representar la principal fuente de metales de los sistemas porfíricos los cuales se formarían por la interacción de los magmas ascendentes, acumulados en la base de los mismos, y las rocas enriquecidas en metales que los constituyen. El núcleo denso actuando como fuente de metales, más que una barrera de acumulación exclusivamente, es una hipótesis adicional que requiere estudios complementarios que no se abordaron en esta fase del estudio.

1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La gran cantidad de información acumulada durante el registro histórico de las exploraciones en Codelco más la reciente información obtenida a partir de los nuevos conceptos de exploración requiere su organización en capas clasificadas en un formato GIS para realizar un proceso de análisis integrado que permita estudiar las hipótesis de trabajo. Dicha información incluye registros gravimétricos, levantamientos aeromagnéticos, mediciones de susceptibilidad magnética, registros de sismicidad natural de la corteza, tomografía sísmica Vp/Vs, geoquímica de sedimentos de drenaje, levantamientos geológicos regionales y distritales, base de datos de distribución de minas y proyectos mineros, mediciones GPS, análisis espectrales de imágenes satelitales, información de sondajes, antecedentes de propiedad minera, análisis estructurales, perfiles geofísicos AMT, antecedentes de geocronología e isótopos de rocas, y todos los elementos adicionales que puedan servir para la completa interpretación y reconstrucción de la historia geológica de la zona de estudio.

Dichos elementos se sintetizan en una capa de información final, en adelante denominado **Mapa Tectonomagmático de Exploraciones – MTME**, en la cual se identifican las zonas con potencial para desarrollar sistemas magmático-hidrotermales asociados al emplazamiento de sistemas porfíricos de tamaño

adecuado para la Corporación. El potencial de dicha metodología radica fundamentalmente es que proporciona una herramienta de aproximación a zonas de interés prospectivo en el ámbito regional con status de “**Anomalías**”, permitiendo acotarlas en segmentos menores donde se concentran los reconocimientos preliminares para la posterior definición de “**Prospectos**” y “**Blancos**”.

Cada uno de los elementos utilizados en la construcción del MTME contribuye a entender los distintos factores que actuaron de manera conjunta para generar las condiciones geodinámicas y metalogenéticas adecuadas para la formación de los sistemas mineralizados. Los elementos utilizados en dicho análisis y la importancia que tendrían en la construcción del MTME se discuten a continuación.

1.4.1 Registros de Anomalías de Gravedad

La identificación de anomalías de masa positivas (+) permite caracterización de Núcleos Densos Subcorticales (NDS) en términos de geometría, ubicación, densidad y relaciones con estructuras mayores, mientras que las anomalías de masa negativas (-) identifican la existencia de Zonas de Daño o Catástrofe (ZDC) en conjunto con los estudios de sismicidad intraplaca. La distribución de anomalías gravimétricas (+) y (-) determinan la ubicación de zonas de debilidad/competencia en la corteza que favorecen (ascenso) o impiden (acumulación) la circulación de fluidos. En consecuencia, en términos geodinámicos las anomalías gravimétricas representan una impronta de la segmentación andina y de la existencia de heterogeneidades corticales.

1.4.2 Información Aeromagnética

Los patrones magnéticos de la corteza superior, particularmente los primeros 5 kilómetros, se encuentran bien caracterizados por la información aeromagnética

disponible en vuelos de distintas escalas. Su interpretación permite obtener una aproximación de la organización estructural de la región. Asimismo, la caracterización de las anomalías magnéticas permite la identificación de posibles zonas de alteración hidrotermal y/o la ubicación de cámaras magmáticas someras con una aproximación a la geometría de las mismas y sus posibles controles estructurales de emplazamiento. El tipo de alteración determina la naturaleza del magnetismo, siendo las alteraciones fílicas destructoras de magnetismo y las potásicas aportadoras de magnetismo.

1.4.3 Registros de Sismicidad Natural de la Corteza

La ocurrencia de sismos siguiendo patrones estructurales existentes permite obtener una radiografía actual de la arquitectura intraplaca en general y de las ZDC en particular. La aplicación de Tomografía Sísmica de ondas P y S (Anomalías Vp/Vs) permite la caracterización de heterogeneidades de corteza con propiedades reológicas distintivas. Ambos subproductos de la sismicidad natural permiten precisar la distribución espacial de las ZDC y su relación con ambientes permeables en un sentido metalogénico.

1.4.4 Distribución de Minas y Distritos Mineros

La ubicación precisa de la actividad minera y la distribución de los distritos mineros representa un trazador de la permeabilidad de la corteza. Sectores de alta permeabilidad favorecen el desarrollo de extensos eventos metalogénicos y la formación de clústeres mineros. La actividad minera no se desarrolla como franjas continuas sino como espacios discretos, sugiriendo la existencia de discontinuidades o heterogeneidades que interactúan a niveles subcorticales para generar sistemas mineralizados. La estrecha relación espacial entre la ubicación de zonas mineralizadas y la presencia de “núcleos densos”, sugiere un rol “activo” de los mismos como fuente de metales en contraposición al rol

“pasivo” como barrera al ascenso de cuerpos de pórfidos que se canalizarían a lo largo de sus márgenes.

1.4.5 Geología del Basamento Paleozoico y Cobertura Meso-Cenozoica

La distribución discontinua de las unidades geológicas de basamento sugiere la existencia de profundos quiebres corticales asociados a la segmentación tectónica del margen continental. Asimismo, la paleogeografía de unidades Meso-Cenozoicas formadas durante el Ciclo Andino muestra discontinuidades que en general coinciden con aquellas reconocidas en el Ciclo Pre-Andino, indicando que los patrones estructurales modernos representan una herencia de eventos de deformación y procesos tectonomagmáticos antiguos, los cuales se reactivarían sucesivamente controlando la distribución de las unidades durante el ciclo evolutivo del margen.

1.5 TRABAJOS ANTERIORES

A continuación se presenta un listado de los principales trabajos de investigación aplicada desarrollados internamente por los equipos de geólogos y geofísicos de Codelco que han contribuido al desarrollo de los nuevos conceptos de metalogénesis andina para exploraciones de depósitos metalíferos tipo pórfidos cupríferos (**Figura 2**):

CERDA, A., BAEZA, L., BANCHERO, L. & RIVERA, O., 2003. Proyecto Análisis Histórico de Pórfidos Norte. Informe Final, Inédito GCEX, Informe Reservado, 195 p.

RIVERA, O. & BAEZA, L., 2006. Informe Final Proyecto Geodinámico PZN. Avances Hacia un Modelo de Evolución Tectonomagmática y Geodinámica del Norte de Chile – Énfasis en Clústeres Mineralizados entre la 1ª y 3ª Regiones. Inédito, Codelco-GEX y Exploraciones Mineras Andinas S.A., EMSA, 23 p.

RIVERA, O. & YÁÑEZ, G., 2009a. Informe Final Proyecto Geodinámica PZS. Avances hacia un Modelo de Evolución Tectonomagmática y Geodinámica de Chile Central entre los 32° y 35° LS. Inédito, Codelco-GEX y Exploraciones Mineras Andinas S.A., EMSA, 22 p.

YÁÑEZ, G., RIVERA, O., BAEZA, L. & PIQUER, J., 2009. Informe Final Conjunto de Proyectos Geodinámico PZN y Anillo PZS: Avances en el Conocimiento de los Procesos Tectonomagmáticos que Condicionan la Ocurrencia de Depósitos de Cu Gigantes en los Andes Chilenos. Inédito, Gerencia Corporativa de Exploraciones, GCEX-EMSA, 61 p.

RIVERA, O., YÁÑEZ, G., PIQUER, J. & CASTILLO, J.P., 2010. Informe Final. Proyecto Generativo Transversal – Mapa Tectonomagmático de Exploraciones (PGT-MTME): Modelo Geodinámico y Metalogenético Preliminar para la Identificación de Áreas de Interés Exploratorio en la Cordillera de los Andes, Chile. Inédito, Exploraciones Mineras Andinas S.A., EMSA, 80 p.

CHARRIER, R., COMTE, D. & YÁÑEZ, G., 2010. Final Project Report “Anillo ACT-18”: Tectonomagmatic control of giant ore deposits in the subduction factory of the high Chilean Andes between 33° to 36° S: A multidisciplinary approach. Inédito, CONICYT, 52 p.

Los informes de Cerda et al. (2003) y Rivera & Baeza (2006) representaban la mejor síntesis de la información interna que se tenía a la fecha de los procesos geodinámicos que condicionaban la metalogénesis en el segmento norte y que sirvió de base para la definición de las principales líneas de trabajo del Proyecto Generativo Transversal desarrollado en el período 2006-2010.

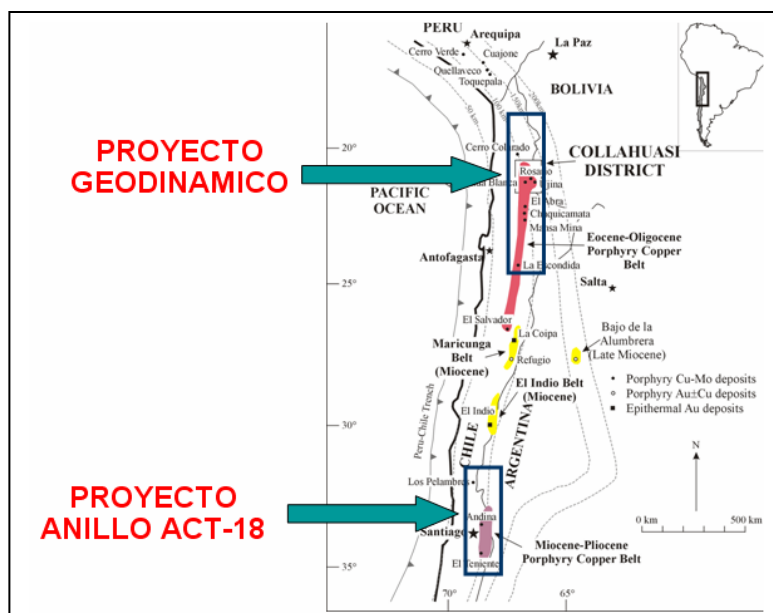


Figura 2: Distribución de las áreas estudiadas en Proyecto Geodinámico PZN y Proyecto Anillo ACT-18 que representa la base para el desarrollo de Proyecto PGT que se expone en esta tesis.

CAPÍTULO II

FUENTES DE INFORMACIÓN PARA ELABORACIÓN DE MAPA TECTONOMAGMÁTICO DE EXPLORACIONES

2.1 GRAVIMETRÍA REGIONAL

El mapa de gravedad residual expuesto en la **Figura 3**, es la resultante de una compilación de diversas fuentes de información: (1) base de datos de la Universidad Libre de Berlín (AHPN, 2003; Tassara 2007); (2) Información recolectada en proyectos de Codelco, en Pórfidos Norte e IOCG (Cerde et al., 2003) y (3) Proyecto Anillo ACT-18 (Yáñez & Rivera, 2009; Yáñez et al., 2008). Se incluye en esta síntesis la información recolectada por el programa Alemán de investigación en el sur de Chile (Klotz et al., 2006).

En el proceso de esta información se han utilizado las técnicas estándar para datos de gravedad terrestre (corrección de Aire Libre, Bouguer, Topográfica), utilizando una densidad media de 2.77 g/cm^3 . Para la eliminación de la tendencia regional asociada a una morfología variable (en latitud y longitud) del Moho, la placa subductada de Nazca, y contrastes litósfera/asténósfera, se ha utilizado el modelo regional para Sudamérica de Tassara et al. (2006) y el programa de modelación directa del paquete UBC. Este modelo regional se describe en la **Figura 4**. Los errores asociados al control de cota (30 cm a 1-4 m), imprecisiones del modelo regional, propiedades físicas inapropiadas, justifican un error de 1-2 [mGal] para esta fuente de información. En consecuencia las anomalías de interés que se observan en este mapa están limitadas por este error.

Una primera observación que será profundizada más adelante dice relación con la asociación espacial de las anomalías de gravedad positivas y los yacimientos mayores: todas estas anomalías son un orden de magnitud por sobre el umbral de error.

Como complemento a la información gravimétrica terrestre se dispone de información gravimétrica del proyecto Grace (Tapley et al., 2005, Pavlis et al. 2008) y EGM2008. Esta fuente de información regional es una combinación de datos terrestres, marinos, y satelitales para una expansión de armónicos hasta el grado 2190, lo cual implica longitudes de onda superiores a 20 km y errores del orden de 10 mGal. En la **Figura 5** se presenta la anomalía residual resultante de sustraer el modelo regional para Sudamérica (Tassara, 2006) a la solución EGM2008. Nuevamente se constata que los yacimientos mayores se ubican en una posición periférica con respecto a las mayores anomalías observadas en el plano residual de la **Figura 3**.

Todos los antecedentes disponibles más las mediciones de gravedad regional realizadas en el marco de este programa (Yáñez et al., 2007c; Yáñez & Rivera, 2009) fueron ajustadas por Leiva (2010),

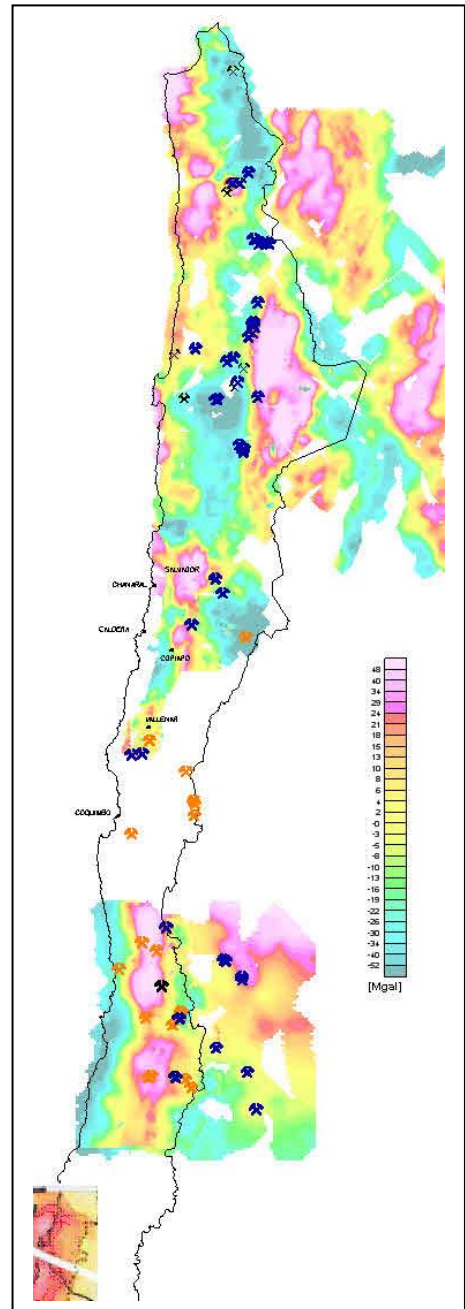


Figura 3: Modelo de Gravedad Residual de Chile Norte y Central según fuentes de información señaladas en texto (Yáñez et al., 2007a).

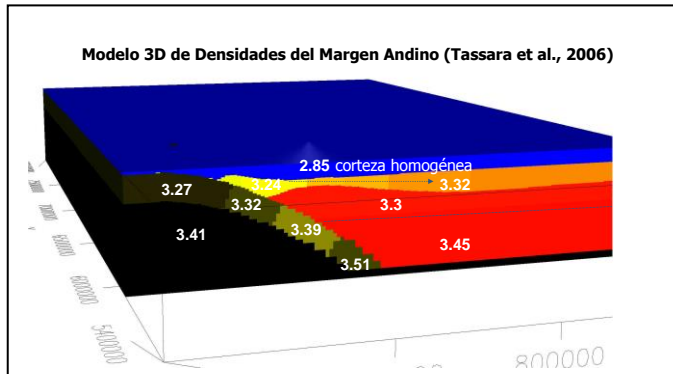


Figura 4: Modelo regional de distribución de densidades en Sudamérica (Tassara et al., 2006).

considerando antecedentes provenientes de datos sísmicos de Maksymovicz (2007) localizados entre los 30° y 34°S. Como resultado de dicha integración se identifican extensas **Anomalías Residuales de Bouguer** interpretadas como “Núcleos Densos Subcorticales” (NDS) y modelados como cuerpos tabulares con densidad de 3,0 g/cm³, con un espesor promedio de 5 km, ubicados a una profundidad entre 10 y 15 km. Los NDS aparecen segmentados por lineamientos gravimétricos NW y NE separando de norte a sur el Bloque Salamanca (B-SAL), el Bloque La Ligua (B-LLG) y el Bloque Mapocho – El Volcán (B-MEV) según las interpretaciones de “núcleos densos” de Yáñez & Rivera (2009) y Rivera & Cerda (2012).

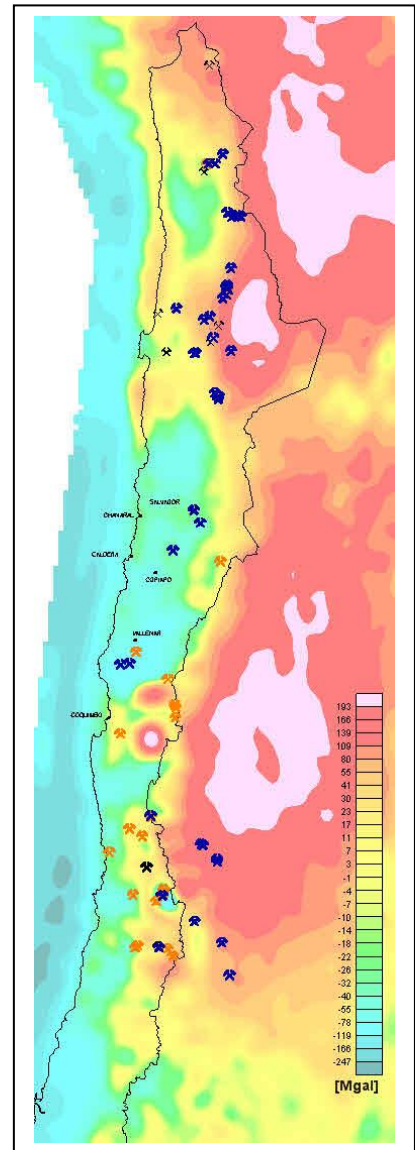


Figura 5: Anomalía de Gravedad Residual Satelital (Proyecto EGM2008), de Chile Norte y Central.

2.2 MAGNETOMETRÍA AÉREA

La información magnética disponible compromete una serie de fuentes de información aeromagnética regional, de resolución y calidad diversa, con alturas de vuelo desde 80 a 2.000 metros sobre la superficie, y separación de líneas de 400 a 2.500 metros (**Tabla 1**). Esta fuente heterogénea de información ha sido compilada a una altura común sobre el terreno de 600 metros y presentada en la **Figura 6** en el formato de mapa reducido al polo (RTP).

TABLA 1		
Descripción de levantamientos utilizados en la compilación del mapa aeromagnético integrado de Figura 5		
Vuelo/año	Altura de Vuelo [m]	Separación entre líneas [m]
Sernageomin /1983-1985	800-1.000	2.500
Codelco GEX /1992	300	500
Codelco GEX /1996	150	1.000
Map II: multiciente/2001	150	1.000
WMC/ 1994	150	1.000
Multiciente / 1995	80	500
Multiciente / 1995	150-200	400
MMAJ / 2000	100	500
Vuelo Cordillera/ 1997	1.000-2.000	1.000
Vuelo Serena / 2006	200	400

El levantamiento magnético muestra anomalías esencialmente de orden cortical en la corteza superior (inferior a 15 km de profundidad), dado que a esta profundidad se alcanza en general la temperatura de Curie, por sobre la cual las rocas se desmagnetizan (Merrill & McElhinny, 1983).

Para poder caracterizar los rasgos más regionales del campo magnético se utiliza un filtro analítico integral, que constituye en el fondo un filtro pasa bajo. En la **Figura 7** se presenta el campo magnético RTP integral derivado del mapa de compilación que se expone en la Figura 5. Comparando ambos procesos se reconocen diferencias importantes que serán discutidas en el siguiente capítulo. Preliminarmente se puede indicar que en el mapa con el filtro integral solo prevalecen las grandes tendencias, definiendo dominios negativos (como en la zona nor-oriental y sur-oriental), y un dominio central positivo en asociación al desarrollo de los sistemas IOCG, principalmente. A diferencia de lo observado en la gravedad, no existe una correlación directa y simple con la

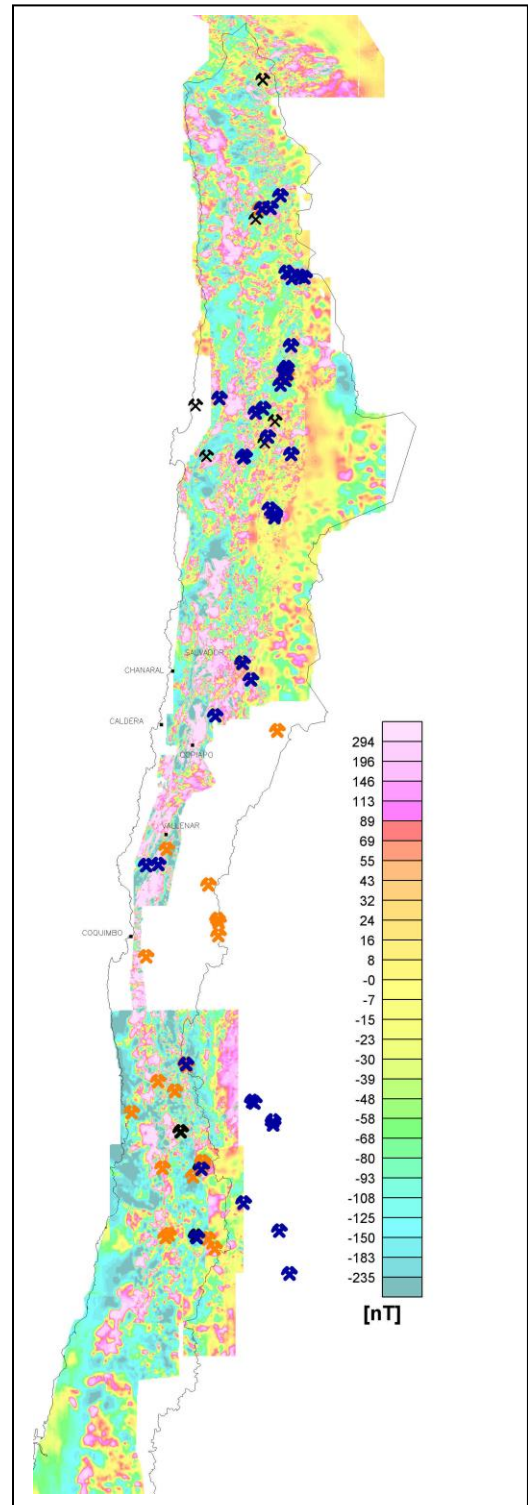


Figura 6: Anomalía de campo magnético RTP según fuentes de información indicadas en **Tabla 1**. Se indica la actividad minera principal de la zona (Yáñez, 2006).

ubicación espacial de los yacimientos mayores y las anomalías magnéticas de gran longitud de onda que prevalecen en esta representación integral.

No obstante lo anterior, ambos procesos de la anomalía magnética muestran tendencias transversales de quiebres de las mismas, posiblemente asociadas a las anisotropías de basamento y cobertura, y tendencias submeridianas mas o menos continuas que podrían representar la distribución de las principales franjas de intrusivos. Una caracterización más precisa de la relación entre estructuras y texturas magnéticas fue abordada por Behn & Camus (1997) y Behn et al. (2001) quienes desarrollaron el concepto de “transanomalías magnéticas” para destacar el hecho que la segmentación del territorio según estructuras oblicuas al orógeno se expresa en los patrones de distribución magnética.

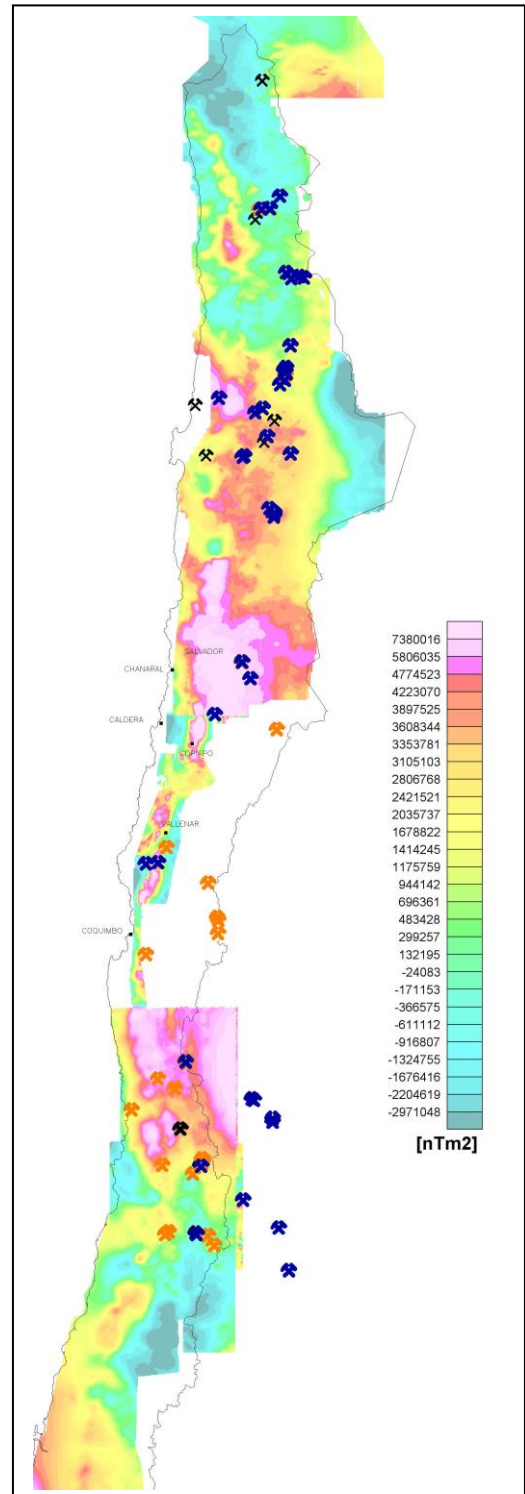


Figura 7: Filtro Integral de anomalía de campo magnético RTP.

2.3 SISMICIDAD NATURAL DE LA CORTEZA

Los estudios de sismicidad natural realizados tanto en el marco del Proyecto Anillo ACT-18 (Yáñez et al., 2007b) como en los predecesores del norte de Chile (Rivera et al., 2006) consistieron en la instalación de una serie de redes sismológicas temporales, dispuestas en el campo por periodos de 2 a 4 meses, con un arreglo de estaciones de entre 10 a 20 estaciones, dependiendo de la disponibilidad, que cubrían en cada caso superficies del orden de 10,000 km², es decir una estación cada 600 km², aproximadamente.

Adicionalmente se utilizaron datos provenientes de las redes permanentes de la Universidad de Chile y otras redes temporales con información previa a la realización de estos proyectos. Una descripción detallada de los aspectos técnicos en la adquisición de la información se discuten en Comte (2009) y Pardo et al. (2008, 2009).

La sismicidad natural registrada durante este estudio considera un número aproximado de 95,000 eventos, dos tercios de los cuales corresponden a la sismicidad proveniente de la placa subductada, y el tercio restante a actividad sísmica en la corteza. De estos 30,000 eventos restantes, aproximadamente la mitad corresponden a eventos corticales intraplaca, esto es no asociados al contacto sismogénico, con profundidades inferiores a 40 kilómetros. En la **Figura 8** se presenta la sismicidad para un filtro de profundidad de 40 km, es decir considera mayoritariamente la sismicidad cortical, si bien en la zona costera el gran volumen de sismicidad observada responde mayoritariamente al contacto sismogénico. En contraste, hacia el interior del continente la sismicidad observada es puramente cortical, y en ella se puede apreciar un claro efecto de agrupamiento entorno de los yacimientos mayores. Un detalle de esta observación se evidencia al hacer un zoom entorno a Chuquicamata y El Teniente (**Figura 9**).

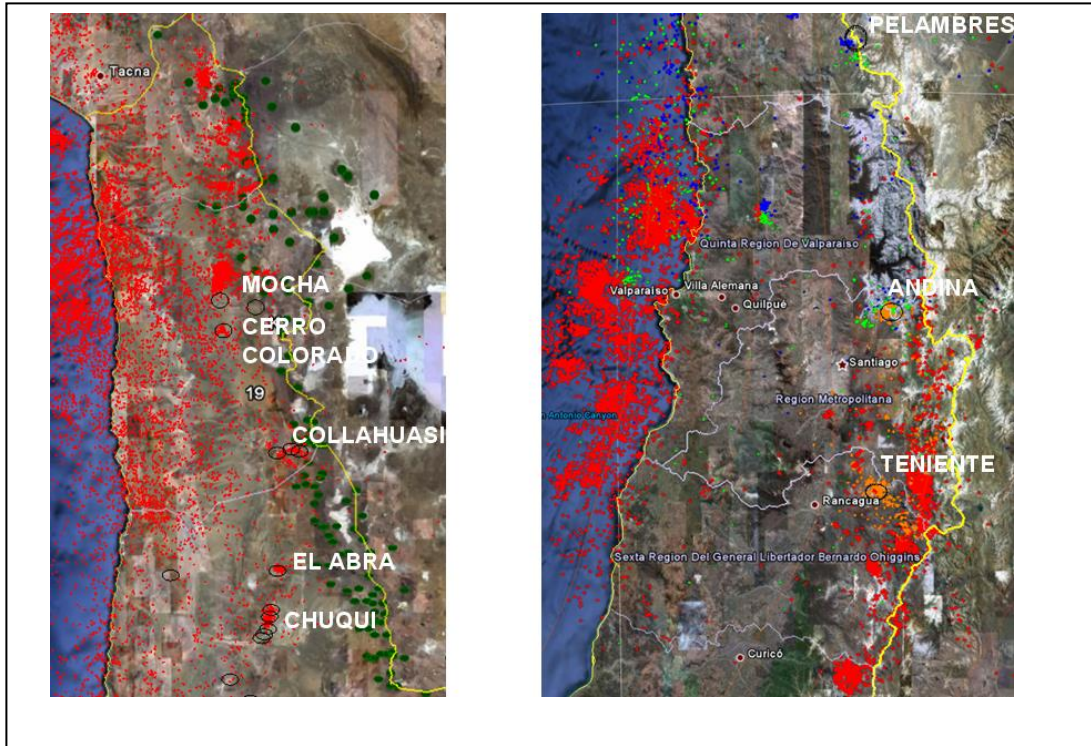


Figura 8: Sismicidad natural, panel izquierdo en proyecto Geodinámico de la Cordillera de Domeyko; panel derecho en proyecto Anillo ACT-18.

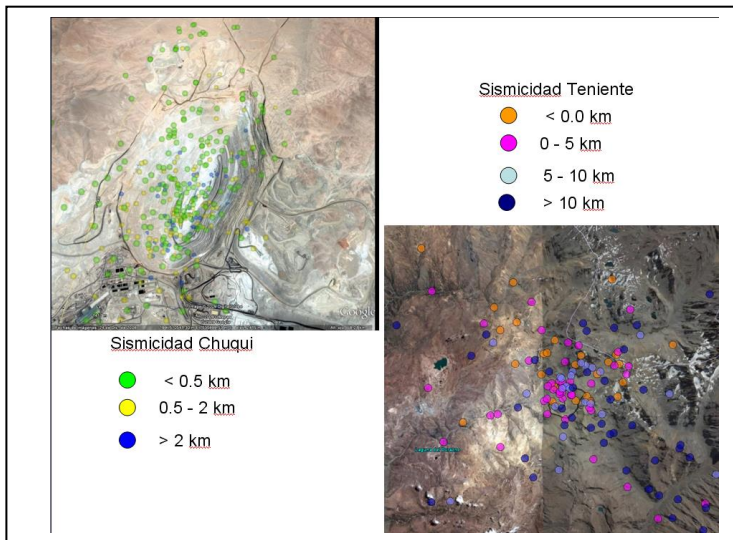


Figura 9: Sismicidad observada en Chuquicamata (panel izquierdo superior) y EL Teniente (panel derecho inferior).

Esta asociación entre sismicidad y la ocurrencia de los principales “clústeres” mineros del país será discutida en el Capítulo 3 de interpretación de resultados, bajo el concepto de **“Zonas de Daño”**.

Por otra parte, la obtención de registros de la sismicidad natural ofrece la posibilidad de disponer de una tomografía de las velocidades de propagación de las ondas de presión (V_p) y corte (V_s).

Especialmente valioso para este proceso de la información, es la voluminosa y relativamente bien distribuida, sismicidad natural registrada en el plano de Benioff. En base a esta tomografía sísmica se puede obtener una representación 3D en una columna continental que incluye la corteza y manto continental hasta profundidades del orden de 100 kilómetros. Esta información permite una identificación petrofísica en términos de las velocidades de propagación de onda de los rasgos mayores en la corteza y manto continental.

En **Figura 10** se presenta un modelo de la inversión tomográfica resultante en cada sector para una profundidad de 20 km. Este modelo se presenta en términos de la razón entre las velocidades de ondas P y S (V_p/V_s), que es una medida de la cantidad de fluidos en el medio o bien el daño presente en el medio por el cual se propagan las ondas sísmicas. Se debe

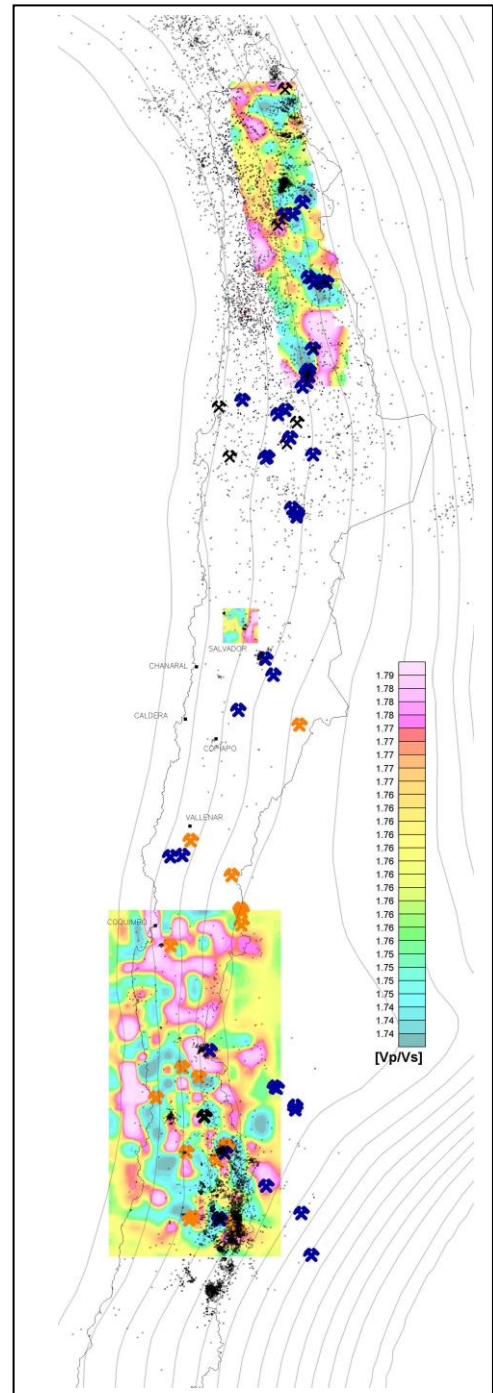


Figura 10: Tomografía sísmica V_p/V_s en planta a 20 km de profundidad. Se muestran las principales minas de la zona. Se incluye además la sismicidad cortical y el plano de contornos de Benioff (Yáñez et al., 2007b).

recordar que las ondas S no se propagan por medios fluidos o se atenúan fuertemente, tendiendo a cero, por lo cual la alta razón V_p/V_s es una buena medida de la presencia de fluidos, de la destrucción intensa de la coherencia de interna de las rocas y/o de la permeabilidad de las mismas.

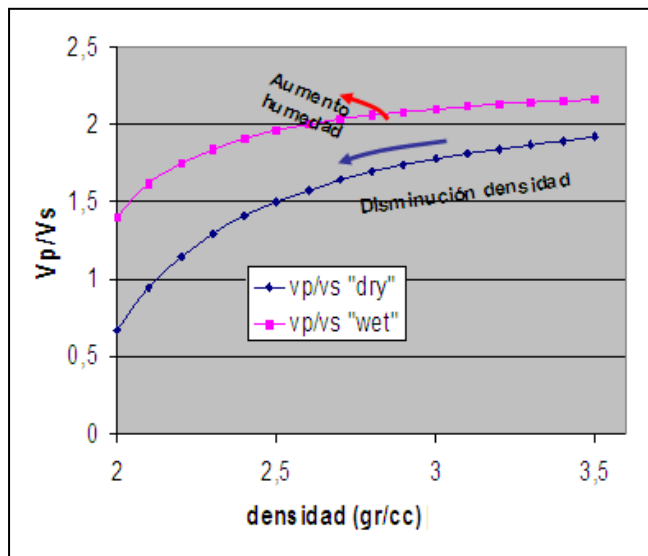


Figura 11: Razón V_p/V_s en función de la densidad y el contenido de fluidos.

Adicionalmente, la razón V_p/V_s se puede expresar en términos de la incompresibilidad y rigidez del medio.

En medios homogéneos ambos parámetros crecen con la profundidad como resultado de la presión litostática y el aumento de densidad. Sin embargo la incompresibilidad lo hace a una tasa superior, en

consecuencia la tendencia normal de la razón V_p/V_s con la profundidad es crecer en forma asintótica con la profundidad. El rol de la rigidez dice relación con la presencia de fluidos (fases hidratadas como la serpentinita y/o magma), si este contenido de fluidos aumenta la rigidez disminuye y en consecuencia la razón V_p/V_s aumenta. Una gráfica esquemática de este comportamiento de la razón V_p/V_s se presenta en la **Figura 11**, en función de la densidad del medio (que es una representación de la profundidad a medida que aumenta).

2.4 PERFILES MAGNETOTELÚRICOS (MT)

La información MT ha sido recolectada durante al menos 10 años en forma sistemática en los programas regulares de exploración en Codelco. Durante los últimos años esta información ha tendido a ser recolectada en transectas entre 30-60 kilómetros de longitud, como una manera de disponer de una variable geo-eléctrica de contexto regional que permita identificar ambientes favorables para el emplazamiento de sistemas mineralizados.

Por lo general se utiliza como hipótesis de trabajo que estos sistemas mineralizados van a utilizar zonas de debilidad cortical (o zonas de daño) para la migración de fluidos y el desarrollo de sistemas hidrotermales, con una respuesta geoelectrica conductora.

El trabajo MT realizado en Codelco involucra en general a los programas PZN (Banchemo et al., 2007) e IOCG asociado a la Falla Atacama en la 3ª y 4ª Regiones (Yáñez, 2004). En la zona central el programa Anillo ACT-18 ha podido recolectar una serie de 5 transectas adicionales que permiten a su vez caracterizar vía MT este segmento andino (Yáñez et al., 2007a).

En la **Figura 12** se presentan las secciones MT regionales utilizadas en este estudio. En total se han completado 15 transectas que aproximadamente involucran 500 kilómetros de medición MT, de acuerdo a un diseño de medición de dipolo cada 200 metros, y un rango de frecuencias desde 5.000 a 0.1 Hz. Dado este diseño de medición es posible tener un registro del campo geoelectrica a profundidades de hasta 10 kilómetros.

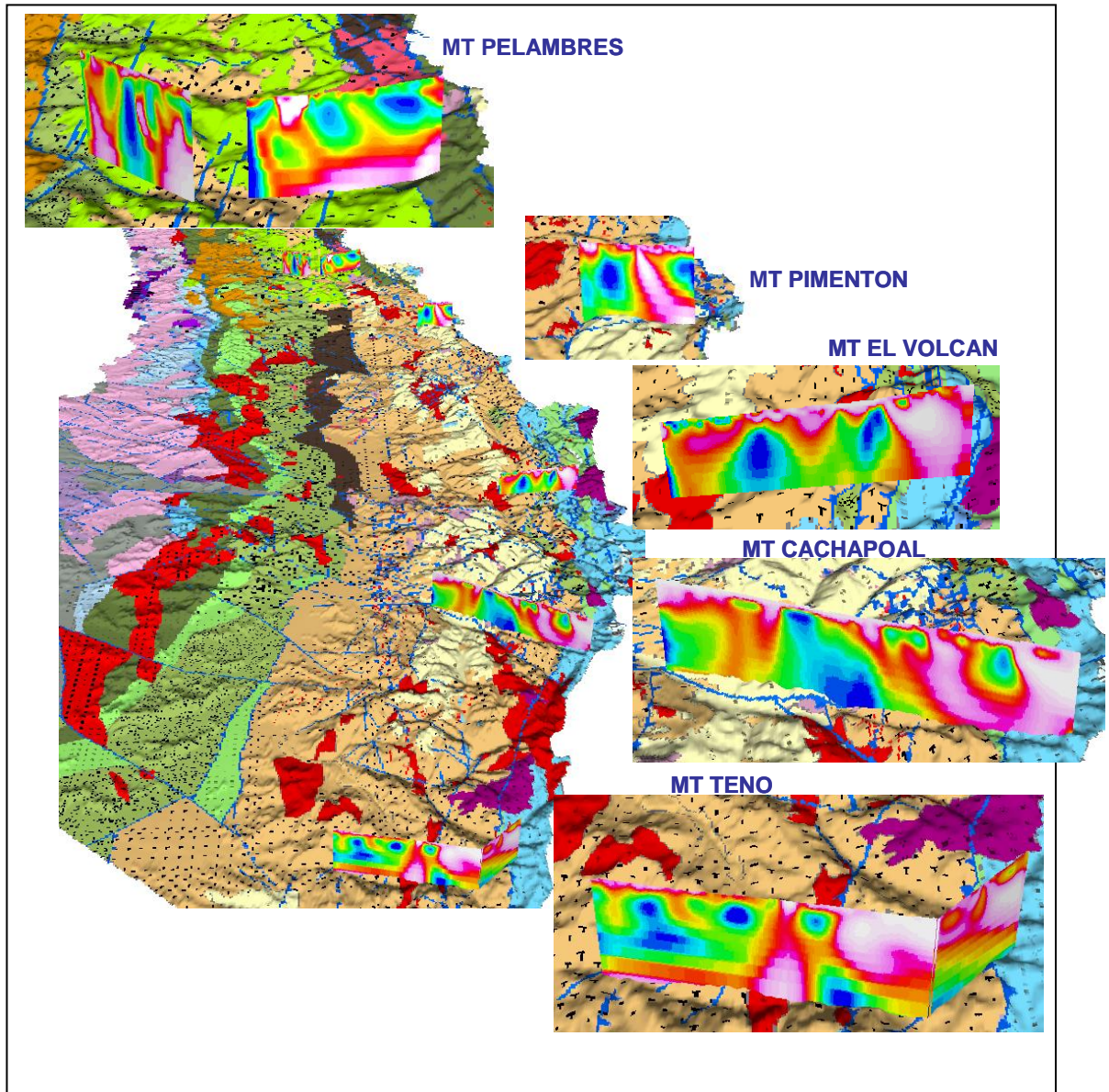


Figura 12: Transectas MT en zona sur, superpuestas a vista 3D de Mapa Tectonomagnético de Exploraciones elaborado durante el desarrollo de este estudio (Yáñez et al., 2007a, Charrier et al., 2010).

2.5 BASES DE DATOS DE MINAS Y DISTRITOS MINEROS

Las distintas bases de minas de GCEX-EMSA y de organismos públicos y privados fueron homologadas y reunidas en una única base de datos, en la cual se filtró información duplicada y corrigió la ubicación de algunas minas utilizando GoogleEarth. Una fracción importante de los registros se ubica en la periferia de los núcleos densos, entre ellos todos los de mayores dimensiones. Adicionalmente, muchos distritos mineros siguen orientaciones NNW-NW-WNW y NNE-NE-ENE paralelas a zonas de fallas o coincidiendo con lineamientos magnéticos en las mismas direcciones. La mayor exposición de minas de Au se observa en la franja costera y depresión intermedia, mientras que la mayor parte de las minas de Cu y Cu-Mo se ubican desde la depresión central hasta la alta cordillera. Las implicancias metalogénicas de dichas observaciones serán discutidas en profundidad en el capítulo siguiente.

2.6 MAPA TECTONOMAGMÁTICO DE EXPLORACIONES – MTME

La Fase I del PGT-MTME consideró la elaboración de una síntesis geológico estructural escala 1:100.000 a 1:250.000 de Chile Central entre los 31 y 35° LS, integrando la información disponible de la franja entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera de Los Andes, con el objetivo de disponer de una interpretación geotectónica del segmento, mostrando la distribución y quiebres mayores de las unidades que constituyen los Ciclos Geológicos principales y sus relaciones con sistemas estructurales que definen la arquitectura básica para emplazamiento de los sistemas mineralizados ubicados en los bloques de estudio.

En esta fase se incorporó gran parte de los antecedentes disponibles como gravimetría regional, aeromagnetometría, estudios de sismicidad cortical, tomografía sísmica, transectas AMT, geoquímica de drenajes con análisis según modelos de redes neuronales, geoquímica de rocas, bases de datos de

actividad minera, resultados de sondajes, imágenes satelitales ASTER y LANDSAT, y todos los datos que permitieran comprender la arquitectura de este segmento del territorio y la interacción entre distintos bloques de corteza para formar depósitos minerales de clase mundial.

Como se estableció en la hipótesis principal de trabajo de la Sección 1.3.2, la distribución de los grandes depósitos minerales no constituyen franjas mineralizadas continuas sino que lugares discretos donde interactúan los productos del proceso normal de subducción con heterogeneidades de orden cortical-litosférico, determinando la segmentación de los Metalotectos Andinos según estas discontinuidades mayores, en general oblicuas al orógeno.

Elemento fundamental para demostrar dicha hipótesis es la elaboración de este **Mapa Tectonomagmático de Exploraciones** en el cual se integraron todos los antecedentes de heterogeneidades cortical-litosféricas de las fuentes de información señaladas previamente, por lo cual dicho mapa es el producto principal de este trabajo, y en consecuencia, su elaboración se abordará detalladamente en el capítulo siguiente.

CAPÍTULO III

INTERPRETACIÓN DE OBSERVACIONES

El conjunto de antecedentes descrito previamente se interpreta en el presente capítulo en relación a la ocurrencia de los principales depósitos minerales que constituyen el metalotecto que caracteriza la región andina de Chile Central: la **Franja de Pórfidos y Brechas Hidrotermales de Cu-Mo del Mio-Plioceno**. Este análisis se efectuará en forma independiente por cada uno de los antecedentes disponibles y posteriormente, en el capítulo siguiente, se realizará una integración de las observaciones e interpretaciones en un modelo conceptual que intentará ser consistente con las hipótesis de trabajo.

Las bases para la interpretación de dichos antecedentes se abordaron preliminarmente en el **Proyecto Análisis Histórico de Pórfidos Norte – AHPN** (Cerdea et al., 2003), principalmente lo que dice relación con aeromagnetometría y gravimetría, las cuales tienen un extenso recubrimiento en el Norte de Chile, pueden analizarse a gran escala y son, por lo tanto, los elementos que han aportado mayor información en relación con los emplazamientos de intrusivos en niveles corticales intermedios y someros. En síntesis, en el AHPN se logró establecer que:

- La Aeromagnetometría de Campo Total filtrada con pasa bajo de 5 km, que elimina el ruido superficial de cobertura, permite mostrar transanomalías magnéticas y, en consecuencia, seleccionar dipolos magnéticos favorables.
- La Aeromagnetometría de Reducción al Polo y separada en mapas de alta y baja frecuencia permitió destacar el efecto de lineamientos –

cuerpos superficiales y distinguir lineamientos y cuerpos magnéticos extensos y profundos.

- Para la alta frecuencia del campo magnético se usó la Primera Derivada Vertical de la reducción al polo que define dominios magnéticos y permite ver sistemas de fallas y su continuidad, además de definir contactos de unidades litológicas y “mapear” unidades geológicas en subsuperficie.
- Para la baja frecuencia se utilizó el proceso de Pseudogravedad que resalta las longitudes de onda larga y atenúa el ruido superficial, con lo cual, se puede ver anomalías asociadas a cuerpos magnéticos extensos y profundos. Los pórfidos cupríferos se sitúan en zonas con pseudogravedad de intensidad intermedia en la zona de la Depresión Central y Cordillera de Domeyko. La anomalía positiva de la Cordillera de la Costa estaría reflejando zonas extensas magnéticas asociadas con mineralizaciones del tipo oxFe-Cu-Au.
- La Gravimetría Regional (Götze & Krause, 2002) ayuda a comprender fenómenos geológicos en toda la corteza y aún en el manto superior al descomponer un campo gravimétrico en campo regional y residual. El campo residual filtrado con longitudes de onda $<$ de 300 km correlaciona muy bien con los pórfidos de cobre en el norte de Chile, los que se localizan en una franja de intensidad gravimétrica negativa y al borde de enormes masas densas y extensas correspondientes a bloques de basamento impermeable.

Con dichas bases conceptuales como marco de referencia para los análisis de las variables geodinámicas que condicionan la metalogénesis andina se procedió a realizar las interpretaciones que se exponen a continuación.

3.1 GRAVIMETRÍA REGIONAL

Como resultado del **Proyecto Análisis Histórico de Pórfidos Norte – AHPN** (Cerde et al., 2003) se logró establecer que la distribución espacial de los plutones del Eoceno-Oligoceno en el Norte de Chile, una de las fajas de pórfidos cupríferos más productivas del mundo, se agrupa discretamente a lo largo de la parte occidental de una anomalía de gravedad positiva, espacialmente relacionada con cámaras magmáticas diferenciadas y en zonas de debilidad cortical, probablemente asociadas con estructuras corticales profundas que habrían facilitado la intrusión de magma y circulación de fluidos mineralizadores. Estas estructuras se orientan en dirección NW-WNW y NNE-NE, claramente oblicuas al típico patrón estructural NS señalado para esta provincia metalogenética.

La utilización de los datos gravimétricos en el AHPN fue el primer intento sistemático de vincular conceptos geodinámicos con la distribución de los principales depósitos tipo pórfido cuprífero en el marco de las exploraciones del Programa PZN. En un estudio de gravimetría se mide el campo gravimétrico de la Tierra, cuya variación depende de diversos factores como la latitud, la topografía del entorno, la elevación del punto, las mareas terrestres y la densidad de masa de la subsuperficie. Considerando que el factor que concierne a la exploración minera es la densidad, se realizaron las correcciones al dato medido permitiendo aislar este factor. Este subproducto de la gravedad se conoce como la “**Anomalía de Bouguer**” que se relaciona con los excesos y defectos de masa con un alcance kilométrico en profundidad. Dicha anomalía se puede descomponer en un campo gravimétrico regional y un campo residual. La componente residual es la que generalmente interesa para interpretar la geología subyacente. El campo regional no es único ni absoluto, pues depende del objetivo del estudio. Para los fines del AHPN se extrajo el residual mediante la aplicación de un filtro que sólo considere las longitudes de onda menores de

300 kilómetros. La **Figura 13** muestra la “**Anomalía de Bouguer**” y la “**Anomalía Gravimétrica Residual**” obtenida de aplicar un filtro Butterworth de pasa alto para longitudes inferiores a 300 kilómetros.

El análisis de dicha información permitió la identificación de tres dominios gravimétricos bien definidos el más importante de los cuales se ubica en el extremo

oriental, correspondiendo a la gran anomalía gravimétrica positiva del Salar de Atacama, con más de 300 km de largo por 100 km de ancho. Asimismo, estudios de sismicidad intraplaca realizados en la misma zona establecieron que los eventos sísmicos muy superficiales (< 5 km de profundidad) se localizan sobre la periferia de esta extensa anomalía gravimétrica, lo cual es consistente con la presencia en profundidad de un cuerpo denso y rígido denominado “**Atacama Block**” por Schurr & Rietbrock (2004), que concentra la deformación a lo largo de zonas de debilidad distribuidas sobre sus márgenes. Este núcleo denso sería consistente con la presencia de un antiguo complejo de subducción bajo el Salar de Atacama, posiblemente del Ordovícico, según la interpretación de Götze & Krause (2002). Esta anomalía tiene una notable coincidencia con el desplazamiento del arco volcánico cuaternario hacia el este (Reutter et al.,

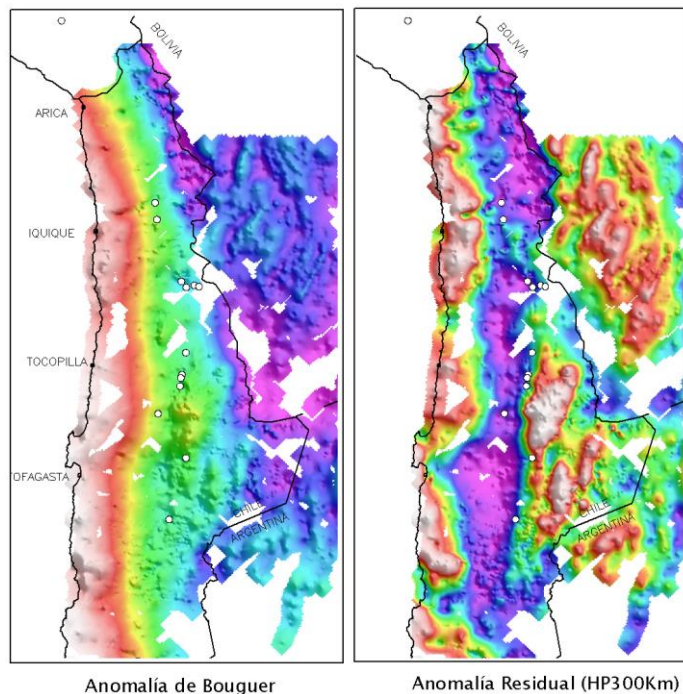


Figura 13: Interpretación de registros gravimétricos del AHPN de Cerda et al. (2003) según datos del Proyecto Berlín, mostrando Anomalía de Bouguer y Anomalía Gravimétrica Residual del Norte Grande.

