



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

ANÁLISIS DE LA FRANJA METALOGÉNICA DE MARICUNGA, UTILIZANDO TOMOGRAFÍA SÍSMICA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

FELIPE IGNACIO BUGUEÑO CANALES

PROFESORA GUÍA:

DIANA COMTE SELMAN

PROFESOR CO-GUÍA:

REYNALDO CHARRIER GONZALEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

BRIAN TOWNLEY CALLEJAS

CONSTANTINO MPODOZIS MARIN

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto ANID AFB180004 y
FONDEF ID21110022

SANTIAGO DE CHILE

2023

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE:
Magíster en ciencias, mención Geología
POR: Felipe Ignacio Bugeño Canales
FECHA: 2023
PROFESORA GUÍA: Diana Comte Selman

ANÁLISIS DE LA FRANJA METALOGÉNICA DE MARICUNGA UTILIZANDO TOMOGRAFÍA SÍSMICA LOCAL

En las últimas décadas, la tomografía sísmica ha adquirido relevancia en la exploración y re-evaluación de yacimientos tanto a escalas *greenfield* como *brownfield*, ya que permite identificar posibles anomalías en términos de bajas razones de velocidades de ondas sísmicas (V_p/V_s) e interpretarlas como rocas competentes, como las rocas intrusivas comúnmente relacionadas a modelos genéticos de emplazamiento de yacimientos pórfidos cupríferos.

En este trabajo se estudia el modelo 3D de la tomografía sísmica en la franja metalogénica de Maricunga (26° - 28° S y 69° - $69^{\circ}30'$ W), región de Atacama, de 200 km de longitud, orientación NNE-SSW y que hospeda importantes yacimientos auríferos de edad Oligoceno – Mioceno.

Los resultados muestran una correlación espacial entre las anomalías de bajo V_p/V_s y los yacimientos auríferos: los epitermales oro-plata de alta sulfuración (distritos La Coipa y Esperanza, Soledad) están emplazados en zonas de bajo V_p/V_s , mientras que los del tipo transicional (La Pepa, Pantanillo) y pórfidos auríferos (distrito Marte-Lobo, clúster Au-Cu Luciano, Maricunga-Refugio, Santa Cecilia, Caspiche, Cerro Casale) están asociados a zonas intermedias, con valores V_p/V_s ligeramente más altos. La anomalía también se hace menos profunda de norte a sur, alcanzando 16 km en la parte norte y 11 km hacia el sur.

Más aún, al comparar los valores de las velocidades de ondas sísmicas V_p y V_s asociadas a las anomalías con resultados experimentales previos, es posible correlacionar dichas anomalías a litologías específicas: mientras los yacimientos epitermales estarían asociados a intrusivos de composición félsica a intermedia (tonalitas, granitos, granodioritas), los transicionales y pórfidos auríferos lo estarían a composiciones intermedias (dioritas), sugiriendo una variación composicional de norte a sur en la franja. Dicha variación fue validada sobreponiendo la geología de superficie y secciones, principalmente las asociadas a los eventos del Oligoceno-Mioceno, disponibles en las cartas y hojas geológicas que abarcan la zona de estudio, al modelo 3D de la tomografía sísmica.

Por lo tanto, se valida la tomografía sísmica como un método indirecto no sólo para identificar cuerpos de litologías competentes asociadas a yacimientos, sino también para interpretar tempranamente dichas anomalías de bajo V_p/V_s en términos de una composición determinada, un parámetro crítico en campañas de exploración.

Se calcula e incorpora también a este trabajo la derivada del V_p/V_s con el objetivo de detectar, con mayor sensibilidad, zonas con altas tasas de cambio de tal razón. Los resultados de su análisis muestran que las anomalías positivas observadas se presentan en la parte norte de la franja y hacia el este, poseen una vergencia oeste, disminuyen en intensidad hacia el sur y se correlacionan espacialmente con fallas locales y regionales.

DEDICATORIA

A mis papás, mi familia y Carla

AGRADECIMIENTOS

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto ANID AFB-180004 y FONDEF ID21110022, a mi profesora guía Diana por darme la oportunidad de trabajar con ella, por su simpatía, cariño, apoyo y paciencia. Eternas gracias por ayudarme a aportar un granito de arena al conocimiento científico al sacar adelante la publicación. También gracias por acercarme e integrarme con su equipo de trabajo: al profesor Reinaldo por sus aportes y conocimientos en las reuniones de trabajo y por la revisión tan minuciosa de este trabajo; a Daniela por su tremendo apoyo con la publicación, a Gonzalo por sus explicaciones tan pedagógicas que me ayudaron a desarrollar algunas aristas de este trabajo; a Marcia por sus sugerencias y recomendaciones para llevar a cabo la publicación; y a Jessica por facilitarme información muy relevante para darle el remate a este trabajo.

A mi familia, en especial mi papá y mi mamá, que me apoyaron desde el momento en que tomé la decisión de empezar este programa de magíster, el cual no lo tenía planificado para mi vida profesional ni académica, pero que las circunstancias de la vida me llevaron ahí y resultó ser más enriquecedor de lo que jamás llegué a imaginar. Gracias por toda la ayuda que pasa desapercibida para mí generalmente, pero que me han permitido llegar a donde estoy hoy. Este logro es también de ustedes.

A Carla, que me ha entendido y dado el espacio y tiempo necesarios para sacar adelante este programa de estudios. Muchas gracias por todo tu cariño, preocupación y amor, por ayudarme a sacar la mejor versión de mí mismo, por enseñarme tanto de ti, por ser mi cable a tierra y por enseñarme a valorarme a nivel personal y profesional. Que sea uno más de nuestros éxitos juntos...esto también es tuyo.

Al Teampro, el equipo con el que entreno, a Kuto y mis compañeros de equipo y toda su buena onda cada vez que compartimos ruta y tiempo en los entrenamientos siempre que logro hacerme un tiempo.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA	1
1.1. OBJETIVOS	3
1.1.1. <i>Objetivo general</i>	3
1.1.2. <i>Objetivo secundario</i>	3
1.1.3. <i>Objetivos específicos</i>	3
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	4
1.3. TOMOGRAFÍA SÍSMICA	4
1.4. RELACIÓN DE V_p , V_s Y V_p/V_s CON LITOLOGÍAS	5
1.5. MARCO SISMO-TECTÓNICO	8
1.6. MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	10
1.6.1. <i>Mapa geológico y secciones geológicas esquemáticas</i>	11
1.6.2. <i>Estratigrafía</i>	17
1.6.3. <i>Geología Estructural</i>	48
1.6.4. <i>Recursos Metálicos</i>	59
1.7. FORMACIÓN DE DEPÓSITOS TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO	65
1.8. ANÁLISIS PREVIO DE LA FRANJA DE MARICUNGA MEDIANTE TOMOGRAFÍA SÍSMICA LOCAL	69
2. METODOLOGÍA	70
2.1. BASE DE DATOS TOMOGRAFÍA SÍSMICA LOCAL	70
2.2. MODELO 3D DE VELOCIDADES DE ONDAS SÍSMICAS	71
2.3. CARACTERIZACIÓN DE LA FRANJA DE MARICUNGA	71
2.4. ANOMALÍAS DEL V_p/V_s EN VISTAS EN PLANTA	71
2.5. ANOMALÍAS DEL V_p/V_s EN SECCIONES	71
2.6. VALIDACIÓN DEL AJUSTE DE BROCHER	72
2.7. CORRELACIÓN ENTRE ANOMALÍAS DE BAJO V_p/V_s Y LITOLOGÍAS.....	72
2.8. VALIDACIÓN DE LA INTERPRETACIÓN LITOLÓGICA	72
2.9. CÁLCULO Y ANÁLISIS DE LA DERIVADA DEL V_p/V_s	72
3. RESULTADOS.....	75
3.1. CARACTERIZACIÓN DE LA FRANJA DE MARICUNGA	75
3.2. ANOMALÍAS DEL V_p/V_s EN VISTAS EN PLANTA.....	77
3.3. ANOMALÍAS DEL V_p/V_s EN SECCIONES	78
3.4. VALIDACIÓN DEL AJUSTE DE BROCHER	81
3.5. CORRELACIÓN ENTRE ANOMALÍAS DE BAJO V_p/V_s Y LITOLOGÍAS.....	81
3.6. CÁLCULO Y VISUALIZACIÓN DE LA DERIVADA DEL V_p/V_s	82
4. DISCUSIÓN.....	87
4.1. ASPECTOS GENERALES.....	87
4.2. ANOMALÍAS DE BAJO-ALTO V_p/V_s Y LA GEOLOGÍA	87
4.3. CORRELACIÓN LITOLÓGICA	90
4.4. VALIDACIÓN DE LA CORRELACIÓN LITOLÓGICA	91
4.5. ANÁLISIS DE LA DERIVADA DEL V_p/V_s	94
5. CONCLUSIÓN.....	96
6. BIBLIOGRAFÍA.....	98
ANEXOS	111

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1 PROFUNDIDAD DE LOS YACIMIENTOS MINERALES DESCUBIERTOS EN A) AUSTRALIA EN EL PERÍODO 1850-2010 (SCHODDE, 2011); B) CHILE EN EL PERÍODO 2000-2015 (COMISIÓN CHILENA DEL COBRE, 2016).....	1
FIGURA 1.2 LITOLOGÍAS IDENTIFICADAS EN FUNCIÓN DE LA VELOCIDAD DE ONDAS P (VP) Y LA DENSIDAD (MALEHMIR ET AL., 2012).....	6
FIGURA 1.3 RAZÓN DE POISSON (σ), VP/Vs VERSUS VP, IDENTIFICANDO DIFERENTES LITOLOGÍAS. LA LÍNEA DISCONTINUA HORIZONTAL MÁS DELGADA MUESTRA LA RELACIÓN DE POISSON DE 0.25 (VP/Vs = 1.73) COMÚNMENTE ASUMIDA PARA LA CORTEZA CUANDO LA PRIMERA CONSTANTE ES IGUAL AL MÓDULO DE CORTE μ (BROCHER, 2005).	7
FIGURA 1.4 COMPARACIÓN ENTRE MEDICIONES DE LABORATORIO DE VP Y VS (CHRISTENSEN, 1996) PARA UNA VARIEDAD DE ROCAS CRISTALINAS, Y EL VS CALCULADO SEGÚN EL AJUSTE DE REGRESIÓN DE BROCHER (BROCHER, 2005).	8
FIGURA 1.5 AMBIENTE TECTÓNICO Y UBICACIÓN DE LAS FRANJAS METALOGÉNICAS DE MARICUNGA Y EL INDIÓ (MODIFICADO DE LOHMEIER ET AL., 2019), MOSTRANDO LA UBICACIÓN DEL ARCO VOLCÁNICO ACTUAL Y DE LOS PRINCIPALES PÓRFIDOS CUPRÍFEROS EN CHILE, SEGÚN EDAD. LAS LÍNEAS PUNTEADAS REPRESENTAN LAS PROFUNDIDADES DE LA ZONA WADATI-BENIOFF.	9
FIGURA 1.6 MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:100.000 DE LA HOJA SALAR DE MARICUNGA (1998), EN EL CUAL SE DESTACAN LOS DOS PERFILES GEOLÓGICOS ESQUEMÁTICOS (A-A' EN SECTOR NORTE, B-B' EN SECTOR SUR) DE LA MISMA PUBLICACIÓN.	11
FIGURA 1.7 LEYENDA DEL MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:100.000 DE LA HOJA SALAR DE MARICUNGA (1998).	12
FIGURA 1.8 MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:100.000 DE LA CARTA LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO (2012), EN EL CUAL SE DESTACA EL PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO A-A' DE LA MISMA PUBLICACIÓN.	13
FIGURA 1.9 LEYENDA DEL MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:100.000 DE LA CARTA LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO (2012).	14
FIGURA 1.10 MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:100.000 DE LA CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL-CERRO JOTABECHE (2018), EN EL CUAL SE DESTACAN LOS DOS PERFILES GEOLÓGICOS ESQUEMÁTICOS (A-A' EN SECTOR NORTE, B-B' EN SECTOR SUR) DE LA MISMA PUBLICACIÓN.	15
FIGURA 1.11 LEYENDA DEL MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:100.000 DE LA CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL-CERRO JOTABECHE (2018).	16
FIGURA 1.12 PERFILES GEOLÓGICOS ESQUEMÁTICOS A-A' Y B-B' DESARROLLADOS EN LA PUBLICACIÓN HOJA SALAR DE MARICUNGA (1998).	56
FIGURA 1.13 PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO A-A' DESARROLLADO EN LA PUBLICACIÓN CARTA LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO (2012).	57
FIGURA 1.14 PERFILES GEOLÓGICOS ESQUEMÁTICOS A-A' Y B-B' DESARROLLADOS EN LA PUBLICACIÓN CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL-CERRO JOTABECHE (2018).	58
FIGURA 1.15 A) SECCIÓN RECONSTRUIDA A TRAVÉS DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN AL NORESTE DE JAPÓN (MODIFICADO DESPUÉS KIMURA ET AL., 2009) Y B) UBICACIÓN APROXIMADA DE PROCESOS RELEVANTES PARA LA FORMACIÓN DE PÓRFIDOS CUPRÍFEROS: 1) FUSIÓN PARCIAL EN MANTO ASTENOSFÉRICO, (1') FUSIÓN PARCIAL EN MANTO LITOSFÉRICO, (2) ACUMULACIÓN Y POSTERIOR FUSIÓN PARCIAL DE FUNDIDOS MANTÉLICOS PRIMITIVOS ESTANCADOS EN EL LÍMITE MANTO-CORTEZA, Y (3) FORMACIÓN DE GRANDES CÁMARAS MAGMÁTICAS, COMPOSICIONALMENTE ZONADAS, EN LA CORTEZA SUPERIOR, QUE SE RELLENA REPETITIVAMENTE POR PULSOS ASCENDENTES DE MAGMAS MÁFICOS (AUDÉTAT Y SIMON, 2012).	66
FIGURA 1.16 PRESIÓN VERSUS TEMPERATURA PARA EL MANTO SUPERIOR, DE COMPOSICIÓN LHERZOLÍTICA, MOSTRANDO LAS CURVAS DEL DRY SOLIDUS Y SOLIDUS SUB-SATURADO EN AGUA, GRADIENTE GEOTÉRMICO CONTINENTAL Y CURVAS DE ESTABILIDAD DE FASES MINERALES: ESPINELA (SP), GRANATE (GT) (FARMER, 2007).	67
FIGURA 1.17 SECCIÓN ESQUEMÁTICA A TRAVÉS DE UN TÍPICO PÓRFIDO CU-AU MOSTRANDO LAS RELACIONES ESPACIALES CON OTROS DEPÓSITOS, JUNTO A LOS FLUJOS DE LOS FLUIDOS Y TIPOS DE INCLUSIONES FLUIDAS HALLADAS EN DIFERENTES AMBIENTES (KOUZMANOV Y POKROVSKI, 2012).	68
FIGURA 2.1 RED SISMOLÓGICA TEMPORAL INSTALADA EN EL NORTE DE CHILE, CUYOS DATOS REGISTRADOS FUERON UTILIZADOS PARA DESARROLLAR LA TOMOGRAFÍA SÍSMICA. LOS TRIÁNGULOS CELESTES INDICAN LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS (COMTE ET AL., 2019; COMTE ET AL., 2020; COMTE ET AL., 2022).....	70

FIGURA 2.2 KERNEL DE CONVOLUCIÓN APLICADO AL EJE X, CORRESPONDIENTE A LA LONGITUD [°].....	73
FIGURA 2.3 KERNEL DE CONVOLUCIÓN APLICADO AL EJE Y, CORRESPONDIENTE A LA LATITUD [°].....	73
FIGURA 2.4 KERNEL DE CONVOLUCIÓN APLICADO AL EJE Z, CORRESPONDIENTE A LA ELEVACIÓN [M].	73
FIGURA 2.5 DEFINICIÓN DE CONDICIONES DE BORDE EN UN ESPACIO 2D, REPLICANDO LAS PRIMERAS Y ÚLTIMAS FILAS Y COLUMNAS EN LA BASE DE DATOS.....	74
FIGURA 3.1 UBICACIÓN DE LOS CENTROS DE ALTERACIÓN EN LA FRANJA DE MARICUNGA, NORTE DE CHILE. LAS EIDADES APROXIMADAS DE LOS PRINCIPALES EVENTOS DE ALTERACIÓN-MINERALIZACIÓN SON MOSTRADAS EN MA. LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y LAS ZONAS VOLCÁNICAS DEL MIOCENO MEDIO-TARDÍO ESTÁN REPRESENTADOS POR SOMBRAS GRISAS Y CELESTES, RESPECTIVAMENTE. LOS COMPLEJOS VOLCÁNICOS ESTÁN REPRESENTADOS POR TRIÁNGULOS BLANCOS (MODIFICADO DE SILLITOE ET AL., 1991). LAS TRAZAS EN SUPERFICIE DE LAS FALLAS GEOLÓGICAS (EXTRAÍDAS DE LA HOJA SALAR DE MARICUNGA; CARTA LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO; CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL-CERRO JOTABECHE) ESTÁN REPRESENTADAS POR LÍNEAS AZULES. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS DEPÓSITOS AURÍFEROS ESTÁ INDICADA CON ESTRELLAS AMARILLAS, NARANJAS Y ROJAS PARA REPRESENTAR EPITERMALES ORO-PLATA DE ALTA SULFURACIÓN, TRANSICIONALES Y PÓRFIDOS ORO-COBRE, RESPECTIVAMENTE. LOS SEGMENTOS BLANCO-NEGRO REPRESENTAN LAS SIGUIENTES SECCIONES GEOLÓGICAS ESQUEMÁTICAS: P1-P2 (HOJA SALAR DE MARICUNGA), P3 (CARTA LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO) Y P4-P5 (CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL-CERRO JOTABECHE) (MODIFICADO DE BUGUEÑO ET AL., 2022).	76
FIGURA 3.2 VISTA EN PLANTA DEL MODELO Vp/Vs (CON INTERVALOS DE CONTOURNO DE 0.01) A PROFUNDIDADES DE: A) 2 KM, B) 6 KM Y C) 10 KM. LAS ESTRELLAS AMARILLAS, NARANJAS Y ROJAS REPRESENTAN DEPÓSITOS EPITERMALES DE ALTA SULFURACIÓN ORO-PLATA, TRANSICIONALES Y PÓRFIDOS AURÍFEROS, RESPECTIVAMENTE; LAS LÍNEAS AZULES REPRESENTAN LAS TRAZAS DE LAS FALLAS GEOLÓGICAS EN SUPERFICIE; LOS TRIÁNGULOS CELESTES REPRESENTAN ESTACIONES SÍSMICAS TEMPORALES (MODIFICADO DE BUGUEÑO ET AL., 2022).	77
FIGURA 3.3 PERFIL P1 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL A-A' DESARROLLADO EN LA HOJA SALAR DE MARICUNGA, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DEL Vp/Vs EN PROFUNDIDAD. LA ANOMALÍA DE BAJO Vp/Vs Y SU PROFUNDIDAD HAN SIDO DESTACADAS, ASÍ COMO LAS LITOLOGÍAS DE LOS EVENTOS VOLCÁNICOS DEL PERÍODO OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR.	78
FIGURA 3.4 PERFIL P2 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL B-B' DESARROLLADO EN LA HOJA SALAR DE MARICUNGA Y QUE PASA POR EL DISTRINTO LA COIPA, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DEL Vp/Vs EN PROFUNDIDAD. LA ANOMALÍA DE BAJO Vp/Vs Y SU PROFUNDIDAD HAN SIDO DESTACADAS, ASÍ COMO LAS LITOLOGÍAS DE LOS EVENTOS VOLCÁNICOS DEL PERÍODO OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR Y DEL MIOCENO MEDIO.....	79
FIGURA 3.5 PERFIL P3 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL A-A' DESARROLLADO EN LA CARTA LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO Y QUE PASA POR EL YACIMIENTO LA PEPA, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DEL Vp/Vs EN PROFUNDIDAD. LA ANOMALÍA DE BAJO Vp/Vs Y SU PROFUNDIDAD HAN SIDO DESTACADAS, ASÍ COMO LAS LITOLOGÍAS DE LOS EVENTOS VOLCÁNICOS DEL PERÍODO OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR Y DEL MIOCENO MEDIO.....	79
FIGURA 3.6 PERFIL P4 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL A-A' DESARROLLADO EN LA CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL – CERRO JOTABECHE Y QUE PASA POR EL YACIMIENTO REFUGIO, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DEL Vp/Vs EN PROFUNDIDAD. LA ANOMALÍA DE BAJO Vp/Vs Y SU PROFUNDIDAD HAN SIDO DESTACADAS, ASÍ COMO LAS LITOLOGÍAS DE LOS EVENTOS VOLCÁNICOS DEL PERÍODO OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR.....	80
FIGURA 3.7 PERFIL P5 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL B-B' DESARROLLADO EN LA CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL – CERRO JOTABECHE Y QUE PASA POR EL YACIMIENTO CERRO CASALE, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DEL Vp/Vs EN PROFUNDIDAD. LA ANOMALÍA DE BAJO Vp/Vs Y SU PROFUNDIDAD HAN SIDO DESTACADAS, ASÍ COMO LAS LITOLOGÍAS DE LOS EVENTOS VOLCÁNICOS DEL PERÍODO OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR Y DEL MIOCENO MEDIO.....	80
FIGURA 3.8 GRÁFICO DEL Vs EN FUNCIÓN DEL Vp PARA LAS LITOLOGÍAS TONALITA-GNEISS DE BIOTITA (BGN), DIORITA (DIO) Y GRANITO-GRANODIORITA (GRA). LOS PUNTOS AZULES REPRESENTAN LOS VALORES PROMEDIO DE Vp Y Vs OBTENIDOS EXPERIMENTALMENTE POR CHRISTENSEN (1996) BAJO UNA PRESIÓN DE 200 MPA. LOS PUNTOS NARANJOS REPRESENTAN LOS VALORES Vp Y Vs OBSERVADOS EN LOS DEPÓSITOS AURÍFEROS DE LA FRANJA DE MARICUNGA A PARTIR DEL MODELO FINAL DE VELOCIDADES SÍSMICAS A 6.5 KM	

DE PROFUNDIDAD. LOS PUNTOS GRISES REPRESENTAN LA RAZÓN ENTRE EL VP OBSERVADO Y EL VS AJUSTADO SEGÚN LA FÓRMULA DE BROCHER (ECUACIÓN 4) (BUGUEÑO ET AL., 2022).	82
FIGURA 3.9 VISTA EN PLANTA DE LA DERIVADA DEL VP/Vs EN LA LONGITUD (CON INTERVALOS DE CONTOURNO DE 0.001) A PROFUNDIDADES DE: A) 2KM, B) 6 KM Y C) 10 KM. LAS ESTRELLAS AMARILLAS, NARANJAS Y ROJAS REPRESENTAN DEPÓSITOS EPITERMALES DE ALTA SULFURACIÓN ORO-PLATA, TRANSICIONALES Y PÓRFIDOS AURÍFEROS, RESPECTIVAMENTE; LAS LÍNEAS AZULES REPRESENTAN LAS TRAZAS DE LAS FALLAS GEOLÓGICAS EN SUPERFICIE; LOS TRIÁNGULOS CELESTES REPRESENTAN ESTACIONES SÍSMICAS TEMPORALES.....	83
FIGURA 3.10 PERFIL P1 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL A-A' DESARROLLADO EN LA HOJA SALAR DE MARICUNGA, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DE LA DERIVADA DEL VP/Vs EN PROFUNDIDAD.....	84
FIGURA 3.11 PERFIL P2 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL B-B' DESARROLLADO EN LA HOJA SALAR DE MARICUNGA Y QUE PASA POR EL DISTRINTO LA COIPA, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DE LA DERIVADA DEL VP/Vs EN PROFUNDIDAD.....	85
FIGURA 3.12 PERFIL P3 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL A-A' DESARROLLADO EN LA CARTA LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO Y QUE PASA POR EL YACIMIENTO LA PEPA, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DE LA DERIVADA DEL VP/Vs EN PROFUNDIDAD.....	85
FIGURA 3.13 PERFIL P4 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL A-A' DESARROLLADO EN LA CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL – CERRO JOTABECHE Y QUE PASA POR EL YACIMIENTO REFUGIO, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DE LA DERIVADA DEL VP/Vs EN PROFUNDIDAD.....	86
FIGURA 3.14 PERFIL P5 QUE INTEGRA LA SECCIÓN GEOLÓGICA DEL PERFIL B-B' DESARROLLADO EN LA CARTA GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO CADILLAL – CERRO JOTABECHE Y QUE PASA POR EL YACIMIENTO CERRO CASALE, JUNTO CON EL COMPORTAMIENTO DE LA DERIVADA DEL VP/Vs EN PROFUNDIDAD.....	86

ÍNDICE DE ECUACIONES

ECUACIÓN 1.1 VELOCIDADES DE LAS ONDAS SÍSMICAS: A) V_P Y B) V_S , EN FUNCIÓN DE LAS CONSTANTES DE LAMÉ (λ , μ) Y LA DENSIDAD (ρ).	5
ECUACIÓN 1.2 RAZÓN V_P/V_S EN FUNCIÓN DE LAS CONSTANTES DE LAMÉ (λ , μ).	5
ECUACIÓN 1.3 RAZÓN DE POISSON (Σ) EN FUNCIÓN DE LAS VELOCIDADES DE ONDAS SÍSMICAS (V_P , V_S).	6
ECUACIÓN 1.4 AJUSTE DE REGRESIÓN DE BROCHER (2005), EL CUAL PERMITE INFERIR V_S EN FUNCIÓN DE V_P	7

1. INTRODUCCIÓN

1.1. EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA

La exploración minera a nivel global ha tenido que enfrentar desafíos emergentes como la disminución de las leyes minerales, una ejecución sustentable y ser desarrollada a una profundidad cada vez mayor (Vargas et al., 2020; Comte et al., 2021). Durante los últimos 35 años, en Los Andes centrales la historia de los descubrimientos indica que estos tienen poca o nula expresión superficial, y que se ubican principalmente bajo zonas cubiertas, lo que implica una mayor profundidad de exploración. Como la mayoría de los depósitos minerales localizados en la superficie ya han sido descubiertos y explotados, la exploración minera ha estado enfocada hacia zonas más profundas, en donde los métodos geofísicos indirectos ofrecen un apoyo importante en la interpretación del subsuelo.

La Figura 1.1a muestra la profundidad de los yacimientos minerales descubiertos en Australia, entre los años 1850 y 2010 (Schodde, 2011). Se observa que, inicialmente, la exploración se desarrolló a niveles muy superficiales, los que fueron progresivamente más profundos a partir del año 1990. Otra de las observaciones es que la densidad de descubrimientos es considerablemente mayor a niveles más superficiales. También se aprecia que los grandes depósitos minerales, clasificados como supergigantes, en su mayoría han sido descubiertos cerca de la superficie.

La Figura 1.1b muestra la profundidad de los yacimientos minerales descubiertos en Chile, entre los años 2000 y 2015 (Comisión Chilena del Cobre, 2016). Se observa que, al igual que en Australia, la profundidad de hallazgo de los depósitos minerales ha aumentado progresivamente con el tiempo.

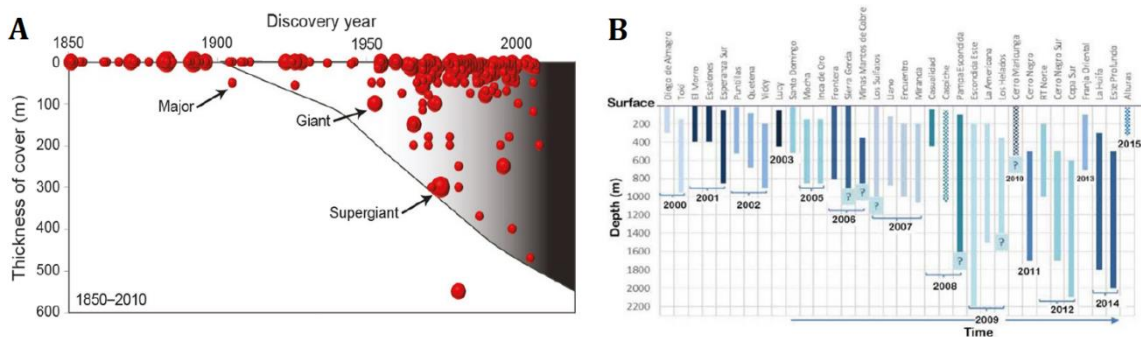


Figura 1.1 Profundidad de los yacimientos minerales descubiertos en a) Australia en el período 1850-2010 (Schodde, 2011); b) Chile en el período 2000-2015 (Comisión Chilena del Cobre, 2016).

La tomografía sísmica ha apoyado a la comprensión de los procesos geodinámicos que ocurren a nivel de corteza y manto terrestres, tanto en las áreas de geología regional como en exploración minera. Considerando que las ondas sísmicas proveen de información sobre el medio a través del cual se propagan, la tomografía sísmica puede ser considerada como una metodología aplicada a la exploración minera profunda, permitiendo visualizar el subsuelo mediante un modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas.

Su aplicación en exploración minera ha sido validada para grandes yacimientos del tipo pórfido cuprífero, en el norte y centro de Chile. En estos depósitos, las fases fluidas que contienen la mineralización son exseltas a partir de magmas emplazados en la corteza superior (Audétat and Simon, 2012), y con el paso del tiempo estos magmas se enfrían y cristalizan, formando cuerpos rocosos intrusivos de grandes dimensiones.

Este tipo de cuerpos ha sido detectado en el norte de Chile, mediante tomografía sísmica como anomalías de velocidades de onda sísmica P y S, con bajos valores de la razón V_p/V_s (Comte et al., 2020).

Específicamente, ha sido validado para distintos tipos de yacimientos en las franjas metalogénicas más importantes que han sido definidas en Chile.

1. Estratoligados de cobre:

- Jurásico: Mantos Blancos
- Cretácico temprano: El Soldado

2. Pórfidos cobre-molibdeno:

- Paleoceno-Eoceno temprano: Cerro Colorado
- Eoceno tardío-Oligoceno: Chuquicamata
- Mioceno tardío-Plioceno temprano: El Teniente, Rio Blanco – Los Bronces

A partir de esto, se concluye que su uso es potencialmente atractivo como una herramienta de exploración minera a escalas *greenfield* y *brownfield*.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

El objetivo principal de este trabajo de investigación es establecer correlaciones entre la distribución/ubicación de los yacimientos auríferos que conforman la franja metalogénica de Maricunga y las anomalías de bajo Vp/Vs que sean detectadas en la tomografía sísmica.

1.1.2. Objetivo secundario

Dentro de los objetivos secundarios está asociar las anomalías de bajo Vp/Vs, en función de las velocidades de onda sísmica Vp, Vs y de la razón Vp/Vs, a litologías de carácter intrusivo, en particular a aquellas cuyas composiciones han sido relacionadas en la literatura a la génesis de yacimientos tipo pórfido y epitermales.

Las interpretaciones litológicas serán validadas, a partir de la geología de superficie levantada en la zona de estudio y que está disponible en la literatura.

También se busca establecer una correlación entre las anomalías de alto Vp/Vs detectadas por la tomografía sísmica y los principales sistemas de falla en el área de estudio.

Finalmente, se calculará la derivada del Vp/Vs y se analizará la distribución de posibles anomalías.

1.1.3. Objetivos específicos

Los objetivos específicos son los siguientes:

- Caracterizar los yacimientos minerales presentes en la franja de Maricunga, considerando elementos de importancia para el análisis a realizar como su localización geográfica, tipo de yacimiento y edad de mineralización.
- Determinar la distribución general de las distintas anomalías identificadas por la tomografía sísmica.
- Definir una relación espacial entre la distribución de las anomalías de bajo Vp/Vs y los tipos de yacimientos que están presentes en la franja.
- Interpretar las anomalías bajo los yacimientos, a nivel de corteza superior, en términos de litología y en función de los parámetros Vp, Vs y Vp/Vs.
- Validar la interpretación litológica, a partir de las anomalías de bajo Vp/Vs en profundidad, con la geología superficial en la zona de estudio.
- Calcular la derivada del Vp/Vs en el espacio mediante una convolución y utilizando una matriz tipo kernel.
- Analizar la distribución de anomalías de la derivada del Vp/Vs y correlacionar con geología básica de superficie.

1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

La hipótesis de este trabajo de investigación es que existe una correlación entre las anomalías de bajo V_p/V_s y la distribución/ubicación de los yacimientos auríferos en la franja de Maricunga. Adicionalmente, estas anomalías están relacionadas a litologías de alta rigidez, tal y como son las rocas intrusivas. Esta relación se determinará en función de las velocidades de onda sísmica (V_p , V_s) y de la razón V_p/V_s , y los valores obtenidos deben ser acorde a las composiciones de magma que son comúnmente relacionadas en la literatura a la génesis de depósitos tipo pórfido y epitermales.

Dado que esta correlación ya ha sido validada en las franjas metalogénicas más relevantes definidas en Chile, podría validarse también para la franja de Maricunga.

De acuerdo con lo anterior y con los antecedentes disponibles para otras zonas mineralizadas, existe una correlación espacial entre las anomalías de alto V_p/V_s y los principales sistemas de falla locales en la zona de estudio, documentados en la literatura por tener un fuerte control estructural en el emplazamiento de depósitos minerales.

Finalmente, el estudio permitirá validar la interpretación litológica, en base a las características (V_p , V_s) de la anomalía de bajo V_p/V_s detectadas por la tomografía sísmica, haciendo el cruce con la geología básica de superficie levantada por otros autores en la zona de estudio.

1.3. TOMOGRAFÍA SÍSMICA

La tomografía sísmica es un método geofísico, desarrollado inicialmente por Aki y Lee (1976), que utiliza la propagación de las ondas sísmicas al interior de la Tierra para inferir un campo de velocidades sísmicas y, con ello, interpretar posibles anomalías en términos de variaciones de las propiedades físico-químicas del medio.

Para desarrollarla, se requiere una alta tasa de sismicidad natural y varios receptores, los que corresponden a las estaciones sismológicas que registran los tiempos de llegada de las ondas en superficie.

Inicialmente, se define un modelo de velocidades unidimensional, vale decir un modelo de velocidades de capas planas. En base a esto, se pueden calcular los tiempos de llegada teóricos de las ondas a los receptores, los que no siempre coinciden con los tiempos observados dado que el modelo real es más complejo. Lo anterior se debe a las heterogeneidades en el medio de propagación, como puede ser un tipo de roca diferente, presencia de fluidos o estructuras de gran escala como sistemas de fallas geológicas.

El campo de velocidades se obtiene mediante un proceso iterativo, y contempla la resolución de dos problemas: uno directo y uno inverso.

El problema directo permite obtener una predicción de los parámetros hipocentrales (x_0, y_0, z_0, t_0) asociados a la ubicación espacial y tiempo origen del sismo, en base al modelo de velocidades inicial.

El problema inverso permite obtener un nuevo modelo de velocidades del medio a estudiar, cuya resolución pasa por:

1. Asumir un modelo inicial de velocidad de onda (modelo homogéneo unidimensional de capas planas).
2. Estimar tiempos de llegada para cada estación i , en función de su ubicación (x_i, y_i, z_i) y la localización del hipocentro del sismo (x_0, y_0, z_0, t_0) .
3. Comparar los tiempos de llegada estimado (t_{est}) y observado (t_{obs}) : la diferencia de tiempos (residual) será pequeña si el modelo usado es correcto; por otro lado, serán significativas si las ondas atraviesan estructuras anómalas: $\Delta t > 0$ para anomalías de baja velocidad, y $\Delta t < 0$ para anomalías de alta velocidad.

1.4. RELACIÓN DE V_p , V_s Y V_p/V_s CON LITOLOGÍAS

Las velocidades de las ondas sísmicas P y S (V_p y V_s , respectivamente) se pueden escribir en función de las constantes de Lamé (λ, μ) y de la densidad (ρ) como se ilustra en la Ecuación 1.1a y Ecuación 1.1b, respectivamente:

$$a) \quad V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad b) \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Ecuación 1.1 Velocidades de las ondas sísmicas: a) V_p y b) V_s , en función de las constantes de Lamé (λ, μ) y la densidad (ρ).

De esta forma, la razón V_p/V_s resulta ser independiente de la densidad, e inversamente proporcional a la rigidez μ (λ no tiene una interpretación física equivalente), como se ilustra en la Ecuación 1.2:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} = \sqrt{\left(\frac{\lambda}{\mu} + 2\right)}$$

Ecuación 1.2 Razón V_p/V_s en función de las constantes de Lamé (λ, μ).

Altos valores de la razón V_p/V_s indican un bajo valor de la rigidez μ , lo que se correlaciona con la presencia de rocas poco consolidadas, con alto grado de fracturamiento y posiblemente con presencia de fluidos. Por otro lado, bajos valores V_p/V_s indican un alto valor de la rigidez, lo que se correlaciona con la presencia de rocas muy consolidadas, como intrusivos y brechas volcánicas (Comte et al., 2020).

Si bien existen resultados experimentales que corroboran estas correlaciones, el análisis para discriminar litologías puede mejorarse significativamente si se consideran otros parámetros sísmicos simultáneamente. Entre estos está la relación entre la velocidad de la onda P (V_p) y la densidad, y la razón de Poisson (σ) en función de las velocidades de ondas sísmicas (Ecuación 1.3):

$$\sigma = \frac{(V_P^2 - 2V_S^2)}{2(V_P^2 - V_S^2)} = \frac{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 2}$$

Ecuación 1.3 Razón de Poisson (σ) en función de las velocidades de ondas sísmicas (V_p , V_s).

La discriminación de litologías relacionando V_p y la densidad (Malehmir et al., 2012) se observa en la Figura 1.2. Se debe considerar que no siempre se conoce el valor de la densidad, y que hay otros elementos que controlan la velocidad de onda sísmica, como la temperatura, presión, textura mineral, porosidad, saturación de fluidos y otros. De ahí que la tomografía sísmica adquiere relevancia, dado que la razón V_p/V_s es independiente de la densidad.

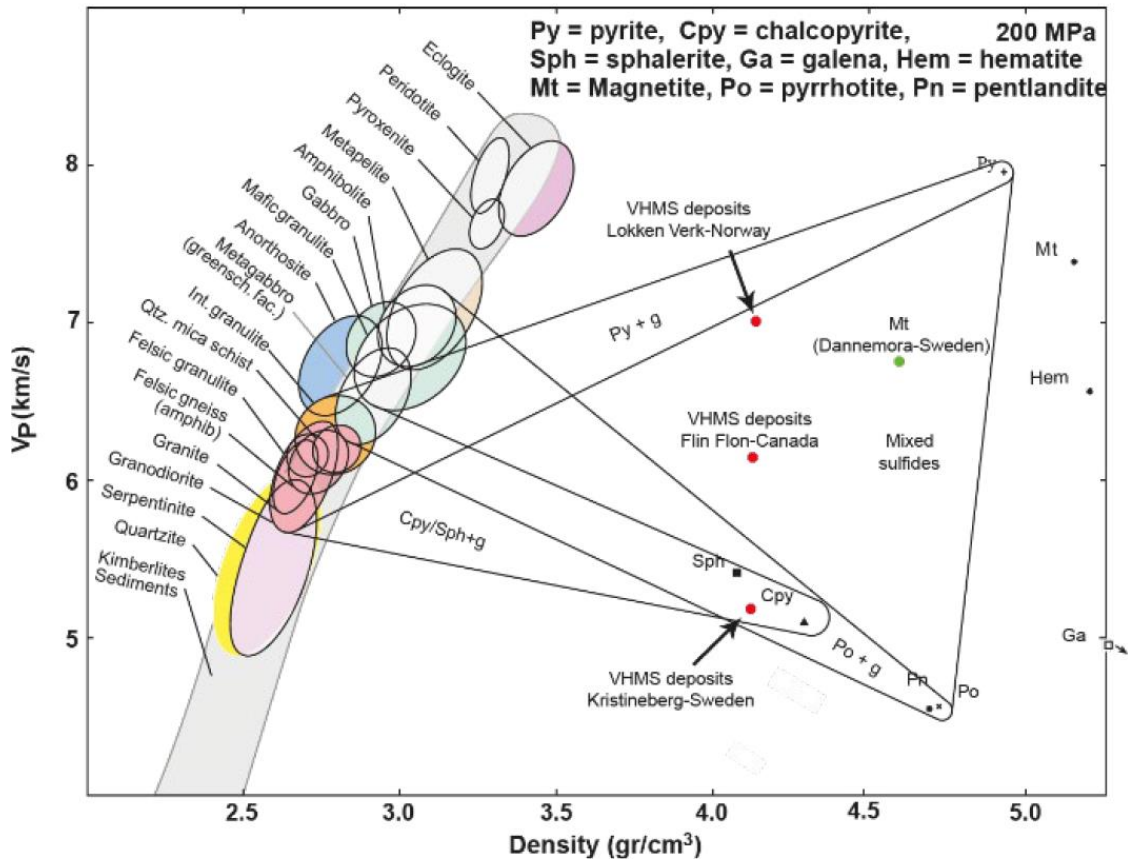


Figura 1.2 Litologías identificadas en función de la velocidad de ondas P (V_p) y la densidad (Malehmir et al., 2012).

Brocher (2005) realizó una compilación de velocidades de ondas sísmicas V_p y V_s para una amplia variedad de litologías (Figura 1.3) distribuidas alrededor del mundo, utilizando registros de perforaciones, perfiles sísmicos verticales, mediciones de laboratorio y modelos de tomografía sísmica. Esta compilación fue utilizada para definir nuevas relaciones no-lineales, multi-valuadas y cuantitativas entre V_p y V_s para la corteza terrestre.

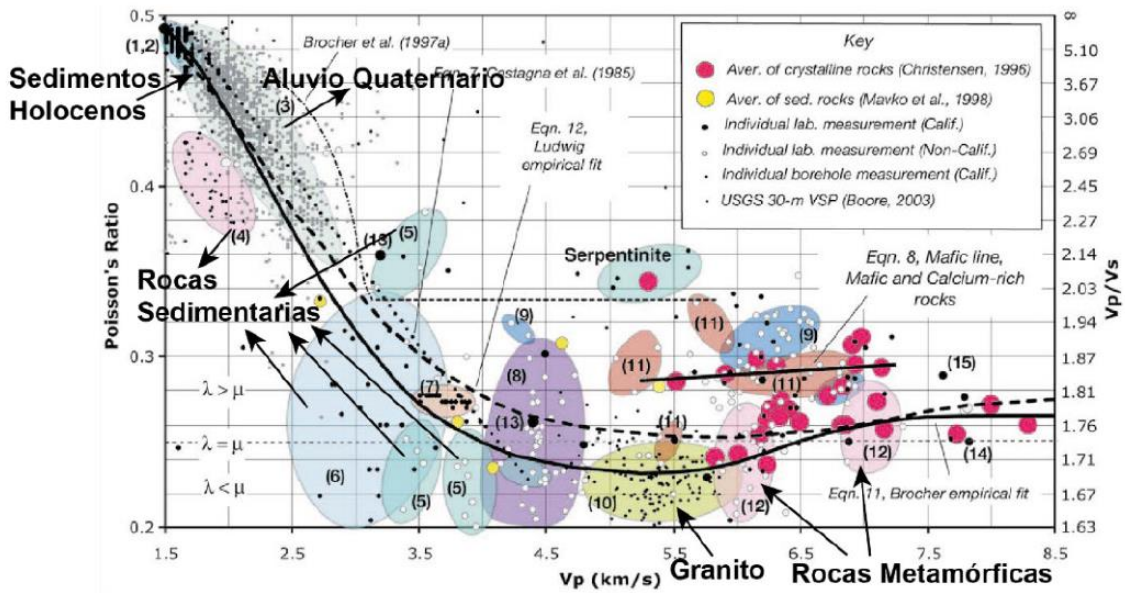


Figura 1.3 Razón de Poisson (σ), V_p/V_s versus V_p , identificando diferentes litologías. La línea discontinua horizontal más delgada muestra la relación de Poisson de 0.25 ($V_p/V_s = 1.73$) comúnmente asumida para la corteza cuando la primera constante es igual al módulo de corte μ (Brocher, 2005).

Asimismo, Brocher (2005) presenta relaciones empíricas entre V_p , V_s y ρ , que pueden ser usadas para inferir V_s para toda la corteza terrestre a partir de V_p o ρ . En particular, la regresión de las observaciones de V_p y V_s para todas las litologías (excepto las ricas en calcio, rocas máficas, gabros y serpentinitas) produjeron la siguiente nueva relación empírica (Ecuación 1.4) para V_s , en función de V_p :

$$V_s(\text{km/s}) = 0.7858 - 1.2344V_p + 0.7949V_p^2 - 0.1238V_p^3 + 0.0064V_p^4$$

Ecuación 1.4 Ajuste de regresión de Brocher (2005), el cual permite inferir V_s en función de V_p .

Al comparar las mediciones de laboratorio (Christensen, 1996) de V_p y V_s para una variedad de rocas cristalinas ígneas y metamórficas (Figura 1.4), a una presión de confinamiento de 200 [MPa] (2 [Kbar]), y el valor de V_s calculado según el ajuste de regresión de Brocher, resulta en que los desajustes promedios producidos por esta regresión son menores que 0.08 [km/s].

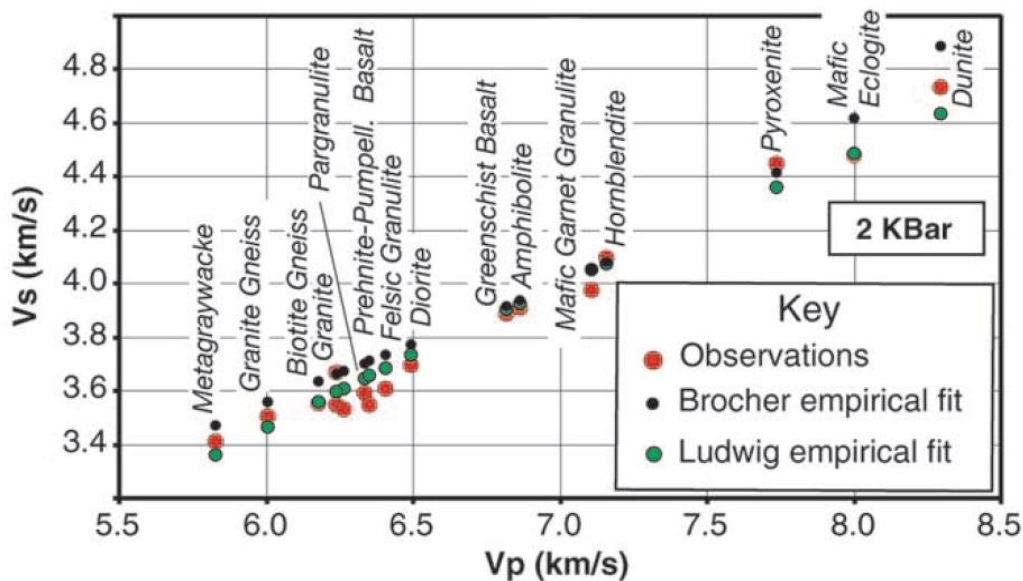


Figura 1.4 Comparación entre mediciones de laboratorio de V_p y V_s (Christensen, 1996) para una variedad de rocas cristalinas, y el V_s calculado según el ajuste de regresión de Brocher (Brocher, 2005).

1.5. MARCO SISMO-TECTÓNICO

La franja volcánica y metalogénica de Maricunga ($26^{\circ}00'-28^{\circ}00'$ S, $69^{\circ}00'-69^{\circ}30'$ W) está compuesta por un grupo de volcanes andesíticos-dacíticos, de edad Oligoceno y Mioceno (McKee et al., 1994). Corresponde a una zona transicional, delimitada al sur por una zona de subducción plana (en adelante denominada como *flat-slab*) y al norte por una zona de subducción normal y su vinculada zona volcánica central (CVZ). La transición de la subducción desde la zona de *flat-slab* a una subducción normal hacia el norte es relativamente suave, mientras que hacia el sur es abrupta (Figura 1.5), según las profundidades de la zona Wadati-Benioff (Mpodozis et al., 1995).