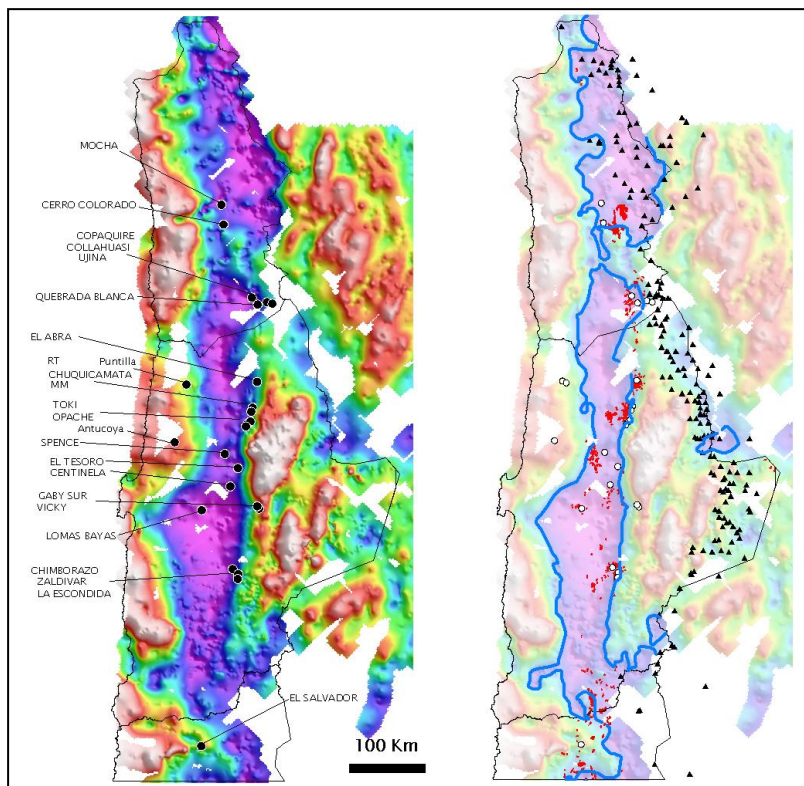


Figura 14: Gravimetría residual compilada (Filtro HP300km). En el panel izquierdo se muestra la ubicación de los pórfidos de cobre. En el panel derecho, está el contorno a -20 mGal (azul) que discrimina entre altos y bajos gravimétricos. Se ubican los intrusivos del Paleógeno en rojo y los centros volcánicos en triángulos negros. Procesos según AHPN de Cerda et al. (2003).

2006). La anomalía tiende a interrumpirse entre El Abra y Collahuasi y parece continuar hacia el sur de Bolivia; sin embargo, la información no es suficiente para confirmar esta hipótesis (**Figura 14**).

El modelamiento gravimétrico directo de esta anomalía residual según Rivera et al. (2006) indica la presencia de un cuerpo tabular de relativamente alta densidad ($3,1 \text{ g/cm}^3$) a una profundidad variable entre 30 y 40 kilómetros (**Figura 15**) aproximadamente coincidente, tanto geométrica como geográficamente, con el denominado “Atacama Block”.

Una de las principales conclusiones del AHPN fue que todos los depósitos de pórfidos de cobre del Eoceno y Oligoceno del Norte Grande, están concentrados en el borde occidental del “Atacama Block”. Esta observación también se confirma para el caso de los intrusivos terciarios, que se ubican en

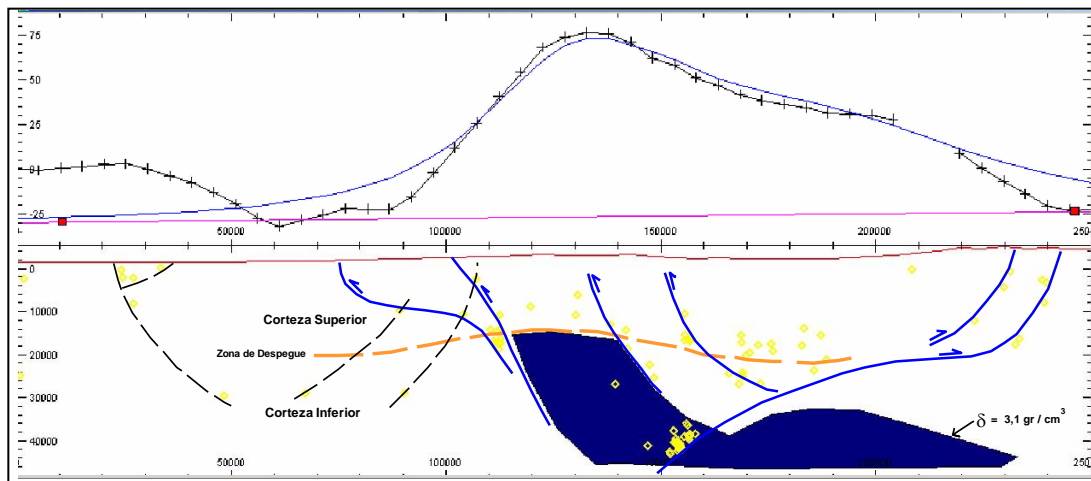


Figura15: Modelo de anomalía gravimétrica regional del “Atacama Block” como un cuerpo rígido y denso ($3,1 \text{ g/cm}^3$), ubicado entre 20 y 40 kms de profundidad, concentrando deformación en los márgenes de mayor debilidad (Rivera et al., 2006).

una posición similar, mientras que el volcanismo cuaternario tiene a ubicarse a lo largo del borde oriental del “Atacama Block”. Las variaciones de la respuesta gravimétrica y las asociaciones descritas, dan cuenta de heterogeneidades en la densidad del basamento.

En efecto, la extensa anomalía definida por el “Atacama Block” correspondería a un basamento denso y al menos semi impermeable al emplazamiento de intrusivos. Para explicar esta extensa zona de alta densidad y de dimensiones kilométricas se propuso como conclusión del AHPN la existencia de un remanente de cratón compacto, que habría actuado como obstrucción al ascenso de magmas, obligando a los fluidos a migrar hacia sus bordes para aproximarse a la superficie. En ese momento no se descartó que tanto el borde occidental como el oriental del “Atacama Block” fueran canales de circulación para los pórfidos Eoceno-Oligocenos y para los productos del volcanismo cuaternario, aunque las evidencias disponibles indicaban que el magmatismo Eoceno-Oligoceno se situaba en el borde occidental y el volcanismo cuaternario en el borde oriental. Posteriormente se demostró que esto era una

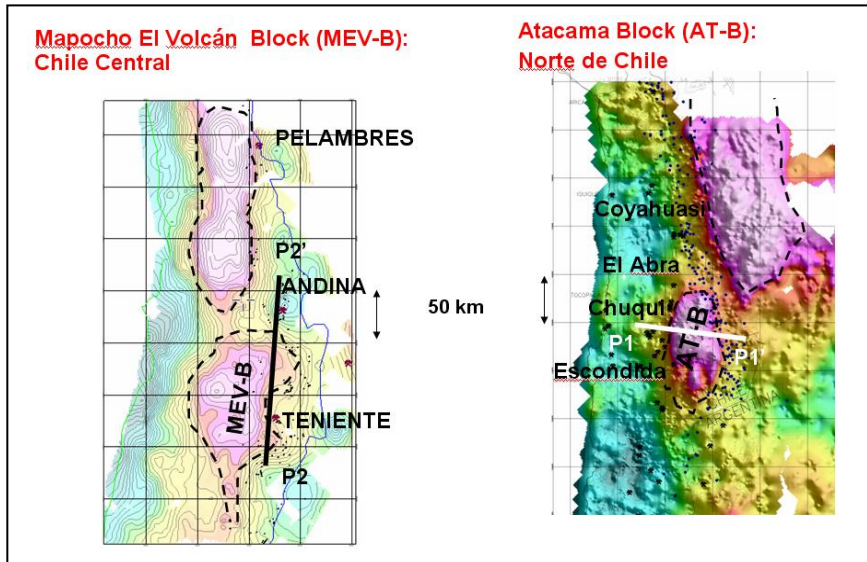


Figura 16: Anomalías de gravedad positiva y yacimientos mayores en la zona norte (panel derecho) y centro (panel izquierdo) de Chile. La anomalía positiva asociada al Salar de Atacama se denomina AT-B (“Atacama Block”); y en el caso del Chile central la denominación del bloque denso es MEV-B (“Maipo-El Volcán Block”) (Yáñez et al., 2007c).

simplificación dado que en el borde oriental se encontraron abundantes evidencias de intrusivos con edades del rango Eoceno Medio-Superior y manifestaciones de mineralización tipo pórfido de edad similar, más de 100 kilómetros al este de la posición considerada “normal” para el arco Eoceno. La información gravimétrica del AHPN permitió, a su vez, identificar los lineamientos asociados a estructuras regionales y profundas. Dichos lineamientos tienen dos direcciones preferentes: NE y NS, siendo la dirección NW de carácter subordinado. Cabe hacer notar que si bien la magnetometría entrega información de la corteza superior, en el caso de la gravimetría se estaría registrando, al menos, hasta varias decenas de kilómetros, por lo cual estos lineamientos dibujan la periferia de extensas anomalías gravimétricas positivas asociadas a cuerpos muy profundos de corteza densa, equivalentes a bloques de basamento.

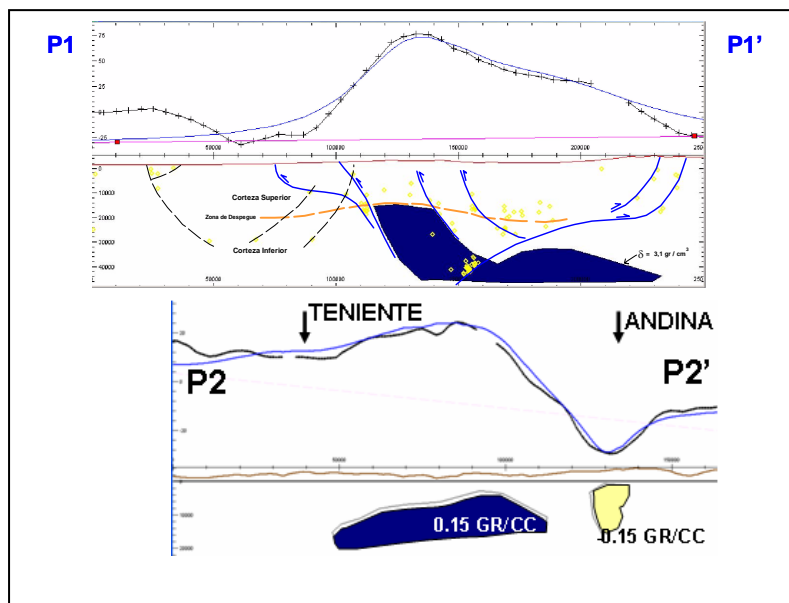


Figura 17: Panel superior, modelación gravedad en anomalía de gravedad en Salar de Atacama, el bloque modelado con una densidad de 3.1 gr/cc sobre un “background” de 2.75 gr/cc se indica en color azul y su curva sintética es también del mismo color. La sismicidad natural en la sección se indica en color amarillo; la interpretación estructural en color azul y negro segmentado (Rivera et al., 2006). Panel inferior, modelación gravedad en anomalía de gravedad en Zona Central, el bloque modelado con una densidad de 3.0 gr/cc sobre un “background” de 2.75 gr/cc se indica en color azul y su curva sintética es también del mismo color. Ubicación de perfiles en **Figura 16** (Yáñez & Rivera, 2009).

En base a estas consideraciones, la información de gravedad descrita en la Sección 2.1 para la región andina de Chile Central permite sugerir, de manera similar a lo observado en la zona norte, que los yacimientos mayores de la Franja Mio-Pliocena se ubicarían en los flancos de altos de gravedad. Un detalle de estas anomalías asociadas a yacimientos mayores se muestra en la **Figura 16**. En general, se puede indicar que para la zona central el depósito Los Pelambres se ubicaría en el margen oriental de la anomalía gravimétrica conocida como Bloque Salamanca (Rivera & Cerda, 2012) y los depósitos Río Blanco-Los Bronces y El Teniente en el margen oriental de la anomalía gravimétrica denominada Bloque Mapocho - El Volcán (Yáñez & Rivera, 2009). Se aprecia que estas anomalías tienen una dimensión espacial de más de 100x50 kilómetros, y amplitudes de entre 40 y 80 mGal. Una observación adicional que es relevante, en el caso del bloque norte, es la ubicación del volcanismo activo en los flancos de las anomalías de gravedad positiva.

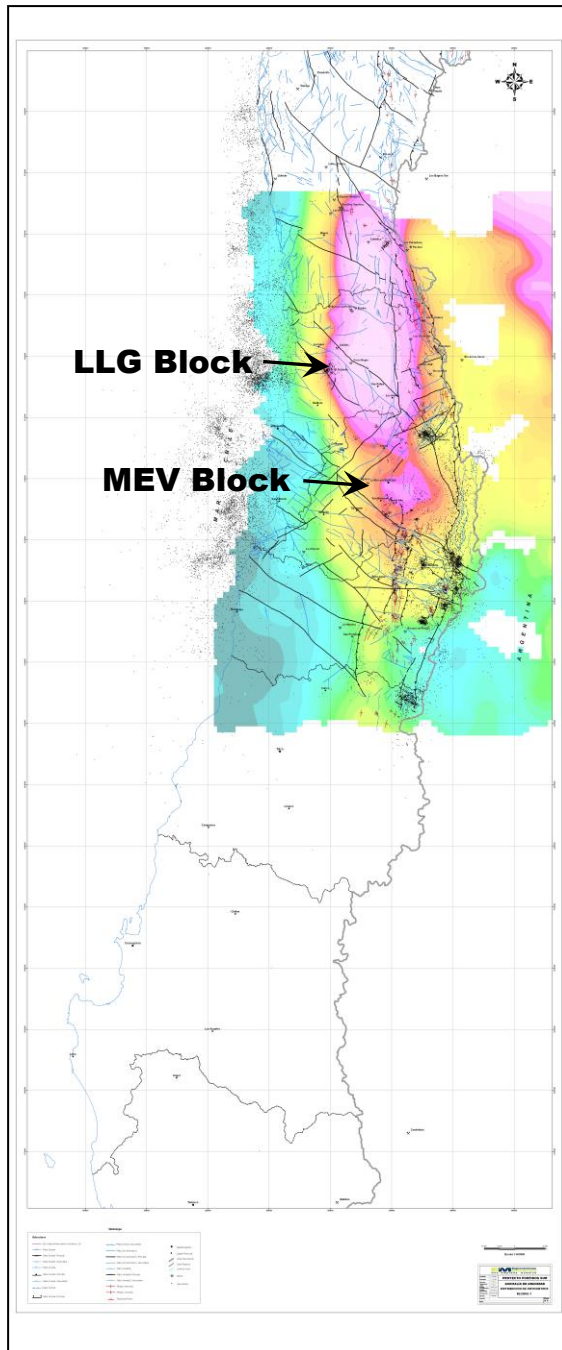


Figura 18: Anomalía Residual de Chile Central mostrando distribución de NDS's Mapocho-EI Volcán y La Ligua en relación al esquema estructural del Mapa Tectonomagmático de Exploraciones.

En la **Figura 17** se presenta una modelación 2D de los cuerpos causantes de estas anomalías de gravedad positiva. En el caso de la anomalía asociada al AT-B del norte de Chile la modelación efectuada por Rivera et al. (2006) considera un cuerpo anómalamente denso a profundidades bajo los 20 kilómetros, y un contraste de 0.35 g/cm^3 con respecto al entorno. Sin embargo en la modelación efectuada en el marco de este estudio para el caso del MEV-B de la zona central, se ha optado por una modelación del cuerpo denso por sobre la profundidad de 20 kilómetros y consecuentemente un contraste menor de 0.15 g/cm^3 . Este último modelo, como se discutirá más adelante, se sustenta mejor por el control de la tomografía sísmica en el sector, no disponible para el caso de la zona norte sobre la AT-B.

En base a la síntesis estructural mostrada en la **Sección 3.5** se puede indicar que el arreglo estructural de las unidades Meso-Cenozoicas de Chile Central, segmentadas al norte de

Santiago por un conjunto de fallas dextrales de orientación general NE-ENE (ETL Aconcagua) y por fallas sinestrales de orientación NW-WNW (ETL Valparaíso-El Teniente) al sur de Santiago, definen una extensa cuña estructural, o “Cuña Orogénica”, que se cierra en el sector de la Mina Lo Aguirre, dentro de la cual se ubicaría la extensa anomalía gravimétrica positiva denominada “**Mapocho-El Volcán (MEV) Block**” (Figura 18). La prolongación hacia el norte de la anomalía gravimétrica positiva define un núcleo denso de mayor extensión que el anterior denominado “**La Ligua (LLG) Block**” el cual se encuentra acotado por la cuña orogénica abierta al poniente definida por la zonas de falla NW y WNW sinestrales en el extremo norte (ETL’s Cogotí y Pelambres) y por un conjunto de fallas dextrales de orientación general NE-ENE (ETL Aconcagua) en el extremo sur de la anomalía.

Tal cual se ha señalado, el modelamiento de dicha anomalía ha permitido localizar núcleos densos (densidad 3.0 g/cm^3) de grandes dimensiones, que se ubicaría a profundidades corticales intermedias (15-25 km) y que se propone denominar “**Núcleos Densos Subcorticales – NDS’s**”, los cuales condicionarían espacialmente la ubicación en su periferia de los mayores depósitos de cobre en el área de estudio:

- Río Blanco-Los Bronces y El Teniente (MEV Block)
- Los Pelambres (LLG Block).

Eventualmente, tanto el **MEV Block** como el **LLG Block** podrían constituir una fuente de metales para los sistemas hidrotermales que se emplazan en sus márgenes en base a consideraciones petroquímicas que se discutirán más adelante.

Es interesante destacar que el volcanismo cuaternario andino del Norte de Chile tiende a ubicarse en la periferia de los “núcleos densos” que caracterizan este segmento: en el margen oriental del “Atacama Block” y en el margen occidental del “Altiplano Block”. Dado que ambos procesos geológicos (emplazamiento de pórfidos y volcanismo) son una expresión de una permeabilidad cortical favorable, se infiere que los “núcleos densos” constituyen una barrera para el ascenso magmático (dominio impermeable).

La estrecha relación espacial entre volcanismo y “núcleos densos” no es tan evidente en la franja andina de Chile Central toda vez que por lo menos la mitad septentrional de la anomalía gravimétrica se ubica en la zona de subducción plana con ausencia de volcanismo moderno. No obstante lo anterior, la mitad meridional de la misma, particularmente el margen oriental del MEV Block entre las nacientes de los ríos Maipo y Teno, muestra estrecha relación espacial con la distribución de los volcanes San José, Maipo, Tinguiririca y Planchón-Peteroa.

La modelación gravimétrica permite además identificar zonas de menor densidad somera en la parte externa a los bloques densos, la cual se interpreta como “**Zonas de Daño**” que permiten canalizar la migración magmática y de fluidos (Rivera et al., 2006; Yáñez et al., 2007c, 2008; Tassara, 2007).

Se postula que los Núcleos Densos Subcorticales (NDS's), como el “**Mapocho-El Volcán Block**” y “**La Ligua Block**” en Chile Central y “**Atacama Block**” y “**Altiplano Block**” en el Norte de Chile, así como otros bloques de similares características, representan relictos de microplacas y/o terrenos alóctonos incorporados al margen continental Paleoproterozoico durante períodos colisionales, los cuales fueron desmembrados, dispersados y/o erodados durante el Ciclo Andino. No obstante, procesos a gran escala más recientes

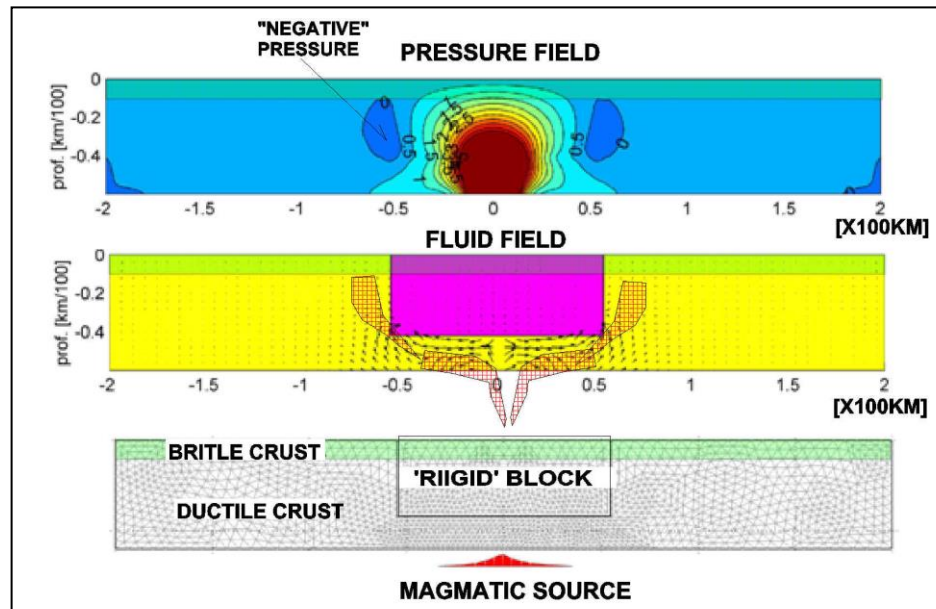


Figura 19: Modelación de flujo en medio semi-permeable. En panel inferior modelo reológico. En panel intermedio patrón de flujo asociado que muestra una migración lateral del fluido. En panel superior el campo de presiones asociado que indica una presión negativa relativa en los flancos del cuerpo denso-rígido-impermeable. Es importante considerar que de acuerdo a flujos en medio semi-permeables, la ley de Darcy predice que el flujo tiende a migrar en dirección de las zonas de baja presión (Yáñez et al., 2009).

como la formación de los “Rifts Triásicos” también pueden ser considerados como origen de los “núcleos densos”, aunque esta es una pregunta que sigue abierta y debe ser abordada en futuros estudios.

Independiente del origen, génesis, geometría y ubicación definitiva de los “núcleos densos” que serán discutidas en el modelo conceptual del siguiente capítulo, es importante indicar que dichos bloques representan un medio de baja permeabilidad, en cuyos flancos tiende a ubicarse la minería productiva y también el volcanismo actual. En efecto, la minería y el volcanismo comparten una ubicación espacial en ambientes de arco que corresponden a las zonas de mayor permeabilidad, mientras que los bloques densos constituyen bloques semi-impermeables que impiden/dificultan el ascenso magmático y de fluidos en la corteza superior.

Esta hipótesis de trabajo fue esbozada por Cerda et al. (2003) y Rivera et al. (2006) durante el desarrollo del AHPN para la zona norte y formalizada por Rivera y Yáñez (2007) y Yáñez et al. (2008, 2009) para la zona central de Chile. Dicha hipótesis se esquematiza en **Figura 19** la cual corresponde a un modelo numérico de migración de fluidos desde un medio semipermeable en cuya base esta la fuente magmática, y que en su ascenso vertical se ve perturbado por un bloque rígido e impermeable. Esta hipótesis de trabajo se denomina el efecto “pasivo” o puramente geométrico de los núcleos densos subcorticales.

En combinación al rol “pasivo” de los “núcleos densos”, se ha postulado además su influencia como fuente de metales, lo cual, de probarse cierto, constituiría un rol “activo” en la generación de magmas productivos. Esta hipótesis de trabajo fue propuesta durante el desarrollo del AHPN y formalizada por Tassara (2007) postulando que los bloques densos podrían tener una composición del tipo anfibolita granatífera de 45-55% SiO₂ y contenidos anómalos de Cu entre 500 y 1.000 ppm.

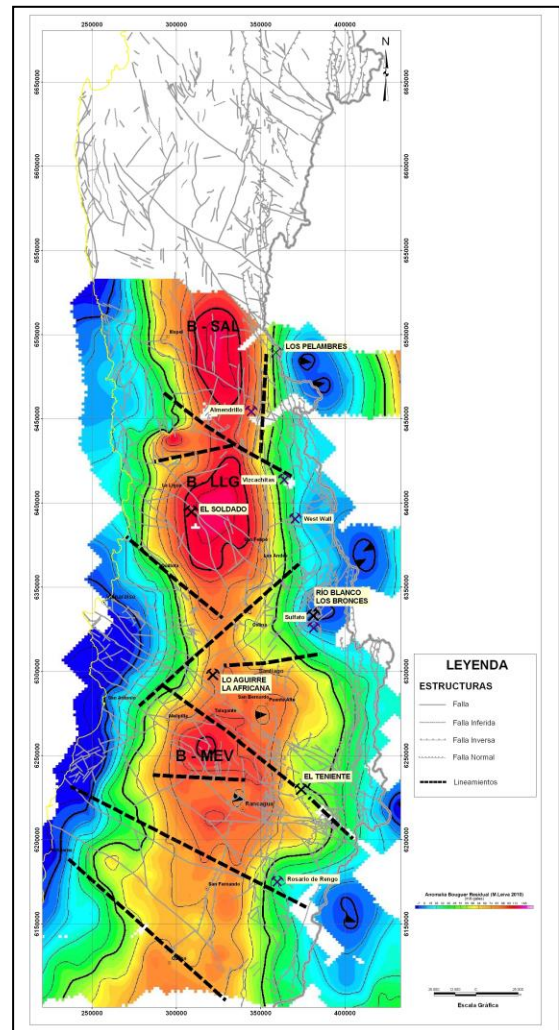


Figura 20: Modelo de Anomalia Residual de Bouguer para Chile Central según Leiva (2010), modificado en Rivera & Cerda (2012).

El modelamiento de las anomalías residuales de gravedad identificadas en el marco de este programa (Yáñez et al., 2007c; Yáñez & Rivera, 2009) y que se muestran en las **Figuras 16-18**, fueron ajustadas por Leiva (2010) en base a los nuevos antecedentes provenientes de estudios sísmológicos de Maksymovicz (2007) que se localizan entre los 30° y 34°S. Dicho ajuste permitió confirmar la presencia de una extensa Anomalía Residual de Bouguer y redefinir la geometría de los “núcleos densos” que explicarían dicha anomalía (**Figura 20**). Es interesante destacar que este nuevo modelo define claramente una serie de lineamientos gravimétricos NW y NE los cuales permiten redefinir la segmentación de los NDS’s y los depósitos asociados a su margen oriental de la siguiente manera (Rivera & Cerda, 2012):

- Bloque Salamanca (B-SAL)
 - Mina Los Pelambres
- Bloque La Ligua (B-LLG)
 - Proyecto West Wall
 - Proyecto Vizcachitas
- Bloque Mapocho – El Volcán (B-MEV)
 - Minas Río Blanco – Los Bronces
 - Mina El Teniente
 - Proyecto Rosario de Rengo

En consecuencia, todas las grandes minas y proyectos de la “Franja Metalogenética” de Pórfidos y Brechas Hidrotermales de Cu-Mo del Mio-Plioceno de Chile Central se ubican directamente o en las proximidades del margen oriental de “Núcleos Densos Subcorticales” que serían la expresión física de las anomalías residuales de gravedad que caracterizan este segmento de la corteza, por lo cual la identificación de los mismos y la correcta caracterización de su geometría y ubicación espacial constituye una valiosa

herramienta exploratoria al vincular elementos geodinámicos de primer orden con la metalogénesis andina.

En ese sentido la denominación de “franja metalogenética” para el supuesto lugar geométrico que concentra las manifestaciones minerales para este ciclo geológico en particular pierde validez toda vez que la ubicación de los depósitos minerales sigue patrones discretos más ligado a la distribución de los núcleos densos subcorticales y estructuras translitosféricas que al eje del arco magmático de tendencia submeridiana.

3.2 SISMICIDAD NATURAL DE LA CORTEZA: ESTUDIOS DE DEFORMACIÓN INTRAPLACA

Los estudios de sismicidad intraplaca realizados durante las últimas décadas (Handy & Brun, 2004; Belmonte et al., 2000) han demostrado que representa una poderosa herramienta para localización de zonas de debilidad dentro de la litósfera continental y que, combinada con estudios de la distribución y geometría de zonas de falla exhumadas, puede ser útil para determinar la dirección y magnitud de las fuerzas que actúan sobre bloques corticales en sistemas activos de fallas intraplaca. Asimismo, dichos estudios han demostrado que la sismicidad cortical está asociada a la reactivación de estructuras antiguas del registro geológico, en respuesta a modificaciones de los campos de stress intraplaca, las cuales actúan nucleando episodios sísmicos a lo largo de fallas menores que se amalgaman para producir extensas zonas de debilidad a través de mecanismos focales normales y/o inversos.

La caracterización precisa de estas zonas de debilidad a través del análisis de la sismicidad intraplaca permite plantear modelos más específicos o precisos para el ascenso de magmas más allá del modelo clásico de arcos magmáticos submeridianos. En efecto, un experimento piloto de sismicidad intraplaca realizado en los alrededores del Yacimiento Gaby permitió demostrar que las estructuras alimentadoras del magmatismo asociado a intrusivos Paleógenos de la Cordillera de Domeyko corresponden a fallas mayores de alto ángulo las cuales permanecerían activas hasta el presente (Rivera et al., 2006). Los resultados de dicho experimento mostraron que los eventos sísmicos superficiales, entre 0 y 40 kilómetros dentro de la corteza, permiten una zonación de sismicidad en profundidad. La presencia de zonas de alta concentración de epicentros distribuidos en profundidad, se interpretan como zonas de deformación, potencialmente ligadas con zonas de alto ángulo. Las

principales orientaciones para aquellos dominios de deformación son NNE-NE, NNW-NW, NS, y escasas EW. Los complejos intrusivos del Paleógeno muestran una estrecha relación espacial con la distribución de zonas de sismicidad media a profunda, ubicadas entre 5 y 40 kilómetros bajo la superficie, indicando que las actuales zonas de deformación al parecer representan la reactivación de estructuras antiguas y profundas que actuaron controlando el ascenso de dichos complejos (**Figura 21**).

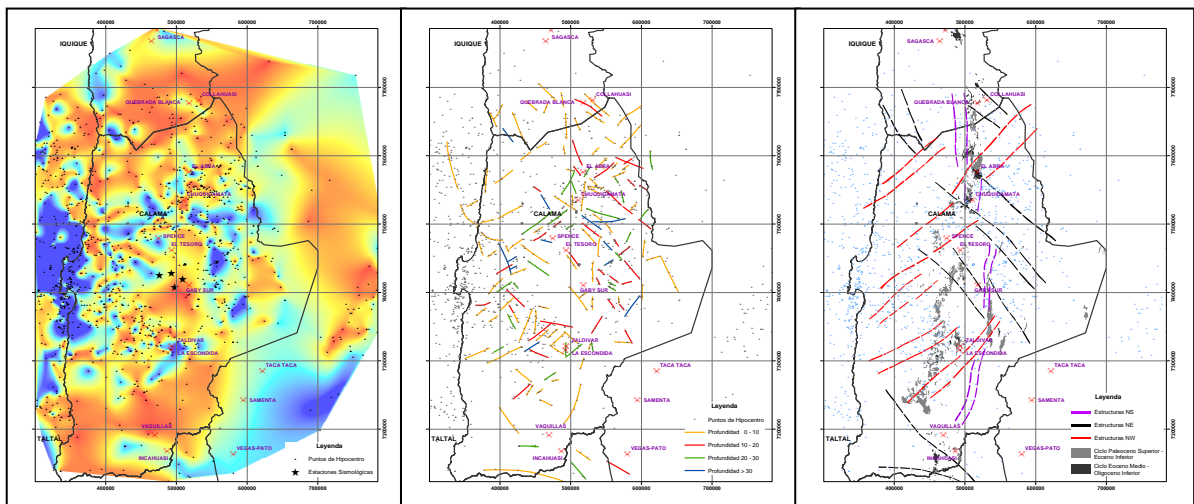


Figura 21: Panel Izquierdo. Modelo de isópacas de sismicidad intraplaca, mostrando que los terremotos corticales se distribuyen de manera ordenada a distintas profundidades. Panel Central. Modelo estructural de fallas a distintas profundidades en base a la ubicación de hipocentros relacionados a movimientos a lo largo de las mismas. Panel Derecho. Interpretación de grandes estructuras transversales al orógeno controlando la distribución de intrusivos del Paleógeno. Resultados de Proyecto Piloto de Sismicidad Natural en los alrededores de Gaby, Región de Antofagasta, según Rivera et al. (2006).

Por otra parte, evidencias adicionales sugieren que los magmas son transportados vía enjambres de diques actuando como canales alimentadores a través de fallas de alto ángulo dentro de la corteza superior rígida (e.g., McCaffrey & Petford, 1997; Petford et al., 2000). En ese sentido, la permeabilidad de la corteza parece ser el principal control de los procesos

geológicos asociados con alimentadores magmáticos y deformación deducida a partir de la distribución de terremotos (e.g. Sibson, 1982, 2002).

En el marco del Proyecto Anillo ACT-18 se diseñó un programa de medición de registros de sismicidad natural de la corteza a lo largo de la Cordillera de los Andes entre Los Pelambres y Lagunas del Teno, usando una red de 16 sismógrafos portátiles distribuidos en subzonas que registraban la sismicidad en franjas de 200 kilómetros de largo y 100 kilómetros de ancho. Los elementos conceptuales para la definición del programa fueron desarrollados en un programa piloto realizado en los alrededores de Gaby durante el 2005, cuyos resultados se exponen en Rivera et al. (2006).

En base a estas consideraciones, la sismicidad natural se ha incorporado en este proyecto como una nueva herramienta de exploración, destinada a identificar “**Zonas de Daño – ZDD**” con actividad sísmica natural que pueda ser detectada instrumentalmente. La hipótesis de trabajo apunta a asociar estas ZDD con aquellos sectores de la corteza que por su mayor permeabilidad son proclives a albergar grandes celdas hidrotermales, y en consecuencia, potenciales depósitos minerales de grandes dimensiones.

Si bien la sismicidad natural corresponde a una “fotografía” actual de estas potenciales ZDD, el uso de esta metodología como herramienta de identificación de zonas permeables, cuya actividad mayor para efectos de la génesis de yacimientos cesó en algunos casos hace millones de años, se justifica bajo el supuesto que se trata zonas de deformación de gran tamaño y de actividad cuasi-permanente en la evolución del Ciclo Andino. Las principales conclusiones de los estudios de sismicidad se discuten en las secciones 3.2.1 y 3.2.2 siguientes:

3.2.1 Distribución de Hipocentros e Isópacas de Sismicidad

La distribución de la sismicidad intraplaca ha sido separada entre aquellos ubicados a profundidades entre 0 y 15 kilómetros, y los ubicados entre 15 y 40 kilómetros. El modelamiento de las curvas de isoprofundidad de la sismicidad natural permite establecer que la distribución de los sismos sigue patrones definidos de orientaciones variables NW, WNW, NNW, NE y ENE, formando extensos corredores sísmicos que se cortan mutuamente, aunque en general se aprecia una continuidad de las orientaciones NW en la capa más profunda (**Figura 22**).

La agrupación de los eventos sísmicos siguiendo patrones lineales indica la existencia de zonas de debilidad en la corteza las cuales concentran la deformación y liberan la energía acumulada a través de la activación regular de fallas preexistentes, las cuales se amalgaman para producir extensos corredores estructurales. Dichas zonas son

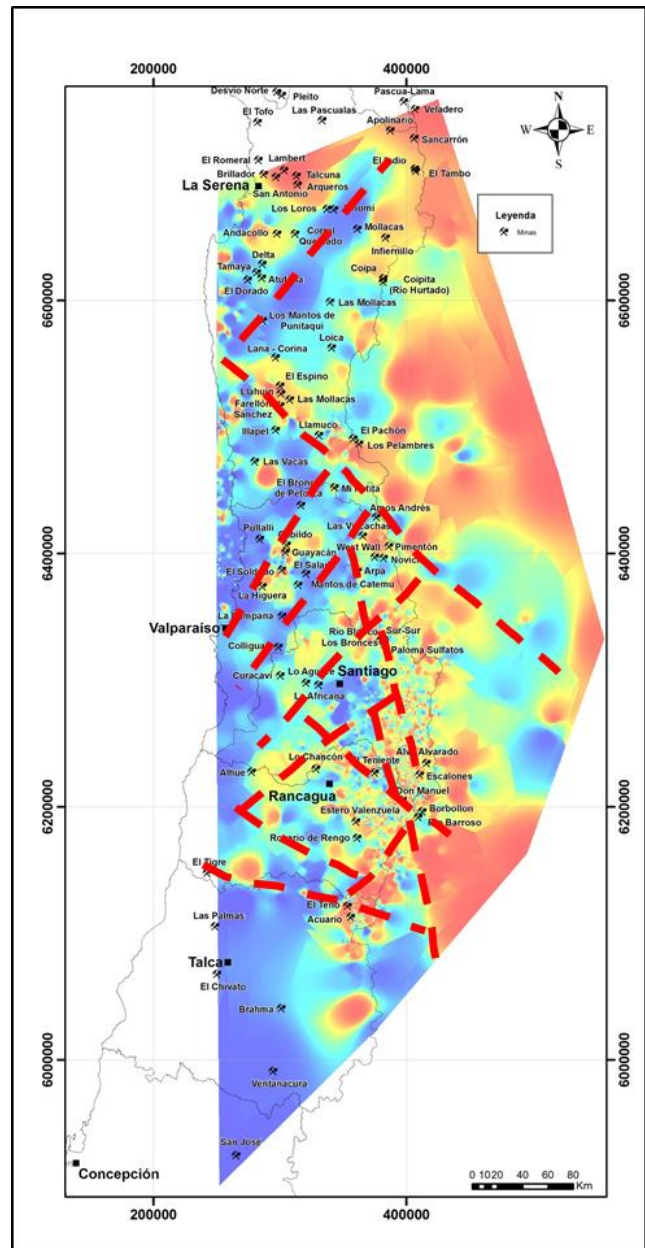


Figura 22: Modelo de isópacas de sismicidad para registros de sismos intraplaca de Chile Central. Se destacan en rojo los principales lineamientos.

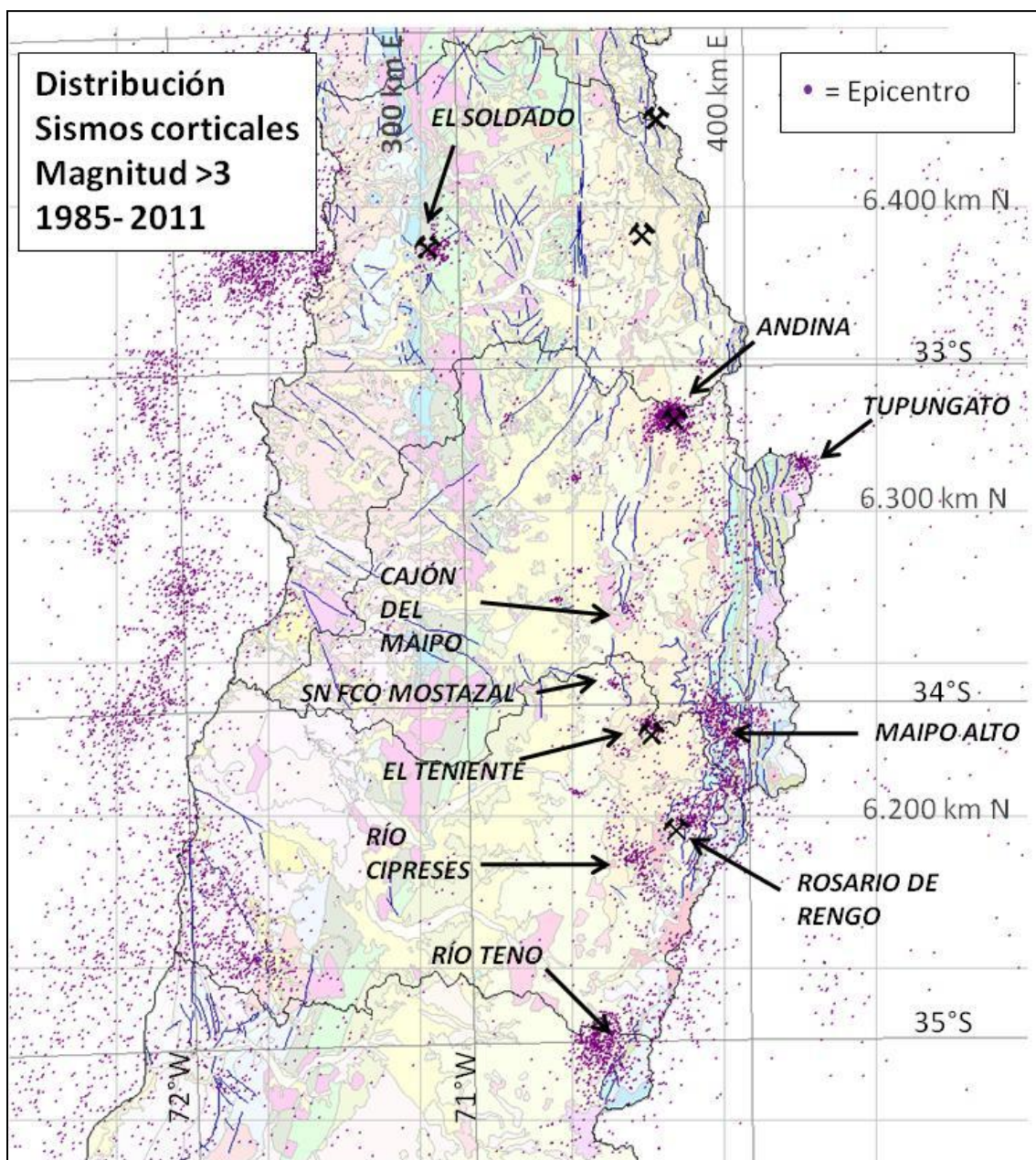


Figura 23: Planta con distribución de epicentros de sismos corticales con magnitud > 3, registrados en la base de datos del Servicio Sismológico entre 1985 y 2011. Se destacan los principales clusters de sismicidad y la ubicación de los principales yacimientos.

interpretadas como discontinuidades o heterogeneidades profundas del basamento posiblemente formadas durante la evolución temprana del margen continental. Dentro de estas destacan por su extensión longitudinal y

profundidad los corredores de sismicidad intraplaca de orientación NW-WNW los cuales, en general, muestran una estrecha relación espacial con las discontinuidades del basamento Paleozoico y de la cobertura Meso-Cenozoica, interpretadas en la Sección Capítulo 3.5.7 como estructuras corticales profundas, proponiendo la denominación de “**Estructuras Translitosféricas – ETL’s**” como expresión geológica de extensas “zonas de daño o catástrofe”.

La **Figura 23** muestra la distribución de hipocentros considerados intraplaca para la zona estudiada. Es interesante destacar la clara concentración de sismicidad en la alta cordillera, en directa asociación a la ubicación del arco magmático actual. La conclusión natural es tratar de establecer una relación causal con la presencia activa del arco magmático y su rol como fuente de calor y fluidos. Es decir, la presencia de un arco activo permite disponer por una parte de un volumen de fluidos que favorecen la activación sísmica de fallas pre-existentes. Por otra parte, la presencia de un arco magmático permite focalizar la deformación (y la sismicidad asociada) en aquellas zonas de mayor gradiente geotérmico, y en consecuencia, de mayor debilidad en la corteza.

Desde el punto de vista de la sismicidad asociada a los yacimientos conocidos, en particular la alta concentración de sismos en torno a Río Blanco – Los Bronces y El Teniente, como asimismo las concentraciones de sismos que se observan en torno a los sistemas porfíricos de Rosario de Rengo e Infiernillo (Río Teno), queda en evidencia una anomalía sísmica similar a la observada en los grandes yacimientos del Norte de Chile. La interrogante que fluye naturalmente de dicha constatación es sí dicha sismicidad está asociada a la operación minera propiamente tal u ocurre en respuesta a procesos a nivel de la corteza. La manera de enfrentar este tema ha sido dual, por una parte en forma observacional y por otro desde un planteamiento teórico de evaluación de

las caídas de tensión a distancia de una tronadura real (García-Huidobro, 2009). Desde un punto de vista de la observación, dos argumentos justifican parcialmente un origen natural: distribución en profundidad de los eventos (0-15km) y en cierta medida temporalmente aleatoria, es decir, no concentrada a la hora regular de las tronaduras.

Por otra parte el estudio teórico de propagación de la tensiones como producto de una tronadura del tamaño de las utilizadas en Chuquicamata (García-Huidobro, 2009), muestra que la amortiguación a profundidad es exponencial de tal forma que a profundidades superiores a 350 metros el esfuerzo vertical es inferior a 1 MPa. Según el autor sus datos permiten “descartar la idea de que la actividad sísmica detectada en profundidad tenga como efecto gatillador una tronadura de la minería” y que “la sismicidad observada a 5-10 km de profundidad por CODELCO bajo las minas tiene un origen geológico, y difícilmente puede ser efecto de la actividad minera”. Asimismo, de acuerdo a observaciones empíricas las caídas de tensión observadas en sismos corticales están en el rango de 3-50 MPa (p. ej., Yamada et al., 2007), por consiguiente se puede afirmar que a profundidades superiores a 500 metros la tensión inducida por una tronadura no es capaz de inducir una sismicidad que sea detectable instrumentalmente (magnitudes > 3).

En conclusión se puede afirmar que si bien parte de la sismicidad observada en el entorno de los yacimientos mayores es atribuible a las tronaduras y la actividad minera propiamente tal, un porcentaje mayor de esta es de origen natural y se debe principalmente a una condición de daño extremo en la arquitectura cortical, que ha condicionado la ocurrencia del yacimiento en aquellas zonas de mayor permeabilidad en la corteza.

3.2.2 Tomografía Sísmica

La inversión tomográfica de los datos de sismicidad natural recolectada en el marco del Proyecto Anillo ACT-18 utiliza como información de mayor relevancia el gran volumen de sismicidad que ocurre en el plano de Benioff, que permite “iluminar” en forma subvertical la columna litosférica que la separa de la superficie. En la **Figura 24** se presentan los valores máximos de la razón entre las velocidades V_p/V_s para 3 niveles de profundidad (0, 20 y 40 km).

Las razones de V_p/V_s máximas implican un medio intensamente fracturado o en presencia de fluidos (% de fusión parcial) en el cual la velocidad de onda S decrece en forma más rápida que la velocidad de onda P. Esta condición es producto de zonas de debilidad controladas por una disminución de la densidad en ambientes de alta humedad favoreciendo una disminución drástica de las

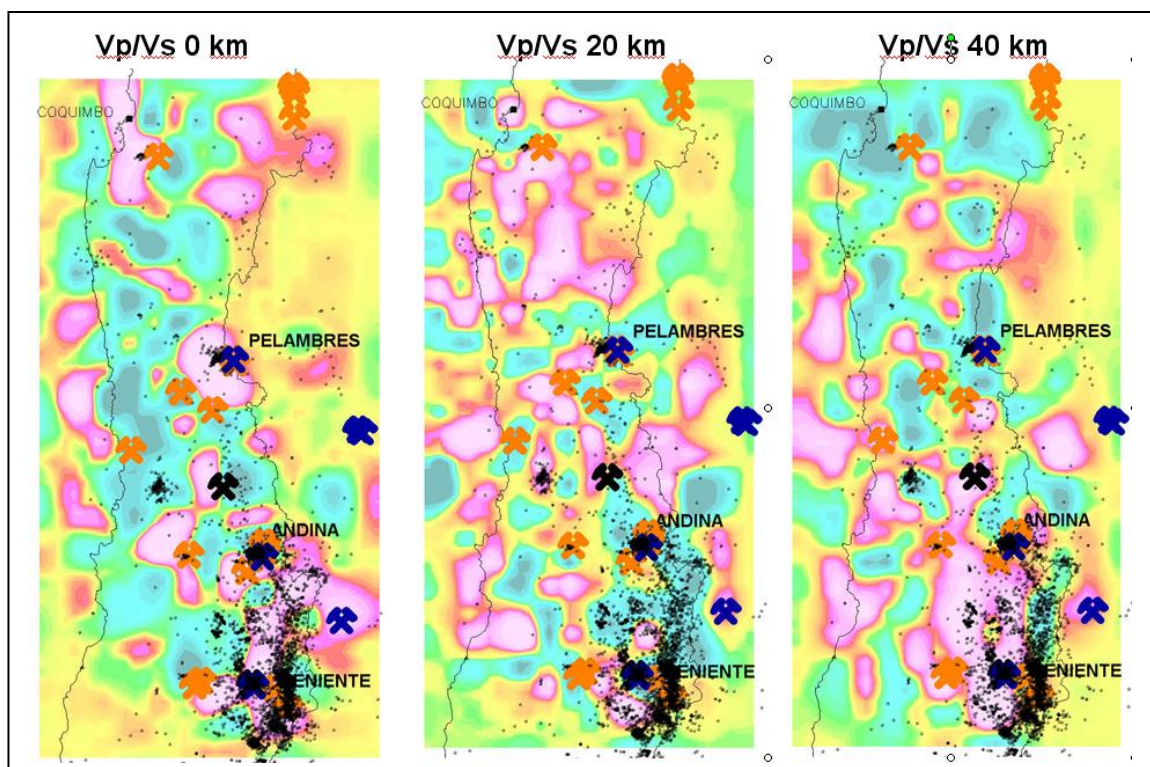


Figura 24: Tomografía sísmica V_p/V_s en la zona central de Chile. Los valores mayores se expresan en color rojo, y los menores en color azul. Como marco de fondo se incluye la sismicidad cortical (puntos negros) Charrier et al. (2010).

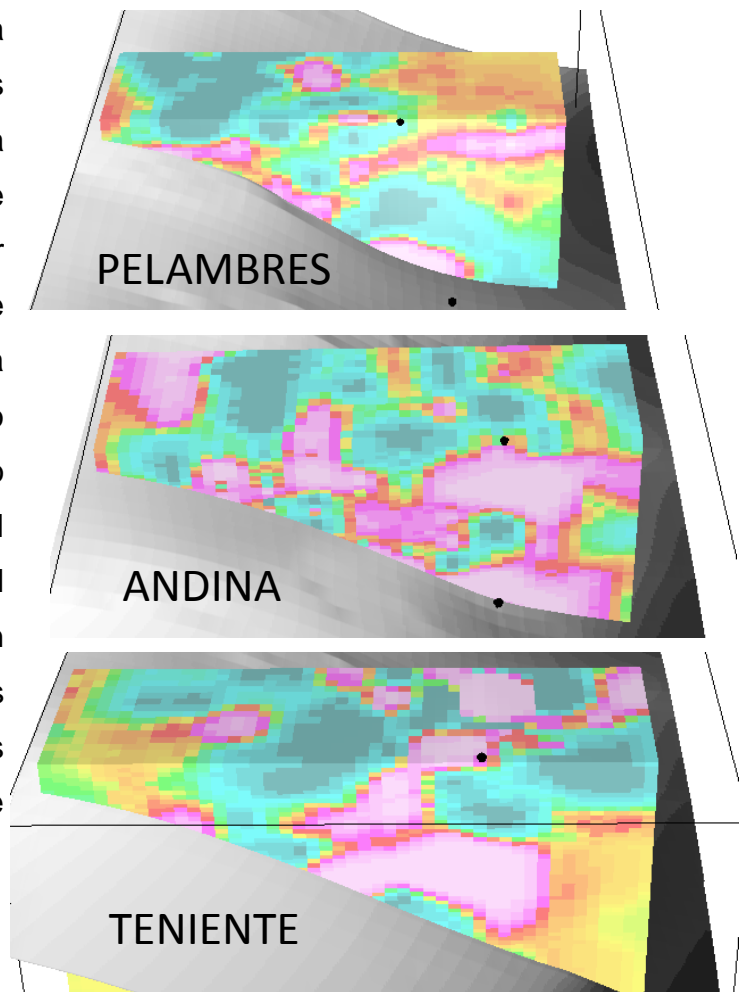
velocidades de ondas S. Los dominios de altos V_p/V_s coinciden espacialmente con la ubicación de los mayores clústeres mineros en el segmento, tanto a los 0 como a los 20 y 40 kilómetros: Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente.

Esta asociación V_p/V_s con los dominios de mayor permeabilidad en la corteza (representado por los clústeres mineros principales), permiten caracterizarlos como Zonas de Daño o Catástrofe (ZDD).

La orientación de estas zonas de daño a las profundidades de 0, 20 y 40 kilómetros es preferentemente NW-WNW y NE-ENE, coincidiendo con discontinuidades mayores del basamento y el arreglo estructural mayor del margen andino reafirmando la naturaleza translitosférica de las estructuras oblicuas que segmentan esta parte del territorio, tal cual se verá en la **Sección 3.5.2** y siguientes.

Desde el punto de vista de la tomografía sísmica, es posible tener una idea en 3D de la distribución de velocidades sísmicas en la corteza. La resolución de este modelo de velocidades está condicionada por la separación entre las estaciones sísmicas (20-30 km), en consecuencia el grano del modelo de inversión nunca es inferior a 10 km. En la **Figura 25** se presentan los resultados de la inversión 3D a la latitud de Pelambres, Andina y El Teniente en términos de la razón V_p/V_s . Se observa en ambos modelos que para profundidades de 40 kilómetros destaca nítidamente una anomalía de alto V_p/V_s entre Andina y Teniente, que aproximadamente coincide espacialmente con el alto de gravedad entre ambas yacimientos (MEV – Block).

En consecuencia, la ubicación espacial de los yacimientos mayores de la Franja Mio-Pliocena de Chile Central tiende a estar concentrada en zonas de alto V_p/V_s , lo cual de alguna manera podría estar influido por la proximidad a un arco magmático de actividad reciente en la zona central de Chile que aportaría un volumen de fluidos suficientes para atenuar las ondas S en el entorno de los yacimientos.



La presencia de un alto de V_p/V_s bajo el cuerpo denso de gravedad (MEV – Block), sugiere una suerte de “tapón” de permeabilidad bajo el cual

se produce una concentración de fluidos que no pueden ascender verticalmente en concordancia con el modelo propuesto en la **Figura 19**.

Figura 25: Modelo 3D de distribución de velocidades sísmicas V_p/V_s a la altitud de los principales depósitos minerales de la región andina de Chile Central. Se observa la estrecha relación en profundidad entre la ubicación de los yacimientos y altos de V_p/V_s .

3.3 PERFILES MAGNETOTELÚRICOS – MT

La información magnetotelúrica descrita en la **Figura 12** ha sido interpretada por Yáñez & Rivera (2009) y Yáñez et al. (2007a). En base a los nuevos antecedentes discutidos en este informe se presenta una interpretación actualizada de las secciones estudiadas.

La integración en estas secciones de la sismicidad natural intraplaca asociada permite identificar una nueva característica de las **Zonas de Daño – ZDD** en las cuales se ubican los yacimientos principales. Esta característica dice relación con la presencia de zonas o **Dominios Conductores – DC** en la proximidad de los yacimientos y en donde se concentra la sismicidad, particularmente en El Teniente que puede asociarse a la transecta del Cachapoal en la zona centro-sur (**Figura 26**). Esta asociación **DC – ZDD** es simplemente una expresión independiente del alto grado de permeabilidad que caracteriza a estos dominios.

Los Dominios Conductores que se observan en la mayoría de las transectas MT en muchos casos coinciden con estructuras regionales o grandes lineamientos obtenidos por otros métodos indirectos. En efecto, la interpretación magnética de Yáñez et al. (1997) muestra que en la zona de la denominada “Anomalía Melipilla” la señal MT medida en sentido NS se caracteriza por la presencia de un conductor relativo.

Un aspecto particular a las transectas MT de la región andina de Chile Central (**Figura 26**) dice relación con la caracterización de las zonas de despegue en las cuencas volcanotectónicas Oligo-Miocenas (Formaciones Abanico y Farellones). Tanto la sismicidad (concentración de eventos) como las imágenes MT (dominio conductor sub-horizontal) muestran una tendencia a la profundización de este nivel de despegue en sentido sur. En la sección próxima

al yacimiento Los Pelambres este nivel se identifica a profundidades inferiores a 10 kilómetros, mientras que en las transectas de El Volcán y Teno es evidente que este despegue ocurre a profundidades que probablemente superan los 15 kilómetros. Las secciones intermedias de Cachapoal y Pimentón no permiten identificar con mucha claridad esta transición, sin embargo este nivel de todas formas no se identifica a profundidades inferiores a 10 kilómetros.

Esta profundización en el nivel de desacople es consistente con el mayor nivel de exposición de las rocas basales de la cuenca en el flanco norte del área. Esta observación es relevante para una potencial preservación de sistemas mineralizados al sur de El Teniente, en donde la potente secuencia de Abanico-Farellones podría albergar eventos magmáticos productivos sin mayor exposición en superficie.

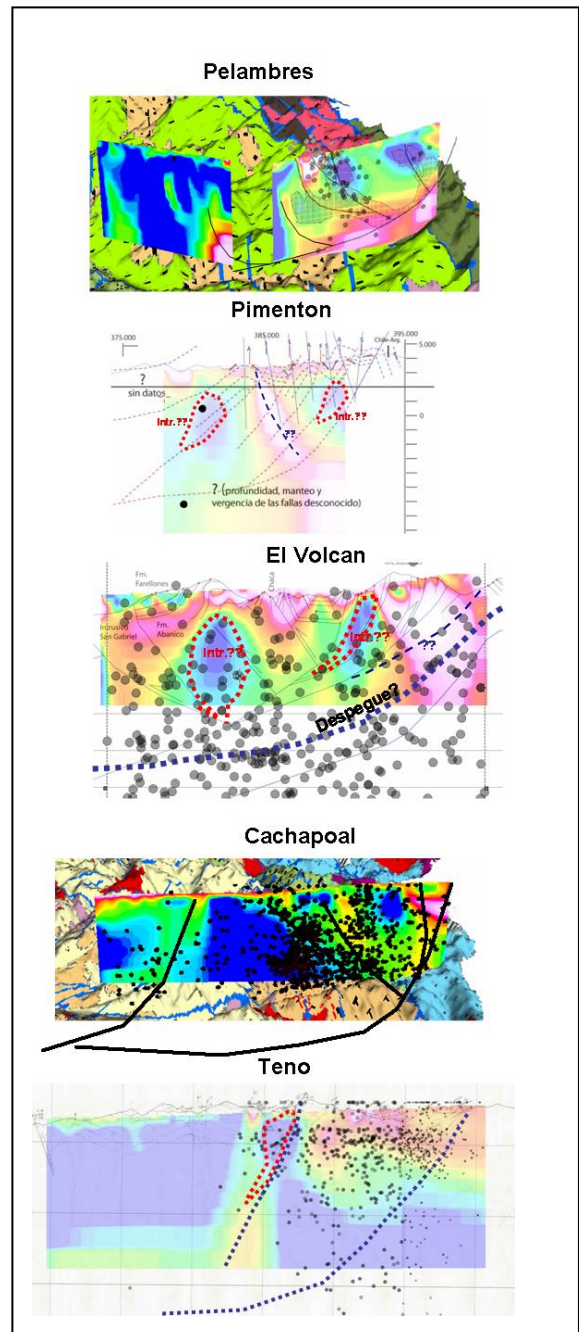


Figura 26: Interpretación de secciones AMT en Zona Centro-Sur (secciones geológicas modificadas de Jara et al., 2009). Los puntos negros corresponden a la sismicidad registrada en el entorno de cada transecta considerando un radio de influencia de 20km. La escala vertical de las secciones es de 10 km aproximadamente (Yáñez et al., 2007a).

3.4 INFORMACIÓN AEROMAGNÉTICA

A diferencia de los anteriores productos geofísicos, el mapa de campo magnético se atenúa rápidamente en profundidad condicionado por la profundidad de investigación a la cual las rocas pierden sus propiedades magnéticas (temperatura de Curie, ~ 10-12 kilómetros). En consecuencia se considera que la profundidad de estudio del magnetismo es relativamente apropiado para los primeros 5-8 kilómetros.

La aplicación de esta herramienta geofísica en este caso está limitada a un par de aspectos relevantes al problema: (1) distribución de arreglos estructurales mayores, y (2) distribución de fuentes magmáticas con respuesta magnética, como normalmente ocurre en ambientes de arco. En la **Figura 27** se presenta una interpretación cualitativa de ambos aspectos utilizando como base el plano de campo total reducido al polo y el plano de pseudogravedad derivado del plano anterior. Este último mapa es en la práctica un filtro de paso bajo del campo magnético y en consecuencia apropiado para la identificación de las grandes tendencias.

Desde el punto de vista de los arreglos estructurales mayores, si bien la distribución de fuentes magnéticas tiende a mostrar a gran escala una orientación NS en concordancia con los ejes magmáticos del Ciclo Andino, es posible observar una segmentación que quiebra este arreglo mayor y se ordena según estructuras de dirección mayoritariamente NW con variados arreglos de orientación NE, tal cual ha sido señalado por Behn & Camus (1997). Solo escapan a esta regla general las estructuras que definen los ramales de la Falla Atacama en las 3ª y 4ª Regiones. A esta escala mayor no es posible identificar una clara evidencia magnética de la Falla Oeste o la Falla del Fierro, de similar orientación. Los yacimientos mayores en general están asociados a cruces de estas estructuras transversales.

La explicación a esta situación, es decir la identificación de estructuras NS mediante la señal magnética se dificulta por el sesgo que impone un campo natural NS, como asimismo por la alta proporción de levantamientos aeromagnéticos en dirección NS.

Por otra parte, los dominios magnéticos que pueden ser asociados a fuentes magmáticas mayores, tienden a agruparse en la proximidad de los clústeres de yacimientos, lo cual es una evidencia adicional del rol que juega la concentración y continuidad en el tiempo de la actividad magmática como condición necesaria para la ocurrencia de sistemas mineralizados. Al sur del yacimiento El Teniente, estas fuentes magnéticas mayores se atenúan, probablemente como producto de una menor denudación en sentido sur, en concordancia con la interpretación de las secciones MT.

Esta distribución segmentada de las anomalías magnéticas que se asocian a cámaras magmáticas a profundidad queda en evidencia en la modelación magnética 3D efectuada en las áreas de trabajo del presente estudio en base al procedimiento de Yáñez (2006). En la **Figura 28** se presenta una representación 3D de esta modelación utilizando como base el Mapa Tectonomagmático de Exploraciones (MTME) mostrado en el Capítulo 3.5.7 (**Figura 31**).

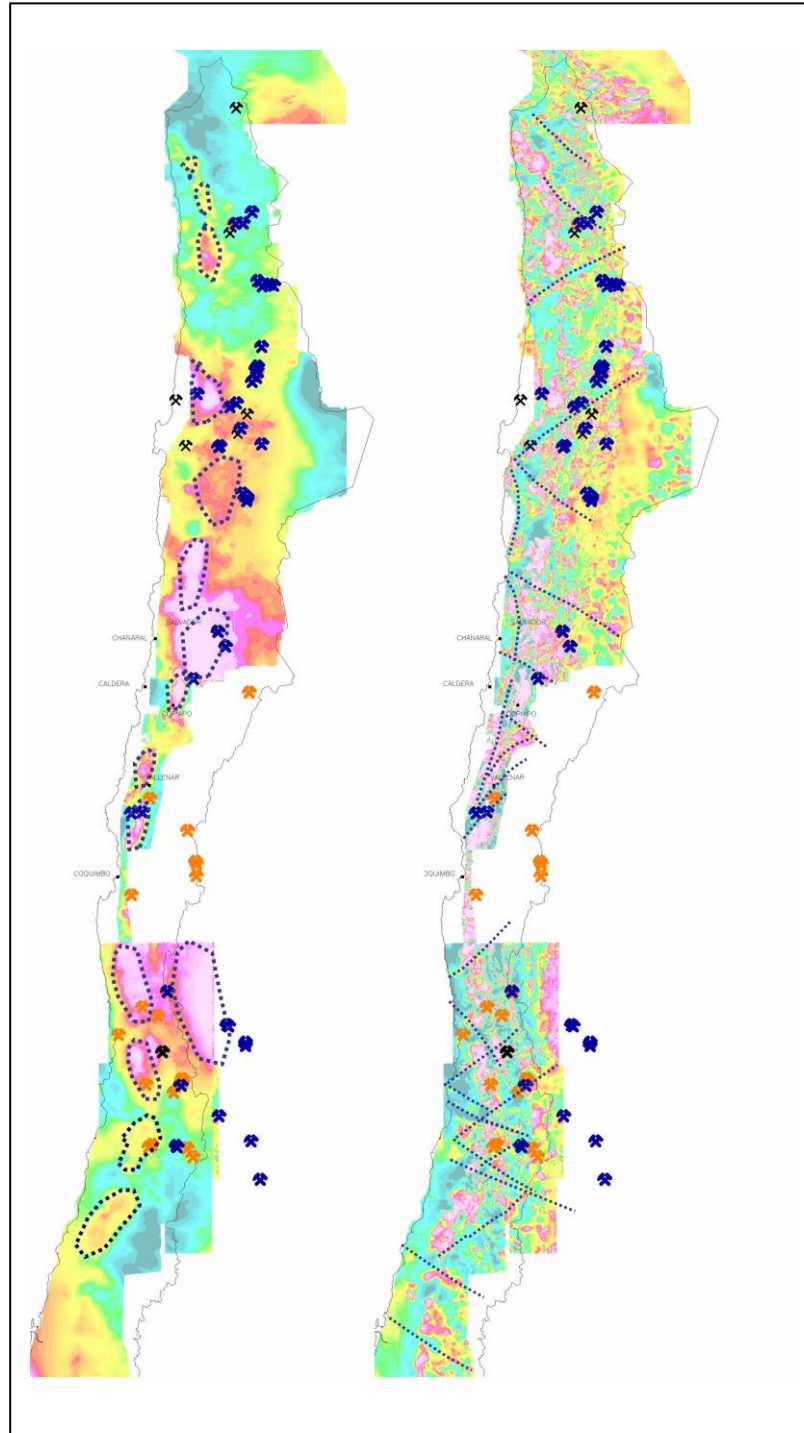


Figura 27: Interpretación cualitativa de información magnética. Panel Izquierdo: mapa de pseudo gravedad y en contornos azul punteado cuerpos magnéticos mayores. Panel Derecho: mapa de campo magnético total reducido al polo con interpretación de los principales lineamientos magnéticos (azul punteado). En mitad meridional destacan lineamientos magnéticos NW y NE (Yáñez, 2005, 2006; Yáñez et al., 2009).

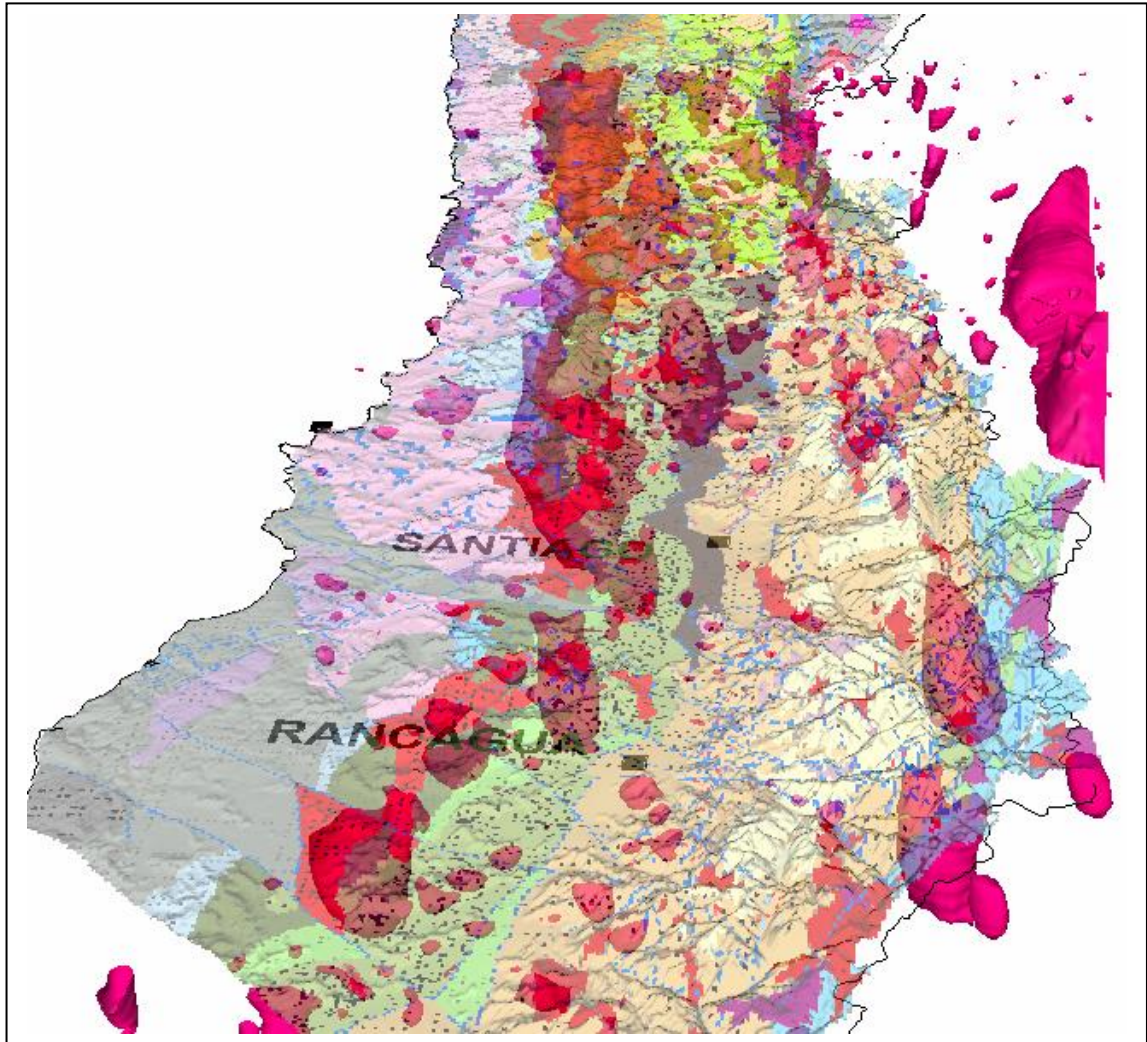


Figura 28: Distribución de envoltura de susceptibilidad magnética de 0.04 SI en inversión 3D de región andina de Chile Central, superpuesto a MTME de **Figura 32**. La continuidad de los complejos intrusivos de los distintos Ciclos Geológicos fue diseñada en base a plantas niveladas a la superficie de este modelo de inversión 3D por lo cual se observa coincidencia entre las franjas de intrusivos y la geometría de las cámaras deducidas por pseudogravedad (Yáñez et al., 2009; Rivera et al., 2010).

3.5 MAPA TECTONOMAGMÁTICO DE EXPLORACIONES – MTME: SÍNTESIS FINAL

3.5.1 Aproximación Preliminar a las Discontinuidades Transversales en el Norte de Chile

Como se ha planteado en distintas secciones de este tesis la metodología de trabajo implementada en la región andina de Chile Central rescata las experiencias del Análisis Histórico de Pórfidos Norte – AHPN (Cerde et al., 2003) y del Proyecto Geodinámico del Norte de Chile (Rivera & Baeza, 2006), y en particular la caracterización de las unidades geológicas según “**Ciclos Geológicos SIGGE**” en base a un modelo de clasificación para sistemas de información geográfico desarrollado en EMSA (Rivera & Anguita, 2005)¹ que permite la agrupación de unidades geológicas similares permitiendo entender los patrones estructurales que controlan su distribución integrando una variedad de elementos geofísicos, como la existencia de anomalías de gravedad y lineamientos magnéticos, que dan cuenta de heterogeneidades mayores de la corteza.

La base conceptual para la definición de los “Ciclos Geológicos SIGGE” que se presenta en la **Tabla 02** se establece en el informe indicado que en resumen indica lo siguiente:

“La representación de unidades geológicas en mapas distritales y locales de exploraciones ha seguido básicamente un criterio “LITOESTRATIGRÁFICO” poniendo énfasis en la identificación de “Formaciones” y “Miembros” de acuerdo a correlaciones regionales muchas veces inciertas o insuficientemente comprendidas. El uso, y el abuso, de una nomenclatura formacional clásica han derivado en la existencia de una variada denominación para unidades similares

¹ Rivera, O. & Anguita, P. (2005). Protocolo SIGGE: Geología, Estructuras, Alteración y Mineralización del Sistema de Información Geográfica-Geológica de Exploraciones Mineras Andinas S.A., Inédito EMSA-GEX, 73 p.

dificultando las correlaciones necesarias para su integración dentro de un Sistema de Información Geográfica. Asimismo, muchos mapas siguen criterios únicamente “LITOLÓGICOS” omitiendo valiosa información de rangos de edad, procesos geológicos involucrados en su formación, asociación de litofacies, ambiente, marco tectónico y relaciones de contacto, haciendo prácticamente imposible su integración a un sistema de información geográfico de exploraciones (SIGGE). Con el propósito de superar esta tendencia a la elaboración de mapas donde el reconocimiento de unidades no registra toda la riqueza de la observación de terreno se diseñó una caracterización de unidades estratificadas, y litodémicas, siguiendo un criterio “CRONOESTRATIGRÁFICO” el cual consideró en primer término el rango de edad de la unidad en base a antecedentes geocronológicos, relaciones de contacto, posición estratigráfica, existencia de discordancias o disconformidades; luego, el evento y los procesos involucrados en la formación de la unidad; el ambiente o marco tectónico que controló la asociación de litofacies presentes; y, finalmente, los tipos litológicos que caracterizan la unidad. La síntesis de la información de la unidad identificada fue representada a través de un “CÓDIGO GEOLÓGICO SIGGE” y la totalidad de las unidades con similar código fueron agrupadas en unidades mayores denominadas “CICLOS GEOLÓGICOS SIGGE” los cuales representarán un conjunto de unidades con similar rango de edad, formadas durante uno o varios eventos, en un mismo ambiente geológico. Tanto el “Código SIGGE” de la unidad como su asignación a un determinado “Ciclo Geológico SIGGE” están orientados a establecer correlaciones más precisas entre las distintas unidades reconocidas con el objetivo de avanzar en la elaboración de modelos de evolución de la corteza que den cuenta la diversidad de eventos y procesos identificados”.

Como aplicación directa de lo anterior, el análisis de la distribución de los Complejos Ígneos y Metamórficos del Precámbrico-Triásico Inferior y de los Ciclos Sedimentario-Volcánicos del Paleozoico Superior-Triásico Inferior del Norte de Chile, realizada en el marco del Proyecto AHPN, junto con la integración de antecedentes geofísicos como la distribución de anomalías de gravedad (Atacama Block) y diversos procesos de análisis de fuentes magnéticas, permitió establecer que dichas unidades se orientan según franjas submeridianas discretas, de tendencia general NNE, las cuales muestran marcados quiebres de continuidad según patrones estructurales de dirección NW (Cerdeira et al., 2003).

La existencia de pequeños segmentos de falla y patrones de deformación orientados en dirección NW, además de la evidencia empírica de la segmentación y perturbación de la distribución de grandes bloques de basamento a lo largo de dichas zonas de deformación, permitió plantear en dicho estudio la hipótesis de la existencia de grandes estructuras corticales antiguas, profundas y penetrativas, heredadas de los ciclos tectónicos y tectono-magmáticos gondwánicos y pre-gondwánicos, las

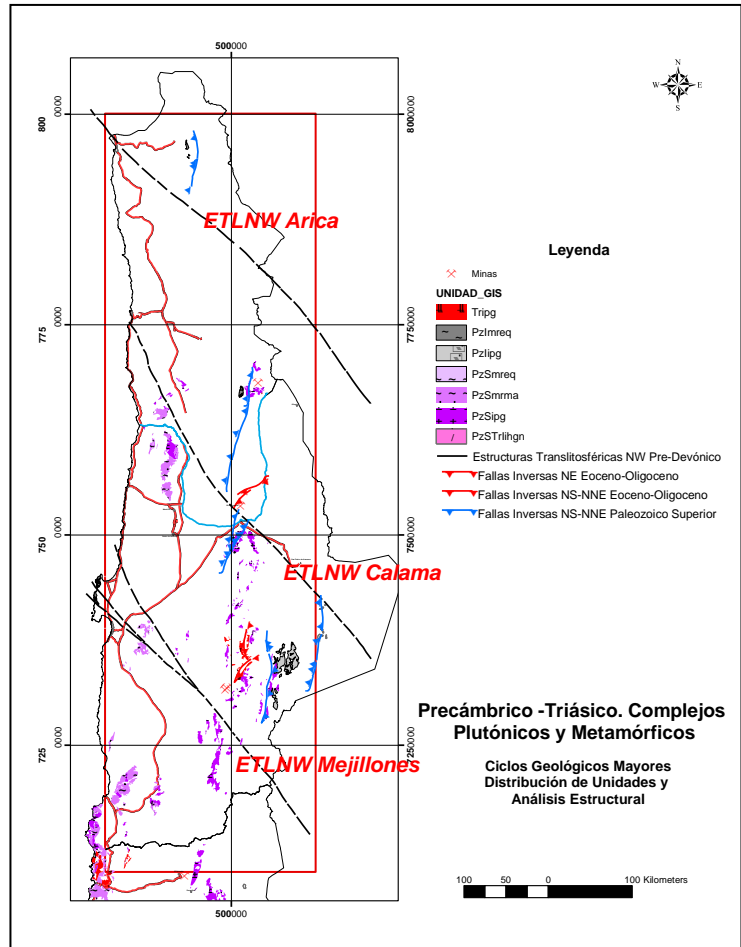


Figura 29: Distribución de Ciclos Geológicos Paleozoico-Triásico en el Norte de Chile, mostrando la interpretación de las discontinuidades mayores que controlan la distribución de los bloques de basamento: ETL's NW Arica, Calama y Mejillones (Rivera y Baeza, 2006).

cuales habrían tenido un ciclo de actividad principal durante el pre-Devónico y continuarían activas hasta el presente. Se propuso la denominación de **Estructuras Transiliosféricas NW – ETLNW** para dichas estructuras y se planteó que serían la expresión de antiguas zonas de deformación o anisotropías de basamento posiblemente asociadas a la existencia de zonas de subducción, suturas tectonomagmáticas, márgenes de terrenos alóctonos

acrecionados durante el Paleozoico Inferior o estructuras transcontinentales generadas durante el quiebre de Gondwana durante el Cretácico Inferior Alto.

Las principales Estructuras Translitosféricas NW propuestas para el Norte de Chile corresponden a 3 zonas que determinan importantes quiebres en la distribución de las rocas de basamento y en la edad de las unidades que caracterizan cada uno de los segmentos así formados: ETLNW Arica, ETLNW Calama y ETLNW Mejillones (**Figura 29**).

La **ETLNW Arica** representa la continuidad de las grandes estructuras que controlan la distribución del Macizo de Arequipa en el SE de Perú. La expresión más meridional de dicha unidad del Precámbrico-Paleozoico Inferior en el norte de Chile corresponde a los Esquistos de Belén, los cuales se reconocen como una unidad de escasa expresión areal distribuida aproximadamente 50 kilómetros al W de la prolongación natural de los afloramientos de edad similar ubicados en la Sierra de Moreno. Al parecer dicha estructura también controla la distribución de las unidades sedimentarias marinas del Paleozoico Inferior conocidas como Formación Quebrada Aroma, en el bloque norte, y Formación Aguada de la Perdiz, en el bloque sur, determinando un desplazamiento de más de 200 kilómetros de la unidad a lo largo de esta anisotropía de basamento con evidencias de movimiento lateral de naturaleza sinistral.

La **ETLNW Calama** determina un quiebre en la continuidad de 2 elementos morfoestructurales mayores de la Cordillera de Domeyko: la Sierra Limón Verde y la Sierra de Moreno. Al norte de la discontinuidad de basamento el margen occidental de la Sierra de Moreno incluye unidades de metamorfitas y complejos intrusivos del Paleozoico Inferior (Migmatitas de Choja, Esquistos de

Sierra de Moreno), mientras que al sur de la misma la Sierra Limón Verde incluye complejos intrusivos y esquistos exclusivamente del Paleozoico Superior. Complejos intrusivos del Paleozoico Inferior, al sur de la ETLNW Calama, se reconocen en el Cordón de Lila, involucrando un desplazamiento de al menos 30 kilómetros de tipo sinistral en relación al eje de la Sierra de Moreno. Una relación similar se observa en las unidades sedimentarias continentales con intercalaciones volcánicas del Paleozoico Superior: Formación Tuina, en el bloque norte, y Formación Peine, en el bloque sur, indicando que dicho movimiento lateral se habría verificado durante el post-Paleozoico Superior, posiblemente durante el Jurásico Inferior, en base al análisis de la distribución de los ciclos sedimentarios del Triásico-Jurásico.

La **ETLNW Mejillones** representa una heterogeneidad cortical que provoca un profundo quiebre en la distribución de las metamorfitas del Paleozoico Inferior a través de movimientos dextrales de más de 100 kilómetros de desplazamiento evidenciado por la ubicación de los Esquistos de Mejillones respecto a la proyección de unidades similares que afloran en la Sierra de Moreno. Asimismo, los complejos plutónicos del Paleozoico Superior al norte de la discontinuidad cortical, en el sector de Cerro Palestina-Cerro Negro, aparecen desplazadas 100 kilómetros en sentido sinistral, respecto de unidades similares ubicados al sur de la misma en el sector de Sierra Argomedo, indicando que el quiebre inicial del basamento Paleozoico Inferior, al parecer durante el pre-Devónico, habría sido de una magnitud de al menos el doble de lo planteado.

3.5.1.1 Posible Rol de Estructuras Translitosféricas en la Evolución Tectónica del Norte de Chile

El análisis de la distribución de unidades geológicas según “Ciclos Geológicos” desde el Precámbrico al Holoceno permite inferir la

existencia de importantes estructuras NW-WNW activas desde el Paleozoico Inferior controlando la geometría de extensas cuencas sedimentarias y el emplazamiento de complejos intrusivos. Asimismo, dicho análisis permitió establecer la existencia de estructuras NNE-NE las cuales habrían iniciado su ciclo de actividad durante el Paleozoico Superior-Triásico Inferior como fallas inversas levantando bloques de basamento cristalino del Paleozoico Superior.

Tanto las estructuras NW como NE identificadas en el curso de dicho estudio corresponderían a estructuras corticales profundas relacionadas a la evolución tectónica del margen occidental de Gondwana en base a las hipótesis de Jacques (2003a, b) que destaca la existencia de quiebres similares en su modelo de segmentación tectónica para América del Sur (**Figura 30**). Asimismo, Bahlburg y Hervé (1997) establecen que dicho margen tuvo una compleja evolución desde un margen activo, que culminó con la colisión del terreno Arequipa-Antofalla a fines del Ordovícico, a un margen pasivo entre el Silúrico y el Carbonífero, durante el cual un evento extensional desarrolló un rift sobre el terreno acrecionado. El reinicio de la subducción a partir del Carbonífero Superior transforma nuevamente el extremo occidental de Gondwana en un margen activo.

Por otra parte, Ramos (2000, 2008) establece que la evolución de Gondwana habría estado caracterizada por la acreción y amalgamamiento de bloques y terrenos continentales durante la orogenia pre-Cámbrica, no obstante lo anterior, Lucassen et al. (2000) descartan la existencia de terrenos alóctonos y proponen la

presencia de un “cinturón móvil” formado durante un ciclo magmático-metamórfico del Silúrico Inferior contra un margen cratónico. La distribución general de este cinturón sigue una tendencia NW, en concordancia con las hipótesis de existencia de Estructuras Translitosféricas de orientación transversal al orógeno.

La evolución Paleozoico Superior del margen occidental de Gondwana estuvo caracterizada por la formación de una zona de subducción oblicua a la cadena andina actual. Los productos de este ciclo de actividad se reconocen ampliamente en el Norte de Chile como complejos plutónicos del Carbonífero-Pérmico, los cuales habrían sido alzados tectónicamente antes del evento extensional que dio lugar a la evacuación de importantes volúmenes de volcanitas ácidas y bimodales del Permo-Triásico (Fm. Cas, La Tabla, etc.). El ascenso de los bloques de basamento habría estado favorecido por estructuras NNE-NE, además de estructuras NW, debido a las relaciones observadas entre rocas de los ciclos metamórficos Ordovícico-Silúricos.

Un período de extensión continental tuvo lugar durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior cuya manifestación se reconoce hasta Chile Central (Franzese y Spaletti, 2001). La extensión resultó en la formación de series de “rifts” de orientación general NNW-NW subparalelos a las estructuras generadas durante los eventos tectonotermiales previos. Los “rifts” de esta época se caracterizan por presentar depósitos sedimentarios continentales y transicionales, además de volcanitas intermedias a bimodales y complejos intrusivos. La orientación general de dichos “rifts” sigue una dirección similar a

las Estructuras Translitosféricas NW y en alguna medida se puede establecer que existe una estrecha relación espacial en la ubicación de ambos elementos geotectónicos.

Finalmente, en relación a la evolución tectónica del Norte de Chile se puede sugerir que la actividad de las estructuras translitosféricas NW está registrada hasta el Mioceno-Pleistoceno debido al control que ejercen sobre la distribución de centros volcánicos de esa edad como se observa en los lineamientos Archibarca y Olocapato (Richards y Villeneuve, 2002; Matteini et al., 2002; Seggiaro, 2006).

Adicionalmente se puede indicar que la importancia que las estructuras NW y NE, o estructuras corticales en sentido amplio transversales al orógeno, ejercen sobre el control del emplazamiento de sistemas mineralizados ha sido recientemente reconocida por Richards et al. (2001) y Richards (2002) en el sector de La Escondida, por Chernicoff et al. (2002) en Bajo la Alumbreira, Argentina, y por Crafford y Gauch (2002) en depósitos de Au en Nevada, EEUU.

En base a lo anteriormente expuesto para el Norte de Chile se reafirma el hecho que las estructuras NW y NE al parecer representan evidencias de antiguas zonas de sutura, relictos de arcos tectonomagmáticos, zonas de contacto de bloques amalgamados, etc., como registro de una herencia o impronta geodinámica de la evolución temprana del margen continental sudamericano.

En efecto, Jacques (2003a, b) interpreta las estructuras NW, junto con un set de estructuras ENE-NE, como profundos sistemas de fracturas corticales antiguas que han sido reactivadas repetidamente durante el desarrollo tectónico de la región Andina para formar zonas difusas de deformación dentro de la cobertura sobreyacente. El autor plantea que dichas estructuras son transcorticales, proporcionando canales de ascenso de magmas desde el manto litosférico, y transcontinentales, extendiéndose a lo largo de todo el ancho de Sudamérica. Dichos trenes forman la fábrica estructural predominante de los escudos Precámbricos de áreas adyacentes indicando un grado de herencia tectónica a partir de estructuras antiguas bajo las cuencas subandinas **(Figura 30)**.

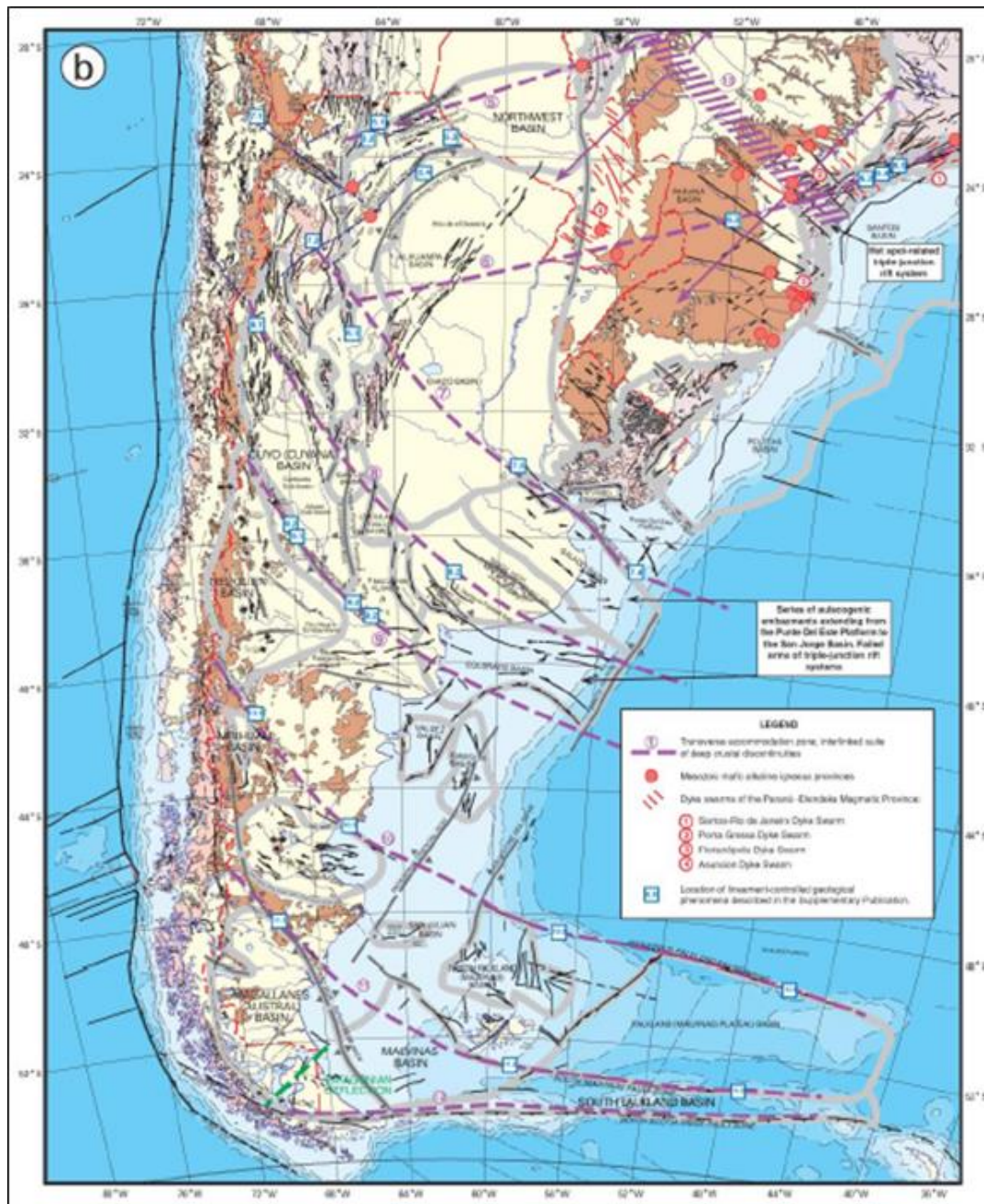


Figura 30: Modelo de segmentación tectónica de Sudamérica según Jacques (2003, a y b). Lineamiento Tectónico NW Martín García (7); Lineamiento Tectónico NW Valle Fértil (8); Lineamiento Tectónico NW San Rafael (9). Este último y algunas ramas del mismo podrían tener expresión en Chile Central entre los 32 y 33° LS.

3.5.2 Marco Geológico de la Región Andina de Chile Central

Una documentada síntesis de la evolución tectonomagmática andina de Chile Central se expone en los trabajos de Mpodozis & Ramos (1989), Ramos et al. (1986, 2002), Ramos (2008) y Charrier et al. (2007), destacando la deformación del margen continental como los controles de primer orden relacionados a los distintos estilos de convergencia de las placas litosféricas según los esquemas de Jordan et al. (1983) y Pardo Casas & Molnar (1987) entre otros. Tanto la distribución de las unidades meso-cenozoicas como los principales patrones estructurales reconocidos en este segmento del territorio se describen con orientación preferencial norte-sur en respuesta al régimen de subducción. De la misma manera los complejos plutónicos y metamórficos que constituyen el basamento cristalino de las franjas costeras muestran distribuciones según patrones de similar orientación (Hervé et al., 2007).

Las principales unidades morfoestructurales que conforman la cadena andina de oeste a este, Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal Occidental y Cordillera Principal Oriental, se distribuyen según estos patrones submeridianos y salvo escasas excepciones, existe consenso entre la comunidad científica nacional e internacional en modelar la construcción de dichas cordilleras como franjas continuas, sin considerar los distintos elementos geológicos-estructurales que sugieren la presencia de anisotropías de basamento que provocan la desaparición abrupta de algunas unidades, sus inflexiones en el rumbo, o evidentes desplazamientos en su distribución longitudinal. Tales anisotropías en general muestran patrones transversales al orógeno WNW-NW y ENE-NE, pero su identificación normalmente es compleja dada la sobreimposición de los sistemas de fallas paralelas al arco formadas durante el Ciclo Andino (Mpodozis & Ramos, 1989) que obliteran los arreglos estructurales de los ciclos precedentes.

La distribución de las provincias metalogénicas, tal cual se indicó al comienzo del estudio, adolece de esta misma interpretación. En efecto, algunos de los principales sistemas hidrotermales mineralizados del Mio-Plioceno (Vizcachitas, West Wall, Río Blanco – Los Bronces y El Teniente) han sido mencionados como ejemplos de complejos intrusivos emplazados al oeste de la faja plegada y corrida de la Cordillera Oriental sin relaciones obvias con grandes estructuras de importancia regional (Mpodozis & Cornejo, 2012). Los recientes trabajos de Yáñez & Rivera (2009), Rivera & Cerda (2012) y de Piquer et al. (2015, 2016), más las evidencias discutidas en esta tesis respecto de la distribución de los principales sistemas mineralizados de Chile Central, demuestran lo incorrecto de la aseveración, dado que efectivamente la distribución de los pórfidos está espacialmente relacionada con estructuras de características regionales transversales al eje del arco volcánico activo, según la distribución de volcanes de Stern et al. (2007).

En la Cordillera Principal Occidental se distribuyen las principales unidades del arco Terciario que constituyen los depósitos de relleno de las cuencas volcanotectónicas extensionales de intra-arco agrupadas bajo la denominación de Cuenca Abanico (Charrier et al., 2002, 2007) y que a su vez corresponden a las rocas de caja de los principales sistemas mineralizados del Mio-Plioceno. La apertura como cuenca extensional y su posterior cierre durante la etapa de inversión constituyen dos elementos importantes en la evolución de la Cuenca Abanico (Godoy et al., 1999; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002, 2005, 2007) y en la metalogénesis andina.

Un elemento geodinámico adicional en este segmento del territorio (28°-33° LS) está representado por la subducción plana de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (<10°) (Kay et al., 1999; Kay & Mpodozis, 2002; Kay et al., 2006). Dicho estilo de subducción habría comenzado durante el “peak”

compresivo gatillado por la colisión de un segmento de la Dorsal de Juan Fernández con el borde continental, favoreciendo la horizontalización de la placa y el engrosamiento cortical. Como resultado de esto se verificó una disminución de la actividad volcánica, permitiendo la evolución de las cámaras magmáticas en niveles someros de la corteza y la concentración de los depósitos minerales (Yáñez et al., 2001, 2002).

No obstante los importantes avances realizados en los últimos años en relación a la comprensión de la evolución tectonomagmática de las cuencas intra-arco del Terciario de Chile Central, aún persisten interrogantes respecto de la arquitectura interna de las mismas y el rol que juega la segmentación transversal en la distribución longitudinal de sus depósitos minerales. Ninguno de los principales trabajos de síntesis tectonomagmática y evolución andina elaborados en los últimos años han considerado las innumerables evidencias que apuntan hacia la necesidad de una interpretación integral del segmento relevando la importancia de las heterogeneidades de basamento y su expresión como sistemas de fallas oblicuas al margen activo, tanto WNW-NW como ENE-NE (Charrier et al., 2002, 2005, 2007; Farías et al., 2010; Fock et al. 2005; Jara y Charrier, 2014; Muñoz et al., 2013). Adicionalmente la relación entre segmentación transversal y metalogénesis andina ha sido descartada en este segmento del territorio (Mpodozis & Cornejo, 2012), mientras que en el norte de Chile se considera relevante desde hace más de una década (Richards et al., 2001).

Sin embargo, Piquer et al. (2017a, b) han reunido los principales elementos geodinámicos del segmento y junto con nuevos antecedentes de edades radiométricas, geoquímicos y observaciones estructurales ofrecen una provocativa interpretación de la evolución tectonomagmática de la Cuenca Abanico según tres estados principales de engrosamiento cortical, exhumación

y deformación compresiva. Dicho modelo considera la segmentación transversal como factor de primer orden en la evolución tectonomagmática de la Cuenca Abanico y en la metalogénesis de la región.

3.5.3 Primeras Evidencias de Segmentación Transversal en los Andes de Chile y Argentina (33° - 41° LS)

Desde hace más de una década se ha estado reconociendo el rol destacado que juegan las estructuras NW-WNW en la segmentación andina y el control que ejercen sobre los eventos volcánicos y volcano-tectónicos desde el Mesozoico al Reciente. Los eventos más importantes parecen ser la formación de extensas depresiones, oblicuas al margen continental, que favorecieron la acumulación de varios miles de metros de sedimentos y productos volcánicos de manera sincrónica con la apertura de las mismas (Rivera, 1999; Rivera y Cembrano, 2000).

Asimismo, estudios realizados en la región andina de Argentina destacan la importancia de zonas de deformación de rumbo WNW a NNW en su evolución tectono-sedimentaria (Salfity, 1985; Dalla-Salda & Franzese, 1987; Spalletti & Dalla Salda, 1996). Existe consenso entre dichos autores en que la fábrica metamórfica del basamento pre-Andino del antepaís ha producido una serie de anisotropías de dirección WNW-NW que se habrían reactivado como fallas durante el desarrollo de la cordillera andina, y en que la cinemática de tales discontinuidades ha variado en el tiempo y en el espacio, al menos durante el Cenozoico, de acuerdo al régimen tectónico global impuesto por la convergencia de las placas de Farallón (Nazca) y Sudamericana (Barazangi & Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Dewey & Lamb, 1992).

Los antecedentes geológicos, geocronológicos, geofísicos, estratigráficos y estructurales de la Cordillera de la Costa de Chile Central entre los 33° y 34° LS, permiten sugerir un modelo de evolución geotectónica que involucra la participación activa de estructuras NW a WNW con movimientos de rumbo, rotación y alzamiento de bloques, que en parte afectan al arco magmático Cretácico (Gana et al., 1994a y b, 1996; Wall et al., 1996; Gana & Tosdal, 1996). Dichas estructuras se reactivaron con movimientos normales durante el post-Plioceno. La estructura de mayor importancia regional corresponde a la Falla Melipilla (Wall et al., 1996) orientada en dirección W a WNW e interpretada como una falla de rumbo dextral y transpresional, la cual coincide con un importante lineamiento magnético denominado Anomalía Melipilla (Yáñez et al., 1997).

Estructuras con orientaciones similares se observan al sur de Valparaíso, donde las dioritas de Laguna Verde se habrían emplazado de manera sintectónica durante el Jurásico Medio a lo largo de estructuras NW a WNW (Godoy & Loske, 1988).

Asimismo, los estudios en la Cordillera de la Costa permitieron la identificación de afloramientos restringidos ($< 1 \text{ km}^2$) de lavas andesíticas con edades K /Ar en plagioclasa de $13,4 \pm 1,4 \text{ Ma}$ y en roca total de $18,8 \pm 0,8 \text{ Ma}$ (Lavas Las Pataguas; Wall et al., 1996). Dichas lavas, reconocidas a 25 kilómetros al SSE de San Antonio, aunque correlacionables con la Formación Farellones se ubican a más de 100 km al oeste de la posición normalmente aceptada para el eje del arco Mioceno. Los nuevos modelos volcano-tectónicos que explican la acumulación de las secuencias Oligo-Miocenas dentro de cuencas transversales sugieren que las lavas descritas podrían representar los remanentes distales de los centros volcánicos más occidentales edificados como parte de la evolución de la Cuenca El Teniente (Rivera y Falcón, 2000).

Una explicación alternativa es ofrecida por Wall & Lara (2001) en la cual plantean que las Lavas Las Pataguas se habrían originado en un ciclo eruptivo de tipo fisural que podría explicarse como respuesta a la desaceleración de la convergencia con que culmina el ciclo extensional vigente hasta el Mioceno Inferior alto y que acompañó al volcanismo representado por la Formación Abanico. Sin embargo los autores no discuten la naturaleza de estas fisuras.

Según algunos autores (Godoy y Lara, 1994), el segmento entre los 34° y 36° LS de Chile Central debe ser visto como una zona de transición entre dos segmentos litosféricos la cual habría evolucionado en el Eoceno-Mioceno como una cuenca volcano-tectónica submeridiana de intra-arco, con características de hemi-rift invertido, indicando que la segmentación que controló su formación estaría ligada a estructuras NW a WNW heredadas de los eventos de deformación Paleozoico-Mesozoicos.

La existencia de un sistema de cuencas Oligo-Miocenas independientes entre los 34° y 38° LS (las famosas “cuencas intermontanas restringidas” de Klohn, 1960), ha sido reportada (Vergara et al., 1997a, b) gracias a los trabajos de exploración que los geólogos de ENAP desarrollaron entre estas latitudes. Se han documentado las subcuencas intermontanas de Rancagua-Los Ángeles, Angol y Temuco-Los Ángeles cuyos rellenos alcanzarían hasta los 4.000 metros de potencia de depósitos de origen lacustre, aluvial, fluvial y volcánico. Estas cuencas estarían dispuestas transversalmente a la cadena andina con orientación NW a WNW.

La segmentación andina entre los 36° y 40° S muestra rasgos similares a los descritos para el segmento 33°-36° LS. En efecto, Franzese (1994,1995) indica que el complejo metamórfico Devónico- Carbonífero de Piedra Santa (Neuquén, Argentina) es correlacionable con la Serie Oriental del Basamento

Metamórfico Paleozoico Superior de la Cordillera de la Costa de Chile, con la cual habría formado un único complejo metamórfico, vinculado al arco magmático neo-Paleozoico del Gondwana sur-occidental. La distribución de los afloramientos sugiere una disposición NW para dicho complejo, oblicua a la cadena andina actual, la cual coincidiría con estructuras mayores generadas durante este evento tectono-térmico. Tales estructuras habrían controlado la ubicación de la tectónica transcurrente durante el Triásico y el Jurásico Inferior en el sector norpatagónico (Rapela et al., 1991) como asimismo, la distribución del volcanismo del arco Plio-Pleistoceno, el cual se aleja hacia el oeste del sector andino al sur de los 39° LS (Muñoz & Stern, 1988; Franzese, 1994).

Evidencias en el mismo sentido pueden ser extraídas a partir de los trabajos desarrollados en la cadena de centros volcánicos Pleistocena-Holocena formada por los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín (Lara & Moreno, 1994; Pavéz & Moreno, 1994) de orientación N60°W, la cual puede ser vista como la expresión más moderna de las estructuras planteadas por Franzese (1994, 1995). No obstante lo anterior, otros autores indican que la distribución del volcanismo cuaternario entre los 38° y 46° S estaría controlada por dominios compresionales y tensionales en un régimen de transurrencia dextral posiblemente asociado a los movimientos de la zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Cembrano & Moreno, 1994; López et al., 1995).

Asimismo, el estudio de los sistemas estructurales Cenozoicos en la Región de Los Lagos, entre los 40° y 41° S, permitió la identificación de un sistema transcurrente NW que habría controlado la localización de los depocentros de las Cuencas Terciarias y que se interpreta como “un sistema estructural antiguo, penetrativo y regional, que ha afectado tempranamente al protolito de las rocas del basamento metamórfico, posiblemente en el Paleozoico-Superior-

Triásico, y que ha tenido reactivaciones, al menos, durante el Terciario y Cuaternario” (Muñoz, 1997).

Estudios geofísicos realizados entre los 39° y 42° S (Ugalde et al., 1997) identifican importantes anomalías magnéticas de orientación general NW, asociadas al emplazamiento de cuerpos profundos a lo largo de fallas o discontinuidades estructurales en esa dirección. Los autores sugieren que tales rasgos estructurales se habrían mantenido estables y activos desde el Paleozoico Superior. La cadena de volcanes formada por los centros Quinchilca-Huanquihué-Pirihueico, subparalela a la franja NW-WNW Villarrica-Quetrupillán-Lanín, muestra patrones magnéticos similares a los descritos (Lara et al., 1997).

Adicionalmente, la existencia de importantes estructuras regionales NW, WNW y EW en el norte de Chile ha sido puesta de manifiesto a través de estudios geofísicos que identifican una serie de "transanomalías magnéticas", distribuidas como franjas discretas entre los 18° y 27° LS, a intervalos cuasi-regulares entre 30 y 60 kilómetros, con ancho variable entre 5 y 10 kilómetros, y longitudes continuas entre la costa y el arco magmático actual (Beck et al., 1986; Behn & Camus, 1997; Behn et al., 2001). El modelo de formación de las transanomalías sugiere el emplazamiento de grandes "transbatolitos" a lo largo de zonas de debilidad cortical que podrían marcar los límites de segmentos tectónicos similares a los descritos entre los 33° y 41° S.

En consecuencia, en base a los antecedentes discutidos se puede sugerir que los rasgos geológicos de Chile Central entre los 33° y 41° S estarían en parte controlados por estructuras regionales WNW a NW heredadas de los eventos tectonomagmáticos del Paleozoico-Mesozoico (Rivera & Cembrano, 2000). Dichas estructuras marcarían los límites de los segmentos tectónicos

dispuestos de manera oblicua a la cadena andina actual y movimientos laterales de los mismos explicarían la distribución de franjas transversales de intrusivos y de centros volcánicos Oligo-Miocenos como los reconocidos en los alrededores del Yacimiento El Teniente (Rivera y Falcón, 1998; Rivera, 1999).

Dada la importancia de las observaciones de los trabajos de Rivera y Falcón (1998) y Rivera (1999) para las interpretaciones posteriores, básicamente en el ámbito de la metalogénesis de la región andina de Chile Central, a continuación se resumen sus conclusiones principales.

3.5.4 Las Cuencas Volcano-Tectónicas WNW-ESE en los Alrededores del Yacimiento El Teniente

Durante la década del 90 la Gerencia de Exploraciones de Codelco Chile encargó distintos estudios a lo largo de la franja Mio-Plioceno de Chile Central, entre las cabeceras del Río Cogotí hasta las nacientes del Río Cachapoal, cubriendo una franja de aproximadamente 30 kilómetros de ancho y casi 400 kilómetros de largo. Algunos de estos estudios de características distritales y regionales cubrieron los alrededores del Yacimiento El Teniente permitiendo profundizar en el conocimiento de los mecanismos de acumulación de las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias de este segmento del territorio en base a la interpretación de las asociaciones de facies que caracterizan las columnas identificadas en los levantamientos de terreno.

En efecto, en los alrededores del Yacimiento El Teniente Rivera y Falcón (1998) y Rivera (1999) identificaron potentes secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias asignadas al período Oligoceno Superior-Mioceno Superior. Las asociaciones de facies de los distintos depósitos que constituyen la secuencia y sus relaciones espaciales con estructuras de carácter regional permitió establecer que las tres unidades que caracterizan el registro geológico Terciario

Superior de Chile Central, Formación Abanico (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), Formación Coya-Machalí (Mioceno Inferior-Mioceno Medio Bajo) y Formación Farellones (Mioceno Medio-Mioceno Superior), deben ser vistas como los productos asociados a la evolución continua de un gran complejo volcánico, y posiblemente volcano-plutónico, del Oligo-Mioceno, acumulado dentro de extensas cuencas volcano-tectónicas extensionales controladas por estructuras regionales WNW a NW, al parecer heredadas de ciclos deformacionales Meso-Cenozoicos.

Diversos autores han señalado la existencia de “cuencas intermontanas restringidas” (Aguirre, 1960; Klohn, 1960) o de “cuencas volcano-tectónicas” (Godoy, 1993; Godoy et al., 1996, 1999) que controlarían la acumulación de las formaciones Abanico, Coya-Machalí y Farellones, no obstante nunca se ha descrito la geometría de ninguna de ellas, poniéndose el acento sólo en la supuesta orientación submeridiana de las mismas. Los estudios desarrollados en la zona (Rivera y Falcón, 1998; Rivera, 1999) establecieron que las extensas secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias asignadas a dichas unidades corresponden a los productos asociados a la formación y relleno de dos extensas depresiones volcano-tectónicas limitadas por estructuras WNW a EW: la Cuenca El Teniente y la Sub-Cuenca La Juanita-El Azufre.

La **Formación Abanico** (Aguirre, 1960) fue descrita en el valle del Aconcagua como una sucesión de lavas y rocas piroclásticas y en menor proporción conglomerados, areniscas, limolitas y margas, que subyacen en discordancia angular a la Formación Farellones. El espesor asignado de la Formación Abanico varía según distintos autores entre 3.000 metros (Klohn, 1960; Aguirre, 1969; Thiele, 1980) y 1.900 metros (Charrier, 1981). Dataciones radiométricas K/Ar y Ar/Ar realizadas al norte de Santiago (Gana y Wall, 1997) y en las laderas del Río Maipo (Vergara y Drake, 1979), inmediatamente al norte del

área de estudio, indican que la Formación Abanico entre Santiago y el Río Maipo representa un episodio volcano-sedimentario del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior con un rango de edad entre los 27 y 19 Ma. Durante este lapso se habrían acumulado los niveles sedimentarios, volcánicos y piroclásticos reconocidos en el extremo septentrional del área de estudio como parte de la Formación Abanico (Rivera y Falcón, 1998; Rivera, 1999), constituyendo una secuencia de más de 2.400 metros de potencia. Los niveles sedimentarios muestran espesores de 250, 600 y 700 metros, formados por una alternancia de lutitas, areniscas y conglomerados, con intercalaciones menores de tobas cineríticas vitroclásticas de caída. Los niveles volcánicos, de potencia variable entre 100 y 200 metros, cubren concordantemente a los niveles sedimentarios, formados por una sucesión de flujos de lavas andesítico-traquíticas brechoso escoriáceas y autoclásticas. Los niveles de flujos piroclásticos y depósitos de caída en conjunto sobrepasan los 350 metros de potencia y se disponen sobre los niveles volcánicos intermedios. Dicha asociación representa el relleno volcano-sedimentario de una depresión estructural dentro de la cual coexistieron ambientes fluvio-lacustres y estratovolcanes con escasas manifestaciones explosivas y largos períodos de inactividad.