Esta franja posee una orientación NNE-SSW, y hospeda importantes depósitos de oro que han sido clasificados como pórfidos oro-cobre, epitermales oro-plata de alta sulfuración y transicionales entre ambos tipos. La Figura 1.5 muestra la ubicación de la franja de Maricunga a una menor escala, junto a la ubicación del arco volcánico actual. También se presenta la ubicación de la franja El Indio, de edad Mioceno temprano y definida en la literatura como una extensión de la franja de Maricunga hacia el sur.

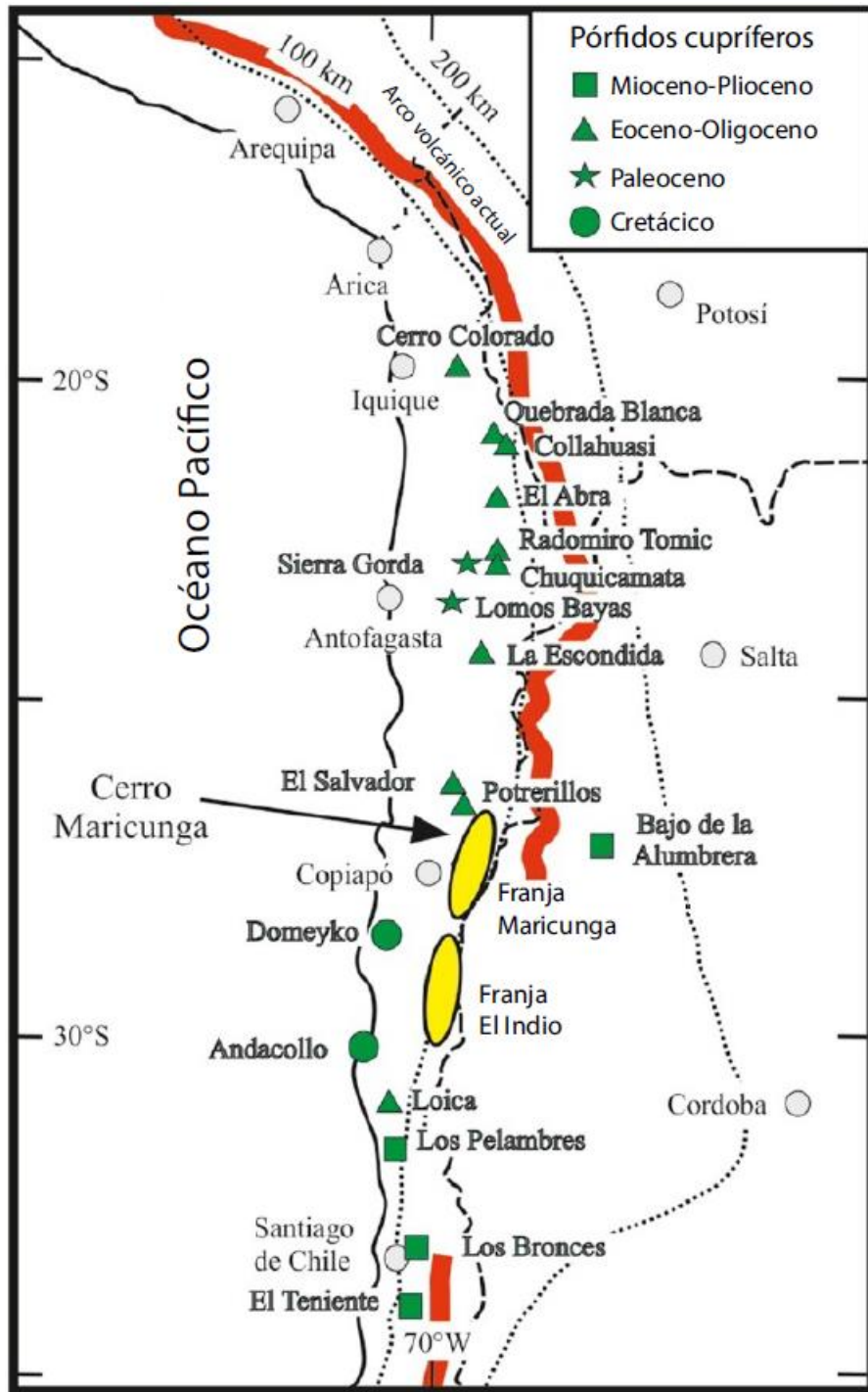


Figura 1.5 Ambiente tectónico y ubicación de las franjas metalogénicas de Maricunga y El Indio (modificado de Lohmeier et al., 2019), mostrando la ubicación del arco volcánico actual y de los principales pórfidos cupríferos en Chile, según edad. Las líneas punteadas representan las profundidades de la zona Wadati-Benioff.

1.6. MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

A continuación se presenta el marco geológico en la zona de estudio, el cual está distribuido en las siguientes publicaciones de SERNAGEOMIN, de norte a sur:

- Hoja Salar de Maricunga (Cornejo, P., Mpodozis, C., Tomlinson, A. 1998)
Escala: 1 : 100.000
Coordenadas: 26°30' – 27°00' S y 69°00' – 69°30' O
UTM 450.000 m E – 500.000 mE
- Carta Laguna del Negro Francisco (Mpodozis, C., Iriarte, S., Gardeweg, M., Valenzuela, M. 2012)
Escala: 1 : 100.000
Coordenadas: 27°00' – 27°30' S y 69°00' – 69°30' O
UTM 450.000 m E – 500.000 mE
- Carta Geología del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche (Mpodozis, C., Clavero, J., Quiroga, R., Droguett, B., Arcos, R. 2018)
Escala: 1 : 100.000
Coordenadas: 27°30' – 28°00' S y 69°30' O hasta el límite con Argentina.
UTM 450.000 m hasta límite con Argentina.

1.6.1. Mapa geológico y secciones geológicas esquemáticas

Se presenta en este subcapítulo el mapa geológico en superficie y secciones geológicas esquemáticas correspondientes a toda la zona que conforma la franja metalogénica de Maricunga.

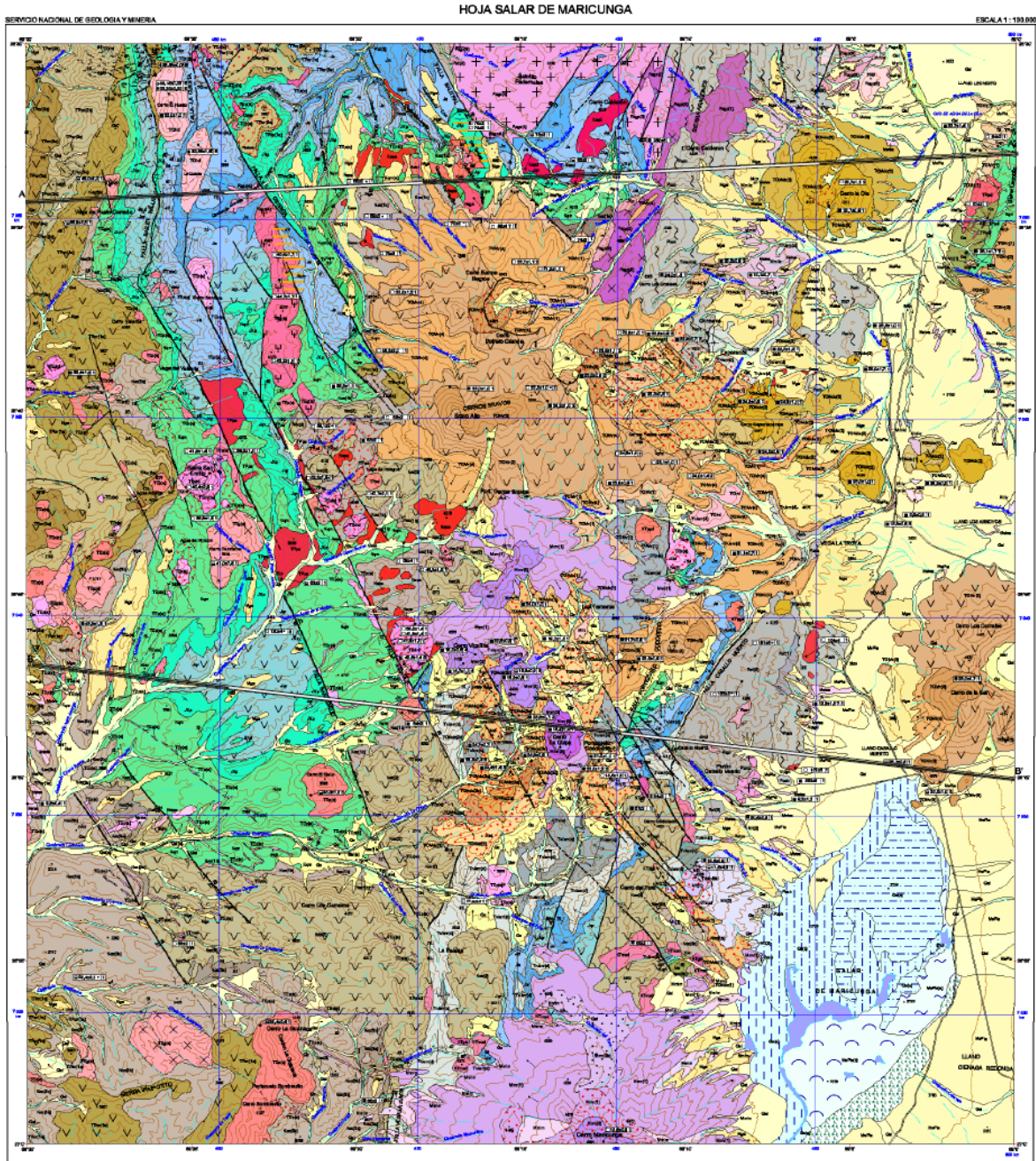


Figura 1.6 Mapa geológico escala 1:100.000 de la Hoja Salar de Maricunga (1998), en el cual se destacan los dos perfiles geológicos esquemáticos (A-A' en sector norte, B-B' en sector sur) de la misma publicación.

LEYENDA



Figura 1.7 Leyenda del mapa geológico escala 1:100.000 de la Hoja Salar de Maricunga (1998).

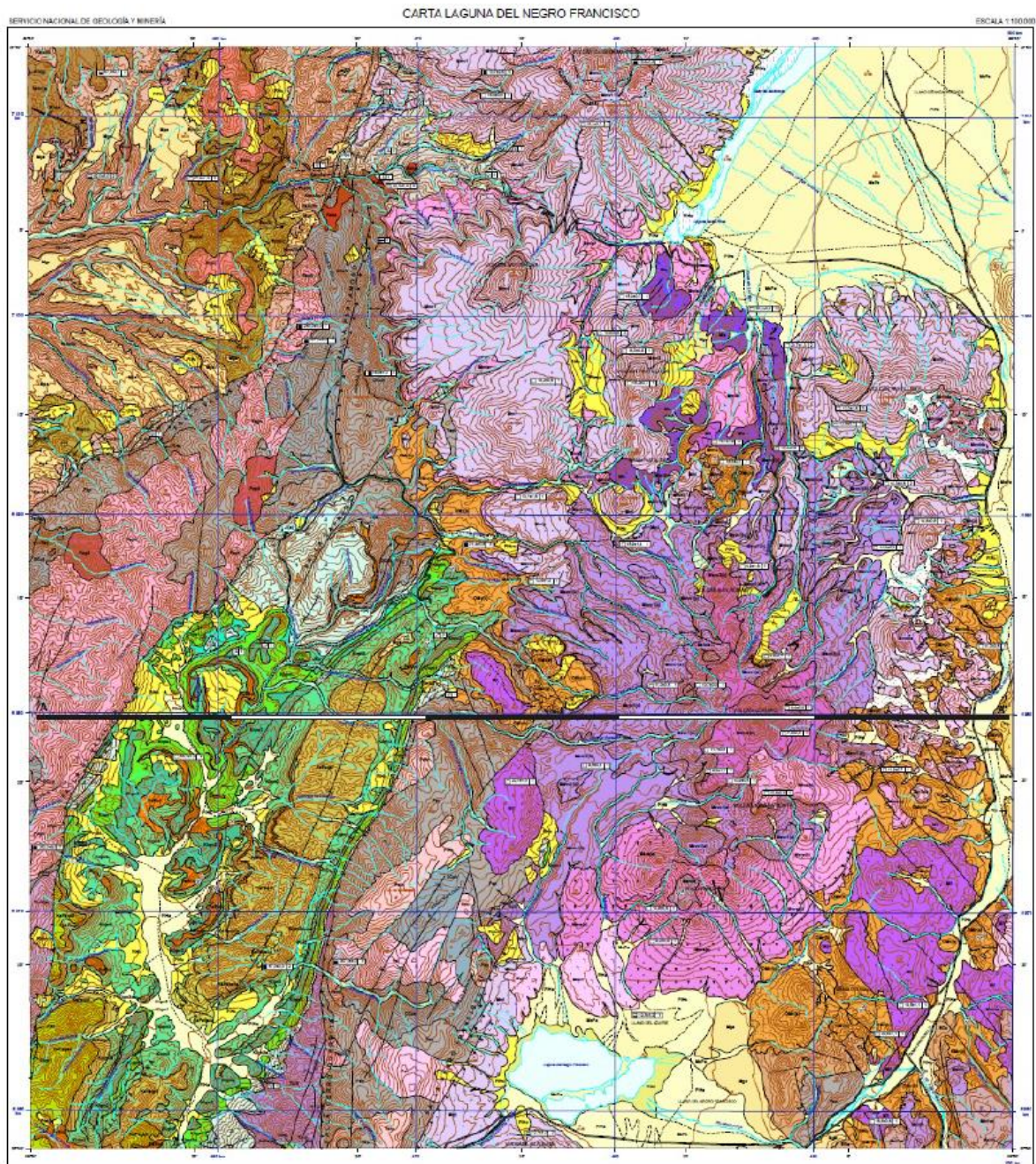


Figura 1.8 Mapa geológico escala 1:100.000 de la Carta Laguna del Negro Francisco (2012), en el cual se destaca el perfil geológico esquemático A-A' de la misma publicación.

LEYENDA

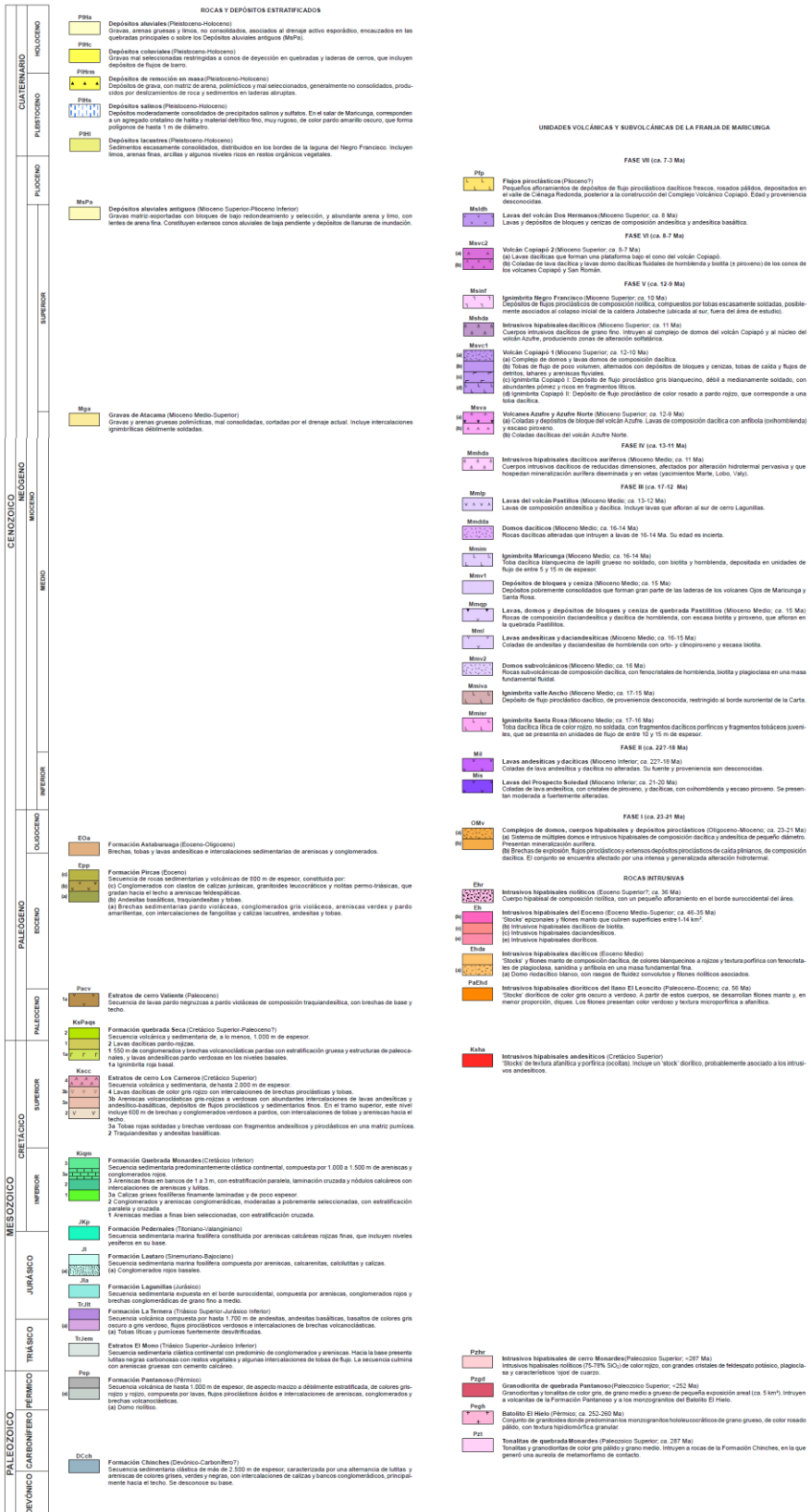


Figura 1.9 Leyenda del mapa geológico escala 1:100.000 de la Carta Laguna del Negro Francisco (2012).

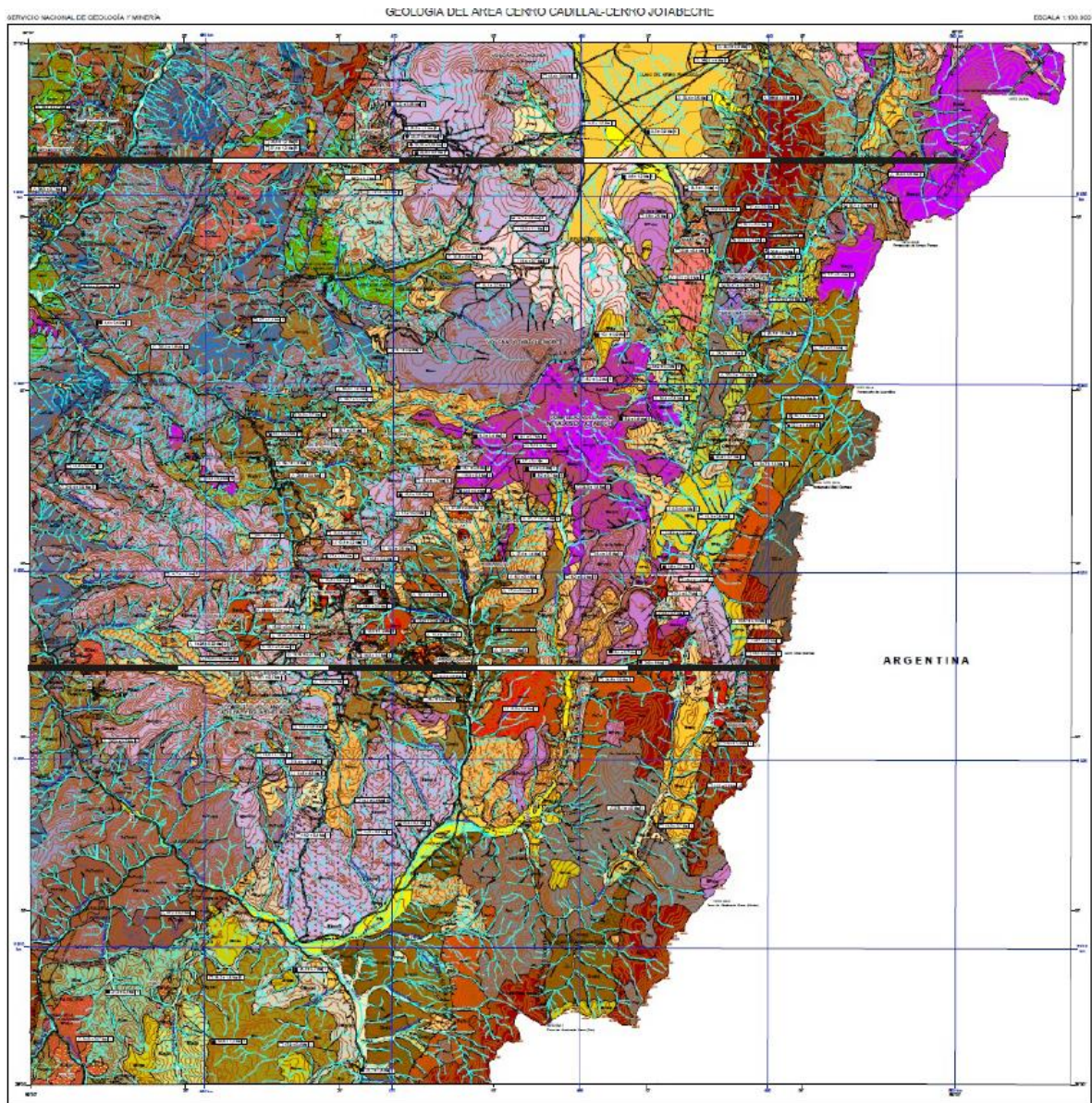


Figura 1.10 Mapa geológico escala 1:100.000 de la Carta Geología del Área Cerro Cadilla-Cerro Jotabecho (2018), en el cual se destacan los dos perfiles geológicos esquemáticos (A-A' en sector norte, B-B' en sector sur) de la misma publicación.

1.6.2. Estratigrafía

1.6.2.1. Devónico – Pérmico

FORMACIÓN CHINCHES DCch (Pzch) (Devónico-Carbonífero(?))

Davidson y Mpodozis (1978) y Mercado (1982) emplearon el nombre Formación Chinchés para describir una secuencia sedimentaria clástica, sin base expuesta, que aflora en la quebrada homónima (Hoja Laguna del Negro Francisco, Mercado, 1982) donde está cubierta, en discordancia por rocas volcánicas ácidas de la Formación Pantanosó. La Formación Chinchés fue atribuida al Devónico-Carbonífero por Mpodozis et al. (2012) y según Bell (1985), está formada, en quebrada Chinchés, por 2.500 m (espesor mínimo) de lutitas y areniscas finas de colores gris, verde y negro, con intercalaciones de calizas y bancos conglomerádicos.

En el área de la Carta Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche, donde cubre un 0,7% de su superficie, esta formación está constituida por una secuencia de hasta 300 m de espesor compuesta por areniscas y limolitas bien estratificadas, de color gris oscuro a gris que afloran en el borde oriental del área de estudio en el cordón limítrofe con Argentina, al este del río de La Gallina y cercanías del paso Vidal Gormaz. Su base no está expuesta, está intruida por pórfidos riolíticos pérmicos y granitoides permo-triásicos en los que, localmente, forman 'roof pendants', o se disponen en contacto por falla con éstos. Se encuentra parcialmente cubierta por lavas miocenas del volcán Dos Hermanas. Las rocas de esta formación se disponen inclinadas entre 30 y 50° hacia el este.

En el área de la Hoja Salar de Maricunga aflora en la zona oriental. Al sur de la quebrada Pastos Largos, se encuentra cubierta, discordantemente, por la Formación La Tabla. En la zona norte de la Hoja, está intruida por el Batolito Pedernales (Pérmico) en cuyo contacto se desarrollan aureolas de rocas córneas con andalusita, muscovita y biotita. Las areniscas, recristalizadas, contienen fragmentos de cuarzo, plagioclasa, muscovita detrítica, fragmentos líticos metamórficos y matriz recristalizada con illita-muscovita. Entre las quebradas Pastos Largos y Caballo Muerto, ocurren niveles de filitas pizarrosas y metareniscas finas con muscovita y turmalina detrítica, de coloración gris verdosa y rojiza, que se podrían asignar a la Formación Chinchés. En Quebrada Teterita, al norte del prospecto Esperanza, la formación presenta, además, niveles de metareniscas gruesas y metaconglomerados, con clastos de ortogneises muscovíticos, esquistos y cuarcitas.

FORMACIÓN LA TABLA PzIt (Paleozoico Superior)

Secuencia maciza de tobas y brechas riolíticas y andesíticas, de color gris rojizo a verdoso, de más de 1.000 m expuestos, que se apoya discordantemente sobre la Formación Chinchés y está en contacto por falla inversa con los Estratos El Mono (Triásico Superior-Jurásico Inferior). Al norte de Quebrada Caballo Muerto, aflora el nivel basal (1) de la formación, consistente en areniscas y brechas conglomerádicas, de coloración rojiza; mientras que el nivel superior (2), constituido por tobas y brechas riolíticas, presenta mayor distribución. La formación se encuentra intruida por los monzogranitos pérmicos del Plutón Caballo Muerto y, en la zona norte de la Hoja, por el Batolito Pedernales.

FORMACIÓN PANTANOSO Pep (Pérmico Inferior-Pérmico Medio)

Corresponde a una secuencia volcánica definida por Mercado (1982) como una secuencia de coladas riolíticas porfíricas, tobas líticas, cristalinas y vítreas con intercalaciones de conglomerados y areniscas gruesas líticas que aflora en el cerro homónimo y quebrada Pantanosa en la Carta Laguna del Negro Francisco. En el área de estudio, se incluye en la Formación Pantanoso a una secuencia volcánica y piroclástica de hasta 300 m de espesor total expuesto, que aflora en franjas de orientación NE-SO, dos de ellas expuestas en la zona oriental del área del cuadrángulo Vidal Gormaz en el río Bayo y río de La Gallina, y la otra en el sector de quebrada Seca y río de La Gallina, al SE del área del cuadrángulo Quebrada Seca. Sus afloramientos, formados por rocas macizas leve a fuertemente silicificadas, cubren un área de 97 km² (4,2% del total del área de la carta). Sin base expuesta en el área de estudio, las rocas de esta unidad están intruidas por pórfidos riolíticos pérmicos, granitoides permo-triásicos y domos de edad oligocena. En el sector nororiental del área de estudio se dispone en contacto por falla y/o está cubierta, en discordancia, por rocas volcánicas cenozoicas.

TONALITAS DE QUEBRADA MONARDES Pzt (Paleozoico Superior; ca. 287 Ma)

Tonalitas y granodioritas de color gris pálido y grano medio. Intruyen a rocas de la Formación Chinchas, en la que generó una aureola de metamorfismo de contacto.

INTRUSIVOS HIPABISALES DEL PÉRMICO Peh (ca. 278-269 Ma)

Grupo de intrusivos hipabisales riolíticos y, en menor proporción, dacíticos, tipo stocks y filones principalmente, de textura porfírica, genéticamente relacionados con la Formación Pantanoso. Extensos afloramientos de esta unidad abarcan la totalidad del borde oriental del área de los cuadrángulos Quebrada Seca y Cerro Vidal Gormaz, donde constituyen parte del cordón fronterizo con Argentina que alcanzan altitudes cercanas a los 5.100 m.s.n.m. Sus afloramientos cubren alrededor de 109 km² (4,8 % del total del área de estudio). Al sureste del área de la Carta, cuerpos de roca de esta unidad intruyen a rocas de la Formación Pantanoso y se disponen en contacto por falla sobre conglomerados y brechas epiclásticas de los Estratos de Río Nevado (Oligoceno). Al noreste del área de la Carta, en Sierra El Colorado, rocas de esta unidad forman un bloque limitado por fallas y cubierto en discordancia de erosión por rocas eoceno-oligocenas (Formación Astaburuaga, Mpodozis et al., 1995) y oligocenas (Estratos de Río Nevado).

BATOLITO EL HIELO Pegh (Pérmico; ca. 252-260 Ma)

Conjunto de granitoides donde predominan los monzogranitos hololeucocráticos de grano grueso, de color rosado pálido, con textura hipidiomórfica granular.

INTRUSIVOS HIPABISALES DE CERRO MONARDES Pzhr (Paleozoico Superior; <287 Ma)

Intrusivos hipabisales riolíticos (75-78% SiO₂) de color rojizo, con grandes cristales de feldespato potásico, plagioclasa y característicos 'ojos' de cuarzo.

GRANODIORITA DE QUEBRADA PANTANOSO Pzgd (Paleozoico Superior; <252 Ma)

Granodioritas y tonalitas de color gris, de grano medio a grueso de pequeña exposición areal (ca. 5 km²). Intruyen a volcanitas de la Formación Pantanoso y a los monzogranitos del Batolito El Hielo.

INTRUSIVOS DE QUEBRADA CABALLO MUERTO Pz mz-Pz mr (Pérmico)

Al sur del Batolito de Pedernales, intruyendo a la Formación La Tabla, ocurren algunos cuerpos intrusivos independientes y separados de éste, formados principalmente por monzogranitos, entre los cuales destaca el Plutón Caballo Muerto (Pz mz), intrusivo de pequeño tamaño (2-3 km²), emplazado en la Formación La Tabla, en el curso inferior de la quebrada homónima. Está compuesto por rocas de grano grueso, color rosado, con biotita parcialmente cloritizada, feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, para el cual se cuenta con una edad K- Ar (biotita) de 265±8 Ma (Pérmico Inferior). En esta zona suroriental de la Hoja Salar de Maricunga ocurren, además, cuerpos menores de pórfidos riolíticos (Pz pr) de color rojo, con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, que intruyen a la Formación La Tabla al norte de Quebrada Caballo Muerto. Su edad es incierta, pero su similitud litológica y relaciones de intrusión, permiten compararlos con los pórfidos riolíticos del Batolito Pedernales (Pz gp(9)), asignados al Pérmico.

BATOLITO PEDERNALES Pz gp (Pérmico)

Complejo intrusivo multiplutónico, con edades K-Ar comprendidas entre 298 y 261 Ma (Cornejo et al., 1993) que se extiende al suroeste del Salar de Pedernales, desde la sierra El Bórax (Hoja Potrerillos) hasta las nacientes de la quebrada Pastos Largos, en el sector norte de la Hoja Salar de Maricunga. Intruye a la Formación Chinchas y, en su borde occidental, a la Formación La Tabla. Allí, se encuentra cubierto por calizas de la Formación Montandón (Pliensbachiano-Bajociano). El batolito, según Cornejo et al. (1993), está formado por rocas calcoalcalinas, agrupadas en nueve facies (1-9), que, en su conjunto, presentan una distribución concéntrica, con un grupo marginal de dioritas, granodioritas y granitos de anfíbola y biotita, metaluminosas, Pz gp (1), (2), (3) y (8) y un núcleo de granitos y granodioritas leucocráticos de grano grueso, Pz gp(4), moderadamente peraluminosos.

Junto a ellos, afloran cuerpos menores de granitos gráficos y facies tardías subvolcánicas de pórfidos graníticos y riolíticos, Pz gp(9), que intruyen a la Formación La Tabla y que, en trabajos anteriores (García, 1967), fueron considerados como parte de esa unidad volcánica.

1.6.2.2. Pérmico superior – Triásico inferior

COMPLEJO VOLCÁNICO-INTRUSIVO DE RÍO CACHITOS PeTrc (Pérmico Superior-Triásico Inferior)

Se define informalmente como Complejo Volcánico-Intrusivo de Río Cachitos a una asociación de rocas piroclásticas, volcánicas efusivas y sedimentarias, domos e intrusivos subvolcánicos de composición riolítica a andesítico-basáltica. Los afloramientos de esta unidad, cuya base no está expuesta, cubren un área de unos 88 km² (ca. 4% del área de la Carta), en la zona media del valle del río Turbio, río Cachitos y quebrada Sangre de Toro, en la zona suroccidental del área

de la Carta. En el valle del río Turbio se presentan cubiertos de forma concordante por rocas volcánicas del Triásico Superior (Estratos de Aguas Blancas). En el sector de la Junta de Cachitos rocas de este complejo están cubiertas discordantemente por lavas y tobas del Mioceno Medio. En el río Cachitos y la quebrada Sangre de Toro, se encuentran en contacto por falla con estratos paleocenos (Formación Quebrada Seca) y eoceno-oligocenos (Formación Astaburuaga). La facies volcánica-subvolcánica (PeTrc(a)) incluye productos efusivos, explosivos y subvolcánicos de composiciones ácida y básica, así como rocas sedimentarias clásticas, en parte epiclásticas, de origen fluvio-aluvial; mientras que la facies intrusiva (PeTrc(b)) está conformada por rocas plutónicas e hipabisales de composición mayoritariamente ácida. La secuencia está afectada por extensas zonas de alteración hidrotermal de tonalidades amarillenta y pardo rojiza, con abundante hematita y limonita. En estos sectores, la unidad alcanza un espesor expuesto cercano a los 300 m y se dispone de forma homoclinal, fuertemente inclinada hacia el norte, con manteos cercanos a 45-50°.

INTRUSIVOS DEL PÉRMICO SUPERIOR-TRIÁSICO MEDIO PeTri (ca. 254-245 Ma)

Conjunto de plutones de composición principalmente granítica que aflora en el borde oriental del área de estudio, en los cuadrángulos Quebrada Seca y Vidal Gormaz. Corresponden a cuerpos elongados de eje mayor NE-SO, que cubren un área cercana a 34 km² (1,4% del total del área de la Carta). Intruyen a rocas devónicas a pérmicas de las formaciones Chinchas y Pantanoso. Localmente, están cubiertos por secuencias volcánicas del Mioceno. Gran parte de los afloramientos de esta unidad están limitados por fallas que los ponen en contacto tectónico con rocas de la Formación Chinchas y con rocas oligo-miocenas de la Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio y de los Estratos de Río Nevado.

1.6.2.3. Triásico superior – Jurásico inferior

ESTRATOS DE AGUAS BLANCAS Trab (Cárnico-Nórico)

Se denomina de manera informal como Estratos de Aguas Blancas a una secuencia estratificada mayoritariamente volcánica que aflora en la zona noroccidental del área de la carta, entre la quebrada Guerrita y el río Aguas Blancas y, también más al sur, en el valle del río Turbio, la que cubre un área cercana a los 120 km² (5 % del área total de la Carta). Las rocas de esta unidad se apoyan de forma concordante sobre rocas del Complejo Volcánico-Intrusivo de río Cachitos y se disponen en contacto concordante bajo rocas de las formaciones jurásicas Lautaro y Lagunillas, y en contacto por falla normal con rocas de la Formación Quebrada Seca en la parte central del área de estudio. Sus afloramientos, tanto macizos como bien estratificados, están formados por rocas volcánicas basálticas a andesítico-basálticas con filones y plugs asociados, e intercalaciones de tobas dacíticas (principalmente hacia la base de la secuencia), domos exógenos básicos, y escasos estratos sedimentarios (Trab). El espesor expuesto de esta unidad, entre las quebradas Paredones y Aguas Blancas, alcanza los 350 m. La secuencia se encuentra, localmente, intruida y parcialmente cubierta por domos exógenos de composición riolítica a riodacítica (Trab(a)). Se encuentra suavemente plegada con ejes de orientación NNE-SSW.

FORMACIÓN LA TERNERA TrJIt (Triásico Superior-Jurásico Inferior)

Secuencia volcánica compuesta por hasta 1.700 m de andesitas, andesitas basálticas, basaltos de colores gris oscuro a gris verdoso, flujos piroclásticos verdosos e intercalaciones de brechas volcanoclásticas.

(a) Tobas líticas y pumíceas fuertemente desvitrificadas.

ESTRATOS EL MONO TrJem (Triásico Superior-Jurásico Inferior)

Secuencia sedimentaria detrítica, de hasta 2.000 m de espesor, definida por Mercado (1982) en la Hoja Laguna del Negro Francisco, como un miembro de la Formación La Ternera, donde se le atribuyó una edad triásica superior, por la presencia de flora fósil (von Hillebrandt y Schmidt-Effing, 1981), la que podría extenderse hasta el Jurásico Inferior, considerando su transición gradual a niveles con fósiles marinos sinemurianos (Mercado, 1982). Esta relación, también, ocurre en la Hoja Salar de Maricunga, donde sus niveles superiores muestran un paso gradual a calizas de la Formación Montandón (Quebradas Codocedo y Caballo Muerto).

Los niveles inferiores de la secuencia, expuestos en las nacientes de las quebradas Caballo Muerto y Pastos Largos, incluyen hasta 1.500 m de brechas volcanosedimentarias y conglomerados (a) de color gris verdoso, con bloques angulosos y subredondeados de riolitas fluidales, que ocurren junto a clastos de andesitas y andesitas basálticas epidotizadas. Su base no aflora, pero se infiere cercana, considerando a la presencia de conglomerados y brechas gruesas (b), con bloques de granitoides y riolitas paleozoicas, de hasta 1 m de diámetro, que ocurren en forma aislada en Quebrada Casa de Tabla, al oeste del salar de Maricunga, próximas a los afloramientos de monzogranitos de Caballo Muerto y la Formación La Tabla.

Los niveles intermedios corresponden a una distintiva sección de más de 1.300 m, de lutitas carbonosas (c) negras laminadas, ricas en materia orgánica, con intercalaciones de areniscas finas con laminación paralela y gradación normal, que se exponen en la zona de la mina La Coipa y portezuelo Codocedo y son portadoras, junto a restos vegetales, de formas de Esterias, Ostrácodos y Diplodon sp.

Los niveles superiores de los Estratos El Mono, están formados, en la zona de las quebradas Codocedo, La Coipa y La Pelada, por 800 y 1.200 m, de conglomerados finos y areniscas cuarcíferas (d) de color pardo amarillento. Los conglomerados son matriz-soportados y las areniscas muestran gradación normal. Los afloramientos más orientales de la unidad, en las cercanías del prospecto Esperanza, corresponden a facies afines con los niveles superiores (d) de la zona de La Coipa y están formados por 400 m de conglomerados, litarenitas y fangolitas, pardo amarillentas, que incluyen dos bancos calcáreos con formas de Unio sp. (Zamora y Vila, 1991). Facies similares, de hasta 200 m de espesor, ocurren más al sur, en Quebrada Caballo Muerto, en contacto por falla con la Formación La Tabla, sin que en esa zona ocurran afloramientos de rocas afines con las brechas y conglomerados inferiores.

1.6.2.4. Jurásico - Cretácico

FORMACIÓN MONTANDÓN Jm (Pliensbachiano-Bajociano medio?)

Alternancia de calizas y calcilutitas fosilíferas, en parte bituminosas, de color gris, que, en las escamas occidentales de la Faja Plegada y Corrida de Potrerillos (Tomlinson et al., 1994) alcanzan un espesor cercano a 1.000 m (Olson 1983; Cornejo et al., 1993), para disminuir drásticamente a menos de 200 m, en la zona más oriental de la Hoja (Quebradas Salitral y Caballo Muerto). En Quebrada Asientos, al norte de la Hoja Salar de Maricunga, se apoya, a través de un conglomerado transgresivo, sobre granitoides pérmicos (Harrington, 1961; Cornejo et al., 1993). En el curso superior de la quebrada Asientos, el techo de la formación incluye un distintivo nivel de calizas macizas grises, que señalan el límite con la suprayacente Formación Asientos.

FORMACIÓN ASIENTOS Ja (Caloviano?)

Secuencia de calizas fosilíferas amarillas y areniscas volcanoclásticas verdes, con intercalaciones menores de lavas basálticas, que se apoyan, concordantemente, sobre la Formación Montandón. En la zona occidental de la Hoja Salar de Maricunga (Nacientes de las quebradas El Valiente y Mocobi), la formación incluye, aproximadamente, 600 m de areniscas verdes y calizas limosas, amarillas, con fauna de *Reineckeia sp.* del Caloviano (Brzovic, 1992). Su techo corresponde a una alternancia de niveles calcáreos y volcarenitas, que da paso, hacia arriba, a los Estratos de Quebrada Vicuña. En la región oriental de la Hoja (Quebradas Salitral, Pastos Largos y Caballo Muerto), la formación está representada por 300 m de calcilutitas y calcarenitas amarillas, con intercalaciones volcanoclásticas hacia el techo, portadoras de fauna fósil del Bajociano superior-Caloviano (*Reineckeia branchoi* Steinmann; *Perisphinctes sp.* y *Perisphinctes gottschei* Steinmann; Cisternas, 1977), formas similares a las descritas en el lugar tipo de la formación por Marticorena y Tapia (1981); Pérez (1982) y Müller y Perelló (1982).

ESTRATOS DE QUEBRADA VICUÑA Jqv (Jurásico Superior)

Unidad, principalmente, volcánica, formada por lavas andesítico-basálticas vesiculares y sills de la misma composición, con intercalaciones de calizas y areniscas calcáreas. Entre las quebradas Chañaral Alto y Vicuña, la secuencia, que allí alcanza, aproximadamente, 400 m de espesor, se apoya, concordantemente, sobre la Formación Asientos y subyace a la Formación Pedernales. Incluye numerosos niveles lenticulares de calizas y areniscas calcáreas amarillas, con restos de pelecípodos y braquiópodos, sin valor cronoestratigráfico. Las lavas, corresponden a andesitas y andesitas basálticas vesiculares y, en menor proporción, afaníticas, de color negro verdoso, porfídicas, con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, argilizada y reemplazada, parcialmente, por calcita, mientras que las vesículas están rellenas por clorita, calcita y calcedonia.

Un análisis K-Ar (roca total) realizado por Zentilli (1974) arrojó una edad mínima, para las lavas de la quebrada Cerros Bravos, de 120±4 Ma (valor recalculado; in Cornejo et al., 1993). Los Estratos de Quebrada Vicuña se acuñan rápidamente hacia el este, sin que afloren en las nacientes de las quebradas Larga y La Ciénaga, aunque reaparecen en la zona oriental de la Hoja Salar de Maricunga, al este del Batolito de Pedernales (Quebrada Salitral), donde están representados por un delgado nivel de lavas andesíticas asociado a tobas finas, de color blanquecino y calcarenitas oolíticas, con restos mal preservados de pelecípodos (*Corbis sp.*) y

Trigonia covuncoensis Lamb (?) del Jurásico Superior (Cisternas, 1977). Más al sur, en Quebrada Caballo Muerto, la secuencia presenta hasta 200 m de lavas andesíticas y andesítico-basálticas.

FORMACIÓN LAUTARO JI (Sinemuriano-Caloviano?)

La Formación Lautaro fue definida originalmente por Segerstrom (1959, 1968) en el cuadrángulo Los Loros, en el valle del río Copiapó, como una secuencia sedimentaria y volcánica de 2.350 m de espesor. Fue más tarde estudiada en detalle por Jensen (1976) en su lugar tipo (tranque Lautaro) donde la describe como una secuencia sedimentaria marina compuesta por calizas y areniscas de espesor variable, desde algunas decenas hasta más de 1.000 m de espesor. En esa zona es portadora de una abundante fauna fósil del Sinemuriano a Bajociano y se apoya, en discordancia de erosión, sobre rocas volcánicas atribuidas al Triásico (Brüggen, 1950). En el área de la Carta Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche, la Formación Lautaro corresponde a una sucesión carbonática-clástica bien estratificada de tonalidades amarillas que aflora, con espesor muy reducido (máximo expuesto de sólo 60 m) en una franja de orientación N-S a NESO, entre los ríos Figueroa, Paredones y Aguas Blancas. En este último sector, las rocas de la Formación Lautaro cubren en concordancia a rocas de los Estratos de Aguas Blancas y, localmente, se encuentran cubiertas, en discordancia de erosión, por rocas de la Formación Lagunillas. Aflora también al oeste de río Figueroa donde junto a rocas triásicas forma parte de un bloque levantado hacia el este sobre estratos de la Formación Lagunillas mediante la falla Vizcachas del Pulido. Sus afloramientos constituyen cerca del 1% del total del área de la carta (23 km²). No está expuesta en la zona central del área de la carta (curso superior de la quebrada Paredones y río Aguas Blancas) donde la Formación Lagunillas se apoya directamente sobre las lavas triásicas de los Estratos de Aguas Blancas. La secuencia se presenta suavemente plegada con ejes de orientación N-S a NNE-SSO y manteos cercanos a 16-20° en los limbos occidentales y 38-45° en los limbos orientales.

FORMACIÓN LAGUNILLAS JsKila (Jurásico Superior alto-Cretácico Inferior)

La Formación Lagunillas fue definida por Jensen (1976) en el río Ramadillas, afluente del río Vizcachas del Pulido, al sur del área de la Carta Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche, como una secuencia sedimentaria y volcánica continental del Jurásico Superior, la que se apoya sobre rocas volcánicas del Triásico y/o rocas sedimentarias marinas de la Formación Lautaro, y se encuentra, a su vez, cubierta, concordantemente, por rocas de la Formación Quebrada Monardes (Cretácico Inferior). Según Jensen (1976) e Iriarte et al. (1999) la Formación Lagunillas comprende dos miembros.

Miembro Cocambico, JsKila1: Corresponde a una secuencia sedimentaria clástica de tonalidad rojiza de hasta 300 m de espesor constituida por conglomerados brechosos medios y conglomerados finos en bancos de 0,6 a 1 m de espesor; areniscas rojas, líticas, finas a media (litarenitas), en estratos de 40 a 60 cm, con intercalaciones de niveles de areniscas gruesas y conglomerados finos de similar composición.

Miembro Peñasco Largo, JsKila2: Lavas andesíticas a andesítico-basálticas, con facies autoclásticas y niveles vesiculares. En el valle del río Aguas Blancas alcanza hasta 200 m de potencia. Las coladas presentan espesores individuales de 4 a 8 m y, en sectores, están separadas por capas brechosas de 0,7 a 1,5 m de espesor.

FORMACIÓN PEDERNALES JKp (Titoniano-Valanginiano)

Secuencia de espesor variable, entre 150 y 300 m, formada por una alternancia de calizas y areniscas calcáreas fosilíferas amarillas, con intercalaciones de areniscas verdes. Aunque la definición original de Harrington (1961) incluía, en su base, niveles volcánicos, que en este trabajo se atribuyen a los Estratos de Quebrada Vicuña, Cornejo et al. (1993) restringieron el uso del término Formación Pedernales, para los niveles sedimentarios, carbonatados, con fauna fósil titoniana a valanginiana que, en la zona occidental de la Hoja (región de Potrerillos, Quebrada Valiente, Quebrada Vicuña) sobreyacen a los Estratos de Quebrada Vicuña y que, también, más al este (Quebradas Larga y La Ciénaga), se apoyan directamente sobre la Formación Asientos.

Aún más al este, en la quebrada Salitral y el portezuelo Codocedo, delgados niveles calcáreos asignados a esta formación, con espesores menores de 100 m, se apoyan sobre lavas vesiculares de los Estratos de Quebrada Vicuña. En la totalidad de la Hoja Salar de Maricunga, la formación está cubierta, en concordancia, por la Formación Quebrada Monardes.

FORMACIÓN QUEBRADA MONARDES Ksqm (Kqm) (Cretácico Superior)

La Formación Quebrada Monardes es una secuencia de areniscas y conglomerados rojos, cuya sección tipo se ubica en la quebrada homónima en las nacientes del río Figueroa, al norte del área de la Carta en el sector suroeste de la Hoja Laguna del Negro Francisco (Mercado, 1982; Mpodozis et al., 2012). Tanto en la Hoja Negro Francisco como en la Hoja La Guardia, las rocas de esta formación se apoyan en concordancia sobre los niveles marinos fosilíferos de la Formación Lautaro y están cubiertas en discordancia angular por rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Quebrada Seca (Iriarte et al., 1999; Mpodozis et al., 2012) que, en este trabajo, se asigna al Paleoceno Inferior. En el área de la Carta Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche las rocas de la Formación Quebrada Monardes se disponen de forma concordante sobre rocas de la Formación Lagunillas y están cubiertas en discordancia angular por rocas de la Formación Quebrada Seca. Sus afloramientos más característicos se encuentran en la zona noroccidental del área de la carta, donde forman una franja de orientación NE-SO de 11 km de largo entre el río Aguas Blancas y la ladera oeste valle del río Figueroa. En este sector, las capas de suave inclinación al oeste están limitadas, en esa dirección, por la traza de la falla Vizcachas del Pulido, en cuyo bloque colgante también se observan estratos de la misma formación apoyados sobre rocas de la Formación Lagunillas. Otros afloramientos se observan en la zona central-norte del área de la carta, al SO de la mina Maricunga (Refugio), donde las capas, con manteo al este, están cubiertas en discordancia por tobos del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, las que muestran localmente una tonalidad gris verdosa debido al contacto con intrusivos asignados al Oligoceno Superior que la cortan. La disposición de las rocas de esta unidad es principalmente subhorizontal y, localmente, están afectadas por suaves pliegues de ejes orientados NNE-SSO y limbos inclinados unos 25°O en el borde occidental de la Carta y unos 25-30°NE en la parte central.

ESTRATOS EL LEONCITO Kle (Cretácico Superior) (modificado de Cornejo et al., 1993)

Secuencia de hasta 500 m de conglomerados, de color rojo oscuro, que aflora en la ladera occidental de la sierra El Leoncito, al sureste del salar de Pedernales, donde cubre, en discordancia de erosión, a la Formación Quebrada Monardes. Se encuentra intruida por diques

dioríticos paleocenos (61-64 Ma) y está cubierta por los Estratos de Río Juncalito (Oligoceno). Está formada, principalmente, por conglomerados, clasto o matriz-soportados, con bloques subredondeados (hasta 60 cm de diámetro) de riolitas paleozoicas, calizas arenosas (jurásicas?), areniscas rojas y limolitas provenientes de la Formación Quebrada Monardes y clastos de rocas andesíticas, probablemente, cretácicas. La matriz es de arena gruesa, feldespática, y el cemento sílico-arcilloso y ferruginoso. Algunos niveles de conglomerados presentan empaquetamiento denso e imbricación de clastos, indicativos de origen fluvio-aluvial. Su relación de discordancia sobre la Formación Quebrada Monardes y el hecho que se encuentre intruida por diques paleocenos, permiten atribuirle una probable edad cretácica superior.

ESTRATOS DE CERRO LOS CARNEROS K_{sc} (K_{cc}) (Cretácico Superior)

Secuencia volcánica y sedimentaria, de hasta 2.000 m de espesor.

De techo a base:

4 Lavas dacíticas de color gris rojizo con intercalaciones de brechas piroclásticas y tobas.

3b Areniscas volcanoclásticas gris-rojizas a verdosas con abundantes intercalaciones de lavas andesíticas y andesítico-basálticas, depósitos de flujos piroclásticos y sedimentarios finos. En el tramo superior, este nivel incluye 600 m de brechas y conglomerados verdosos a pardos, con intercalaciones de tobas y areniscas hacia el techo.

3a Tobas rojas soldadas y brechas verdosas con fragmentos andesíticos y piroclásticos en una matriz pumícea.

2 Traquiandesitas y andesitas basálticas.

PÓRFIDOS GRANODIORÍTICOS Y MONZOGRANÍTICOS DE HORNBLENDA Y BIOTITA K_{ipgd} (104-101 Ma)

Stocks de pequeño diámetro (1-3 km²) que intruyen a la Formación Chinchas, al norte de Quebrada Caballo Muerto. Presentan coloración gris verdosa (71% SiO₂), textura hipidiomórfica, inequigranular, con cristales mayores de plagioclasa, anfíbola, biotita y, en menor proporción, cuarzo, con una fase intersticial de feldespato potásico y cuarzo, junto a circón, allanita y apatito como minerales accesorios. Dos dataciones K-Ar (roca total) indicaron edades de 101±3 y 104±4 Ma, que destacan como valores inusuales, no registrados anteriormente, en el ámbito de Cordillera Domeyko.

INTRUSIVOS HIPABISALES ANDESÍTICOS K_{sha} (Cretácico Superior)

'Stocks' de textura afanítica y porfírica (ocoítas). Incluye un 'stock' diorítico, probablemente asociado a los intrusivos andesíticos.

COMPLEJOS INTRUSIVOS K_s (Cretácico Superior)

Conjunto de intrusivos hipabisales con edades comprendidas entre los 89? y 69 Ma, que afloran en la zona nororiental de la Hoja, al norte y oeste de Cerros Bravos. Los cuerpos de mayor

volumen corresponden a pórfidos andesíticos y microdioríticos de piroxeno (pa). En el sector de Portezuelo Salitral-Quebrada Las Tinajas, intrusivos de este grupo forman una asociación magmática compleja, con facies de brechas ígneas (bi). Este complejo, está a su vez, intruido por un pequeño pórfido felsítico (f), con alteración fílica asociada a mineralización aurífera-cuprífera (Prospecto Las Tinajas). Un apófisis de gabros de olivino (gb) complementa esta particular asociación magmática. 'Stocks' de pórfidos dacíticos de hornblenda (pd) constituyen otro grupo de intrusivos aislados, que afloran en Cerro Calderón y nacientes de Quebrada Salitral, al este de Las Tinajas.

1.6.2.5. Cretácico superior – Paleoceno inferior

INTRUSIVOS KT (66-64 Ma)

En la zona centro oriental de la Hoja Salar de Maricunga, entre las quebradas Pastos Largos y Larga, bajo la cubierta de rocas volcánicas de Oligoceno-Mioceno, ocurre un conjunto de intrusivos cuyas edades se ubican en las cercanías del límite cretácico-terciario. Incluye varios 'stocks' de monzodioritas de piroxeno (mzd), y pequeños cuerpos de monzogabros de olivino (gb). Se asigna también a este grupo algunos pórfidos granodioríticos menores (pgd), que ocurren en la misma zona y guardan cierta afinidad composicional con las monzodioritas. mzd. Monzodioritas y pórfidos monzodioríticos de piroxeno, 'stocks' de pequeño tamaño (1-3 km²) (53-65% SiO₂) que intruyen a los Estratos El Mono y Estratos de Cerro Los Carneros, en los cerros Codocedo y del Toro y en las nacientes de las quebrada Larga y Guanaca. Dos edades K-Ar (biotita, Cerro del Toro; roca total, Quebrada La Guanaca) indican valores coincidentes de 66±2 Ma.

1.6.2.6. Paleoceno – Eoceno inferior

INTRUSIVOS HIPABISALES TPp (65-59? Ma)

Intrusivos que afloran en la zona central de la Hoja, emplazados en las secuencias sedimentarias mesozoicas y Estratos de Cerro Los Carneros. Incluyen a pórfidos dacíticos (d) y andesíticos (a). En la zona nororiental de la Hoja, se encuentran, además, diques y 'sills' de pórfidos dioríticos de piroxeno (di).

FORMACIÓN QUEBRADA SECA Paqs (Paleoceno Inferior)

La Formación Quebrada Seca cuyo nombre fue utilizado por Mercado (1982) y Mpodozis et al. (2012) en las dos versiones publicadas de la geología del área Laguna del Negro Francisco (Hoja y Carta, respectivamente), fue originalmente empleado por Muzzio (1980) para describir una secuencia de rocas volcano-sedimentarias que aflora en la quebrada homónima, en las nacientes del río Figueroa, donde está constituida por un Miembro Inferior formado por conglomerados y brechas líticas, y por un Miembro Superior formado por rocas volcánicas, que cubren, en concordancia estructural a rocas sedimentarias de la Formación Quebrada Monardes. En el área de la Carta, la Formación Quebrada Seca corresponde a una secuencia de hasta 500 m de espesor expuesto, cuyos afloramientos abarcan alrededor de 39 km², equivalente al 1,7 % de la

superficie de la Carta. Está constituida, principalmente por rocas volcánicas efusivas con intercalaciones de rocas piroclásticas y sedimentarias (Paqs(a)). La unidad aflora al oeste del río Figueroa y, al este, en el sector del estero La Laguna, donde se disponen sobre conglomerados de la Formación Quebrada Monardes. En el curso medio del río Aguas Blancas constituyen una secuencia de estratos inclinados 30-40° al sur, que está, por el norte en contacto por falla con rocas volcánicas triásicas de los Estratos de Aguas Blancas (fallas Aluminio y Caspiche, ver capítulo de Geología Estructural), y por el sur está cubierta, en discordancia angular, por capas sub-horizontales de los Estratos de Quebrada Acerillos (Paleoceno Medio). Rocas predominantemente sedimentarias, sin relación directa con las anteriores, pero que se han incluido también en esta formación (facies sedimentaria, Paqs(b)) afloran en el extremo SO de la Carta al oeste de quebrada Aránguiz y valle del río Turbio, donde se disponen en discordancia angular sobre rocas de la Formación Lagunillas, y están cubiertas en discordancia de erosión por rocas de la Formación Astaburuaga (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior).

DOMOS DEL PALEOCENO INFERIOR Pav (Paleoceno Inferior; ca. 65-61 Ma)

Bajo este nombre se denomina a un complejo de domos y criptodomas, de forma elíptica, y elongados en sentido E-O, de 6 km de largo por 4 km de ancho expuestos en su mayor parte en la vecina Hoja La Guardia (Iriarte et al., 1999). En el área de la Carta, la unidad corresponde al remanente de un domo endógeno de composición riodacítica a riolítica expuesto en un pequeño afloramiento en el borde occidental de la Carta, al sur del valle del río Turbio, donde cubre un área de sólo 1 km² e intruye a rocas de la Formación Quebrada Seca y a lavas andesítico-basálticas del Miembro Peñasco Largo de la Formación Lagunillas.

ESTRATOS DE QUEBRADA ACERILLOS Paa (Paleoceno Medio)

Corresponde a una secuencia de disposición subhorizontal de hasta 200 m de espesor expuesto, formada por rocas volcánicas y sedimentarias que aflora en el curso medio de la quebrada Acerillos, afluente del río Aguas Blancas, donde se extiende por cerca de 10 km². En este sector la secuencia se apoya en discordancia angular sobre las brechas piroclásticas y lavas de la Formación Quebrada Seca (Paleoceno Inferior) y está cubierta concordantemente, en las nacientes de la quebrada Acerillos por capas volcánicas del Oligoceno (Estratos de Río Nevado). Incluye una asociación de facies piroclásticas (Paa(a)) que constituyen la sección inferior y una facies volcano-sedimentaria (Paa(b)) formada por lavas andesíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias que forman la sección superior de la secuencia. Hacia el norte, se encuentran en contacto tectónico por falla normal con rocas volcánicas de los Estratos de Aguas Blancas (Triásico).

ESTRATOS DE CERRO VALIENTE Pacv (TPcv) (Paleoceno)

Secuencia de lavas pardo negruzcas a pardo violáceas de composición traquiandesítica, con brechas de base y techo.

INTRUSIVOS HIPABISALES DIORÍTICOS DEL LLANO EL LEONCITO PaEhd (Paleoceno-Eoceno; ca. 56 Ma)

Stocks dioríticos de color gris oscuro a verdoso. A partir de estos cuerpos, se desarrollan filones manto y, en menor proporción, diques.

1.6.2.7. Eoceno superior – Oligoceno inferior

FORMACIÓN PIRCAS Epp (Eoceno)

Secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas de 800 m de espesor, constituida por:

(c) Conglomerados con clastos de calizas jurásicas, granitoides leucocráticos y riolitas permo-triásicas, que gradan hacia el techo a areniscas feldespáticas.

(b) Andesitas basálticas, traquiandesitas y tobas.

(a) Brechas sedimentarias pardo violáceas, conglomerados gris violáceos, areniscas verdes y pardo amarillentas, con intercalaciones de fangolitas y calizas lacustres, andesitas y tobas.

FORMACIÓN ASTABURUAGA EOa (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior)

Mpodozis et al. (1995) describieron como Formación Astaburuaga una secuencia volcánica y sedimentaria, constituida principalmente por brechas sedimentarias, areniscas, conglomerados, tobas de diversos tipos y lavas andesíticas, que aflora en la zona nororiental del área de la Carta (zona del río Astaburuaga) y en el área suroccidental de la misma, entre la quebrada Sangre de Toro y el río Cachitos. En este trabajo se ha reconocido afloramientos de esta formación en el sector NE del área de estudio, en la ladera oriental de quebrada El Llano, en las nacientes del río Astaburuaga y en las nacientes de la quebrada del Carrizo; en el sector SO del área de la Carta, entre el río Cachitos y la quebrada Sangre de Toro; así como en las nacientes de la quebrada Paredones, al sur de la mina Maricunga. En la zona de Sangre de Toro se apoya en discordancia angular sobre la Formación Quebrada Seca (Paleoceno); en quebrada Paredones sobre la Formación Quebrada Monardes y en río Astaburuaga descansa directamente sobre la Formación Pantanoso. En esos lugares está cubierta, en discordancia angular por rocas piroclásticas del Oligoceno a Mioceno Inferior (Estratos de Río Nevado, Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio). Sus afloramientos cubren aproximadamente 64 km², lo que constituye ca. 3% del área de la Carta. En el área de la Carta, la Formación Astaburuaga incluye dos miembros. El Inferior, sedimentario (EOa1), está expuesto solamente en los afloramientos más occidentales (río Cachitos- Quebrada Sangre de Toro). El Miembro Superior, principalmente volcánico explosivo (EOa2) es, en cambio, el único que aflora en la zona central y oriental de la Carta, y comprende asociaciones de facies tanto volcánicas como volcano-sedimentarias.

GRANITOIDES TEg (48-43 Ma)

Intrusivos de tamaño medio, de secciones subcirculares y elongadas (3-14 km²), emplazados en la zona occidental de la Hoja, en las secuencias cretácicas y paleocenas, desarrollando aureolas de rocas córneas con epidota, zonas de 'skarns' y pequeñas vetas cupríferas. Incluyen granodioritas (a) y monzodioritas (b).

INTRUSIVOS HIPABISALES TEp (46-35 Ma)

Intrusivos menores que se concentran, principalmente, en la zona occidental de la Hoja Salar de Maricunga, relacionados con fallas NW, con edades comprendidas entre los 46-35 Ma. Las composiciones más ácidas corresponden a sills y diques de pórfidos riódacíticos (a). Un grupo más heterogéneo, está formado por 'stocks' de composición dacítica (b) asociados a mineralización cuprífera ('Pórfido Cobre' de Potrerillos) y aurífera en la zona de la mina El Hueso, encontrándose, además, variedades daciandesíticas (c) y monzograníticas (d) y, finalmente, andesíticas y monzodioríticas (e) que ocurren en diversos sectores de la Hoja.

DOMOS RIOLÍTICOS TErd (41-39 Ma)

Cuerpos extrusivos de composición riolítica (73-76% SiO₂) de notable relieve, emplazados en la zona occidental de la Hoja, en el dominio de fallas sinistralas NW (quebradas Indagua, Vicuña y Cerros Bravos y Sierra San Emilio), donde intruyen a secuencias mesozoicas. Presentan secciones subcirculares, de 1 a 3 km de diámetro, bandeamiento de flujo, diaclasamiento columnar radial, y zonas superiores y marginales con láminas de foliación. Muestran alteración hidrotermal fílica (sericita-illita) y silicificación. Adosados a sus bordes se encuentran depósitos de flanco con bloques y material pumíceo lixiviado y cuerpos tabulares de brechas hidrotermales de origen freático. En la sierra San Emilio, un domo de 2 km de diámetro, preserva un anillo de tobas y brechas (a) estratificadas, que contienen grandes bloques de riolitas macizas y fluidales y material piroclástico juvenil (pómez y bloques vesiculares) en una matriz vitreoclástica de fragmentos de cristales de cuarzo (astillas), feldespatos (plagioclasa y sanidina), material pumíceo colapsado ('fiammes') y esquirlas de vidrio, reemplazadas por sílice y sericita fina. Las edades KAr disponibles corresponden a análisis en roca total, de rocas alteradas con sericita-illita. En el domo de Quebrada Vicuña, Zentilli (1974) obtuvo una edad de 42,6±1,4 Ma (valor recalculado; Cornejo et al., 1993), algo más antiguo que los nuevos análisis realizados por Cornejo et al. (1993) con valores entre 41,9±1,5 y 39,8±1,4 Ma. En Quebrada Indagua, una riolita fluidal entregó un valor de 40,7±2,1 Ma, comparable con los datos obtenidos para Sierra San Emilio de 40,4±2,9 Ma en la zona central del domo y 41,9±1,4 Ma en las tobas periféricas. Domos riolíticos afectados por alteración hidrotermal fílica, de características similares a éstos, se encuentran al norte del yacimiento El Salvador (Cerro Pelado) fuera del área, con edades K-Ar y U-Pb entre 43 y 42 Ma (Cornejo et al., 1997).

INTRUSIVOS DEL EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO INFERIOR EO_i (ca. 37-33 Ma)

Conjunto de cuerpos intrusivos expuestos en zona occidental del área de la Carta, que cubren cerca de 39 km² (1,7 % del área total). Comprenden tres conjuntos de intrusivos de diversa profundidad de emplazamiento, aunque mayoritariamente epizonales: dacitas (EO_i(a)) riolitas (EO_i(b)) y un grupo de granodioritas y pórfidos dacíticos (EO_i(c)). Sus afloramientos presentan diferentes grados de erosión y en algunos sectores se encuentran fuertemente afectados por alteración hidrotermal, principalmente de tipo argílica, y en otros casos presentan mineralización de cobre y oro. Las rocas que conforman esta unidad intruyen a rocas estratificadas de las formaciones Lautaro, Lagunillas y Monardes (mesozoicas), Formación Quebrada Seca (Paleoceno Inferior) y, en parte, a rocas de la Formación Astaburuaga (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior).

1.6.2.8. Oligoceno

ESTRATOS DE RÍO NEVADO Orn (Oligoceno)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Mpodozis et al. (1991) emplearon por primera vez el nombre Estratos de Río Nevado para describir una secuencia expuesta tanto en el valle del río Nevado como en la zona cercana a las vegas de Cuevitas y parte de la región más oriental del área de la Carta, al noreste del Nevados de Jotabeche. Según la descripción original estaría constituida por una sucesión inferior de ignimbritas lenticulares, conglomerados rojos, areniscas y brechas que, al sur del río Nevado engrana con limolitas yesíferas y una secuencia superior de conglomerados y brechas volcanoclásticas, y lavas andesíticas. En la descripción original se indica que la secuencia cubre en discordancia a la Formación Quebrada Seca y estaría cubierta en discordancia angular por tobas datadas (K-Ar) en 24-21 Ma (Mpodozis et al., 1991). Posteriormente Iriarte et al. (1999) incluyeron en esta unidad a los conglomerados y areniscas paleocenas que afloran en quebrada Aránguiz, las que en este trabajo han sido consideradas como parte de la Formación Quebrada Seca. Los Estratos de Río Nevado constituyen una unidad muy heterogénea que comprende asociaciones de facies sedimentarias y piroclásticas que en parte engranan entre sí y cubren un área cercana a los 170 km² (7,5% del área de la Carta). Dependiendo de los lugares donde aflora, rocas de esta unidad se apoyan en discordancia angular sobre rocas de los Estratos de Quebrada Acerillos y/o de la Formación Astaburuaga, y están cubiertas, también en discordancia angular, por tobas y brechas piroclásticas de la Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) y por rocas volcánicas miocenas de los complejos volcánicos Cerro Cadillal-Yeguas Heladas y Nevados de Jotabeche, del Mioceno. Las rocas que conforman esta unidad se disponen de manera subhorizontal a fuertemente plegadas, y presentan en el sector del río Nevado suaves manteos de 14-10° hacia el E y 5-12° hacia el SE, asociados al Anticlinal de Río Nevado, con eje de orientación N-S a NNE-SSO.

Los Estratos de Río Nevado están conformados por una serie de rocas agrupadas en asociaciones de facies sedimentarias y piroclásticas.

Las primeras (Orn(a), Orn(b) y Orn(c)) constituyen la totalidad de sus afloramientos en la zona de las vegas de Cuevitas, río Pircas Negras y la parte inferior del valle del río Nevado, en la zona sur-oriental del área de la Carta. Hacia el norte, en las cercanías del yacimiento Cerro Casale (nacientes del río Nevado) rocas de la facies sedimentaria están cubiertas por, y en parte engranan con, rocas de la facies piroclástica (Orn(d), que al norte del Cordón de Yeguas Heladas se apoyan directamente sobre rocas paleocenas.

Rocas principalmente piroclásticas (Orn(e)) se exponen también en la zona oriental del área de la Carta tanto a lo largo del valle del río Astaburuaga como en el borde occidental de la sierra El Colorado, al este del llano de Negro Francisco. La ausencia, en este sector, de rocas sedimentarias indica que esta región, donde predominan las rocas piroclásticas, se ubicó en una zona elevada fuera y al norte del depocentro sedimentario de Cuevitas.

DOMOS DEL OLIGOCENO Ov (ca. 30-27 Ma)

Se agrupa en esta unidad a un conjunto de cuerpos subvolcánicos tipo domos endógenos, domos exógenos y rocas freatomagmáticas asociadas, que aflora restringidamente en el área de la Carta en dos sectores: Cerro Bayo y en el río Astaburuaga. En particular, los domos que afloran en el sector de Cerro Bayo fueron denominados por Cornejo (2010) como Complejo Volcánico de Cerros Bayo Norte y Sur y descritos como dos centros volcánicos de 2 km de diámetro emplazados sobre rocas paleozoicas que afloran en el extremo sur del cordón de cerro Colorado. La unidad incluye dos cuerpos de roca, coalescentes denominados Domos riolíticos Cerro Bayo Norte (Ov(r)) y Domo dacítico Cerro Bayo Sur (Ov(d)), ya descritos por Cornejo (2010), que afloran al norte del río Bayo, en la zona oriental del área de la Carta, donde ocupan un área de 8 km² y están emplazados en rocas volcánicas de la Formación Astaburuaga y pórfidos riolíticos pérmicos. En este trabajo se incluye dentro de los domos riolíticos de Cerro Bayo Norte a un domo exógeno ubicado en el curso del río Astaburuaga, el cual se emplaza sobre rocas de la formación homónima. Se incluye, también en esta unidad, a un pequeño cuerpo endógeno, somero, tipo pórfido andesítico, denominado Domo Jotabeche (Ov(a)), emplazado en rocas pertenecientes a los Estratos de Río Nevado, no mapeables a la escala de este trabajo, ubicado al sur del cerro Jotabeche donde está parcialmente cubierto por depósitos aluviales y coluviales (PIHac).

PÓRFIDOS RIODACÍTICOS TOird (Cerro El Hueso, La Cuesta y Quebrada Pastos Largos) (33-31 Ma)

Intrusivos subvolcánicos, de textura porfídica emplazados en las secuencias mesozoicas, en parte, como sills y lacolitos (2-5 km²), a través de fallas inversas de alto ángulo, activas durante el Eoceno (Tomlinson et al., 1993). Son rocas de composición riodacítica (64-71% SiO₂), de color gris claro, con fenocristales de cuarzo ('ojos'), plagioclasa, biotita y hornblenda, y masa fundamental microfelsítica, con cavidades miarolíticas indicativas de emplazamiento epizonal. Al norte de Cerro El Hueso, se encuentra un enjambre diques riodacíticos derivados del intrusivo homónimo, que 'post-data' la actividad eocena de la Falla Bailey Willis (Tomlinson et al., 1993). El pórfido de Cerro El Hueso ha captado gran atención debido a su cercanía con los centros mineralizados de Mina Vieja de Potrerillos y El Hueso, lo cual ha derivado en la publicación de numerosas edades radiométricas K-Ar y 40Ar/39Ar. Dataciones K-Ar (biotita) indican valores de 32,0±1,0 Ma (Cornejo et al., 1993), 31,8±0,8 y 32,6±1,0 Ma (Olson, 1983), aunque, los valores 40Ar/39Ar, obtenidos por Marsh (1997) son ligeramente más antiguos, con 33,25±0,25 (biotita) y 33,13±0,06 Ma (plagioclasa). El intrusivo de La Cuesta entregó un valor 40Ar/39Ar (biotita) de 32,56±1,80 Ma (Marsh, 1997). Estos valores son más jóvenes que las edades obtenidas en los centros mineralizados eocenos de Potrerillos y El Hueso (40-35 Ma, Cornejo et al., 1993; Marsh, 1997). En el sector oriental de la Hoja (Quebrada Pastos Largos), un pórfido riodacítico de similar composición y textura, arrojó una edad K-Ar (biotita) de 31,1±0,7 Ma (Cornejo et al., 1993).

1.6.2.9. *Oligoceno superior – Mioceno inferior*

SECUENCIA VOLCÁNICA RÍO LA GALLINA-REFUGIO OMgr (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

Se denomina informalmente de esta manera a una secuencia volcánica de hasta 350 m de espesor expuesto, constituida, principalmente, por una asociación de brechas piroclásticas y tobas de lapilli con intercalaciones de brechas laháricas y rocas epiclásticas bien estratificadas, que representan los productos volcánicos emplazados durante la Fase 1 (inicial) de la Franja de Maricunga. Sus afloramientos cubren, en total un área de 59 km² (2,6 % de la superficie de la Carta). De distribución discontinua, están constituidos en general por estratos subhorizontales localizados en: 1) la zona de Cuevitas y valle del río Pircas Negras, 2) a lo largo del río de La Gallina, 3) la zona cercana al yacimiento Refugio. Al este del Nevados de Jotabeche se observan en: (4) la ladera occidental de la quebrada El Llano y 5) cercanías del yacimiento Cacique. En el sector sur occidental del área de la Carta, se localizan al norte y sur del río Turbio (o Piuquenes), y al sur del río Pircas Negras. Se disponen en general en discordancia angular y de erosión sobre capas deformadas de los Estratos de Río Nevado y/o de la Formación Astaburuaga y están cubiertos, en discordancia de erosión, por rocas pertenecientes a las unidades volcánicas del Mioceno Inferior (secuencias volcánicas de Cuevitas y Vidal Gormaz) y por las lavas y depósitos piroclásticos asociados a los centros volcánicos del Mioceno Medio a Superior. La secuencia está constituida, principalmente, por rocas piroclásticas de composición riodacítica, las cuales pueden ser agrupadas en dos asociaciones de facies de acuerdo a su ambiente de emplazamiento: facies distal (OMgr(a)) y facies proximal (OMgr(b)).

ESTRATOS DE RÍO JUNCALITO TOMrj (26?-21 Ma)

Secuencia volcano-sedimentaria que aflora en el sector nororiental de esta Hoja, en torno a la sierra El Leoncito, alcanzando mayor distribución y desarrollo de facies sedimentarias hacia el este (Clavero et al., 1997 y 1998) y hacia el norte, en el borde oriental del salar de Pedernales (Hoja Potrerillos; Tomlinson et al., 1997). En esta Hoja, la secuencia incluye dos niveles estratigráficos consistentes en un nivel inferior (1) de ignimbritas riodacíticas, apoyadas discordantemente sobre la Formación Quebrada Monardes y los Estratos de Leoncito y un nivel superior (2) formado por depósitos de flujos piroclásticos, con intercalaciones de conglomerados gravosos y niveles de volcarenitas, con espesor mayor que 300 m.

CERROS LA OLA, CARACHAPAMPA Y LLANO LOS ARROYOS TOMdo (26-23 Ma)

Remanentes profundamente erodados de aparatos volcánicos centrales y domos extrusivos de 3-6 km diámetro, que ocurren aislados en la zona nororiental de la Hoja, al este del complejo de Cerros Bravos y Esperanza. Se reconocen campos de lavas dacíticas y daciandesíticas (1); domos dacíticos y riolíticos (2) aislados o rodeados de extensos mantos de flujos piroclásticos de bloques (3).

DOMOS DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR OMv (ca. 25,7-22,1 Ma)

Conjunto de domos, monogenéticos o coalescentes, de pequeño diámetro que afloran dispersos en la zona central y oriental del área de la Carta, donde cubren una superficie aproximada de 12 km², equivalente a un 0,5 % de la superficie de esta. Están emplazados en rocas de la Formación Astaburuaga, de los Estratos de Río Nevado y de la Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio y, en algunos casos, están cubiertos en discordancia por lavas y depósitos piroclásticos asociados a los complejos volcánicos del Mioceno Inferior a Medio. En varios casos están afectados por diversos tipos y grados de alteración hidrotermal y hospedan mineralización metálica. Su composición varía desde riolítica (OMv(r)) a dacítica (OMv(d)). Los domos riolíticos (OMv(r)) afloran alineados en una franja de rumbo ONO-ESE, emplazados al norte del Cordón de Yeguas Heladas en brechas piroclásticas oligocenas pertenecientes a los Estratos de Río Nevado. Los domos dacíticos (OMv(d)) son los de mayor distribución y afloran en forma dispersa en diferentes sectores de la zona central y oriental del área de la Carta y están relacionados, como los domos riolíticos, con zonas afectadas por alteración/mineralización. Entre estos se encuentran dos pequeños domos expuestos en las nacientes de la quebrada Acerillos, emplazados en rocas pertenecientes a los Estratos de Río Nevado y cubiertos (discordancia de erosión) por lavas del Mioceno Medio del Cordón de Yeguas Heladas.

La unidad incluye también, en la zona oriental de la Carta (río Astaburuaga), al domo dacítico alterado del Cerro Cacique descrito por Cornejo (2010), el cual está rodeado por un anillo de tobas y brechas piroclásticas, en parte de origen freatomagmático, que en este trabajo se asigna a la Secuencia Volcánica Río la Gallina-Refugio. Los afloramientos de mayor volumen de la unidad son aquellos de la zona del yacimiento Refugio donde forman una franja de orientación NO-SE, de 5 km de largo por 1,5 km de ancho. La franja, asociada a un corredor de fallas del mismo rumbo, está constituida por múltiples domos dacíticos, emplazados en brechas piroclásticas de la Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio y hospedan, a su vez, a los pórfidos dioríticos portadores de la mineralización aurífera de los yacimientos Verde y Pancho (Muntean y Einaudi, 2001). Se presentan cubiertos, en discordancia, por los depósitos piroclásticos tipo bloques y ceniza del Mioceno Medio del volcán la Laguna.

INTRUSIVOS HIPABISALES DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR OMh (ca. 25,3-21,3 Ma)

Grupo de intrusivos hipabisales de textura porfídica que en conjunto ocupan una superficie de 16 km² (0,8% del área total de la Carta) y afloran, rodeados por un halo de alteración hidrotermal, en la quebrada Sangre de Toro, donde intruyen a conglomerados rojos de la Formación Astaburuaga. Se exponen más al norte, en la quebrada Mina de Paredones, donde intruyen a rocas de la Formación Lagunillas y están cubiertos, en discordancia de erosión, por las lavas miocenas del volcán Jotabeche Norte. Afloran también en el estero de la Laguna donde intruyen a rocas sedimentarias de la Formación Quebrada Monardes y a rocas piroclásticas la Secuencia Río La Gallina-Refugio. En la zona del yacimiento Refugio, donde han sido estudiados en detalle por Muntean y Einaudi (2001), estos intrusivos se emplazan en los domos dacíticos de Refugio (OMv(d)) y hospedan la mineralización aurífera de los yacimientos Pancho y Verde. Aunque no afloran en el área de Caspiche, Sillitoe et al. (2013) han descrito pórfidos mineralizados pertenecientes a este conjunto, que intruyen a brechas piroclásticas pertenecientes a los Estratos de Río Nevado. El cuerpo de mayor volumen del grupo corresponde al de Cerro Amalia, ubicado al sureste de llano de Negro Francisco, donde forma un stock elongado en sentido norte sur y afectado por alteración hidrotermal (Prospecto Amalia), el cual se emplaza en rocas de la

Formación Astaburuaga y de la Secuencia de Río Nevado (Cornejo, 2010). El conjunto está formado, esencialmente, por dioritas y dioritas cuarcíferas porfídicas (OMh(a)) y por una serie de intrusivos dacíticos (OMh(b)).

1.6.2.10. Mioceno inferior

SECUENCIA VOLCÁNICA CUEVITAS Mic (Mioceno Inferior)

Se denomina de este modo a una sucesión de lavas vesiculares, de color gris oscuro, que afloran al sur de Vegas de Cuevitas entre la quebrada Sangre de Toro por el oeste, y el valle del río Pircas Negras por el este. Sus afloramientos se prolongan hacia el sur hasta la zona de río Cachitos, fuera del área de la Carta, donde Martínez et al. (2015) los incluyeron, erróneamente, en el Miembro Tilito de la Formación Doña Ana. La unidad cubre una superficie de 34 km² (1,5% de la superficie de la Carta), alcanza un espesor expuesto de 150 m y está parcialmente afectada por, al menos, un fenómeno de colapso gravitacional. Se dispone en forma subhorizontal a suavemente inclinada hacia el suroeste, en discordancia angular sobre rocas de la Formación Astaburuaga (EOa, quebrada Sangre de Toro) y, en discordancia de erosión, sobre rocas piroclásticas de la facies proximal (OMgr(a)) de la Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio, expuestas en el valle del río Pircas Negras. Su base no aflora en el área de la Carta y su techo lo constituye tanto la superficie actual de erosión como los depósitos aluviales del Mioceno Medio a Superior.

La secuencia está formada por remanentes de lavas andesítico-basálticas, con sectores densos y brechosos autoclásticos. Presentan textura porfírica y están compuestas por fenocristales de plagioclasa y piroxeno en masa fundamental afanítica a vítrea, parcialmente vesicular.

SECUENCIA VOLCÁNICA VIDAL GORMAZ Mivg (Mioceno Inferior)

Corresponde a una secuencia estratificada de hasta 200 m de espesor, constituida por brechas piroclásticas y tobas de lapilli expuestas en el sector nororiental del área de estudio, en las nacientes del río Astaburuaga. Allí fueron descritas previamente por Cornejo (2010) como Depósitos de flujos piroclásticos del Río Astaburuaga. Sus afloramientos cubren un área de 39 km² (1,7% de la superficie de la Carta) y constituyen una secuencia monoclinada suavemente inclinada hacia el NE que, entre los ríos Bayo y Vidal Gormaz, se dispone en discordancia angular sobre estratos pertenecientes a la Formación Astaburuaga y rocas más antiguas. Sus rocas se presentan, localmente, afectadas por moderada alteración hidrotermal de tipo argílica. En la ladera oriental del valle del río Astaburuaga está cubierta por coladas de lava provenientes del volcán Dos Hermanas (Mioceno Superior).

DOMOS DE LA COIPA TOMdc (25-21 Ma)

Complejo de domos múltiples y productos piroclásticos asociados, afectados por alteración hidrotermal, que hospedan la mineralización epitermal de plata y oro del distrito de La Coipa. El complejo está ubicado en el sector centro-oriental de la Hoja, emplazado sobre un basamento de rocas sedimentarias triásicas (Estratos El Mono) y volcánicas cretácicas (Estratos de Cerro Los

Carneros). El núcleo del complejo está formado por, a lo menos, cuatro domos, con diferentes grados de alteración hidrotermal, que se emplazaron en secuencia, en la zona de intersección de la falla inversa Vega La Junta con la falla sinistral, de rumbo NW, de Quebrada Indagua, seguido de un grupo de cuerpos menores, no afectados por alteración ubicados al noreste de la mina La Coipa. Los productos volcánicos de este complejo incluyen una unidad inferior de tobas riódacíticas finas (1) que precedieron al emplazamiento del conjunto de domos riolíticos y dacíticos (2) y brechas piroclásticas y tobas de lapilli gruesas (3).

DOMOS DE ESPERANZA TOMde (24-22 Ma)

Conjunto de remanentes, profundamente erodados de, a lo menos, tres domos subcirculares riódacíticos de 4-6 km² de diámetro y sus productos piroclásticos asociados, ubicados en el flanco noreste, descubierto, del volcán Cerros Bravos, sobre un basamento de rocas sedimentarias paleozoicas (Formación Chinchas) y mesozoicas (Estratos El Mono). Se disponen en una faja de dirección NW de 8 km de largo y 4 km de ancho, cortados por fallas menores verticales de similar orientación. Los domos y sus productos piroclásticos proximales y distales están afectados por intensa alteración hidrotermal argílica y silíceo y hospedan mineralización epidermal de plata y oro (Prospecto Esperanza). El complejo incluye: tobas finas (1) periféricas, domos riódacíticos (2) con carcazas de brechas y pórfidos dacíticos (3) como intrusivos tardíos, no alterados. Los sectores mineralizados se ubican en las zonas periféricas de los domos (carcazas de brechas) y corresponden a cuerpos vetiformes y brechosos con mineralización de plata y oro, asociados a intensa silicificación (Sectores Arqueros, Santa Rosa, Potosí y Huantajaya; Vila, 1991) y zonas brechizadas ligadas a fallas inversas en el basamento (Sector Mina Chimberos).

DOMOS TORITO Y TORO SAL Mit (20-18 Ma)

Edificios volcánicos de pequeñas dimensiones (1-2 km de diámetro), ubicados al este del portezuelo Codocedo, compuestos por domos extrusivos de estructura columnar, rodeados por depósitos piroclásticos de bloques, que en Quebrada Toro Sal se extienden por aproximadamente 5 km, hasta el borde del salar de Maricunga. Allí, cubren a tobas alteradas del Oligoceno Superior y a rocas triásicas y paleozoicas. Los depósitos distales se encuentran cubiertos localmente por la Ignimbrita San Andrés y gravas miocenas. Una datación K-Ar (anfíbola) de 17,6±4,3 Ma se obtuvo para el domo de Quebrada Toro Sal y valores de 20,4±0,8 Ma (biotita) y 18,6±1,3 Ma (roca total) en bloques de los flujos piroclásticos del sector de Cuesta Codocedo y Quebrada Casa de Tabla, respectivamente.

VOLCANES CERROS BRAVOS-BARROS NEGROS Y CERROS DE LA SAL-LOS CORRALES TOMv (26-22 Ma)

Complejo que incluye dos estratovolcanes coalescentes, profundamente erodados, de 25 km de diámetro (Cerros Bravos-Barros Negros), con una altura desde la base entre 1.100 y 1.500 m, y cuyos productos cubren un área de 150 km². Este complejo está emplazado sobre las trazas NW de fallas que limitan por el sur al Batolito de Pedernales (Fallas La Ciénaga y Salitral). El flanco oriental del volcán Cerros Bravos, presenta evidencias de un colapso gravitacional, con una zona de apertura hacia el este, donde se emplazaron el conjunto de domos de Esperanza y Cerro Carachapampa (Cornejo et al., 1993). Remanentes de un edificio volcánico similar, ocurren al noreste del Salar de Maricunga (Cerros de La Sal-Los Corrales). A excepción del complejo

Cerros Bravos-Barros Negros, del cual la unidad más antigua corresponde a un flujo piroclástico; conocido como Ignimbrita Cerros Bravos (1), ambos complejos están formados por lavas daciandesíticas y andesíticas (2), domos dacíticos (3) y flujos piroclásticos de bloques y cenizas (4). Centros volcánicos, de menores dimensiones, se ubican al sur de Cerros Bravos.

LAVAS DEL PROSPECTO SOLEDAD Mis (Mioceno Inferior; ca. 21-20 Ma)

Coladas de lava andesítica, con cristales de piroxeno, y dacíticas, con oxihornblenda y escaso piroxeno.

LAVAS ANDESÍTICAS Y DACÍTICAS Mil (Mioceno Inferior; ca. 22?-18 Ma)

Coladas de lava andesítica y dacítica no alteradas. Su fuente y proveniencia son desconocidas.

IGNIMBRITA LOS TERNEROS Miilt (21-19 Ma) (Cornejo et al., 1993)

Depósito de flujo piroclástico pumíceo, que ocurre como afloramientos aislados, en la quebrada Los Terneros (Prospecto Purén), al norte de la mina La Coipa, Portezuelo Codocedo y Quebrada Toro Sal. En la zona de Purén, la Ignimbrita Los Terneros, cubre a rocas alteradas del Complejo de Domos Coalescentes La Coipa (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), sellando el evento de alteración hidrotermal. Edades K-Ar (biotita) indican valores de 19,0±1,8 Ma (Quebrada Los Terneros), 19,6±0,9 Ma (Quebrada Toro Sal) y 21,0±1,1 Ma, al sur del portezuelo Codocedo.

1.6.2.11. *Mioceno inferior – Mioceno medio*

COMPLEJOS VOLCÁNICOS, VOLCANES Y REMANENTES VOLCÁNICOS DEL MIOCENO INFERIOR-MIOCENO MEDIO Mimv (ca. 18,5-13,4 Ma)

Volcán La Laguna

Corresponde a un estratovolcán (4.963 m s.n.m.) moderadamente erosionado, de base elíptica con eje mayor orientado N-S de 8 km, ubicado en la parte centro norte del área de la Carta y que cierra por el sur y oeste la cuenca endorreica de la laguna del Negro Francisco. Está formado por coladas de lava de composición andesítica a dacítica (Mimv(a)), domos dacíticos (Mimv(d)) y, en menor proporción, por tobas de lapilli tipo bloques y ceniza (Mimv(e)), que cubren unos 90 km², en el área de estudio. Estos cubren, por el oeste a rocas de la Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) y a los intrusivos portadores de la mineralización del yacimiento Refugio. Su flanco oriental comprende un anfiteatro subcircular (remanente de un cráter?) erosionado que ha dejado expuesta la parte interna del estratovolcán, donde afloran un grupo de pequeños domos dacíticos endógenos probablemente alimentadores de la actividad volcánica.

Complejo Volcánico Cadillal-Yeguas Heladas

Corresponde a un voluminoso (>100 km³) y extenso complejo volcánico (>300 km²) que incluye, lavas, lavas-domo (coulées) y depósitos piroclásticos asociados, principalmente de tipo bloques y ceniza (block-and-ash flow deposits), y extensos y bien preservados depósitos de avalancha volcánica. El complejo se encuentra ubicado en la parte central de la Carta y sus productos cubren una superficie de más de 319 km², lo que lo constituye en una de las unidades cartográficas de mayor desarrollo en el área estudiada (13% de la superficie total). El complejo incluye también los remanentes afectados por diversos grados de erosión de algunos edificios volcánicos, que se preservan en los cordones de Cerros Yeguas Heladas y Cerro Ternero Negro, al norte y este, los cerros Cadillal-Aguas Blancas, al centro y el cordón de Ojos de Agua, al sur. Entre los dos primeros elongados en dirección E-W, se encuentra una zona deprimida que expone zonas afectadas por alteración hidrotermal que incluye rocas del basamento pre-complejo (Estratos de Río Nevado. Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio, y unidades más antiguas). Los eventos de alteración hidrotermal estarían asociados a numerosos stocks porfíricos, andesíticos a dioríticos como el caso del yacimiento Cerro Casale. Al norte, el cordón Ternero Negro-Yeguas Heladas forma una estrecha dorsal E-W de 18 km de largo, constituida por depósitos piroclásticos de bloques y ceniza, lavas andesíticas a dacíticas dispuestos en forma subhorizontal. El cerro Cadillal expone un núcleo formado por una serie de domos de gran volumen, de composición andesítica a dacítica rodeados, al suroeste y oeste, por coladas de lava y depósitos piroclásticos de bloques y ceniza asociados (zona de Ojos de Agua), y al sureste, por un extenso depósito de superficie ondulosa de avalancha volcánica. Esos depósitos, provenientes del domo central representan los productos de un colapso parcial, hacia el sur, de un paleo-edificio volcánico, gatillado probablemente por el emplazamiento de un domo dacítico sobre la traza de la Falla Sangre de Toro. El Cerro Aguas Blancas, al noreste del Cerro Cadillal corresponde a un remanente de depósitos piroclásticos de bloques y ceniza en torno a un pequeño domo dacítico (200-300 m de diámetro) de sección vertical cónica invertida. Las rocas y depósitos de este complejo volcánico se disponen, en discordancia angular o de erosión, sobre rocas del complejo volcánico-intrusivo de Río Cachitos (Pérmico-Triásico), de los Estratos de Aguas Blancas (Triásico), de la Formación Lagunillas (Jurásico-Cretácico), de los Estratos de Quebrada Acerillos (Paleoceno) y de los Estratos de Río Nevado (Oligoceno).

Lavas Portezuelo La Jarilla

Bajo esta denominación se ha agrupado en el mapa a un pequeño remanente de coladas de lava porfíricas dacíticas expuestos entre el río de La Gallina y las nacientes de quebrada Seca, en el sector centro-oriental del área de la Carta, donde cubren una superficie menor a 4 km² y alcanzan una potencia que no supera los 30 m. Su base no está expuesto debido a la cobertura de depósitos coluviales, mientras que al oeste están en contacto tectónico mediante la Falla La Gallina (normal) con la ignimbrita homónima (Mimv(a)).

Volcán Jotabeche Norte

Estratovolcán fuertemente afectado por erosión, ubicado en la parte central-norte del área de la Carta. Se extiende por 10 km en sentido E-O y 5 km en la dirección N-S (45 km², equivalente a un 2% del área total de la Carta). Su basamento, expuesto al norte, en las cabeceras de la quebrada Paredones comprende rocas de las formaciones Lagunillas, Quebrada Monardes y Astaburuaga y, en las nacientes de la quebrada Mina de Paredones sus productos volcánicos

cubren en discordancia de erosión a intrusivos hipabisales del Oligoceno Superior Mioceno Inferior. Las rocas volcánicas del flanco norte del edificio están cubiertas por tobas del Mioceno Superior (Secuencia volcano-sedimentaria Negro Francisco) y al sureste un sistema de fallas NO-SE y E-O (fallas Jotabeche noroeste, Darwin, 1846) lo separa de las tobas y lavas riolíticas del Mioceno Superior del Nevados de Jotabeche.

Este aparato volcánico está constituido por depósitos piroclásticos brechosos tipo bloques y ceniza, y coladas de lava andesíticas a dacíticas. Las lavas andesíticas tienen espesores inferiores a 8 m, en tanto que las dacíticas son más potentes y tienen espesores de hasta 25-30 m.

LAVAS, DOMOS Y DEPÓSITOS DE BLOQUES Y CENIZA DE QUEBRADA PASTILLITOS Mmqp (Mioceno Medio; ca. 15 Ma)

Rocas de composición daciandesítica y dacítica de hornblenda, con escasa biotita y piroxeno, que afloran en la quebrada Pastillitos.

VOLCÁN OJO DE MARICUNGA Y CERROS VICUÑITA Y LA COIPA Mmv (16-14 Ma)

Centros volcánicos, medianamente erodados, con edades comprendidas entre 16 y 14 Ma, que ocurren al oeste del salar de Maricunga. El mayor de éstos corresponde al volcán Ojo de Maricunga (4.985 m s.n.m.), edificio volcánico, de aproximadamente 1.300 m de altura desde la base, construido sobre la Ignimbrita Maricunga (Tmim) de 17 Ma. Se compone por un gran volumen de depósitos piroclásticos y un domo de cumbre, cuyos productos ocupan una superficie de más de 280 km² abarcando también la parte norte de la Hoja Laguna del Negro Francisco. Al norte del yacimiento La Coipa, se encuentra un conjunto de domos dacíticos menores rodeados de flujos piroclásticos (Cerros Vicuña y La Coipa) alineados sobre trazas de fallas NNW, que cubren un área aproximada entre 30 y 35 km². Estos centros volcánicos incluyen depósitos de flujos piroclásticos (1) andesíticos-dacíticos, asociados a domos (2) de composición dacítica, ricos e cristales; mientras que la ocurrencia de lavas (3) está restringida solamente a la periferia del cerro La Coipa.

LAVAS DEL VOLCÁN PASTILLOS Mmlp (Mioceno Medio; ca. 13-12 Ma)

Lavas de composición andesítica y dacítica. Incluye lavas que afloran al sur de cerro Lagunillas.