La estructura de la Formación Abanico en el área de estudio consiste en un conjunto de sinclinales y anticlinales con suave buzamiento al sur. Los ejes de tales pliegues muestran marcadas inflexiones que cambian de rumbo desde NNW a NNE. Las relaciones de contacto entre la Formación Abanico y las formaciones Coya-Machalí y Farellones, de distribución más meridional, son esencialmente tectónicas a través de la Falla Piuquencillo (N65°W) (Rivera y Falcón, 1998; Rivera, 1999; Piquer et al., 2017a, b). En el sector del Estero Coyanco y del Cajón Los Cipreses la Formación Abanico aparece separada de la Formación Coya-Machalí por franjas transversales de intrusivos y por extensas zonas de alteración hidrotermal, las cuales muestran una disposición

subparalela a la Falla Piuquencillo, indicando que este rasgo estructural al parecer no sólo controló la distribución de los depósitos asociados al relleno de las cuencas volcano-tectónicas, sino que también favoreció el emplazamiento de franjas de intrusivos WNW. Si bien no se conoce la distribución detallada de la Formación Abanico hacia el norte, al menos no como parte de los estudios financiados por Codelco, se puede plantear que representa los productos de relleno de una Cuenca Volcano-Tectónica del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior cuyo margen meridional correspondería a la Falla Piuquencillo (N65°W) y su margen septentrional a una estructura aún no reconocida (Rivera y Falcón, 1998; Rivera, 1999; Piquer et al., 2017a, b).

La **Formación Coya-Machalí** estaría formada por dos franjas submeridianas separadas por afloramientos de la Formación Farellones (Charrier et al., 1997). La franja occidental es principalmente volcánica mientras que la franja oriental es sedimentaria de ambientes fluviales y lacustres. En los alrededores del Yacimiento El Teniente la Formación Coya-Machalí aflora como una potente secuencia plegada, regular a bien estratificada, compuesta de una alternancia de niveles de flujos de lavas intermedia a básicas, flujos piroclásticos y depósitos sedimentarios epiclásticos y volcanoclásticos-retrabajados, que en conjunto sobrepasan los 3.500 metros de potencia. Dicha asociación no es compatible con ninguna de las franjas señaladas.

La Formación Coya-Machalí presenta un contacto posiblemente tectónico con la Formación Abanico y contactos tanto discordantes como tectónicos con la Formación Farellones. El rango de edad asignado a la Formación Coya-Machalí va desde el Eoceno Superior al Mioceno Inferior, en base a un conjunto de edades radiométricas aportadas por distintos autores. Sin embargo, los estudios de Rivera & Falcón (1998); Rivera (1999) y Piquer et al. (2017a, b) establecieron que, en el área del proyecto, el rango de edad es bastante más

reducido que el señalado, con valores de $19,1\pm 0,7$ Ma, $15,0\pm 0,6$ Ma y $15,4\pm 0,7$ Ma. Un rango similar se obtiene al considerar las dataciones realizadas en las proximidades de El Teniente (Charrier & Munizaga, 1979; Godoy, 1993; Kay & Kurtz, 1995), que aportan edades entre $23,2\pm 0,8$ y $14,0\pm 0,9$ Ma, sugiriendo que la Formación Coya-Machalí representa un evento desarrollado entre los 23 y 15 Ma (Mioceno Inferior-Medio Bajo).

Los tipos litológicos identificados en los afloramientos asignados a la Formación Coya Machalí consisten en flujos piroclásticos, depósitos de caída piroclástica, flujos de lavas intermedias a básicas, depósitos sedimentarios epiclásticos y depósitos sedimentarios volcanoclásticos-retrabajados, que se alternan, engranan y repiten cíclicamente a lo largo de toda la extensión horizontal y vertical de la secuencia, indicando que son los productos de la evolución continua de un campo estratovolcanes ubicados en las proximidades de sistemas fluviales y lacustres que recibían los aportes de la denudación de los centros volcánicos durante los períodos pre, inter y post-eruptivos.

La estructura de la Formación Coya-Machalí en el área de estudio consiste en un conjunto de sinclinales y anticlinales, y fallas inversas asociadas con vergencia al W, con ejes de rumbos variables desde $N30^{\circ}W$ a $N30^{\circ}E$, los cuales muestran continuidad longitudinal solamente dentro de segmentos acotados por lineamientos estructurales EW a $N70^{\circ}W$. El patrón de orientación de los ejes es completamente distinto en cada uno de los 12 segmentos transversales identificados, cuyos anchos varían entre 1,5 y 21 kilómetros. El análisis de las dimensiones de dichos segmentos permite concluir una cierta simetría respecto de los segmentos centrales. Esta situación indicaría que la geometría de la cuenca corresponde a un graben simétrico de orientación aproximada EW. Los márgenes de cada uno de los segmentos pueden representar zonas de fallas heredadas de los ciclos tectónicos precedentes,

reactivadas durante el período extensional que dio origen a la Cuenca Coya-Machalí. Al momento de producirse la inversión de la cuenca (Godoy et al., 1999) cada uno de los segmentos se plegó de manera diferente en respuesta a las características individuales de los depósitos acumulados en cada uno de ellos, determinando la diversidad de pliegues observados, la segmentación de sus ejes, la variación de sus orientaciones y la formación de la **Faja Plegada y Corrida del Cordón Perales** (Rivera & Yáñez, 2009a) de vergencia al W, inicialmente denominada **Sistema de Fallas Barahona-Perales** (Rivera, 2007).

La asociación de facies y las relaciones geométricas descritas indican que la Formación Coya-Machalí representa los productos del relleno de una Cuenca WNW Mioceno Inferior-Medio Bajo, dentro de la cual se manifestó la actividad cíclica de un campo de estratovolcanes y la acumulación de importantes niveles sedimentarios durante las etapas inter y post-eruptivas en ambientes fluviales y lacustres.

La **Formación Farellones** (Klohn, 1960; Aguirre, 1969; Thiele, 1980) se describe normalmente como una franja casi continua de afloramientos, orientada en dirección NS, de aproximadamente 400 kilómetros de longitud y 24-65 kilómetros de ancho, que se extiende entre los 31°30' y 34°45' S (Vergara et al., 1988). La Formación Farellones ha sido redefinida como una secuencia formada por un miembro inferior ignimbrítico de hasta 300 metros de potencia y un miembro superior esencialmente lávico-brechoso de más de 1.500 metros de potencia (Rivano et al., 1990). La Formación Farellones tiene asignado un amplio rango de edad entre los 25,2 y 7,4 Ma (Vergara et al., 1988) correspondiente al rango Oligoceno Superior-Mioceno Superior. Sin embargo, los antecedentes radiométricos aportados por Rivera & Falcón (1998) y Rivera (1999) y reinterpretaciones de las facies que la caracterizan indican que, por lo menos en los alrededores del Yacimiento El Teniente, la Formación Farellones

representa un evento del Mioceno Medio- Superior Bajo con un rango de edad entre 14 y 9 Ma durante el cual se produjo el relleno de la Cuenca El Teniente y la Sub-Cuenca La Juanita-El Azufre.

La **Cuenca El Teniente** (Rivera & Falcón, 2000) corresponde a una extensa depresión volcano-tectónica limitada por estructuras WNW, dentro de la cual se acumularon más de 2.500 metros de lavas andesíticas y andesítico-basálticas, brechas e intercalaciones volcanoclásticas, con un rango de edad entre los 14 y 13 Ma. Dichos depósitos son cubiertos por extensos flujos piroclásticos y lavas traquiandesíticas pertenecientes a centros de emisión discretos fuertemente erodados (e.g. Centro Volcánico Cerro Euskadi, Rivera, 1999). Los límites geológico-estructurales de la cuenca corresponden a la Falla Piuquencillo (N65°W) por el norte y a un extenso lineamiento reconocido a la latitud de San Fernando por el sur (Godoy & Lara, 1994), fuera del área de estudio, indicando que el ancho de la cuenca sería de aproximadamente 100 kilómetros. El largo de la cuenca medido en la misma dirección de las estructuras que controlan sus márgenes sería superior a los 150 kilómetros si se considera que éstas coinciden con aquellas reconocidas en el sector costero de Chile central y que las Lavas Las Pataguas (Wall et al., 1996) representan los remanentes más occidentales de la actividad de los centros de emisión asociados a la evolución de la Cuenca El Teniente.

La **Sub-Cuenca La Juanita-El Azufre** corresponde a una depresión estructural limitada por estructuras de orientación EW a WNW, de más de 23 kilómetros de ancho en sentido NS y al menos 30 kilómetros de largo en sentido EW. Los extensos campos de lavas, flujos piroclásticos y depósitos volcano-sedimentarios que se reconocen en las proximidades del Hundimiento El Teniente muestran asociaciones de facies, edades y relaciones de contacto que difieren de las señaladas para la cuenca homónima, por lo cual son

considerados como los productos de relleno tardío de una subcuenca volcano-tectónica formada dentro de aquella. Los antecedentes radiométricos disponibles para los distintos eventos que caracterizaron la evolución de la subcuenca (Rivera & Falcón, 1998; Rivera, 1999) permiten asignarle un rango de edad entre 12 y 9 Ma, lo cual indica que la apertura de la subcuenca se verificó en el límite Mioceno Medio-Mioceno Superior, pero que la actividad volcánica principal dentro de ésta es un evento básicamente Mioceno Superior Bajo. Las principales unidades que caracterizan a cada uno de los eventos de la evolución de la Sub-Cuenca La Juanita-El Azufre son **(Figura 31)**:

- Secuencia Volcánica Premonitoria Sinextensional(?), corresponde a un conjunto de flujos de basaltos interpretados como el volcanismo premonitorio que acompañó la apertura de la subcuenca entre los 12 y 10 Ma;
- Unidades Sedimentarias Intereruptivas, corresponden a depósitos de flujos de detritos laháricos, con intercalaciones menores de depósitos fluviales, fluvio-torrenciales y lacustres, formando una secuencia de espesor variable entre 1.500 y 2.000 metros, que comenzó a acumularse cuando aún no cesaba la actividad volcánica premonitoria;
- Franja de Centros Volcánicos NW-WNW, corresponde a una franja estrecha de más de 30 kilómetros de largo, aproximadamente 1 kilómetro de ancho y orientada en dirección N55°W, formada por al menos 4 centros de emisión denominados Cerro Aravena, Cerro Potrerillo Vargas, Vegas de Puquios y Cerro Cruz del Muerto Huachuchero, los cuales muestran el registro completo de las facies proximales típicas de este tipo de estructuras volcánicas incluyendo la presencia de pórfidos diorítico-

andesíticos y zonas de alteración hidrotermal en el núcleo de los mismos. La mayor actividad de los centros se verificó entre los 10 y 9 Ma;

- Secuencia Post-Centros Volcánicos, corresponde a una sucesión de rocas volcánicas y sedimentarias que forman una franja EW casi continua de afloramientos, que incluye la presencia de un flujo piroclástico basal y depósitos fluvio-lacustres, cubiertos por más 1.500 metros de lavas intermedio-básicas con abundantes intercalaciones de tufitas y brechas.

Finalmente, los estudios citados lograron establecer que las formaciones **Abanico** y **Coya-Machalí** representan ambientes sedimentarios levemente diferentes, desarrollados dentro de una cuenca Oligo-Miocena en distintos momentos de su evolución y en sectores bien definidos de la misma, por lo cual no es conveniente insistir en correlacionarlas en el sentido clásico del término (Rivera & Falcón, 2000; Piquer et al., 2017). La deformación que afectó a ambas unidades habría ocurrido entre los 15-14 Ma, posiblemente de manera sincrónica con la apertura de la **Cuenca Teniente** y con la acumulación de los primeros productos que dieron origen a la **Formación Farellones**, lo cual es compatible con una tectónica extensional en transurrencia dextral a lo largo de una zona de falla orientada en dirección WNW a EW. El emplazamiento de las franjas transversales de intrusivos sería un elemento más de la evolución volcánica y volcano-plutónica de las Cuencas Oligo-Miocenas de Chile Central.

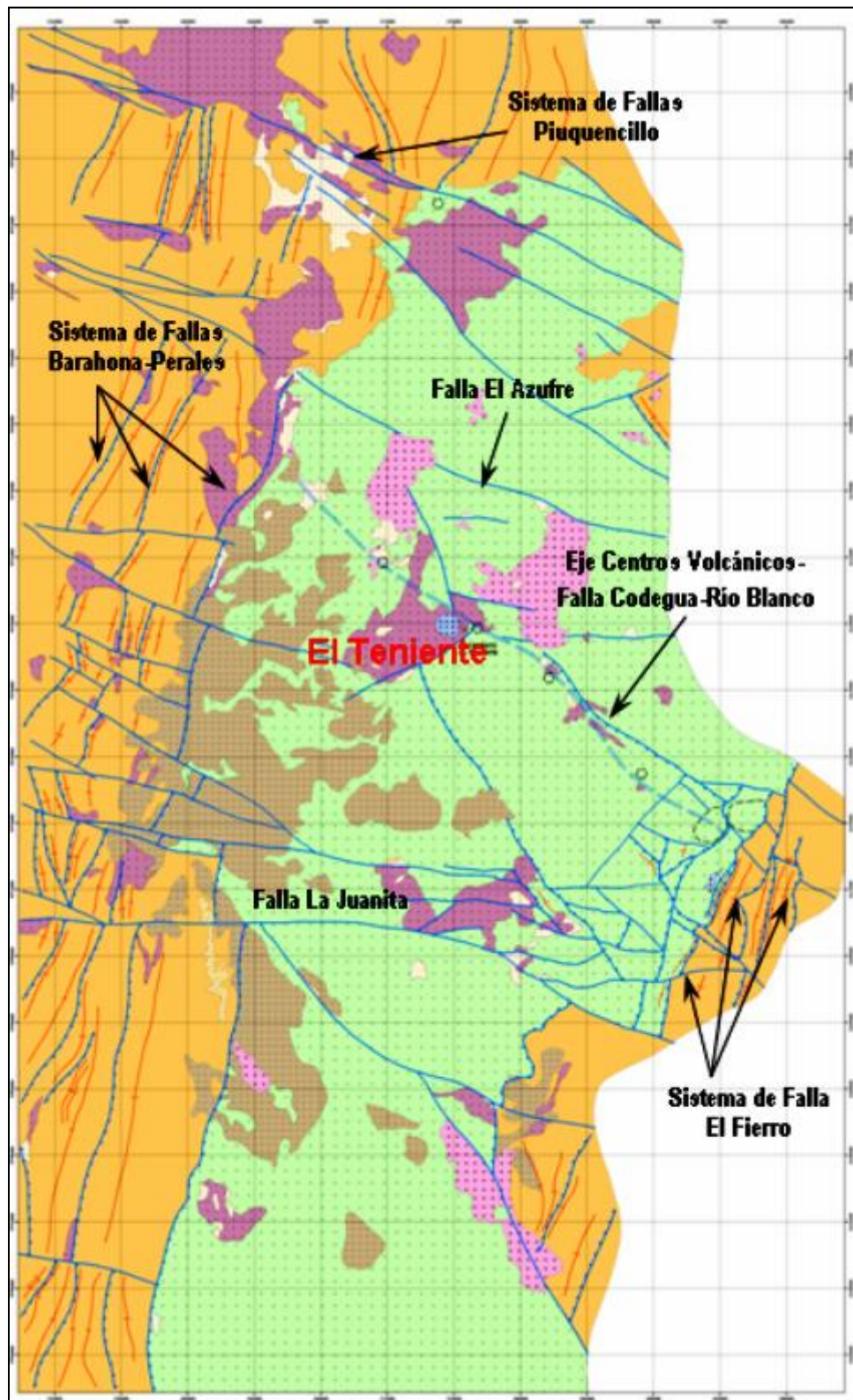


Figura 31: Geología distrital en los alrededores del Yacimiento El Teniente, según los levantamientos de Rivera & Falcón (1998) y Rivera (1999), integrados y sintetizados en los trabajos de Rivera (2007). Cuenca Volcanotectónica El Teniente flanqueada por las fajas plegadas y corridas del Sistema de Falla El Fierro al oriente y Sistema de Fallas Barahona-Perales al poniente, con vergencias opuestas y segmentadas por fallas transversales WNW y EW.

3.5.5 Segmentación Transversal y Pórfidos Cu-Mo: Superando Paradigmas de la Metalogénesis Andina

Según el modelo de Yáñez et al. (2001, 2002) la evolución geológica y geotectónica Oligo-Miocena de la región andina comprendida entre los yacimientos Los Pelambres y El Teniente, se encuentra caracterizada por una secuencia de eventos que incluye la formación de una cuenca extensional, actividad volcánica intracuenca, actividad magmática syn y post extensional y pre-inversión, inversión tectónica de la cuenca, exhumación del relleno de la cuenca, alzamiento andino, horizontalización de la placa y colisión de la Dorsal de Juan Fernández. La interacción de estos eventos habrían determinado las condiciones para la formación de los grandes depósitos tipo pórfidos cupríferos Mio-Pliocenos que caracterizan la franja.

Una condición adicional en la cadena de eventos anteriores es la existencia de la permeabilidad adecuada para la circulación de los fluidos hidrotermales lo cual se logra en zonas con fuerte control estructural o de arquitectura compleja de fallas regionales y distritales. En efecto, los principales depósitos de la franja ocurren en la intersección de estructuras NE y NW (Rivera y Falcón, 2000; Skewes et al., 2002), en particular el Yacimiento El Teniente se ubica en la intersección de una zona de cizalle dextral N60°E, con una zona de cizalle sinistral N50°W ("Puquios-Codegua Fault").

No obstante la evidencia empírica, Skewes et al. (2002) establecen que el rol de las fallas NW se encuentra insuficientemente comprendido, aunque proponen que su ocurrencia parece estar relacionada a estructuras heredadas del basamento, controlando la deformación de las unidades Neógenas de la región, en concordancia con las hipótesis de Rivera y Cembrano (2000) para la evolución geotectónica de este segmento de los Andes Centrales.

Contrariamente a lo señalado por Skewes et al. (2002), los estudios citados previamente respecto de la evolución geotectónica de la franja cordillerana que se extiende entre Santiago y San Fernando han permitido asociar las extensas secuencias volcánicas Oligo-Miocenas a la evolución de una o varias cuencas volcano-tectónicas extensionales orientadas en dirección WNW a NW, transversales a la cadena andina actual (Rivera y Falcón, 2000). Adicionalmente, se ha podido establecer que los productos volcánicos se habrían acumulado dentro de cuencas y sub-cuencas estructurales controladas por fallas y zonas de fallas regionales de orientación general N85°W a N55°W, heredadas de ciclos extensionales precedentes, e invertidas durante el ciclo contraccional del Mioceno Medio. El arreglo geométrico de las cuencas y subcuencas determinó la distribución de las asociaciones de facies que caracterizan el relleno de las mismas y favoreció el emplazamiento de franjas NW de centros volcánicos discretos y de franjas WNW a EW de intrusivos portadores de mineralización.

El principal rasgo estructural de características regionales WNW-ESE se reconoce desde la costa entre Valparaíso y San Antonio (Anomalía-Falla Melipilla) hasta el Volcán Maipo (Sistemas de Fallas Piuquencillo y El Azufre) controlando la distribución de las unidades pertenecientes a los ciclos magmáticos y volcano-sedimentarios Meso-Cenozoicos y el emplazamiento de complejos intrusivos Miocenos. Las relaciones de contacto entre las unidades que flanquean las estructuras WNW y NW sugieren un ciclo de actividad desde al menos el Jurásico Medio hasta el post-Plioceno, no obstante rasgos similares identificados al sur de este segmento permiten inferir que el ciclo de actividad de estas estructuras se extendería desde el Paleozoico Superior en base a correlaciones entre los complejos metamórficos de Chile y Argentina.

Los sistemas de fallas NNE actuaron como fallas inversas a partir del Mioceno Inferior-Medio provocando la inversión de los depósitos de relleno de las cuencas (Sistemas de Fallas El Fierro al E y Faja Plegada y Corrida del Cordón Perales al W) y la acumulación de los depósitos asociados a la formación de una cadena de estratovolcanes alineados según un patrón NW mientras la deformación progresaba.

Las escamas de falla inversa, de vergencia opuesta en los flancos submeridianos de la cuenca, muestran marcados quiebres de continuidad por elementos estructurales transversales NW a WNW, evidenciados por reactivaciones sucesivas de los mismos en una etapa post-inversión, sugiriendo que las estructuras transversales a la cadena andina son más relevantes en la evolución volcanotectónica de la cuenca que las estructuras NNE.

Elementos adicionales a este arreglo estructural son sistemas de fallas NE y EW, cuya naturaleza y rol en la evolución de las cuencas Oligo-Miocenas esta insuficientemente comprendida.

En consecuencia, el emplazamiento de extensas celdas hidrotermales responsables de los patrones de alteración y mineralización del Distrito Teniente permite sugerir que la interacción de las estructuras NNE y NW a WNW es un elemento de primer orden en el control de la distribución de los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios Oligo-Miocenos y en el emplazamiento de complejos intrusivos hipabisales y de Brechas Hidrotermales y Pórfidos de Cu-Mo del Mio-Plioceno.

La segmentación WNW a NW, caracterizada en el área de estudio por la continuidad de las fallas Melipilla-Piuquencillo con una traza superior a los 200 kilómetros de longitud, indica la presencia de un sistema estructural antiguo en

el registro geológico y penetrativo hacia niveles corticales profundos que representaría anisotropías de basamento asociadas a zonas de sutura, bordes de prismas de acreción y/o relictos de arcos tectonomagmáticos, posiblemente relacionadas a la evolución gondwánica a pre-gondwánica del territorio.

La naturaleza translitosférica, y posiblemente transcontinental, de los sistemas de fallas WNW a NW, ha sido reafirmada gracias a los antecedentes gravimétricos del segmento discutidos en **Capítulo 3.1**, los cuales muestran una extensa anomalía positiva ubicada en la franja andina entre los yacimientos Río Blanco y El Teniente. El límite meridional de dicha anomalía coincidiría con la ubicación de las fallas Melipilla-Piuquencillo mientras que el límite septentrional con un conjunto de fallas NE que se extenderían desde el Yacimiento Río Blanco hasta la Mina Lo Aguirre. Antecedentes magnetotélúricos y de sismicidad intracortical refuerzan la existencia de los patrones señalados, mostrando que los grandes distritos mineros de la región se ubican en zonas de intenso daño sísmico generando zonas de alta permeabilidad y concentración de complejos intrusivos hipabisales portadores de mineralización.

3.5.6 Definición de Ciclos Geológicos Mayores en la Región Andina de Chile Central

Las dificultades para comprender la evolución de las secuencias sedimentarias y volcánicas Meso-Cenozoicas de Chile Central radican en los criterios estratigráfico-formacionales que se han empleado para caracterizar las unidades que las constituyen, sin precisar las asociaciones de facies entre los depósitos que conforman tales secuencias, la ubicación y distribución de los centros de emisión, los depocentros de las cuencas sedimentarias y

volcanotectónicas, y sus relaciones espaciales con estructuras y franjas de intrusivos regionales de disposición transversal al orógeno andino.

En base a la metodología señalada previamente y formalizada en el protocolo para elaboración de un Sistema de Información Geográfico – Geológico de Exploraciones “SIGGE” de Rivera y Anguita (2005) se procedió a realizar una recopilación exhaustiva de la información geológica tanto pública como privada a escalas distritales y regionales del segmento de Chile Central comprendido entre los 32 y 35° S con el objetivo de caracterizar el registro geológico de Chile Central en base a un esquema de **“Ciclos Geológicos Mayores”** que supere la clasificación según unidades formacionales que la mayoría de las veces siguen criterios geográficos y/o locales.

La información publicada por el Servicio Nacional de Geología y Minería escalas 1:250.000 y 1:100.000 cubre gran parte del segmento considerado, principalmente las hojas geológicas “Santiago” (Thiele, 1980), “Illapel” (Rivano et al., 1991), “Quillota – Portillo” (Rivano et al., 1993), “Tiltil – Santiago” (Gana et al., 1999), “Valparaíso – Curacaví” (Gana et al., 1996), “San Antonio – Melipilla” (Wall et al., 1996), “Talagante – San Francisco de Mostazal” (Selles, 2001), “Andacollo – Puerto Aldea” (Emparán & Pineda, 2006), “Vicuña – Pichasca” (Pineda & Emparán, 2006), “Ovalle – Peñablanca” (Emparán, 2008); “Monte Patria – El Maqui” (Pineda & Calderón, 2008), “Rancagua – San Vicente de Tagua Tagua” (Godoy et al., 2009).

La información geológica al sur de Rancagua fue complementada con el Mapa Geológico de Chile, Escala 1:1.000.000 (Sernageomin, 2002). Adicionalmente, para la construcción de este mapa se utilizó como fuente de información

innumerables informes privados de carácter distrital realizados por el equipo de exploraciones de Codelco – Chile durante los últimos 15 años (Rivera & Navarro, 1996; Castelli et al., 1997; Rivera & Falcón, 1998; Castelli & Lara, 1999 a y b; Castelli & Iriarte, 1999, 2001; Castelli, 2004; Rivera & Munster, 2008; Piquer, 2010).

En el **Anexo 1** se muestra la asignación completa de “Códigos SIGGE” a todas las unidades geológicas identificadas en estos mapas que alcanzan aproximadamente a 500 unidades mapeables. La **Tabla 2** integra las unidades correlacionables en “**Ciclos Geológicos Mayores**” los cuales constituyen la base para la construcción del PGT – MTME. La geología de la región andina de Chile Central entre los 32 y 35° S desde el Paleozoico al Cuaternario puede ser caracterizada en base a la definición de 44 ciclos.

TABLA 2			
Ciclos Geológicos Mayores de Chile Central entre los 32° y 35° S			
Cod	Ciclos Centro Sur	Nomenclatura Tradicional	Período
1	Pz Sup. Complejos Metamórficos	Complejo Metamórfico El Choapa, Complejo Metamórfico Valparaíso, Estratos El Paico	PzS
2	Pz Sup. Complejos Plutónicos	Unidad Cochiguas, Unidad Cochoa, Unidad Mirasol	PzS
3	Pz Sup. Ciclo Sedimentario Marino	Fm. Arrayán, Fm. Huentelauquén	PzS
4	Pz-Tr. Unidades Tectonizadas	Zona de Deformación Milonítica	Pz-Tr
5	Pz Sup-Tr Inf. Ciclo Volcánico-Subvolcánico Continental	Fm. Pastos Blancos	PzSTrI
6	Tr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Fm. El Quereo	Tr MS

TABLA 2			
Ciclos Geológicos Mayores de Chile Central entre los 32° y 35° S			
Cod	Ciclos Centro Sur	Nomenclatura Tradicional	Período
7	Tr Sup. Ciclo Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	Fm. La Ligua	TrS
8	Tr Sup. Ciclo Volcánico Bimodal y Volcano-Sedimentario Marino-Continental	Fm. Pichidangui	TrS
9	Tr Sup-Jr Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental a Marino	Fm. Los Molles, Fm. Quebrada del Pobre	TrSJrl
10	Tr Sup-Jr Inf. Complejos Plutónicos	Unidad Millahue, Unidad Tranquilla, Dioritas Gnéisicas de Cartagena	TrSJrl
11	Jr Inf-Med. Ciclo Volcánico Bimodal y Sedimentario Continental	Fm. Ajjal, Formaciones Ajjal y Horqueta Indiferenciadas	JrIM
12	Jr Inf-Med. Ciclo Volcano-Sedimentario Continental a Marino-Continental	Estratos de Pupío, Formaciones Ajjal, Cerro Calera y Horqueta Indiferenciadas	JrIM
13	Jr Inf-Med. Complejos Plutónicos	Unidad Puerto Oscuro, Unidad Laguna Verde	JrIM
14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Fm. Río Colina, Fm. Cerro Calera, Yeso Principal	JrMS
15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcánico Bimodal y Sedimentario Continental	Fm. Río Damas, Fm. Tordillo, Fm. Mostazal, Fm. Horqueta	JrMS
16	Jr Med-Sup. Complejos Plutónicos y Pórfidos	Unidad Cavilolén, Unidad Limache, Unidad Peñuelas, Unidad Puerto Oscuro, Unidad Tranquilla, Unidad Lliu-Lliu, Unidad Sauce	JrMS
17	Jr. Unidades Cornificadas	Fm. Ajjal, Formaciones Ajjal y Horqueta Indiferenciadas, Fm. Horqueta	Jr

TABLA 2**Ciclos Geológicos Mayores de Chile Central entre los 32° y 35° S**

Cod	Ciclos Centro Sur	Nomenclatura Tradicional	Período
18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcánico Marino	Fm. Lo Valdés, Fm. Baños del Flaco, Estratos Río Alitre, Fm. Río Tascadero, Fm. Lo Prado, Fm. San José, Yeso Neocomiano	JrSKI
19	K Inf-Medio. Ciclo Volcánico y Sedimentario Marino-Continental	Fm. Los Pelambres, Fm. Arqueros	KIM
20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Unidad Chalinga, Unidad Limahuida, Unidad Chagres, Unidad Quebrada Herrera	KIM
21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcánico Continental	Fm. Colimapu, Toba Blanca, Fm. Quebrada Marquesa Miembro Quelín, Fm. Pucalume, Fm. Las Chilcas, Fm. Veta Negra Miembro Inferior Purehue y Miembro Superior Ocoa	KM
22	K Med. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Fm. Quebrada Marquesa Miembro El Espino, Fm. Cristo Redentor	KM
23	K Med. Complejos Plutónicos y Pórfidos	Unidad La Dormida, Unidad Ocoitas, Plutón Cerro Bandera, Granitoides Cordón Caleu, Unidad Puangue, Unidad Intrusivos Hipabisales	KM
24	K Inf-Med. Unidades Cornificadas	Fm. Lo Prado, Fm. Las Chilcas, Fm. Veta Negra Miembro Inferior Purehue	KIM
25	K Sup. Ciclo Sedimentario Marino	Estratos de Quebrada Municipalidad	KS
26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcánico Bimodal y Sedimentario Continental	Fm. Salamanca, Fm. Viñita, Fm. Lo Valle, Estratos Horcón de Piedra	KSTiP
27	K Sup-Paleoceno Inf. Complejos Plutónicos y Pórfidos	Unidad San Lorenzo, Unidad Fredes, Unidad La Campana	KSTiP

TABLA 2			
Ciclos Geológicos Mayores de Chile Central entre los 32° y 35° S			
Cod	Ciclos Centro Sur	Nomenclatura Tradicional	Período
28	Paleoceno Sup-Eoceno Med. Complejos Plutónicos, Pórfidos e Intrusivos Subvolcánicos	Unidad Nogalada, Unidad Fredes	TiPEM
29	Eoceno Med. Ciclo Volcanico Continental	Fm. Los Elquinos	TiEM
30	Eoceno Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino	Estratos de Algarrobo	TiEMS
31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcánico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	Fm. Abanico, Fm. Coya Machalí	TiESMI
32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutónicos, Pórfidos e Intrusivos Subvolcánicos	Unidad El Maitén Junquillar, Unidad Río Las Cuevas, Unidad El Polvo, Superunidad Río Chicharra Unidades Río Blanco y Portezuelo del Azufre,	TiOM
33	Mioceno. Ciclo Volcánico-Subvolcánico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	Fm. Farellones, Lavas Las Pataguas, Fm. Colorado La Parva	TsM
34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutónicos, Pórfidos e Intrusivos Subvolcánicos	Superunidad Río Chicharra Unidades Río Blanco, Portezuelo del Azufre y Tambillos	TsMMS
35	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Fm. Coquimbo, Estratos de Potrero Alto, Fm. Caleta Horcón	TsMP
36	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino	Fm. Navidad	TsMP
37	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario y Volcano-Sedimentario Continental	Fm. Confluencia, Fm. Colón Coya	TsMP

TABLA 2			
Ciclos Geológicos Mayores de Chile Central entre los 32° y 35° S			
Cod	Ciclos Centro Sur	Nomenclatura Tradicional	Período
38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Pórfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcánicos	Complejos de Brechas Hidrotermales	TsMP
39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	Depósitos Glaciares, Sedimentos Eólicos Antiguos, Depósitos Aluviales Antiguos, Terrazas Continental, Depósitos Fluviales Antiguos	TsPQ
40	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Marino a Marino- Continental	Terrazas de Abrasión, Terrazas Marinas	TsPQ
41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcánico Bimodal Continental	Ignimbrita Pudahuel, Centros Volcánicos Tupungato, Tupungatito, San José, Marmolejo, Maipo, Tinguiririca, Planchón - Peteroa	TsPQ
42	Pleistoceno-Holoceno. Depósitos No-Consolidados Continentales	Depósitos No Consolidados Aluviales, Coluviales, Fluviales, de Remoción en Masa, Antrópicos	QPH
43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Depósitos Litorales, Depósitos Eólicos, Dunas	QH
44	Holoceno. Ciclo Volcánico Continental	Unidades volcánicas, Lahares	QH

Desde el punto de vista de la metalogénesis de la franja de pórfidos y brechas hidrotermales del Mio-Plioceno de Chile Central, que incluye los yacimientos Los Pelambres, Río Blanco – Los Bronces y El Teniente, los **“Ciclos Geológicos Mayores”** que se manifiestan en la región andina incluyen

secuencias estratificadas sedimentarias y volcánicas, de ambientes marinos y continentales que abarcan un rango de edad desde el Jurásico Medio al Holoceno, intruidas por complejos de stocks, pórfidos e intrusivos subvolcánicos con rangos de edad desde el Mioceno al Plioceno Inferior. El detalle de dichos ciclos geológicos para la región andina es el siguiente:

- **Jurásico Medio-Superior. Ciclo Volcánico Bimodal y Sedimentario Continental.** Secuencias de lavas andesíticas y brechas volcánicas con intercalaciones menores de conglomerados rojos, alternando con depósitos piroclásticos de composición intermedia a ácida y potentes niveles sedimentarios compuestos de conglomerados, areniscas y limolitas rojas, con restos vegetales fósiles, en conjunto depositados en ambientes continentales. Las unidades que caracterizan este ciclo se conocen bajo la denominación de Formación Mostazal, Formación Tordillo, Formación Horqueta y Formación Río Damas.
- **Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Ciclo Sedimentario y Volcánico Marino.** Secuencias sedimentarias marinas formadas por calizas bioclásticas, brechas calcáreas, calcilutitas, coquinas, lutitas, areniscas calcáreas, calciruditas y conglomerados, con intercalaciones menores de lavas y tobas andesíticas. Niveles potentes de lavas andesíticas, dacíticas y subordinadamente tobas andesíticas y tobas de lapilli, con intercalaciones de niveles sedimentarios carbonatados. Niveles superiores de las secuencias con lentes de yeso. Las unidades que caracterizan este ciclo se conocen bajo la denominación de Formación Lo Prado, Formación Lo Valdés, Formación Río Tascadero, Formación San José, Estratos de Río Alitre y Yeso Neocomiano.

- **Jurásico Superior-Cretácico Superior Bajo. Ciclo Sedimentario y Volcánico Bimodal Transicional a Continental.** Secuencias sedimentarias marino-continentales a continentales compuestas por conglomerados rojos, areniscas, margas, calizas marinas, calcilutitas, areniscas con restos vegetales fósiles y lentes de yeso, con intercalaciones de flujos piroclásticos ácidos y lavas andesíticas. Secuencias sedimentarias alternan con potentes depósitos volcánicos formados por lavas basálticas, andesítico-basálticas y andesíticas, ocoitas, tobas de flujos piroclástico riolíticas, domos ácidos y volcarenitas, con intercalaciones menores de calizas fosilíferas marinas litorales, fangolitas, areniscas rojas y lentes de yeso. Las unidades que caracterizan este ciclo se conocen bajo la denominación de Formación Arqueros, Formación Colimapu, Formación Cristo Redentor, Formación Las Chilcas, Formación Los Pelambres, Formación Pucalume, Formación Quebrada Marquesa (miembros El Espino y Quelín) y Formación Veta Negra (miembros Ocoa y Purehue).
- **Eoceno Superior-Mioceno Inferior. Ciclo Volcánico Bimodal, Volcanosedimentario y Sedimentario Continental.** Potentes secuencias volcánicas continentales formadas por lavas andesítico-basálticas y andesíticas, brechas volcánicas, depósitos volcanosedimentarios tufíticos inter-eruptivos, tobas riolíticas a riolíticas de flujo piroclástico y caída, con intercalaciones gruesas de conglomerados fluviales, brechas epiclásticas finas, limolitas y areniscas tobáceas. Las unidades que caracterizan este ciclo se conocen bajo la denominación de Formación Abanico y Formación Coya Machalí (Charrier, 1983; Charrier et al., 1994).

- **Mioceno Medio-Superior. Ciclo Volcánico Bimodal, Volcanosedimentario y Sedimentario Continental.** Potentes secuencias volcánicas continentales de características bimodales formadas por tobas riolíticas de flujos piroclástico hacia la base de la secuencia, alternando hacia los niveles superiores con lavas basálticas, andesítico-basálticas, andesíticas y riódacíticas, autobrechas andesíticas, brechas escoriáceas, brechas fanglomerádicas, depósitos de avalancha volcánica, e intercalaciones de volcarenitas, lutitas y tufitas arenosas. Las unidades que caracterizan este ciclo se conocen bajo la denominación de Formación Farellones y Lavas Las Pataguas.
- **Mioceno Medio-Superior. Complejos Plutónicos, Pórfidos e Intrusivos Subvolcánicos.** Complejos plutónicos, stocks, lapolitos, lacolitos, enjambres de diques y campos de domos, que incluyen la presencia de dioritas, monzodioritas, monzonitas, sienitas, granodioritas, granitos, pórfidos dioríticos, pórfidos andesíticos, pórfidos dacíticos, dacitas y riódacitas porfíricas, que intruyen a las unidades de los ciclos precedentes, principalmente a las unidades volcánicas del Mioceno. En las Hojas Quillota y Portillo dichas litofacies son agrupadas dentro de la Superunidad Río Chicharra compuesta por las unidades Portezuelo El Azufre (pórfidos cuarzo-feldespáticos), Río Cerro Blanco (monzodioritas) y Tambillos (Pórfidos Dacíticos).
- **Mioceno Superior-Plioceno Inferior.** Complejos de Pórfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcánicos. Complejos de pórfidos y estructuras subvolcánicas, como pipas de brechas y chimeneas, asociadas a los sistemas mineralizados de Los Pelambres, Río Blanco – Los Bronces y El Teniente. Composicionalmente se distingue la presencia de pórfidos dacíticos y riódacíticos, diques de latita y riolitas.

Dichos complejos aparecen espacialmente asociados a los complejos plutónicos del ciclo precedente (Maksaev et al., 2007, 2009).

El *Ciclo Volcánico Bimodal y Sedimentario del Eoceno Superior-Mioceno Inferior* (Formación Abanico) se habría iniciado antes de los 36 Ma con la formación de una cuenca extensional limitada por fallas normales de gran extensión longitudinal NS. Dicha cuenca habría experimentado subsidencia continua durante el Oligoceno-Mioceno Inferior. Un incremento en las tasas de convergencia de las placas determinó el inicio de un período contraccional que resultó en la inversión de la cuenca mientras continuaba la acumulación de los últimos depósitos de la Formación Abanico. Sobre el eje de la cuenca se comienzan a acumular los depósitos del *Ciclo Volcánico Bimodal y Sedimentario Continental del Mioceno Medio-Superior* (Formación Farellones). Los depósitos asociados a este ciclo incluyen los productos asociados a campos de estratovolcanes y la erupción de grandes calderas de colapso (Piquer et al., 2009). El alzamiento y exhumación de los bordes occidental y oriental de los depósitos Oligo-Miocenos, producto de la inversión de la cuenca, junto con el inicio de la acumulación de los depósitos volcánicos del Mioceno Medio-Superior, determinan la ausencia de límites estructurales y estratigráficos bien definidos entre las formaciones Abanico y Farellones, la existencia de una o más discordancias angulares entre las mismas, la existencia de contactos tectónicos complejos entre sus depósitos en algunas localidades, y el traslape de los rangos de edades radiométricas entre el techo de la Formación Abanico y la base de la Formación Farellones (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002, 2007). Asimismo, estudios locales han permitido establecer que las fallas San Ramón y Chacayes-Yesillo (El Fierro) representan fallas inversas mayores de rumbo NS que habrían limitado los bordes de la cuenca extensional y el frente de deformación durante la inversión de la misma (Rauld, 2002).

La evolución continua de una cuenca volcano-tectónica, desde el límite Eoceno Superior-Oligoceno Inferior hasta el Mioceno Superior, pasando desde un régimen extensional a uno contraccional, indica la inconveniencia de describir la evolución geológica de la zona mediante dos unidades formacionales o ciclos separados en el tiempo que involucran eventos y procesos geológicos similares. Más aún, los patrones isotópicos de ambos ciclos muestran una evolución progresiva desde lavas con afinidad toleítica asociadas a una corteza adelgazada, durante el Oligoceno-Mioceno Inferior, a lavas con afinidad calcoalcalina asociadas a engrosamiento cortical, durante el Mioceno, dificultando la ubicación de un lugar geométrico preciso donde se produzca el quiebre geoquímico (Kay y Mpodozis, 2001).

3.5.7 Integración de Antecedentes para Construcción del Mapa Tectonomagmático de Exploraciones (31° - 34° S)

El análisis de la distribución de las unidades geológicas de la franja andina hasta la depresión central permite demostrar la existencia de extensas estructuras transversales provocando quiebres en la distribución de las unidades volcánicas y sedimentarias marinas del Cretácico Inferior Bajo (Fm. Lo Prado), unidades volcánicas y subvolcánicas del Cretácico Inferior Bajo-Alto (Fm. Veta Negra), unidades volcánicas y sedimentarias transicionales del Cretácico Inferior Alto (Fm. Las Chilcas), unidades piroclásticas y sedimentarias continentales del Cretácico Superior Alto-Paleoceno (Fm. Lo Valle y Estratos del Cordón Los Ratones), unidades volcánicas bimodales y sedimentarias continentales del Oligo-Mioceno (Formaciones Abanico y Farellones), como asimismo quiebres en la distribución de los complejos intrusivos del Cretácico Inferior, Cretácico Superior y Miocenos (**Figura 32; Anexo 2**).

Los quiebres mayores en la distribución de los complejos plutónicos y metamórficos del Paleozoico al Jurásico y de las secuencias sedimentarias y volcánicas marino, marino-continentales y continentales del Jurásico-Cretácico, permite establecer la continuidad de las estructuras NW-WNW y NE-ENE, identificadas entre la alta cordillera y el valle central, hacia el borde costero. En efecto, las unidades Jurásicas (Formaciones Ajial, Cerro Calera y Horqueta) muestran un quiebre en su distribución NS directamente sobre la traza de la estructura WNW que se extiende entre Valparaíso y el Volcán Maipo. Al sur de la misma, sólo se reconocen franjas WNW de complejos intrusivos del Paleozoico y Jurásico, además de escasos afloramientos de unidades metamórficas (Complejo Metamórfico Valparaíso y Estratos El Palco), que culminan contra otra estructura WNW que se extiende hasta San Antonio. Las unidades Jurásicas aparecen nuevamente al sur de esta estructura extendiéndose hasta el quiebre estructural WNW reconocido entre Navidad y el Volcán Tinguiririca. Dichas secuencias, se reconocen nuevamente al sur de la estructura que se extiende entre el norte de Pichilemu y el Volcán Planchón.

Esta alternancia en la distribución de afloramientos de las secuencias volcánicas y sedimentarias de Jurásico, limitadas por los elementos estructurales señalados, parece indicar que las estructuras WNW jugaron un rol controlando la geometría de las cuencas que permitieron su acumulación, a través de marcados movimientos en la vertical. No se descarta que las cadenas de volcanes formadas en el Jurásico hayan sido controladas por este tipo de estructuras, toda vez que en el presente se observa la cadena volcánica andina Pleistocena claramente segmentada por este tipo de estructuras.

La distribución de los afloramientos de las unidades que constituyen dichos ciclos fue ajustada a un mapa de subsuperficie sin considerar los depósitos no consolidados de los ciclos Plio-Pleistoceno y Holoceno. La continuidad lateral

de las unidades, principalmente de los ciclos plutónicos y pórfidos fue ajustada en base a la distribución de la señal magnética revisada en el **Capítulo 3.4**. Los quiebres de continuidad fueron interpretadas en base a las evidencias estructurales de los mapas integrados y ajustados según los lineamientos gravimétricos revisados en el **Capítulo 3.1**, el arreglo de sismicidad y la correlación con estructuras mostrada en el **Capítulo 3.2**, los lineamientos magnéticos discutidos en el **Capítulo 3.4**, y todos los antecedentes de registros GPS, paleomagnéticos, de imágenes satelitales, etc.

Como resultado de este complejo proceso de validación e integración de elementos geológicos con antecedentes geofísicos se construye el Mapa Tectonomagmático de Exploraciones – MTME que se presenta en la **Figura 32**. En el **Anexo 1** se muestra la asignación completa de “Códigos SIGGE” a todas las unidades geológicas identificadas en estos mapas y en el **Anexo 2** una versión ampliada a escala 1:500.000 del Mapa Tectonomagmático de Exploraciones de la **Figura 32**. Las implicancias en la metalogénesis andina del arreglo estructural obtenido a partir de este mapa se discute en los capítulos siguientes.

El mapa geotectónico de la **Figura 32** muestra un modelo esquemático de la distribución en subsuperficie de las unidades citadas, segmentadas al norte de Santiago por un conjunto de fallas dextrales de orientación general NE-ENE (Fallas Chacabuco, Colina, Lo Aguirre), mientras que al sur de Santiago la segmentación aparece controlada por fallas sinestrales de orientación NW-WNW (Fallas Piuquencillo, Codegua-El Teniente, San Francisco), definiendo una extensa cuña que se cierra en el sector de la Mina Lo Aguirre, dentro de la cual se ubicaría el núcleo denso Mapocho-El Volcán (“MEV Block”, Yáñez et al., 2007c; Rivera y Yáñez, 2007). Las fallas descritas con orientación NW-WNW representan un extenso complejo estructural denominado Sistema de Falla

Melipilla-Piuquencillo (Yáñez et al., 1998; Rivera y Cembrano, 2000) el cual en su extremo NW controla la ubicación de terrazas costeras Pleistocenas y en su extremo SE la orientación y ubicación de los volcanes Nevado de Arguellos y Maipo, y en su extremo más oriental, la ubicación del Volcán Diamante. Esto en relación a la actividad reciente del Sistema de Falla Melipilla-Piuquencillo, no obstante el análisis detallado de las relaciones geométricas entre las unidades Meso-Cenozoicas indica un extenso ciclo de actividad de este rasgo estructural.

En efecto, el principal elemento estructural NW-WNW del área se reconoce desde la costa entre Valparaíso y San Antonio (Anomalía-Falla Melipilla) hasta el Volcán Maipo (Sistemas de Fallas Piuquencillo y El Azufre) controlando la distribución de las unidades pertenecientes a los ciclos magmáticos y volcano-sedimentarios Meso-Cenozoicos y el emplazamiento de complejos intrusivos Miocenos. Las relaciones de contacto entre las unidades que flanquean las estructuras WNW y NW sugieren un ciclo de actividad desde al menos el Jurásico Medio hasta el post-Plioceno, no obstante rasgos similares identificados al sur de este segmento permiten inferir que el ciclo de actividad de estas estructuras se extendería desde el Paleozoico Superior en base a correlaciones entre los complejos metamórficos de Chile y Argentina.

En consecuencia, la segmentación WNW a NW, caracterizada en el área de estudio por la continuidad de las fallas Melipilla-Piuquencillo con una traza superior a los 200 kilómetros de longitud, indica la presencia de un sistema estructural antiguo en el registro geológico y penetrativo hacia niveles corticales profundos que representaría anisotropías de basamento asociadas a zonas de sutura, terrenos, bordes de prismas de acreción y/o relictos de arcos tectonomagmáticos, posiblemente relacionadas a la evolución pre-Paleozoica del proto margen continental o herencia del evento de formación de los “rifts” del Triásico (Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1998).

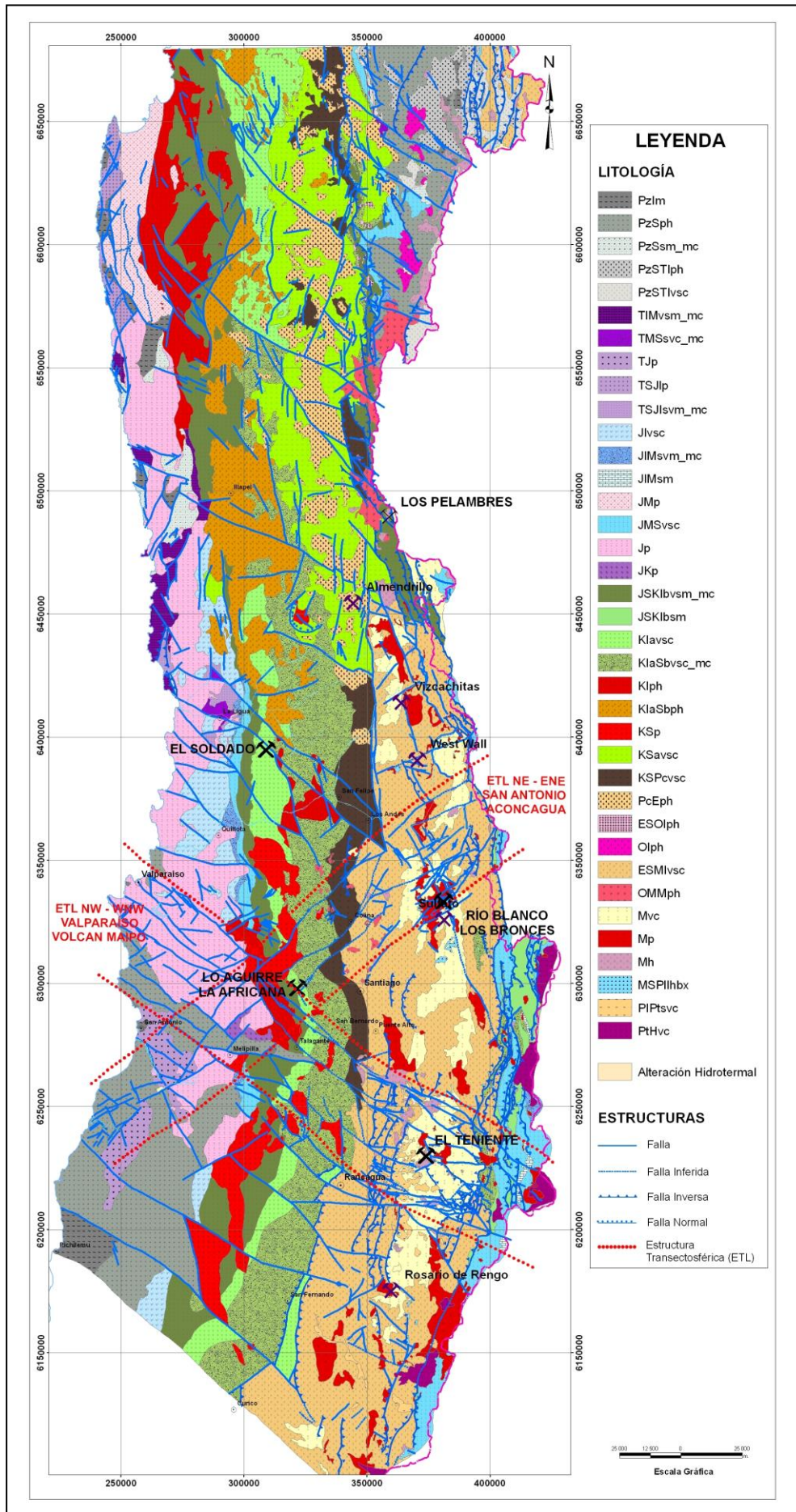


Figura 32: Mapa Tectono-Magmático de Exploraciones para Chile Central (32-35°S), ajustado según datos geológicos, gravimétricos, magnéticos y de sismicidad intraplaca, mostrando fallas transversales y principales Estructuras Translitosféricas en relación a ubicación de depósitos minerales en explotación y prospectos mineros (modificada de Rivera y Yáñez, 2009a).

CAPÍTULO IV

MODELO CONCEPTUAL

El modelo conceptual que se discute a continuación corresponde a la síntesis de las conversaciones, discusiones y análisis que por más de 5 años sostuvimos, y seguimos sosteniendo, con el Profesor Co-Guía de esta Tesis, Dr. Gonzalo Yáñez. El avance notable que experimentaron las exploraciones de Codelco en la región de Chile Central se debe en gran parte al esfuerzo conjunto de sistematizar todo este conocimiento que abordamos con Gonzalo durante el desarrollo del proyecto. La formalización del modelo conceptual que se discute en este capítulo fue presentada en Rivera & Yáñez (2007), Yáñez & Rivera (2009) y Yáñez et al. (2009).

La interpretación de las observaciones realizada en el capítulo anterior ha permitido plantear un modelo conceptual integrado que intenta explicar en forma coherente la génesis de los yacimientos mayores como el producto de la interacción de las heterogeneidades corticales identificadas que se expresan como **“Núcleos Densos Subcorticales – NDS”** ubicados en niveles intermedios de la corteza y **“Estructuras Translitosféricas – ETL”** que favorecen la canalización y concentración de los fluidos magmáticos.