IGNIMBRITAS DEL MIOCENO INFERIOR-MIOCENO MEDIO Mimi (ca. 17,2-15,3 Ma)

Ignimbritas La Gallina, Mimi(a)

Secuencia de hasta 100 m de espesor de tobas pumíceas dacíticas y disposición subhorizontal que aflora en las nacientes del río de La Gallina, en el sector centro-oriental del área de la Carta (7 km², 3 % del área). Las ignimbritas fueron originalmente reconocidas por Mpodozis et al. (1995) como una secuencia de tobas que se dispone en discordancia angular sobre rocas de la Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio (Oligoceno-Mioceno). La secuencia se encuentra en

contacto por falla normal con lavas del Mioceno Medio y está cubierta por coladas de lava del Mioceno Superior (8,3 Ma).

IGNIMBRITA SANTA ROSA Mmisr (Mioceno Medio; ca. 17-16 Ma)

Toba dacítica lítica de color rojizo, no soldada, con fragmentos dacíticos porfíricos y fragmentos tobáceos juveniles, que se presenta en unidades de flujo de entre 10 y 15 m de espesor.

IGNIMBRITAS VALLE ANCHO, Mimi(b) (Mmiva)

Corresponde a una secuencia de tobas de lapilli a tobas de ceniza que aflora en el sector NE del área de la Carta, en el valle inferior del río Astaburuaga al sur del Portezuelo de Valle Ancho, cerca de la frontera con Argentina. En ese sector, fueron descritas por Mpodozis et al. (1995) como Ignimbritas Valle Ancho y, posteriormente, reconocidas por Gardeweg et al. (1997) y Mpodozis et al. (2012). En el área de la Carta cubren una superficie de ca. 11 km² (0,5% de la superficie total), y alcanzan un espesor de hasta 100 m expuesto y comprenden, al menos, 4 unidades de flujo con espesores individuales de 20 a 30 m. Las unidades de flujo inferiores se disponen en discordancia angular sobre rocas oligocenas a miocenas de los Estratos de Río Nevado y de la Secuencia Volcánica Río la Gallina-Refugio y, las unidades de flujo superiores, se encuentran, en parte, cubiertas por lavas del volcán Dos Hermanas (Mioceno Superior).

IGNIMBRITA MARICUNGA Mmim (17-14? Ma)

Depósito de flujo piroclástico pumíceo, de color blanco o levemente rosado, compuesto por indeterminadas unidades de flujo, que afloran tanto en la ladera occidental, como en la oriental del volcán Ojo de Maricunga, cubiertos por las Gravas de Atacama (Mga) y depósitos piroclásticos asociados al volcán. En la quebrada Ojo de Maricunga, en la zona occidental del volcán, Mpodozis et al. (1995) reportan una edad de 17,9±1,4 Ma (K-Ar, hornblenda) obtenida en la Hoja Laguna del Negro Francisco (Iriarte et al., 1995). Sin embargo, en la zona sur, se ha reportado una edad más joven de 14,3±1,6 Ma (K-Ar, biotita; valor recalculado de Quirt, 1972 y Zentilli, 1974).

IGNIMBRITA LOS CRISTALES Mmilc (16-15 Ma) (Cornejo et al., 1993)

Depósito de flujo piroclástico pumíceo, de característico color marrón, que aflora en el sector nororiental de esta Hoja. Se dispone sobre rocas paleozoicas. En las quebradas Los Cristales y Potrero Grande, está cubierta, en parte, por gravas del Mioceno Superior y por la Ignimbrita San Andrés. Para esta ignimbrita se dispone de dos edades K-Ar (biotita) 15,1±0,7 Ma en Quebrada Los Cristales y 15,3±1,3 Ma en Quebrada Agua Dulce, en la Hoja Potrerillos (Tomlinson et al., 1997), mientras que, en Quebrada Pastos Largos, un nivel de toba cinerítica asignada, a esta unidad arrojó una edad K-Ar biotita de 15,5±0,6 Ma (Zentilli, 1974). En la vertiente occidental de Cordillera Domeyko, se ha reconocido la ocurrencia de esta ignimbrita intercalada en las Gravas de Atacama (Cuesta El Jardín y Río de La Sal) donde ha sido datada en 15,3±1,5 Ma (K-Ar, biotita; Cornejo et al., 1993).

INTRUSIVOS HIPABISALES DEL MIOCENO INFERIOR-MIOCENO MEDIO Mimh (ca. 19,9-12,9 Ma)

Conjunto de cuerpos intrusivos hipabisales a subvolcánicos, independientes y de forma irregular, cuyo tamaño varía desde <0,5 km de diámetro a ca. 3km de longitud máxima, expuestos en la zona central del área de estudio, emplazados según una franja de orientación ONO-ESE, de 35 km de largo y ca. 5 km de ancho. Esta franja, que incluye hasta 25 cuerpos independientes, se extiende desde las nacientes de la quebrada Ojos de Agua por el oeste hasta quebrada Seca al este, y en su zona central incluye al Distrito Minero Casale (ex Aldebarán). Estos intrusivos que están, en parte, relacionados genéticamente a la evolución del Complejo Cadillal-Yeguas Heladas, probablemente representan las raíces erosionadas del sistema volcánico, e intruyen tanto a las rocas volcánicas del Mioceno Medio como a las del basamento pre-complejo, lo que incluye a rocas de la Secuencia Volcánica Río La Gallina- Refugio como a rocas de los Estratos de Río Nevado (Oligoceno) y, en la zona de quebrada Seca, a rocas más antiguas de la Formación Pantanoso y a pórfidos riolíticos permo-triásicos. Tanto las rocas de caja como varios de los intrusivos están afectados por diversos tipos y grados variables de alteración hidrotermal (argílica, argílica avanzada y propilítica, principalmente). La fábrica estructural, en el área de la franja y zonas de alteración, está dominada por un enrejado denso de fracturas y fallas de rumbo aproximado E-O e inclinación al sur (60-80°). El análisis cinemático de una población de fallas (Paso Champaña) demuestra que se trata de fallas normales asociadas a extensión en sentido NS que estuvieron activas durante el período de actividad magmática-volcánica y los eventos de alteración hidrotermal (Mpodozis et al., 1991).

Pórfido de Cerro Casale Mimh(a): pequeño stock de forma elíptica que intruye a las rocas volcánicas de los Estratos de Río Nevado. Petrográficamente corresponde, en superficie, a un pórfido diorítico cuarífero a granodiorítico de grano medio, con cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbola y biotita, cortado por numerosos diques de pórfidos feldespáticos finos, aplitas y brechas hidrotermales (Muntean y Einaudi, 2001, Palacios et al., 2001; Chen et al., 2010). Se presenta afectado por diversos grados y tipos de alteración hidrotermal.

GRAVAS DE ATACAMA Mga (Mortimer, 1973)

Depósitos semiconsolidados de gravas y arenas, de amplia distribución en la precordillera de Copiapó (Hojas Potrerillos, El Salvador e Inca de Oro), con intercalaciones de ignimbritas entre 15 y 12 Ma (Clark et al., 1967; Cornejo et al., 1993) y cuyo techo lo constituye una superficie de pedimentación sellada por la Ignimbrita San Andrés (Mortimer, 1973; Cornejo et al., 1993). En la Hoja Salar de Maricunga se incluyen, dentro de esta unidad, a depósitos semiconsolidados de origen volcanogénico que afloran en la periferia de los centros volcánicos oligo-miocenos, que constituyen el eje de la Franja de Maricunga. Allí, entre 3.800 y 3.500 m s.n.m., las denominadas 'Gravas Altas' (Cornejo et al., 1993) cubren a ignimbritas miocenas datadas entre 17 y 15 Ma (Ignimbritas Maricunga y Los Cristales) e infrayacen a la Ignimbrita San Andrés. En las cercanías de los centros volcánicos, están formadas por bancos macizos de gravas matriz-soportadas, con clastos volcánicos y en menor proporción de rocas paleozoicas y mesozoicas. Hacia el oeste, depósitos de esta unidad se encuentran 'colgados' sobre los cauces actuales de las quebradas Codocedo, Agua Amarga y Valiente, donde se disponen sobre el basamento mesozoico. Consisten en bancos métricos de gravas polimícticas fluvio-aluviales de color gris blanquecino, clasto o matriz soportante, localmente con imbricación de rodados, estructuras de paleocanales e intercalaciones de arenas y gravas más finas, y cemento de carbonatos. Estos depósitos representan el relleno de un sistema fluvial desarrollado en el Mioceno Medio-Superior, que

drenaba hacia el oeste de la actual zona del Altiplano, a través de los paleovalles del río de La Sal-Quebrada Asientos, en el norte, y los paleovalles de las quebradas Chañaral Alto y San Andrés-Paipote, en el oeste.

1.6.2.12. Mioceno medio – Mioceno superior

DEPÓSITOS ALUVIALES DEL MIOCENO MEDIO-MIOCENO SUPERIOR Mmsa

Depósitos no consolidados a moderadamente consolidados, que se disponen de manera subhorizontal, en zonas altas, colgados y sin conexión con cauces y aportes recientes, sin embargo, presentan superficies suavizadas por erosión y se reconocen cortados por cauces recientes activos e inactivos. Estos depósitos cubren alrededor de 16 km², lo que representa menos de 1% de la superficie de la Carta, y afloran al este y oeste de la quebrada Sangre de Toro donde se apoyan en discordancia sobre una suave superficie de erosión labrada en rocas asignadas al Miembro Inferior de la Formación Astaburuaga y a la Secuencia Volcánica Cuevitas. También forman un pequeño remanente en el cordón ubicado entre el río de La Gallina y la quebrada Seca. Corresponden a depósitos polimícticos, en sectores clasto-soportados, que se componen por fragmentos tamaño bolón inmersos en matriz con fragmentos de tamaño arena, guijarro y, en menor proporción, limo.

Aunque no se cuenta con antecedentes directos que permiten asignarle una edad en el área de la Carta, Moscoso et al. (2010) atribuyen, fuera del área de estudio, afloramientos de similares características que se ubican en las cercanías del río Cachitos, a las Gravas de Atacama del Mioceno Medio (Willis 1929; Segerstrom, 1968; Mortimer, 1973). Además, extensos afloramientos de estos depósitos, de origen fluvial y aluvial, se ubican en la Cordillera de Huasco (Reutter, 1974; Nalpas, et al., 2009; Salazar y Coloma, 2016) donde cubren a ignimbritas datadas en 22 Ma (Ignimbrita Cantarito, Kay et al., 1991) y que Rossel et al. (2018) también asignan al Mioceno Medio. Depósitos de este tipo se encuentran, igualmente, al norte del área de la carta, en la Carta Laguna del Negro Francisco (Mpodozis et al. 2012) y hacia el oeste, donde cubren gran parte de la Precordillera de Atacama, rellenan amplios paleo valles, precursores y coincidentes, a grandes rasgos, con la red actual de drenaje. Según Nalpas et al. (2008) y Bissig et al. (2010) este tipo de depósitos se habría acumulado al disminuir las precipitaciones y la capacidad de carga del sistema de drenaje oligoceno, debido a un cambio del clima desde condiciones semiáridas a áridas, a consecuencia del alzamiento de la Cordillera Occidental y el plateau andino.

1.6.2.13. *Mioceno superior*

SECUENCIA VOLCANO-SEDIMENTARIA NEGRO FRANCISCO Msnf (Mioceno Superior)

Se describe bajo esta denominación a una secuencia de hasta 200 m de espesor, constituida por depósitos de corriente de densidad piroclástica de composición riolítica con intercalaciones sedimentarias de tipo fluvial y aluvial, que aflora en el llano de Negro Francisco, al norte del Nevados de Jotabeche, entre los volcanes Jotabeche Norte y La Laguna (Portezuelo Paredones), donde cubre un área aproximada de 32 km² (1,3% del área total de la Carta). La unidad fue originalmente reconocida por Mpodozis et al. (1991,1995) quienes la describieron con el nombre “Ignimbrita Negro Francisco” aunque observaciones de mayor detalle efectuadas durante este trabajo permiten señalar que en la unidad piroclástica existen varias unidades de flujo y diversos niveles sedimentarios (Msnf(a)), lo que llevó a modificar el nombre original. La secuencia cubre a las coladas y depósitos de bloques y ceniza de los volcanes La Laguna y Jotabeche Norte (Mioceno Medio y Mioceno Inferior a Medio, respectivamente). Al este del llano del Negro Francisco la secuencia está parcialmente cubierta por coladas de lava andesítico-basálticas (Lavas de Pircas Negras) del Mioceno Superior. La distribución de sus afloramientos indica que parte de las corrientes de densidad piroclástica podrían estar asociadas a un conducto que se habría ubicado en el flanco norte del Nevados de Jotabeche (Mpodozis et al., 1995), sobre el cual, en una etapa póstuma, se emplazó un domo riolítico (Msnf(b)), de edad y composición similares a las rocas piroclásticas y que se incluye en esta unidad.

COMPLEJOS VOLCÁNICOS, VOLCANES Y REMANENTES VOLCÁNICOS DEL MIOCENO SUPERIOR Msv (ca. 8,4-5,9 Ma)

Complejo volcánico Nevados de Jotabeche

Corresponde a un aparato volcánico moderada a fuertemente erosionado y parcialmente colapsado, ubicado en la parte central de la Carta, en el extremo oriental del Cordón de Yeguas Heladas y cuyos productos cubren una superficie aproximada de 40 km² (2% de la superficie total). Sus productos se apoyan sobre o están en contacto por falla con rocas del volcán Jotabeche Norte y del Complejo Volcánico Cadillal-Yeguas Heladas. Está constituido por un conjunto de lavas, lavas-domo (o coulées), domos y tobas con distintos grados de soldamiento en los que predominan las composiciones ácidas desde dacitas a riolitas, con predominancia de estas últimas, muchas de las cuales tienen sanidina como fase mineral característica. Localmente, la sucesión volcánica puede llegar a tener más de 500 m de espesor.

Volcán Dos Hermanas Msv

Corresponde a un estratovolcán moderadamente erosionado, ubicado en la parte nororiental del área de la Carta, en la frontera con Argentina, al este del río Astaburuaga. En el área de la Carta sus productos, principalmente efusivos, cubren una superficie aproximada de 35 km² (1,8% de la superficie total). Edificado sobre las Ignimbritas Valle Ancho y los Estratos de Río Nevado, el volcán está formado por lavas andesítico-basálticas y andesítico-silíceas con un núcleo central que podría corresponder a un intrusivo subvolcánico o domo endógeno, el cual se encuentra cortado por algunas fallas/fracturas de rumbo NE.

Lavas Río La Gallina

Bajo esta denominación se describe a un pequeño afloramiento de remanentes erosionados de lavas dacíticas de escasa potencia (<30 m) ubicado en las nacientes del río de La Gallina, donde se disponen en discordancia de erosión sobre rocas de la Ignimbrita La Gallina y, en discordancia de erosión o angular, sobre rocas más antiguas.

IGNIMBRITA SAN ANDRÉS Msisa (10-9 Ma)

Depósito de flujo piroclástico correspondiente a una toba riolítica cinerítica de color rosado y blanco, que aflora, generalmente, bajo la cubierta aluvial antigua (MsPla) en el sector oriental de la Hoja (Llano Los Arroyos) hasta la ladera oriental de Sierra Caballo Muerto, a una altura entre 3.700 y 3.800 m s.n.m. Otros afloramientos de la Ignimbrita San Andrés (Clark et al., 1967), ocurren en la vertiente occidental de la Franja de Maricunga, donde se encuentra 'colgada' sobre los valles principales, sellando una superficie de pedimentación en las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973). Al norte de esta Hoja, ha sido descrita bajo los nombres de Ignimbrita Aeropuerto (Mortimer, 1973), en la quebrada Asientos e Ignimbrita El Bórax (Cornejo et al., 1993) en el borde occidental del Salar de Pedernales. Dataciones K-Ar (biotita) en esta Hoja arrojaron valores de $9,6\pm 0,4$ Ma (Quebrada Cerros Bravos) y $9,2\pm 1,2$ Ma (Quebrada Caballo Muerto), mientras que una edad de $12,3\pm 1,8$ Ma, obtenida en un afloramiento al sur de Quebrada Pastos Largos, se considera valor analíticamente cuestionable debido al bajo contenido de potasio de la biotita analizada. Inmediatamente al este, en el llano Los Arroyos, Clavero et al. (1997) obtuvieron un valor K-Ar (biotita) de $9,4\pm 0,6$ Ma.

IGNIMBRITA NEGRO FRANCISCO Msinf (Mioceno Superior; ca. 10 Ma)

Depósitos de flujos piroclásticos de composición riolítica, compuestos por tobas escasamente soldadas, posiblemente asociados al colapso inicial de la caldera Jotabeche (ubicada al sur, fuera del área de estudio).

DEPÓSITO DE AVALANCHA VOLCÁNICA QUEBRADA SECA Msaq (Mioceno Superior)

Se denomina de manera informal como Depósito de Avalancha volcánica Quebrada Seca a un depósito producto de un colapso volcánico, brechoso y polimíctico, con grados variables de compactación, que aflora en la quebrada homónima, en el sector más oriental del área de la Carta. El depósito cubre una superficie aproximada de 12 km², lo que equivale a un 0,5% de la superficie total del área de estudio. El depósito rellena la parte baja de la quebrada y se encuentra en discordancia angular sobre rocas del Pérmico Inferior a Medio de la Formación Pantanoso y sobre rocas intrusivas del Pérmico-Triásico. Hacia el este, los depósitos de esta avalancha se encuentran afectados por fallas inversas que los ponen en contacto tectónico con rocas de las mismas unidades anteriores.

1.6.2.14. Mioceno superior – Plioceno inferior

LAVAS DE PIRCAS NEGRAS MPv (Mioceno Superior-Plioceno Inferior; ca. 7,4-5,4 Ma)

Bajo esta denominación Mpodozis et al. (1991, 1995) describieron un conjunto de afloramientos aislados de coladas de lava de composición andesítico-basáltica y de domos dacíticos a andesíticos, que aflora principalmente en las áreas del cerro Los Maranceles, al sur del yacimiento Casale, en el área cercana a la confluencia entre el río Nevado y el río de la Gallina, las cabeceras del río de La Gallina y zona al este del Filtradero de la Laguna del Negro Francisco, y cuyos afloramientos cubren una superficie cercana a 38 km² (ca. 1,6% del total del área de la Carta). Estas coladas se apoyan en discordancia sobre los Estratos de Río Nevado y/o las brechas piroclásticas y tobas de las secuencias Río La Gallina-Refugio (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) y Negro Francisco (Mioceno Superior). En el río de La Gallina, donde alcanzan un espesor cercano a los 150 m, presentan intercalaciones lenticulares de tobas riolíticas afines con las tobas del Complejo Volcánico Nevados de Jotabeche (Msv) y están asociadas a un domo de composición andesítico a dacítico que se incluye en la unidad. Se encuentran afectadas, en numerosos lugares, por colapsos gravitacionales y están espacialmente asociadas a fallas tales como la Falla río La Gallina o las fallas conjugadas de rumbo NO y NE que se observan al sur del llano del Negro Francisco y que parecen haber servido como canales para el ascenso de los magmas que originaron la secuencia efusiva.

DEPÓSITOS SALINOS ANTIGUOS DEL SALAR DE MARICUNGA MsPIs

Costras sulfatadas y boratadas que afloran en la zona suroriental del salar, levantadas entre 1 y 2 m sobre el nivel de las lagunas salobres y costras de cloruros del sector occidental. En esta zona, Tassara (1997) describió variaciones transicionales entre costras con diferentes proporciones de boratos y sulfatos, agrupadas en este mapa en dos facies principales. Estas se habrían formado, probablemente, en una etapa temprana del salar, en forma sincrónica con la acción de fuentes termales ligadas a actividad volcánica, que habría contribuido a la generación de los depósitos de boratos. (a) Costra sulfatada de yeso y halita, agregado fino pulvulento y nodular de halita con 30% de yeso y anhidrita, de color amarillo claro, con sectores de microrelieve suave colorforme, ubicada al norte del llano Ciénaga Redonda y (b) Costra boratada, de textura gruesa y color claro, con finos cristales de halita y yeso y montículos de calcita rodeados de bolsones de ulexita y niveles de travertino con ulexita, ubicados en las zonas antiguas de explotación de boratos en el extremo sudoriental del salar. Según Tassara (1997) estos montículos corresponderían a los restos de estructuras formadas por la acción de géiseres, resultantes de actividad hidrotermal cercana a la zona del salar.

(a) Costra sulfatada de yeso y halita; (b) Costra boratada.

DEPÓSITOS ALUVIALES ANTIGUOS MsPIa

Bancos de gravas y bloques de bajo redondeamiento y selección, matriz-soportados, consistente en abundante arena y limo, y locamente lentes de arena fina. Constituyen extensos conos aluviales de baja pendiente (0,05%) y depósitos de llanuras de inundación desarrollados en los márgenes de las cuencas endorreicas de Pedernales y Maricunga. El techo de estos depósitos está peneplanizado, encontrándose disecado por los cursos aluviales y fluviales actuales (Río La Ola, llanos Los Arroyos y Ciénaga Redonda). En el margen suroriental del salar

de Maricunga, presentan formas cónicas muy extendidas (0,03-0,05%), que progradan sobre las costras antiguas del salar. Su edad se ubicaría entre el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior, ya que en numerosas localidades cubren a la Ignimbrita San Andrés (Msisa) del Mioceno Superior e infrayacen a la Ignimbrita Laguna Verde (Plioceno Inferior).

IGNIMBRITA LAGUNA VERDE Piiiiv (4-3 Ma)

Remanentes aislados del depósito de un flujo piroclástico cinerítico de color rosado, que cubre a depósitos aluviales antiguos (MsPla) en el llano Los Arroyos, entre los salares Pedernales y Maricunga. Representa los depósitos más occidentales reconocidos de la Ignimbrita Laguna Verde, aflorante al oeste del Paso San Francisco (Mpodozis et al., 1996; Clavero et al., 1997) y provenientes de la zona de Laguna Amarga, en territorio argentino. Para ella se obtuvo una edad K-Ar (biotita) de $3,6 \pm 0,8$ Ma. Este valor es similar a edades, K-Ar (biotita), obtenidas en intercalaciones de cenizas (tobas de caída) en conos aluviales del cerro Indio Muerto ($3,7 \pm 0,9$ Ma; Cornejo et al., 1993) y en Quebrada El Chaco, al norte de Sierra Exploradora ($3,3 \pm 0,6$ Ma; Cornejo y Mpodozis, 1996) que indican la extensa distribución de los productos de esa erupción, en territorio chileno.

1.6.2.15. Plioceno – Pleistoceno

DEPÓSITOS FLUVIALES Y ALUVIALES DEL PLIOCENO-PLEISTOCENO PPIfa

Depósitos bien a moderadamente seleccionados y estratificados que cubren aproximadamente un 1% de la superficie de la Carta (ca. 25 km²), donde se disponen de forma aterrazada con superficies suavizadas por erosión y se encuentran cortados por drenajes activos recientes. Alcanzan hasta 15 m de espesor y están formados por capas con estratificación gruesa, subhorizontales a ligeramente inclinados ($<6-7^\circ$), constituidas por sedimentos polimícticos (fragmentos de lavas, tobas e intrusivos), de tamaño bolón, guijarro y arena, entre las que se reconocen capas intercaladas decimétricas de depósitos macizos y mal seleccionados, compuestos por fragmentos tamaño bolón inmersos en matriz de limo-arcilla. Se asignan al Plioceno-Pleistoceno, debido a su morfología aterrazada, a que están cortados por cauces recientes (Holoceno) y a su disposición sobre rocas del Mioceno Superior.

1.6.2.16. Pleistoceno – Holoceno

DEPÓSITOS GLACIARES DEL PLEISTOCENO-HOLOCENO PIHg

Depósitos de reducida representación en el área de estudio ya que cubren solamente un 0,3% de ella (ca. 7 km²). Se ubican principalmente en los alrededores de la quebrada Pastillitos, donde presentan superficie ondulosa y suavizada, y están asociados a cordones morrénicos laterales. Corresponden a depósitos brechosos, polimícticos, mal seleccionados, matriz soportados, y que están compuestos por fragmentos métricos subredondeados y decimétricos subangulosos, inmersos en matriz de limo-arcilla. Predominan los fragmentos de origen volcánico (lavas y tobas) y, en menor proporción, fragmentos de rocas intrusivas. Se asignan al Pleistoceno-Holoceno debido a que se disponen principalmente asociados a las cumbres más altas, muchas de las

cuales corresponden a volcanes del Mioceno Superior. Por otra parte, a nivel regional, la mayor parte de los depósitos glaciares ubicados en la alta cordillera, han sido asignados a diversos avances y retrocesos glaciares de este rango de edad (Amman et al., 2001).

DEPÓSITOS DE REMOCIÓN EN MASA DEL PLEISTOCENO-Holoceno PIH_{rm}

Depósitos brechosos originados por colapsos gravitacionales, de amplia representación en la zona y que se ubican, principalmente, en las nacientes de la quebrada Ojos de Agua, al sur del cerro Cadillal, los valles de los ríos Nevado y de La Gallina, las cabeceras de la quebrada Yeguas Heladas, al este del Complejo Volcánico Nevados de Jotabeche y en el valle del río Astaburuaga. Cubren alrededor de un 3,7% del área de la Carta (ca. 85 km²), presentan morfología de cerrillos (hummocks) suavizada por erosión que, localmente, genera drenajes cerrados y se presentan cortados por los cauces recientes. Los cerrillos varían en morfología y tamaño desde abruptos a suavizados y desde algunos metros cúbicos a miles de ellos. A su vez, están compuestos por fragmentos mal seleccionados, que varían de angulosos a subredondeados, de tamaño centimétrico a métrico, algunos con estratificación original preservada, pequeñas fallas de acomodo, pliegues sin-depositacionales y/o estructuras de inyección. Además, en algunos sectores se reconocen bloques decimétricos con fracturamiento tipo rompecabeza (jigsaw) entre los cuales es posible identificar matriz con fragmentos desde tamaño arena a guijarro. Se asignan al Pleistoceno-Holoceno debido a su morfología bien preservada, suavemente erosionada, y debido a que están cortados por cauces recientes.

DEPÓSITOS ALUVIALES DEL PLEISTOCENO-Holoceno PIH_a

Gravas de superficie plana y subhorizontal suavizada por erosión y comúnmente disectados por cauces recientes, cuyo depósito de mayor extensión se ubica en la cuenca endorreica de la laguna del Negro Francisco. En total cubren alrededor de un 3,4% del área de la Carta (ca. 77 km²). Presentan, habitualmente, morfologías preservadas de abanico a los pies de quebradas, parcialmente erosionadas. Corresponden a depósitos macizos, mal seleccionados, polimícticos y matriz-soportados, compuestos por fragmentos subangulosos a subredondeados de tamaño bolón inmersos en matriz limo-arenosa. Según la cercanía de estos depósitos a zonas afectadas por alteración hidrotermal, es posible reconocer el dominio de este tipo de fragmentos, además de minerales de arcilla, como constituyente principal de la matriz. Se asignan al Pleistoceno-Holoceno debido a su morfología de abanico preservada y a que están cubiertos, en parte, por depósitos recientes asociados a cauces activos.

DEPÓSITOS COLUVIALES DEL PLEISTOCENO-Holoceno PIH_c

Depósitos con grado de consolidación medio a bajo que cubren un 3,4% del área de la Carta (ca. 78 km²). Se ubican, principalmente, en laderas de pendiente media a alta (hasta 35°) y localmente presentan morfologías de conos de deyección. Se caracterizan por ser principalmente monomícticos con estratificación inclinada gruesa en capas centimétricas a decimétricas, las cuales presentan un grado de selección moderado a alto de forma individual. Los fragmentos son angulosos a subangulosos y su tamaño varía desde bolón a arena, con las capas de granulometría más gruesa con escasa a nula matriz fina. En la parte baja de las laderas es común que presenten intercalaciones puntuales de depósitos de origen aluvial, lo cual genera que las pendientes en esos lugares sean ligeramente más bajas (alrededor de 20 a 25°) y las superficies

más suaves. Se asignan al Pleistoceno-Holoceno debido a su morfología bien preservada y a su engrane con depósitos aluviales asignados al mismo rango de edad.

DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES DEL PLEISTOCENO-HOLOCENO PIHac

Depósitos aluviales y coluviales interdigitados que se ubican, principalmente, en la conjunción de laderas de fuerte pendiente y cauces aluviales, por ejemplo, en los cauces de las quebradas Paredones, Aguas Blancas y Turbio. Localmente, se presentan cortados por cauces recientes y, en parte, cubiertos por depósitos fluviales y aluviales del Holoceno. Cubren alrededor de un 7,5% del área de estudio (ca. 170 km²), y están compuestos por fragmentos angulosos a subangulosos tamaño bolón a limo-arcilla y, según domine un mayor componente coluvial o aluvial, varían desde mono- a polimícticos, moderada a mal seleccionados y de estratificación gruesa a macizos. Se asignan al Pleistoceno-Holoceno debido a sus morfologías preservadas y a que se encuentran, en sectores, cortados por cauces recientes.

1.6.2.17. Holoceno

DEPÓSITOS ALUVIALES DEL HOLOCENO Ha

Depósitos cuya morfología varía desde abanicos bien desarrollados preservados a los pies de quebradas y baja pendiente, a relleno de fondo de valle de superficie relativamente plana. Su mayor dominio se reconoce en el sector noreste del área de la Carta, específicamente en las cercanías del llano del Negro Francisco. Los depósitos son mayoritariamente macizos, polimícticos, mal seleccionados y matriz-soportados, y están formados por bloques subangulosos de tamaño métrico inmersos en matriz limo-arenosa. En algunos casos es posible reconocer concentración de bloques de mayor tamaño hacia la parte superior, así como estratificación gruesa y/o laminación paralela incipiente.

DEPÓSITOS FLUVIALES Y ALUVIALES DEL HOLOCENO Hfa

Depósitos fluviales y aluviales interdigitados, de suave superficie plana subhorizontal a ligeramente inclinada, que se ubican, principalmente, en el cauce actual de los ríos Nevado y de los Piuquenes y sus tributarios. Cubren alrededor de un 0,8% del área de la Carta (ca. 19 km²) y se caracterizan por ser depósitos estratificados en capas de espesor decimétrico a métrico, con un espesor total máximo expuesto de 20 m. Las capas con mayor dominio aluvial, de estratificación gruesa, se caracterizan por ser mal seleccionadas, polimícticas y matriz-soportadas, y están compuestas por fragmentos angulosos a subangulosos de tamaño bolón (hasta 50 cm de diámetro) en matriz limo-arenosa. Por otro lado, las capas con mayor dominio fluvial se caracterizan por presentar estructuras como laminación o estratificación paralela, lentes y clastos imbricados, y están compuestas por fragmentos subredondeados cuyo tamaño varía desde guijarro a guijón (hasta 25 cm de diámetro), inmersos en matriz arenosa.

1.6.3. Geología Estructural

La Hoja Salar de Maricunga se sitúa en el segmento sur del Sistema de Fallas de Domeyko, región especialmente activa durante el evento 'incaico' de transpresión sinistral eocena, que afectó la precordillera de Antofagasta y Atacama (Mpodozis et al., 1993; Tomlinson et al., 1994). Evidencias de deformación previa se manifiestan, en la Hoja, ya en el Paleozoico, por la discordancia entre la Formación Chinchas y la Formación La Tabla. La ocurrencia de fallas triásicas está indicada por rápidos cambios de facies en los Estratos El Mono, como los que ocurren al este y oeste de la Falla Portezuelo Codocedo (Cornejo et al., 1993) (ver Figuras 1.6 y 1.12). Estos parecen indicar que dicha falla pudo representar, en su origen, una estructura normal, de rumbo NNE, bloque oeste-abajo, en las cercanías del borde oriental de la cuenca triásica de La Coipa. Por otro lado, el abrupto cambio de facies, entre secuencias jurásicas, esencialmente sedimentarias, al este, y volcánicas, al oeste de la Falla Bailey Willis, en la zona noroccidental de la Hoja, permite validar la interpretación de Olson (1983) que ésta se habría generado, en el Jurásico, como una falla normal N-S, bloque oeste abajo. Situaciones de este tipo indican que algunas de las fallas maestras del Sistema de Fallas de Domeyko (Eoceno), pueden haberse formado, en el Jurásico, como 'fallas de crecimiento' en el borde occidental de la plataforma sedimentaria de Potrerillos, que limitaba hacia el oeste con una depresión volcano-tectónica, dominada por actividad volcánica, representada en la Formación La Negra (Prot falla Sierra del Castillo; Cornejo y Mpodozis, 1996).

Un período de compresión y subsecuente erosión ocurrido en el Cretácico Superior (90-80 Ma?) está indicado por la suave discordancia angular en la base de los Estratos de Cerro Los Carneros que, en la zona de La Coipa, se apoyan indistintamente sobre el Cretácico Inferior (Formación Quebrada Monardes) o el Triásico (Estratos El Mono). Sin embargo, esta deformación no alcanza la importancia que presenta en Sierra Exploradora, al norte (Cornejo y Mpodozis, 1996) y valle del río Copiapó (Arévalo, 1995), al suroeste de la Hoja. La discordancia entre los Estratos de Cerro Valiente y los Estratos de Cerro Los Carneros, en la zona occidental de la Hoja, señala un nuevo episodio de deformación alrededor del límite cretácico-terciario, bien documentado por Cornejo et al. (1997) en las cercanías del yacimiento El Salvador.

Estos antecedentes, en su mayoría indirectos, indican la ocurrencia de diversos episodios de deformación durante el Mesozoico. Sin embargo, las estructuras mayores de la Hoja se habrían originado en el Eoceno. El sistema tectónico resultante de la deformación incaica, en la zona de El Salvador-La Coipa (Cornejo et al., 1993; Tomlinson et al., 1994) incluye, como elemento central, una falla maestra de orientación N10°E, que, al norte de Quebrada Asientos, corresponde a una falla vertical con movimiento sinistral (Falla Sierra del Castillo). Su traza, al sur de Potrerillos, se transforma en una falla inversa-oblicua vergente al sureste (Falla Agua Amarga), ubicada, inmediatamente al oeste de la Hoja Salar de Maricunga. Al este de la falla Sierra Castillo-Agua Amarga ocurre, en la Hoja Potrerillos y zona noroccidental de la Hoja Salar de Maricunga, una faja plegada y corrida (Faja Plegada y Corrida de Potrerillos; FPCP; Tomlinson et al., 1993) formada por corrimientos de vergencia sureste, cuya orientación varía desde NNE, en la Hoja Potrerillos, a N-S en la zona noroccidental de la Hoja Salar de Maricunga (Fallas Bailey Willis y La Cuesta).

Al sur de esta faja, se expone un sistema de fallas subverticales de rumbo NNW (N25°-30°W) espaciadas entre 3 y 10 km (Fallas Salitral, La Ciénaga, Indagua y San Emilio) las cuales forman el rasgo estructural dominante de la Hoja Salar de Maricunga (Figuras 1.12 y 3.1). Desplazamientos de contactos señalan movimiento sinistral, acompañado de saltos en la vertical

variables entre algunas decenas hasta, posiblemente, 800 m. Estas fallas, probablemente, son parte de un sistema estructural paleozoico reactivado por la deformación eocena, y constituyen un corredor estructural que, desde Potrerillos, se extiende hacia el sureste en la Franja de Maricunga (La Coipa, Lobo-Marte; Mpodozis et al., 1995) hasta la zona de Valle Ancho en Argentina (Mpodozis et al., 1997).

Relaciones entre las fallas, intrusivos y domos eocenos, de edades conocidas, pre-tectónicas (Monzodioritas de Quebrada La Ciénaga) sin-tectónicas ('Pórfido Cobre' de Potrerillos y domos de Quebrada Indagua) y post-tectónicas (Pórfidos de Cerro El Hueso y La Cuesta), permitieron acotar el período activo de deformación entre los 42 y 35 Ma (Tomlinson et al., 1994; Mpodozis et al., 1994; Cornejo et al., 1997). La orientación de los elementos estructurales regionales es consistente con un modelo cinemático dominado por transpresión sinistral, ligada a acortamiento paralelo a la orientación N55°W de diques riolíticos eocenos, que ocurren en la zona de La Coipa-Quebrada Vicuña. Dentro de este sistema, la componente de rumbo fue absorbida, en parte, por las fallas NNW, que se interpretan como fallas Riedel del sistema maestro (Tomlinson et al., 1994). Las fallas NNW parecen servir, además, como elementos que permitieron la transferencia de la componente compresiva, desde el extremo sur de la FPCP, hacia fallas inversas eocenas de alto ángulo (Fallas Vega La Junta, Portezuelo Codocedo y Caballo Muerto) y orientación N-S a NNE, que, con vergencia al este y oeste, ocurren en la zona suroriental de la Hoja y continúan al sur de la zona (Hoja Laguna Negro Francisco; Mercado, 1982). A favor de ellas, las secuencias triásicas, plegadas en un anticlinorium, de la 'Cuenca de La Coipa', cabalgan sobre volcánicas cretácicas de los Estratos de Cerro Los Carneros, aflorantes al oeste y este (zona de Quebrada La Coipa-Portezuelo Codocedo).

Dentro del dominio de fallas NNW, las unidades estratificadas mesozoicas ocurren en forma subhorizontal o deformadas en pliegues abiertos de gran longitud de onda (cortados por las fallas verticales NNW) incluyendo el notable domo estructural de Quebrada Vicuña, que expone un núcleo de lavas jurásicas (Estratos de Quebrada Vicuña) rodeado por calizas de la Formación Pedernales y areniscas de la Formación Quebrada Monardes, con inclinaciones variables entre 5 y 20°. La actitud de los estratos, bajo y sobre las discordancias del Cretácico Superior y límite cretácico-terciario, indican que, al menos el flanco oeste del domo, habría comenzado a formarse en el Mesozoico. Hacia el este, la longitud de onda de los pliegues disminuye, tal como se observa en el estrecho sinclinal de Quebrada Salitral en el borde suroeste del Batolito de Pedernales. El hecho que las secuencias jurásicas permanezcan, en la mayor parte de la Hoja, solidarias al basamento indica que, probablemente, éste se deformó, durante el Eoceno, por flujo cataclástico dúctil, mientras que la cobertura se adaptó, en forma pasiva, a la deformación en el basamento.

El alto relieve estructural del bloque de basamento, expuesto en la zona oriental de la Hoja (Batolito Pedernales, Sierra Caballo Muerto) implica que, probablemente, una falla mayor ocurre al pie oriental de dicho bloque, en el borde occidental de la depresión que alberga actualmente los salares de Maricunga y Pedernales. La presencia, en esa zona, de sedimentitas del Cretácico Superior (Estratos El Leoncito) cuyo material detrítico proviene, en parte, de la erosión de calizas jurásicas ubicadas al oeste, deja abierta la posibilidad que esa hipotética falla pudiera haber estado activa en el Cretácico Superior y plantea problemas, aún no resueltos, acerca del origen de las cuencas de la zona altiplánica.

Durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, en forma sincrónica con el inicio del volcanismo en la Franja de Maricunga (Mpodozis et al., 1995), se produjo la reactivación, sinistral, de las fallas NNW en la zona oriental de la Hoja, las cuales afectan a los domos asociados a las zonas mineralizadas de La Coipa y Esperanza y su basamento triásico. El espaciamiento más cerrado (hectométrico) de estas fallas en la zona oriental de la Hoja indica que, no sólo ocurrió la

reactivación del sistema, sino la formación de fallas nuevas, aunque su desplazamiento horizontal no parece superar algunas decenas de metros. Estas fallas son las últimas estructuras de cierta importancia activas en la Hoja durante el Cenozoico, aunque evidencias de, a lo menos dos fases de alzamiento y erosión (Mioceno Medio y Mioceno Superior-Plioceno) estén registrados en fenómenos sedimentario-erosivos a escala regional que dieron origen a las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973) y a los Depósitos aluviales antiguos (MsPla) de la zona altiplánica, en el sector oriental de la Hoja.

La zona occidental de la región cubierta por la Carta Laguna del Negro Francisco está caracterizada por deformación en estilo de piel gruesa ('thick-skinned') dominada por la presencia de bloques de basamento de la sierra Varillar y sierra Monardes (formaciones Chinchas y Pantanoso y Batolito El Hielo). Estos bloques, limitados por fallas inversas de rumbo NNE-SSO (fallas Vegas La Junta, Varillar y Cerro Guerrita) (ver Figuras 1.8 y 1.13) y de vergencia opuesta, están separados por el amplio synclorium de la quebrada El Patón-Llano El Leoncito. Este involucra las secuencias sedimentarias mesozoicas (formaciones Lautaro, Pedernales, Quebrada Monardes) y los niveles volcánicos de la Formación Quebrada Seca. Sobre este sistema estructural se sobrepone la Franja de Maricunga, la que forma un elemento topográfico que limita por el oeste las cuencas cerradas del salar de Pedernales y laguna del Negro Francisco. Las cuencas mencionadas son las más australes de la depresión 'preandina' del norte de Chile y ocupan un plateau elevado a los 3.500 m de altura, al este de la cadena volcánica neógena, expuesta a lo largo del límite con Argentina.

Las fallas que limitan los bloques de basamento, en la zona occidental de la Carta, son fallas inversas de alto ángulo que pueden alcanzar desplazamientos en la vertical mayores a 2.500 m. Fallas menores, tanto inversas como normales, asociadas a las fallas inversas principales, se observan en el cordón El Varillar y Sierra Vizcachas, y en el sector norte del synclorium de la quebrada El Patón.

La edad de las fallas inversas y pliegues asociados a la deformación del basamento es, a lo menos, pre-miocena media, ya que, en la zona norte de la Carta, niveles de tobas del Mioceno Medio (Ignimbrita Maricunga), provenientes del volcán Ojos de Maricunga, que sellan fallas inversas, hacia el norte en la zona de Potrerillos, Quebrada Asientos y La Coipa, indican que la deformación habría ocurrido, probablemente, en el Eoceno-Oligoceno Inferior (42-35 Ma, Tomlinson et al., 1993, 1999; Cornejo et al., 1998; Arriagada et al., 2006). La Formación Pircas, de probable edad eocena, que incluye en la base conglomerados y brechas con clastos de calizas y, hacia el techo niveles ricos en clastos de granitoides y riolitas permotriásicas, presenta características propias de una secuencia de 'destechado' y puede ser interpretada como sedimentos sintectónicos asociados a esta fase de deformación.

Durante este evento eoceno se formó, además, un corredor de fallas sinistralas, de rumbo NO-SE, subverticales, que se extiende entre la región de Potrerillos y La Coipa, hacia el norte, fuera del área de estudio (Cornejo et al., 1993, 1998). Estas se prolongan, a través de la zona suroriental de la Carta Laguna del Negro Francisco, hacia territorio argentino, donde empalman con el sistema de Fallas de Valle Ancho (Mpodozis et al., 1997). Dichas fallas fueron, con posterioridad, reactivadas ejerciendo un control en el emplazamiento de los sistemas volcánicos del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior de la Franja de Maricunga, tanto en la zona de la Coipa (Cornejo y Mpodozis, 1994) como en el área de Marte y Lobo, en el borde oriental de la Carta. En esa zona, fallas de esa orientación afectan a pórfidos y zonas de alteración de la edad indicada. Ninguna de sus trazas, sin embargo, parece afectar hacia el NO las lavas e ignimbritas del Mioceno Superior asociadas al volcán Copiapó. Otro sistema estructural de importancia, finalmente, es aquel representado, en la zona de la Carta, por la Falla Negro Francisco, falla

normal de alto ángulo y rumbo NNE-SSO, inclinada al este, que pone en contacto el basamento del bloque de sierra Monardes, al oeste, con lavas del Mioceno Medio provenientes del volcán La Laguna. Fallas de esta clase son comunes hacia el este y sur de la laguna del Negro Francisco y en la zona cercana al Nevado de Jotabeche, hacia el SE, fuera de la zona de estudio, y se habría formado durante un evento, de extensión-transtensión, ocurrido en el extremo sur del plateau preandino durante el Mioceno Medio a Superior (Mpodozis et al., 1991, 1995).

La zona en que se ubica la Carta Geología del área Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche (ver Figura 1.10) incluye varios dominios estructurales, cada uno de los cuales presenta una geometría y evolución distintiva. Las grandes variaciones de estilo estructural y la cronología de la deformación que ocurren tanto de oeste a este como en sentido norte a sur en el área, pueden ser descritas a mediante el análisis de tres secciones estructurales: norte (perfil A-A' que acompaña al mapa) (Figura 1.14), central y sur (Perfil B-B que acompaña al mapa) (Figura 1.14).

La sección norte del área de la Carta, al N de la quebrada Paredones e incluyendo el valle del río Figueroa (perfil esquemático A-A') (Figura 1.14), se caracteriza, en su zona occidental, por un estilo estructural dominado por pliegues de propagación de falla, asociados a fallas inversas de alto ángulo y rumbo NNE-SSO inclinadas al oeste que afloran en superficie (Fallas Vizcachas- La Guardia, Guerrita, Negro Francisco) y que involucran a rocas volcánicas triásicas (Estratos de Aguas Blancas) en el núcleo de los anticlinales y a rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico y Cretácico en su envolvente externa. En su flanco largo occidental, las capas exhiben manteos moderados (<30°O) mientras que el flanco oriental, corto, la inclinación puede superar los 50°E. Estas fallas se prolongan hacia el norte (zona de El Patón, sierra Varillar) y sur de la Carta (sierra de Vizcachas). Edades de trazas de fisión (apatito) en bloques limitados por esta falla al sur del área de estudio indican que estas habrían estado activas durante el Eoceno (Martínez et al., 2017). Evidencias a escala regional en la precordillera de Copiapó indican que estas fallas forman parte de una familia de estructuras que se habría formado probablemente, en el Eoceno-Oligoceno Inferior (42-35 Ma, Iriarte et al., 1999, Tomlinson et al., 1993, 1999, Cornejo et al., 1998, Arriagada et al., 2006). La más oriental de estas fallas inversas, en el área de la Carta, corresponde a la falla Negro Francisco (Mpodozis et al., 2012), estructura de traza recta cuyo bloque yacente, oriental, está formado por capas del Paleozoico al Paleoceno fuertemente inclinadas (>60°E), mientras que el bloque colgante, occidental, corresponde a un anticlinal, cuyo núcleo, que se abre hacia el norte, está integrado por rocas paleozoicas que forman el cordón de la sierra Monardes. Esta falla tiene una historia compleja ya que, aunque, en el área de la Carta no afecta a rocas del Mioceno, inmediatamente al norte de esta su traza limita la cuenca de Negro Francisco y pone en contacto las rocas paleozoicas de la sierra Monardes al oeste, con lavas del Mioceno Medio del volcán La Laguna al este, indicando que, con posterioridad al Mioceno Medio, en esa zona se comportó como una falla normal con bloque oriental hundido (Mpodozis et al., 2012).

Al este del estero La Laguna, sobre la traza del Perfil A-A', las rocas piroclásticas del Oligoceno-Mioceno Inferior, se disponen en forma subhorizontal, aunque los domos y pórfidos mineralizados del yacimiento Refugio se orientan a lo largo de varios lineamientos de rumbo NO-SE que parecen haber estado activos como fallas durante la mineralización. El volcán La Laguna, ubicado al este, incluye secuencias de lavas y rocas piroclásticas que se apoyan en forma concordante sobre las tobas y flujos piroclásticos del Oligoceno-Mioceno Inferior. Este edificio, al igual que la mayoría de los complejos volcánicos de esa edad que forman parte de la Franja de Maricunga, no presentan evidencias de deformación compresiva de importancia. En la zona oriental del área de la Carta, que durante el Oligoceno-Mioceno se situaba en el área de tras-arco de la Franja de Maricunga, se observan, siempre sobre la traza del perfil A-A', significativas

evidencias de varios pulsos de deformación neógena. Estos han quedado registrados en: (1) La discordancia angular entre los Estratos de Río Nevado (Oligoceno, ca. 30-26 Ma) y las rocas del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior de la Formación Astaburuaga (ca. 38-35 Ma) sobre la cual se apoya; (2) La intensa deformación que, en el valle del río Astaburuaga, afecta a los Estratos de Río Nevado desarrollando trenes de anticlinales y sinclinales cilíndricos con planos axiales subverticales, de rumbo aproximado NS; (3) La fuerte discordancia angular existente entre las rocas volcánicas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio, ca. 26-21 Ma), ligeramente inclinadas sin estar afectadas por pliegues, y las rocas plegadas de los Estratos de Río Nevado; (4) La discordancia angular y de erosión que separa la secuencia volcánica de Vidal Gormaz (ca. 18 Ma) de los afloramientos de la Formación Astaburuaga; (5) La presencia de bloques de basamento paleozoico, tales como el de la sierra El Colorado, limitados por fallas inversas de vergencia antitética, al E y O (fallas Colorado O y Colorado E), que cortan a capas, previamente deformadas, de Los Estratos de Río Nevado; y (6) un sistema de fallas de rumbo NNE-SSO con separación normal (ej. la Falla Cacique) que afectan a rocas volcánicas y sedimentos del Mioceno Superior- Plioceno Inferior (Lavas de Pircas Negras, ca. 7-5 Ma).

La Sección central muestra un estilo de deformación diferente. En la región occidental del área de la Carta (zona comprendida entre la quebrada Paredones y el río Aguas Blancas) las fallas Guerrita y Negro Francisco (y los anticlinales asociados) que se observan sobre el perfil A-A', desaparecen al sur de la quebrada Paredones, donde las rocas volcánicas triásicas (Estratos de Aguas Blancas) y su cobertura (formaciones Lagunillas y Quebrada Monardes) no están deformadas de manera significativa; más bien constituyen un bloque de rocas estratificadas subhorizontales que, por el este, está cubierto por los edificios volcánicos del Mioceno Inferior a Medio (volcanes La Laguna y Jotabeche Norte, ca. 18-13 Ma) y Mioceno Superior (Complejo Volcánico Nevados de Jotabeche, ca. 8,4-5,9 Ma) que constituyen parte del frente volcánico extinto de la Franja de Maricunga (Mpodozis et al., 1995). A esta latitud, y al este de la línea volcánica, los afloramientos de rocas deformadas del Eoceno-Mioceno Inferior, descritos para la sección norte en el perfil A-A', están cubiertos por tobas, subhorizontales, de Mioceno Inferior a Medio (Ignimbritas La Gallina y Valle Ancho) y, en las nacientes del río de La Gallina, por gravas no consolidadas pliocenas. Una importante diferencia con lo observado en el perfil A-A' es, sin embargo, la presencia de fallas inversas de alto ángulo inclinadas al este, que levantan los bloques de basamento Paleozoico Superior-Triásico que forman el cordón fronterizo con Argentina (fallas Vidal Gormaz y Quebrada Seca).

El conjunto de rocas triásicas y jurásicas subhorizontales de la zona occidental está limitado, al suroeste, por una falla subvertical de rumbo NO-SE (Falla Aguas Blancas) que se extiende entre el río Figueroa y el río Aguas Blancas y lo pone en contacto, hacia el sur con estratos generalmente subhorizontales o bien suavemente inclinados hacia el oeste, de las formaciones Lautaro, Lagunillas y Quebrada Monardes. El movimiento a lo largo de la Falla Aguas Blancas tuvo un importante componente de movimiento de rumbo, ya que su traza desplaza 4 km, en sentido sinistral, el contacto entre las rocas volcánicas triásicas de los Estratos de Aguas Blancas y la Formación Lautaro. Más al este (valle superior del río Aguas Blancas) todavía a lo largo del borde sur del bloque triásico, lavas andesíticas de la Formación Quebrada Seca (Paleoceno Inferior), con rumbo E-O e inclinadas 30°- 40° al sur, se apoyan directamente sobre las andesitas y basaltos triásicos, subhorizontales que afloran al norte. El contacto "joven sobre viejo" entre ambas unidades, corresponde a una falla normal de ángulo relativamente bajo inclinada 20-30° al sur (falla Caspiche) que es aproximadamente paralela a la estratificación de las capas de la placa superior, y causa una completa omisión estratigráfica de las formaciones Lagunillas y Quebrada Monardes. Su traza curvilínea está cortada, al oeste por la Falla Aguas Blancas. La

unidad estructural superior está afectada por un sistema de pequeñas fallas normales conjugadas cuyo análisis cinemático indica que se formaron durante un período de extensión en sentido nortesur (Mpodozis et al., 1991). Este evento habría ocurrido en el Paleoceno Inferior-Paleoceno Medio entre los 64 y 63 Ma, de acuerdo a edades U-Pb de la Formación Quebrada Seca que forma la unidad estructural superior y la edad de las tobas basales, subhorizontales de los Estratos de Quebrada Acerillos (ca. 57,9 Ma) que las cubre en discordancia.

Evidencias de un episodio aún más joven de extensión N-S se puede también observar en la zona de río Aguas Blancas donde este se manifiesta a través de una familia de fallas normales de alto ángulo de rumbo E-O y trazas rectas cuyo bloque sur es el que siempre desciende. Una de estas corta (Falla Aluminio) y desplaza por el norte la traza de la Falla Caspiche. Otras, ubicadas más al sur, (fallas Luisa, y del Medio) ponen en contacto afloramientos de la Formación Quebrada Seca, al norte, con rocas volcánicas del Paleoceno Medio (Estratos de Quebrada Acerillos) al sur y, en la zona de Caspiche, a los Estratos de Río Nevado con lavas del Mioceno Inferior a Medio del cordón de Yeguas Heladas. Estas fallas habrían estado activas y facilitado la circulación de fluidos hidrotermales durante el emplazamiento de la franja ONO-ESE de intrusivos hipabisales portadores de mineralización de Au-Cu en el Distrito Casale. Un análisis cinemático de fracturas y fallas E-O a pequeña escala realizado en afloramientos de rocas alteradas del Mioceno Inferior a Medio en el Paso Champaña (al norte de Cerro Aguas Blancas) indica un régimen dominado, en esa zona, por extensión NS durante ese período (Mpodozis et al., 1991).

Otro rasgo distintivo, en la franja volcánica miocena de la zona central del área de la Carta es el diseño semi-hexagonal de los afloramientos de las tobas y lavas riolíticas (7-5 Ma) del núcleo del Complejo Volcánico Nevados de Jotabeche. Según Mpodozis et al. (1991), éste resultaría de la interacción entre las fallas normales E-O, como la Falla Darwin que, al norte del Nevados de Jotabeche, pone a estas rocas en contacto con las lavas del Mioceno Inferior a Medio del volcán Jotabeche Norte con un sistema aún más joven de fallas conjugadas de rumbo NNE-SSO a NE-SO (fallas Cacique y Jotabeche Noroeste) y NO-SE (falla Jotabeche Noreste). En conjunto estas fallas limitan los afloramientos principales de las lavas riolíticas y flujos piroclásticos del Complejo Volcánico Nevados de Jotabeche, los que según esa interpretación representarían el relleno de una caldera de colapso, abierta hacia el sur en el Mioceno Superior, estructuralmente controlada y formada en el borde sur del elevado plateau andino. Fallas normales de rumbo NNE-SSO y NO-SE son comunes también al este del Nevados de Jotabeche entre las nacientes del río de La Gallina y río Astaburuaga y donde sirvieron, en parte, como conductos para el ascenso de las coladas andesítico-basálticas de las Lavas de Pircas Negras como las que afloran en el cerro La Gallina, al sur del llano del Negro Francisco.

La Sección sur, ilustrada en el perfil esquemático B-B', muestra diferencias relevantes en relación a las anteriores. Esta zona comprende la región ubicada al sur del cordón volcánico transversal Cadillal-Yeguas Heladas-Jotabeche e incluye el valle de río Turbio y sus tributarios. En la zona occidental de esta sección de la Carta, y tal como en la zona central de esta, las secuencias volcánicas y sedimentarias del Triásico al Paleoceno (Estratos de Aguas Blancas a Formación Quebrada Seca), forman, salvo pliegues y/o fallas menores, parte de un conjunto, suavemente inclinado (<25°) al oeste. Las rocas estratificadas que lo componen se apoyan en discordancia sobre los afloramientos del Complejo Volcánico y Plutónico del río Cachitos, cuya estructura interna no es obvia debido a la alteración que las afecta y a los numerosos intrusivos que incluye. En conjunto este bloque está limitado, al este, por la Falla Sangre de Toro que, con rumbo NE-SO se extiende entre el río Cachitos, la quebrada Sangre de Toro y la ladera sur del cerro Cadillal. La falla, normal, cuyo bloque suroriental desciende, es especialmente significativa ya que limita, por el oeste la cuenca de Cuevitas donde se acumuló el gran volumen de rocas

sedimentarias del Oligoceno, incluyendo los depósitos lacustres de los Estratos de Río Nevado. Esta falla no presenta evidencias de haber sido reactivada ni invertida y, al este de la quebrada Sangre de Toro, su traza está cubierta por tobas distales del Oligoceno-Mioceno Inferior (Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio, ca. 26-21 Ma). Por el norte, su traza desaparece bajo los productos del Complejo Volcánico Cadillal-Yeguas Heladas cuyo domo central se ubica sobre su prolongación, lo que indica que esta puede haber servido como conducto para el ascenso de magmas durante el Mioceno Inferior a Medio.

En la zona central del perfil B-B', al sur de Cuevitas, y ya en el depocentro oligoceno, las rocas sedimentarias de los Estratos de Río Nevado, inclinadas suavemente al este, están cubiertas, en suave discordancia angular por tobas subhorizontales del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Secuencia Río La Gallina-Refugio, ca. 26-21 Ma), repitiendo las relaciones observadas en el perfil A-A'. La zona oriental de esta sección que comprende el elevado cordón limítrofe con Argentina, está formada por bloques del basamento intrusivo y volcánico del Paleozoico-Triásico limitados por fallas inversas de alto ángulo (fallas Pircas Negras, La Gallina, Quebrada Seca) que, a excepción de la Falla Pircas Negras Norte están inclinadas al este. Estas corresponden a la extensión hacia el sur de fallas como la Falla Vidal Gormaz. Su separación vertical parece ser de orden kilométrico y la edad de la deformación principal sería miocena (superior (?)) ya que las fallas de esta familia afectan tanto a los Estratos de Río Nevado como a diversas unidades volcánicas del Mioceno Inferior a Medio. Hacia el sur del área de la Carta, fallas de este tipo, inclinadas tanto al este como al oeste, que limitan bloques de basamento constituyen el rasgo estructural dominante de la alta cordillera chilena ente los 28° y 30°S (Reutter, 1974; Moscoso y Mpodozis, 1988; Nasi et al., 1990; Salazar y Coloma, 2016). Martínez et al. (2015, 2017) sugieren que, inmediatamente al sur del área de la Carta, en la zona de río Cachitos-Cerro El Potro, estas estructuras resultarían de la inversión de hemigraben mesozoicos. Sin embargo, a lo menos en el área estudiada, no existen antecedentes que sustenten dicha hipótesis.

En síntesis, en el área de la carta Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche (Figuras 1.10 y 1.14) se preservan evidencias geológicas poco comunes de la evolución tectónica cenozoica de la cordillera de la región de Atacama. Esta zona presenta notables variaciones en sentido norte-sur y este-oeste en el estilo estructural, la cronología y la intensidad de la deformación que reflejan su ubicación en la zona de transición tectónica entre la zona de subducción horizontal chileno-pampeana, al sur de los 28°S y, la zona de subducción inclinada del norte de Chile y sur del Perú, al norte de esa latitud (Jordan et al., 1983, Ramos et al., 2002, Kay y Mpodozis, 2002). La recurrencia, en el área de la Carta, de episodios de extensión, en el Paleoceno (e1) Oligoceno (e2), Mioceno Medio (e3) y Mioceno Superior (e4), incluyendo extensión en sentido N-S en el Paleoceno y Mioceno Medio, y que no han sido documentados en otros sectores de la región de Atacama, señalan que esta zona, fue, tectónicamente "anómala" incluso desde antes que se iniciara, cercano a los 18 Ma (Kay et al., 2013) la progresiva disminución del ángulo de subducción que, al sur de los 28°S, culminó en el establecimiento de la actual zona de subducción chileno-pampeana. Los episodios de extensión alternan, en el área de la Carta, con varios pulsos de deformación compresiva ocurridos entre los 35 y 30 Ma (c1), 26 Ma (c2), 20-18 Ma (c3) y, finalmente (c4) en el Mioceno Medio a Superior (10 Ma(?)). Estos episodios están registrados, sobre todo, en la zona oriental del área de la Carta, tectónicamente muy activa durante el Neógeno y ubicada en el tras arco de la Franja de Maricunga (Mpodozis et al. 1991, 1995).

El evento (c1) puede ser el reflejo de la Fase Tectónica Incaica, cuando el frente de deformación se ubicaba al oeste, en el área del río Figueroa-La Guardia. La intensa deformación ocurrida a los 26 Ma (c2), que no ha sido documentada al sur de los 28°S debido a la falta de registro estratigráfico, fue reconocida previamente al norte de la zona estudiada, en la región de

la Cordillera Claudio Gay y Salar de Maricunga, por Mpodozis y Clavero (2002). En esa zona, una discordancia angular separa niveles sedimentarios clásticos y evaporíticos atribuidos a Oligoceno (Estratos de Llano de Gases Blancos, equivalentes a los Estratos de Río Nevado), de unidades de rocas sedimentarias y volcánicas (Estratos de Claudio Gay y Estratos de Río Juncalito) del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior que se acumularon, tal como ocurre en la zona de Nevados de Jotabeche, en el área de tras-arco proximal de la Franja de Maricunga. El episodio (c3) ha sido observado en otros sectores de la Franja de Maricunga, la cordillera de Vallenar-La Serena (Mpodozis et al., 1995, Kay et al., 1987; Maksaev et al., 1984) y Chile central, donde está acompañado, como en el área de la Carta, por cambios en la geoquímica de los magmas debido al inicio de la disminución del ángulo de subducción.

PERFILES ESQUEMATICOS

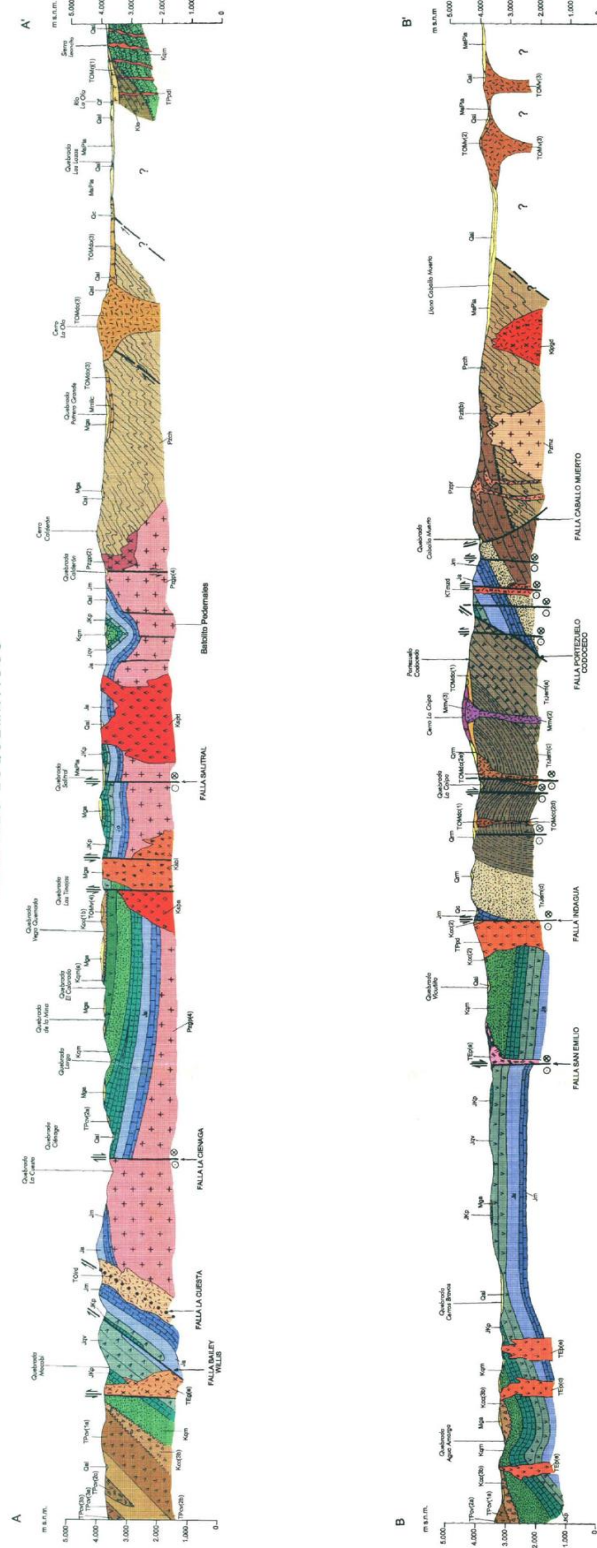


Figura 1.12 Perfiles geológicos esquemáticos A-A' y B-B' desarrollados en la publicación Hoja Salar de Maricunga (1998).

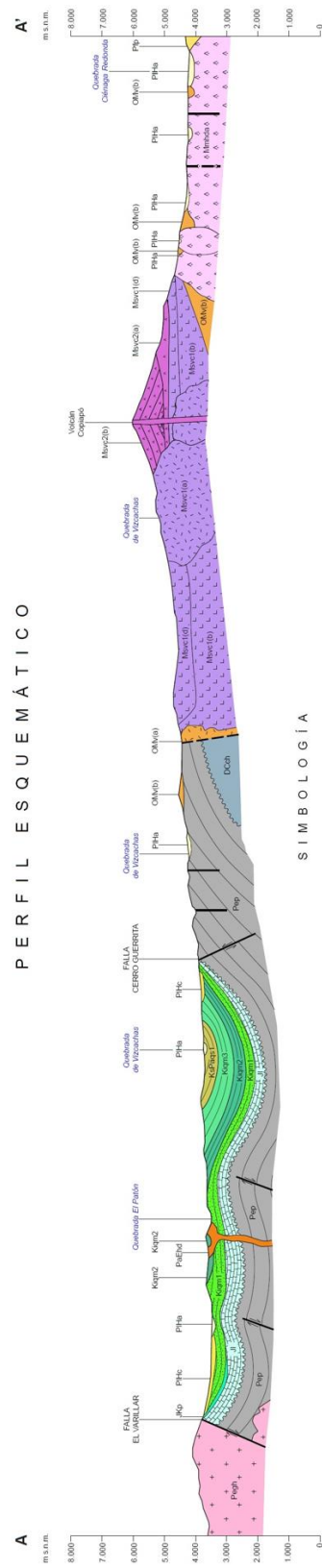


Figura 1.13 Perfil geológico esquemático A-A' desarrollado en la publicación Carta Laguna del Negro Francisco (2012).

PERFILES ESQUEMÁTICOS

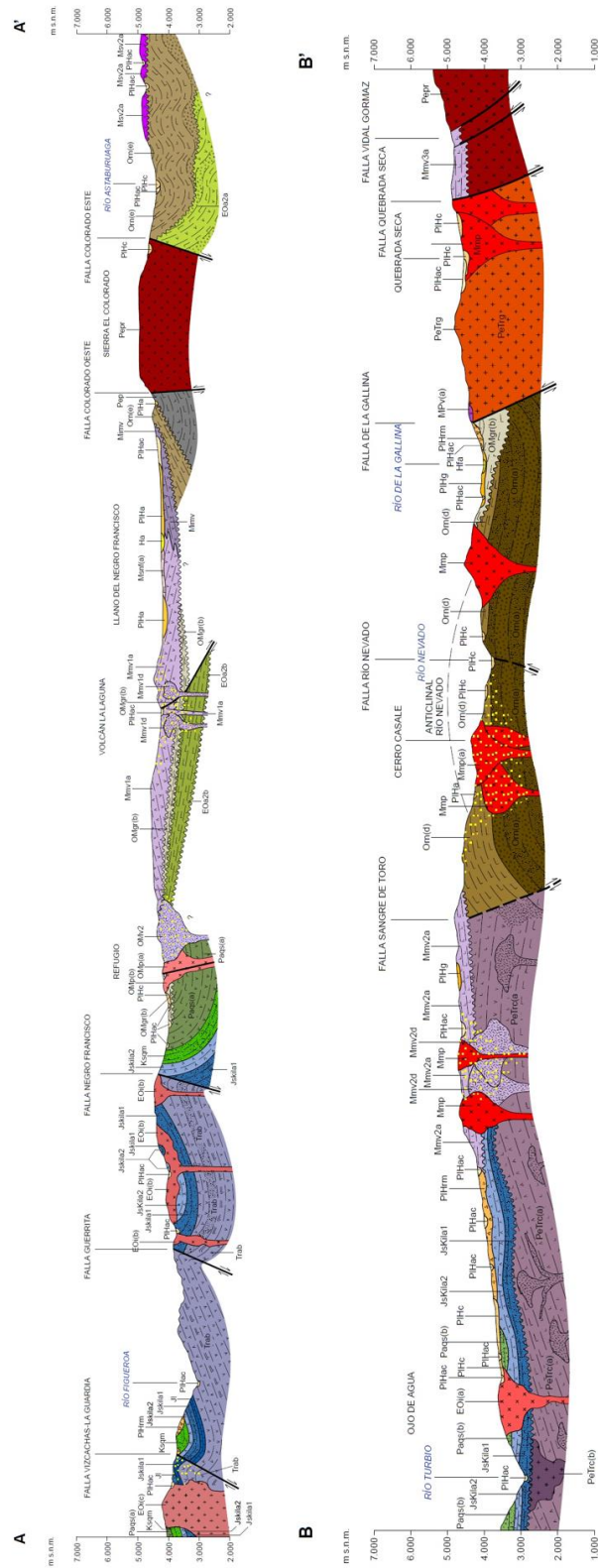


Figura 1.14 Perfiles geológicos esquemáticos A-A' y B-B' desarrollados en la publicación Carta Geológica del Área Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche (2018).

1.6.4. Recursos Metálicos

Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (26-21 Ma): este período marca el inicio de la actividad volcánica en la Franja de Maricunga (Mpodozis et al., 1995) representada por el estratovolcán de Cerros Bravos- Barros Negros y los complejos de domos múltiples de Esperanza y La Coipa, asociados a mineralización epitermal de plata y oro. El desarrollo de extensas zonas de alteración hidrotermal, principalmente argílica, con horizontes de argilización avanzada, alteración solfatárica, brechas hidrotermales y freáticas, niveles de 'vuggy silica' y, localmente, 'sinter' silíceos (Esperanza), fue sincrónica a la actividad de los centros volcánicos (Sillitoe et al., 1991; Moscoso et al., 1992; Cornejo et al., 1993). El estilo de mineralización, de tipo epitermal, con características de alta sulfidización, es variado.

En el distrito de La Coipa, ésta se concentra en los bancos de tobas oligocenas con alteración argílica avanzada (alunita, caolinita y sílice) y su sustrato de lutitas carbonosas triásicas, tanto en forma diseminada, como en 'stockworks' de cuarzo-alunita (sectores Farellón y Ladera), presentando una asociación de minerales de mena, propia de enriquecimiento supérgeno (cerargirita, argentita, electrum, plata y oro nativo), ocurriendo en profundidad abundante pirita, acompañada de sulfuros y sulfosales de cobre y metales básicos hipógenos (enargita, bornita, calcopirita, tetraedrita, tenantita, galena y esfalerita; Oviedo et al., 1991). Además, mineralización, principalmente aurífera (oro nativo, electrum y cerargirita), ocurre en cuerpos de brechas y 'stockworks' de cuarzo-alunita-jarositita, en zonas de fallas en las lutitas triásicas de la mina Can Can (Cecioni y Dick, 1992), donde también se ha detectado la asociación de enargita-pirita en zonas más profundas (A. Cecioni, 1998; com. oral).

En el sector Esperanza-Cerros Bravos, la mineralización es, principalmente, argentífera y ocurre totalmente oxidada (argentojarositita, cerargirita, electrum, plata y oro nativo), con sólo trazas de mineralización hipógena (calcopirita, pirita, galena y argentita; Vila, 1991). Los cuerpos mineralizados ocurren en niveles de tobas permeables, zonas de fallas E-W y NW, brechas silicificadas en la periferia de los domos (Sectores Arqueros, Santa Rosa, Potosí y Huantajaya) y brechas tectónicas en el basamento triásico (Mina Chimberos). La existencia de mineralización de sulfuros y, particularmente, la asociación enargita-pirita en las zonas profundas del sistema de La Coipa y en forma 'relictita' en Esperanza (Brecha Chimberos y Arqueros) sugiere, que si bien, la mineralización está relacionada espacialmente a los complejos de domos extrusivos y sus productos piroclásticos, los sistemas hidrotermales se desarrollaron, también, en profundidad, registrando un gradiente de temperatura marcado, no descartándose la eventual existencia de intrusivos subvolcánicos, no aflorantes, que hayan aportado mineralización a los sistemas.

Al sureste y oeste del volcán Copiapó (12-7 Ma), y cubiertos por los productos de este centro volcánico, se observan complejos de domos dacíticos y diques de pórfidos y tobas alteradas del Oligoceno-Mioceno Inferior donde se emplazan los yacimientos Pantanillo y La Pepa. En ambos casos, los sistemas mineralizados están asociados a fallas de rumbo NO-SE a NNO-SSE, aparentemente activas al momento de emplazarse los domos.

En Pantanillo, afloran al menos cinco domos (pórfidos) dacíticos, con distintos grados de alteración hidrotermal, datados en $22,6 \pm 1$ y $22,2 \pm 0,9$ Ma (K-Ar, roca total, Mpodozis, (1995a)). Las rocas porfídicas son portadoras de mineralización de oro y se asocian a un voluminoso manto de tobas y brechas piroclásticas alteradas, que se extienden hasta 15 km al norte del prospecto.

En la mina La Pepa, al oeste del volcán Copiapó, se encuentra un complejo de pórfidos diorítico-cuarcíferos y brechas intrusivas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior que intruyen a

brechas piroclásticas de edad similar. La mineralización se presenta en un sistema de vetas de cuarzo-alunita de rumbo NO-SE a NNO-SSE una de las cuales (Vizcacha), con mineralización de oro, plata (\pm enargita), de rumbo NO-SE, 400 m de largo, 1,5 m de ancho, ha sido reconocida hasta 250 m de profundidad. Posee leyes promedio de 100 g/t Au. King (1992) mencionó una edad K-Ar en roca total de $26,7\pm 3,6$ Ma para un pórfido de la mina La Pepa, la que es más antigua que las mencionadas por Sillitoe et al. (1991) en alunitas de alteración ($22,3\pm 0,7$ y $23,0\pm 0,7$ Ma) y que las edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, también en alunita, de $23,25\pm 0,08$ y $23,50\pm 0,06$ Ma informadas por Muntean y Einaudi (2001). La mineralización aurífera está relacionada, en La Pepa, con vetas de cuarzo bandeado con calcedonia, cuarzo, baritina y enargita. Estas estarían sobrepuestas ('telescopeadas') sobre una zona con alteración potásica con vetillas tipo 'A' con magnetita \pm biotita, cuarzo y calcopirita, desarrolladas en los pórfidos (Muntean y Einaudi, 2001). Las observaciones efectuadas tanto en La Pepa como en otros pórfidos auríferos de la Franja de Maricunga (Refugio, Cerro Casale), y que incluyen la presencia de vetillas de cuarzo bandeado y vetillas con granate, indicarían que los pórfidos portadores de mineralización aurífera se habrían emplazado a una profundidad >1 km. Esta es mucho más somera que el nivel de emplazamiento determinado para sistemas de pórfidos cupríferos (Muntean y Einaudi, 2000).

Una edad K-Ar similar a las edades de alteración determinadas para La Pepa fue reportada por Sillitoe et al. (1991) en Pantanillo. Dentro de este grupo, es posible incluir, aunque con incerteza, el complejo de domos dacíticos alterados del Prospecto Soledad, al NO del volcán Copiapó. Este centro está rodeado por un anillo de tobas de caída y depósitos piroclásticos de oleada ('surges'), cubiertos por lavas e ignimbritas, datadas en 15 Ma e intruidas por pórfidos riodacíticos con edad K-Ar de $16,5\pm 0,7$ Ma (Mpodozis, 1995a).

En el yacimiento Refugio (o Maricunga), la mineralización de oro está asociada a un complejo múltiple de domos y pórfidos dacíticos emplazados en y rodeados por un "anillo" de brechas piroclásticas (ca. 21 Ma) de la misma composición (Secuencia Volcánica Río La Gallina-Refugio). Los domos y zonas alteradas están sellados por la cubierta post mineral de lavas andesíticas y depósitos de bloques y cenizas, no alterados, del volcán La Laguna (Mioceno Inferior a Medio, ca. 16-14 Ma) situación similar a la observada en otros sectores de la Franja de Maricunga (La Coipa, Mpodozis et al., 1995, Cornejo et al., 1998). El sistema de Refugio incluye tres centros mineralizados: Verde, al sur, Pancho, al centro y Guanaco, al norte (Flores, 1993, Muntean y Einaudi, 2000). Estos se disponen a lo largo de una franja de 5 km de largo, orientada en dirección NNOSSE y afectada por fallas orientadas en la misma dirección, donde los pórfidos mineralizados coexisten con domos dacíticos estériles. Las reservas estimadas de 5 Moz Au (Cortez, 2015) incluyen en Verde: 101 Mt con 1,02 g/t Au y 0,03% Cu y, en Pancho, 81 Mt con 0,85 g/t Au 0,05-0,2% Cu (Flores, 1993; Brown y Rayment, 1991). La mineralización está asociada a stocks de pórfidos dioríticos cuarcíferos con distintos tipos de vetillas de cuarzo y diseminado. En el caso de Verde, la alteración hidrotermal incluye un evento de alteración potásica sobreimpuesto por otro evento con sílice y clorita, reconociéndose, además, una extensa zona de alteración argílica avanzada que rodea el yacimiento (Muntean y Einaudi, 2000; 2001). En Pancho se distingue, en la zona profunda del yacimiento, un área con alteración potásica y vetillas tipo "A" con cuarzo, magnetita y calcopirita. Estudios de termometría indican que estos pórfidos se habrían emplazado a < 1 km de profundidad bajo la superficie (Muntean y Einaudi, 2000).

El yacimiento Caspiche, 15 km al sur de Refugio (Verde), es también un depósito porfídico de Au-Cu de gran volumen, ubicado en una zona de alteración, en parte cubierta por depósitos morrénicos, situada al norte del cordón de Yeguas Heladas (nacientes del río Yeguas Heladas). La zona de alteración, de igual manera que lo que ocurre en Refugio, está "sellada" por coladas dacíticas y andesíticas y depósitos de bloques y cenizas, no alterados del Mioceno Inferior a

Medio (ca. 16-14 Ma) que forman parte del cordón de Yeguas Heladas. El complejo mineralizado de Caspiche está emplazado en rocas sedimentarias de los Estratos de Río Nevado que incluyen (desde el fondo los sondajes) 500 a 750 m de areniscas y lutitas con nódulos de anhidrita (de probable origen evaporítico) con intercalaciones de brechas sedimentarias. Estas rocas sedimentarias están transformadas a hornfels y cubiertas por 500 a 700 m de brechas volcánicas, alteradas, polimícticas, con fiammes y un componente tobáceo que pueden atribuirse a las facies piroclásticas (superiores) de los Estratos de Río Nevado (Oligoceno). Sin embargo, una datación U-Pb en circones de las brechas volcánicas (V. Valencia, in Sillitoe et al., 2013) indicó una edad de $24,7 \pm 0,7$ Ma consistente con la edad Re-Os de la mineralización. Ambas son más jóvenes que las edades U-Pb obtenidas en la mayoría de los afloramientos de las facies piroclásticas de los Estratos de Río Nevado (ca. 30 a 26 Ma) lo cual apoya la hipótesis de Sillitoe et al. (2013) en cuanto a que las brechas pre-minerales de Caspiche podrían representar los productos de un localizado evento volcánico explosivo (diatrema o vent) ocurrido durante las etapas tempranas de la evolución del complejo mineralizado. Aunque la intensa alteración impide efectuar una separación entre estos depósitos y los flujos piroclásticos proximales oligocenos de los Estratos de Río Nevado, la situación descrita recuerda la relación existente entre el complejo de domos y pórfidos de Refugio con su anillo de piroclastos.

De acuerdo a Sillitoe et al. (2013), la mineralización está relacionada con un stock polifásico formado por varios pulsos intrusivos de composición diorítica a diorítico-cuarcífera, brechas hidrotermales y una diatrema tardía. Una datación Re-Os en molibdenita indicó una edad de $25,38 \pm 0,09$ Ma para el evento de mineralización (H. Stein, in Sillitoe et al., 2013). La mineralización en Caspiche está asociada a los pórfidos más tempranos y presenta un núcleo de alta leyes que pueden alcanzar hasta 1g/t Au y 0,4%Cu. Las zonas inferiores del depósito, con calcopirita-pirita (y bornita en las zonas más profundas), presentan alteración potásica y vetillas de cuarzo \pm magnetita mientras que la parte superior se caracteriza por la ocurrencia de alteración argílica avanzada (cuarzo-caolinita) sobrepuesta, con ledges silíceos y zonas con sílice oquerosa donde la asociación de calcopirita-pirita ha sido reemplazada por sulfuros y sulfosales ricos en azufre (enargita, tennantita, luzonita y covelina). Hacia abajo, el depósito termina en una zona potásico-cálcica deficiente en azufre, con feldespato potásico, actinolita y magnetita, formados a partir de la biotita (Sillitoe et al., 2013).

Inmediatamente al O de Caspiche se encuentra el prospecto Santa Cecilia. La mineralización (0,3%g/t Au y 0,008 Cu, de acuerdo a Sillitoe et al., 1991, 2013) está hospedada, en ese yacimiento, en el más occidental de un grupo de tres domos riolíticos alterados, alineados en dirección ONO (Mpodozis et al., 1995) y emplazados en rocas piroclásticas (tobas dacíticas y brechas) de los Estratos de Río Nevado (Oligoceno). El domo riolítico (U-Pb: 25,7 Ma) está intruido por pórfidos dioríticos y micro-dioríticos que presentan alteración a cuarzo, clorita-sericita y arcillas y un stockwork de vetillas de cuarzo-magnetita-especularita y presenta una zona superior afectada por alteración argílica avanzada (Sillitoe et al., 1991). Una datación K-Ar en alunita indicó una edad de $24,3 \pm 0,7$ Ma mientras que otra, entregó una edad de $24,1 \pm 0,8$ Ma (Sillitoe et al., 1991). Otras evidencias de actividad hidrotermal durante este período se encuentran también más al sur, en el prospecto Jotabeche (nacientes del río Nevado), donde se reconoce una zona de alteración hidrotermal que afecta también a brechas piroclástica de los Estratos de Río Nevado y para la cual Cáceres (2015) reporta una edad K/Ar en alunita de $22,5 \pm 0,6$ Ma. El más occidental de estos sistemas hidrotermales es el prospecto Toro, en el curso alto de la quebrada Sangre de Toro, donde un pórfido dacítico de ca. 21 Ma que intruye a conglomerados y areniscas rojas de la Formación Astaburuaga, está rodeado por un halo de alteración hidrotermal con cuarzo-alunita. Según Mineral Properties (2017) este correspondería a un sistema epitermal de Au-Ag-Pb de alta sulfidización. Una malla de geoquímica de suelos

muestra anomalías de Au, Ag Pb, Zn, As y Hg en un área de 1.300 metros en sentido N-S, por 800 a 1.200 metros en sentido E-O. Las anomalías de Pb alcanzan, en algunos casos hasta 1% y los valores de Hg hasta 2.500 ppm (Mineral Properties, 2017).

Por último, al final de este período, en el Mioceno Inferior (20-19 Ma), se encuentran algunas zonas con alteración hidrotermal argílica e indicios de mineralización aurífera, asociada a vetas silíceas lixiviadas, de orientación NNW, ubicadas en la periferia de domos dacíticos (Prospectos Torito y Toro Sal).

Mioceno Medio a Superior (13-11 Ma): Durante las etapas terminales del episodio volcánico del Mioceno Medio, la Franja de Maricunga registra un nuevo período de mineralización vinculado al emplazamiento de un complejo de pórfidos auríferos. A este se asocian las áreas mineralizadas de mina Marte, el gran sistema de Lobo-Escondido-Valy y los pórfidos auríferos del yacimiento Volcán; estos últimos hospedados en el núcleo del volcán Azufre, al norte de la laguna del Negro Francisco.

El yacimiento Marte se ubica en el flanco este del volcán Pastillitos, cuyas lavas están intruidas por varias generaciones de pórfidos dacíticos a dioríticos afectados, en parte, por un 'stockwork' de vetillas de cuarzo, portadoras de mineralización aurífera. Los pórfidos están alterados a sericita-arcilla-clorita (alteración SCC o argílica intermedia, Sillitoe y Gappe, 1984). Dicha alteración se sobrepone y oblitera a una alteración potásica temprana, preservada como hojuelas de biotita hidrotermal en la masa fundamental y en la biotitización de fenocristales de anfíbola. La mineralización aurífera está asociada al 'stockwork' de vetillas de cuarzo y está acompañada de pirita, magnetita, hematita y cantidades menores de calcopirita e incluso molibdenita. Hacia arriba, los pórfidos mineralizados están en contacto con dacitas del volcán Pastillos, afectadas por alteración argílica avanzada, con alunita, enargita y cantidades menores de oro (edades K-Ar en alunita de $13,3 \pm 0,4$ Ma (Sillitoe et al., 1991) y $12,0 \pm 0,6$ Ma (Zentilli et al., 1991)), propia de un sistema epitermal de tipo ácido-sulfato. A 200 m por sobre la base de la zona de alteración argílica avanzada, se reconoce una zona de lixiviación ácida pulverulenta (cristobalita, cuarzo, alunita) con azufre nativo, producida por la acción de vapores, sobre el nivel de aguas subterráneas (Zentilli et al., 1991).

La zona de Lobo-Escondido-Valy corresponde a un grupo de yacimientos y prospectos asociados a una extensa zona afectada por alteración hidrotermal ubicada en el flanco oriental de la sierra Villalobos, al sur de la mina Marte. Tobas alteradas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior están intruidas por domos dacíticos alterados (argilizados) y, al igual que en la mina Marte, por pórfidos dacíticos y andesíticos de hornblenda y piroxeno. Estos intrusivos, biotitizados, de grano fino, están asociados a mineralización aurífera en el yacimiento Lobo y los prospectos Escondido y Valy, donde han sido datados mediante K-Ar en roca total en $11,7 \pm 0,5$ Ma (Mpodozis, 1995a). Edades de $12,8 \pm 0,6$ Ma (K-Ar, biotita) y $13,0 \pm 2,0$ Ma (K-Ar, roca total) fueron obtenidas por King (1992) para dioritas/dacitas intrusivas finas en el yacimiento Lobo. Una edad K-Ar en alunita de $14,8 \pm 0,8$ Ma en yacimiento Lobo es interpretada por King (1992) como indicativa de que los procesos de alteración y mineralización se traslapan con las fases finales del volcanismo del cerro Villalobos, a pesar de que, en general, los pórfidos y la alteración parecen ser entre 1 y 2 Ma más jóvenes que las lavas del cerro Villalobos. Los pórfidos de la zona de Lobo y Escondido forman un gran complejo de intrusiones múltiples que afloran por más de 15 km en dirección norte-sur. Todos ellos presentan alteración argílica intermedia (clorita, arcilla \pm sericita), encontrándose, en algunas muestras, biotita como reemplazo de la masa fundamental y fenocristales. En yacimiento Lobo, brechas silicificadas y alunitizadas, portadoras de pequeñas

cantidades de azufre nativo y covelina hipógena, fueron datadas mediante K-Ar en alunita en $12,9 \pm 0,42$ Ma (Sillitoe et al., 1991). Fueron consideradas por Vila y Sillitoe (1991) como las raíces 'telescopeadas' de un ambiente epitermal suprayacente al complejo de pórfidos. Sin embargo, el ambiente epitermal parece haber sido casi completamente erosionado, ya que solo en Valy se preservan cubiertas ('caps') con cuarzo-alunita-caolinita-baritina y trazas de azufre y rejalgal (King, 1992).

Los intrusivos del Distrito Casale representan, en parte, las raíces del Complejo Volcánico Cadillal-Yeguas Heladas, y están actualmente expuestos en superficie a consecuencia de la intensa erosión fluvial producida por los tributarios del río Turbio y de los ríos Nevado y de La Gallina (quebrada Seca). La franja de intrusivos, descrita anteriormente, incluye numerosos intrusivos alterados asociados a zonas acotadas de alteración hidrotermal (principalmente potásica, argílica y argílica avanzada). En la zona occidental de la franja, estos se emplazan en las lavas y flujos piroclásticos, principalmente del Mioceno Inferior-Mioceno Medio (ca. 18-13 Ma) del Complejo Cadillal-Yeguas Heladas y /o rocas del basamento pre-volcánico (rocas sedimentarias y piroclásticas de los Estratos de Río Nevado). En la zona oriental de la franja, en cambio, se emplazan en pórfidos riolíticos y rocas volcánicas pérmicas (Formación Pantanoso). Su composición varía desde dioritas de biotita-hornblenda hasta pórfidos dioríticos y localmente pórfidos dacíticos y monzonitas cuarcíferas (Sillitoe et al., 1991, Vila y Sillitoe, 1991; Mpodozis et al., 1995, Muntean y Einaudi, 2001; Chen 2010). Entre los prospectos más relevantes se deben mencionar, de oeste a este, al Clúster Luciano, en las nacientes de la quebrada Ojos de Agua; Estrella, al sur del cerro Aguas Blancas; Anfiteatro y Catedral, en las caberas de la quebrada Acerillos; Román, Eva Romancito, Águila y Cerro Casale en las nacientes del valle del río Nevado, y aún más al este, La Gallina, Quebrada Seca y Marisela (Jaime-Jara et al., 2006; Chen et al., 2010; Palma, 2014; Cáceres, 2015). Varios de estos centros intrusivos/hidrotermales han sido explorados con sondajes y presentan evidencias de mineralización de Au-Cu incluyendo intrusivos con alteración potásica, propilítica y fílica y stockworks de vetillas de cuarzo con Au y sulfuros (clúster Luciano, Estrella, Cerro Casale, Román, Eva, Quebrada Seca, Marisela) mientras que zonas de alteración argílica avanzada son de común presencia en Cerro Catedral, en el yacimiento Cerro Casale y el prospecto Jotabeche (Chen et al., 2010, Cáceres 2015). Vetillas con granate existen tanto en Luciano como en Eva, Román, Jotabeche, Anfiteatro y Estrella. En la quebrada Seca, en la zona mineralizada, se preservan relictos de alteración potásica con halos de alteración propilítica y argílica avanzada y enjambres de vetillas de cuarzo (sheeted veins) que son portadoras de la mineralización aurífera (Jaime-Jara et al., 2006).

Según Cortez (2015), el Clúster Luciano tendría recursos entre 5 y 10 Moz Au, Román 3,0 Moz Au y Quebrada Seca 1,0 Moz Au. Estudios efectuados por Palma (2014) en el Clúster Luciano indican que la mineralización está asociada a un complejo polifásico de pórfidos dioríticos de anfíbola y biotita, asociados a brechas magmático-hidrotermales y freato-magmáticas. Las rocas están afectadas, en las zonas más profundas del prospecto, por alteración potásica con predominio de vetillas de cuarzo (A y B) que grada a zonas superiores y laterales propilíticas, con vetillas de cuarzo, bandeadas. En la zona potásica, Au y sulfuros de Cu (bornita-calcopirita) están acompañados por galena y anhidrita y, en las zonas propilíticas, por galena, esfalerita y pirita. Una datación $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en biotita secundaria indicó una edad de $14,4 \pm 1,1$ Ma (Palma, 2014).

En este numeroso grupo de intrusivos y zonas de alteración el más relevante es, sin duda, el yacimiento Cerro Casale (pórfido Au-Cu, Vila y Sillitoe, 1991) ubicado en la ladera oeste del curso superior del río Nevado. Tal como el más antiguo yacimiento Cacique, Cerro Casale es un mega depósito, con reservas de 23 Moz Au, contenidas en 1.300 Mt de mineral con leyes de 0,7 g/t Au y 0,35% Cu (Chen et al., 2010; Cortez, 2015). La mineralización está hospedada en un intrusivo

diorítico de ca. 14,4 Ma que, en superficie, ocupa un área de 1 km de diámetro, y está emplazado en rocas sedimentarias y piroclásticas de los Estratos de Río Nevado (ca. 30-26 Ma). Los sondajes de exploración indican que el intrusivo tiene la forma de un cono invertido que se estrecha en profundidad y cuyo ápice se encuentra a 500 m bajo la cumbre del cerro Casale ubicada a 4.300 m.s.n.m. El pórfido diorítico está intruido por un cuerpo subvertical, no aflorante, correspondiente a un pórfido granodiorítico de biotita incluido en este trabajo en la unidad Mimh(a) (Pórfido Cerro Casale; edad U-Pb: $13,9 \pm 1,1$ Ma; Chen et al., 2010) que intruye, bajo la cota 4.000, la zona central del cono diorítico invertido y sobre el cual se dispone, hasta alcanzar la superficie un complejo de brechas hidrotermales (Muntean, 1988, Muntean y Einaudi, 2001; Palacios et al., 2001, Tilley y Smith, 2006; Chen et al., 2010). La mineralización (sulfuros de Cu, y Au) está asociada a un stockwork de vetillas bandeadas de cuarzo-especularita desarrolladas en el pórfido diorítico rodeando, y también dentro, del pórfido granodiorítico, y está espacialmente relacionada a una zona de alteración potásica que comprende un núcleo, más profundo, con feldespato potásico y cuarzo y un halo periférico con biotita (Chen et al., 2010). Una zona de alteración de cuarzo-sericita-pirita, también en parte mineralizada, rodea a la zona de alteración potásica y grada hacia el oeste del yacimiento Cerro Casale a una zona con alteración argílica avanzada (Chen et al., 2010). Una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de biotita secundaria indicó una edad de $13,89 \pm 0,04$ Ma mientras que otra, en alunita, indicó una edad de $13,91 \pm 0,04$ Ma (Muntean y Einaudi, 2001).

Sobre los intrusivos de Cerro Casale, a lo largo del cordón E-O que se extiende entre este y el cerro Catedral (5.100 m s.n.m) ubicado 3 km al oeste, se preserva un perfil que, con un desnivel topográfico de más de 1 km, expone remanentes de los niveles superiores del sistema de alteración hidrotermal, dominado por alteración argílica avanzada. Este comprende, entre los 4.500 y 4.700 m s.n.m., una zona de vetas polimetálicas (Pb, Zn, Cu Ag, Sb (Au)) con cuarzo-pirita-enargita-luzonita-tennatita-tetraedita, junto con (y probablemente cortadas) vetas secundarias, masivas, de esfalerita-galena-calcopirita (Vila y Sillitoe, 1991; Muntean y Einaudi, 2001). Sobre los 5.000 m.s.n.m., en el cerro Catedral, la alteración argílica avanzada (cuarzo calcedónico-alunita-caolinita-pirita) con Hg-Ag-Au y azufre nativo es pervasiva (Vila y Sillitoe, 1991; Chen et al., 2010) y forma los remanentes de la zona más alta (lithocap, Sillitoe 1995, 2010; Cooke et al., 2017) del sistema hidrotermal. Dos dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en alunita de cerro Catedral indicaron edades de $13,93 \pm 0,41$ y $13,76 \pm 0,27$ Ma (Chen et al., 2010), concordantes con una datación previa (K-Ar en alunita) de $13,5 \pm 0,5$ Ma publicada por Sillitoe et al. (1991).