En la **Figura 33** se presenta el modelo conceptual propuesto y a continuación se describen las principales características del mismo. Para la presentación de este modelo se han utilizado las evidencias geológica-geofísicas observadas en la zona de pórfidos Mio-Pliocenos de la zona central, sin embargo las

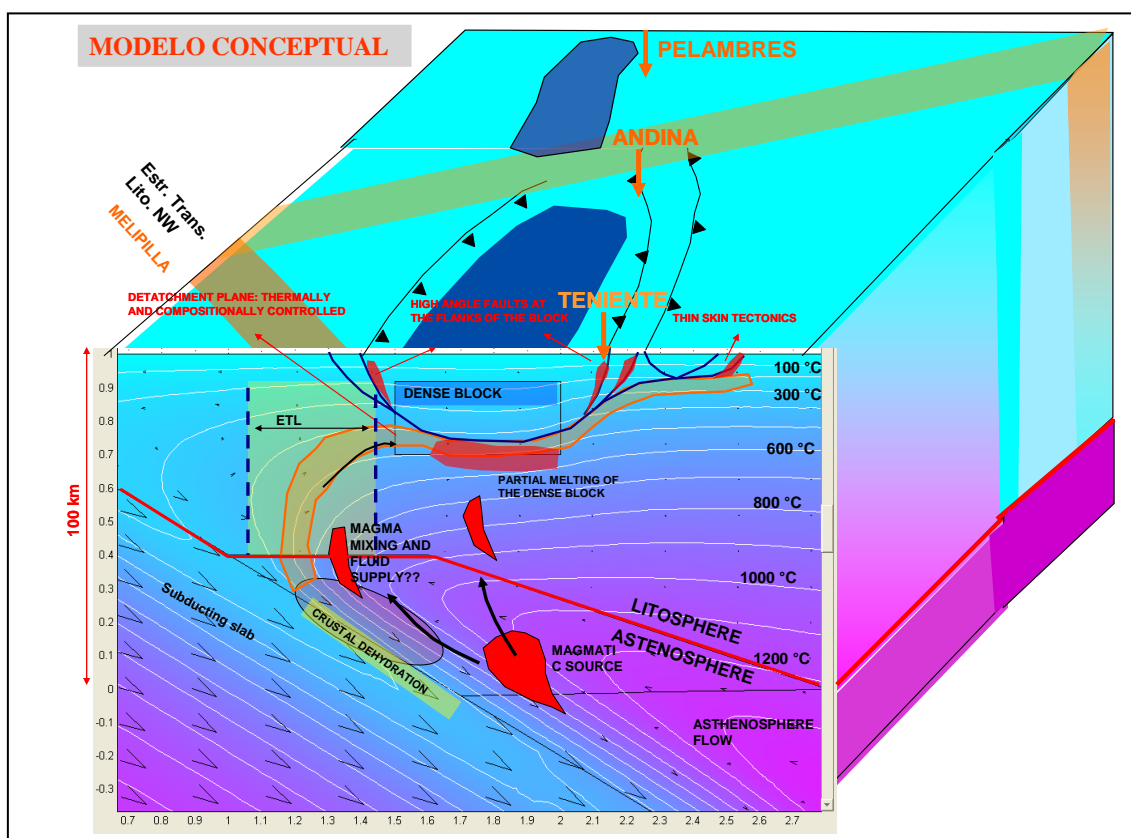


Figura 33: Modelo conceptual ejemplificado para el caso de los pórfidos Mio-Pliocenos de la zona central de Chile, pero de validez también para la génesis de los pórfidos del Eoceno-Oligoceno en la Cordillera de Domeyko en el norte de Chile. En este caso los yacimientos conocidos se ubican en el flanco oriental de los NDS's mientras que en la zona norte lo hacen en el flanco occidental de los mismos. ETL's corresponde a las NE-ENE San Antonio – Aconcagua y NW-WNW Valparaíso – Volcán Maipo de la **Figura 35** (Yáñez et al., 2009).

conclusiones que se obtienen son de orden general, e incluyen la génesis de los pórfidos de la zona norte.

Las heterogeneidades corticales en este modelo corresponden a los “núcleos densos” con expresión evidente en las anomalías de gravedad aunque también han sido reconocidos en las tomografías sísmicas (**Figura 34**). Estos cuerpos densos se ubican en niveles corticales intermedios, pero por sobre la transición frágil-dúctil, es decir con una base a profundidades de entre 15 y 20 km. Los “núcleos densos” mayores están comúnmente separados por las “estructuras

translitosféricas”, si bien en algunos casos estas parecieran estar separando dos flancos de una misma anomalía.

Como se estableció previamente, todas las grandes minas y proyectos de la Franja Metalogénica de Pórfidos y Brechas Hidrotermales de Cu-Mo del Mio-Plioceno de Chile Central se ubican directamente o en las proximidades del margen oriental de “núcleos densos” que serían la expresión física de las anomalías residuales de gravedad identificadas en la franja. En particular, el Yacimiento Los Pelambres se ubica en el borde oriental del “Bloque Salamanca”, los proyectos West Wall y Vizcachitas en el borde oriental del “Bloque La Ligua” y los Yacimientos Río Blanco – Los Bronces y El Teniente, además del proyecto Rosario de Rengo, en el borde oriental del Bloque Mapocho – El Volcán, mostrando una relación espacial empírica entre la existencia de los “núcleos densos” y los grandes sistemas mineralizados de este segmento del territorio.

Los “núcleos densos” constituyen una barrera física para el ascenso vertical de magmas (hipótesis pasiva) que favorece su concentración en las zonas de borde. Como un segundo aspecto relevante para la ocurrencia de sistemas mineralizados, estas barreras naturales implican una actividad magmática concentrada espacialmente y con persistencia en el tiempo. Por otra parte, la fusión parcial y mezcla de magmas en la base de estos bloques de composición granatífera constituye una fuente de metales que podría explicar el carácter anómalo de los magmas mineralizadores (hipótesis activa).

Además de concentrar la ubicación de los yacimientos, en las zonas de borde de los “núcleos densos” se desarrollan las zonas de deformación principales, con evidencias en la sismicidad natural, magnetoteléurica, y tomografía sísmica (**Figura 35**). La sismicidad cortical tiende a ubicarse en la periferia de los

“núcleos densos” en correspondencia con el complejo arreglo estructural de fallas NS, NNE, NNW, NE-ENE y NW-WNW que concentra los hipocentros en el borde de los mismos. Desde el punto de vista de la información geoelectrónica, estas zonas de daño estructural se asocian a ambientes conductores dada la relación entre la conductividad eléctrica y ambientes permeables. Por último la razón V_p/V_s positiva, también tiende a concentrarse en las zonas de daño estructural, nuevamente como producto de la mayor permeabilidad del medio.

En la **Figura 36** se describen algunas evidencias de la presencia y rol de las “estructuras translitosféricas”. Desde el punto de vista de la gravedad estas estructuras tienden a segmentar las anomalías de gravedad cuando su orientación es NE tal cual se observa entre los bloques La Ligua y Mapocho – El Volcán limitados a través de la “ETL San Antonio – Aconcagua”, mientras que los mismos bloques son cortados por estructuras de dirección WNW-NW como la “ETL Valparaíso – Volcán Maipo”. Como se observa en la figura, los yacimientos se ubican en una intersección entre las zonas de deformación en el flanco oriental de los bloques densos y la proyección de las correspondientes “estructuras translitosféricas”, lógicamente la zona de mayor debilidad cortical. Evidencias adicionales, que complementan los argumentos anteriores, corresponden a los arreglos estructurales NW y NE y la distribución segmentada de las anomalías de magnetometría descritas en el Capítulo 3.4.

Adicionalmente las tomografías sísmicas de V_p/V_s muestran corredores NW y NE con valores anómalos para profundidades de 0, 20 y 40 km. En correspondencia con las observaciones de gravedad, es posible hacer una distinción entre el patrón observado en los corredores de dirección NW (en general bajo V_p/V_s) en contraste con los corredores de dirección NE (alto V_p/V_s). Bajos V_p/V_s pueden ser interpretados como dominios en el cual V_s es más compacto, es decir menos permeable, y en consecuencia más asociado a

una atenuación cortical o una contaminación mantélica. Lo opuesto es esperable para un alto V_p/V_s , con una disminución de la velocidad V_s como producto de una mayor permeabilidad y componentes hidratadas, coherente con la presencia de zonas de traspaso.

Un aspecto complementario del modelo es la predicción de una profundización del plano de despegue de la deformación en la corteza superior en los dominios del bloque denso (**Figura 37**). De acuerdo a la tomografía V_p/V_s la transición bajo V_p/V_s a alto V_p/V_s en la zona central de Chile muestra una profundización en sentido sur que es consistente con la aproximación al bloque denso MEVB. Por su parte las secciones MT y la sismicidad cortical coinciden en un patrón similar como ha sido descrito en el **Capítulo 3.3**.

Este comportamiento se explicaría por razones de tipo reológico, siendo el bloque denso más afín a una reología de tipo olivino, su plano de desacople se ubicaría a una mayor profundidad que en el caso de una afinidad más cuarcífera de corteza normal. La mayor denudación de la cuenca Abanico-Farellones en dirección norte sería consistente con esta línea de argumentación.

Este conjunto de evidencias geodinámicas y las consecuencias que de ellas derivan en la formación de grandes depósitos tipo pórfidos cupríferos han sido sintetizadas en el esquema evolutivo que se sugiere en la **Figura 38a-e** desde la interacción inicial de bloques de basamento hasta el emplazamiento final de los sistemas mineralizados, como una historia compleja de eventos estructurales mayores que preparan la permeabilidad de la corteza durante distintos ciclos geológicos y eventos tectonomagmáticos para recibir el aporte de extensas celdas hidrotermales.

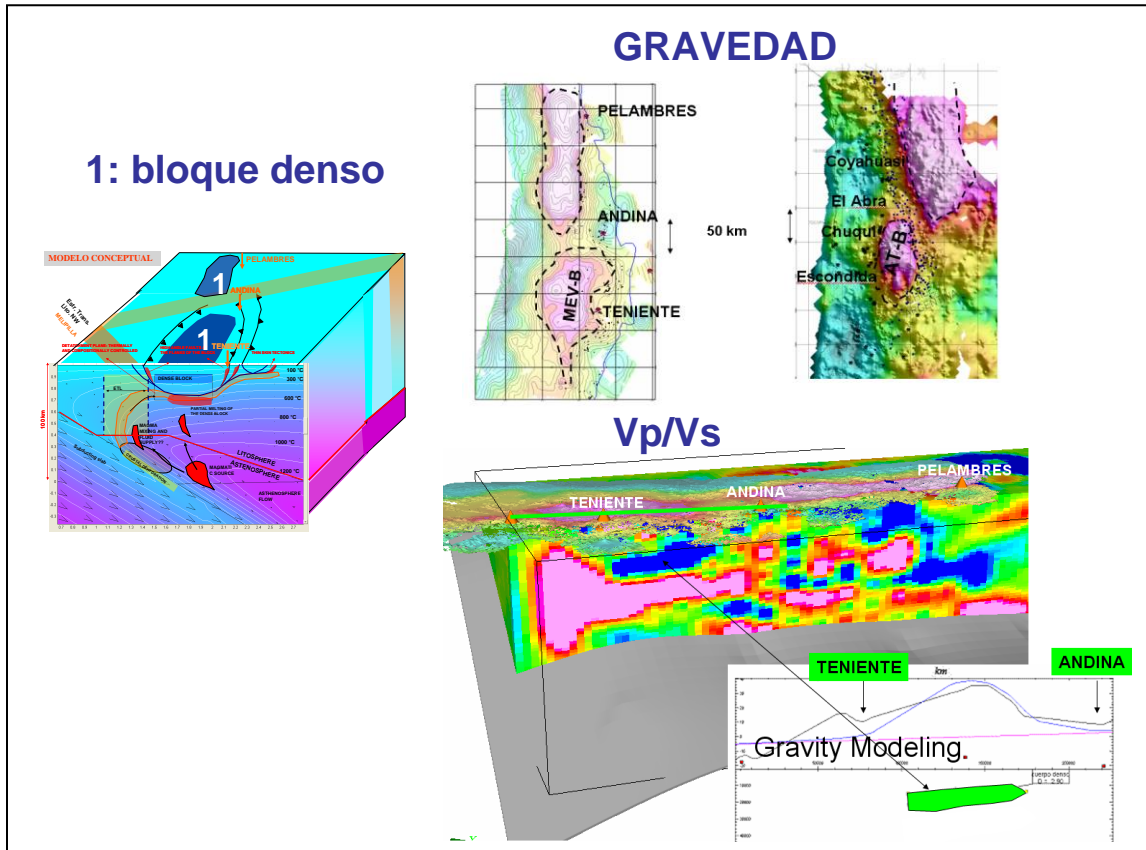
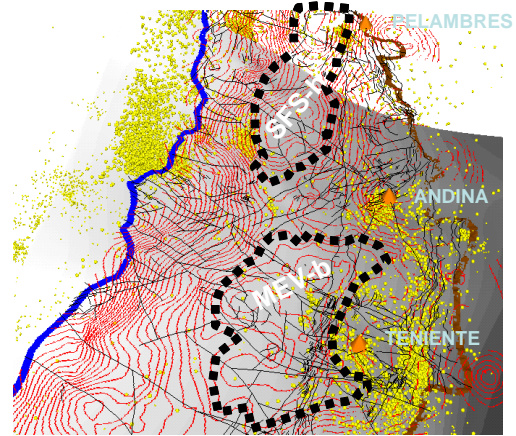
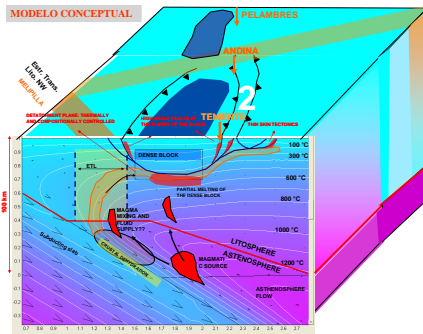


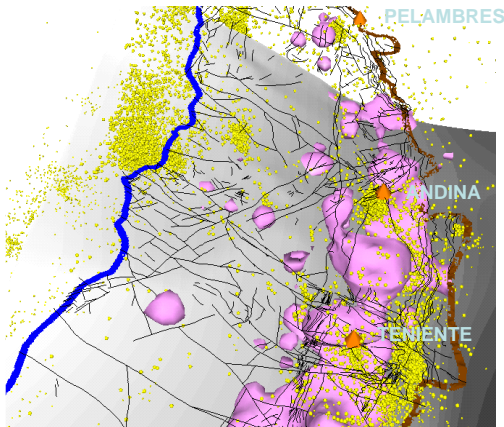
Figura 34: Evidencia de ubicación en planta (anomalías de gravedad) y a profundidad (modelación de gravedad y anomalías Vp/Vs) de bloques densos (Yáñez & Rivera, 2009).

GRAVEDAD SISMICIDAD CORTICAL

2: Zonas de Daño



Vp/Vs MAYORES



SECCIONES Y SONDAJES MT

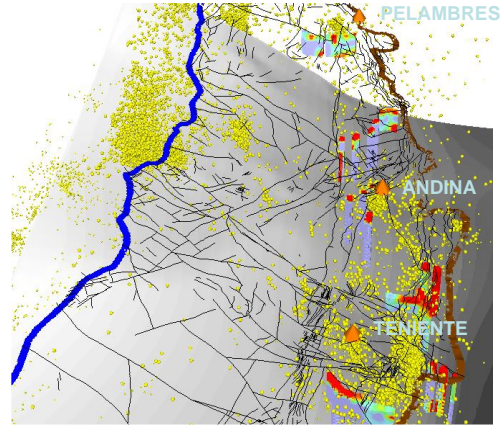
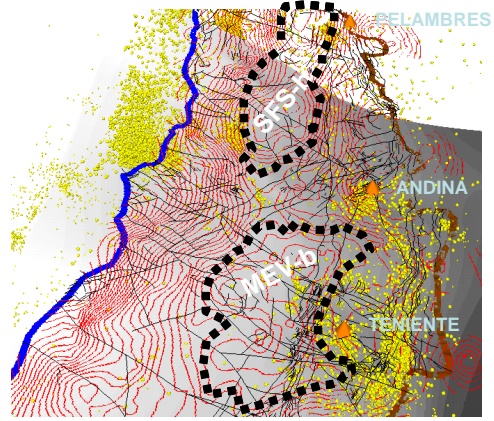
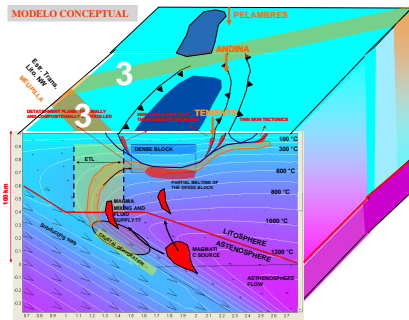


Figura 35: Zonas de daño, evidencias en la gravedad, distribución de la sismicidad cortical, razones Vp/Vs positivas, información geoelectrónica (MT: ambientes conductores en color rojo). Esta información se ha superpuesto a los arreglos estructurales derivados del mapa tectonomagmático de exploraciones (Figura 31) (Yáñez & Rivera, 2009).

GRAVEDAD Y SISMICIDAD CORTICAL

3: Estructuras Translitosféricas (ETL)



UBICACIÓN DE TRANSECTAS NE Y NW

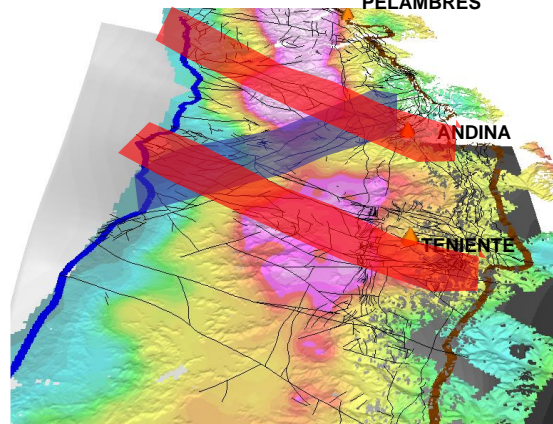
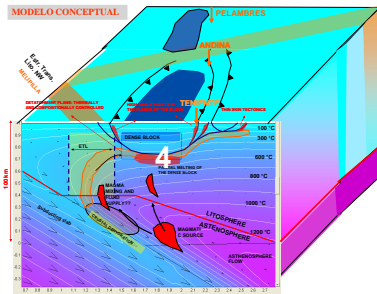
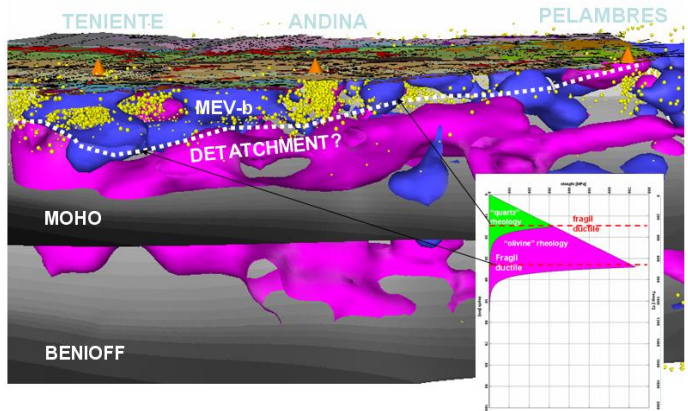


Figura 36: Estructuras translitosféricas (ETL), evidencias en la gravedad, y arquitectura de mapa tectónico. En la figura se han diferenciado estructuras en sentido NW (en rojo) y NE (en azul). Vemos que los yacimientos de Andina y EL Teniente se encuentran en la intersección de estas estructuras y las zonas de daño paralelas al bloque denso (Yáñez & Rivera, 2009).

4: Geometría de plano de despegue



Vp/Vs y Sismicidad Cortical



PLANO DE DESPEGUE EN MT Y DENUDACIÓN DE CUENCA

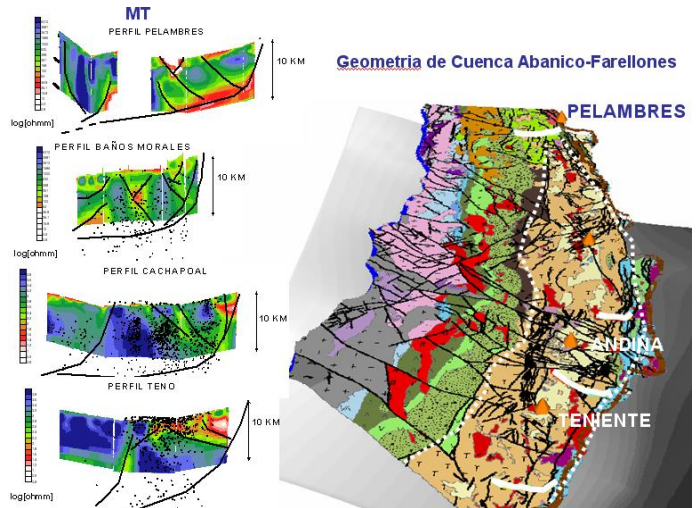


Figura 37: Geometría del plano de despegue según la respuesta de la tomografía Vp/Vs, sismicidad cortical e imágenes MT (Yáñez & Rivera, 2009).

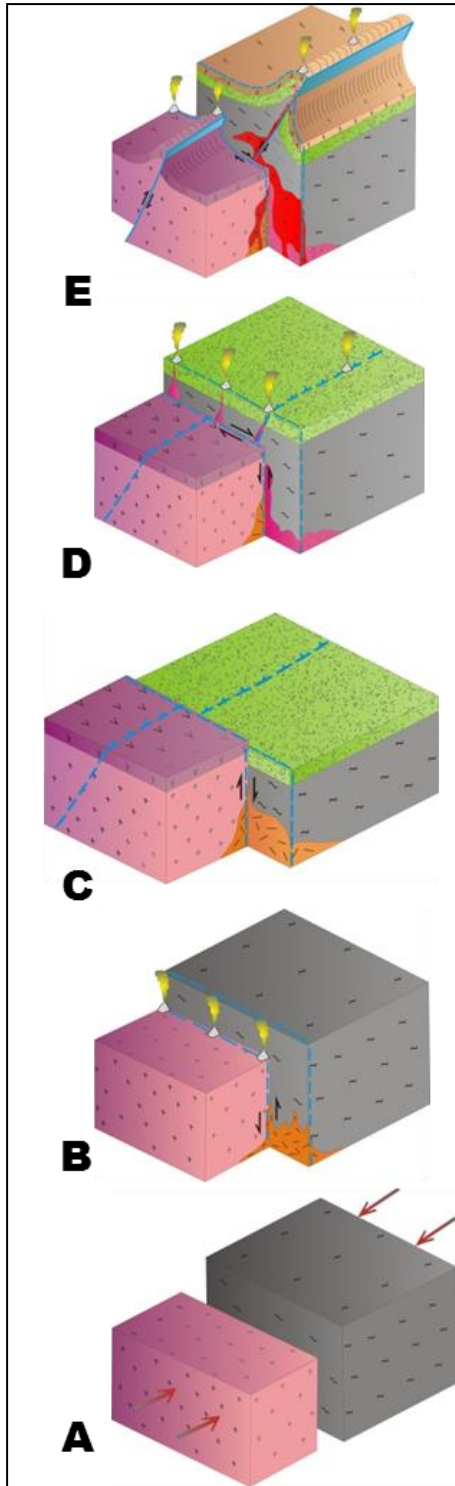


Figura 38: Modelo de emplazamiento de pórfidos en la intersección de fallas translitosféricas y estructuras regionales submeridianas.

La **Figura 38-A** muestra que la formación de heterogeneidades o discontinuidades corticales puede explicarse por colisión o amalgamación de bloques de basamento de distinta naturaleza.

En la **Figura 38-B** las áreas de sutura podrían permanecer en la corteza como anisotropías de basamento formando zonas de debilidad extensas y penetrativas denominadas “Estructuras Translitosféricas” las cuales controlarían el emplazamiento de cámaras magmáticas y la formación de cadenas volcánicas transversales al orógeno.

La **Figura 38-C** ilustra como movimientos verticales a lo largo de las “Estructuras Translitosféricas” favorecerían la formación de cuencas volcanotectónicas y/o sedimentarias sobre los bloques de basamento durante los distintos ciclos geológicos. Proto-fallas inversas longitudinales podrían formarse entre bloques contiguos de basamento en respuesta a cambios bruscos en el régimen de stress.

La **Figura 38-D** muestra la reactivación a través de movimientos laterales de las “Estructuras Translitosféricas” modificando la

arquitectura de las cuencas y desplazando las proto-fallas inversas previo a la inversión tectónica. Nuevos eventos magmáticos con volcanismo asociado se podrían emplazar en la zona de intersección del arreglo estructural en formación.

La **Figura 38-E** muestra como el inicio de la inversión tectónica determina el ascenso de complejos plutónicos y pórfidos a niveles someros de la corteza desde cámaras magmáticas acumuladas a lo largo de Estructuras Translitosféricas. Las coberturas se deformarán de manera diferencial en respuesta a la reología de bloques adyacentes. Los sistemas hidrotermales de alteración-mineralización se desarrollan en torno a este complejo estructural de estructuras de basamento y fallas inversas de los ciclos tectónicos precedentes.

Si bien lo mostrado en la **Figura 37** es la evolución esquemática de algún segmento de la corteza, podría explicar bastante bien la ubicación de los depósitos de pórfidos del Distrito Escondida en la intersección del Lineamiento Archibarca con el Sistema de Falla de Domeyko (Richards et al., 2001) en la culminación meridional del “Atacama Block”, por citar uno de los principales. La inspección detallada de los principales distritos mineros ha permitido demostrar que este caso más que una excepción podría ser la regla bajo la cual se emplazan los sistemas magmático-hidrotermales portadores de mineralización.

En efecto, recientemente (Pardo, 2016) ha mostrado la aplicación de los conceptos discutidos en esta tesis para la elaboración de un nuevo modelo de exploración en el Distrito El Teniente, que involucra la definición de nuevos prospectos y blancos según trenes estructurales de orientación NW y NE. Los resultados de las exploraciones efectuadas en dichas zonas de interés han sido exitosas permitiendo el descubrimiento de nuevos recursos para Codelco que serán informados oportunamente y, adicionalmente, potenciando nuevas

actividades prospectivas en un distrito que se consideraba “maduro” para las exploraciones y en consecuencia con bajo potencial para contener nuevos cuerpos mineralizados. Preliminarmente se puede indicar que como resultados de las exploraciones bajo este nuevo concepto se han descubierto recursos por 327 mT con una ley media de 0.52% Cu, lo cual implica un aporte total de 2,14 mT de Cu Fino (Acceso Puquios, Matancilla Alto, La Huifa).

De la misma manera, los trabajos realizados en el Distrito Andina durante la última década, detalladamente sintetizados en el informe interno de Piquer et al. (2010), han permitido el descubrimiento de nuevos cuerpos mineralizados (La Americana, Cerro Negro, Copa Sur, Cerro Negro Sur, Este Profundo) con un total de 2.740 mT con una ley media de 0.52% Cu y un aporte final de 19,5 mT de Cu Fino a la base minera de la Corporación. La aplicación de los nuevos modelos estructurales que consideran adecuadamente la importancia de las fallas y segmentaciones transversales al orógeno, NW-NNW y ENE-NE, como controles de primer orden para el ascenso y emplazamiento de cuerpos mineralizados, es un elemento clave a la hora de analizar los motivos del éxito de las exploraciones realizadas en el distrito Río Blanco – Los Bronces (Piquer, 2015; Piquer et al., 2015; Piquer et al., 2017a, b).

Adicionalmente, los trabajos realizados durante los últimos años en el Distrito El Salvador han permitido la identificación de zonas estructuralmente complejas definidas por la intersección de corredores estructurales WNW-ESE y NW-SE con estructuras submeridianas NNE y NNW asociadas a la Fase Orogénica Incaica. Dichas zonas estructurales, ubicadas directamente sobre los bordes de anomalías gravimétricas positivas, muestran abundantes evidencias de alteración y mineralización.

En base a este nuevo conocimiento del distrito se ha logrado establecer que el control estructural para el emplazamiento de los pórfidos del Eoceno en la región es mucho más complejo que lo tradicionalmente descrito como NNE asociado a las distintas ramas del Sistema de Falla Sierra Castillo, involucrando la actividad de estructuras regionales de basamento de orientación general WNW a NW (Rivera, 2015). Los casos de las exploraciones realizadas en Punta del Viento y María Delia son bastante ilustrativos en ese sentido, además de los resultados promisorios de las exploraciones en Colina de Cobre – Rajo QM y Franja Oriental, las cuales han permitido aportar casi 1 mT Cu Fino a la base minera de la Corporación.

En un ámbito estrictamente local, las evidencias estructurales en el yacimiento principal del Cerro Indio Muerto muestran que los controles tanto litológicos como de alteración y mineralización siguen tendencias WNW-ESE sugiriendo que sus prolongaciones en ambos sentidos a lo largo de la franja (Corredor Salvador) tienen alto potencial prospectivo. Los estudios realizados en el extremo ESE indican la presencia de manifestaciones de vetas con halos de alteración cuarzo-sericítica y oxidados de cobre en Pisqueros, mientras que en el extremo WNW las evidencias sugieren que los mantos de enriquecimiento secundario de Souviron podrían estar asociados a cuerpos de pórfido en profundidad.

Finalmente, en el extremo occidental del Distrito Salvador se ha detectado la presencia de sistemas mineralizados bajo la cobertura de gravas. El Pórfido Punta del Viento se ubica entre dos ramas de orientación NW que conecta los corredores WNW-ESE Potrerillos y El Salvador, directamente en el margen de la anomalía de gravedad y afectado por fallas de orientación NE que habrían desplazado y cortado el cuerpo mineralizado aproximadamente 400 metros en dirección NW. Los antecedentes radiométricos indican una edad básicamente

Eocena para el sistema mineralizado, ubicado más de 20 kilómetros al W del eje de la franja metalogenética considerada como el control principal de la mineralización (Rivera et al., 2015).

En consecuencia, la aplicación de estas hipótesis de exploración relacionadas a la presencia de estructuras translitosféricas y núcleos densos subcorticales, como controles de primer orden en el ascenso y emplazamiento de sistemas mineralizados, ha resultado ampliamente exitosa en las exploraciones distritales tanto en los distritos de Codelco de Chile Central, Andina y El Teniente, como en la Región de Atacama en el Distrito El Salvador, permitiendo el descubrimiento de nuevos cuerpos mineralizados que han incrementado fuertemente la base minera de la Corporación. En el ámbito regional, la aplicación de este nuevo conocimiento ha permitido robustecer fuertemente la cartera de prospectos y blancos, no obstante aún no se produce un descubrimiento importante que valide del todo el modelo exploratorio propuesto.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La culminación exitosa de un conjunto de programas de exploración generativa, desarrollados como parte del Programa Exploración Básica Chile, con la identificación y validación de un sinnúmero de zonas con alto potencial de exploración, fue el resultado de la aplicación de distintas herramientas desarrolladas en el marco de un programa de investigación aplicada a 5 años plazo, que contempló mediciones de registros de sismicidad natural de la corteza, tomografía sísmica, anomalías de gravedad y perfiles geoelectricos, realizado como parte de una serie de convenios de cooperación entre GCEX-EMSA y la Universidad de Chile.

Dichos antecedentes fueron integrados a un sistema de información geográfico junto con información geodinámica, geológica, geoquímica de sedimentos de drenaje, aeromagnética y registros mineros para producir un Mapa Tectonomagmático de Exploraciones que entregó valiosos datos para la definición de nuevas áreas de interés exploratorio.

La hipótesis que guio dichos trabajos establecía que la distribución de los grandes depósitos minerales no constituye franjas mineralizadas continuas sino que lugares discretos donde interactúan los productos del proceso normal de subducción con heterogeneidades cortical-litosféricas de distinto orden y naturaleza, determinando la segmentación de los metalotectos andinos según estructuras transversales al orógeno espacialmente relacionadas a la existencia de anomalías de gravedad.

Como resultado de las investigaciones se logró establecer que la mayor parte de los yacimientos y proyectos mineros de la región se ubican en la periferia de anomalías gravimétricas, interpretadas como “Núcleos Densos Subcorticales”, y directamente sobre “Estructuras Translitosféricas NW y NE”, como expresión superficial de extensas “Zonas de Daño” identificadas en base a la interpretación de registros de sismicidad intraplaca.

Levantamientos detallados en los alrededores de los grandes yacimientos Mio-Pliocenos de Chile Central muestran que los principales centros mineralizados y de alteración hidrotermal que los constituyen se orientan según patrones estructurales NW-WNW en El Teniente, NW-NNW en la intersección con estructuras ENE en Río Blanco – Los Bronces, y NW en la intersección con estructuras inversas submeridianas en el caso de Los Pelambres.

Asimismo, el análisis regional de la distribución de las unidades geológicas reconocidas en este segmento del territorio, muestra marcadas discontinuidades transversales al orógeno andino, sugiriendo la existencia de rasgos estructurales heredados de ciclos geológicos antiguos obliterados durante el régimen tectónico del Ciclo Andino. Dichas discontinuidades coinciden espacialmente con los patrones distritales de mineralización indicando la existencia de relaciones entre la formación de los grandes sistemas hidrotermales de Chile Central y heterogeneidades cortical-litosféricas que dieron origen a las discontinuidades de basamento.

En efecto, las mediciones de gravedad regional muestran la presencia de extensas Anomalías Residuales de Bouguer interpretadas como “Núcleos Densos Subcorticales” (NDS) y modelados como cuerpos tabulares con densidad de $3,0 \text{ g/cm}^3$, con un espesor promedio de 5 km, ubicados a una

profundidad entre 10 y 15 km, en cuyos márgenes orientales se ubican las principales yacimientos y prospectos mineros de la región.

Adicionalmente, los registros de sismicidad natural intraplaca forman patrones ordenados de sismicidad según lineamientos WNW-NW, ENE-NE y NS, coincidiendo con zonas de alto Vp/Vs con orientaciones similares. Ambos elementos, isópacas de sismicidad y tomografía sísmica, se interpretan como la expresión subcortical de extensas “Zonas de Daño” en las cuales se concentra parte importante de la actividad tectónica del área según patrones transversales a la cadena andina.

De la misma manera, los datos aeromagnéticos muestran lineamientos con orientaciones similares a las señaladas, destacando extensas anomalías WNW entre la costa y la depresión central asociadas a discontinuidades corticales.

La reinterpretación de los antecedentes geológicos disponibles para Chile Central, ajustados en base a los nuevos modelos de anomalías y lineamientos gravimétricos, isópacas de sismicidad, tomografía sísmica Vp/Vs y anomalías magnéticas, en general dispuestas de manera oblicua a la cadena andina, sugieren que las extensas discontinuidades de basamento y cobertura representan rasgos estructurales antiguos en el registro geológico y penetrativos hacia niveles corticales profundos que se interpretan como Estructuras Translitosféricas NW-WNW y NE-ENE.

Los elementos estructurales transversales reconocidos en los principales distritos mineros coinciden con la prolongación de dichas estructuras, indicando la estrecha relación espacial entre depósitos minerales y el par geodinámico de “estructuras translitosféricas – núcleos densos”. Los NDS actuarían condicionando la deformación cortical en el entorno de los mismos definiendo

patrones de migración y ascenso de fluidos mineralizados a lo largo de los márgenes menos competentes, y favoreciendo la acumulación de magmas en la base más competente.

No se descarta que los NDS más que actuar como una barrera al ascenso de los magmas sean la fuente de metales con la cual éstos interactúan en su base originando sistemas enriquecidos en cobre. Dicha hipótesis de trabajo se encuentra en evaluación.

En síntesis, tanto las Estructuras Translitosféricas (ETL's) como los Núcleos Densos Subcorticales (NDS's) y su interacción en niveles corticales someros, deberían ser considerados elementos geodinámicos de primer orden en el control del ascenso y emplazamiento, y eventualmente en la génesis, de los sistemas hidrotermales Mio-Pliocenos que constituyen los principales yacimientos de Cu-Mo ubicados en este segmento del territorio. La aplicación de estas hipótesis en la elaboración de nuevos modelos de exploración ha sido ampliamente exitosa en los distritos de Codelco de Chile Central, Andina y El Teniente, permitiendo aportar nuevos recursos a través de descubrimientos de cuerpos mineralizados, incrementando fuertemente la base minera de la Corporación.

REFERENCIAS

AGUIRRE, L., 1960. Geología de Los Andes de Chile Central. Prov. de Aconcagua. IIG Chile, Boletín N°9.

BAHLBURG, H. & HERVÉ, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. GSA Bulletin, Vol. 109, N° 7, 869-884.

BANCHERO, L., BAEZA, L. & YÁÑEZ, G., 2007. Informe de Síntesis de Interpretación de Transectas AMT en Programa Pórfidos Zona Norte (PZN) 2003-2006. Inédito GEX-EMSA, 47 p.

BARAZANGI, M. & ISACKS, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology, 4: 686–692.

BECK, M.E., DRAKE, R.E. & BUTLER, R.F., 1986. Paleomagnetism of Cretaceous volcanic rocks from central Chile y implications for the tectonics of the Andes. Geology, 14, 132-136.

BEHN, G. & CAMUS, F., 1997. Transanomalías magnéticas: Imagen geofísica de metalotectos y clusters de pórfidos cupríferos andinos. Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, p. 852-856.

BEHN, G., CAMUS, F., CARRASCO, P. & WARE, H. 2001. Aeromagnetic signature of porphyry copper systems in northern Chile and its geologic implications. Economic Geology, Vol. 96, No. 2, p. 239-248.

BELMONTE, A., GIESE, P. & ASCH, G., 2000. Crustal Seismicity, Geological Structures and Rheology of the Upper Plate Around Salar de Atacama in Northern Chile, 17th Colloquium on Latin American Geosciences, Stuttgart 2000.

CAMUS, F. 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile, 267 p.

CEMBRANO, J. & MORENO, H., 1994. Geometría y Naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38°S y 46°S: ¿Dominios Compresionales y Tensionales en un Régimen Transcurrente?. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 240-244.

CERDA, A., BAEZA, L., BANCHERO, L. & RIVERA, O. (2003). Proyecto Análisis Histórico de Pórfidos Norte. Informe Final, Inédito CODELCO-GCEX, Informe Reservado.

CHARRIER, R., 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinian-Chilean Andes (32°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart* 1 (3/4), p. 344-355.

CHARRIER, R., 1983. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000. Hoja El Teniente. Convenio IIG-Departamento Geología de la Universidad de Chile. Inédito N°929.

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

CHARRIER, R., BUSTAMANTE, M., COMTE, D., ELGUETA, S., FLYNN, J.J., ITURRA, N., MUNOZ, N., PARDO, M., THIELE, R. & WYSS, A.R., 2005. The Abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 236, 43–77.

CHARRIER, R., COMTE, D. & YÁÑEZ, G., 2010. Final Project Report “Anillo ACT-18”: Tectonomagmatic control of giant ore deposits in the subduction factory of the high Chilean Andes between 33°36° S: A multidisciplinary approach. Research Team Grants in Science and Technology. Inédito, Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica, CONICYT, 52 p.

CHARRIER, R.; FLYNN, J.; WYSS, A.; ZAPATTA, F. & SWISHER III, C. 1997. Antecedentes bio y cronoestratigráficos de la Formación Coya-Machalí-Abanico, entre los Ríos Maipo y Teno (33°55' y 35°10' L.S.), Cordillera Principal, Chile Central. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1, p. 465-469.

CHARRIER, R. & MUNIZAGA, F., 1979. Edades K/Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34°15' L.S). *Revista Geológica de Chile*, N°7, p. 41-51.

CHARRIER, R., PINTO, L. & RODRIGUEZ, M.P., 2007. Andean tectonostratigraphy. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 21–114.

CHARRIER, R. WYSS, A.; FLYNN, J.; SWISHER III., C.; SPIGHIGER, S. & ZAPATTA, F., 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y Estructurales para las Formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre 33° 50' y 35° Cordillera Principal Chilena. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. II, p. 1316-1319.

CHERNICOFF, C.J., RICHARDS, J.P. & ZAPPETTINI, E.O., 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical and remote sensing evidence. Ore Geology Reviews, Vol. 21, p. 127-155.

COMTE, D., CHARRIER, R., FARÍAS, M. & YAÑEZ, G., 2009. Tomografía Sísmica: Una Herramienta Geofísica Complementaria en la Caracterización de Depósitos Minerales. Actas XII Congreso Geológico Chileno, S11-008, Santiago.

CRAFFORD, A.E. & GRAUCH, V.J., 2002. Geologic and geophysical evidence for the influence of deep crustal structures on Paleozoic tectonics and the alignment of world-class gold deposits, north-central Nevada, Usa. Ore Geology Reviews, Vol 21, Issues 3-4, 157-184.

DALLA-SALDA, L. & FRANZESE, J., 1987. Las megaestructuras del Macizo y Cordillera Norpatagónica Argentina y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. Revista Geológica de Chile, N°31, p. 3-13.

DEWEY, J.F. & LAMB, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. Tectonophysics, 205, 79-95.

DILLES, J.H., EINAUDI, M.T., PROFFETT, J.M. & BARTON, M.D., 2000. Overview of the Yerington porphyry copper district: Magmatic to non magmatic sources of hydrothermal fluids: Their flow paths and alteration effects on rocks and Cu-Mo-Fe-Au ores. Society of Economic Geologists Guidebook 32, 55-66.

EMPARÁN, C., 2008. Geología del Área Ovalle – Peñablanca. Serie Geología Básica. N°(en edición). Escala 1:100.000. Sernageomin, Chile.

EMPARÁN, C. & PINEDA, G., 2006. Geología del Área Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Serie Geología Básica N° 96, 85 p., 1 mapa 1:100.000. Sernageomin, Chile.

FARÍAS, M., COMTE, D., CHARRIER, R., MARTINOD, J., DAVID, C., TASSARA, A., TAPIA, F. & FOCK, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: implications for Andean mountain building. Tectonics, 29, TC3006.

FOCK, A., CHARRIER, R., FARIAS, M., MAKSAEV, V., FANNING, M. & ALVAREZ, P.P., 2005. Deformation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S. International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, p. 273–276.

FRANZESE, J., 1994. El Metamorfismo Neopaleozoico del Sector Andino entre los 38°- 40° LS. Un Cinturón Oblicuo a la Cadena Actual?. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. II, p. 1344-1348.

FRANZESE, J., 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental, Revista Geológica de Chile, Vol.22, N°2, p. 193-202.

FRANZESE, J.R. & SPALLETTI, L.A., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences, 14, p. 257-270.

GANA, P. & TOSDAL, R., 1996. 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, Vol. 23, N°2, p.151-164.

GANA, P. & WALL, R., 1997. Evidencias Geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un Hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33-33°30'S). Revista Geológica de Chile, Vol. 24, N°2, p.145-164.

GANA, P.; WALL, R. & GUTIÉRREZ, A., 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso - Cuarcaví. Regiones de Valparaíso y Metropolitana, Mapas Geológicos N°1, Servicio Nacional de Geología y Minería.

GANA, P.; WALL, R.; GUTIÉRREZ, A. & YÁÑEZ, G., 1994a. Geología de la Cordillera de la Costa, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71°00' W. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 43-46.

GANA, P.; YÁÑEZ, G. & WALL, R., 1994b. Evolución Geotectónica de la Cordillera de La Costa de Chile Central (33°-34° S): Control Geológico y Geofísico. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 38-42.

GARCÍA-HUIDOBRO, J.C., 2009. Aspectos Teóricos y Numéricos de la Elasticidad en un Semiespacio Aplicada al Estudio de las Tensiones Inducidas por la Actividad Minera. Tesis presentada a la Dirección de Investigación y Postgrado como parte de los requisitos para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería. Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, 179 p.

GODOY, E., 1993. Geología del área entre los ríos Claro del Maipo y Cachapoal. Informe Final del Proyecto Codelco-Sernageomin. Vol. I, Texto y Mapas, 68 p.

GODOY, E. & LARA, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°-34° LS: Nuevos datos en la Cordillera Principal. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, p.1344-1348.

GODOY, E. & LOSKE, W., 1988. Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: Datos U-Pb sobre la 'Fase Quintay'. Revista Geológica de Chile, Vol, 15, N°2, p. 101-118.

GODOY, E.; NAVARRO, M. & RIVERA, O., 1996. Zonas triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal (32° 30'30"), Chile: una solución a la paradoja Abanico-Farellones. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploraciones de Hidrocarburos, Actas II, p. 373-381.

GODOY, E., SCHILLING, M., SOLARI, M. & FOCK, A., 2009. Geología del Área Rancagua-San Vicente de Tagua-Tagua, Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Serie Geología Básica N°118, 50 p., 1 mapa 1:100.000. Sernageomin, Chile.

GODOY, E., YÁÑEZ, G. & VERA, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its upper imposed Miocene magmatic arc in the Central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. Tectonophysics, Vol. 306, N° 2, p. 217-236.

GÖTZE, H-J. & KRAUSE, S., 2002. The central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex? Journal of South American Earth Sciences, Vol. 14, p. 799-811.

HANDY, M.R. & BRUN, J.-P., 2004. Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 223, p. 427-441.

HERVÉ, F., FAÚNDEZ, V., CALDERÓN, M., MASSONNE, H.J. & WILLNER, A., 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), The Geology of Chile. The Geological Society, London, pp. 5–19.

JACQUES, J., 2003a. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. Journal of the Geological Society of London, Vol. 160, p. 687-701.

JACQUES, J., 2003b. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: inferences on the position of South American intraplate accommodation zones and their control on South Atlantic opening. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 160, p. 703-717.

JARA, P. & CHARRIER, R., 2014. New stratigraphical and geochronological constraints for the Mezo-Cenozoic deposits in the High Andes of central Chile between 32 degrees and 32 degrees 30' S: structural and palaeogeographic implications. *Andean Geology*, N°41, p. 174–209.

JORDAN, T.E., BURNS, W.M., VEIGA, R., PANGARO, F., COPELAND, P., KELLEY, S. & MPODOZIS, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20, p. 308–324.

JORDAN, T.E., ISACKS, B.L., ALLMENDINGER, R.W., BREWER, J.A., RAMOS, V.A. & ANDO, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.

KAY, S.M. & COPELAND, P., 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. *Special Paper of the Geological Society of America* 407:185–213.

KAY, S.M. & KURTZ, A., 1995. Magmatic and Tectonic Characterization of the El Teniente Region. Final Report to Division El Teniente, Codelco-Chile. Proyecto Geodinámico Mina El Teniente, 180 p.

KAY, S.M. & MPODOZIS, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, Vol. 11, N°3, p. 4-9.

KAY, S.M. & MPODOZIS, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, p. 39–57.

KAY, S.M., MPODOZIS, C. & COIRA, B., 1999. Magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). *Society of Economic Geologists Special Publication* 7, 27–59.

KLOHN, C., 1960. Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *IIG Chile, Boletín* N°8, 95 p.

KLOTZ J., ABOLGHASEN, A., KHAZARADZE, G., HEINZE, B. & OTHERS, 2006. Long term signals in the present-day deformation field of the central and southern Andes and constraints on the viscosity of the earth's upper mantle. In: Los Andes Orogeny, Chapter 4, Springer-Verlag.

LARA, L. & MORENO, H., 1994. Geología y Geoquímica del Volcán Lanín, Andes del Sur, IX Región, Chile: Antecedentes Preliminares. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. II, p. 1080-1084.

LARA, L.; MORENO, H. & UGALDE, H., 1997. Geología de la Cordillera de los Andes entre los 39° y 40° S: Nuevos Antecedentes. Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol.1, p. 119-123.

LEIVA, M., 2010. Modelo Gravimétrico de Chile Central (31°S-34°S). Tesis Magíster en Geofísica, Inédito, Universidad de Chile, Departamento de Geofísica.

LÓPEZ, L.; CEMBRANO, J. & MORENO, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). Revista Geológica de Chile, Vol. 22, N°2, p. 219-234.

LUCASSEN, F., BECCHIO, R., WILKE, H., THIRWALL, M., VIRAMONTE, J., FRANZ, G. & WEMMER, K., 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18°-26° S) – a mobile belt of the South American craton. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 13, p. 697-715.

MATTEINI, M., MAZZUOLI, R., OMARINI, R., CAS, R. & MAAS, R., 2002. Geodynamical evolution of Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama-Olocapato-El Toro transversal volcanic belt. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 118, p. 205-228.

MCCAFFREY, K.J.W. & PETFORD, N., 1997. Are granitic intrusions scale invariant? Journal of the Geological Society, London, Vol. 154, p. 1-4.

MAKSAEV, V., CHARRIER, R., RIVERA, O., PIQUER, J. & YÁÑEZ, G., 2009. Evolution of the Late Miocene – Early Pliocene Cu-Mo Porphyry Belt of the Andes between 31°-35° S. Actas XII Congreso Geológico Chileno. Simposio S11 Metalogénesis Andina y Exploración Minera, S11-022, 4p. Santiago, Chile.

MAKSAEV, V., RIVERA, O., PIQUER, J. & YÁÑEZ, G., 2007. Metallogenic setting of the Late Miocene – Early Pliocene Cu-Mo porphyry deposits of the Andes of Central Chile. GEOSUR 2007, Congreso Internacional sobre Geología y Geofísica del Hemisferio Sur, Santiago, Chile. Libro de Resúmenes, p. 93.

MAKSYMOWICZ, A., 2007. Modelo 3D del moho bajo la zona de Chile central y oeste de Argentina (31°S-34°S), utilizando funciones de recepción. Tesis Magíster en Geofísica, Inédito, Universidad de Chile. Departamento de Geofísica.

MOSCOSO, R., 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso, Escala 1:250.000. Sernageomin, Carta Geológica de Chile N°52.

MPODOZIS, C. & CORNEJO, P., 2012. Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes. In: Society of Economic Geologists Special Publication 16, p. 329-360.

MPODOZIS, C. & RAMOS, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Pinochet, C., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, pp. 59–90.

MUÑOZ, J., 1997. Sistemas estructurales Cenozoicos en la Región de Los Lagos, Chile: Interpretación de lineamientos en imagen Radarsat. Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 190-194.

MUÑOZ, M., FARIÁS, M., CHARRIER, R., FANNING, C.M., POLVE, M. & DECKART, K., 2013. Isotopic shifts in the Cenozoic Andean arc of central Chile: records of an evolving basement throughout cordilleran arc mountain building. *Geology* 41, 931–934.

MUÑOZ, J. & STERN, C., 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variation across the segment between 38° and 39°S. *Journal South American Earth Sciences*, 12, p. 147-161.

PARDO, M., VERA, E., MONFRET, T., & YAÑEZ, G., 2008. Crustal seismicity and 3D seismic wave velocity models in the Andes cordillera of Central Chile (33–34.5 S) from local earthquakes, in 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice). Extended Abstracts, Nice, France, p. 377–380.

PARDO, M., VERA, E., YAÑEZ, G., & MONFRET, T., 2009. Tomografía Sísmica Bajo los Andes de Chile Central (33-34.5 S): Implicaciones Sismotectónicas. Actas XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, 4p.

PARDO, R., 2016. Potencial de Exploración del Distrito Pórfido Cu-Mo El Teniente, Andes Centrales, Chile. Tesis para optar al Grado de Magister en Geología Económica Mención Exploración Minera. Inédito, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, 115 p.

PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: Tectonics, Vol. 6, p. 233–248.

PAVEZ, A. & MORENO, H., 1994. Contribución al Conocimiento Geológico del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39,5° S. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. II, p. 1141-1145.

PETFORD N., CRUDEN A.R., MCCAFFREY K. J. W., & VIGNERESSE J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, Vol. 408, p. 669-673.

PINEDA, G. & CALDERÓN, M., 2008. Geología del Área Monte Patria-El Maqui, Región de Coquimbo. Serie Geología Básica N° 116, 44 p., 1 mapa 1:100.000. Sernageomin, Chile.

PINEDA, G. & EMPARÁN, C., 2006. Geología del Área Vicuña-Pichasca, Región de Coquimbo. Serie Geología Básica N° 97, 40 p., 1 mapa 1:100.000. Sernageomin, Chile.

PIQUER, J., 2015. Structural Geology of the Andes of Central Chile: Controls on Magmatism and the Emplacement of Giant Ore Deposits. Submitted in fulfilment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy at the ARC Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES), School of Physical Sciences, University of Tasmania, Australia, 218 p.

PIQUER, J., BERRY, R.F., SCOTT, R.J. & COOKE, D.R., 2016. Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogensis of the Andes of central Chile. Journal of Structural Geology, Vol. 89, p. 101–117.

PIQUER, J., HOLLINGS, P., RIVERA, O., COOKE, D., BAKER, M. & TESTA, F., 2017a. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. Lithos, 268-271, p. 174-197.

PIQUER, J., RIVERA, O. & YÁÑEZ, G., 2009. Sistemas Volcánicos Asociados a la Evacuación de la Formación Farellones en el Río Colorado del Aconcagua, V Región, Chile. Actas XII Congreso Geológico Chileno. Simposio S9 Tectónica y Deformación Cortical Andina, S9-93, Santiago, 4p.

PIQUER, J., SKARMETA, J. & COOKE, D.R., 2015. Structural evolution of the Rio Blanco-Los Bronces District, Andes of Central Chile: controls on stratigraphy, magmatism and mineralization. *Economic Geology* 110, 1995–2023.

PIQUER, J., WETTKE, E., MARQUARDT, J.C. & SKÁRMETA, J., 2010. Geología del Distrito Andina, Escala 1:25.000. Inédito GEX-EMSA, 79 p.

PIQUER, J., YÁÑEZ, G., RIVERA, O. & COOKE, D., 2017b. Arc-oblique fault systems and their role in the Tertiary evolution and metallogenesis of the Andes of Central Chile. *Andean Geology* (*in prep*).

RAMOS, V., 2000. El protomargen del Gondwana occidental. Su control en la tectónica andina. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, Vol. 2, 626-630.

RAMOS, V., 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 36, 289-324.

RAMOS, V., CRISTALLINI, E., P'EREZ, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *J. S. Am. Earth Sci.*, Vol. 15, p. 59–78.

RAMOS V., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., KAY, S.M., ET AL., 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, p. 855–880.

RAMOS, V. & KAY, S., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina, *Geological Society of America Special Paper* 265, p. 79-91.

RAPELA, C., DÍAZ, G., FRANZESE, J., ALONSO, G. & BENVENUTO, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, Nº 2, p. 121-138.

RAULD, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 57 p.