1.7. FORMACIÓN DE DEPÓSITOS TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO

Contextualizar los regímenes de esfuerzo que han afectado al margen continental de Chile durante el Cenozoico, adquiere relevancia dado que autores como Bertrand et al. (2014) han propuesto modelos geodinámicos con impacto en procesos a nivel de manto y corteza terrestres. Estos modelos están basados en la influencia de la tasa de convergencia sobre los procesos de fusión parcial que ocurren en el manto astenosférico, y en los regímenes de esfuerzo que favorecerían la formación de depósitos tipo pórfido cuprífero.

El modelo geodinámico propuesto está compuesto de dos fases:

1) una de alta tasa de convergencia, que promovería altos procesos de fusión parcial en la cuña astenosférica (Tatsumi y Eggins, 1995) generando la formación de cámaras magmáticas en la base de la corteza inferior.

2) una con disminución drástica en la tasa de convergencia, quizá asociada a una disminución en la velocidad del *slab* o a un episodio de retroceso de la fosa (Schellart, 2005), que habría favorecido un régimen extensional (o relajación del régimen compresional) y facilitado el ascenso de magmas fértiles en la corteza (Tosdal y Richards, 2001).

Factores como el perfil de edad y termal del *slab* y la presencia de asperezas también impacta en la cinemática de placas y el régimen de esfuerzos, como por ejemplo la dorsal de Juan Fernández en Chile que, según Hollings et al. (2005), pudo ser un elemento geodinámico clave en la formación de varios pórfidos cupríferos gigantes, al favorecer el fallamiento cortical y actuar como fuente de metales.

De acuerdo a Audétat y Simon (2012), se reconocen y describen los procesos genéticos tempranos que llevan a la formación de yacimientos del tipo pórfido cuprífero.

En el contexto de la génesis de depósitos minerales tipo pórfido, el término “pórfido cuprífero” se aplica a cualquier depósito de tipo pórfido asociado a una o más intrusiones someras que producen cobre como commodity principal, incluyendo a los sistemas ricos en molibdeno y/o oro (Seedorff et al., 2005).

La mayoría de los pórfidos cupríferos están localizados dentro de sistemas magmáticos volcano-plutónicos en ambientes de arco, y muchos de los grandes depósitos se formaron durante regímenes compresivos caracterizados por un importante engrosamiento cortical y un rápido alzamiento.

La mineralización está asociada espacialmente a múltiples intrusiones porfíricas de composición intermedia a félsica, que fueron emplazadas antes, durante y después de la mineralización. Estas intrusiones porfíricas someras están conectadas a grandes cámaras magmáticas situadas a una profundidad de entre 5 – 15 km, de dimensiones batolíticas y con múltiples fases, de composición diorítica a granítica. La actividad de estas cámaras magmáticas estuvo vigente durante millones de años, llevando en algunos casos a la formación de estratovolcanes andesíticos u otros edificios volcánicos. El emplazamiento de las intrusiones porfíricas mineralizadas es más bien tardío en el ciclo de vida de los sistemas magmáticos, después de que gran parte de la actividad volcánica ha cesado.

Las etapas tempranas de la génesis de pórfidos cupríferos inician con la producción de magma en el manto astenosférico y litosférico, y terminan cuando los magmas emplazados en la corteza

superior alcanzan su curva *solidus* y los fluidos acuosos exsueustos de estos magmas ingresan de lleno en volúmenes de roca cristalizada.

En la Figura 1.15a se observa una sección esquemática típica de un ambiente de subducción, y en la Figura 1.15b los procesos geológicos que allí ocurren, de manera simultánea, a diferentes niveles en la Tierra.

Existen magmas de diferente composición (andesítico, andesita-basáltico, basáltico y potásico) que pueden encontrarse en asociación temporal y espacial con depósitos del tipo pórfido cuprífero.

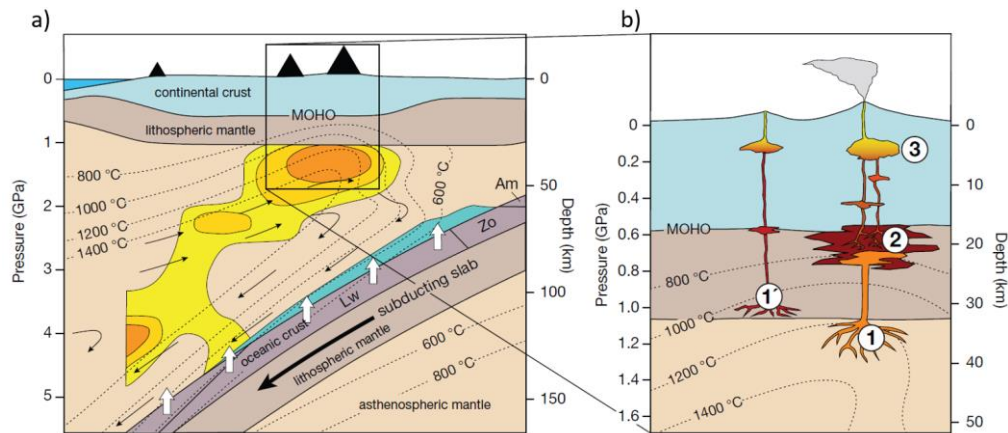


Figura 1.15 a) Sección reconstruida a través de la zona de subducción al noreste de Japón (modificado después Kimura et al., 2009) y b) ubicación aproximada de procesos relevantes para la formación de pórfidos cupríferos: 1) fusión parcial en manto astenosférico, (1') fusión parcial en manto litosférico, (2) acumulación y posterior fusión parcial de fundidos mantélicos primitivos estancados en el límite manto-corteza, y (3) formación de grandes cámaras magmáticas, composicionalmente zonadas, en la corteza superior, que se rellena repetitivamente por pulsos ascendentes de magmas máficos (Audétat y Simon, 2012).

La información geoquímica, petrológica y sísmica sugiere que los magmas de arco basálticos son generados mediante fusión parcial en el manto astenosférico, gatillada por los fluidos que ascienden desde el *slab* (Ej. Iwamori, 1998; Kimura et al., 2009).

En un ambiente de subducción, el *slab* se hunde por debajo de la placa continental, aumentando progresivamente sus condiciones de presión y temperatura, según el gradiente geotermal. Sin embargo, este mecanismo no es suficiente para generar fusión parcial. La Figura 1.16 (Farmer, 2007) muestra tres posibles mecanismos para generar fusión parcial a partir de una lherzolita (punto A), la roca peridotítica predominante en el manto superior: (1) descompresión adiabática, (2) conducción térmica o (3) adición de volátiles. Esta última modifica la curva del *solidus* y, consecuentemente, modifica los campos de estabilidad del fundido. La curva de estabilidad *dry solidus* separa los campos de la roca lherzólítica, sin presencia de fluidos, del fundido; mientras que la curva *H₂O-undersaturated solidus* separa los campos de la roca lherzólítica, con presencia de fluidos y volátiles, del fundido.

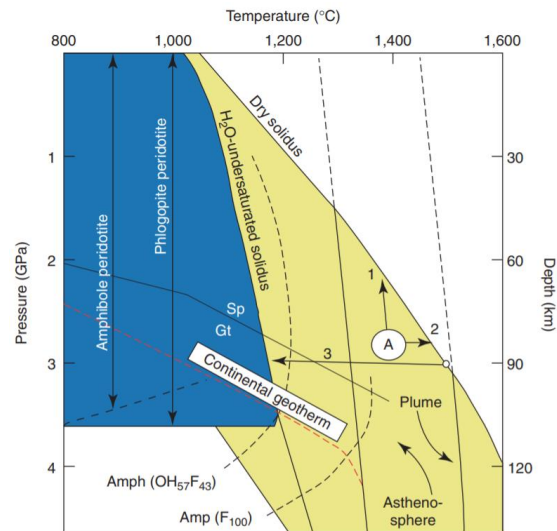


Figura 1.16 Presión versus temperatura para el manto superior, de composición lherzólítica, mostrando las curvas del dry solidus y solidus sub-saturado en agua, gradiente geotérmico continental y curvas de estabilidad de fases minerales: espinela (Sp), granate (Gt) (Farmer, 2007).

En la Figura 1.15a, las regiones amarillas a anaranjadas representan zonas de baja velocidad de onda sísmica V_s , indicando que son zonas donde ocurre fusión parcial. Ésta ocurre en el manto astenosférico, precisamente en la cuña que se forma sobre el *slab*, y es gatillada por la adición de volátiles provenientes del *slab*. También se genera fusión parcial en el manto litosférico, como se ilustra en la Figura 1.15b.

Los magmas primarios de composición basáltica ascienden a través del manto y, por contraste de densidad, suelen estancarse en la frontera manto-corteza, conocida como discontinuidad de Mohorovicic o MOHO (Figuras 1.15a y 1.15b). Allí ocurren procesos de cristalización fraccionada, generando una zonación de cúmulos cristalinos ferro-magnesianos en el fondo y un magma de composición más silicatada arriba; fusión parcial de rocas de la corteza inferior; y mezcla de magmas. Este modelo fue propuesto por Hildreth y Moorbath (1988) y se le conoce como MASH o Mixing-assimilation-storage-homogenization.

Finalmente, los magmas siguen ascendiendo y pueden emplazarse en la corteza superior, generando grandes cámaras magmáticas zonadas composicionalmente, y que son suministradas constantemente de pulsos magmáticos desde los niveles más profundos. Los magmas emplazados en la corteza superior pueden experimentar procesos de diferenciación, así como mezcla o asimilación de componentes máficos y félsicos (fundidos, fenocristales, xenocristales, ante-cristales) por lo que su composición suele ser andesítica (Reubi y Blundy, 2009; Kent et al., 2010).

A medida que la composición del magma se hace progresivamente más silicatada, también aumenta su salinidad, contenido en azufre y elementos metálicos dado que son incompatibles, lo que significa que se movilizan hacia la fase fundida (magma) en lugar de quedar retenido en la fase sólida (roca).

En su ascenso desde los grandes plutones dioríticos a graníticos subyacentes, emplazados en la corteza superior (~5-15 km), hay una consecuente disminución de las condiciones de presión y temperatura en el magma. Esto, junto a los procesos que integran el modelo MASH, generan cambios en la solubilidad de los componentes volátiles en el magma, gatillando que se

exsuelva un fluido monofásico. Este fluido se observa en la Figura 1.17, en las raíces de los pórfidos.

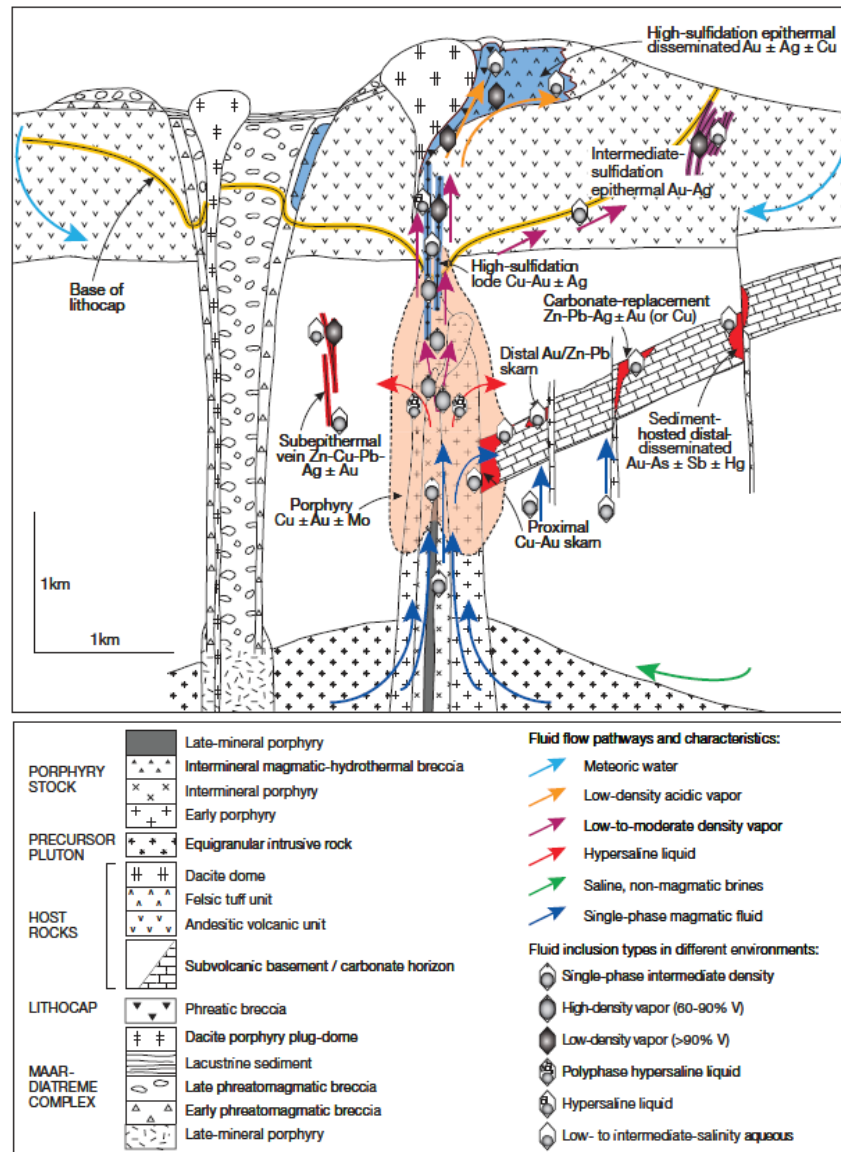


Figura 1.17 Sección esquemática a través de un típico pórfido Cu-Au mostrando las relaciones espaciales con otros depósitos, junto a los flujos de los fluidos y tipos de inclusiones fluidas halladas en diferentes ambientes (Kouzmanov y Pokrovski, 2012).

Este fluido monofásico, que idealmente debe ser exsuelto a una profundidad de 3.5 a 4 km (~1 bar) para tener potencial de generar depósitos (Kouzmanov y Pokrovski, 2012), está enriquecido en elementos metálicos.

Al ascender este fluido, las condiciones de presión y temperatura disminuyen y, al ser inestable en estas nuevas condiciones, se separa en dos fases: un líquido hipersalino y un vapor de baja salinidad y densidad (Kouzmanov y Pokrovski, 2012). Este proceso tiene implicaciones importantes para los procesos formadores de mena en los ambientes de pórfido y epitermal.

La fase líquida hipersalina se asocia al ambiente de pórfido, mientras que la fase vapor de baja salinidad al epitermal. La primera, al ser más densa y viscosa, se emplazaría a profundidades cercanas al lugar de la separación de fase (Henley y McNabb, 1978). Por otro lado, la fase vapor

al poseer mayor volumen y menor densidad, dominaría el centro del sistema y formaría una pluma de vapor magmática sobre la intrusión porfírica (Henley y McNabb, 1978; Fournier, 1999). Hacia la periferia del sistema, la mezcla con aguas subterráneas causaría eventualmente dilución y disminución de la componente magmática de los fluidos.

1.8. ANÁLISIS PREVIO DE LA FRANJA DE MARICUNGA MEDIANTE TOMOGRAFÍA SÍSMICA LOCAL

El trabajo publicado por Bugueño et al. (2022) muestra algunos de los resultados presentes en esta tesis, en particular la distribución de anomalías de bajos y altos V_p/V_s identificadas en la franja de Maricunga. Allí se establecen correlaciones espaciales entre el tipo de mineralización y la distribución espacial de las anomalías de bajo V_p/V_s , y entre los sistemas de fallas regionales y las anomalías de alto V_p/V_s .

La publicación de Bugueño et al. (2022) se adjunta en el Anexo A.

2. METODOLOGÍA

2.1. BASE DE DATOS TOMOGRAFÍA SÍSMICA LOCAL

Los datos de la tomografía sísmica usados en este trabajo están limitados a un área entre los 26°30' S y 28°00' S, y los 68°30' W y 70°30' W, y pertenecen a un conjunto de datos más grande adquirido dentro del proyecto conjunto entre los centros de investigación Advanced Mining Technology Center (AMTC) de Chile y el Karlsruhe Institute of Technology de Alemania, presentado en Navarro-Aránquiz et al. (2022).

A través de este proyecto se instaló una red sísmológica de 88 estaciones de período corto, tres componentes y de registro continuo (Figura 2.1), la cual permitió la determinación del campo de velocidades de onda P y S en dicha zona (Comte et al., 2019; Comte et al., 2020; Comte et al., 2022). Los datos fueron registrados entre el 14 de diciembre de 2018 y el 17 de enero de 2020.

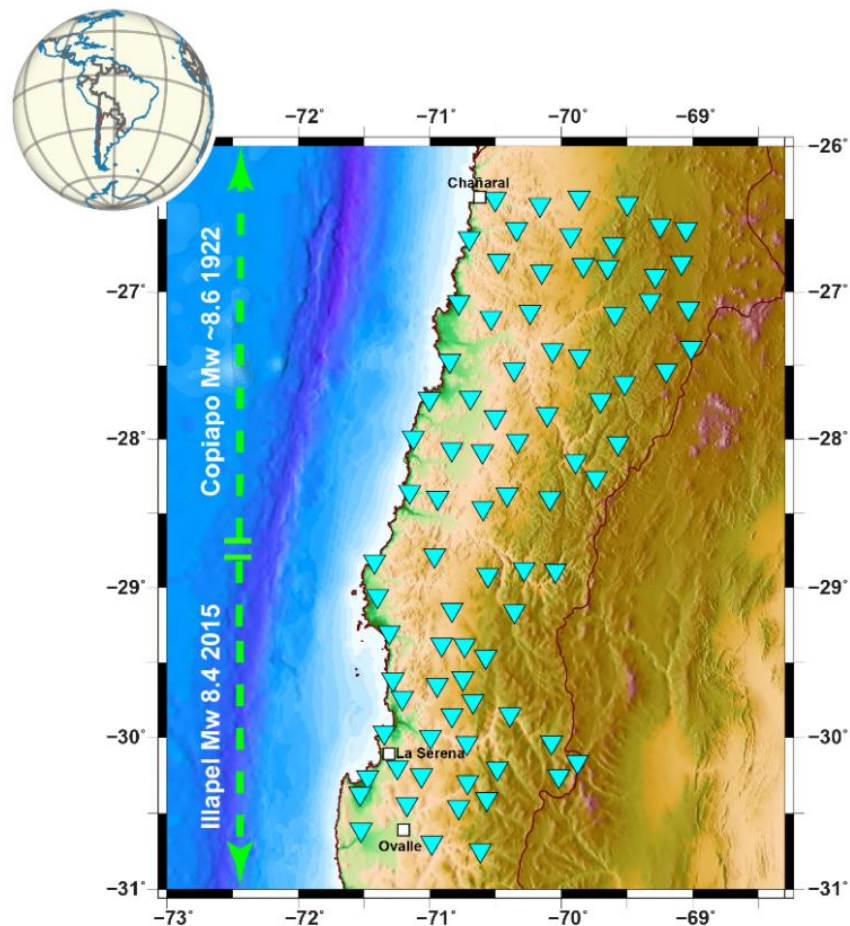


Figura 2.1 Red sísmológica temporal instalada en el norte de Chile, cuyos datos registrados fueron utilizados para desarrollar la tomografía sísmica. Los triángulos celestes indican las estaciones sísmológicas (Comte et al., 2019; Comte et al., 2020; Comte et al., 2022).

2.2. MODELO 3D DE VELOCIDADES DE ONDAS SÍSMICAS

Con el objetivo de analizar la tomografía sísmica, se utiliza el software *Leapfrog Viewer* para visualizar el modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas. Éste integra los parámetros V_p , V_s , $V_p\%$ (variación porcentual de V_p), $V_s\%$ (variación porcentual de V_s) y V_p/V_s . La interfaz del programa permite definir y visualizar vistas en planta y secciones estratégicas para analizar el comportamiento de los parámetros mencionados en la zona de estudio.

2.3. CARACTERIZACIÓN DE LA FRANJA DE MARICUNGA

Se recopila, a partir de la literatura científica, información acerca de los yacimientos que están presentes en la franja de Maricunga y que han sido objeto de estudio.

Entre la información más relevante está la posición geográfica de los depósitos minerales, el tipo de depósito, edad de la mineralización, sistemas de falla en el área de estudio con posible control en el emplazamiento de los depósitos, y el contexto geotectónico de la franja de Maricunga. Se genera un mapa general que integre toda esta información (Figura 3.1).

Se elabora también el marco geológico, con énfasis en el mapa geológico de superficie y secciones geológicas esquemáticas, ya que se les integrará el cómo se comporta el V_p/V_s a niveles más profundos en las mismas secciones.

2.4. ANOMALÍAS DEL V_p/V_s EN VISTAS EN PLANTA

Se utiliza la base de datos de la tomografía sísmica a través del software *Generic Mapping Tools* (GMT) para generar vistas en planta, integrando también información relevante sobre los yacimientos que están presentes en la franja de Maricunga: posición geográfica, tipo de depósito, fallas geológicas, así como la posición de las estaciones sísmicas temporales.

La base de datos del V_p/V_s se acota a sólo tres profundidades: 2, 5 y 10 km. Esto permite centrarse en el área de interés en la corteza superior, reducir la brecha entre los valores mínimos y máximos del V_p/V_s y, de esa manera, resaltar aún más las anomalías de bajo V_p/V_s .

El método utilizado para generar los diagramas de contorno, observado en las vistas en planta de la tomografía sísmica, fue la triangulación de Delaunay.

Se busca y detectan posibles anomalías de bajo V_p/V_s en el subsuelo de la franja de Maricunga, mediante una correlación espacial entre el tipo de depósito y las anomalías de bajo V_p/V_s .

2.5. ANOMALÍAS DEL V_p/V_s EN SECCIONES

Se generan secciones del modelo 3D de velocidades de onda sísmica a través del software *Leapfrog Viewer*, específicamente del V_p/V_s , a lo largo de cinco secciones que muestran de forma representativa la franja de Maricunga.

Se analizan las anomalías de alto V_p/V_s y se busca establecer una correlación entre ellas y los sistemas de falla regionales, en particular la interpolación de las anomalías hacia la superficie y las trazas de los sistemas de falla regionales en el mapa general.

2.6. VALIDACIÓN DEL AJUSTE DE BROCHER

A partir del modelo 3D de velocidades sísmicas, se obtiene el valor V_p asociado a la anomalía de bajo V_p/V_s para cada yacimiento aurífero en la franja de Maricunga. La profundidad de obtención del V_p se define cuando el V_p/V_s se estabilice en profundidad, evaluando que dicha profundidad haga sentido con el emplazamiento de la paleo-cámara magmática en la corteza superior. Se utiliza el V_p observado y el ajuste de Brocher para obtener un V_s teórico, y se compara con el V_s observado para validar tal ajuste.

2.7. CORRELACIÓN ENTRE ANOMALÍAS DE BAJO V_p/V_s Y LITOLOGÍAS

Se establece una correlación entre las anomalías de bajo V_p/V_s debajo de los yacimientos auríferos y las litologías que han sido objeto de estudios experimentales. En particular, la correlación considerará los valores V_p y V_s asociados a las anomalías, a una profundidad que simule las condiciones experimentales descritas en estudios previos, y se analizará a qué litología se ajustan de mejor manera.

2.8. VALIDACIÓN DE LA INTERPRETACIÓN LITOLÓGICA

Se valida la interpretación litológica, a partir de las características de las anomalías de bajo V_p/V_s en profundidad detectadas por la tomografía sísmica, haciendo el cruce con la geología básica levantada en la zona de estudio y disponible en la literatura.

2.9. CÁLCULO Y ANÁLISIS DE LA DERIVADA DEL V_p/V_s

Se calcula la derivada del V_p/V_s , mediante una convolución utilizando una matriz o *kernel*. Una convolución es la aplicación de un *kernel* sobre la imagen en el dominio espacial. Es una operación de vecindad en la que cada celda de salida equivale a la suma ponderada de las celdas de entrada vecinas.

La mayoría de los *kernel* están basados en distintas aproximaciones discretas de la primera o segunda derivada. En este caso, se utilizará una aproximación de la primera derivada, y en una sola dirección espacial. Las Figuras 2.2, 2.3 y 2.4 representan el *kernel* aplicado a la base de datos de la tomografía sísmica (V_p/V_s) para determinar la derivada en los ejes de la longitud, latitud y elevación, respectivamente.

El proceso del cálculo de la derivada se ejecuta mediante un *script*, el que tiene como primera acción traspasar la base de datos a una grilla regular 3D. Se determina la primera derivada para cada uno de los ejes espaciales.

Por ejemplo, para determinar la derivada en el eje de la longitud para un punto particular (destacado en rojo en la Figura 2.2), se consideran todos los puntos pertenecientes a su inmediata vecindad, correspondiente a un cubo de 3×3 . Cada uno de estos puntos estará ponderado por un valor, determinado por el *kernel*.

En este caso, dado que se busca un valor aproximado de la primera derivada centrada, el *kernel* está caracterizado como lo muestra la Figura 2.2. Todos los puntos son ponderados por un valor nulo, excepto aquellos ubicados inmediatamente antes y después del punto central, con

ponderaciones de -1 y 1, respectivamente. La suma ponderada total equivale a una aproximación de la primera derivada centrada, y es asignada al punto central. Este paso se repite para todos los puntos de la base de datos.

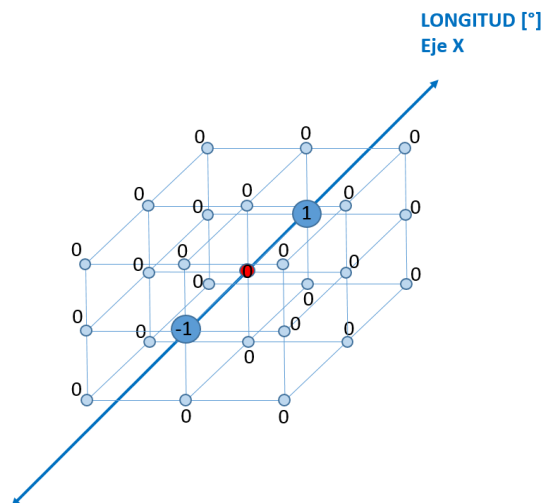


Figura 2.2 Kernel de convolución aplicado al eje X, correspondiente a la Longitud [°].

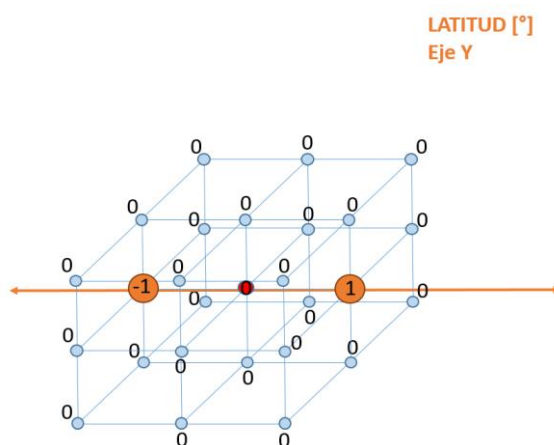


Figura 2.3 Kernel de convolución aplicado al eje Y, correspondiente a la Latitud [°].

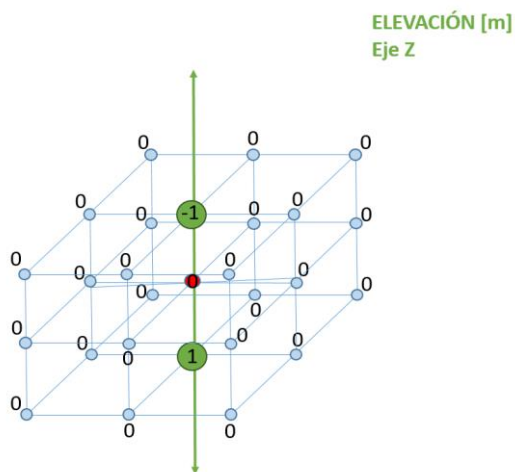


Figura 2.4 Kernel de convolución aplicado al eje Z, correspondiente a la Elevación [m].

En cuanto a las condiciones de borde, para evitar errores en el cálculo de la derivada, una práctica común es replicar las primeras y últimas filas y columnas de la base de datos (Figura 2.5).

Este procedimiento se aplica para los 3 planos espaciales en la base de datos: X – Y, Y – Z, X – Z.

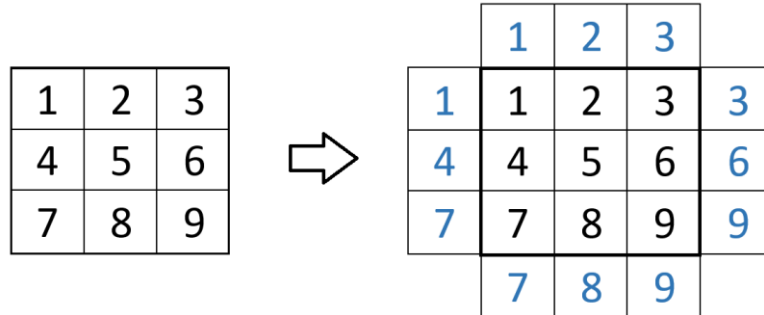


Figura 2.5 Definición de condiciones de borde en un espacio 2D, replicando las primeras y últimas filas y columnas en la base de datos.

Se utiliza la base de datos de la tomografía sísmica a través del software *Generic Mapping Tools* (GMT) para generar vistas en planta, integrando también información relevante sobre los yacimientos que están presentes en la franja de Maricunga: posición geográfica, tipo de depósito, fallas geológicas, así como la posición de las estaciones sísmicas temporales.

La base de datos de la derivada del Vp/Vs se acota a sólo tres profundidades: 2, 5 y 10 km. Esto permite centrarse en el área de interés en la corteza superior, reducir la brecha entre los valores mínimos y máximos de la derivada del Vp/Vs y, de esa manera, resaltar las zonas donde existe una alta razón de cambio del Vp/Vs, así como la identificación de las zonas donde el Vp/Vs se mantiene relativamente constante.

El método utilizado para generar los diagramas de contorno, observado en las vistas en planta de la tomografía sísmica, fue la triangulación de Delaunay.

Se busca y observa posibles anomalías de la derivada del Vp/Vs en el subsuelo de la franja de Maricunga, buscando la existencia de una correlación espacial entre estas anomalías y contactos litológicos o estructuras geológicas de gran escala.

Se generan secciones del modelo 3D de velocidades de onda sísmica, en este caso de la derivada del Vp/Vs, a través del software *Leapfrog Viewer*, a lo largo de cinco secciones que muestran de forma representativa la franja de Maricunga.

3. RESULTADOS

3.1. CARACTERIZACIÓN DE LA FRANJA DE MARICUNGA

La caracterización de la franja de Maricunga, mediante una previa recopilación de información acerca de los yacimientos auríferos que están hospedados allí, se puede observar en el Anexo B.

En la Figura 3.1 se presenta un mapa de la franja de Maricunga junto a la distribución y edad de los distintos tipos de yacimientos auríferos, sistemas de fallas locales, centros volcánicos y de alteración hidrotermal.

Este mapa presenta también la localización de perfiles geológicos esquemáticos escala 1:100.000, correspondientes a:

- *P1 (perfil A-A')* y *P2 (perfil B-B')* extraídos desde la Hoja Salar de Maricunga.
- *P3 (perfil A-A')* extraído desde la Carta Laguna del Negro Francisco.
- *P4 (perfil A-A')* y *P5 ((perfil B-B')* extraídos desde la Carta Geología del Área Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche.

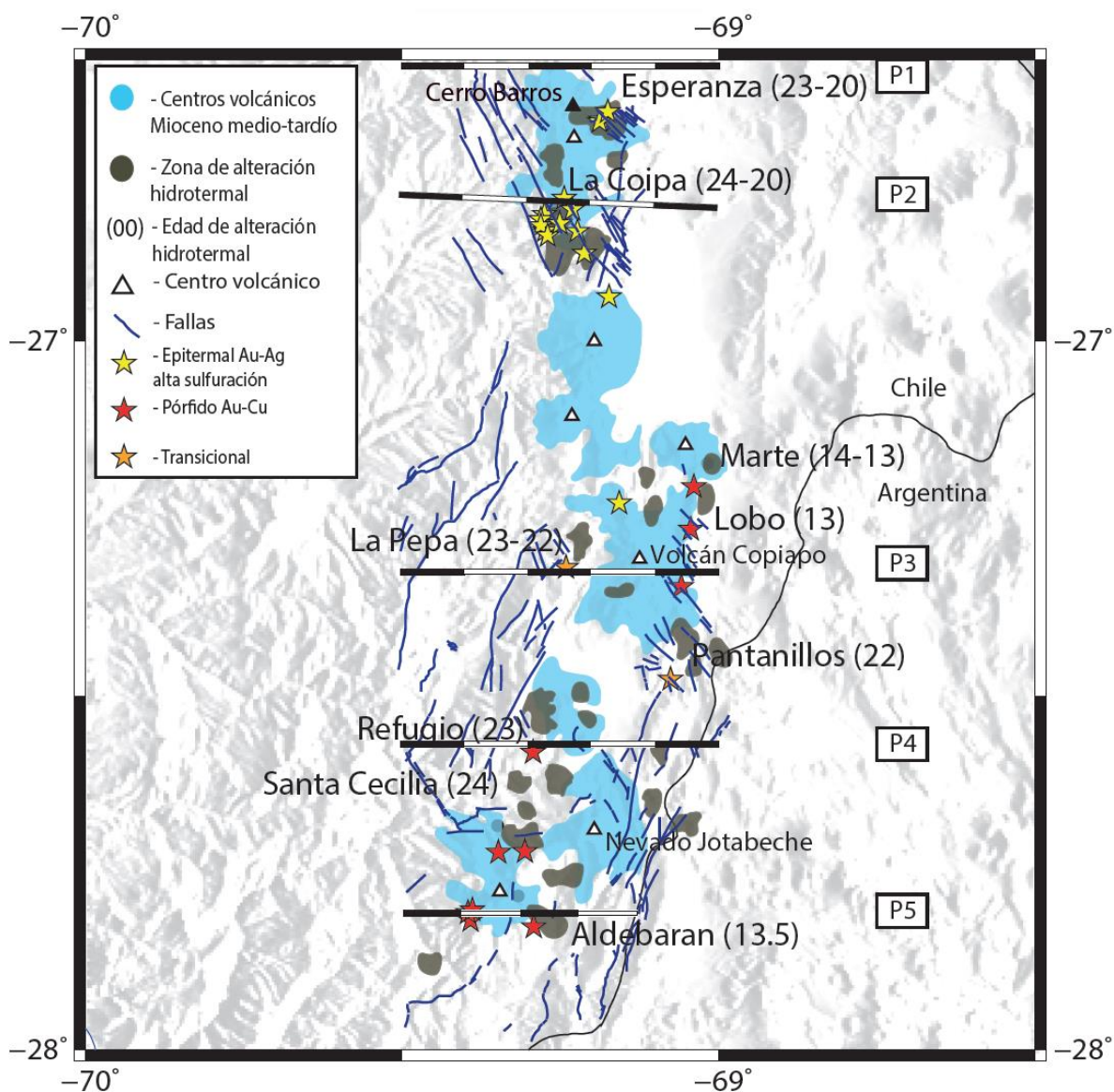


Figura 3.1 Ubicación de los centros de alteración en la franja de Maricunga, norte de Chile. Las edades aproximadas de los principales eventos de alteración-mineralización son mostradas en Ma. La alteración hidrotermal y las zonas volcánicas del Mioceno medio-tardío están representados por sombras grises y celestes, respectivamente. Los complejos volcánicos están representados por triángulos blancos (modificado de Sillitoe et al., 1991). Las trazas en superficie de las fallas geológicas (extraídas de la Hoja Salar de Maricunga; Carta Laguna del Negro Francisco; Carta Geología del Área Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche) están representadas por líneas azules. La distribución espacial de los depósitos auríferos está indicada con estrellas amarillas, naranjas y rojas para representar epitermales oro-plata de alta sulfuración, transicionales y pórfidos oro-cobre, respectivamente. Los segmentos blanco-negro representan las siguientes secciones geológicas esquemáticas: P1-P2 (Hoja Salar de Maricunga), P3 (Carta Laguna del Negro Francisco) y P4-P5 (Carta Geología del Área Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche) (modificado de Bugueño et al., 2022).

3.2. ANOMALÍAS DEL V_p/V_s EN VISTAS EN PLANTA

Para analizar el comportamiento del V_p/V_s en el área de estudio, se generan y presentan en la Figura 3.2 vistas en planta a 2, 6 y 10 km de profundidad.

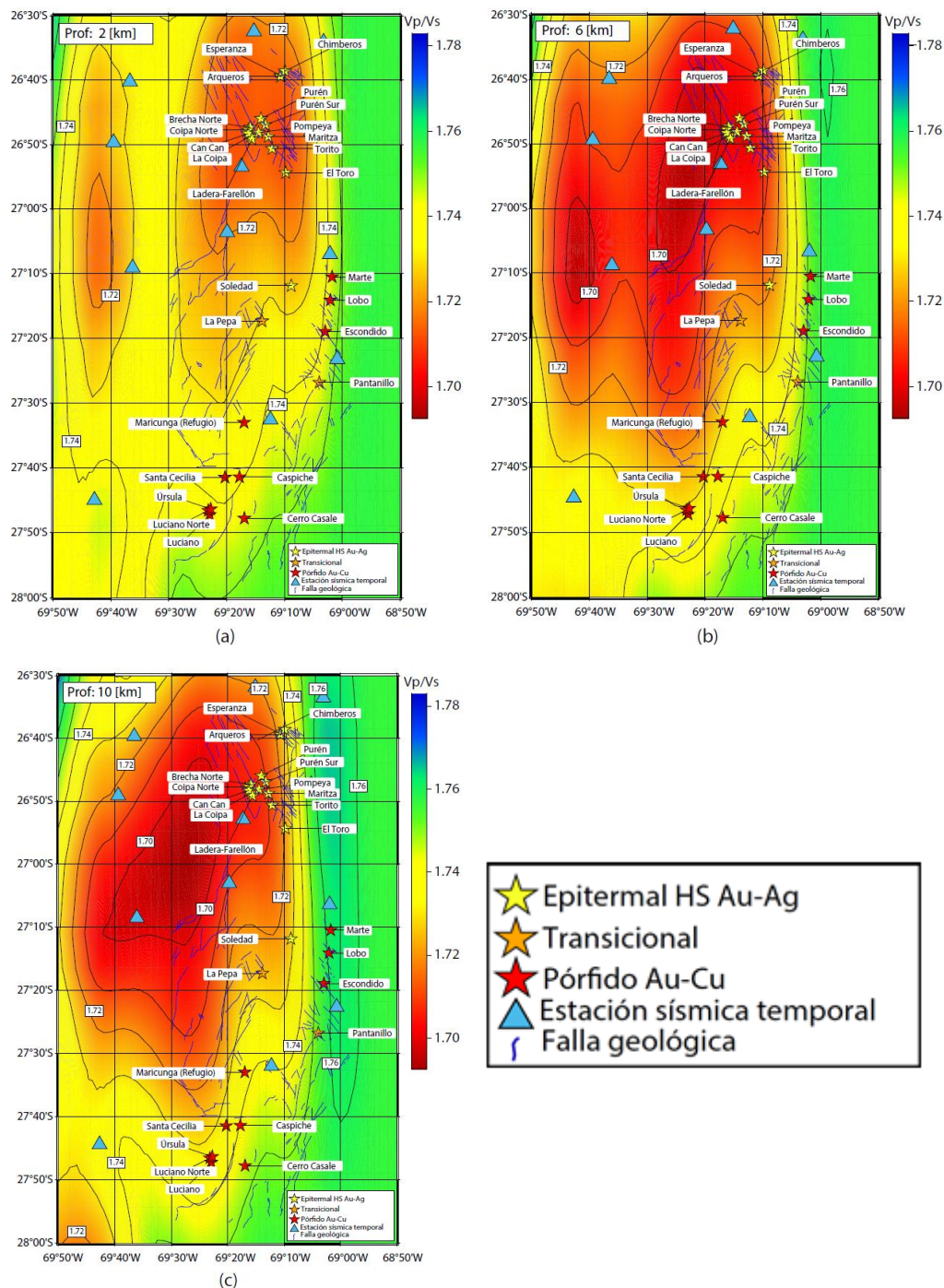


Figura 3.2 Vista en planta del modelo V_p/V_s (con intervalos de contorno de 0.01) a profundidades de: a) 2 km, b) 6 km y c) 10 km. Las estrellas amarillas, naranjas y rojas representan depósitos epitermales de alta sulfuración oro-plata, transicionales y pórfidos auríferos, respectivamente; las líneas azules representan las trazas de las fallas geológicas en superficie; los triángulos celestes representan estaciones sísmicas temporales (modificado de Bugueño et al., 2022).

3.3. ANOMALÍAS DEL Vp/Vs EN SECCIONES

Para representar la franja de Maricunga en profundidad, se presentan secciones transversales (líneas blancas-negras en Figura 3.1) de la tomografía sísmica, en particular del Vp/Vs, en las mismas ubicaciones que los perfiles presentados en el marco geológico.

Los perfiles P1 y P2 representados en las Figuras 3.3 y 3.4, respectivamente, integran la geología descrita en la Hoja Salar de Maricunga, así como el comportamiento del Vp/Vs en profundidad.

El perfil P3 representado en la Figura 3.5 integra la geología descrita en la Carta Laguna del Negro Francisco, así como el comportamiento del Vp/Vs en profundidad.

Los perfiles P4 y P5 representados en las Figuras 3.6 y 3.7, respectivamente, integran la geología descrita en la Carta Geología del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche, así como el comportamiento del Vp/Vs en profundidad.

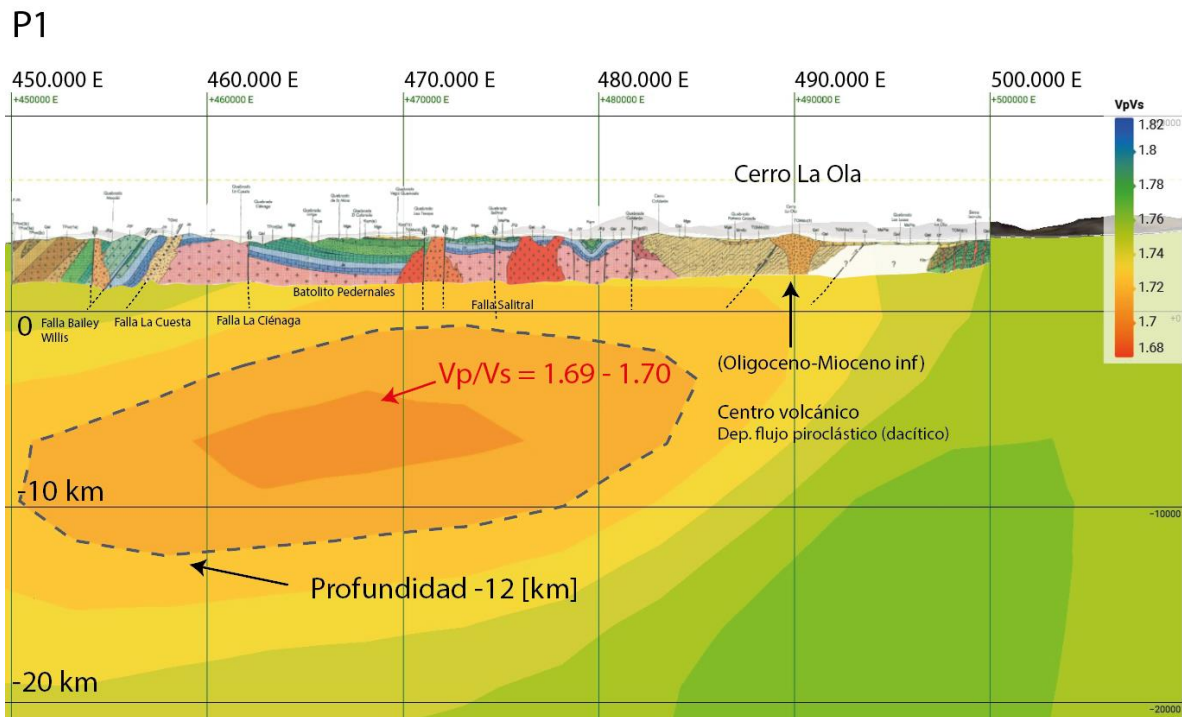


Figura 3.3 Perfil P1 que integra la sección geológica del perfil A-A' desarrollado en la Hoja Salar de Maricunga, junto con el comportamiento del Vp/Vs en profundidad. La anomalía de bajo Vp/Vs y su profundidad han sido destacadas, así como las litologías de los eventos volcánicos del período Oligoceno-Mioceno inferior.

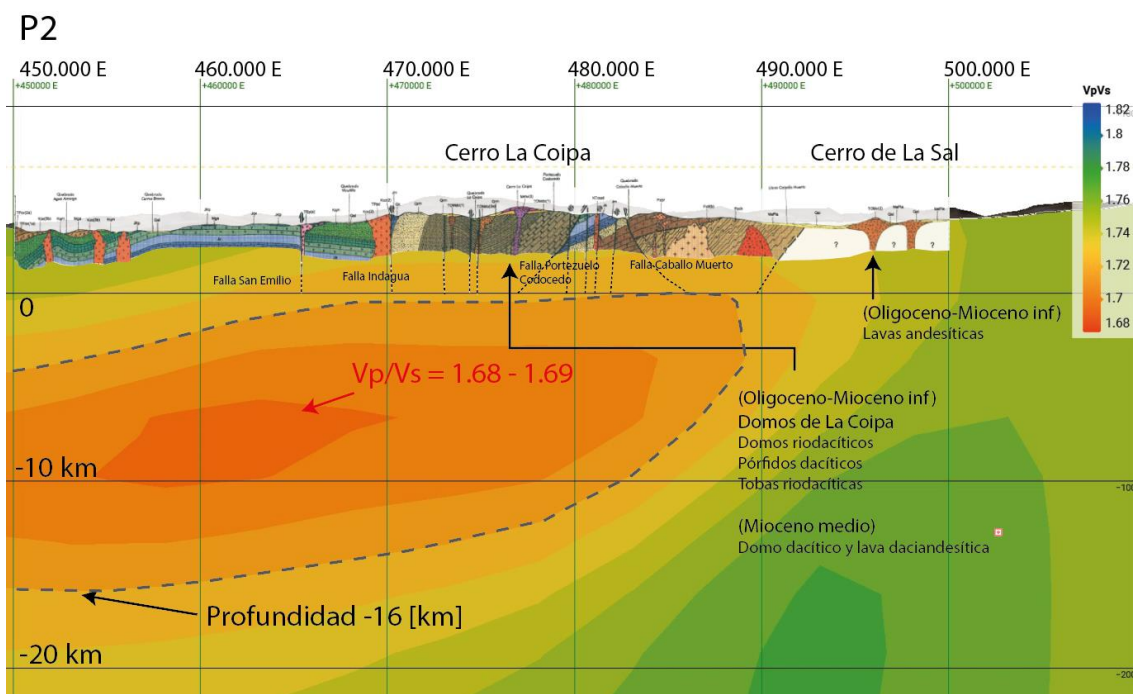


Figura 3.4 Perfil P2 que integra la sección geológica del perfil B-B' desarrollado en la Hoja Salar de Maricunga y que pasa por el distrito La Coipa, junto con el comportamiento del Vp/Vs en profundidad. La anomalía de bajo Vp/Vs y su profundidad han sido destacadas, así como las litologías de los eventos volcánicos del período Oligoceno-Mioceno inferior y del Mioceno medio.

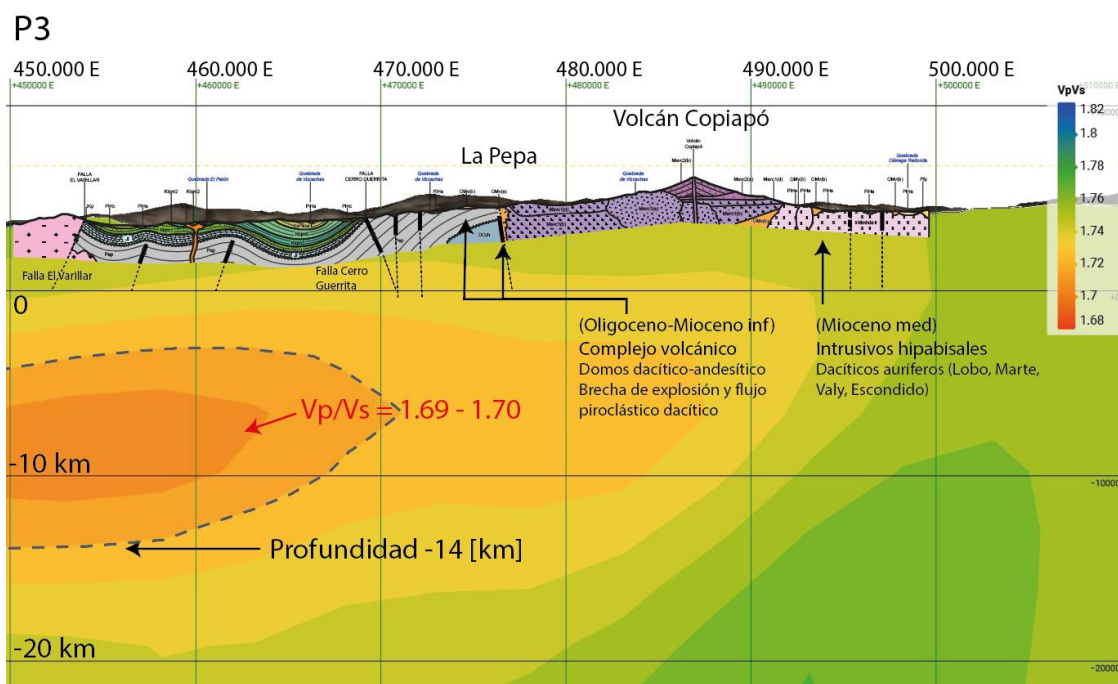


Figura 3.5 Perfil P3 que integra la sección geológica del perfil A-A' desarrollado en la Carta Laguna del Negro Francisco y que pasa por el yacimiento La Pepa, junto con el comportamiento del Vp/Vs en profundidad. La anomalía de bajo Vp/Vs y su profundidad han sido destacadas, así como las litologías de los eventos volcánicos del período Oligoceno-Mioceno inferior y del Mioceno medio.

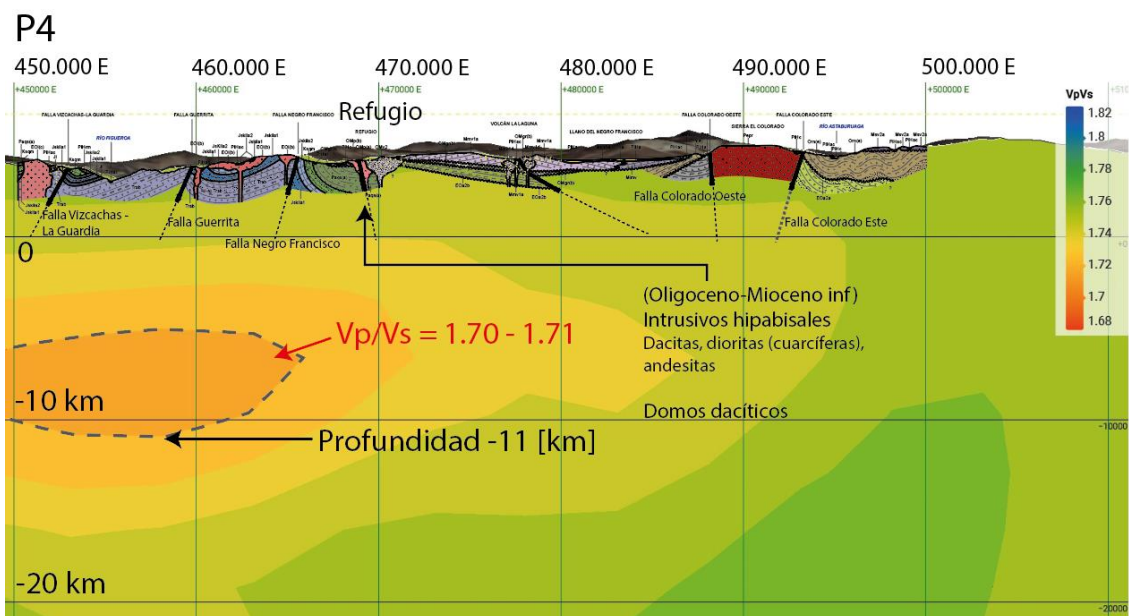


Figura 3.6 Perfil P4 que integra la sección geológica del perfil A-A' desarrollado en la Carta Geológica del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche y que pasa por el yacimiento Refugio, junto con el comportamiento del Vp/Vs en profundidad. La anomalía de bajo Vp/Vs y su profundidad han sido destacadas, así como las litologías de los eventos volcánicos del período Oligoceno-Mioceno inferior.

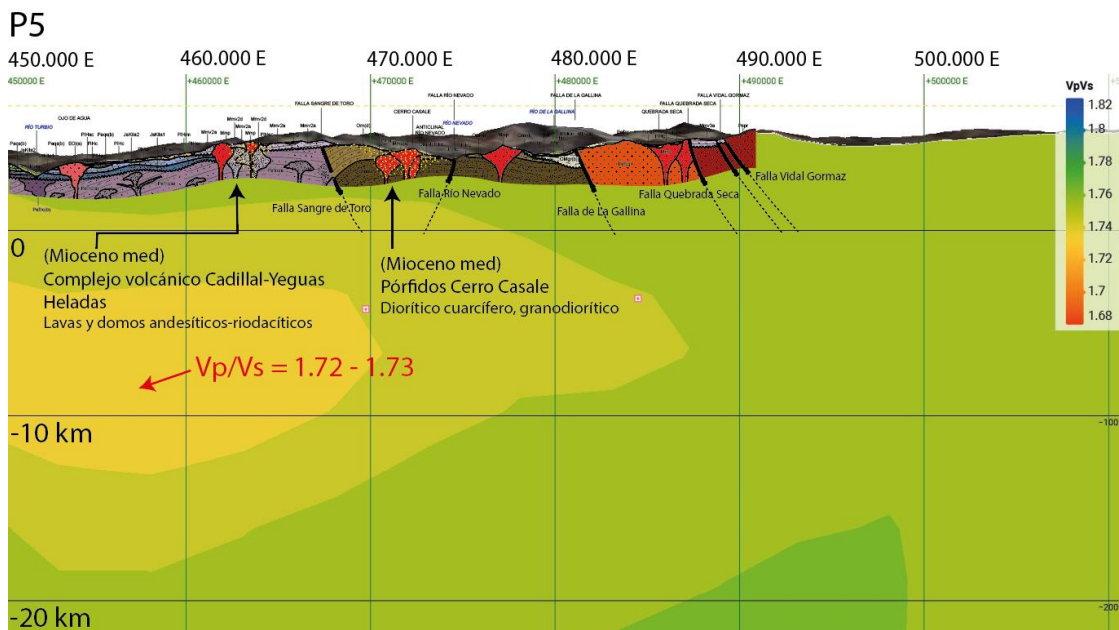


Figura 3.7 Perfil P5 que integra la sección geológica del perfil B-B' desarrollado en la Carta Geológica del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche y que pasa por el yacimiento Cerro Casale, junto con el comportamiento del Vp/Vs en profundidad. La anomalía de bajo Vp/Vs y su profundidad han sido destacadas, así como las litologías de los eventos volcánicos del período Oligoceno-Mioceno inferior y del Mioceno medio.

3.4. VALIDACIÓN DEL AJUSTE DE BROCHER

La correlación entre las anomalías de bajo Vp/Vs localizadas en el subsuelo de la franja de Maricunga y rocas intrusivas, éstas con una esperada composición más bien félsica dado su emplazamiento en la corteza superior y el ambiente tectónico, configuran la situación ideal para validar el ajuste de regresión de Brocher (Ecuación 1.4).

Inicialmente, se analizó el comportamiento del Vp/Vs en profundidad para cada depósito mineral de la franja de Maricunga. Esto permitió identificar que, en general, la profundidad a la cual el Vp/Vs alcanza su valor mínimo ocurre entre los 5 y 7 kms, para luego aumentar nuevamente a mayor profundidad.

Dado lo anterior, a partir del modelo 3D de velocidades sísmicas se obtiene el valor del Vp a una profundidad de 6.5 km, que simula una presión de 200 MPa (2 kbar) y que será utilizada posteriormente para la correlación litológica.

En el Anexo B se adjuntan, producto del presente trabajo, los valores Vp/Vs, Vp y Vs observados, y el Vs teórico calculado a partir del ajuste de Brocher (Ecuación 1.4) utilizando el Vp observado. Comparando el Vs observado y el teórico, se observa que existe una alta correlación entre ambos, con una variación de hasta un 3.18% (Anexo B).

3.5. CORRELACIÓN ENTRE ANOMALÍAS DE BAJO Vp/Vs Y LITOLOGÍAS

Los modelos de velocidad sísmica Vp y Vs determinados pueden ser usados para interpretar litologías para todos los depósitos en la franja, siguiendo el trabajo de Christensen (1996). Esta interpretación se presenta en la Figura 3.8 y en el Anexo B.

Para este propósito, se usan las mediciones experimentales para una variedad de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias distribuidas alrededor del mundo, bajo una presión de 200 MPa, obtenidas del trabajo de Christensen (1996) (puntos azules en Figura 3.8). Los valores del Vp y Vs están representados por valores promedio, según el tipo de roca.

Adicionalmente, se consideran los valores Vp y Vs observados en los depósitos auríferos de la franja de Maricunga (a partir del modelo 3D de velocidades sísmicas) a una profundidad de 6.5 km (puntos naranjos en Figura 3.8), que aproximadamente simula la presión usada en el trabajo de Christensen (1996).

Finalmente, se usa la fórmula empírica de regresión de Brocher, a partir de la Ecuación 4, para inferir el Vs en función del Vp (puntos grises en Figura 3.8).

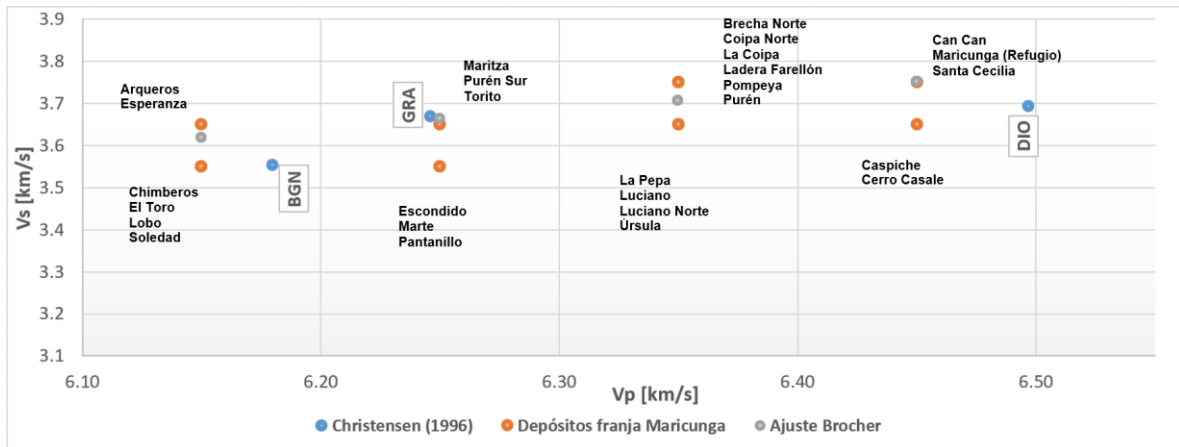


Figura 3.8 Gráfico del Vs en función del Vp para las litologías tonalita-gneiss de biotita (BGN), diorita (DIO) y granito-granodiorita (GRA). Los puntos azules representan los valores promedio de Vp y Vs obtenidos experimentalmente por Christensen (1996) bajo una presión de 200 MPa. Los puntos naranjos representan los valores Vp y Vs observados en los depósitos auríferos de la franja de Maricunga a partir del modelo final de velocidades sísmicas a 6.5 km de profundidad. Los puntos grises representan la razón entre el Vp observado y el Vs ajustado según la fórmula de Brocher (Ecuación 4) (Buguéño et al., 2022).

3.6. CÁLCULO Y VISUALIZACIÓN DE LA DERIVADA DEL Vp/Vs

Calcular la derivada del Vp/Vs y elaborar un modelo 3D de esa variable, permiten visualizar sus anomalías asociadas, zonas en donde el valor absoluto de la tasa de cambio del Vp/Vs es alto. Estas zonas representan con mejor precisión los bordes de las anomalías de bajo Vp/Vs, asociadas a los cuerpos intrusivos emplazados en la corteza superior (~5-15 km).

Se debe caracterizar la base de datos de la tomografía sísmica, en particular la distribución de los datos. Los datos de entrada (tomografía sísmica) están caracterizados por tener una distribución tal que el espaciamiento en el eje de la longitud es de 2 km, en el de la latitud de 10 km, y en la elevación de 2 km.

Además, es relevante destacar que el arco volcánico posee una orientación prácticamente norte – sur. Por tal razón, la derivada en el eje de la longitud (eje X) es la que mayor información puede proveer en relación a los bordes de la anomalía de bajo Vp/Vs. El poseer un espaciamiento de datos de 2 km en esa dirección permite una mayor precisión en el cálculo de la derivada.

A continuación, se presentan en la Figura 3.9 vistas en planta del modelo de la derivada del Vp/Vs en la longitud, a profundidades de 2, 6 y 10 km.

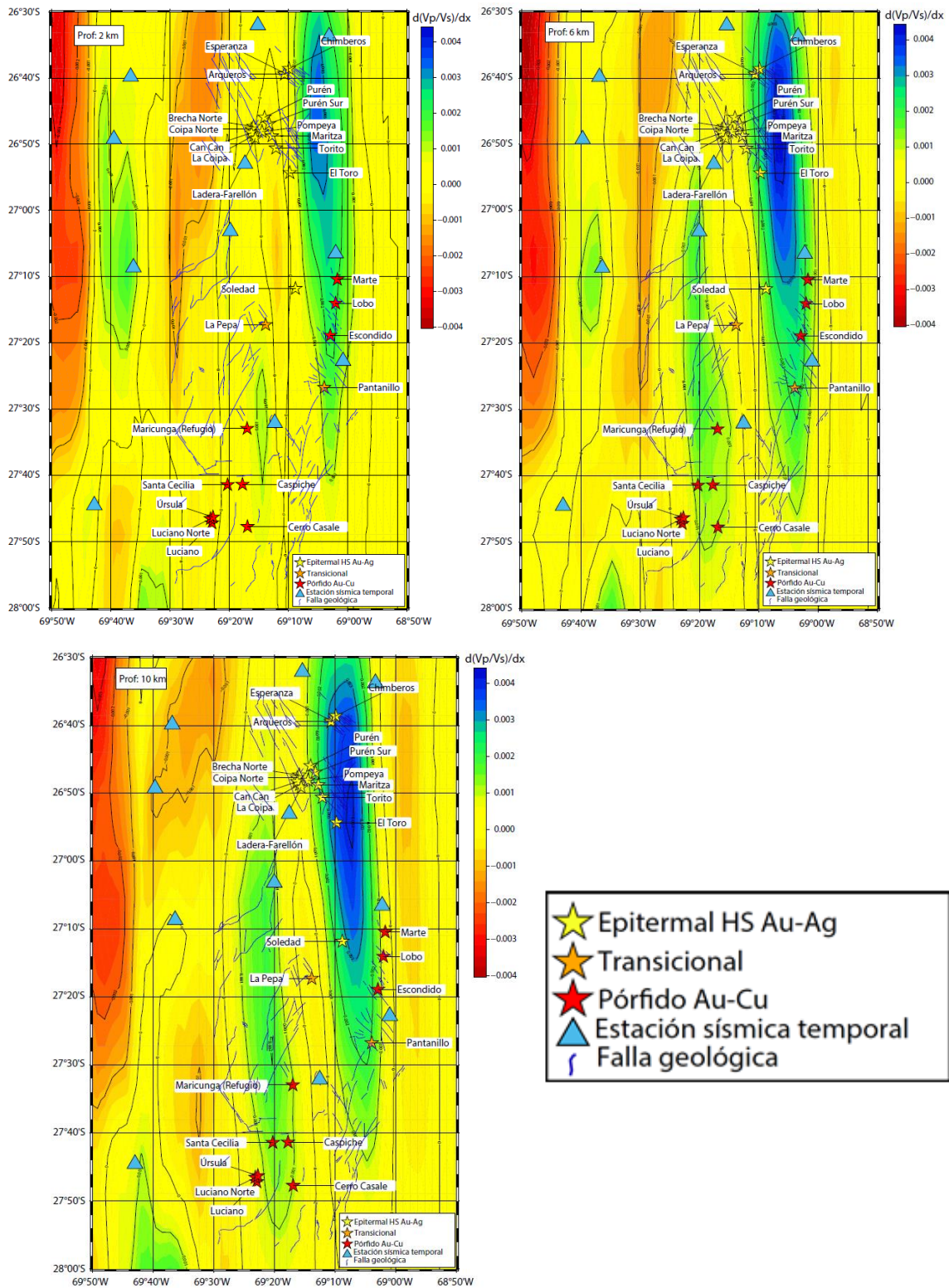


Figura 3.9 Vista en planta de la derivada del V_p/V_s en la longitud (con intervalos de contorno de 0.001) a profundidades de: a) 2 km, b) 6 km y c) 10 km. Las estrellas amarillas, naranjas y rojas representan depósitos epitermales de alta sulfuración oro-plata, transicionales y pórfidos auríferos, respectivamente; las líneas azules representan las trazas de las fallas geológicas en superficie; los triángulos celestes representan estaciones sísmicas temporales.

En las Figuras 3.10 – 3.14 están representadas las secciones de la tomografía sísmica, en particular la derivada del Vp/Vs, localizadas en la misma ubicación espacial que las cinco secciones geológicas P1 – P5, donde además se ha integrado la geología.

Los perfiles P1 y P2 representados en las Figuras 3.10 y 3.11, respectivamente, integran la geología descrita en la Hoja Salar de Maricunga, así como el comportamiento de la derivada del Vp/Vs en profundidad.

El perfil P3 representado en la Figura 3.12 integra la geología descrita en la Carta Laguna del Negro Francisco, así como el comportamiento de la derivada del Vp/Vs en profundidad.

Los perfiles P4 y P5 representados en las Figuras 3.13 y 3.14, respectivamente, integran la geología descrita en la Carta Geología del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche, así como el comportamiento de la derivada del Vp/Vs en profundidad.

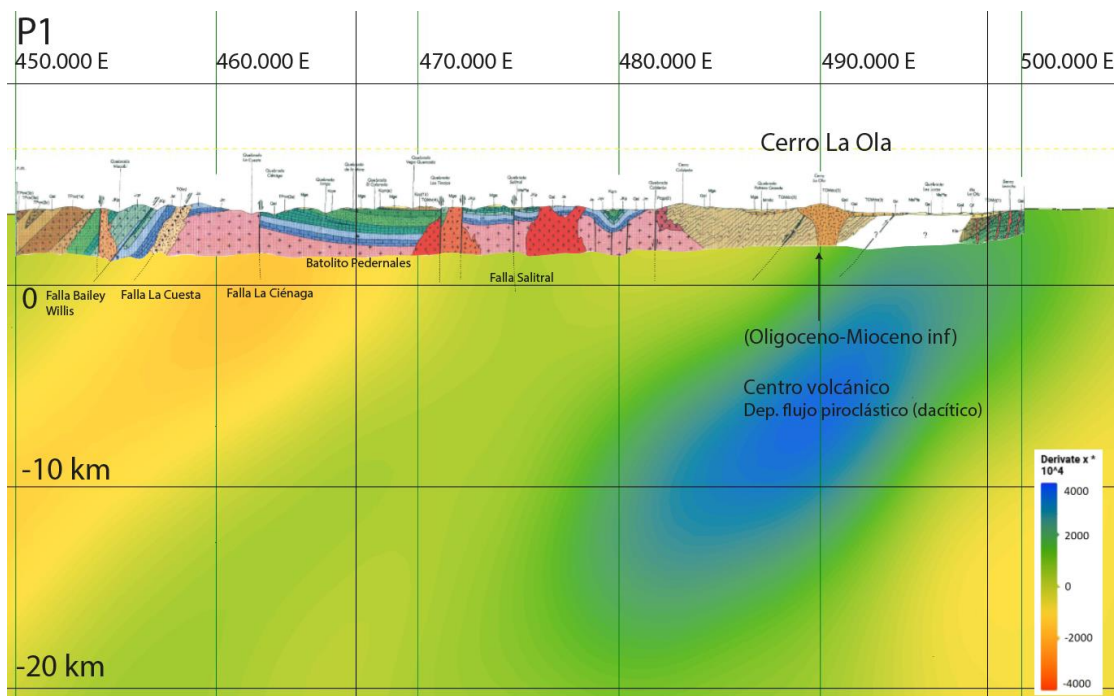


Figura 3.10 Perfil P1 que integra la sección geológica del perfil A-A' desarrollado en la Hoja Salar de Maricunga, junto con el comportamiento de la derivada del Vp/Vs en profundidad.

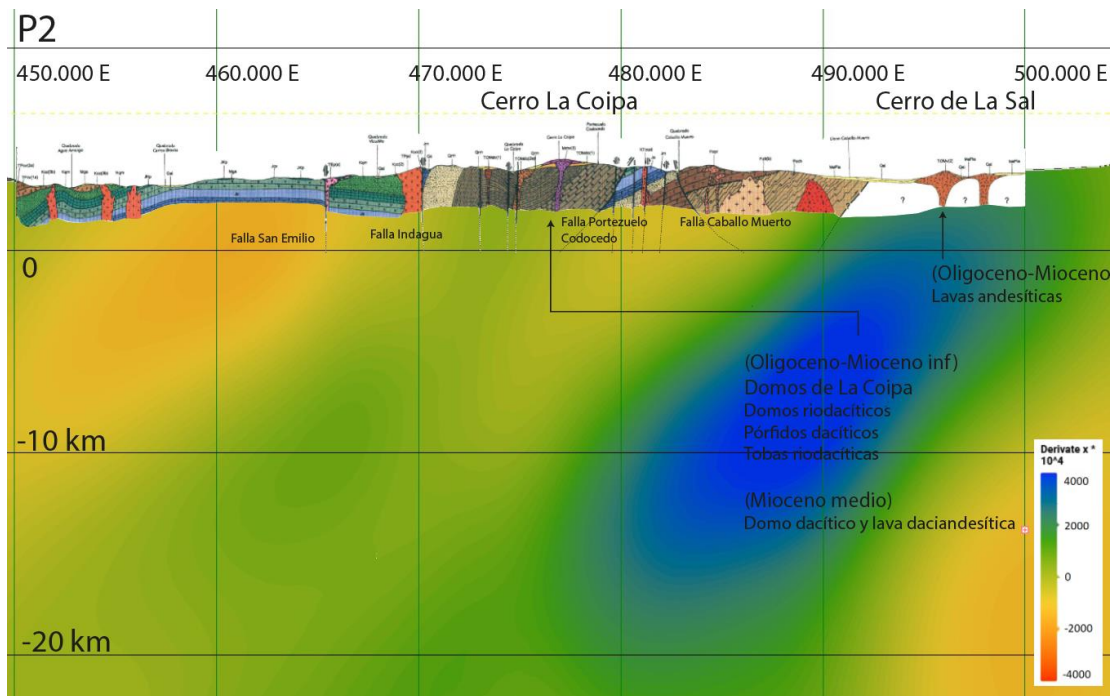


Figura 3.11 Perfil P2 que integra la sección geológica del perfil B-B' desarrollado en la Hoja Salar de Maricunga y que pasa por el distrito La Coipa, junto con el comportamiento de la derivada del Vp/Vs en profundidad.

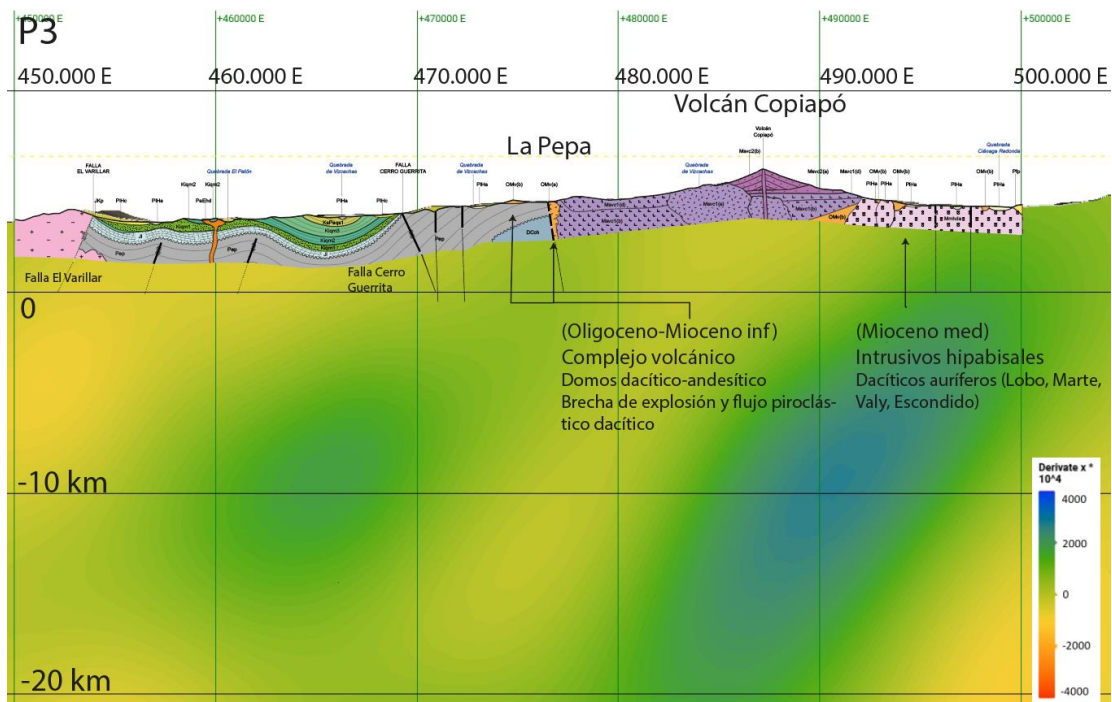


Figura 3.12 Perfil P3 que integra la sección geológica del perfil A-A' desarrollado en la Carta Laguna del Negro Francisco y que pasa por el yacimiento La Pepa, junto con el comportamiento de la derivada del Vp/Vs en profundidad.

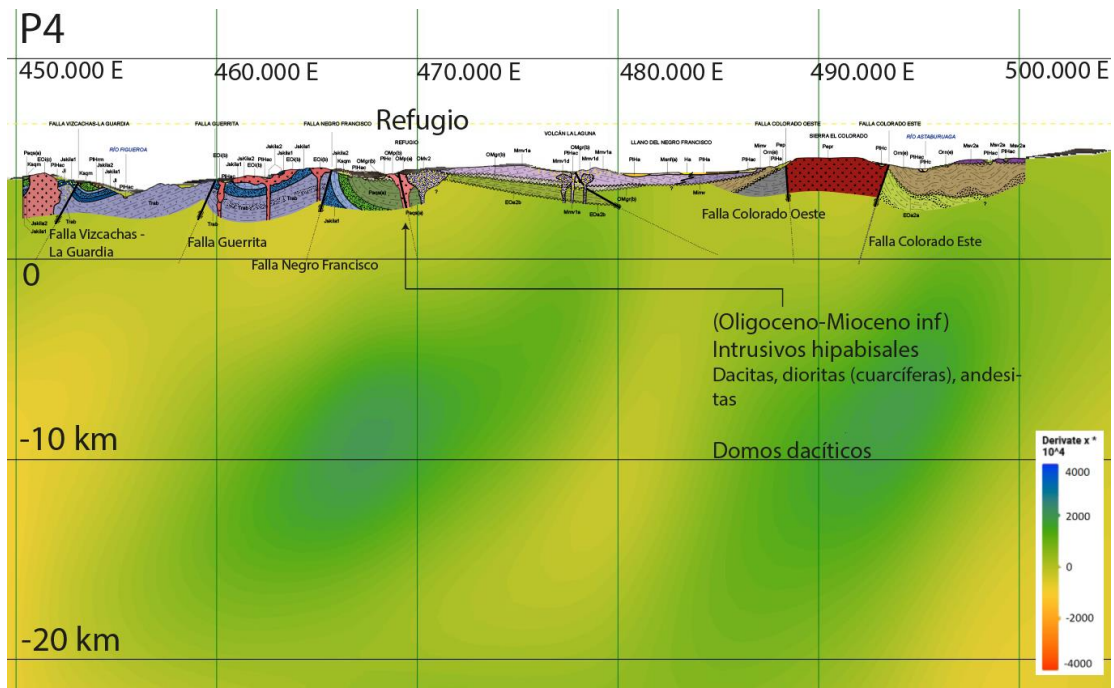


Figura 3.13 Perfil P4 que integra la sección geológica del perfil A-A' desarrollado en la Carta Geológica del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche y que pasa por el yacimiento Refugio, junto con el comportamiento de la derivada del Vp/Vs en profundidad.

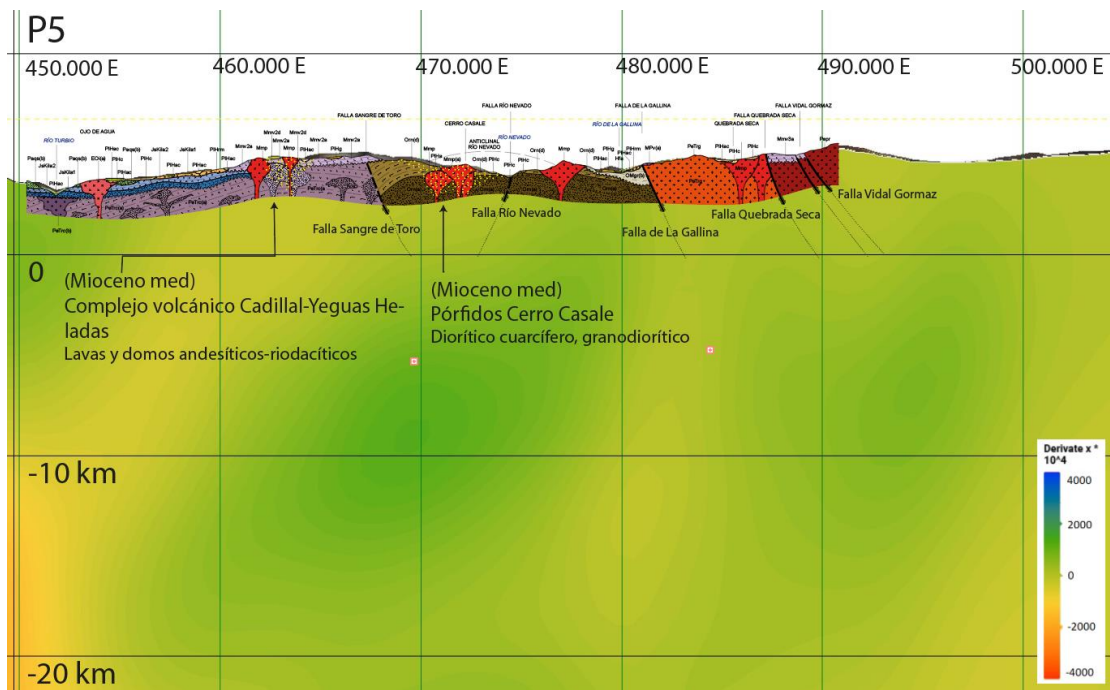


Figura 3.14 Perfil P5 que integra la sección geológica del perfil B-B' desarrollado en la Carta Geológica del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche y que pasa por el yacimiento Cerro Casale, junto con el comportamiento de la derivada del Vp/Vs en profundidad.

4. DISCUSIÓN

A partir de la tomografía sísmica analizada, en especial del modelo 3D de la razón V_p/V_s , es posible realizar algunas determinaciones en cuatro aspectos: anomalías de bajo V_p/V_s y alto V_p/V_s , correlación litológica y validación de la interpretación litológica. Se determinan también algunos aspectos generales respecto a la tomografía sísmica utilizada en este trabajo.

4.1. ASPECTOS GENERALES

En primer lugar, se asume que la tomografía sísmica con que se realizó este trabajo corresponde a una determinación robusta del campo de velocidades de ondas sísmicas. La tomografía sísmica utilizada corresponde a un modelo 3D de velocidades de onda sísmicas que incluyen el V_p , V_s , $\%V_p$, $\%V_s$ y la razón V_p/V_s , cuya independencia de la densidad y dependencia inversamente proporcional de la rigidez (Ecuación 1.2) permite inferir el tipo de litología, relevante en el objetivo de este trabajo.

La red sísmica, constituida por 88 estaciones de período corto, tres componentes y registro continuo con la cual se determinó el modelo de velocidades, está distribuida entre los $26^{\circ}30'$ S y $28^{\circ}00'$ S, y los $68^{\circ}30'$ W y $70^{\circ}30'$ W, cubriendo la totalidad de la franja de Maricunga. Sin embargo, debe mencionarse que el distrito de pórfidos auríferos Marte-Lobo está localizado precisamente en el borde oriental de la red sísmica desplegada en el norte de Chile.

El modelo 3D de velocidades sísmicas se interpola a partir de una base de datos cuya grilla, irregular, posee un espaciamiento diferente en los ejes de la latitud, longitud y elevación, con valores de aproximadamente 10, 2 y 2 km, respectivamente.

4.2. ANOMALÍAS DE BAJO-ALTO V_p/V_s Y LA GEOLOGÍA

En la Figura 3.2a, que muestra una vista en planta del V_p/V_s a 2 km de profundidad, se pueden observar dos principales anomalías de bajo V_p/V_s . Los depósitos auríferos de la franja de Maricunga están localizados en torno al centro de la anomalía este.

A mayores profundidades (6 y 10 km, en las Figuras 3.2b y 3.2c, respectivamente) ambas se fusionan en una única anomalía de bajo V_p/V_s . Se observa también que la parte central de la anomalía se mueve al oeste a medida que aumenta la profundidad. Esto sugiere que los depósitos epitermales podrían estar localizados más al oeste a mayores profundidades, con un posible control estructural del Sistema de fallas de Domeyko.

En términos del V_p/V_s , este estudio muestra una alta correlación con la ubicación de los depósitos minerales que componen la franja metalogénica de Maricunga. Los depósitos epitermales oro-plata de alta sulfuración (estrellas amarillas en Figura 3.2), tales como los encontrados en los distritos La Coipa y Esperanza, están localizados justo encima del centro de la anomalía de bajo V_p/V_s , con valores en torno a 1.70-1.72. Por otro lado, los depósitos tipo pórfido aurífero y transicionales (estrellas rojas y naranjas, respectivamente, en Figura 3.2), tales como Marte-Lobo, Escondido, La Pepa, Pantanillo, Refugio, Cerro Casale y el clúster Úrsula-

Luciano-Luciano Norte en las partes centro y sur de la franja, están localizados en las transiciones hacia valores V_p/V_s más altos, en torno a 1.73-1.76.

Hay que destacar que las estaciones sísmicas en el límite este de la red están muy cercanas a la franja metalogénica misma, tal como se observa en la Figura 3.1, con las implicancias que ello implica para la generación del modelo 3D de velocidades sísmicas, en términos de interpolación de estos valores al este de la franja.

El centro de una gran anomalía de bajo V_p/V_s se observa a 10 km de profundidad, la cual es dividida en dos anomalías a niveles más someros. Esto podría proveer información acerca de similitudes genéticas entre los depósitos minerales que componen la franja de Maricunga y otros potenciales, más antiguos, que pudieran ser descubiertos en torno a la anomalía oeste. Además, la anomalía este se desplaza hacia el oeste a medida que aumenta la profundidad, lo que sugiere que posee una vergencia en esa dirección.

En las secciones de la tomografía sísmica (V_p/V_s) se observa que existe un debilitamiento progresivo en dirección norte-sur de la intensidad de la anomalía de bajo V_p/V_s , alcanzando valores de 1.69 – 1.70 en el perfil P1 (Figura 3.3) ubicado en la parte norte de la franja de Maricunga, 6 km al norte del yacimiento de tipo epitermal oro-plata de alta sulfuración Esperanza, y valores mínimos de 1.68 – 1.69 en el perfil P2 (Figura 3.4) que pasa por el distrito de yacimientos epitermales La Coipa. Precisamente en este perfil P2 la anomalía de bajo V_p/V_s alcanza también su mayor profundidad, en torno a los 16 km, en contraste con los 12 km de profundidad que posee la anomalía en el perfil P1.

En el perfil P1 (Figura 3.3), la anomalía de bajo V_p/V_s alcanza la superficie (con un valor en torno a 1.72-1.73) entre las longitudes 470.000 – 490.000 E. En relación a las unidades volcánicas-intrusivas, cabe destacar la positiva correlación espacial entre la anomalía de bajo V_p/V_s y la presencia del Batolito de Pedernales, de edad Pérmica y composición granítica a granodiorítica, así como los cuerpos intrusivos de edad Cretácico superior (pórfidos andesítico-dacíticos y brechas ígneas con bloques dioríticos) que cortan a las secuencias estratificadas del Jurásico-Cretácico y al batolito Pedernales. Se destaca también el centro volcánico asociado al Cerro La Ola, de edad Oligoceno – Mioceno inferior, el cual consta de depósitos de flujo piroclástico de composición dacítica.

Además, en donde la anomalía alcanza la superficie se presentan fallas subverticales de menor escala en la Quebrada Las Tinajas (NW-SE y NE-SW) y en la Quebrada Calderón (NNE-SSW), y de mayor escala la Falla Salitral (NW-SE), con una componente de rumbo, en la quebrada del mismo nombre. Más al este, las fallas inversas presentes en el Cerro La Ola poseen la misma vergencia que la anomalía de bajo V_p/V_s , pudiendo corresponder a un control estructural de la anomalía.

Si bien en este perfil no se presentan marcadas anomalías de altos V_p/V_s visibles en la corteza terrestre, hay una incipiente anomalía (valores V_p/V_s en torno a 1.76) que aparece en profundidad en la parte este del perfil, con orientación subvertical, que pudiese estar correlacionada con alguna estructura geológica al este de la franja de Maricunga, lo cual escapa de los alcances de este trabajo pero que se sugiere investigar.

En el perfil P2 (Figura 3.4), la anomalía de bajo V_p/V_s alcanza la superficie (con un valor en torno a 1.72-1.73) entre las longitudes 470.000 – 495.000 E. En relación a las unidades volcánicas-intrusivas, cabe destacar la positiva correlación espacial entre la anomalía de bajo V_p/V_s y la presencia del Plutón Caballo Muerto, de edad Pérmica y composición monzogranítica, y pórfidos riolíticos de la misma edad. También presentes en este segmento están los pórfidos

dacíticos de edad Cretácico superior-Paleoceno que cortan a las secuencias estratificadas del Triásico-Jurásico, los eventos volcánicos de edad Oligoceno-Mioceno inferior asociados al Cerro La Coipa, caracterizados por domos y tobas riódacíticas y pórfidos dacíticos, y del Mioceno medio caracterizados por domos dacíticos y lavas daciocesíticas. En el sector este del perfil, las lavas andesíticas de edad Oligoceno-Mioceno inferior localizadas en el Cerro de La Sal también parecen estar correlacionadas espacialmente a esta anomalía de bajo Vp/Vs en superficie.

Además, la zona en donde la anomalía de bajo Vp/Vs está caracterizada por una alta densidad de fallas geológicas, siendo las más relevantes en términos de escala la Falla Indagua, de rumbo NNW-SSE y subvertical, la Falla Portezuelo Codocedo de rumbo NNW-SSE y vergencia oeste, y la Falla Caballo Muerto de rumbo NNE-SSW y vergencia este. Existe también en esta zona una concentración de fallas subverticales de rumbo predominantemente NNW-SSE asociadas al sector de Cerro La Coipa. Al igual que en el perfil P1, se observa una incipiente (aunque con mayor intensidad) anomalía de alto Vp/Vs con vergencia oeste en la parte oriental del perfil en profundidad, donde sería interesante observar la geología superficial al este de la zona de estudio e intentar correlacionar con alguna estructura geológica.

En el perfil P3 (Figura 3.5) se observa que la anomalía de bajo Vp/Vs alcanza la superficie con valores levemente más altos (Vp/Vs en torno a 1.73-1.74) con respecto a los dos perfiles previos ubicados más al norte, y lo hace entre las longitudes 465.000 – 495.000 E principalmente. En relación a las unidades volcánicas-intrusivas, cabe destacar la positiva correlación espacial entre la anomalía de bajo Vp/Vs y la presencia predominante de intrusivos hipabisales dacíticos de edad Mioceno medio en la parte más oriental del perfil, con mineralización aurífera diseminada y en vetas (relacionada a yacimientos de tipo pórfido Marte, Lobo, Escondido y Valy), y de unidades volcánicas correspondientes al Volcán Copiapó, en el Mioceno superior, consistentes principalmente en ignimbritas, lavas y domos de composición dacítica. En menor medida, dada su escasa presencia en superficie, se correlaciona espacialmente con el sistema de múltiples domos e intrusivos hipabisales con mineralización aurífera, asociada al yacimiento La Pepa, y brechas de explosión de composición dacítica, eventos de edad Oligoceno – Mioceno inferior.

En términos estructurales, la anomalía de bajo Vp/Vs se correlaciona espacialmente con dos zonas: la primera en la parte más oriental del perfil, con un set estructural predominantemente NNW-SSE y manteo subvertical, y la segunda con un set estructural también predominantemente NNW-SSE y manteo subvertical, justo al oeste de La Pepa, y la falla Cerro Guerrita de rumbo NNE-SSW. La deformación dúctil en este perfil parece tener mayor intensidad que en los perfiles P1 y P2 (en donde el ambiente reológico parece más bien frágil), con el plegamiento que afecta a la secuencia Cretácica de Quebrada Monardes. La anomalía incipiente de alto Vp/Vs nuevamente aparece en la parte oriental del perfil en profundidad.

En cuanto a la profundidad de la anomalía de bajo Vp/Vs, la profundidad se hace más somera que en el perfil anterior P2, alcanzando una profundidad en torno a los 14 km.

En el sector sur de la franja, el perfil P4 (Figura 3.6) muestra que la anomalía va disminuyendo en intensidad progresivamente de norte a sur, alcanzando aquí valores mínimos del Vp/Vs de 1.70 – 1.71, y los bajos Vp/Vs no alcanzan a llegar a niveles superficiales. Sin embargo, los bajos Vp/Vs se acercan a niveles superficiales en torno a la longitud 470.000 E, donde es posible establecer una correlación espacial con las unidades volcánicas-intrusivas asociadas al yacimiento Refugio. Estas unidades consisten en intrusivos hipabisales de composición diorítico a diorítico cuarcífero, dacíticos y, en menor proporción, andesíticos silíceos porfíricos, así como domos dacíticos, todos eventos de edad Oligoceno superior – Mioceno inferior.

En términos estructurales, la anomalía de bajo Vp/Vs se correlaciona espacialmente con una zona caracterizada por dos dominios estructurales: el primero, de rumbo NNW-SSE que parece controlar el emplazamiento de los intrusivos hipabisales y mineralización asociada al yacimiento Refugio, y otro de carácter regional con rumbo NNE-SSW con la falla Negro Francisco como exponente. Los niveles de deformación dúctil son similares a los del perfil anterior, existiendo un plegamiento de las unidades estratificadas de edad Jurásico-medio a Paleoceno-inferior. La anomalía incipiente de alto Vp/Vs nuevamente aparece en la parte oriental del perfil en profundidad.

El perfil P5 (Figura 3.7) ubicado al sur de la franja de Maricunga muestra que la anomalía de bajo Vp/Vs, muy intensa en la parte norte de la franja, ya casi desaparece hacia estas latitudes, con un núcleo que tiene valores mínimos para el Vp/Vs de entre 1.72 – 1.73. Al igual que en el perfil P4, los bajos Vp/Vs no alcanzan a llegar a niveles superficiales, pero sí se acercan en torno a la longitud 470.000 E. Allí es posible establecer una correlación espacial con unidades intrusivas asociadas a los pórfidos de Cerro Casale. Estos intrusivos corresponden a pórfidos de composición diorítico-cuarcífero a granodiorítico con mineralización aurífera, de edad Mioceno medio.

En términos estructurales, la anomalía de bajo Vp/Vs se correlaciona espacialmente con una zona caracterizada por dos dominios estructurales: el primero, de rumbo NS que tiene como exponente a la falla Rio Nevado, y otro de rumbo NNE-SSW que tiene como exponente a la falla Sangre de Toro, ambos pareciendo controlar el emplazamiento de los intrusivos. La deformación a estas latitudes es más bien frágil, con fallamientos normales que afectan a secuencias de edad Oligocena, e inversas que alzan granitos del Pérmico-Triásico. Los niveles de deformación dúctil son menores que los presentes en los perfiles previos, dado que no existe mayor plegamiento de las secuencias estratificadas hacia estas latitudes.

Finalmente, la incipiente anomalía de alto Vp/Vs observada en los perfiles P1-P4 se hace menos intensa y casi no está presente en el perfil P5.

4.3. CORRELACIÓN LITOLÓGICA

Al comparar los valores del Vs observado, a partir de la tomografía sísmica, y el Vs teórico, obtenido a partir del Vp observado y mediante el ajuste de regresión de Brocher (Ecuación 1.4), se observa una muy buena correlación entre ambos (Figura 3.7).

Junto a los resultados de Christensen (1996), que muestran mediciones experimentales del Vp y Vs para una amplia variedad de litologías, es posible establecer una correlación entre estos datos y los determinados en este trabajo.

Según esta correlación, los depósitos auríferos localizados en las partes norte y centro de la franja están asociados a valores Vp en el rango 6.1-6.4 [km/s] y, según los trabajos experimentales de Christensen (1996) y trabajos de Brocher (2005), a rocas intrusivas félsicas a intermedias (tonalita, granodiorita y granito), mientras que los depósitos localizados al sur de la franja están asociados a valores Vp en el rango 6.4-6.5 [km/s] y, por ende, a rocas intermedias (diorita). Esta segmentación a lo largo de la franja podría indicar que el arco volcánico en las partes central y norte de la franja experimentó condiciones tales que permitieron una mayor interacción de los magmas con rocas corticales que el arco volcánico de la zona sur.

Debe mencionarse que las mediciones experimentales realizadas por Christensen (1996) en algunas litologías, tales como facies basálticas y meta-sedimentarias, no han sido consideradas debido al hecho de que todos los valores Vp/Vs obtenidos a partir del modelo son demasiado bajos (1.70 – 1.75), indicando un alto valor de la rigidez, para ser correlacionados con estas litologías. Esto está fundamentado también por los procesos que ocurren en el manto y la corteza terrestre. De hecho, el marco tectónico en la que se emplaza la zona de estudio corresponde a un margen continental activo, y ocurren procesos magmáticos tales como el MASH (fusión, asimilación, almacenamiento y homogeneización) y AFC (asimilación y cristalización fraccionada). Estos procesos permiten una evolución de los magmas primitivos, a medida que ascienden por la corteza terrestre, hacia composiciones intermedias (diorita) a félsicas (tonalita, granodiorita, granito), que están bien documentadas en el área de estudio a través de mapeos geológicos.