REUTTER, K-J., CHARRIER, R., GÖTZE, H-J., SCHURR, B., WIGGER, P., SCHEUBER, E., GIESE, P., REUTHER, C-D., SCHMIDT, S., RIETBROCK, A., CHONG, G. & BELMONTE-POOL, A., 2006. The Salar de Atacama Basin: A Subsiding Block Within the Western Edge of the Altiplano-Puna Plateau. Chapter 14 in *The Andes, Active subduction orogeny*, Oncken et al. EDS, *Frontier in Earth Sciences* N°1, Springer Verlag, Berlin, Germany, p. 303-326.

RICHARDS, J.P., 2002. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, Vol. 98, p. 1513-1533.

RICHARDS, J.P., BOYCE, A. & PRINGLE, S., 2001. Geologic Evolution of the Escondida Area, Northern Chile: A model for Spatial and temporal Localization of Porphyry Cu Mineralization. *Economic Geology*, Vol. 96, 271-305.

RICHARDS, J.P. & VILLENEUVE, M., 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Lullaillaco to Corrida de Cori, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 116, p. 161-200.

RIVANO, S.; GODOY, E.; VERGARA, M. & VILLARROEL, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de Los Andes de Chile Central (32°-34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, N°2, p. 205-214.

RIVANO, S. & SEPÚLVEDA, P., 1986. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Serie Geología Básica N° 69, 30 p., 1 mapa 1:250.000. Sernageomin, Chile.

RIVANO, S., SEPÚLVEDA, P., BORIC, R. & ESPÍÑEIRA, D., 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Serie Geología Básica N° 73, 30 p., 1 mapa 1:250.000. Acompaña Informe Inédito 7644. Sernageomin, Chile.

RIVERA, O., 1999. Estudio Geológico Distrital de la Depresión Central-Alta Cordillera entre Rancagua y El Teniente, 33°45' a 34°30' LS, Escala 1:25.000. Informe Final. Inédito, Vicepresidencia de Exploraciones y Asociaciones Mineras, Codelco / Consultorías y Estudios Geológicos CEG Ltda. 5 mapas. 321 p.

RIVERA, O., 2007. Informe Final. Resultados de los Levantamientos Geológicos Distritales en el Cluster Pimentón, V Región, y en el Sector de Paredones al SE del Distrito Teniente, VI Región, Escala 1 : 25.000. Inédito, Codelco-GEX y Exploraciones Mineras Andinas S.A., EMSA, 148 p.

RIVERA, O., 2015. Informe Final. Construcción de modelo de alteración-mineralización para el Distrito El Salvador, orientado a discriminar la ubicación espacial de la Cartera de Proyectos como guía de exploración de nuevas franjas de interés. Inédito GEX-EMSA, 29 p.

RIVERA, O. & BAEZA, L., 2006. Informe Final Proyecto Geodinámico PZN. Avances Hacia un Modelo de Evolución Tectonomagmática y Geodinámica del Norte de Chile – Énfasis en Clústeres Mineralizados entre la 1ª y 3ª Regiones. Inédito, Codelco-GEX y Exploraciones Mineras Andinas S.A., EMSA, 23 p.

RIVERA, O. & CEMBRANO, J., 2000. Modelo de Formación de Cuencas Volcano-Tectónicas en Zonas de Transferencia Oblicuas a la Cadena Andina: El Caso de las Cuencas Oligo-Miocenas de Chile Central y su Relación con Estructuras WNW-NW (33°00' – 34°30' LS). Actas IX Congreso Geológico Chileno, Vol. N°2, Puerto Varas, p. 631-636.

RIVERA, O. & CERDA, A., 2012. Los Pórfidos Cupríferos de Chile Central: Significado de Estructuras Translitosféricas y Anomalías Gravimétricas en la Metalogénesis Andina. Actas XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta.

RIVERA, O., CERDA, A., FAÚNDEZ, P., GARAY, B. & MEZA, A., 2015. Exploración en Zonas Cubiertas en el Sector de Punta del Viento: Depósitos Tipo Pórfido Cuprífero al Oeste del Yacimiento El Salvador, Chile. Actas XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, 5p.

RIVERA, O. & FALCÓN, M.F., 1998. Estudio Geológico Distrital de la División El Teniente de Codelco-Chile, Escala 1:25.000. Informe Final, 108 p, Anexos y Mapas. Inédito, Vicepresidencia de Exploraciones y Asociaciones Mineras, Codelco-Chile / Consultorías y Estudios Geológicos CEG Ltda.

RIVERA, O. & FALCÓN, M.F., 2000. Secuencias de Relleno de Cuencas Volcano-Tectónicas Transversales del Oligo-Mioceno en los Alrededores del Yacimiento El Teniente (33°45'-34°30' LS). Actas IX Congreso Geológico Chileno, Vol. N°1, Puerto Varas, p. 819-823.

RIVERA, O. & MUNSTER, H., 2008. Informe Final. Geología Distrital del Sector Cenicero Escala 1:25.000 y Geología de Detalle del Prospecto Los Helados-Cerro Valentini Escala 1:10.000, Cluster Cenicero, Illapel-Salamanca, IV Región. Inédito, Codelco-GEX y Exploraciones Mineras Andinas S.A., EMSA, 141 p.

RIVERA, O. & YÁÑEZ, G., 2007. Geotectonic Evolution of the Central Chile Oligo-Miocene Volcanic Arc, 33-34°S: Towards a Multidisciplinary Re-interpretation of the Inherited Lithospheric Structures. GEOSUR 2007, Congreso Internacional sobre Geología y Geofísica del Hemisferio Sur, Santiago, Chile. Libro de Resúmenes, p. 138.

RIVERA, O. & YÁÑEZ, G., 2009a. Informe Final Proyecto Geodinámico PZS. Avances hacia un Modelo de Evolución Tectonomagmática y Geodinámica de Chile Central entre los 32° y 35° LS. Inédito, Codelco-GEX y Exploraciones Mineras Andinas S.A., EMSA, 22 p.

RIVERA, O. & YÁÑEZ, G., 2009b. Naturaleza y Rol de Estructuras Translitosféricas en la Evolución del Arco Volcánico Oligo-Mioceno de Chile Central entre los 32° y 34° S. Actas XII Congreso Geológico Chileno. Simposio S9 Tectónica y Deformación Cortical Andina, S9-092, Santiago, 5p.

RIVERA, O., YÁÑEZ, G., BAEZA, L. & COMTE, D., 2006. Complejos Intrusivos del Paleógeno en la Cordillera de Domeyko y su Relación con Zonas Activas de Deformación según Registros de Sismicidad Intraplaca, II Región, Chile. Actas XII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 5p.

RIVERA, O., YÁÑEZ, G., PIQUER, J. & CASTILLO, J.P., 2010. Informe Final. Proyecto Generativo Transversal - Mapa Tectonomagmático de Exploraciones (PGT-MTME): Modelo Geodinámico y Metalogenético Preliminar para la Identificación de Áreas de Interés Exploratorio en la Cordillera de los Andes, Chile. Inédito, Exploraciones Mineras Andinas S.A., EMSA, 80 p.

SALFITY, J.A., 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino. Actas IV Congreso Geológico Chileno, p. 119-127, Antofagasta.

SCHURR, B. & RIETBROCK, A., 2004. Deep seismic structure of the Atacama Basin, northern Chile, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12601, doi:10.1029/2004GL019796.

SEGGIARO, R., 2006. Variaciones estructurales a lo largo del Lineamiento Calama-Olocapato-El Toro en el Noroeste Argentino. Actas XI Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 337-340, Antofagasta.

SELLÉS, D. & GANA, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Serie Geología Básica N° 74, 30 p., 1 mapa 1:100.000. Sernageomin, Chile.

SERNAGEOMIN, 2002. Mapa Geológico de Chile. Serie Geología Básica N°75, 1 mapa en 3 hojas, escala 1:1.000.000. Sernageomin, Chile.

SIBSON, R.H., 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, p. 151-163.

SIBSON, R.H., 2002. Geology of the Crustal Earthquake Source. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Vol. 81A, Cap. 29, p. 455-473.

SILLITOE, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, Vol. 105, p. 3–41.

SKEWES, M. A., ARÉVALO, A., FLOODY, R., ZUÑIGA, P. & STERN, C., 2002. The giant El Teniente breccia deposit: Hypogene copper distribution and emplacement. *SEG Special Publication*, N°9, p. 299-332.

SPALLETTI, L.A. & DALLA SALDA, L.H., 1996. A pull apart volcanic related Tertiary Basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, p. 197-206.

STERN, C., MORENO, H., LOPEZ-ESCOBAR, L., CLAVERO, J., LARA, L., NARANJO, J., PARADA, M.A. & SKEWES, A., 2007. Chilean Volcanoes. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. The Geological Society of London, p. 147–178.

TASSARA, A., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, B09404, doi:10.1029/2005JB003976.

TASSARA, A., 2007. Estructura cortical bajo los andes centrales: compilación, integración, modelamiento y análisis de datos geofísicos. Informe Inédito GCEX-EMSA.

THIELE, R., 1980. Hoja Santiago, escala 1:250.000. *Carta Geológica de Chile* N°39, IIG Chile, 51 p.

UGALDE, H.; YAÑEZ, G. & MUÑOZ, J., 1997. Dominios magnéticos en la Región de los Lagos 39°00'-42°00'S, Chile. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*. Vol. 1, p. 287-290.

VERGARA, M.; CHARRIER, R.; MUNIZAGA, F.; RIVANO, S; SEPÚLVEDA, P.; THIELE, R. & DRAKE, R., 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'-34°35'S). *J. of South Am. Earth Sc.*, Vol. 1, N°2, p. 199-209.

VERGARA, M. & DRAKE, R., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Vol. XXXIV, N°1, p. 42-52.

VERGARA, M.; LÓPEZ, L. & HICKEY-VARGAS, R., 1997a. Geoquímica de las rocas volcánicas miocenas de la Cuenca Intermontana de Parral y Ñuble. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 2, p. 1570-1573.

VERGARA, M.; MORAGA, J. & ZENTILLI, M., 1997b. Evolución termotectónica de la Cuenca Terciaria entre Parral y Chillán: Análisis por trazas de fisión en apatitas. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 2, p. 1574-1578.

WALL, R.; GANA, P. & GUTIÉRREZ, A., 1996. Mapa geológico del Área de San Antonio- Melipilla. Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador Bernardo O'Higgins. *Mapas Geológicos N°2*. Sernageomin.

WALL, R. & LARA, L., 2001. Lavas Las Pataguas: volcanismo alcalino en el antearco andino del Mioceno Inferior, Chile central. *Revista Geológica de Chile*, Vol.28, N°2, p. 243-258.

WALL, R., SELLÉS, D. & GANA, P., 1999. Geología del Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana de Santiago. Serie *Mapas Geológicos N°11*, 1 mapa 1:100.000. Sernageomin, Chile.

YAMADA, T., MORI, J.J., IDE, S., ABERCROMBIE, R., KAWAKATA, H., NAKATANI, M., IIO, Y. & OGASAWARA, H. (2007). Stress drops and radiated seismic energies of micro earthquakes in a South African gold mine. *Journal of Geophysical Research*, B03305, doi:10.1029/2006JB004553, 12p.

YÁÑEZ, G., 2004. Geofísica de la Cordillera de la Costa entre Taltal y Coquimbo en el marco de la Exploración de Depósitos del Tipo Fierro Cobre Oro (IOCG). Inédito CODELCO-GCEX, 133 p., figuras y mapas.

YÁÑEZ, G., 2005. Interpretación Regional de Campo Magnético, Sector Pelambres-Río Blanco. Inédito CODELCO-GCEX, 26 p., figuras y mapas.

YÁÑEZ, G., 2006. Manual de operación para proceso de inversión magnética 3-D. Informe Interno de Codelco.

YÁÑEZ, G., CEMBRANO, J., PARDO, M., RANERO, C. & SELLÉS, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34° S: geodynamic evidence and implication. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 23-38.

YÁÑEZ, G., DÍAZ, D., PARRA, J.C. & RIVERA, O., 2007a. Tectonomagmatic control of giant ore deposits in the subduction factory of the high Andes between 32°-36°S: Magnetotelluric (MT) results. *GEOSUR 2007, Congreso Internacional sobre Geología y Geofísica del Hemisferio Sur*, Santiago, Chile. Libro de Resúmenes, p. 178.

YÁÑEZ, G.; FERNÁNDEZ, R.; GANA, P. & CAPÓ, J., 1997. Resultados preliminares estudio magnetotelúrico en zona anómala de Melipilla, Región Metropolitana, Chile: Implicancias tectónicas y magmáticas. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 3, p. 1729-1735.

YÁÑEZ, G., GANA, P. & FERNÁNDEZ, P., 1998. Sobre el origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, zona central de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 25, No. 2, 175-198.

YÁÑEZ, G., PARDO, M., COMTE, D., RIVERA, O., FARÍAS, M., VERA, E., BAEZA, L. & MONFRET, T., 2007b. Damage zone and the occurrence of world-class porphyry copper deposits in the active margin of Chile: evidences from natural seismicity experiments. *GEOSUR 2007, Congreso Internacional sobre Geología y Geofísica del Hemisferio Sur*, Santiago, Chile. Libro de Resúmenes, p. 176.

YÁÑEZ, G., RANERO, C.R., VON HUENE, R. & DÍAZ, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, p. 6325-6345.

YÁÑEZ, G. & RIVERA, O., 2009. Geophysical Constraints of the Mapocho El Volcán Block (MEV-B), and its Geological Significance. *Actas XII Congreso Geológico Chileno. Simposio S9 Tectónica y Deformación Cortical Andina*, S9-094, Santiago, 4p.

YÁÑEZ, G., RIVERA, O., BAEZA, L. & PIQUER, J., 2009. Informe Final Conjunto de Proyectos Geodinámico PZN y Anillo PZS: Avances en el Conocimiento de los Procesos Tectonomagmáticos que Condicionan la Ocurrencia de Depósitos de Cu Gigantes en los Andes Chilenos. Inédito, Gerencia Corporativa de Exploraciones, GCEX-EMSA, 61 p.

YÁÑEZ, G., RIVERA, O., COMTE, D., PARDO, M., BAEZA, L. & VERA, E., 2008. Damage zone and the occurrence of world-class porphyry copper deposits in the active margin of Chile: Geophysical signatures and tectonomagmatic inferences. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 592-593.

YÁÑEZ, G., VERA, E., TASSARA, A., PIQUER, J. & RIVERA, O., 2007c. Tectonomagmatic control of giant ore deposits in the subduction factory of the high Andes between 32°-36°S (Anillo ACT-18): Gravimetric results. GEOSUR 2007, Congreso Internacional sobre Geología y Geofísica del Hemisferio Sur, Santiago, Chile. Libro de Resúmenes, p. 177.

ANEXO 1

Codigos SIGGE de Unidades Geológicas para Mapas Integrados

ID	CODIGO ORIGINAL	UNIDAD	Cod	CICLO PRELIMINAR	CODIGO GIS	LITOLOGIA	EDAD	REFERENCIA	OBSERVACIONES
381	Pzm	Estratos de El Paico	1	Pz Sup. Complejos Metamorficos	PzSmre	Esquistos con protolito sedimentario y tobáceo, y meta-areniscas qz-feldK	Pz Sup	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
196	Pzch	Complejo Metamorfico del Choapa	1	Pz Sup. Complejos Metamorficos	PzSmreq	filitas, esquistos cuarz-micaceos	paleozoico inferior?	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
334	Pzmv	Complejo Metamorfico Valparaiso	1	Pz Sup. Complejos Metamorficos	PzSmrgs	ortogneises, migmatitas; intercalaciones de esquistos anfibolitas	Paleozoico Superior(Carbonifero-Permico)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
382	PzTrmv	Complejo Metamórfico Valparaiso	1	Pz Sup. Complejos Metamorficos	PzSmrgs	Gneises tonalíticos de bt, gneises porfiroblásticos de microclina y migmatitas	Pz Sup	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
383	Pzp		2	Pz Sup. Complejos Plutonicos	PzSipg	Granitos porfídicos de microclina-bt	Permico Inf	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
1	Pzc	Unidad Cochoa	2	Pz Sup. Complejos Plutonicos	PzSipgd	tonalitas, granodioritas, granitos,....	Paleozoico	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
200	Cc	Unidad Cochiguas	2	Pz Sup. Complejos Plutonicos	PzSipgd	granodioritas y granitos de biotita-muscovita	carbonifero superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
335	Pzmg	Unidad Mirasol	2	Pz Sup. Complejos Plutonicos	PzSipgd	tonalitas-granodioritas y monzogranitos de bt-anf	Paleozoico Superior(Carbonifero-Permico)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
384	Pzmg		2	Pz Sup. Complejos Plutonicos	PzSipgd	Tonalitas y granodioritas de anf-bt	Carbonifero Sup	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
198	CPh(h)	Fm. Huentelauquen(Mm. La Higuera, inf)	3	Pz Sup. Ciclo Sedimentario Marino	PzSsdma	areniscas litico feldK, intercalaciones de lutitas y conglomerados	Paleozoico Superior (Devonico Carbonifero Inferior)	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
199	CPh@	Fm. Huentelauquen(Mm. La Cantera, sup)	3	Pz Sup. Ciclo Sedimentario Marino	PzSsdmcz	calizas, lutitas, calcilutitas	Carbonifero Superior-Permico Inferior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
175	C	Complejo sedimentario Carbonifero	3	Pz Sup. Ciclo Sedimentario Marino	PzSsdml	lutitas y areniscas cuarcíferas	Carbonifero	Thiele, 1980	Hoja Santiago
197	DCa	Fm. Arrayan	3	Pz Sup. Ciclo Sedimentario Marino	PzSsdmb	turbiditas, alt ritmica de lutitas y areniscas con flora y fauna fosil	Paleozoico Superior (Devonico Carbonifero Inferior)	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
395		Zona de Deformación Milonítica	4	Pz-Tr. Unidades Tectonicadas	PzTropmi	Milonitas	Pz-Tr	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
202	PzTrpb(a)	Fm. Pastos Blancos	5	Pz Sup-Tr Inf. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Continental	PzSTRisvda	porfidos riolíticos	Paleozoico Superior-Triasico Inferior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
176	PT		5	Pz Sup-Tr Inf. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Continental	PzSTRivaci	rx volcanicas andesiticas y riolíticas, incluye porfidos rocas asociadas	Permico-Triasico	Thiele, 1980	Hoja Santiago
201	PzTrpb	Fm. Pastos Blancos	5	Pz Sup-Tr Inf. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Continental	PzSTRivcla	lavas riolíticas y andesiticas, tobas y brechas piroclasticas acidas	Paleozoico Superior-Triasico Inferior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
203	Trq	Fm. El Quereo	6	Tr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Trsdttu	lutitas, interc areniscas, conglomerados y areniscas conglomeradicas con fosiles marinos	Triasico Inferior-Medio a Carnico	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
2	Tril	Fm. La Ligua	7	Tr Sup. Ciclo Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TrSvsctu	tobas, brechas, areniscas, fangolitas, conglomerados	Triásico Superior	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
3	Trp	Fm. Pichidangui	8	Tr Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Volcano-Sedimentario Marino-Continental	TrSivmli	lavas andesiticas, daciticas, riolíticas, vs indif, fangolitas, areniscas intercaladas	Triásico Superior(Cárnico-Nórico)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
204	Trp	Fm. Pichidangui	8	Tr Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Volcano-Sedimentario Marino-Continental	TrSivta	brechas, tobas riolíticas, interc basaltos, dep volcanosedimentario	Triasico Superior(Carnico-Nórico)	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
5	Jqp	Fm. Quebrada del Pobre	9	Tr Sup-Jr Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental a Marino	JrIsdmc	conglomerados, aeniscas, fangolitas fofilíferas, tobas	Lias	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
4	Llm	Fm. Los Molles	9	Tr Sup-Jr Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental a Marino	TrSJrIsdta	areniscas, fangolitas fofilíferas, conglomerados, tobas	Triásico Superior-Lias	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo

208	Jmi1	Unidad Millahue(Superunidad Mincha)	10	Tr Sup-Jr Inf. Complejos Plutonicos	JrIlig	monzo a sienogranitos	Jurasico Inferior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
210	Jmi3	Unidad Tranquilla(Superunidad Mincha)	10	Tr Sup-Jr Inf. Complejos Plutonicos	JrIlig	sienogranitos bt-px	Jurasico Inferior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
385	Trca	Dioritas Gneisicas de Cartagena	10	Tr Sup-Jr Inf. Complejos Plutonicos	TrSipf	Granitoides foliados, dioritas gneisicas, anfibolitas, dioritas y gabros	Tr Sup	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
386	TrJtv		10	Tr Sup-Jr Inf. Complejos Plutonicos	TrSJrlipg	Sienogranitos de bt	Tr Sup-Jr Inf	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
6	Ja	Fm.Ajial	11	Jr Inf-Med. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrIMivcla	lavas y depositos piroclasticos acidos a intermedios	Jurásico Inferior a Medio	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
347	Ja	Fm. Ajial	11	Jr Inf-Med. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrIMivcli	lavas andesiticas; interc tobas acidas, areniscas y lutitas	Jurasico Inferior-Medio (Pliem-Aale)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
352	Ja-h	Fms. Ajial, Hrqueta indiferenciada	11	Jr Inf-Med. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrIMvsctu	tufitas conglomeradicas, lavas, tobas y areniscas indiferenciadas	Jurasico Inferior - Medio	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
12	Ji	Fm Ajial, Cerro La Calera y Horqueta	12	Jr Inf-Med. Ciclo Volcano-Sedimentario Continental a Marino-Continental	JrIMvsctu	rocas volcanicas y sedimentaria indiferenciadas	Jurasico Medio	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
205	Jp	Estratos de Pupio	12	Jr Inf-Med. Ciclo Volcano-Sedimentario Continental a Marino-Continental	JrIMvsctu	tufitas, areniscas, lutitas, calizas y volcanitas acidas	Jurasico Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
209	Jmi2	Unidad Puerto Oscuro(Superunidad Mincha)	13	Jr Inf-Med. Complejos Plutonicos	JrIMipd	dioritas cuarciferas px-anf, monzodioritas hip-bt, gabro de px	Jurasico Inferior-Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
346	Jlv(a)	Unidad Laguna Verde	13	Jr Inf-Med. Complejos Plutonicos	JrIMipmgt	migmatitas y zonas de enclaves magmaticos	Jurasico Inferior-Medio	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
394	Jlv(a)	Unidad Laguna Verde	13	Jr Inf-Med. Complejos Plutonicos	JrIMipmgt	Migmatitas y zona de enclaves magmaticos	Jr Inf-Med	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
344	Jlv	Unidad Laguna Verde	13	Jr Inf-Med. Complejos Plutonicos	JrIMmrb	anfibolitas, gneisses anfibolicos, dioritas foliadas y gabros	Jurasico Inferior-Medio	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
10	Jlr	Fm.Cerro Calera, Mm. Los Rodeos	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrMsctcz	calizas	Jurásico Medio a Superior	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
9	Jlc	Fm.Cerro Calera, Mm. La Cruz	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrMsdt	areniscas	Jurásico Medio	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
349	Jc	Fm. Cerro Calera	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrMsdtlu	lutitas, limolitas, areniscas calcareas, conglomerados tufiticos, interc tobas	Jurasico Medio (Aaleniano Superior-Bajociano)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
390	Jc	Fm. Cerro Calera	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrMsdtlu	Lutitas, limolitas, areniscas calcareas, conglomerados tufiticos, interc tobas	Jurasico Medio (Aaleniano Superior-Bajociano)	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
177	Jsrc	Fm. Rio Colina	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrMSscmc	calizas y lutitas fosiliferas; intercalaciones de andesitas	Jurasico Medio-Superior (Caloviano-Oxfordiano)	Thiele, 1980	Hoja Santiago
178	Jsrcy	Fm. Rio Colina	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrMSsqty	yeso	Jurasico Medio-Superior (Caloviano-Oxfordiano)	Thiele, 1980	Hoja Santiago
279		Yeso Principal	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrMSsqty	yeso		Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
427		Yeso Principal	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrMSsqty	Yeso	Jr Med-Sup	Castelli (1999)	Geologia regional Yeso-Libertadores
15	Jsyp	Yeso Principal diapiritico	14	Jr Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	JrSsqty	yeso	Jurasico Superior	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
11	Jh	Fm.Horqueta	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrMSivaci	lavas y depositos piroclasticos acidos a intermedios	Jurásico medio	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
350	Jh	Fm. Horqueta	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrMSivcta	tobas acidas, lavas y tobas andesiticas a rioliticas, areniscas y conglomerados tufiticos rojos	Jurasico Medio-Superior (Batoniano-Titoniano)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
391	Jh	Fm. Horqueta	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrMSivcta	tobas acidas, lavas y tobas andesiticas a rioliticas, areniscas y conglomerados tufiticos rojos	Jurasico Medio-Superior (Batoniano-Titoniano)	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla

206	Jm	Fm. Mostazal	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSivcli	lavas andesíticas y brechas andesíticas; intercalaciones de conglomerados rojos	Jurasico Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
252		Fm. Rio Damas(a)	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSivcli	lavas andesíticas	Jurasico Superior	Castelli et al., 1997	Geología Regional entre ríos Maipo y Yeso; Cerro Catedral
253	b	Fm. Rio Damas(b)	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdca	areniscas rojas	Jurasico Superior	Castelli et al., 1997	Geología Regional entre ríos Maipo y Yeso; Cerro Catedral
13	Jt	Fm.Tordillo	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdcc	conglomerados, areniscas rojas, lentes yeso diapírico	Jurasico Superior	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
14	Jrd	Fm.Rio Damas	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdcc	conglomerados, areniscas rojas	Jurasico Superior	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
179	Jsrd	Fm. Rio Damas	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdcc	conglomerados rojos, lutitas y areniscas con intercalaciones de brechas volcánicas andesíticas	Jurasico Superior (Kimmeridgiano-Titoniano)	Thiele, 1980	Hoja Santiago
207	Jt	Fm. Tordillo	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdcc	conglomerados y areniscas rojas, yeso	Jurasico Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
251		Fm. Rio Damas	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdcc	conglomerados	Jurasico Superior	Castelli et al., 1997	Geología Regional entre ríos Maipo y Yeso; Cerro Catedral
274		Fm. Rio Damas	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdcc	conglomerados, areniscas y limolitas	Jurasico Superior	Castelli et al., 1997	Geología Regional entre ríos Maipo y Yeso; Cerro Catedral
316		Fm. Rio Damas	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdcc	conglomerados y areniscas rojas con restos vegetales fosiles	Jurasico Superior	Castelli e Iriarte, 2001	Geología Regional entre Andina y Pelambres
422		Fm. Rio Damas	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSsdcc	Conglomerados, areniscas y limolitas	Jr Sup	Castelli (1999)	Geología regional Yeso-Libertadores
112	Jsc	Fm. Rio Damas	15	Jr Med-Sup. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	JrSvctu	indiferenciada	Kimmeridgiano	Zapata, 1993	Memoria titulo
392	JKp		16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSihan	Porfidos andesíticos de anf	Jr-K (?)	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
43	Jmi2	Unidad Puerto Oscuro(Superunidad Mincha)?	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipd	dioritas cuarcíferas de pxy/o anf, monzodioritas de hipersteno y bt, gabros de px y ol	Jurasico Medio-Superior(152-171 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
343	Js	Unidad Sauce	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipd	dioritas cuarcíferas de px-hb-b	Jurasico Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
336	Jll	Unidad Lliu-Lliu	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipg	monzogranitos de bt-anf	Jurasico Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
338	Jlg	Unidad Limache	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipg	monzogranitos de anf-bt	Jurasico Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
341	Jpg	Unidad Peñuelas	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipg	granitos hb-bt	Jurasico Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
340	Jpgb	Unidad Peñuelas	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgb	gabros de hb	Jurasico Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
393	JKgb		16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgb	Gabros y hornblenditas de px	Jr-K (?)	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
45	Jmi4	Unidad Puerto Oscuro(Superunidad Mincha)?	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgd	granodioritas y tonalitas	Jurasico Medio-Superior(137-170 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
211	Jmi4	Unidad Cavilolen(Superunidad Mincha)	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgd	granodioritas y tonalitas bt-hb	Jurasico Medio-Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
337	Jllg	Unidad Lliu-Lliu	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgd	leucotonalitas	Jurasico Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
339	Jllf	Unidad Limache	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgd	tonalitas anf-bt	Jurasico Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
342	Jp	Unidad Peñuelas	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgd	tonalitas de hb-bt	Jurasico Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
387	Jlt	Unidad Limache	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgd	Tonalitas y granodioritas de anf-bt	Jr Med-Sup	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
388	Jpg	Unidad Peñuelas	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipgd	Granodioritas de hb-bt	Jr Med-Sup	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla

389	Jp	Unidad Peñuelas	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipmd	Monzodioritas cuarcíferas, tonalitas de hb-bt	Jr Med-Sup	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
44	Jmi3	Unidad Tranquila(Superunidad Mincha)	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSipsn	sienogranitos y sienitas cuarcíferas		Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
345	Jll(a)	Unidad Lliu-Lliu	16	Jr Med-Sup. Complejos Plutonicos y Porfidos	JrMSmcic	intrusivos cornificados	Jurascico Medio a Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
7	Ja(a)	Fm. Ajial	17	Jr. Unidades Cornificadas	JrIMm?	rocas metamorficas indiferenciadas	Jurásico Inferior a Medio	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
348	Ja(a)	Fm. Ajial	17	Jr. Unidades Cornificadas	JrIMmcb	lavas andesiticas cornificadas	Jurascico Inferior-Medio (Pliem-Aale)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
353	Ja-h(a)	Fms. Ajial, Horqueta indiferenciada	17	Jr. Unidades Cornificadas	JrIMmcb	secuencia cornificada		Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
351	Jh(a)	Fm. Horqueta	17	Jr. Unidades Cornificadas	JrMSmcb	secuencia cornificada	Jurascico Medio-Superior (Batoniano-Titoniano)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
113	Jsm	Fm. Baños del Flaco	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscmc	calizas	Titoniano-Neocomiano	Zapata, 1993	Memoria titulo
180	Kilv	Fm. Lo Valdes	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscmc	calizas, lutitas, areniscas fosilif; intercalaciones andesitas y yeso	Jurascico Superior-Cretacico Inferior (Titoniano-Neocomiano)	Thiele, 1980	Hoja Santiago
254		Fm. Lo Valdes	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscmc	calizas fosilíferas, areniscas, lutitas, conglomerados; intercalaciones volcanicas andesiticas	Titoniano-Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
17	Ksj	Fm. San José	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscmca	calcarenitas fosilíferas, calcilutitas, brechas calcareas y yeso	Titoniano-Hauteriviano Inferior	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
275		Fm. Lo Valdes	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscmcz	calizas fosilíferas, areniscas, lutitas	Titoniano-Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
284		Fm. Lo Valdes	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscmcz	calizas, limolitas calcareas, arcilolitas y areniscas	Titoniano-Neocomiano	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
317		Fm. Lo Valdes	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscmcz	calizas fosilíferas, areniscas, lutitas	Titoniano-Neocomiano	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
423		Fm. Lo Valdes	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscmcz	Calizas fosilíferas, areniscas y lutitas	Titoniano-Neocomiano	Castelli (1999)	Geologia regional Yeso-Libertadores
260		Yeso	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscqy	yeso	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
280		Yeso Neocomiano	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscqy	yeso		Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
428		Yeso Neocomiano	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	JrSKlscqy	Yeso	K Inf	Castelli (1999)	Geologia regional Yeso-Libertadores
62	Kilp	Fm. Lo Prado	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Kliviml	lavas andesiticas, daciticas, tobas, brechas volcanicas; intercalaciones marinas	Cretacico Inferior (Berrasiano)	Gana et al.1999	Hoja TITiI-Santiago
397	Klpm	Fm. Lo Prado. Mm Medio	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klivmiv	Lavas andesiticas, lavas daciticas y rioliticas subordinadas, lavas berchosas y tobas andesiticas y rioliticas	Neocomiano	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
21	Kp	Fm. Lo Prado	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klivmli	lavas< andesiticas y brechas volcanicas	Cretácico Inferior(Neocomiano)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
64	Klp©	Fm. Lo Prado	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	KlMcb	rocas córneas(metandesitas)		Gana et al.1999	Hoja TITiI-Santiago
63	Klp(a)	Fm. Lo Prado	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klscmc	calizas fosilíferas		Gana et al.1999	Hoja TITiI-Santiago
16	Kal	Estratos Rio Alitre	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klscmca	calcarenitas fosilíferas cataclastica	Neocomiano	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
213	Krt	Fm. Rio Tascadero	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klscmcl	lutitas calcareas, calcarenitas, calciruditas, coquinas y areniscas	Cretacico Inferior (Berrasiano Superior-Hauteriviano)	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel

212	Kal	Estratos Rio Alitre	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klscmcz	calizas fosilíferas, brechas calcáreas	Neocomiano	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
354	Klp	Fm. Lo Prado	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klscmcz	calizas, lutitas y areniscas calcáreas fosilíferas; interc lavas tobas andesíticas riolíticas	Neocomiano(Berriasiano-Hauteriviano)	Gana et al., 1996	Mapa geológico Valparaíso Curacaví
396	Klps	Fm. Lo Prado. Mm Superior	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klscmcz	Calizas fosilíferas, areniscas conglomerádicas, intercalaciones de lavas andesíticas a dacíticas	Neocomiano	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
398	Klpi	Fm. Lo Prado. Mm Inferior	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klscdma	Areniscas, areniscas calcáreas fosilíferas, calcilitas y conglomerados	Neocomiano	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
22	Kp(a)	Fm. Lo Prado	18	Jr Sup-K Inf. Ciclo Sedimentario y Volcanico Marino	Klscim	intercalaciones sedimentarias fosilíferas marinas	Cretácico Inferior(Neocomiano)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
214	Ka	Fm. Arqueros	19	K Inf-Medio. Ciclo Volcanico y Sedimentario Marino-Continental	Klscvli	lavas y brechas andesíticas, aglomerados	Neocomiano	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
216	Klp	Fm. Pelambres	19	K Inf-Medio. Ciclo Volcanico y Sedimentario Marino-Continental	Klscvli	lavas, brechas y aglomerados andesíticos, intercalaciones de calcarenitas fosilíferas	Neocomiano	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
19	Klp	Fm.Los Pelambres	19	K Inf-Medio. Ciclo Volcanico y Sedimentario Marino-Continental	Klscvli	lavas andesíticas, tobas, volcarenitas y conglomerados	Neocomiano-Tunoniano	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
20	Klpa	Fm.Los Pelambres	19	K Inf-Medio. Ciclo Volcanico y Sedimentario Marino-Continental	Klscmca	calcarenitas fosilíferas	Neocomiano-Tunoniano	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
314		Fm. Pelambres	19	K Inf-Medio. Ciclo Volcanico y Sedimentario Marino-Continental	Klscvli	areniscas rojas, limolitas, calizas fosilíferas, yeso	Cretácico Inferior-Medio	Castelli e Iriarte, 2001	Geología Regional entre Andina y Pelambres
312		Fm. Pelambres	19	K Inf-Medio. Ciclo Volcanico y Sedimentario Marino-Continental	Klscvli	conglomerados, intercalaciones de calizas	Cretácico Inferior-Medio	Castelli e Iriarte, 2001	Geología Regional entre Andina y Pelambres
313		Fm. Pelambres	19	K Inf-Medio. Ciclo Volcanico y Sedimentario Marino-Continental	Klscvli	brechas, tobas, areniscas, lavas andesíticas	Cretácico Inferior-Medio	Castelli e Iriarte, 2001	Geología Regional entre Andina y Pelambres
215	Ka(a)	Fm. Arqueros	19	K Inf-Medio. Ciclo Volcanico y Sedimentario Marino-Continental	Klscvli	lentes de calizas fosilíferas en lavas	Neocomiano	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
224	Ki1(b)	Unidad Chalinga	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	porfidos dacíticos	Cretácico Inferior-Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
50	Ki1(b)	Unidad Chalinga(Superunidad Illapel)	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	brechas de magnetita		Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
49	Ki1(a)	Unidad Chalinga(Superunidad Illapel)	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	dioritas y metaandesitas de contacto		Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
46	Kich	Unidad Chagres(Superunidad Illapel)	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	sienogranitos	Cretácico Inferior-Medio	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
223	Ki1(a)	Unidad Chalinga	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	gabros	Cretácico Inferior-Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
48	Ki1	Unidad Chalinga(Superunidad Illapel)	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	grandioritas y dioritas cuarcíferas	Cretácico Inferior-Medio(144-83 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
222	Ki1	Unidad Chalinga	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	grandioritas y dioritas cuarcíferas	Cretácico Inferior-Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
225	Ki2	Unidad Limahuida	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	grandioritas con fracturamiento penetrativo, subvertical, paralelo	Cretácico Inferior-Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
47	Kiqh	Unidad Quebrada Herrera(Superunidad Illapel)	20	K Inf-Medio. Complejos Plutónicos y Porfidos	Klscvli	monzonitas	Cretácico Inferior-Medio	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
255		Fm. Colimapu (indiferenciado)	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	Klscvli	indiferenciado	Aptiano-Albiano	Castelli et al., 1997	Geología Regional entre ríos Maipo y Yeso; Cerro Catedral
65	Kivn(o)	Fm.Veta Negra(Mm.Ocoa)	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	Klscvli	lavas andesíticas, andesítico-basálticas, basálticas de piroxeno, olivino, anfíbola	Cretácico Medio (Barremiano-Aptiano)	Gana et al.1999	Hoja TITIT-Santiago
71	Kilc(b)	Fm. Las Chilcas	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	Klscvli	lavas basálticas y andesítico-basálticas	Cretácico Medio(Aptiano-Albiano)	Gana et al.1999	Hoja TITIT-Santiago
358	Kvno	Fm. Veta Negra (Mm. Ocoa, sup)	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	Klscvli	lavas andesíticas, andesítico-basálticas, basálticas y ocoitas	Cretácico Medio (Barremiano-Aptiano)	Gana et al., 1996	Mapa geológico Valparaíso Curacaví

23	Kvno	Fm. Veta Negra, Mm. Ocoa	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMivcii	lavas porfiríticas andesíticas (ocoitas) con intercalaciones volcarenitas?	Cretácico Inferior (Neocomiano)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
24	Kvnp	Fm. Veta Negra, Mm. Purehue	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMivcii	lavas andesíticas y brechas, intercalaciones calcáreas en la base	Cretácico Medio (Barremiano)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
67	Kivn(p)	Fm. Veta Negra (Mm. Purehue)	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMivcii	lavas andesíticas afaníticas, porfíd, parte ocoíticas; tobas andesítico-dacíticas	Cretácico Medio (Barremiano-Aptiano)	Gana et al. 1999	Hoja TITil-Santiago
220	Kqm(q)	Fm. Quebrada Marquesa (Mm. Quelin)	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMivcii	lavas, brechas y aglomerados andesíticos	Cretácico Medio (Barremiano-Albiano)	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
257		Fm. Colimapu (volcanico)	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMivcii	lavas andesíticas, brechas y tobas andesíticas	Aptiano-Albiano	Castelli et al., 1997	Geología Regional entre ríos Maipo y Yeso; Cerro Catedral
356	Kvnp	Fm. Veta Negra (Mm. Purehue, inf)	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMivcii	lavas andesíticas; interc. Tobas, andesitas ocoíticas, fangolitas, conglomerados rojos	Cretácico Medio (Barremiano-Aptiano)	Gana et al., 1996	Mapa geológico Valparaíso Curacaví
400	Kvn	Fm. Veta Negra	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMivcii	Andesitas ocoíticas, lavas andesíticas porfíricas y afaníticas, intercalaciones sedimentarias subordinadas	Barremiano-Aptiano	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
114		Toba Blanca	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMivcta	toba riolítica desvitrificada	Albiano (104 Ma)	Zapata, 1993	Memoria título
26	Klc(a)	Fm. Las Chilcas	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMscld	calcilitas, margas, calizas-estromatolíticas	Cretácico Medio (Barremiano-Tunoniano)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
70	Klca(a)	Fm. Las Chilcas	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	Kmscmc	calizas marinas	Cretácico Medio (Aptiano-Albiano)	Gana et al. 1999	Hoja TITil-Santiago
181	Kic	Fm. Colimapu	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdc	areniscas, lutitas, conglomerados; intercalaciones andesíticas y calizas	Cretácico Medio (Aptiano-Albiano)	Thiele, 1980	Hoja Santiago
25	Klc	Fm. Las Chilcas	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdcc	brechas, conglomerados, diamictitas, volcarenitas... y tobas?	Cretácico Medio (Barremiano-Tunoniano)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
69	Kilc	Fm. Las Chilcas	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdcc	conglomerados, areniscas (restos vegetales) y tobas dacítico-riolíticas, interc. andesítico basálticas basales	Cretácico Medio (Aptiano-Albiano)	Gana et al. 1999	Hoja TITil-Santiago
217	Klc	Fm. Las Chilcas	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdcc	conglomerados rojos	Cretácico Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
276		Fm. Colimapu	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdcc	conglomerados, areniscas y arcillolitas	Cretácico Medio	Castelli et al., 1997	Geología Regional entre ríos Maipo y Yeso; Cerro Catedral
285		Fm. Colimapu	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdcc	conglomerados, areniscas y arcillolitas	Cretácico medio	Castelli y Lara, 1999	Geología Regional Andina-Río Colorado
318		Fm. Colimapu	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdcc	conglomerados, areniscas y arcillolitas	Cretácico Medio	Castelli e Iriarte, 2001	Geología Regional entre Andina y Pelambres
424		Fm. Colimapu	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdcc	Conglomerados, areniscas y arcillolitas	K Med	Castelli (1999)	Geología regional Yeso-Libertadores
256		Fm. Colimapu (sedimentario)	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdl	areniscas, lutitas rojas, conglomerados c/matriz arenosa; intercalaciones de rx piroclásticas, lavas andesíticas y calizas	Aptiano-Albiano	Castelli et al., 1997	Geología Regional entre ríos Maipo y Yeso; Cerro Catedral
221	Kp	Fm. Pucalume	21	K Med. Ciclo Sedimentario y Volcanico Continental	KMsdlu	lutitas, areniscas y conglomerados, lutitas calcáreas	Cretácico Medio (Barremiano-Albiano)	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
18	Kicr	Fm. Cristo Redentor	22	K Med. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Kmscta	areniscas calcáreas rojas, lentes de yeso, conglomerados rojos y niveles calcáreos	haueteriviano Superior?-Barremiano?	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
218	Kqm@	Fm. Quebrada Marquesa (Mm. El Espino)	22	K Med. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Kmscta	areniscas, conglomerados, margas, calizas estromatolíticas	Cretácico Medio (Barremiano-Albiano)	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel

219	Kqm(y)	Fm. Quebrada Marquesa(Mm. El Espino)	22	K Med. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	KMstqy	yeso	Cretacico Medio (Barremiano-Albiano)	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Ilapel
79	Kdp	Intrusivos hipabisales	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMihad	stock porfido andesitico y dacitico-andesitico	Cretacico Medio	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
66	Kivn(o)a	Fm.Veta Negra(Ocoa intrusivo)	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMihan			Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
78	Kpo	Intrusivos hipabisales	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMihan	stocks y filones porfidos basalticos y andesitico-ociticos	Cretacico Medio	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
362	Kdp	Unidad La Dormida	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMihan	porfido andesitico de hb-bt	Cretacico Medio	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
404	Kdp	Unidad La Dormida	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMihdr	Porfidos dioriticos a grandioriticos	K Med	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
77	Kgf	Intrusivos hipabisales	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMihmz	filones y stocks monzoniticos a graniticos	Cretacico Medio	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
74	Kmd(a)	Granitoides del cordon Caleu alto de Lipangue	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipap	cuerpos felsicos apticos	Cretacico Medio	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
402	Kb	Unidad La Dormida	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipbx	Brechas magmaticas con clastos graniticos	K Med	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
73	Kmd	Granitoides del cordon Caleu alto de Lipangue	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipd	dioritas cuarcíferas a monzonitas cuarcíferas	Cretacico Medio (Cenomaniano)	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
72	Kdg	Granitoides del cordon Caleu alto de Lipangue	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipgb	gabros de hipersteno-clinopiroxeno	Cretacico Medio (Cenomaniano)	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
363	Kdg	Unidad La Dormida	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipgb	gabros px y dioritas hb-px	Cretacico Medio	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
405	Kdg	Unidad La Dormida	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipgb	Gabros, dioritas hb-px, dioritas cuarcíferas de hb-bt	K Med	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
75	Kdgt	Granitoides del cordon Caleu alto de Lipangue	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipgd	granodioritas a tonalitas	Cretacico Medio	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
360	Kdgt	Unidad La Dormida	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipgd	Granodioritas de anf-bt-px	Cretacico Medio	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
361	Kdga	Unidad La Dormida	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipgd	Granodiorita de anf-bt	Cretacico Medio	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
364	Kp	Unidad Puangue	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipgd	granodioritas anf-bt	Cretacico Medio	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
403	Kgdt	Unidad La Dormida	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipgd	Granodioritas y tonalitas anf-bt-px	K Med	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
68	Kicb	Pluton Cerro Bandera	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipmd	mozodiorita a dioritas	Cretacico Medio (121 Ma)	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
76	Kdga	Granitoides del cordon Caleu alto de Lipangue	23	K Med. Complejos Plutonicos y Porfidos	KMipmd	monzonitas, monzodioriticas cuarcíferas	Cretacico Medio	Gana et al.1999	Hoja TITil-Santiago
355	Klp(a)	Fm. Lo Prado	24	K Inf-Med. Unidades Cornificadas	KImcci	corneanas indiferenciadas	Neocomiano(Berriasiano-Hauteriviano)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
399	Klp(a)	Fm. Lo Prado. Mm Inferior	24	K Inf-Med. Unidades Cornificadas	KImcci	Corneanas indiferenciadas	Neocomiano	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
357	Kvnp(a)	Fm. Veta Negra (Mm. Purehue, inf)	24	K Inf-Med. Unidades Cornificadas	KImcbb	secuencia volcanica cornificada	Cretacico Medio (Barremiano-Aptiano)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
27	Klc(b)	Fm. Las Chilcas	24	K Inf-Med. Unidades Cornificadas	KMmcmr	marmoles	Cretacico Medio (Barremiano-Tunoniano)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
359	Kqm	Estratos de la Quebrada Municipalidad	25	K Sup. Ciclo Sedimentario Marino	KSsdmc	conglomerados y areniscas fosilíferas	Cretacico Superior(Campaniano Sup-Maastrech)	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
401	Kph	Estratos Horcón de Piedra	26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	KMSivcta	Lavas y tobas rioliticas-daciticas, intercalaciones de lavas andesiticas	K Med-Sup (?)	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
227	Kv(m)	Fm. Viñita(Mm. Rio Manque)	26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	KSivccl	lavas andesiticas y daciticas, brechas volcanicas, interc. Conglomerados y volcarenitas	Cretacico Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Ilapel

315		Fm. Salamanca	26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	KSivcli	lavas andesiticas y andesito-basalticas, intercalaciones de tobas piroclasticas y niveles sedimentarios	Cretacico Superior	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
81	KSiv(2)	Fm. Lo Valle	26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	KSivcta	tobas daciticas, rioliticas, tobas lapilli y brechas piroclasticas andesiticas	Cretacico Superior	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
80	KSiv(1)	Fm. Lo Valle	26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	KSsdcc	conglomerados y areniscas con flora fosil; intercalaciones de toas rioliticas	Cretacico Superior (Maastrech)	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
115	Ks	Unidad Clasica Café Rojiza	26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	KSsdcc	conglomerados, brechas conglomeradicas	Santoniano-Campaniano	Zapata, 1993	Memoria titulo
226	Kv(v)	Fm. Viñita (Mm. Sta. Virginia)	26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	KSsdcc	conglomerados y areniscas rojas	Cretacico Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
28	Ks	Fm.Salamanca	26	K Sup-Paleoceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal y Sedimentario Continental	KSTiPivcli	lavas andesiticas y daciticas, brechas volcanicas y tobas	Cretácico Superior-Paleoceno	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
52	KTsl	Unidad San Lorenzo(Suerunidad Río Chicharra)	27	K Sup-Paleoceno Inf. Complejos Plutonicos y Porfidos	KSTiPihan	porfidos andesiticos y dioriticos	Cretacico Superior-Terciario Inferior (76-83 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
228	KTsl	Unidad San Lorenzo(Superunidad Cogoti)	27	K Sup-Paleoceno Inf. Complejos Plutonicos y Porfidos	KSTiPihan	porfidos andesiticos y daciticos	Cretacico Superior-Paeloceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
83	PEhb*	Intrusivos hipabisales	27	K Sup-Paleoceno Inf. Complejos Plutonicos y Porfidos	KSTiPihb	stocks basalticos de px y ol	Paleoceno-Eoceno(64 Ma)	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
230	KTc1	Unidad Fredes(Superunidad Cogoti)	27	K Sup-Paleoceno Inf. Complejos Plutonicos y Porfidos	KSTiPipd	dioritas a monzodioritas y granodioritas	Cretacico Superior-Paeloceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
51	Kilc	Unidad La Campana(Superunidad Illapel)	27	K Sup-Paleoceno Inf. Complejos Plutonicos y Porfidos	KSTiPipgb	gabros y dioritas	Cretacico Superior-Terciario Inferior (66 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
231	KTc1(a)	Unidad Fredes(Superunidad Cogoti)	27	K Sup-Paleoceno Inf. Complejos Plutonicos y Porfidos	KSTiPipgb	gabros	Cretacico Superior-Paeloceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
324		Diorita	28	Paleoceno Sup-Eoceno Med. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiEipd	Diorita	53 Ma	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
82	PEha*	Intrusivos hipabisales	28	Paleoceno Sup-Eoceno Med. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiEiisvac	domo dacitico de biotita, stocks basalticos dfe px y ol	Paleoceno-Eoceno(64-53 Ma)	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
229	KTc2	Unidad Nogalada(Superunidad Cogoti)	28	Paleoceno Sup-Eoceno Med. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiEMipd	sieno y monzogranitos	Eoceno Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
232	KTc1(b)	Unidad Fredes(Superunidad Cogoti)	28	Paleoceno Sup-Eoceno Med. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiEMipd	dioritas a monzodioritas	Eoceno Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
53	KTcl	Unidad Fredes(Superunidad Río Chicharra)	28	Paleoceno Sup-Eoceno Med. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiPEMipd	dioritas, granodioritas, tonalitas, monzodioritas	Paleoceno-Eoceno Medio (44-63 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
54	KTcl(a)	Unidad Fredes(Superunidad Río Chicharra)	28	Paleoceno Sup-Eoceno Med. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiPEMipgd	gabros		Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
233	Tlc	Fm. Los Elquinos	29	Eoceno Med. Ciclo Volcanico Continental	TiEMivcli	lavas andesiticas, basalticas, tobas y brechas andesiticas	Eoceno Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
365	Ta	Estratos de Algarrobo	30	Eoceno Med-Sup. Ciclo Sedimentario Marino	TiEMSsdmc	conglomerados finos fosiliferos y areniscas	Eoceno Medio-Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
117	Tiv(2)	Fm. Coya Machali(Mm. Inferior, sector E)	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiESMivcta	tobas rioliticas flujo piroclastico	Eoceno superior-Oligoceno Inferior (20-38 Ma)	Zapata, 1993	Memoria titulo

119	Tis(2)	Fm. Coya Machali(Mm. Superior, sector E)	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIESMIivciba	brechas volcanicas	Eoceno superior-Oligoceno Inferior (20-38 Ma)	Zapata, 1993	Memoria titulo
118	Tis(1)	Fm. Coya Machali(Mm. Superior, sector E)	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIESMIsdca	areniscas rojas y areniscas conglomeradicas	Eoceno superior-Oligoceno Inferior (20-38 Ma)	Zapata, 1993	Memoria titulo
116	Tiv(1)	Fm. Coya Machali(Mm. Inferior, sector E)	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIESMlvctu	tufitas, tobas y basaltos	Eoceno superior-Oligoceno Inferior (20-38 Ma)	Zapata, 1993	Memoria titulo
120	Tov	Fm. Coya Machali(sector W)	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIESMlvctu	tufitas		Zapata, 1993	Memoria titulo
84	OiMa	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcli	lavas andesiticas a basalticas; intercalaciones de tobas brchosas soldadas y rx sedimentarias	Eoceno Superior-Mioceno Inferior (20-28 Ma)	Gana et al.1999	Hoja TITII-Santiago
129	TOMa2	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcli	flujos de lavas y brechas volcanicas andesiticas	Oligoceno Superior-Mioceno Inferior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
182	KsTia	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcli	andesitas, riolitas; intercalaciones sedimentarias contienntales	Cretacico Superior-Oligoceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
258		Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcli	lavas andesiticas, brechas y tobas de cristales	Eocenop Superior-Mioceno Inferior	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
277		Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcli	andesitas y niveles sedimentarios(superior)	Mioceno Inferior-Medio	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
286		Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcli	andesitas	Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (29-20Ma)	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
319		Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcli	Lavas andesiticas con intercalaciones volcanosedimentarias y tobas de flujo piroclastico superiores	Oligocel Superior-Mioceno Inferior	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
425		Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcli	Andesitas y niveles sedimentarios superiores	Mioceno Inf-Med	Castelli (1999)	Geologia regional Yeso-Libertadores
85	OiMa1a	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcta	tobas vitreas rio-daciticas soldadas	Eoceno Superior-Mioceno Inferior	Gana et al.1999	Hoja TITII-Santiago
128	TOMa3	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TiOMivcta	flujos piroclasticos	Oligoceno Superior-Mioceno Inferior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente

87	OIMa1c	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMivta	tobas cineriticas acidas-subacidas, flora fosil	Eoceno Superior-Mioceno Inferior	Gana et al.1999	Hoja TITiI-Santiago
130	TOMa1	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMsdcc	depositos sedimentarios	Oligoceno Superior-Mioceno Inferior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
86	OIMa1b	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMsdcl	limolitas y areniscas tobaceas, conglomerados fluviales y tobas subacuaticas	Eoceno Superior-Mioceno Inferior	Gana et al.1999	Hoja TITiI-Santiago
184	Tsc		31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMsdcl	lutitas, areniscas, conglomerados;intecalaciones tobas y lavas andesiticas	Oligoceno-Mioceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
183	Kstia(dl)	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMsdll	depositos lagunares	Cretacico Superior-Oligoceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
88	OIMa2	Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMvsctu	brchas epiclasticas finas, conglomerados, areniscas volcanoclasticas	Eoceno Superior-Mioceno Inferior	Gana et al.1999	Hoja TITiI-Santiago
287		Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMvsctu	volcanosedimenatrio	Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (29-20Ma)	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
297		Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMvsctu			Castelli	Integrado 1:250.000
301		Fm. Abanico	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TIOMvsctu			Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
135	TMCM1	Fm. Coya Machali	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMIMivcli	flujos de lavas intermedias a basicas	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
134	TMCM2	Fm. Coya Machali	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMIMivcta	flujos piroclasticos	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
132	TMCM4	Fm. Coya Machali	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMIMsdll	depositos sedimentarios lacustres	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
131	TMCM5	Fm. Coya Machali	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMIMvsctu	indiferenciada	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
133	TMCM3	Fm. Coya Machali	31	Eoceno Sup-Mioceno Inf. Ciclo Volcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMIMvsctu	dep. volcanoclasticos resediemntados	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente

332		Porfido dacitico	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiMiMhd	Porfido dacitico	19.2 Ma	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
234	Trj	Unidad Maiten Junquillo	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOipd	leucodioritas	Oligoceno Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
235	Trg1	Unidda Rio Las Cuevas	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOipg	monzogranitos a granodioritas	Oligoceno Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
236	Trg2	Unidad El Polvo	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOipgb	gabros y dioritas	Oligoceno Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
92	OIMhd	Intrusivos hipabisales	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOMihan	andesitas, andesitas basalticas, dacitas de 2 px	Eoceno-Mioceno Inferior (20-22 Ma)	Gana et al.1999	Hoja TiTil-Santiago
125	Tpa	Intrusivos hipabisales	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOMihan	porfido andesitico de anfibola		Zapata, 1993	Memoria titulo
90	OIMhb	Intrusivos hipabisales	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOMihb	basaltos de ol, andesitas basalticas px y ol	Eoceno-Mioceno Inferior	Gana et al.1999	Hoja TiTil-Santiago
91	OIMhc	Intrusivos hipabisales	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOMihd	dioritas y dioritas cuarciferas de px y anf	Eoceno-Mioceno Inferior	Gana et al.1999	Hoja TiTil-Santiago
126	Tdf	Intrusivos hipabisales	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOMihdt	microdacita fluidal		Zapata, 1993	Memoria titulo
89	OIMha	Intrusivos hipabisales	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOMihgb	gabros de px y ol, y dioritas de px	Eoceno-Mioceno Inferior (19-34 Ma)	Gana et al.1999	Hoja TiTil-Santiago
127	Tgb	Intrusivos hipabisales	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TiOMihgbc	gabro px y ol		Zapata, 1993	Memoria titulo
58	Tch2	Unidda Portezuelo del Azufre(Superunidad Rio Chicharra)	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMihgn	porfidos cuarzo feldespaticos	Mioceno (17-20 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
55	Oih	Intrusivos hipabisales y cuellos volcánicos basálticos	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMih*	Intrusivos hipabisales y cuellos volcánicos basálticos (Superunidad Rio Chicharra)	Mioceno Inferior(19-22 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
93	Mh	Intrusivos hipabisales andesiticos y daciticos	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMiian	stocks y diques andesiticos a daciticos de anfibola (adaquitas)	Mioceno Inferior	Gana et al.1999	Hoja TiTil-Santiago
56	Tpd	Intrusivos riodacíticos	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMisva	intrusivos riodaciticos	Mioceno inferior(18.4 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
151	TMimi4	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Inferior-Medio	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TSMiian	porfido andesitico	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
150	TMimi3	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Inferior-Medio	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TSMiMhd	porfido dacitico	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
152	TMimi5	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Inferior-Medio	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TSMiMhdr	porfido dioritico	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
329		Dacita	32 Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMihdt	Dacita	Post Abanico	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres

149	TMimi2	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Inferior-Medio	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TSMIMihg	porfido granitico	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
148	TMimi1	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Inferior-Medio	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TSMIMihr	porfido riolitico	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
155	TMimi8	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Inferior-Medio	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TSMIMipd	dioritas	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
154	TMimi7	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Inferior-Medio	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TSMIMipg	granitos y granodioritas	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
327		Granitos	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipg	Granitos	post Abanico	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
290		Granodiorita	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipgd	granodioritas Yerba Loca, La Obra	Mioceno Inferior-Medio	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
299		Granodioritas	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipgd	Granodioritas		Castelli	Integrado 1:250.000
304		Granodiorita	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipgd	Granodiorita		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
326		Facies tonalitica	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipgd	Facies tonalitica		Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
328		Granodiorita	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipgd	Granodiorita	16-18 Ma	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
153	TMimi6	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Inferior-Medio	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TSMIMipm	monzonita	Mioceno Inferior-Medio	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
305		Monzonita	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipm	Monzonita		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
325		Monzonita	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipmd	Monzonita	14-15 Ma	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
303		Sienita	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMIMipsn	Sienita		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
57	Tch1	Unidad Rio Co Blanco (Superunidad Rio Chicharra)	32	Oligoceno-Mioceno Inf. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMipmd	monzodioritas	Mioceno (15-20 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
321		Fm. Farellones(lavca-piroclastica)	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMivciv	Lavas andesiticas y andesito-basalticas y tobas rioliticas	Mioceno Inferior	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
320		Fm. Farellones(piroclastica)	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMivcta	Tobas rioliticas de flujo piroclastico	Mioceno Inferior	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
406	Tlp	Lavas Las Pataguas	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMIMivclb	Lavas andesito-basalticas de o-px	Mioceno Inf-Med	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla

95	Mf	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMivcli	lavas andesítico-basálticas	Mioceno Inferior-Medio (10-20 Ma)	Gana et al.1999	Hoja TITII-Santiago
238	Tfb	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMivcli	lavas andesíticas, dacíticas y basálticas, brechas piroclásticas,areniscas, lutitas y conglomerados rojos subordinados	Mioceno Inferior-Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
237	Tfa	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMivcta	ignimbritas y tobas riolíticas	Mioceno Inferior-Medio	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
94	Md	Diques y domos dacíticos	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMisva	diques y domos vitreos dacíticos	Mioceno Medio (14 Ma)	Gana et al.1999	Hoja TITII-Santiago
188	Tscpd	Fm. Colorado La Parva	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMisva	dacitas	Plioceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
189	Tscpr	Fm. Colorado La Parva	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMisva	riolitas	Plioceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
187	Tscpa	Fm. Colorado La Parva	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMisvi	andesitas	Plioceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
322		Fm. Farellones(lavica)	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMivcli	lavas andesíticas y andesítico basálticas	Mioceno Medio	Castelli e Iriarte, 2001	Geología Regional entre Andina y Pelambres
323		Fm. Farellones(piroclástica superior)	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMivcta	tobas acidas de caída y flujo	Mioceno Medio	Castelli e Iriarte, 2001	Geología Regional entre Andina y Pelambres
30	Tf(b)	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMSivcli	lavas dacíticas, andesíticas, basálticas, brechas piroclásticas,	Mioceno	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
140	Tmsja3	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSivcli	flujos de lavas andesítico-basálticas	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geología Regional Teniente
146	Tmsjcv1	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSivcli	flujos de lava andesíticas, andesítico-basálticas, trquiandesitas	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geología Regional Teniente
185	Tsf	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMSivcli	andesitas y riolitas; intercalaciones sedimentarias continentales	Mioceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
29	Tf(a)	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMSivcta	ignimbritas y tobas riolíticas	Mioceno	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo

141	Tmsja2	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSivcta	flujos piroclasticos y tobas de caida	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
145	Tmsjcv2	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSivcta	flujos piroclasticos y tobas de caida	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
137	Tmsja6	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMSivciba	brechas, autobrechas, escorias andesitico-basalticas a basalticas	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
144	Tmsjcv3	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSivciba	depositos de avalancha volcanica	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
142	Tmsja1	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSsdca	niveles sedimentarios emmores	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
143	Tmsjcv4	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSsdca	intercalaciones sedimentarias	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
138	Tmsja5	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSsdcbx	brechas de colapso fanglomeradicas	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
186	Tsf(dl)	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMMSsdll	depositos lagunares	Mioceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
139	Tmsja4	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSvsctu	dep.laharicos fluvio-aluviales formados por tufitas	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
147	Tmsjpe	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TSMMSvsctu	tufitas	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
288		Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMvsctu	volcanosedimenatrio	Mioceno Inferior (alto)-Mioceno Superior(bajo)	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
298		Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMvsctu			Castelli	Integrado 1:250.000
302		Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental	TsMvsctu			Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
136	TMmct	Fm. Farellones	33	Mioceno. Ciclo Volcanico-Subvolcanico Bimodal, Volcano-Sedimentario y Sedimentario Continental			Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente

59	Tch3	Unidad Tambillos (Superunidad Rio Chicharra)	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMhdt	porfidos daciticos	Mioceno (8-10 Ma)	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
240	Tch2	Unidad Portezuelo del Azufre (Superunidad Rio Chicharra)	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMihgn	porfidos cuarzfeldespaticos	Mioceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
239	Tch1	Unidad Rio Cerro Blanco (Superunidad Rio Chicharra)	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMipmd	monzodioritas	Mioceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
161	TMmsi6	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Medio-Superior	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSig	granitos y granodioritas	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
159	TMmsi4	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Medio-Superior	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihan	porfido andesitico	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
269		Porfido andesitico	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihan	Porfido andesitico	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
283		Porfido andesitico	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihan	Porfido andesitico		Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
330		Porfido andesitico de biotita	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihan	Porfido andesitico de biotita	13.7 Ma	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
331		Porfido andesitico	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihan	Porfido andesitico	post Farellones	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres
431		Porfido andesitico	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihan	Porfido andesitico	Mioceno Med	Castelli (1999)	Geologia regional Yeso-Libertadores
158	TMmsi3	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Medio-Superior	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihd	porfido dacitico	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
157	TMmsi2	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Medio-Superior	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihdr	porfido dioritico	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
195		Unidad intrusiva 2	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihdr	microgranodioritas y porfidos dioriticos, daciticos y andesiticos	Mioceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
262		Diorita porfidica	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihdr	Diorita porfidica	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
268		Porfido microdioritico	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihdr	Porfido microdioritico	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
271		Porfido dioritico	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihdr	Porfido dioritico	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
261		Dacita	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihdt	Dacita	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
267		Dacita porfidica	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihdt	Dacita porfidica	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
333		Porfido dacitico	34 Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihdt	Porfido dacitico	7 Ma	Castelli e Iriarte, 2001	Geologia Regional entre Andina y Pelambres

156	TMmsi1	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Medio-Superior	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihg	porfido granitico	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
266		Porfido granodioritico	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSihgdt	Porfido granodioritico	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
163	TMmsi8	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Medio-Superior	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipd	dioritas	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
263		Diorita	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipd	Diorita	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
281		Diorita	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipd	Diorita		Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
282		Diorita de piroxeno	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipd	Diorita de piroxeno		Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
429		Diorita	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipd	Diorita	Mioceno Med	Castelli (1999)	Geologia regional Yeso-Libertadores
430		Diorita de px	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipd	Diorita de px	Mioceno Med	Castelli (1999)	Geologia regional Yeso-Libertadores
300		Granitos	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipg	Granitos		Castelli	Integrado 1:250.000
306		Granitos	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipg	Granitos		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
194		Unidad intrusiva 1	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipgd	granodioritas, monzogranitos, monzonitas cuarciferas	Mioceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
270		Granodiorita	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipgd	Granodiorita	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
291		Granodiorita(MS)	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipgd	granodiorita La Gloria	Mioceno Medio-Superior	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
308		Granodiorita(Gnd a Qzmonz)	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipgd	Granodiorita(Gnd a Qzmonz)		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
160	TMmsi5	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Medio-Superior	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipm	monzonita	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
307		Monzonita(Gnd de Hb)	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipm	Monzonita(Gnd de Hb)		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
265		Monzodiorita	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipmd	Monzodiorita	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
264		Microdiorita	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipmdr	Microdiorita	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
272		Microdiorita de anfibola	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipmdr	Microdiorita de anfibola	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral

273		Sienita	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSipsn	Sienita	Neocomiano	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
162	TMmsi7	Complejos intrusivos asociados a unidades volcanoclasticas del Mioceno Medio-Superior	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMMSisva	domo acido	Mioceno Medio-Superior	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
292		dique andesitico	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMSihan	Diques andesiticos del Portezuelo Los Azules	Mioceno Medio-Superior	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
241	Tch3	Unidad Tambillos (Superunidad Rio Chicharra)	34	Mioceno Med-Sup. Complejos Plutonicos, Porfidos e Intrusivos Subvolcanicos	TsMSihtd	porfidos daciticos	Mioceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
31	Th	Fm. Caleta Horcón	35	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	TsMPsdta	areniscas, arcillolitas y limolitas, poco consolidadas fosiliferas	Mioceno?-Plioceno	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
410	TQpa(a)	Estratosde Potrero Alto	35	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	TsMPsdta	Areniscas finas, limolitas y conglomerados	Mioceno Superior-Plioceno Inferior	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
242	Tcq	Fm. Coquimbo	35	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	TsMPsdtc	conglomerados y areniscas poco consolidados	Mioceno-Plioceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
368	TQpa	Estratosde Potrero Alto	35	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	TsMPsdtc	conglomerados, areniscas, limolitas con restos vegetales. Engrane con niveles marinos	Mioceno Superior-Plioceno Inferior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
409	TQpa	Estratosde Potrero Alto	35	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	TsMPsdtc	conglomerados, areniscas, limolitas con restos vegetales. Engrane con niveles marinos	Mioceno Superior-Plioceno Inferior	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
367	Tn(a)	Fm. Navidad	36	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino	TsMPscmcz	calizas	Mioceno_plioceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
408	Tn(a)	Fm. Navidad	36	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino	TsMPscmcz	calizas	Mioceno-Plioceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
366	Tn	Fm. Navidad	36	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino	TsMPsdmlu	limolitas, areniscas arcillosas y conglomerados intercalados	Mioceno_plioceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
407	Tn	Fm. Navidad	36	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario Marino	TsMPsdmlu	limolitas, areniscas arcillosas y conglomerados intercalados	Mioceno-Plioceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
32	Te	Fm. Confluencia	37	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario y Volcano-Sedimentario Continental	TsMPsdcc	conglomerados, areniscas, brechas y limolitas	Mioceno-Plioceno	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
243	Tc	Fm. Confluencia	37	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario y Volcano-Sedimentario Continental	TsMPsdcc	depositos de graas, arenas y limos fluvio-aluviales	Mioceno-Plioceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
165	TMPcc2	Fm. Colon Coya	37	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario y Volcano-Sedimentario Continental	TsMPsnf	dep terrazas fluviales antiguos	Mioceno Superior-Plioceno	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
164	TMPcc1	Fm. Colon Coya	37	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Ciclo Sedimentario y Volcano-Sedimentario Continental	TsMPvsctu	flujos laharcos y piroclasticos	Mioceno Superior-Plioceno	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
169	Tmdb	Brechas distritales	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsMPihbx	Brechas hidrotermales y porfidos	Mioceno Superior-Plioceno	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
296		Brechas hidrotermales	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsMPihbx	brechas hidrotermales	Mioceno Superior-Plioceno	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
309		Brechas	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsMPihbx	Brechas		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces

167	Tmpbb	Brecha Braden	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsMPihdm	Brecha Braden	Mioceno Superior-Plioceno	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
168	Tmpt	Porfido Teniente	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsMPihdm	Porfido Teniente	Mioceno Superior-Plioceno	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
311		Chimenea dacitica	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsMPihdm	Chimenea dacitica		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
310		Chimenea Riolitica	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsMPihdmr	Chimenea Riolitica		Castelli e Iriarte, 1999	Rio Blanco Los Bronces
166	TMmpsv	Unidades volcanicas y subvolcanicas aisladas	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsMPisva	domo acido vitrofiricos y flujos de lava y dep piroclastico acido	Mioceno Superior-Plioceno	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
294		Porfido andesitico	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsPihan	porfidos andesiticos Paloma Sulfato	Mioceno Superior-Plioceno?	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
295		Porfido dioritico	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsPihdr	porfido dioritico Co Littoria	Plioceno Inferior	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
293		dique dacitico	38	Mioceno Sup-Plioceno Inf. Complejos de Porfidos, Brechas Hidrotermales e Intrusivos Subvolcanicos	TsPihdt	Diques sector sur de Andina	Plioceno	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
37	Qel	Sedimentos eolicos antiguos, litorales y de playa	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QHSnclt	Sedimentos eolicos antiguos, litorales y de playa	Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
108	Qfa	Depositos fluviales antiguos	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPHsnf		Pleistoceno-Holoceno	Gana et al. 1999	Hoja TITiI-Santiago
372	Qfa	sedimentos fluviales antiguos	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPSbcfv	terrazas de gravas, arenas fluviales	Pleistoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
414	Qfa	sedimentos fluviales antiguos	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPSbcfv	terrazas de gravas, arenas fluviales	Pleistoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
105	Qa(a)	Depositos aluviales de piedemonte	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPSHsnca(rm)	piedemonte antiguos	Pleistoceno superior-Holoceno	Gana et al. 1999	Hoja TITiI-Santiago
244	PQd	Sedimentos Eolicos Antiguos	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPSnce	paleodunas	Pleistoceno Superior	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
192	M		39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPSncm	depositos morrenicos/interc. De cenizas	Pleistoceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
245	Qg	Sedimetos glaciales y Fluvoglaciales	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPSncm	morrenas, glaciares de roca, escombros crionivales	Pleistoceno	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
42	Qg		39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPSncmo	sedimentos glaciales, fluvio-glaciales, morrenas y escombros crionivales	Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
35	Qt	Terrazas continentales	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	QPSncrm	Terrazas continentales	Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
193	Q		39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	Qsncl	indiferenciado	Cuaternario	Thiele, 1980	Hoja Santiago
34	PQd(a)	Sedimentos eolicos antiguos	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	TsPQsnca	depositos de gravas y arenas aluviales	Plioceno-Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo

33	PQd	Sedimentos eólicos antiguos	39	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Continental	TsPQsncc	depositos eolicos(paleodunas)	Plioceno-Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
36	Qtm	Terrazas de depósitos marinos	40	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Marino a Marino-Continental	QPsnclt	Terrazas de depósitos marinos	Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
369	QTt	Terrazas de abrasion	40	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Marino a Marino-Continental	TsPQsdta	terrazas con cubiertab de arenas cuarcíferas marinas y aluviales	Plioceno?-Pleistoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
411	QTt	Terrazas de abrasion	40	Plio-Pleistoceno. Ciclo Sedimentario Marino a Marino-Continental	TsPQsdta	terrazas con cubiertab de arenas cuarcíferas marinas y aluviales	Plioceno?-Pleistoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
121	Qv	Grupo volcanico Tinguiririca y Volcan Sordo Lucas	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	QPivcli	andesitas px y ol, dacitas de px y ol	Pleistoceno	Zapata, 1993	Memoria titulo
190	Qva	Unidad Volcanica Antigua	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	QPivcli	andesitas y traquiandesitas	Pleistoceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
96	Qip	Ignimbrita Pudahuel	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	QPivcta	tobas riolíticas cenizas y pomez., no soldadas	Pleistoceno Medio	Gana et al.1999	Hoja TITIT-Santiago
370	Qip	Ignimbrita Pudahuel	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	QPivcta	toba de cenizas y lapilli	Pleistoceno Superior	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
412	Qip	Ignimbrita Pudahuel	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	QPivcta	toba de cenizas y lapilli	Pleistoceno Superior	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
259		Volcanismo Andino Joven	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	TsPQivcl	andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas y riolitas	Plioceno-Pleistoceno	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
278		Volcanismo Plio-Pleistoceno	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	TsPQivcli	andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas y riolitas subordinadas	Plioceno-Pleistoceno	Castelli et al., 1997	Geologia Regional entre rios Maipo y Yeso; Cerro Catedral
289		Volcanismo Andino Joven	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	TsPQivcli	lavas andesiticas	Plioceno-Pleistoceno	Castelli y Lara, 1999	Geologia Regional Andina-Rio Colorado
426		Volcanismo Plio-Pleistoceno	41	Plio-Pleistoceno. Ciclo Volcanico Bimodal Continental	TsPQivcli	Andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas y riolitas subordinadas	Plio-Pleistoceno	Castelli (1999)	Geologia regional Yeso-Libertadores
39	Qac	Sedimentos aluviales y coluviales actuales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsnca	Sedimentos aluviales y coluviales actuales	Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
122	Qa	Depositos aluviaes	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsnca	depositos aluviales	Holoceno	Zapata, 1993	Memoria titulo
248	Qac	Sedimentos aluviales y coluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsncl	depositos aluviales y coluviales	Cuaternario	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
375	Qa	sedimentos aluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsncl	Gravas, arenas y limos	Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
417	Qa	sedimentos aluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsncl	Gravas, arenas y limos	Holoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
40	Qac(a)	Conos de deyección y escombros de falda	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsncc	Conos de deyección y escombros de falda	Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
123	Qc	Depositos coluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsncc	depositos coluviales	Holoceno	Zapata, 1993	Memoria titulo
249	Qac(a)	Sedimentos aluviales y coluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsncco	conos de deyeccion	Cuaternario	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
376	Qc	sedimentos coluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsncco	Gravas, arenas y limos	Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
418	Qc	sedimentos coluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsncco	Gravas, arenas y limos	Holoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
109	Qf	Depositos fluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsnfcv		Holoceno	Gana et al.1999	Hoja TITIT-Santiago
378	Ql	sedimentos lacustres	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsnclc	limo, arcillas y arenas limosas	Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
111	Qra	Relleno artificial	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No Consolidados Continentales	QHsnrc	residuales	Holoceno	Gana et al.1999	Hoja TITIT-Santiago

41	Qac(b)	Depósitos de colapso gravitacionales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QHsnrcm	Depósitos de colapso gravitacionales	Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
106	Qa(b)	Depositos aluviales de piedemonte	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QHsnrcm	flujo de detritos y barro de 1993	Holoceno	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
124	Qd	Depositos de deslizamientos	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QHsnrcm	deslizamientos	Holoceno	Zapata, 1993	Memoria titulo
250	Qac(b)	Sedimentos aluviales y coluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QHsnrcm	depositos gravitacionales	Cuaternario	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
377	Qm	depositos de remosion en masa	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QHsnrcm	deslizamientos de bloques de roca	Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
419	Qm	depositos de remosion en masa	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QHsnrcm	deslizamientos de bloques de roca	Holoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
98	Qa	Depositos aluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPHsnca	abanicos aluviales	Pleistoceno Medio a Superior	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
99	Qamp	Depositos aluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPHsnca	aluviales Rio Maipo	Pleistoceno Medio a Superior	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
100	Qamo	Depositos aluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPHsnca	aluviales Rio Mapocho	Pleistoceno Medio a Superior	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
101	Qal	Depositos aluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPHsnca	aluviales Estero Lampa	Pleistoceno Medio a Superior	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
102	Qaco	Depositos aluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPHsnca	aluviales Estero Chacabuco	Pleistoceno Medio a Superior	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
103	Qach	Depositos aluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPHsnca		Pleistoceno Medio a Superior	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
97	Ql	Depositos lacustres	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPHsncl	limos y arcillas	Pleistoceno-Holoceno	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
110	Qm	Depositos de remocion en masa	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPHsnrcm		Pleistoceno-Holoceno	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
373	Qfs	sedimentos fluviales subactuales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPsbfcv	gravas, arenas de cursos fluviales abandonados	Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
374	Qf	sedimentos fluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPsbfcv	Gravas y arenas en cursos activos	Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
415	Qfs	sedimentos fluviales subactuales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPsbfcv	gravas, arenas de cursos fluviales abandonados	Holoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
416	Qf	sedimentos fluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPsbfcv	Gravas y arenas en cursos activos	Holoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
104	Qap	Depositos aluviales de piedemonte	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPSHsnca	abanicos aluviales	Pleistoceno superior-Holoceno	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
107	Qc	Depositos coluviales	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	QPSHsncc	escombros de falda	Pleistoceno superior-Holoceno	Gana et al.1999	Hoja TifTil-Santiago
170	Qal	Depositos No-Consolidados	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	Qsnca	depositos aluviales	Cuaternario	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
171	Qcl	Depositos No-Consolidados	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	Qsncc	depositos coluviales	Cuaternario	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
173	Qtm	Depositos No-Consolidados	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	Qsncl	terrazas modernas	Cuaternario	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
172	Qmr	Depositos No-Consolidados	42	Pleistoceno-Holoceno. Depositos No-Consolidados Continentales	Qsncl	morrenas	Cuaternario	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
247	Qel(a)	Sedimentos eolicos y litorales	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	QHsnce	dunas	Cuaternario	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
379	Qd	depositos eolicos subactuales	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	QHsnce	paleodunas inactivas con arenas amarillas	Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi
420	Qd	depositos eolicos subactuales	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	QHsnce	paleodunas inactivas con arenas amarillas	Holoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
246	Qel	Sedimentos eolicos y litorales	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	QHsnclt	depositos de playas	Cuaternario	Rivano et al., 1986(1991)	Hoja Illapel
380	Qe	depositos litorales y eolicos actuales	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	QHsnclt	arenas y ripsos de playas y dunas	Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geologico Valparaiso Curacavi

421	Qe	depositos litorales y eolicos actuales	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	QHsncit	arenas y ripios de playas y dunas	Holoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
38	Qel(a)	Dunas	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	QHsncw	Dunas	Cuaternario	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
371	Qm	Sedimentos marinos	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Qsnctm	terrazas de limos, arenas, y gravas no cons.	Pleistoceno-Holoceno	Gana et al., 1996	Mapa geológico Valparaiso Curacavi
413	Qm	Sedimentos marinos	43	Holoceno. Ciclo Sedimentario Marino-Continental	Qsnctm	terrazas de limos, arenas, y gravas no cons.	Pleistoceno-Holoceno	Wall et al., 1996	Mapa geológico San Antonio-Melipilla
191	Qvn	Unidad Volcanica Nueva	44	Holoceno. Ciclo Volcanico Continental	QHivcli	andesias	Hoceno	Thiele, 1980	Hoja Santiago
174	Qdv	Volcanismo actual	44	Holoceno. Ciclo Volcanico Continental	Qsnpc	depositos volcanicos actuales	Cuaternario	Rivera y Falcon, 1998	Geologia Regional Teniente
61	mnp	Milonitas Pichidangui		Unidades Tectonicas del ?	otmvmi	Milonitas al NNE de Pichidangu		Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo
60	fp	Falla Pocuro		Unidades Tectonicas del Terciario Superior	Tsotctvit	salbanda, brechas de falla	Terciario Superior	Rivano et al., 1993	Hoja Quillota Portillo

ANEXO 2

Mapa Tectonomagmático de Exploraciones GEX-EMSA

(Modificado de Rivera & Yáñez, 2009a)

ANEXO 3

**Presentación PPT Defensa de Tesis Magister,
Viernes 20 de Enero 2017**



Universidad Católica del Norte
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas
Departamento de Ciencias Geológicas

Magister en Geología Económica, Mención Exploración Minera

**Marco Geodinámico para los Pórfidos Cupríferos Mio-
Pliocenos de Chile Central: Rol de Estructuras
Translitosféricas y Anomalías Gravimétricas en la
Metalogénesis Andina**

Orlando Rivera Herrera

Exploraciones Mineras Andinas S.A., Filial Codelco (orive005@em.codelco.cl)

Antofagasta, 20 de Enero de 2017

*«Locura es hacer la misma cosa una y otra vez
esperando obtener resultados diferentes. Si
buscas resultados distintos, no hagas siempre
lo mismo»*

Albert Einstein



MODELO CLÁSICO DE EXPLORACIÓN SEGÚN FRANJAS METALOGÉNICAS

La existencia de un margen convergente de placas en subducción, como una heterogeneidad cortical de primer orden, es una condición necesaria pero no suficiente para controlar la génesis de los grandes depósitos minerales.

La continuidad de la fuente magmática, asociada al proceso de subducción, no garantiza una continuidad similar de las franjas metalogénicas.

Extensos segmentos de la corteza, incluidos en las franjas metalogénicas, muestran que cuerpos de magma ascienden estériles hasta niveles someros, sugiriendo que existen factores adicionales que modifican la petroquímica de los magmas para formar cuerpos mineralizados.

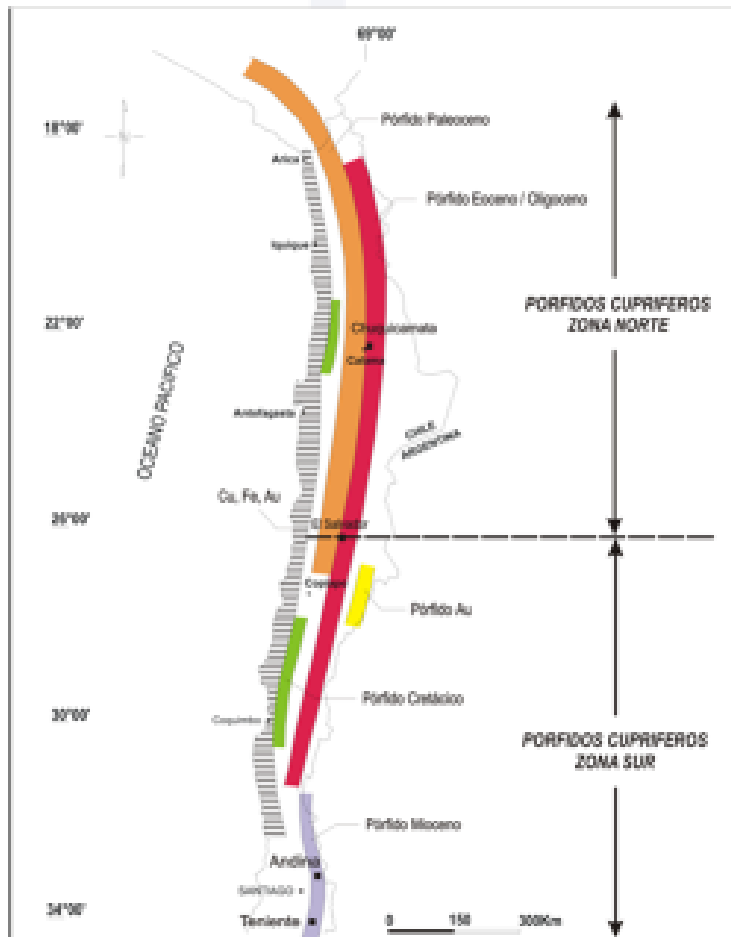


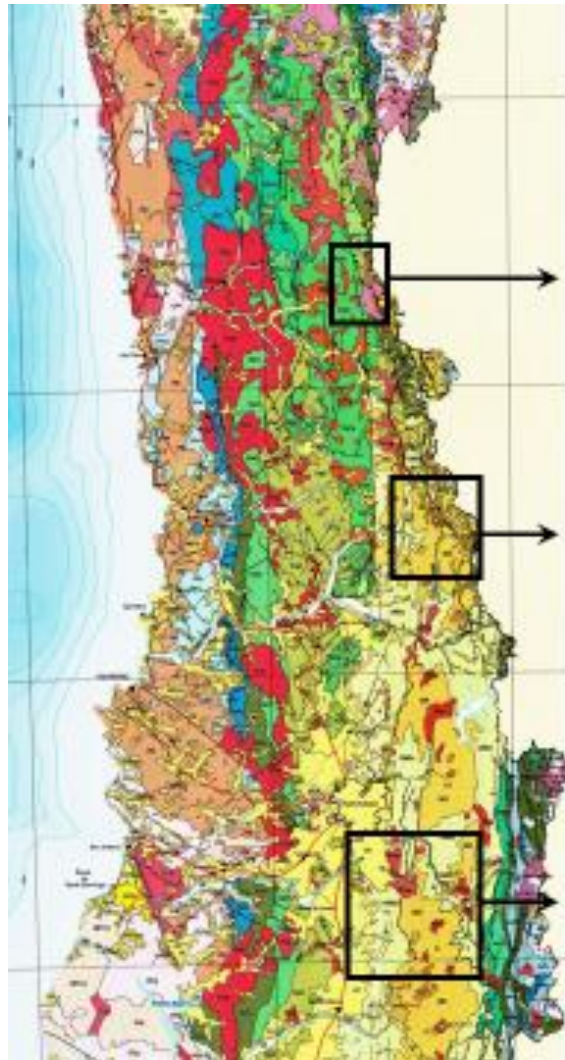
Figura 1: Franjas Metalogénicas de Chile Norte y Central, mostrando progresiva disminución de la edad hacia el Este. Se indica el quiebre entre los 2 programas de exploración de pórfidos de EMSA en el área de El Salvador: Pórfidos Zona Norte y Pórfidos Zona Sur (modificado de Camus, 2003).

2007 - 2010 PROGRAMA
GENERATIVO TRANSVERSAL EMSA-
GCEX



Revisión de los principales antecedentes geológicos del segmento, complementados con estudios distritales, mediciones de gravedad regional y registros de sismicidad intraplaca, orientados a proponer un modelo de evolución tectonomagmática de la corteza y sus implicancias en la metalogénesis de los pórfidos andinos

Hipótesis. La distribución de Pórfidos Cupríferos Mio-Pliocenos no constituyen franjas mineralizadas continuas sino que lugares discretos donde interactúan los productos del proceso normal de subducción con heterogeneidades cortical-litosféricas de distinto tipo determinando la segmentación de los metalotectos según estructuras transversales al orógeno



Distrito Cenicero

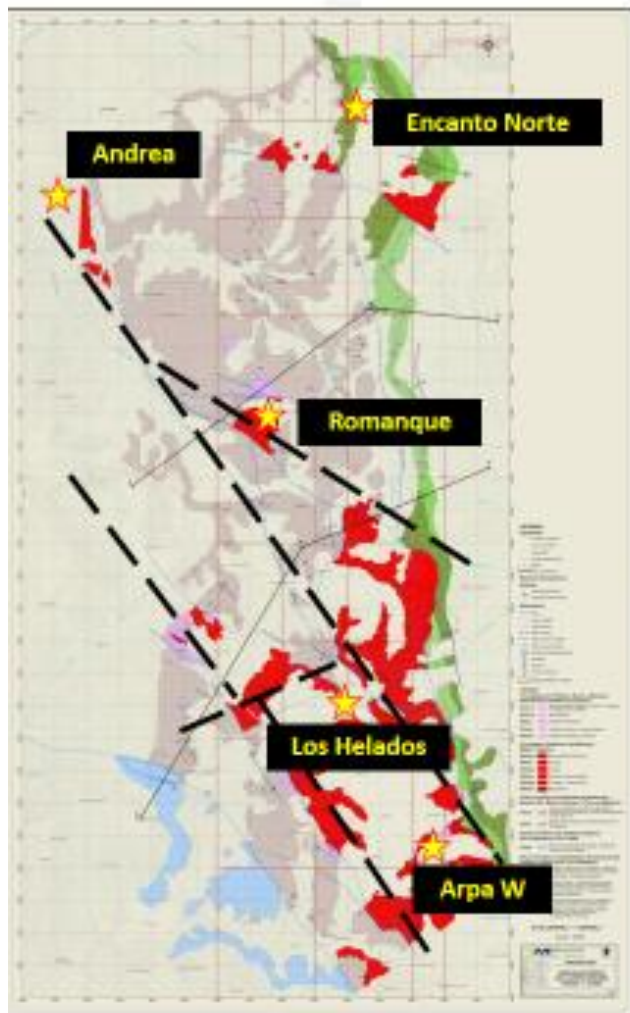
Levantamientos geológicos detallados de secuencias volcánicas y complejos intrusivos asociados a sistemas hidrotermales Mio-Pliocenos de Chile Central en:

Distrito Pimentón

Síntesis geotectónica del segmento y distribución de unidades según Ciclos Geológicos

Distrito Teniente

Estudios aeromagnéticos, gravimétricos y de sismicidad natural intraplaca en el marco del Proyecto Anillo ACT-18

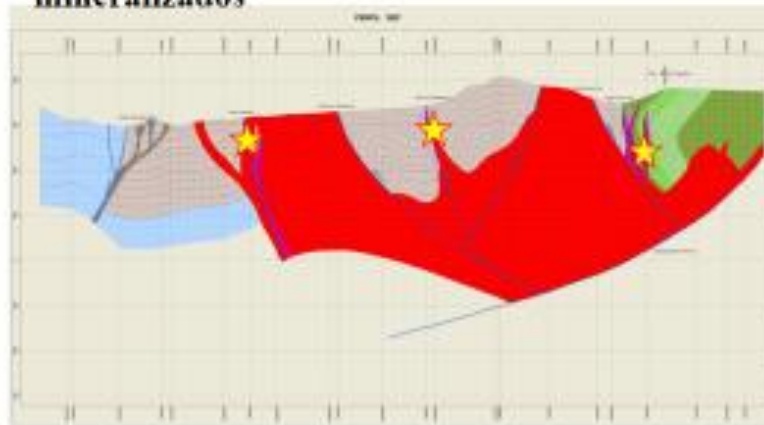


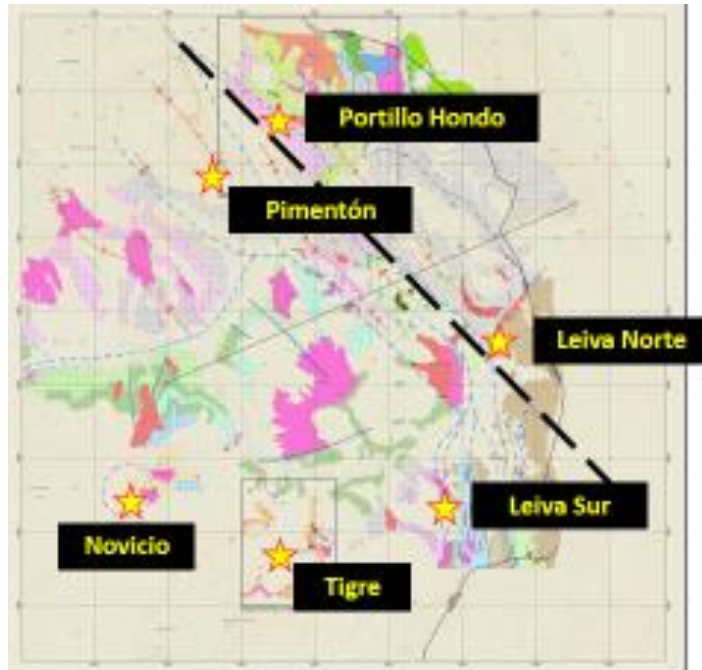
Geología del Distrito Cenicerito

(10 kms al NW del Distrito Los Pelambres)

Complejos intrusivos y sistemas de brechas hidrotermales orientadas según patrones NNW a NW. Escamas de fallas inversas se inflectan en la misma dirección al enfrentar estos corredores

Sistemas de fallas de características regionales NNW-NW controlan la distribución de las unidades y las manifestaciones de sistemas mineralizados



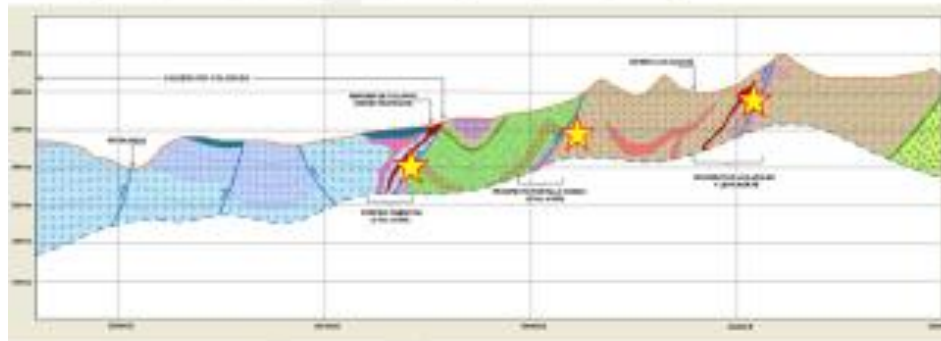


Geología del Distrito Pimentón

(40 kms al N del Distrito Andina)

Exposición de unidades volcánicas y volcanosedimentarias asignadas a las formaciones Abanico y Farellones controlada por escamas de fallas inversas

Fuerte inflexión de escamas de fallas inversas desde una orientación NS a NW



Quiebres NW en la distribución de la Formación Río Damas coincide con el lugar geométrico donde se produce la inflexión del sistema de fallas

Escamas de fallas controlan el ascenso de intrusivos y emplazamiento de sistemas hidrotermales



Geología Distrital El Teniente

Evolución de cuencas y subcuencas volcano-tectónicas del Oligo-Mioceno controladas por “Estructuras Transversales NW-WNW” y “Fallas Submeridianas NNE-NS-NNW”:

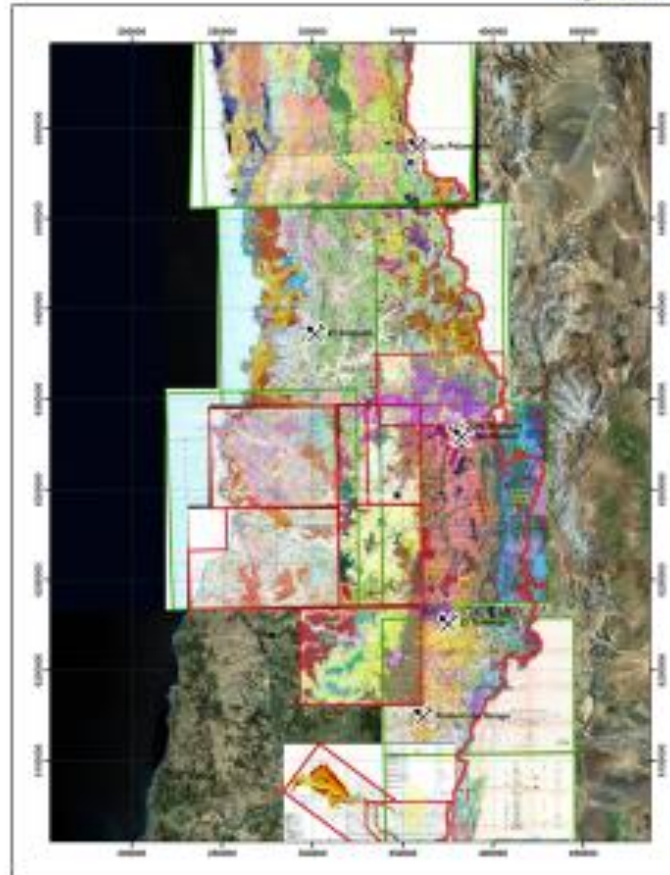
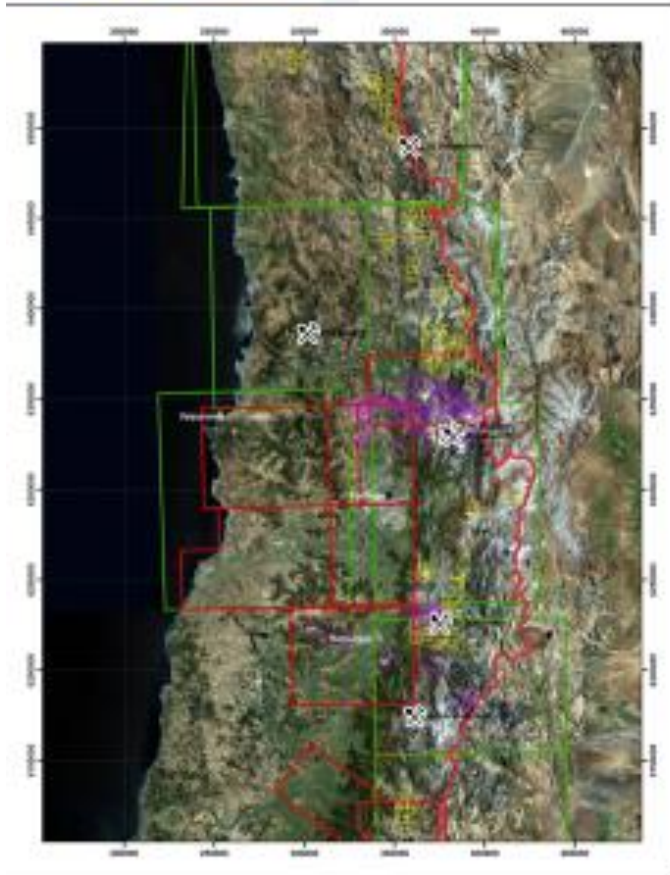
- Fallas Piuquencillo, El Azufre, La Juanita
- Corrimientos Barahona-Perales y El Fierro

Franja NW de Centros Volcánicos del Mioceno Medio-Superior:

Falla Codegua – Río Blanco controla distribución de CV's Cruz del Muerto, Vegas de Puquios, Potrerillo Vargas, Aravena y Paredones

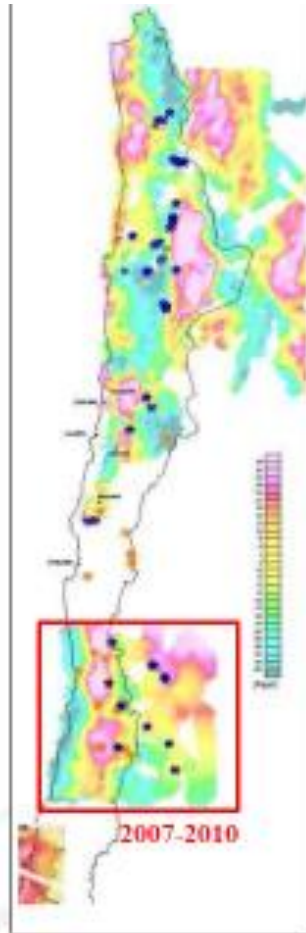
Yacimiento El Teniente se ubica sobre ramas de estructuras transversales NW-WNW y fallas locales NE-ENE

Fallas transversales exceden los límites de la cuencas y se extenderían desde el borde costero a la frontera, controlando la distribución de sistemas hidrotermales mineralizados del Mioceno

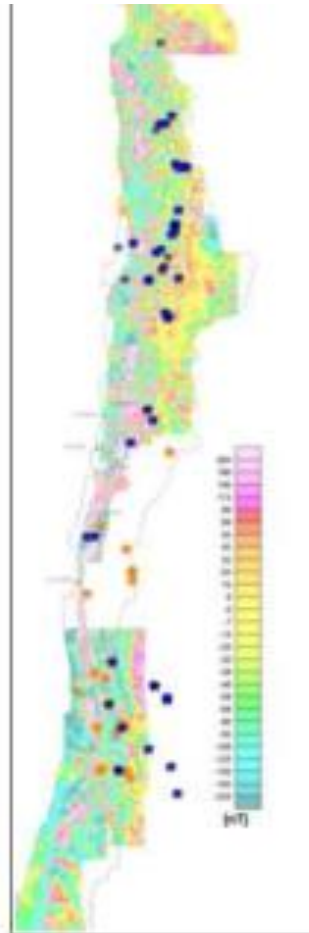


Síntesis de información geológica pública IIG & SNGM escalas 1:100.000 y 1:250.000

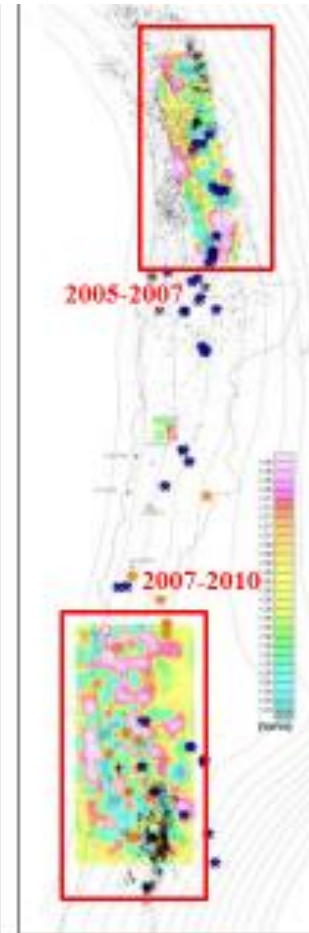
**Compilación y Síntesis
de Antecedentes
Geofísicos**



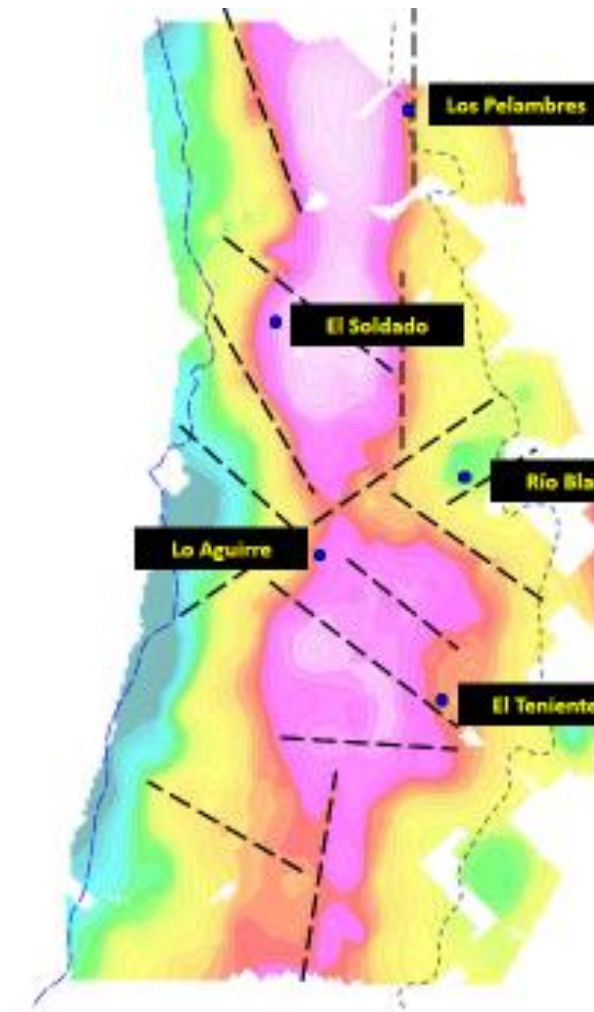
**Anomalías de
Gravedad**



**Datos Magnéticos
RTP**



**Sismicidad
Natural Corteza**



Anomalia Gravimétrica Positiva de Chile Central

Bloques subcorticales densos (NDS) y rígidos ubicados a profundidades variables entre 10-15 kms

- Bloque Mapocho – El Volcán (ET-LA)
- Bloque La Ligua – Salamanca (LP-ES)

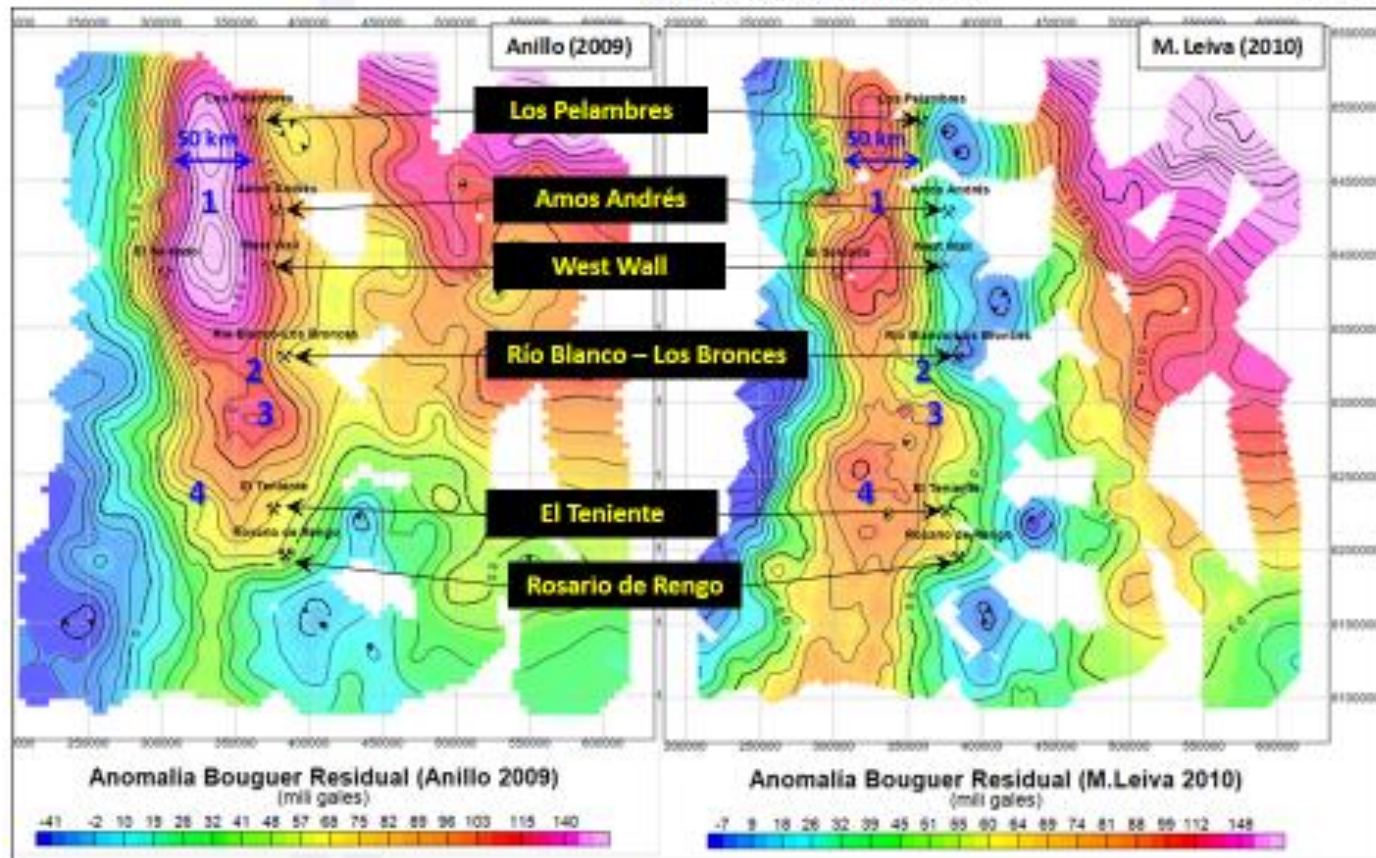
Marcados lineamientos gravimétricos definen segmentación de bloques densos

Heterogeneidades corticales profundas y penetrativas en la corteza, actúan como sellos impermeables de la corteza bloqueando ascenso de magmas y canalizándolos por sus bordes

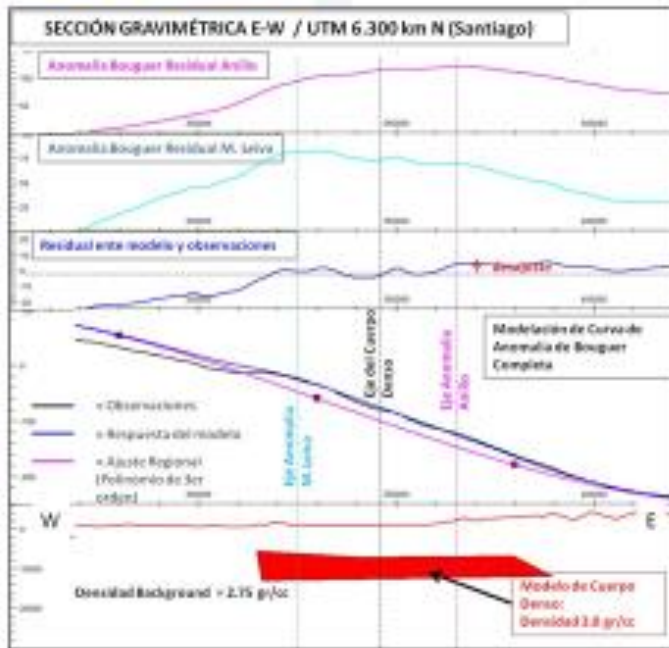
Estrecha relación espacial con zonas de fallas transversales, lineamientos aeromagnéticos, zonas de daño y franjas de sismicidad intraplaca

Estructuras Translitosféricas ENE – NE y WNW – NW

Modelos de Gravedad Residual y Distribución de NDS

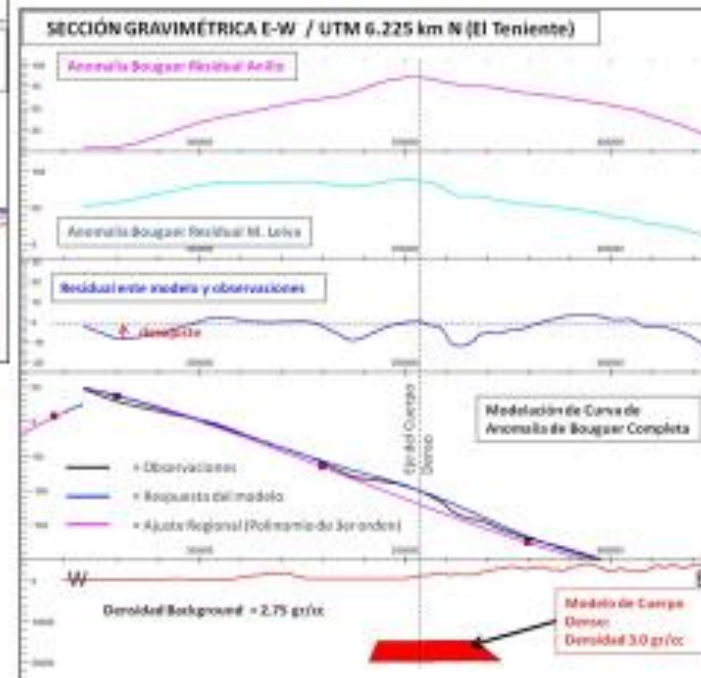


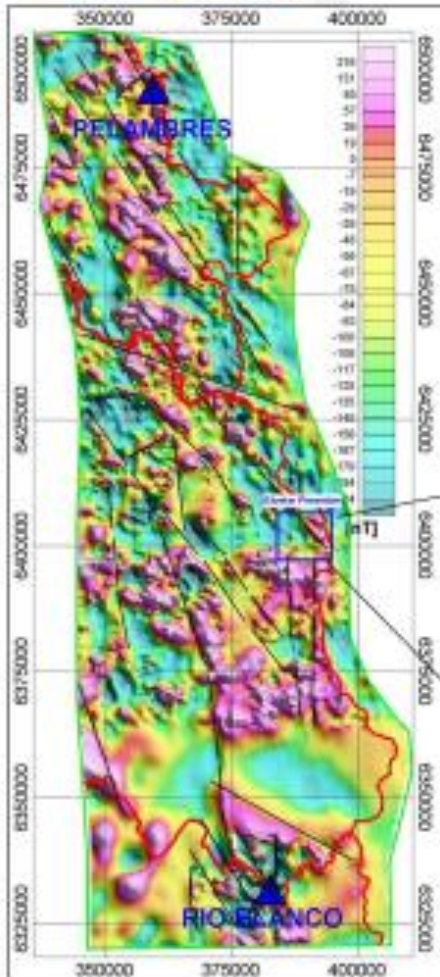
Proyecto Anillo con modelo de corteza de Tassara *et al.*, (2006). Re-interpretación de M. Leiva considera antecedentes de estudios sismológicos de Maksymovicz (2007)



Modelo de NDS en sector central-norte de MEV-Block

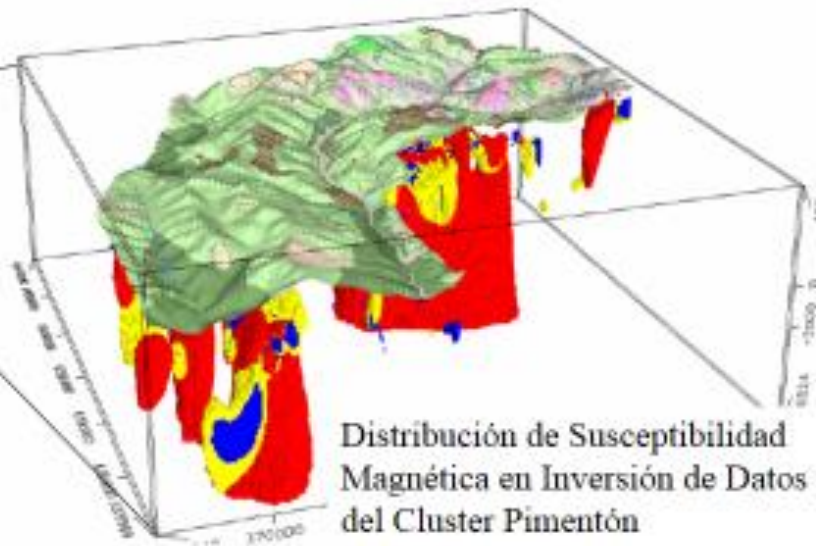
Modelo de NDS en extremo sur de MEV-Block





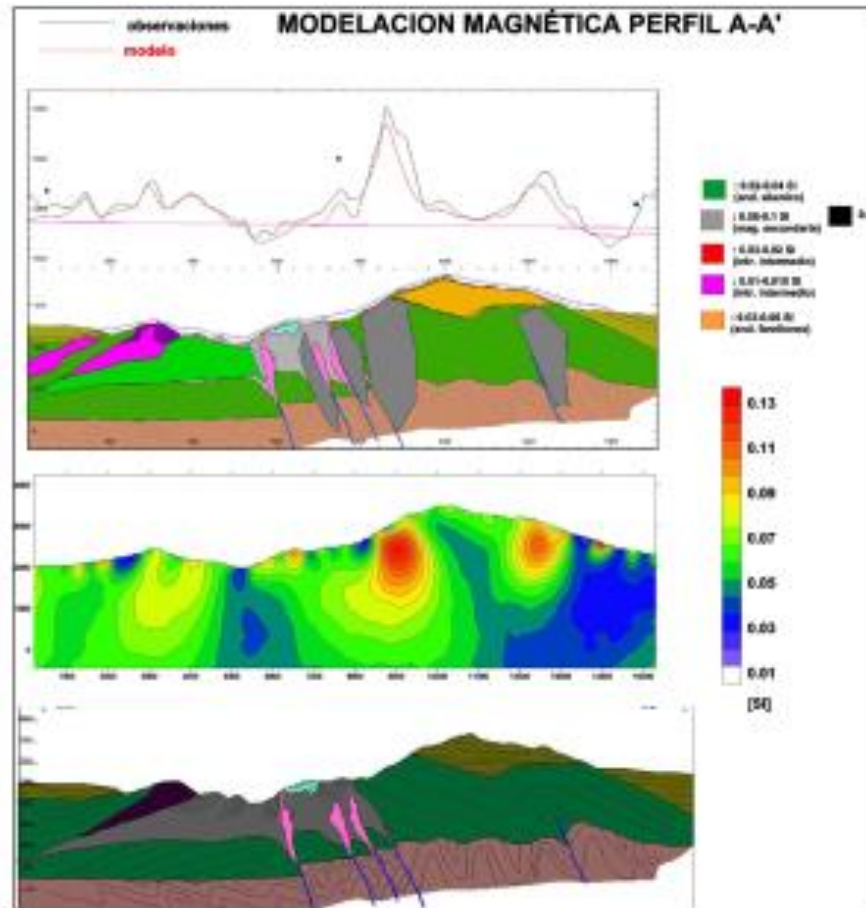
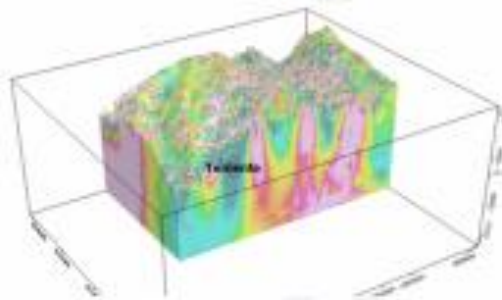
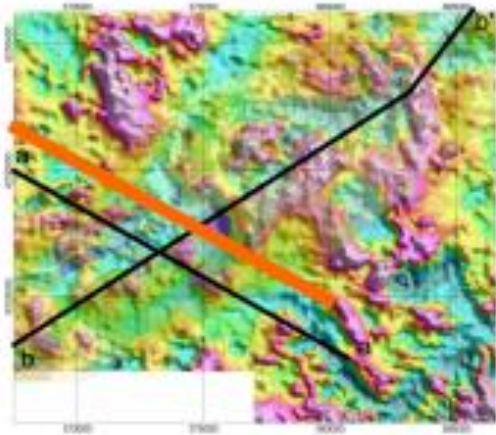
Interpretación de Lineamientos Aeromagnéticos entre Pelambres y Río Blanco

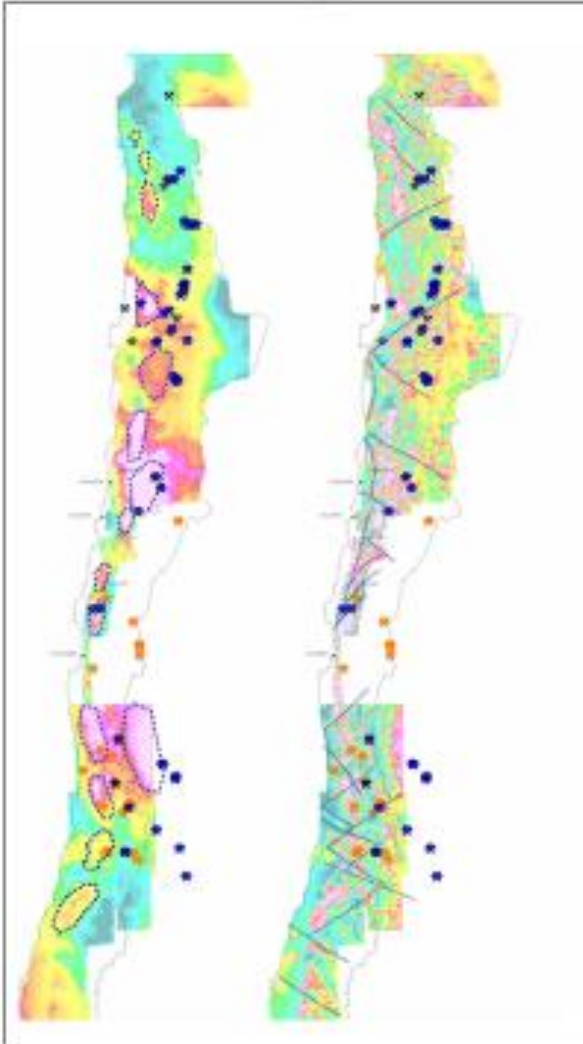
Fábrica magnética dominada principalmente por lineamientos NW-NNW, y en menor medida NS



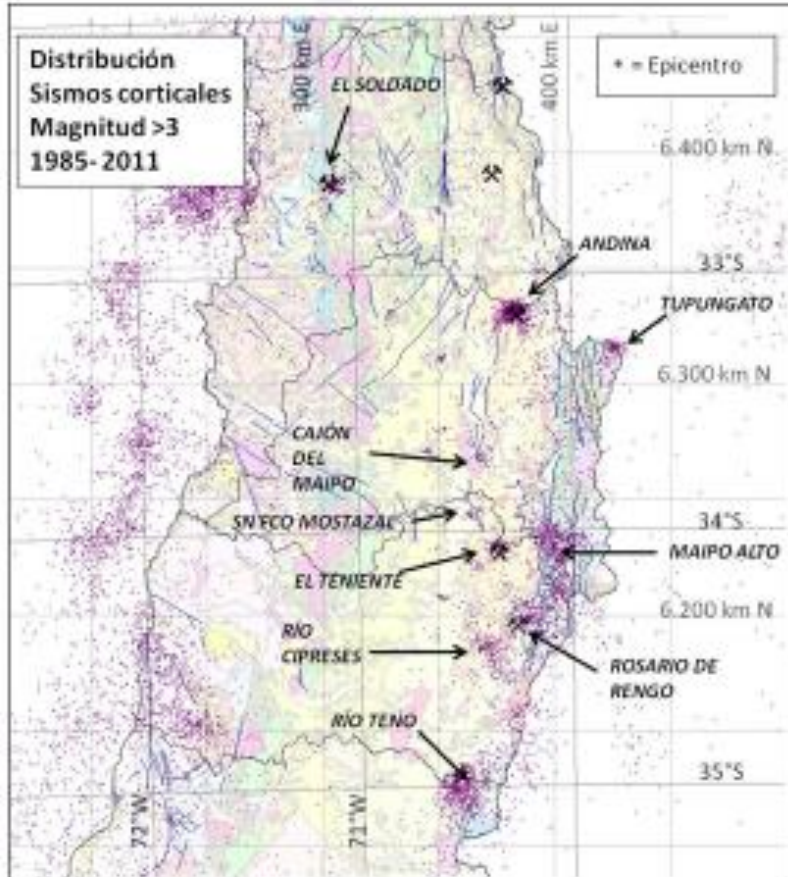
Distribución de Susceptibilidad Magnética en Inversión de Datos 3D del Cluster Pimentón

Modelamiento Geológico de Perfiles Aeromagnéticos en El Teniente





Interpretación cualitativa de información magnética. Panel Izquierdo: mapa de pseudo gravedad y en contornos azul punteado cuerpos magnéticos mayores. Panel Derecho: mapa de campo magnético total reducido al polo con interpretación de los principales lineamientos magnéticos (azul punteado). En mitad meridional destacan lineamientos magnéticos NW y NE (Yáñez, 2005, 2006; Yáñez et al., 2009).

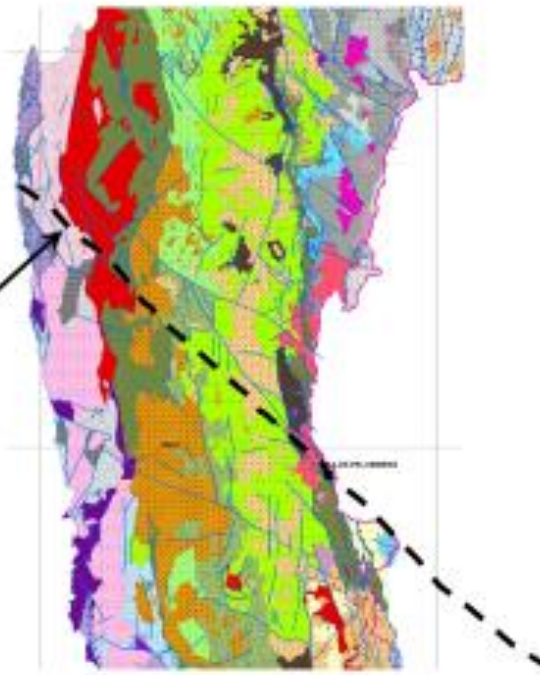
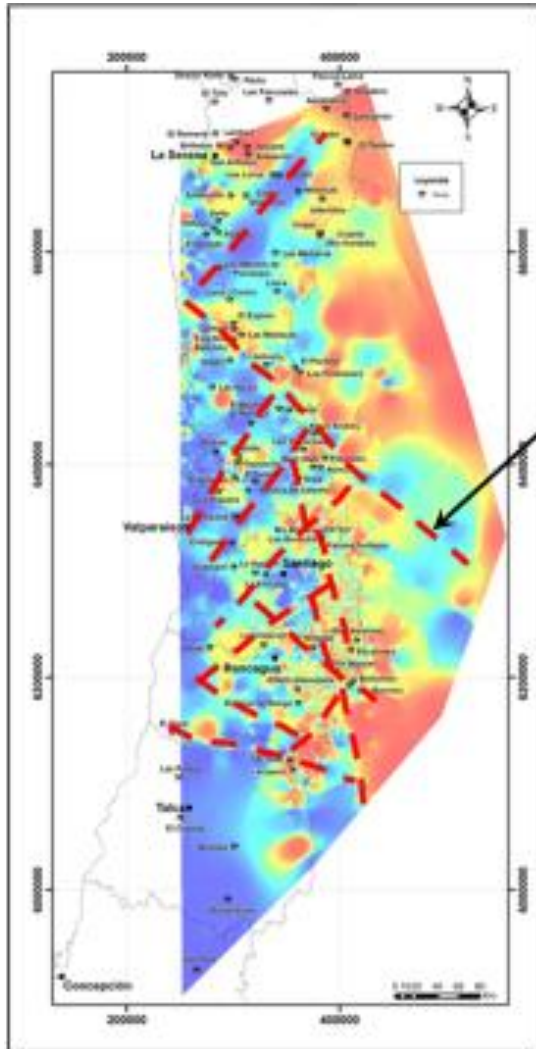


Sismicidad Cortical Intraplaca

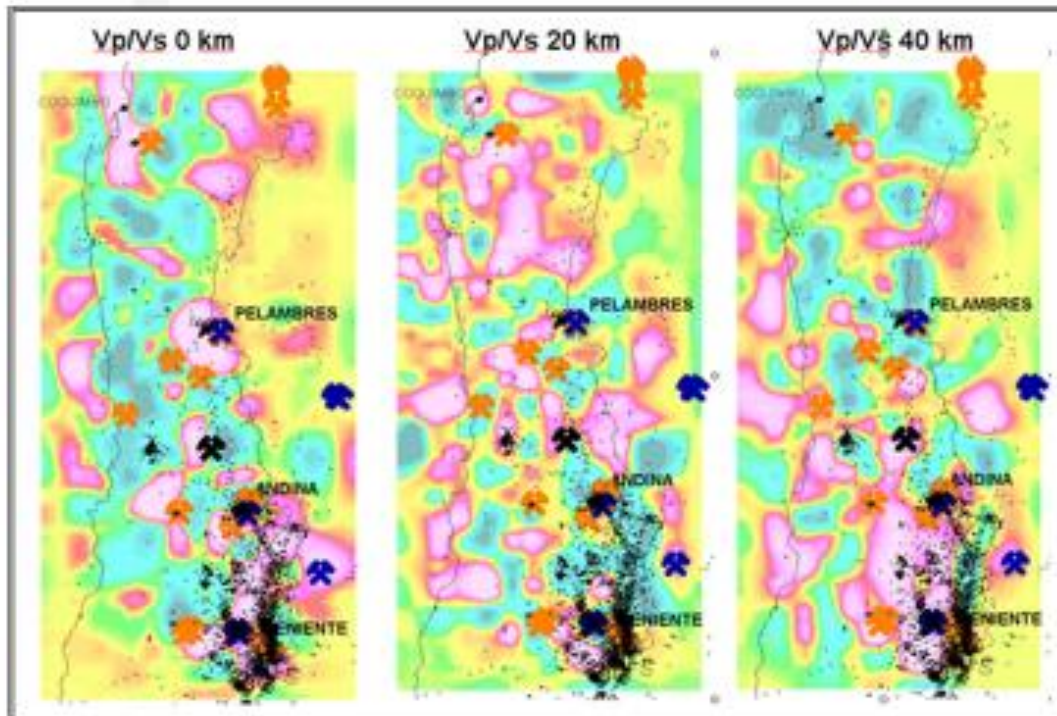
Planta con distribución de epicentros de sismos corticales con magnitud > 3, registrados en la base de datos del Servicio Sismológico entre 1985 y 2011. Se destacan los principales clusters de sismicidad y la ubicación de los principales yacimientos

Mapas de Isópacos de Sismicidad de sismos con hipocentros a menos de 15 kms muestran ordenamiento de los registros según patrones WNW-NW y ENE-NE que controlan la distribución de unidades geológicas:

Fallas Activas y Penetrativas en la Corteza. Estructuras Translitosféricas



Modelo de isópachas de sismicidad para registros de sismos intraplaca de Chile Central. Se destacan en rojo los principales lineamientos.



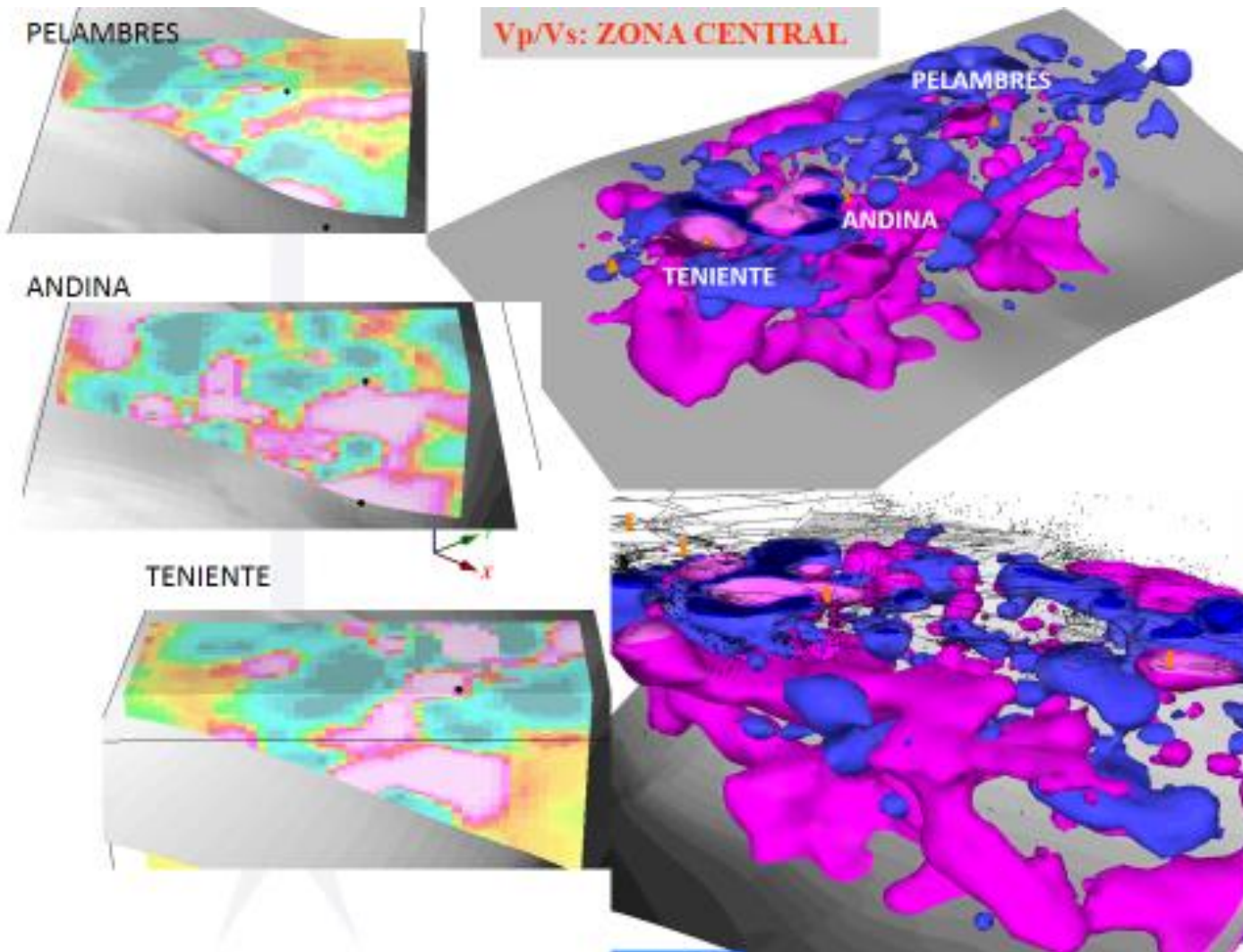
Tomografía sísmica V_p/V_s en la zona central de Chile. Los valores mayores se expresan en color rojo, y los menores en color azul. Como marco de fondo se incluye la sismicidad cortical (puntos negros) Charrier et al. (2010).

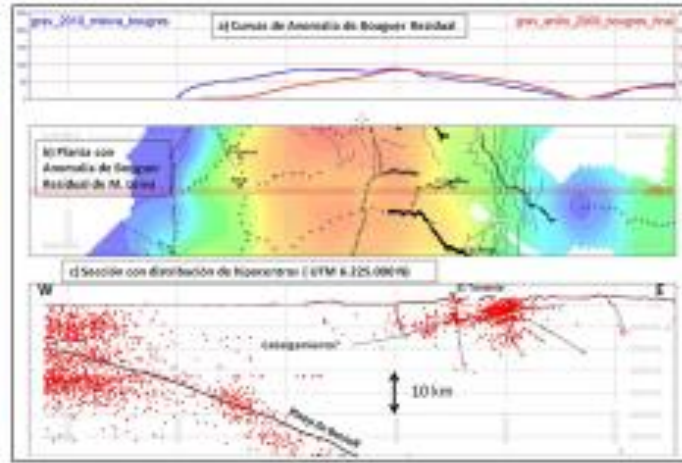
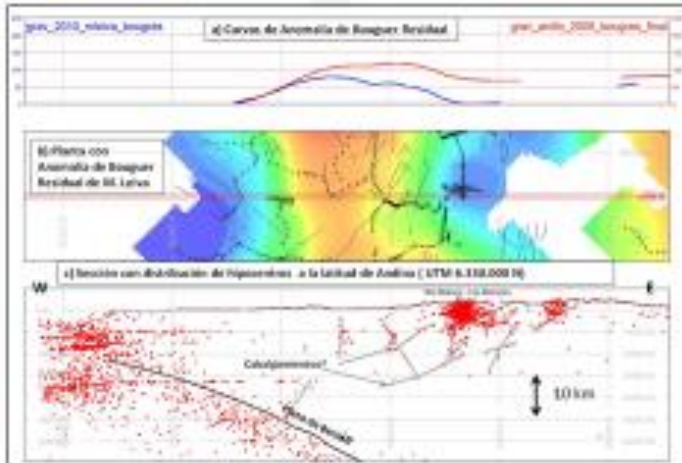
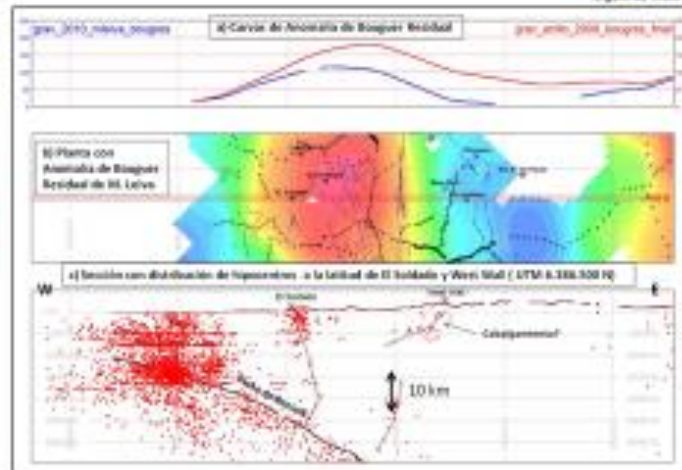
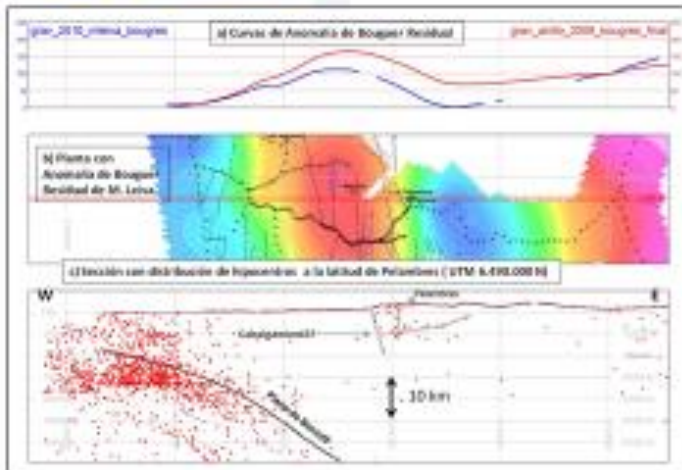
Estudio de Sismicidad Cortical Intraplaca

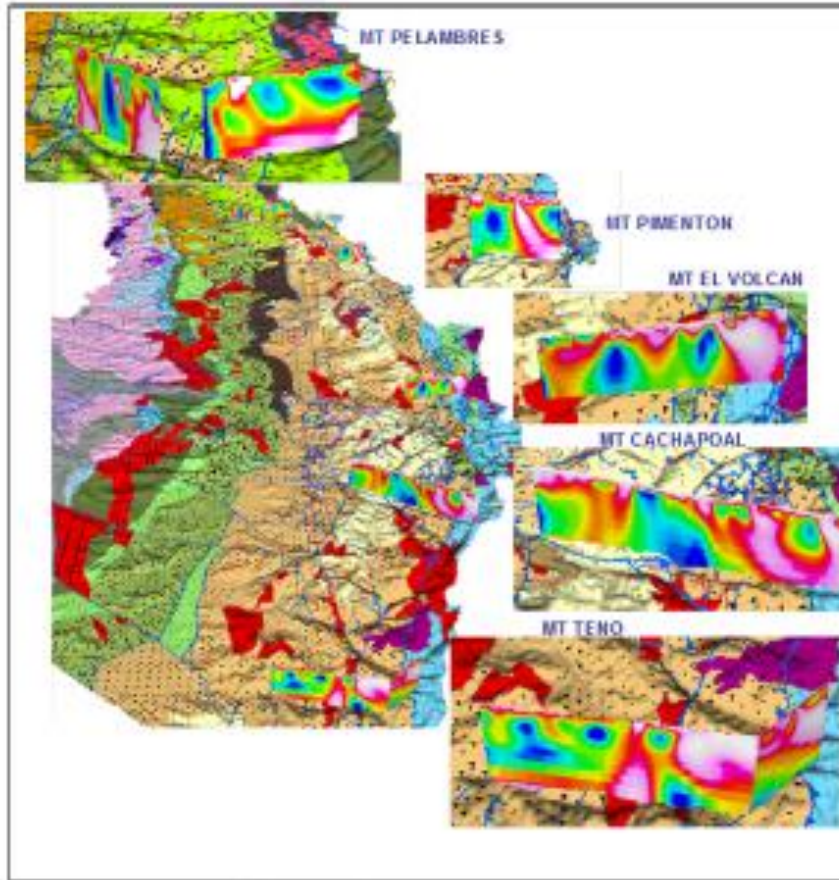
**Tomografía Sísmica V_p/V_s a 20 kms,
bajo núcleos densos**

**“Zonas de daño” (alto V_p/v_s) bajo el Bloque
MEV muestran estrecha relación espacial con
zonas de fallas y lineamientos gravimétricos
ENE-NE y NNW-NW, indicando alta
penetratividad de estos rasgos estructurales:**

Estructuras Translitosféricas NE y NW

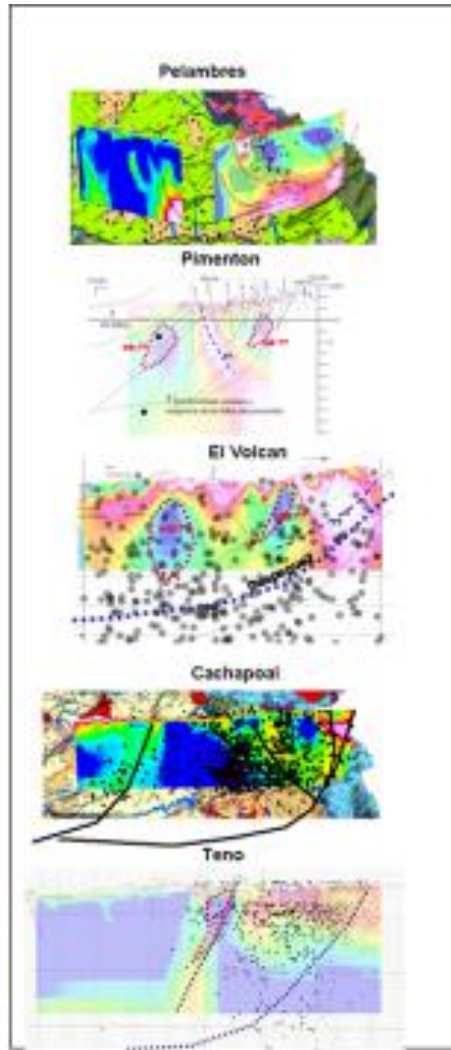




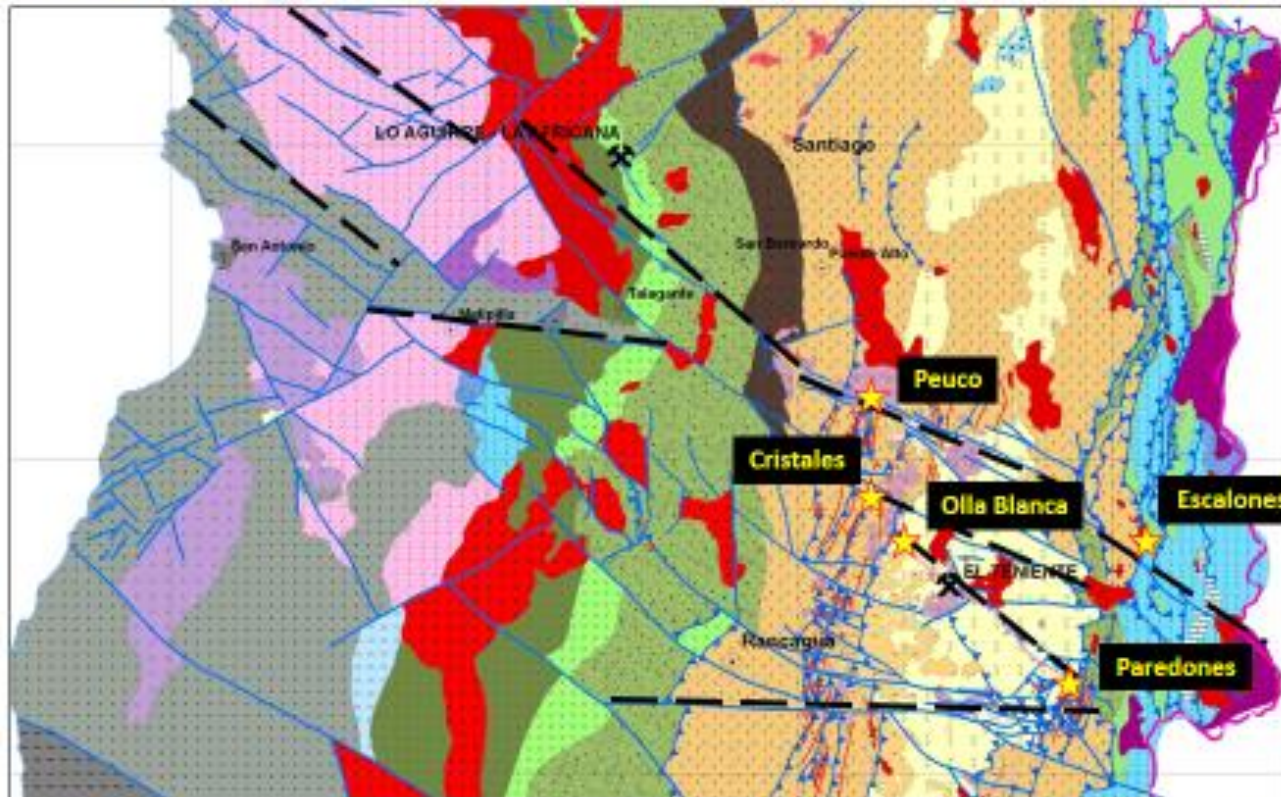


Perfiles Magnetotelúricos

Transectas MT en zona sur, superpuestas a vista 3D de Mapa Tectonomagnético de Exploraciones elaborado durante el desarrollo de este estudio (Yañez et al., 2007a, Charrier et al., 2010).



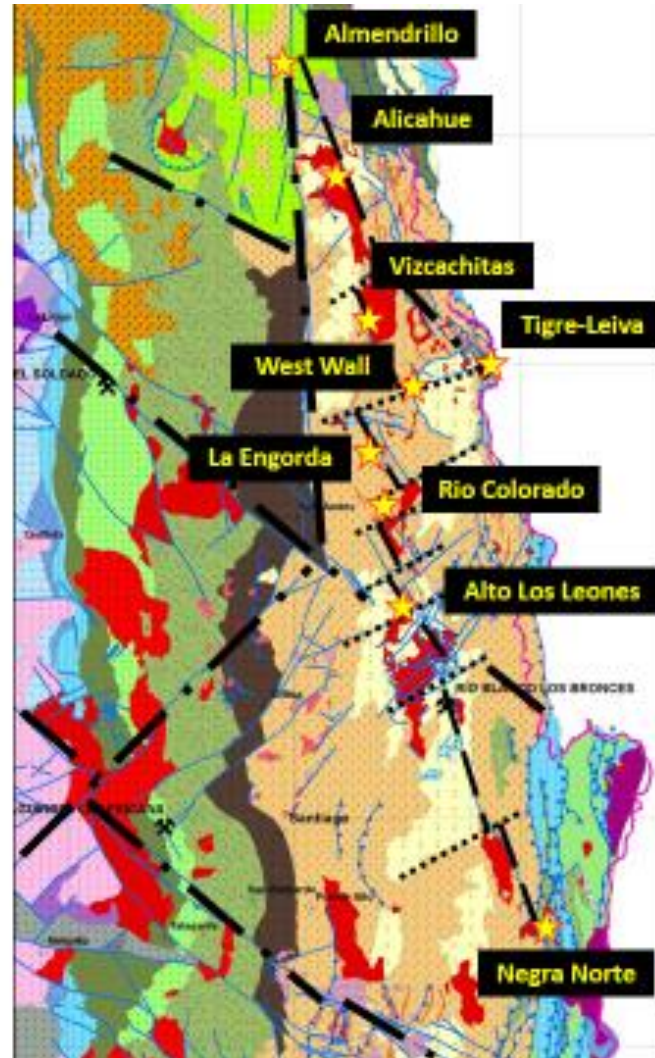
Interpretación de secciones AMT en Zona Centro-Sur (secciones geológicas modificadas de Jara et al., 2009). Los puntos negros corresponden a la sismicidad registrada en el entorno de cada transecta considerando un radio de influencia de 20km. La escala vertical de las secciones es de 10 km aproximadamente (Yáñez et al., 2007a).



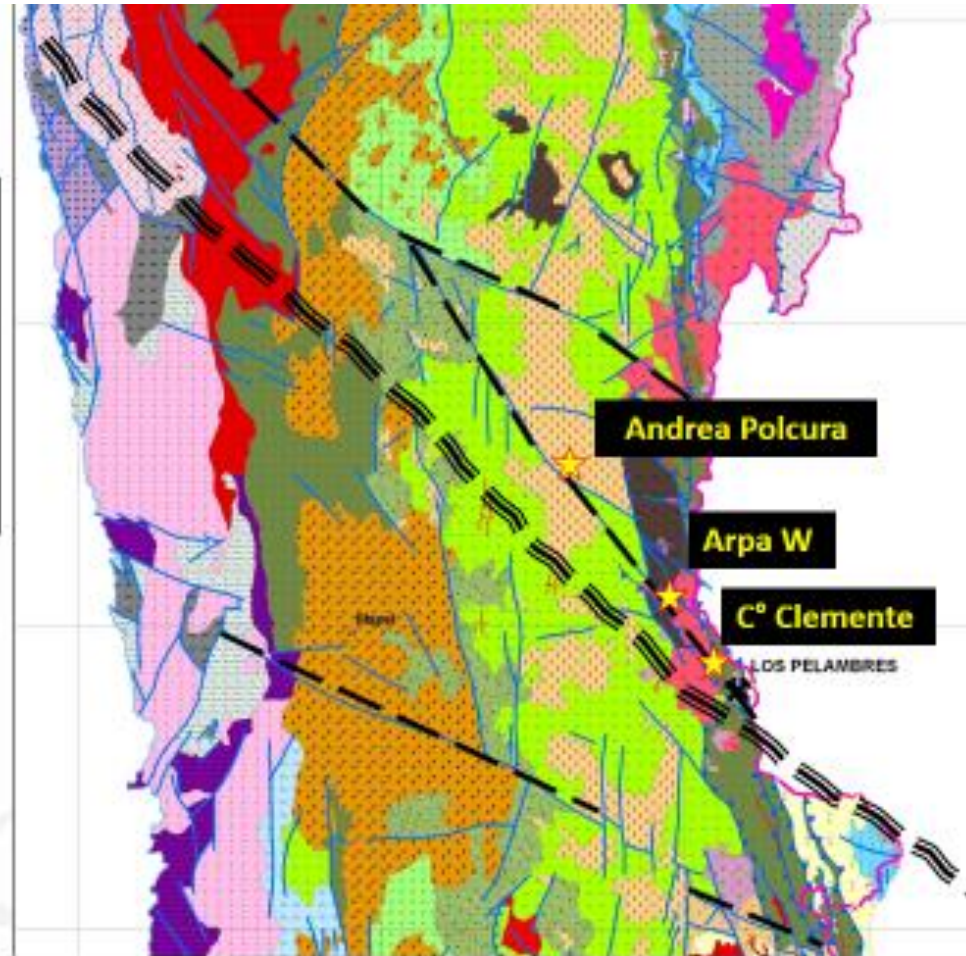
La evolución geológica del “Distrito Teniente” aparece principalmente controlada por la **Estructura Translitosférica WNW-NW Valparaíso-Volcán Maipo** y sus ramas. Otros sistemas hidrotermales del distrito muestran controles similares.

La evolución geológica de los distritos “Pimentón” y “Andina” aparece controlada por la **Estructura Translitosférica NW-NNW Rio Blanco-Los Bronces**, segmentada por ramas de estructuras ENE.

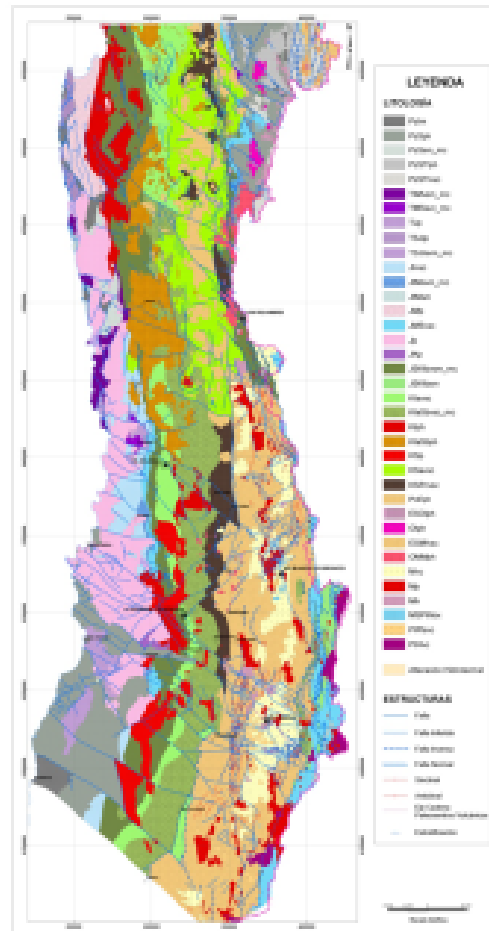
Todos los prospectos y blancos del distrito se asocian a estas estructuras NNW y ENE



El “Distrito Cenicero”
forma parte de un
segmento limitado por
estructuras WNW
conectadas por la
**Estructura
Translitósfrica NW Los
Pelambres**



CONCLUSIONES



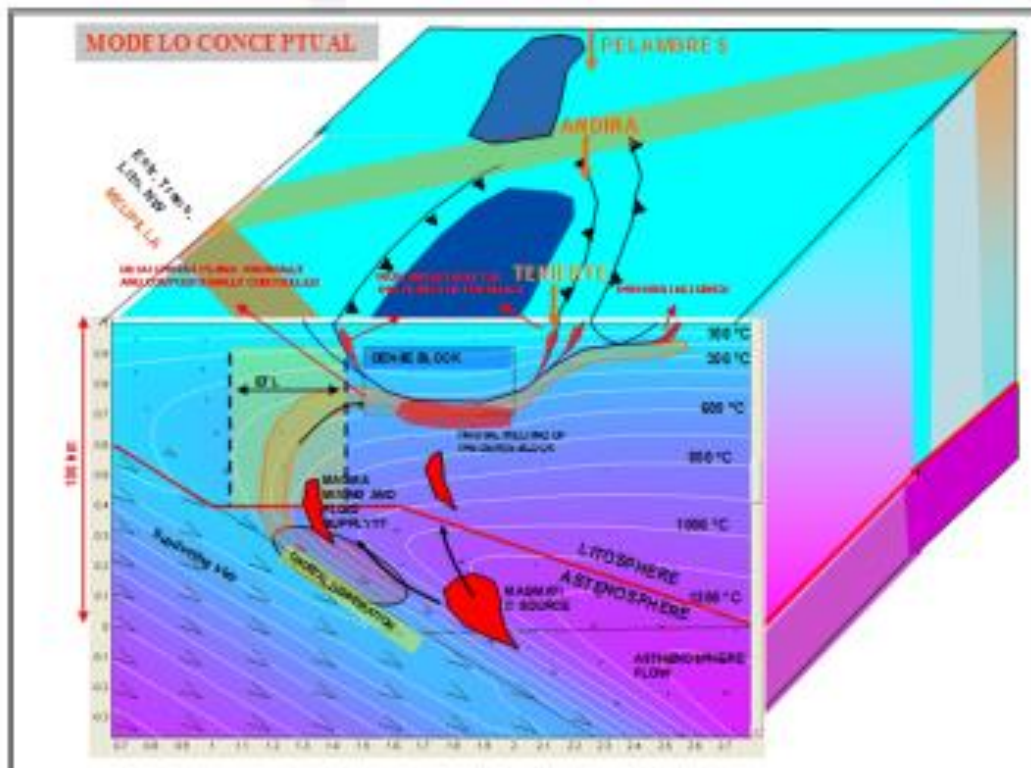
Los grandes yacimientos del segmento, además de los principales proyectos mineros (Vizcachitas, West Wall, Sulfato y Rosario de Rengo) y prospectos (Alicahue, La Engorda, Río Colorado, Laguna Negra Norte, Teno Sur), se ubican directamente o en las proximidades de los NDS

Dichos “núcleos densos” actuarían condicionando la deformación cortical en el entorno de los mismos definiendo patrones de migración y ascenso de fluidos mineralizados a lo largo de los márgenes menos competentes, y favoreciendo la acumulación de magmas en la base más competente

Las ETL's indican la presencia de un sistema estructural antiguo en el registro geológico y penetrativo hacia niveles corticales profundos que representan anisotropías de basamento de origen incierto, posiblemente asociadas a zonas de sutura, bordes de prismas de acreción, colisiones de microplacas (“**Bloques Densos**”?) y/o relictos de arcos tectonomagnéticos

No se descarta que los NDS más que actuar como una barrera al ascenso de los magmas sean la fuente de metales con la cual éstos interactúan en su base originando sistemas enriquecidos en cobre

La ubicación de estructuras translitosféricas, o “zonas de daño” en general, sumado a la existencia de “bloques densos” asociados a anomalías gravimétricas positivas en niveles subcorticales, deberían ser considerados elementos geodinámicos de primer orden en el control del ascenso y emplazamiento, y eventualmente en la génesis, de los sistemas hidrotermales Mio-Pliocenos



Modelo conceptual ejemplificado para el caso de los pórfidos Mio-Pliocenos de la zona central de Chile, pero de validez también para la génesis de los pórfidos del Eoceno-Oligoceno en la Cordillera de Domeyko en el norte de Chile. En este caso los yacimientos conocidos se ubican en el flanco oriental de los NDS's mientras que en la zona norte lo hacen en el flanco occidental de los mismos. ETL's corresponden a las NE-ENE San Antonio – Aconcagua y NW-WNW Valparaiso – Volcán Maipo (Yáñez et al., 2009).

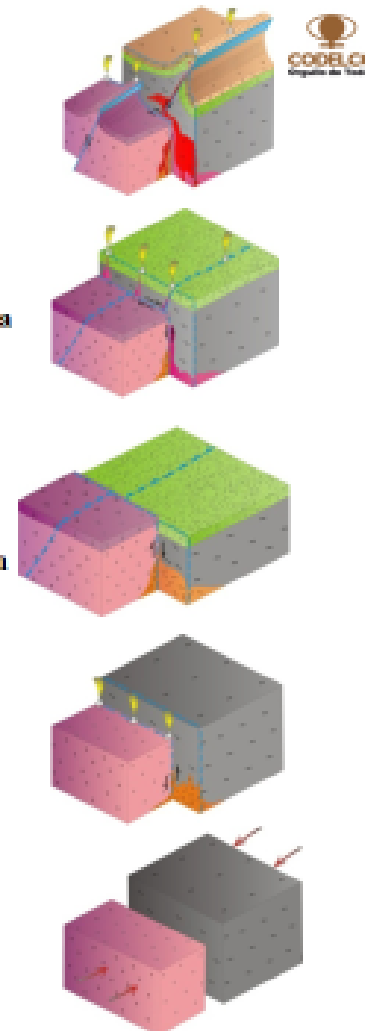
Inicio de inversión tectónica determina el ascenso de complejos plutónicos y pórfidos a niveles someros de la corteza desde cámaras magmáticas acumuladas a lo largo de **ESTRUCTURAS TRANSLITOSFÉRICAS**. Sistemas hidrotermales de alteración-mineralización se desarrollan en torno a este complejo estructural de ETL's y fallas inversas

Movimientos laterales de las **ESTRUCTURAS TRANSLITOSFÉRICAS** modifican la arquitectura de las cuencas y desplazan las proto-fallas inversas previo a la inversión tectónica. Nuevos ciclos magmáticos con volcanismo asociado se emplazan en la zona de intersección de ETL's y fallas inversas

Las **ESTRUCTURAS TRANSLITOSFÉRICAS** favorecen la formación de cuencas volcanotectónicas y/o sedimentarias sobre los bloques de basamento durante los distintos Ciclos Geológicos. Proto-fallas inversas longitudinales comienzan a formarse entre bloques contiguos de basamento. Las coberturas se deformarán de manera diferencial en respuesta a la reología del bloque

Áreas de sutura permanecen en la corteza como anisotropías de basamento formando zonas de debilidad extensas y penetrativas denominadas **ESTRUCTURAS TRANSLITOSFÉRICAS** que controlan el emplazamiento de cámaras magmáticas y la formación de cadenas volcánicas transversales al orógeno

Formación de heterogeneidades o discontinuidades corticales por colisión o amalgamación de bloques de basamento de distinta naturaleza

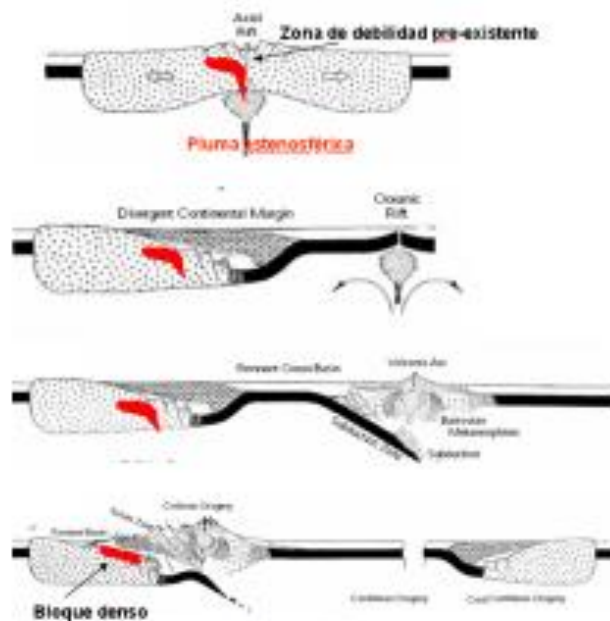


QUE ORIGEN TIENEN LOS BLOQUES DENSOS?

**HIPOTESIS DE TRABAJO EXTREMADAMENTE PRELIMINAR:
ACUMULACIÓN DE RESIDUOS MÁFICOS PRE-RIFTING**



CICLO DE WILSON



TERRENOS ACRECIONADOS A S.A. PRE-MESOZOICO



BLOQUE DENSO SE INCORPORA A CORTEZA CONTINENTAL A NIVELES "SOMEROS" Y LUEGO AL COLISIONAR LOS BLOQUES DE MICROCONTINENTES AL MARGEN ANDINO PASA A FORMAR PARTE DE ESTE.

«La geología, como ciencia, rompe la flecha del sentido del tiempo. Para nosotros el pasado es presente y tenemos la facultad de proyectar fenómenos hacia el futuro. Muchas de las cosas que hacemos tendrán reconocimiento más adelante, en especial las ideas señeras que destruyen el concepto de tiempo y espacio. Tú, en este trabajo, has expresado tu sueño acerca de fenómenos del pasado, pero de evidente repercusión actual y efectos futuros insospechados.

De esa forma avanza, paradójicamente, nuestra ciencia: destruyendo y construyendo al mismo tiempo; pasado-presente-futuro: el tiempo es solo un invento para ilusionarnos con algo concreto. Pero: no hay nada más concreto que nuestro planeta, y cuando lo conoces te das cuenta que en él, las cosas sucedieron-sucedén y sucederán. Tu estudio, además de romper el concepto clásico de las franjas metalogénicas, propone la sucesión de eventos que se encadenan entre sí, es lo multicausal.

Un acercamiento a lo bello de la evolución de la Tierra, construido caminando por el filo del riesgo – el alimento del explorador- con muy pocos, o muy incompletos, datos; mucha inferencia, lógica limitada e interpretaciones que siempre están en la frontera y pasadas, rozando la especulación. Para eso se necesita no solo ser un buen científico, también un filósofo...»

Sergio Rivera Cabello