Si bien los Vp y Vs a escala regional no predicen litologías, todas las muestras graficadas parecen estar correlacionadas con una gama de rocas de composición más evolucionada, félsica a intermedia, lo que hace sentido con la génesis de pórfidos enriquecidos en oro y epitermales de alta sulfuración que componen la franja de Maricunga. Más aún, se observa una muy buena correlación con las rocas volcánicas e intrusivas identificadas y documentadas en superficie en torno a los depósitos minerales.

Se esperaría que si la red de estaciones sísmicas tuviera una mayor cobertura al este de la franja de Maricunga, las anomalías de bajos y altos Vp/Vs tendrían mejor resolución. Es posible que valores Vp/Vs observados en depósitos como Marte, Lobo, Escondido y Pantanillo sean más altos que los otros debido a que la red sísmica no alcanza a tener buena cobertura en los depósitos mencionados. Esto permitiría una mejor caracterización del nivel superior de la corteza hacia las longitudes donde se localiza la franja de Maricunga: a nivel de cuerpos intrusivos y a nivel estructural.

4.4. VALIDACIÓN DE LA CORRELACIÓN LITOLÓGICA

El siguiente paso es realizar una validación de la interpretación litológica, ejecutada a partir de estudios experimentales de Christensen (1996) y los valores de bajo Vp/Vs asociados a las anomalías observadas en la tomografía sísmica, a partir de los mapeos geológicos de superficie desarrollados en la zona de estudio.

La Tabla 1 muestra en la primera columna los perfiles geológicos (P1 – P5) junto a los yacimientos presentes o cercanos a tales perfiles; en la segunda columna, la interpretación litológica (Figura 3.8) a partir del valor anómalo de bajo Vp/Vs; y en la tercera columna, la composición de los productos volcánicos e intrusivos asociados temporal y espacialmente a los yacimientos, a partir de los mapeos geológicos descritos en las cartas y hojas de geología en la zona de estudio.

Al norte de la franja, 6 kilómetros al sur del perfil P1, donde se localiza el yacimiento Esperanza (23 – 20 Ma), la geología de superficie indica que los eventos volcánicos asociados al Oligoceno – Mioceno inferior corresponden a los Domos de Esperanza, extrusivos y subvolcánicos, de composición riódacítica y ricos en fenocristales, entre ellos biotita. Con respecto a la interpretación litológica (Figura 3.8), dada las características de la anomalía de bajo Vp/Vs en profundidad, correspondería a una litología intrusiva de composición cercana a una tonalita de

biotita, cuyo equivalente extrusivo es una dacita. Por lo tanto, la interpretación litológica se correlaciona muy bien en este caso.

En el perfil P2, donde se localiza el yacimiento La Coipa (24 – 20 Ma), la geología de superficie indica que los eventos volcánicos asociados al Oligoceno – Mioceno inferior corresponden a los Domos de La Coipa y que incluyen domos de composición riodacítica, pórfidos dacíticos y tobas riodacíticas. Con respecto a la interpretación litológica (Figura 3.8), dadas las características de la anomalía de bajo Vp/Vs en profundidad, correspondería a una litología intrusiva de composición cercana a la granítica o granodiorítica, cuyo equivalente extrusivo varía entre una riolita y una dacita (riodacita). Por lo tanto, la interpretación litológica también presenta una muy buena correlación con la evidencia geológica observada en superficie.

En el perfil P3, donde se localiza el yacimiento La Pepa (23 – 22 Ma) por el oeste y el grupo de pórfidos auríferos Marte, Lobo y Escondido (14 – 13 Ma), la geología indica que los eventos volcánicos asociados al Oligoceno – Mioceno inferior y Mioceno medio corresponden a complejos volcánicos que incluyen domos de composición dacítica-andesítica, brechas de explosión y flujos piroclásticos dacíticos (Oligoceno – Mioceno inferior), e intrusivos hipabisales auríferos, de composición dacítica (Mioceno medio). Con respecto a la interpretación litológica (Figura 3.8), dadas las características de la anomalía de bajo Vp/Vs en profundidad, en el caso de La Pepa correspondería a una litología intrusiva de composición cercana a la granítica o granodiorítica, cuyo equivalente extrusivo varía entre una riolita y una dacita (riodacita); en el caso del grupo de pórfidos Marte, Lobo y Escondido, correspondería a una litología intrusiva de composición granítica a tonalítica, cuyo equivalente extrusivo varía entre una riolita y una dacita (riodacita). En este caso, también existe una muy buena correlación entre lo interpretado y lo observado en superficie.

En el perfil P4, donde se localiza el yacimiento Refugio (23 Ma), la geología indica que los eventos volcánicos asociados al Oligoceno – Mioceno inferior corresponden a intrusivos hipabisales dacíticos, diorítico cuarcíferos y andesíticos, así como domos dacíticos. Con respecto a la interpretación litológica (Figura 3.8), dadas las características de la anomalía de bajo Vp/Vs en profundidad, correspondería a una litología intrusiva de composición diorítica, cuya equivalencia extrusiva corresponde a una andesita. Dado lo interpretado y lo observado en superficie, existe una muy buena correlación entre ambos, haciendo notar una transición de norte a sur de composiciones félsicas a intermedias.

Finalmente, en el perfil P5, donde se localiza el yacimiento Cerro Casale (13.5 Ma), la geología indica que los eventos volcánicos asociados al Mioceno medio corresponden a los pórfidos de Cerro Casale, hipabisales, de composición diorítica cuarcífera y granodiorítica. Con respecto a la interpretación litológica (Figura 3.8), dadas las características de la anomalía de bajo Vp/Vs en profundidad, correspondería a una litología intrusiva de composición diorítica, cuya equivalencia extrusiva corresponde a una andesita. Dado lo interpretado y lo observado en superficie, existe una muy buena correlación entre ambos, haciendo sentido también con la transición composicional observada de norte a sur en la zona de estudio.

	Interpretación	Geología
(P1) Esperanza	Tonalita (dacita)	Domos riodacíticos
(P2) La Coipa	Granito (riolita) - Granodiorita (dacita)	Tobas y domos riodacíticos – Pórfidos dacíticos
(P3) La Pepa	Granito (riolita) – Granodiorita (dacita)	Domos dacítico- andesíticos – Brecha de explosión y flujo piroclástico dacítico
(P3) Lobo, Marte, Escondido	Tonalita (dacita) – Granito (riolita)	Pórfidos dacíticos
(P4) Refugio	Diorita (andesita)	Intrusivos hipabisales (dacita, diorita cuarcífera, andesita)
(P5) Cerro Casale	Diorita (andesita)	Pórfidos auríferos (diorita cuarcífera, granodiorita)

Tabla 1 Interpretación geológica a partir de valores Vp y Vs de anomalías de bajo Vp/Vs, y composición de las unidades volcánicas e intrusivas mapeadas en superficie y obtenidas a partir de las cartas y hojas geológicas.

Debe mencionarse que el hecho de que la anomalía sea más intensa al norte que en el sur de la franja puede tener relación con un aspecto clave validado por la literatura: la tasa de erosión y exhumación.

Los yacimientos localizados en el norte de la franja, del tipo epitermal de alta sulfuración oro-plata (La Coipa, Can Can, Torito) han sufrido una tasa de erosión baja a nula, por lo que posee una paleosuperficie muy bien preservada. Más al sur, pasando por los yacimientos La Pepa e Infiernillo, el ambiente es también epitermal pero con una paleosuperficie a menos de 1 kilómetro, evidenciando una transición hacia tasas erosivas más altas. Y en el caso de los pórfidos Au-Cu la profundidad de emplazamiento es mayor (>1.5 a 2 km en sus techos). En Lobo, si bien se presentan brechas silicatadas y alunitizadas con pequeñas cantidades de azufre nativo y covelina hipógena, el ambiente epitermal parece haber sido erodido casi completamente, y sólo en Valy se preservan cubiertas con cuarzo-caolinita-alunita-baritina y trazas de azufre y rejalgar (King, 1992). De esta manera, el sistema Lobo-Escondido ha sufrido la erosión de varios centenares de metros de la parte alta del sistema hidrotermal, ya sea por la intensidad de la alteración o bien por el colapso a gran escala del sistema volcánico, emplazado sobre una zona de fallas activas (Mpodozis et al., 1995). Para el caso del pórfido Aldebarán-Cerro Casale, su exposición también se debe a una activa erosión ocurrida en el borde sur del Altiplano, debido al abrasivo avance, hacia el norte, de las cabeceras de los ríos Nevado, La Gallina y Turbio, afluentes del Copiapó (Mpodozis et al., 1995).

Por lo tanto, merece al menos discutir la relación que posee este debilitamiento progresivo de norte a sur, de la anomalía de bajo Vp/Vs en el subsuelo de la franja de Maricunga, con la evidencia científica sobre las tasas de erosión y exhumación en la franja de Maricunga, y también al sur de esta, hacia la zona del flat slab, donde hay evidencia científica mediante termocronología que existió un importante episodio de exhumación durante el Mioceno temprano, a latitudes en torno a los 30°S, con exhumaciones en torno a los 1.7 km (Lossada et al., 2017).

4.5. ANÁLISIS DE LA DERIVADA DEL Vp/Vs

La derivada del Vp/Vs fue calculada en los tres ejes espaciales, pero sólo se analizó el correspondiente al de la longitud. Al ser este eje transversal a la dirección del arco volcánico en la zona de estudio, corresponde al que mayor información puede proveer sobre el comportamiento de la razón de cambio del Vp/Vs a mayor profundidad. Además, dado que el espaciamiento del Vp/Vs en la base de entrada es menor al de la latitud, la derivada del primero es más precisa.

Las anomalías, tanto con valor positivo (zonas verdes a azules en Figura 3.8) como con valor negativo (naranjos a rojos en Figura 3.8) indican zonas de transición, donde hay un cambio en la razón Vp/Vs en el eje de la longitud. Así, zonas positivas (verdes a azules) indican una variación del Vp/Vs de este a oeste hacia valores más bajos, mientras que las zonas negativas (naranjas a rojas) indican una variación del Vp/Vs, de este a oeste, hacia valores más altos. Las zonas amarillas indican que no hay variación del Vp/Vs en la longitud.

Se destaca en la Figura 3.9 que las anomalías de alto valor de la derivada del Vp/Vs, de orientación NS, están localizadas en la parte norte de la franja de Maricunga, donde las estructuras geológicas poseen un dominio NNW, mientras que hacia el sur dicha anomalía se debilita progresivamente, en una zona donde el dominio estructural es NNE.

En el perfil P1 (Figura 3.10) se observa una fuerte anomalía positiva (zona azul con vergencia oeste) de la derivada del Vp/Vs, representando una transición de este a oeste bastante rápida hacia valores más bajos del Vp/Vs, normalizándose hacia las longitudes 470.000 – 490.000 en niveles superficiales (zona verde clara). Si bien la geología superficial no está del todo definida hacia estas longitudes, y dado lo observado en el modelo de la tomografía sísmica del Vp/Vs, esta transición a valores bajos del Vp/Vs bien pudiese ser explicado principalmente por un contacto litológico. Sin embargo, tal transición pierde rapidez justo en longitudes donde se correlaciona espacialmente con las fallas del Cerro La Ola, de igual vergencia que la anomalía.

El yacimiento Esperanza, 6 km al sur del perfil P1 y ubicado hacia longitudes cercanas a 480.000 E, está localizado en una zona sin mayores variaciones del Vp/Vs.

En el perfil P2 (Figura 3.11) esta anomalía positiva de la derivada del Vp/Vs también está presente casi en las mismas longitudes, y con una mayor intensidad (zona azul con vergencia oeste). Si bien en este perfil la geología superficial tampoco es lo bastante clara hacia esas longitudes, y dado lo observado en el modelo de la tomografía sísmica del Vp/Vs, esta transición a valores bajos del Vp/Vs bien pudiese ser explicado principalmente por un contacto litológico. Sin embargo, tal transición pierde rapidez justo en longitudes donde se correlaciona espacialmente con las fallas del Cerro de La Sal, de igual vergencia que la anomalía.

El yacimiento La Coipa, ubicado hacia la longitud 473.000 E, también está emplazado en una zona sin mayores variaciones del Vp/Vs.

En el perfil P3 (Figura 3.12) esta anomalía positiva de la derivada del Vp/Vs también está presente casi en las mismas longitudes, aunque con una menor intensidad (zona azul con vergencia oeste). La transición de los valores de la derivada bien pudiesen explicarse mediante un contacto litológico, pasando desde valores altos (zonas azules), representando cambio a valores Vp/Vs más bajos – correlacionándose espacialmente con los intrusivos hipabisales del Mioceno medio – hacia valores intermedios (zonas verdes) y nulos (zonas amarillas), donde la

anomalía de bajo Vp/Vs ya se ha normalizado – correlacionándose con los eventos volcánicos que conformaron al Volcán Copiapó durante el Oligoceno-Mioceno inferior.

En el caso de La Pepa, está emplazado sobre valores de derivada del Vp/Vs cercanos a nulos, mientras que el cluster de yacimientos Marte, Lobo, Valy y Escondido está emplazado en una zona con valores de derivada intermedios. Es interesante observar además que tanto la Pepa como el cluster de pórfidos auríferos están conectados a núcleos de anomalías positivas de la derivada del Vp/Vs con una vergencia oeste en ambos casos.

En el perfil P4 (Figura 3.13) se observa que las tasas de cambio del Vp/Vs son menores que en los perfiles ubicados más al norte en la franja, aunque los dos núcleos siguen siendo destacados y con una vergencia también oeste desde la superficie.

La anomalía positiva que se observa en profundidad, a longitudes cercanas a donde se ubica el yacimiento Refugio, llega hasta la superficie asociada espacialmente a los eventos magmáticos del Volcán La Laguna ocurridos durante el Mioceno inferior a medio, de gran extensión en la superficie.

La segunda anomalía positiva, ubicada al este de la primera, aparece conectada espacialmente hacia la superficie con complejos volcánicos y volcanes (Volcán Dos Hermanas) del Mioceno superior, principalmente lavas de composición andesítico-basáltica a andesítica silíceas. Estas composiciones más básicas a intermedias podrían explicar el por qué las tasas de cambio del Vp/Vs a estas latitudes son menores que en la parte norte de la franja. En superficie también se observa un comportamiento más bien frágil, dados los plegamientos que afectan a las secuencias del Oligoceno (Estratos de Río Nevado).

En cuanto al yacimiento Refugio, se localiza en una zona donde el Vp/Vs es bastante homogéneo en su vecindad.

El perfil P5 (Figura 3.14) muestra las dos anomalías positivas bastante menos intensas que en los perfiles anteriores.

La anomalía que está localizada en profundidad, debajo del yacimiento Cerro Casale y con vergencia oeste, aparece correlacionada espacialmente con los eventos magmáticos del Mioceno inferior-medio que dieron origen a la mineralización aurífera de Cerro Casale: pórfidos dioríticos cuarcíferos a granodioríticos. Estas composiciones intermedias, al igual que en el perfil P4, explicarían las tasas de cambio del Vp/Vs más bajas que en el norte de la franja. Además, la anomalía está conectada hacia niveles superficiales con la falla Río Nevado, normal y con vergencia oeste, haciendo sentido con la orientación de la anomalía positiva.

Más al este, es difícil correlacionar la segunda anomalía positiva con eventos en superficie, ya que escapa de la zona de estudio, pero es interesante observar que la falla Quebrada Seca, normal y de vergencia este, conversa bien con las características de la anomalía, que al nivel de 0 m.s.n.m. posee una saliente con la misma vergencia.

En cuanto al yacimiento Cerro Casale, se localiza en una zona donde el Vp/Vs es bastante homogéneo en su vecindad.

5. CONCLUSIÓN

El presente trabajo de investigación logró establecer una correlación entre los tipos de depósitos minerales auríferos que hospeda la franja de Maricunga y las anomalías de bajo Vp/Vs halladas en la tomografía sísmica. Mientras que los epitermales oro-plata de alta sulfuración de la zona norte de la franja están localizados justo encima de la anomalía, con valores Vp/Vs en el rango 1.70-1.72, los de tipo transicional y pórfidos auríferos del centro y sur de la franja están localizados en una zona más bien transicional hacia mayores valores del Vp/Vs, en el rango 1.73-1.76.

La interpretación litológica, usando los valores Vp y Vs observados en el modelo 3D de velocidades y los estudios experimentales de Christensen (1996) y Brocher (2005), hace sentido en relación a las rocas más comúnmente asociadas a la génesis de depósitos tipo pórfido: rocas intrusivas de composición intermedia a félsica. Mientras que las anomalías de bajo Vp/Vs a 6-7 km de profundidad, que representarían las paleo-cámaras magmáticas asociadas a la génesis de los depósitos minerales de la franja, de la zona norte estarían asociadas a una composición intermedia a félsica (tonalita, granodiorita y granito), las de la zona sur estarían asociadas a composiciones intermedias (diorita).

La interpretación anterior se validó con la geología de superficie en la zona de estudio: la Hoja Salar de Maricunga 1:100.000 (26°30' – 27°00' S; 69°00' – 69°30' O), la Carta Laguna del Negro Francisco 1:100.000 (27°00' – 27°30' S; 69°00' – 69°30' O) y la Carta Geología del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche 1:100.000 (27°30' – 28°00' S; 69°30' hasta límite con Argentina).

Los resultados de esta validación fueron positivos, mostrando de manera general que la tomografía sísmica sí revela una variación composicional de norte a sur, estudiando las características de las anomalías de bajo Vp/Vs observadas en el subsuelo.

Particularmente, en el perfil P1 ubicado 6 km al norte del Yacimiento Esperanza, los domos riódacíticos observados en superficie hacen sentido con la interpretación que se hace a partir de la anomalía de bajo Vp/Vs en profundidad, que sugiere cuerpos intrusivos de composición tonalítica (equivalente intrusivo de la dacita).

Más al sur, el perfil P2 que pasa por La Coipa, las tobas y domos riódacíticos así como los pórfidos dacíticos (asociados a la mineralización aurífera) observados en superficie, hacen completo sentido con la interpretación que se hace a partir de la anomalía de bajo Vp/Vs, que sugiere intrusivos en profundidad de composición entre granítica (equivalente intrusivo de la riolita) y granodiorítica (equivalente intrusivo de la dacita).

En el perfil P3, para el caso de La Pepa, los domos dacítico-andesíticos, las brechas de explosión y flujos piroclásticos dacíticos también hacen sentido con la interpretación que se hace en este trabajo, la cual sugiere cuerpos intrusivos en profundidad de composición entre granítica (equivalente intrusivo de la riolita) y granodiorítica (equivalente intrusivo de la dacita). Para el caso de los pórfidos auríferos (Marte, Lobo, Valy, Escondido) localizados más al este, los pórfidos dacíticos observados en superficie conversan bien con lo interpretado en este trabajo, el cual sugiere cuerpos intrusivos en profundidad de composición tonalítica (equivalente intrusivo de la dacita) a granítico-granodiorítico (equivalente intrusivo de la riódacita).

En el perfil P4, pasando por Refugio, los intrusivos hipabisales correspondientes a dacitas, dioritas cuarcíferas y andesitas también validan la interpretación en este trabajo, la cual sugiere cuerpos intrusivos de composición diorítica (equivalente intrusivo de la andesita).

En el extremo sur de la franja, en el perfil P5 que pasa por Cerro Casale, los pórfidos auríferos correspondientes a dioritas cuarcíferas y granodioritas también conversan bien con la interpretación en profundidad, sugiriendo cuerpos intrusivos de composición diorítica (equivalente intrusivo de la andesita).

En el caso de las anomalías de alto Vp/Vs, no se observan de gran intensidad en la zona de estudio, aunque si se aprecian incipientes anomalías, principalmente al este de la franja de Maricunga, fuera de la zona de estudio y que se sugiere investigar para establecer o no una correlación con fallas regionales.

Finalmente, en este trabajo se calculó y analizó la derivada del Vp/Vs como una nueva variable, de mayor sensibilidad, para correlacionar con eventos magmáticos y estructuras geológicas a nivel local y regional. En general, se detecta una anomalía positiva, en la parte oriental de la franja de Maricunga y con vergencia oeste, que disminuye su intensidad hacia el sur. Se destaca que precisamente en la parte norte, donde la anomalía es más intensa, el dominio estructural es NNW, mientras que hacia el sur donde la anomalía se debilita, el dominio estructural es NNE. En particular, a nivel superficial todos los yacimientos auríferos de la franja de Maricunga se localizan en zonas con valores Vp/Vs más bien homogéneos, sin altas tasas de cambio; sin embargo, en el caso de los yacimientos La Pepa y el clúster de pórfidos Marte-Lobo-Escondido-Valy, ambos están conectados en profundidad a zonas con muy altos cambios de Vp/Vs.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. and Lee, W.H.K. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous initial model. *Journal of Geophysical Research* 81. <https://doi.org/10.1029/JB081i023p04381>
- Almandoz, G., Zullinger, G., y Marquez-Zavalía, F. 2005. Altar: Mineralización de alta sulfuración vinculada a un sistema de pórfiro cuprífero, San Juan, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 369-376.
- Ammann, C.; Jenny, B.; Kammer, K.; Messerli, B. 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29° S). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 172: 313-326.
- Arévalo, C. 1995. Mapa Geológico de la Hoja Copiapó. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No. 8, escala 1:100.000. Santiago.
- Arias, L. 1984. Geología y perspectivas económicas del área comprendida entre los ríos Rocín e Hidalgo, Provincia de San Felipe de Aconcagua. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 104 p., Santiago.
- Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C.; Fernández, R. 2006 Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert region (25-28°S) Northern Chile. *Tectonics* 25: TC4001. doi: 10.1029/2005TC001923
- Audétat, A., Simon, A. (2012). Magmatic Controls on Porphyry Copper Genesis. Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 16, pp. 553-572.
- Barazangui, M., y Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South América. *Geology* 4: 686-692.
- Bertens, A., Clark, A.H., Barra, F., y Deckart K. 2006. Evolution of the Los Pelambres – El Pachón porphyry copper-molybdenum district, Chile/Argentina. 11º Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2: 179-181.
- Bertrand, G., Guillou-Frottier, L. and Loiselet, C. (2014). Distribution of porphyry copper deposits along the western Tethyan and Andean subduction zones: Insights from a paleotectonic approach. *Ore Geology Reviews*. 60. 174-190.
- Bissig, T.; Lee, J.K.; Clark, A.H.; Heather, K.B. 2001. The Cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean Flat-Slab Region: New ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) Belt, 29°20'-30°30'S. *International Geology Review* 43(4): 312-340.
- Bissig, T.; Riquelme, R. 2009. Contrasting landscape evolution and development of supergene enrichment in the El Salvador porphyry Cu and Potrerillos-El Hueso Cu-Au districts, Northern Chile. Society of Economic Geologists, Special Publication 14: 59-68.
- Blanco, N., Tomlinson, A., Mpodozis, C., Pérez de Arce, C. y Mathews, S. 2003. Formación Calama, Eoceno, II Región de Antofagasta (Chile) Estratigrafía e implicancias tectónicas. 10º Congreso Geológico Chileno (Concepción), Sesión Temática 3, CD Rom.

- Boric, R., Díaz, F. y MaksaeV, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Boletín 40, 246 p., Santiago.
- Brocher, T. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 95. 2081 - 2092. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050077>
- Brown, A.J.; Rayment, B. 1991. Refugio gold project, Chile. *Mining Magazine* 165: 306-312.
- Brüggen, J. 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar: 510 p. Santiago de Chile.
- Brzovic, A. 1992. Geología del área de la quebrada de Chañaral Alto y sus alrededores, Región de Atacama. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 183 p. Santiago.
- Bugueño, F., Calle-Gardella, D., Comte, D., Reyes-Wagner, V., Ojeda, M., Rietbrock, A., and Roecker, S. (2022). Subsurface Insights of the Maricunga Gold Belt through Local Earthquake Tomography. *Minerals*, 12 (11), 1437.
- Cáceres, M. 2015. Nuevos antecedentes geocronológicos del Distrito Casale, sur de la Franja Maricunga, Región de Atacama, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No 14, Actas 2: 44-47*. La Serena.
- Camus, F. 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. CODELCO-SERNAGEOMIN-Sociedad Geológica de Chile, 267 p., Santiago.
- Cecioni, A.J.; Dick, L.A. 1992. Geología del yacimiento epitermal de oro y plata Can Can, Franja de Maricunga, Precordillera de Copiapó, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 1, p. 3-18.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y 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* 15: 117-139.
- Charrier, R., Pinto, L, y Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society: 21-114, Londres.
- Charrier, Reynaldo, Farias, Marcelo y MaksaeV, Victor. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 65. 05-35.
- Chen, H.; Hollings, P.; Cooke, D.; Gemmell, B. 2010. Lithocap and porphyritic alteration and mineralization in the Cerro Casale District, Chile: implications for exploration. AMIRA/CODES P765A Final Sponsors Meeting, 32p.
- Christensen, N. 1996. Poisson's Ratio and Crustal Seismology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. B2, 1996, pp. 3139-3156.

- Cisternas, M.E. 1977. Estudio geológico del flanco occidental de la Cordillera Claudio Gay; sector de La Ola, al sur de Pedernales (26°30'S) II Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 152 p.
- Clark, A.H.; Mayer, A.E.S.; Mortimer, C.; Sillitoe, R.H.; Cooke, R.U.; Snelling, N.J. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature* 215(5102): 723.
- Clavero, J.; Mpodozis, C.; Gardeweg, M. 1997. Mapa Geológico del Area del Salar de Wheelwright (Versión Preliminar, Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000, Santiago.
- Clavero, J.; Gardeweg, M.; Mpodozis, C. 1998. Mapa Geológico Preliminar del área de Salar de Piedra Parada, Región de Atacama (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000, Santiago.
- Comte, D.; Farías, M.; Calle-Gardella, D.; Navarro-Aránquiz, A.; Roecker, S.; Rietbrock, A. Analysis of the Aftershocks of the Mw 6.7 19 January 2019 Coquimbo-La Serena Earthquake: Implications for Wedge Dynamics and Intraplate Deformation. In Proceedings of the AGU Fall Meeting, Virtual Conference, Washington, DC, USA, 1–17 December 2020. abstract #T048-0002.
- Comte, D.; Farías, M.; Calle-Gardella, D.; Navarro-Aránquiz, A.; Roecker, S.; Rietbrock, A. Anomalous Intraslab Structure Revealed by the Analysis of Aftershocks of the Mw 6.7 Coquimbo-La Serena Earthquake of 20 January 2019. *Tectonophysics*, 2022; submitted.
- Cornejo, P. 2010. Geología Distrital Prospectos Cacique y Cerro Bayo N, Franja Maricunga. Informe inédito para Minera Yamana Chile SpA, 16 p.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramírez, C.F.; Tomlinson, A. 1993. Estudio Geológico de la región de El Salvador y Potrerillos. Servicio Nacional de Geología y Minería CODELCO. Informe Registrado. No. 1,250 p. Santiago.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C. 1994. Estratovolcanes y domos coalescentes del Oligoceno superior-Mioceno inferior en la Franja de Maricunga: Los sistemas Cerros Bravos-Esperanza y La Coipa. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 1: 13-17. Concepción.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C. 1996. Geología de la Región de Sierra Exploradora (Cordillera de Domeyko 25°-26° S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-96-09, 330 p., 9 mapas escala 1:50.000, Santiago.
- Cornejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C., Tomlinson, A.J., Rivera, O., and Fanning, C.M., 1997. El Salvador, Chile, porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronological framework. *International Geology Review*, V. 39, p. 22-54.
- Cornejo, P., Mpodozis, C. y Tomlinson, A.J. 1998. Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Mapas Geológicos (escala 1:100,000) 7.
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez C. 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). 10º Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD Rom.

- Cornejo, P., Mpodozis, C., Rivera, O. y Matthews, S.J. 2006. Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica (escala 1:100.000).
- Cortez, N. 2015. Estimación de Reservas en Cordón Maricunga, Informe interno, Kinross, 21 p.
- Darwin, C. 1846. Geological Observations on South America. Smith, Elder and Co., London: 279 p.
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J.K. y Fanning, M. 2005. Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, Central Chile: Implications of an integrated U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ database. *Economic Geology* 100: 905-934.
- Deckart, K. y Godoy, E. 2006. Barren igneous intrusives in the Central Andes: U/Pb geochemistry and Nd-Hf isotope geochemistry. 5^o South American Symposium on Isotopic Geology (Montevideo), Resúmenes: 349-351.
- Farías, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis Doctoral, Universidad de Chile y Université de Toulouse III, (inédito), 194 p., Santiago y Toulouse.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A. y Fock, A. 2009. Crustal-scale structural architecture in Central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building, *Tectonics*. 29.
- Farmer, G.L. 2007. Continental Basaltic Rocks. *Treatise on Geochemistry*. 3. 85-121. 10.1016/B0-08-043751-6/03019-X.
- Flores, R. 1993. Geología del pórfido aurífero Verde, proyecto Refugio, Tercera Región, Chile. *Andean Geology* 20: 57-69.
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment: *Economic Geology*, v. 94, p. 1193–1211.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. Sociedad Geológica de Chile, Symposium sobre el Geosinclinal Andino, 138 p. Santiago.
- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J. y Hérail, G. 2004. Hoja Arica, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile 84: 150 p.
- Gardeweg, M. y Ramírez, C.F. 1985. Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile (escala 1:250,000) 66, 89 p.
- Gardeweg, M.; Mpodozis, C.; Clavero, J. 1997. Mapa Geológico de la Hoja Nevado Ojos del Salado (Versión Preliminar, Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000. Santiago.
- Giambiagi, L., Ramos, V.A., Godoy, E., Álvarez, P.P. y Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics* 22(4): 1041.
- Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, V. 70, N°5, pp. 857-912.

- Gustafson, L.B., and Quiroga, J., 1995. Patterns of Mineralization and Alteration below the Porphyry Copper Orebody at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, V. 90, pp. 2-16.
- Gutscher, M.A. 2002. Andean subduction and their effect on the thermal structure and interpolate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 3-10.
- Harrington, H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces of northern Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 45, No. 2, p. 169-197.
- Haschke, M., Siebel, W., Günther, A. y Scheuber, E. 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°-26°S). *Journal of Geophysical Research* 107(B1 2019): ECV 6-1-18 [DOI: 10.1029/2001JB000328].
- Henley, R.W., and McNabb, A., 1978, Magmatic vapor plumes and groundwater interaction in porphyry copper emplacement: *Economic Geology*, v. 73, p. 1–20.
- Hildreth, W., and Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455–489.
- Hollings, P., Cooke, D., Clark, A., 2005. Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in Central Chile: implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization. *Econ. Geol.* 100, 887–904.
- Iriarte, S.; Arévalo, C.; Mpodozis, C. 1999. Hoja La Guardia, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos N°13, Escala 1:100.000. Santiago.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93(B4): 3211-3231.
- Iwamori, H., 1998, Transportation of H₂O and melting in subduction zones: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 65–80.
- Jaime-Jara, P.; Rodríguez, M.; Baxter, P. 2006. Mineralogía y Termometría del sistema de vetillas del Prospecto Quebarda Seca, Franja de Maricunga, III Región de Atacama, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 11, Actas 2: 283-286. Antofagasta.
- Jensen, O. 1976. Geología de las nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°20' de latitud Sur, provincia de Atacama, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 249 p.
- Jiménez, N., Vargas-Mattos, G., Santiváñez, R., Ballón, P. y Geraldés, M.C. 2008. Neogene arc volcanism of the Bolivian Andes: A review of the chronology and the geochemical characteristics. 4º Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados, En Leitao, B., Braz, F, y Andersao de Souza, I. (eds.) 4º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Asociados, Anais CDROM, Foz do Iguaçu.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Kay, S.; 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(1): 39-57.

- Kay, S.; Maksaev, V.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere; Midlate Tertiary magmatism in Chile (29-30.5°S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.
- Kay, S.; Mpodozis, C.; Ramos, V.; Munizaga, F. 1991. Magma source variations for Mid-Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28°- 33°S). In *Andean Magmatism and its Tectonic setting* (Hannon, A.S.; Rapela, C.w.; editors). Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137.
- Kay, S.M.; Coira, B.; Viramonte, J. 1994. Young mafic backarc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, p. 24323-24339.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1994. Late Cenozoic evolution of the Southern CVZ (26°- 28°S): A case of Progressive crustal thickening and lithospheric thinning. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1372-1377. Concepción.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Tittler, A.; Cornejo, P. 1994. Tertiary Magmatic Evolution of the Maricunga Mineral Belt in Chile. *International Geology Review*. Vol. 36. No. 12. p. 1079-1112.
- Kay, S.M. y Kurtz, A. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. CODELCO-Chile, (inédito), 180 p., Santiago.
- Kay, S.M. y Abbruzzi, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30° and 32°S. *Tectonophysics* 259: 15-28.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). En Skinner B.J. (ed.) *Geology and ore deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publications 7: 27-59.
- Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117: 67-88.
- Kay, S.; Mpodozis, C.; Gardeweg, M. 2013, Magma sources and tectonic setting of Central Andean andesites (25.5 - 28°S) related to crustal thickening, forearc subduction erosion and delamination. Gómez-Tuena, A., Straub, S. M. & Zellmer, G. F. (eds) *Orogenic Andesites and Crustal Growth*. Geological Society of London, Special Publications, 385, <http://dx.doi.org/10.1144/SP385.11>.
- Kent, A.J.R., Darr, C., Koleszar, A.M., Salisbury, M.J., and Cooper, K.M., 2010. Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering: *Nature Geoscience*, v. 3, p. 631–636.
- Kimura, J.-I., Hacker, B.R., van Keken, P.E., Kawabata, H., Yoshida, T., and Stern, R.J., 2009, Arc basalt simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 10, p. doi: 10.1029/2008GC002217.
- King, A.A. 1992. Magmatism, Structure and Mineralization in the Maricunga Belt. N Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of London: 395 p.
- Kouzmanov, K., Pokrovski, G. 2012. Hydrothermal Controls on Metal Distribution in Porphyry Cu (-Mo-Au) Systems. In: *Special Publication of the Society of Economic Geologists*, vol. 16. p. 573–618.

- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R. y Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile* 24(1):75-90.
- Maksaev, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29-31° S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Andean Geology* 21: 11-51.
- Maksaev, V; Zentilli, M. 1988. Marco metalogénico regional de los megadepósitos de tipo pórfido cuprífero del norte grande de Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas 1: B109-B131. Santiago.
- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of the major porphyry copper deposits. Tesis doctoral, Dalhousie University, 544 p., Halifax.
- Maksaev, V. 2001. Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J. y Zentilli, M. 2004. New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U/Pb, 40Ar/39Ar, Re/Os and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. En Sillitoe, R.H., Perelló, J. y Vidal, C.E. (eds.) *Andean Metallogeny: New discoveries, Concepts, Update*, Society of Economic Geologists, Special Publication 11: 15-54.
- Malehmir, A.; Urosevic, M.; Bellefleur, G.; Juhlin, C.; Milkereit, B. (2012). Seismic methods in mineral exploration and mine planning—Introduction. *Geophysics*. 77. WC1-WC2. <http://dx.doi.org/10.1190/2012-0724-SPSEIN.1>
- March, W.S.Jr., 1935. Ore Deposits at Potrerillos, Chile. XVI International Geological Congress, Copper Resources of the World, V. 2, Washington, pp. 485-500.
- Marsh, T.M., Einaudi, M.T., and McWilliams, M.O., 1997. 40Ar/39Ar Geochronology of Cu-Au and Au-Ag Mineralization in the Potrerillos District, Chile. *Economic Geology*, V. 92, p. 784-806.
- Martcorena, L.; Tapia, I. 1981. Geología, facies y bioestratigrafía del área de la mina Potrerillos. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 244p. Santiago.
- Martínez, F.; Peña, M.; Arriagada, C. 2015. Geología de las áreas Iglesia Colorada-Cerro del Potro y Cerro Mondaquita, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°179-180, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Martínez, F.; Parra, M.; Arriagada, C.; Mora, A.; Bascuñán, S.; Peña, M. 2017. Late Cretaceous to Cenozoic deformation and exhumation of the Chilean Frontal Cordillera (28°-29°S), Central Andes. *Journal of Geodynamics* 111: 31-42.
- Maydagán, L., Impiccini, A. y Franchini, M.B. 2008. El pórfido de Cu-Au El Altar (31°29'S-70°28'O), SO de San Juan: correlación entre alteración, mineralización y geoquímica a lo largo del sondeo ALD-1. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 2: 633-634.
- Mercado, M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile N°56: 73 p.
- Mineral Properties. 2017. <http://www.mineralproperties.cl>.

- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 129, p. 505-526.
- Moscoso, R.; Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el norte chico de Chile (28°-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Andean Geology* 15(2): 151-166.
- Moscoso, R.; Cuitiño, L.; MaksaeV, V.; Koeppen, R. 1992. El Complejo Cerros Bravos: Marco volcanológico para la alteración y mineralización en la Franja de Maricunga, Copiapó, Chile. In Seminario-Taller, Procesos Formadores de Depósitos Epitermales de Metales Preciosos, Resúmenes Expandidos p.53-64. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- Mpodozis, C.; Allmendinger, R.; Jordan, J. 1991. La zona del Nevado de Jotabeche y Laguna del Negro Francisco: Evolución tectónica y volcánica de la extremidad meridional del Altiplano chileno. In Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas: 91-95. Viña del Mar.
- Mpodozis, C.; Marinovic, C.; Smoje, I. 1993. Eocene left lateral strike-slip faulting and clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, west of Salar de Atacama, Northern Chile. In Second International Symposium on Andean Geodynamics, Proceedings, p. 195-198. Editions de l'Orstom. Paris.
- Mpodozis, C.; Tomlinson, A.J.; Cornejo, P. 1994. Acerca del control estructural de intrusivos eocenos y pórfidos cupríferos de la Región de Potrerillos-El Salvador. In Congreso Geológico Chileno No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1596-1600. Concepción.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M. y Tittler, A. 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 21(2): 273-313.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Gardeweg, M.; Coira, B. 1996. Geología de la Región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27°S): Implicancias de la migración hacia el este del Frente Volcánico Cenozoico Superior. In Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas, Vol. 3, p. 539-548. Buenos Aires.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Gardeweg, M. 1997. Geología de la región de Valle Ancho, Catamarca, Argentina: Una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los Andes Centrales. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 3, p. 1689-1693. Antofagasta.
- Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T. y Gardeweg, M.C. 2000. Estratigrafía y deformación del Cenozoico tardío en la región norte de la cuenca del Salar de Atacama: La zona de Vilama-Pampa Vizcachitas. 9º Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 2: 598-603.
- Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C.; Ribba, L.; Arévalo, C. 2010. Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. Serie Preliminar N°7 (1). Escala 1:250.000.
- Mpodozis, C., Iriarte, S., Gardeweg, M., Valenzuela, M. 2012. Carta Laguna del Negro Francisco. Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Mapas Geológicos (escala 1:100,000) 145.
- Mpodozis, C., Clavero, J., Quiroga, R., Droguett, B., Arcos, R. 2018. Carta Geología del Área Cerro Cadillal – Cerro Jotabeche. Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Mapas Geológicos (escala 1:100,000) 200.

- Mpodozis, C.; Clavero, J. 2002. Tertiary tectonic evolution of the southwestern edge of the Puna Plateau: Cordillera Claudio Gay (26°-27°S), Northern Chile. *Proceedings V IRD-ISAG*, p. 445-448. Toulouse.
- Müller, G.; Perelló, J. 1982. Geología regional y bioestratigrafía del Jurásico marino al occidente del Salar de Pedernales (26°15'-26°24'S, 69°15'-69°30'W). Región de Atacama, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 316 p. Santiago.
- Muntean, J.L. 1998. Magmatic-hydrothermal gold deposits of the Maricunga belt, northern Chile: Ph.D. Unpublished dissertation, Stanford, California, Stanford University, 400 p.
- Muntean, J.L.; Einaudi, M.T. 2000. Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology* 95: 1445-1472.
- Muntean, J.L.; Einaudi, M.T. 2001. Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology* 96: 743-772.
- Muzzio, G. 1980. Geología de la región comprendida entre el Cordón de Varillar y Sierra Las Vizcachas, Precordillera de Copiapó, Chile. Memoria de Título (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología: 176 p.
- Nalpas, T.; Dabard, M.P.; Ruffet, G.; Vernon, A.; Mpodozis, C.; Loi, A.; Hérial, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control. *Tectonophysics* 459 (1-4): 61-173.
- Naranjo, J.A. y Cornejo, P. 1992. Hoja Salar de la Isla. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile (escala 1:250.000) 72.
- Nasi, C.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1990. Hoja Guanta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°67: 141 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Navarro-Aránquiz, A.; Comte, D.; Rodriguez, M.; Roecker, S.; Calle-Gardella, D.; Reyes-Wagner, V.; Farías, M.; Rietbrock, A. Seismic Tomography in the Chilean Pampean Flat-Slab Segment: Latitudinal Differences in the Double Seismic Zone and their Relationship with Low Coupling Zones. In *Proceedings of the AGU Fall Meeting, Chicago, IL, USA, 12–16 December 2022*; American Geophysical Union (AGU): Washington, DC, USA, 2022.
- Niemeyer, H. 1999. Nuevos datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo en Quebrada del Carrizo, Precordillera de la Región de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26: 159-174.
- Nystrom, J., Parada, M.A. y Vergara, M. 1993. Sr-Nd isotope composition of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile, A trend towards a MORB signature and a reversal with time. 2° International Symposium on Andean Geodynamics (Oxford) (ISAG), Editions ORSTOM: 21-23.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D., y Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *Geological Society of America Bulletin* 115(12): 1523-1537.
- Olson, S. 1983. Geology of the Potrerillos district, Atacama, Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), Stanford University, 204 p. Stanford, California.

- Olson, S.F., 1989. The Stratigraphic and Structural Setting of the Potrerillos porphyry copper district, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, V. 16, Nº 1, pp. 3-30.
- Ortúzar, J. 2006. Geología del prospecto Novicio, alta cordillera, 5a, Región, Chile Central. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 87 p.
- Oviedo, L.; Fuster, N.; Tschischow, N.; Ribba, L.; Zuccone, A.; Grez, E. 1991. General geology of La Coipa precious metal deposit, Atacama, Chile. *Economic Geology*, Vol. 86, No. 6, p. 1287-1300.
- Oyarzún, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I., y Rivera, S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in Northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita* 36: 794-798.
- Palacios, C.; Hérail, G.; Townley, B.; Maksaev, V.; Sepúlveda, F.; de Parseval, P.; Rivas, P.; Lahsen, A.; Parada, M.A. 2001. The composition of gold in the Cerro Casale gold-rich porphyry deposit, Maricunga belt, northern Chile. *Canadian Mineralogist* 39(3): 907-915.
- Palma, G. 2014. Caracterización de la litología, alteración y mineralización del cluster de pórfidos Au-Cu Luciano, Distrito Minero Casale, III Región de Atacama, Chile. Memoria de título. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 213 p.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248.
- Priesmeyer, S.T. y Sim, R.C. 2006. Technical report on the Vizcachitas property, Región V, Chile. Report 887, (inédito), A.C.A. Howe International Limited Canada for Global Copper Corporation (Toronto), 97 p.
- Quirt, G.S. 1972. A potassium-argon geochronological investigation of the Andean Mobile Belt of north-central Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), Queen's University, 234p. Kingston, Canada.
- Ramos, V.A. 1996. Los Recursos Minerales. En Ramos, V. (ed.) *Geología de la Región del Aconcagua*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24: 461-470.
- Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Reich, M., Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. y Lehmann, B. 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile. *Mineralium Deposita* 38: 876-885.
- Reubi, O., and Blundy, J., 2009, A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites: *Nature*, v. 461, p. 1269–1273.
- Reutter, K.J. 1974. Entwicklung und Bauplan de chilenische Hochkordiller im Bereich 29°S südlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paläontologie* 46(2): 153-178.
- Reutter, K.-J., Scheuber, E. y Helmcke, D. 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of Northern Chile. *Geologische Rundschau* 80: 135-153.
- Richards, J. 2002. Discussion of "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism" by Oyarzun et al. (*Mineralium Deposita* 36: 794-798, 2001): *Mineralium Deposita* 37: 788-790.

- Rossel, P.; Oliveros, V.; Ducea, M.N.; Charrier, R.; Scaillet, S.; Retamal, L.; Figueroa, O. 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179: 211-230.
- Salazar, E.; Coloma, F. 2016. Geología de área de Cerros de Cantaritos-Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°181: 171p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Schodde, R. (2011). Recent trends in Australian exploration. AMEC Convention 2011, Perth, Australia.
<https://minexconsulting.com/wp-content/uploads/2019/04/Australian-Discovery-Performance-MinEx-UPDATED-June-2011.pdf>
- Schellart, W.P., 2005. Influence of the subducting plate velocity on the geometry of the slab and migration of the subduction hinge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 231, 197–219.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M.J., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.C., 2005, Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 251–298.
- Segerstrom, K. 1959. Cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile N°1, 33 p., 2 mapas. Santiago de Chile.
- Segerstrom, K. 1968. Geología de las hojas de Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas 24, 58 p. Santiago de Chile.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry type mineralization in the Argentinean Andes. *Economic Geology* 72: 99-109.
- Sillitoe, R.H.; Gappe, I.M. 1984. Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics. United Nations ESCAP, CCOP Technical Publication 14: 89 p.
- Sillitoe, R.H.; McKee, E.H.; Vila, T. 1991. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, northern Chile: *Economic Geology* 86: 1261-1270.
- Sillitoe, R.H. y Perelló, J. 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, Metallogeny, exploration, and discovery. En Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R., Richards, J. (eds.) *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume (1905-2005)*, Society of Economic Geologists Inc., 845-890, Littleton.
- Sillitoe, R.; Tolman, J.; Van Kervoort, G. 2013. Geology of the Caspiche Porphyry Gold-Copper Deposit, Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology* 108(4): 585-604.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 211-215.
- Stern, C.R. y Skewes, M.A. 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22(2): 261-272.
- Stern, C.R. y Skewes, M.A. 2005. Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in Central Chile: Role of ridge subduction, decreased subduction angle, subduction erosion, crustal thickening, and long-lived, batholith-size, open-system magma chambers. En Porter, T.M. (ed.)

- Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A global perspective PGC Publishing 1: 65-82, Adelaide.
- Stern, C.R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L., Naranjo, J.A., Parada, M.A. y Skewes, M.A. 2007. Chilean volcanoes. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society, 147-178, London.
- Tassara, A. 1997. Geología del Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-97-10, 30 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. MA, Blackwell Science, Cambridge (211 pp.).
- Tilley, W.A.; Smith, L.B. 2006. Cerro Casale Project, north Chile NI 43-101 Technical Report, AMEC, 199 p.
- Tomlinson, A.J; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramírez, C.F. 1993. Structural Geology of the Sierra Castillo-Agua Amarga Fault Zone System, Cordillera Occidental Chile, El Salvador-Potrerillos. In International Symposium on Andean Geodynamics, No. 2, Proceedings, p. 259-262. Oxford, U.K.
- Tomlinson, A.J.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramírez, C.F.; Dimitru, T. 1994. El sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: transpresión sinistral eocena en la Cordillera de Potrerillos-El Salvador. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1459-1463, Concepción.
- Tomlinson, A.J.; Cornejo, P.; Mpodozis, C. 1997. Mapa Geológico de la Hoja Potrerillos, Región de Atacama, (Versión Preliminar, Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000. Santiago.
- Tomlinson, A., Cornejo, P. y Mpodozis, C. 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Mapas Geológicos (escala 1:100.000) 14, 33 p.
- Toro, J.C., Ortúzar, J., MaksaeV, V., Barra, F. y Zamorano, J. 2006. Cronología de un nuevo clúster en la franja de pórfidos cupríferos del Mioceno de Chile central. 11º Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2: 367-370.
- Tosdal, R.M., Richards, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. In: Richards, J.P., Tosdal, R.M. (Eds.), *Structural controls on ore genesis: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 14, pp. 157–181.
- Vargas-Otte, J. M., Comte, D., and Roecker, S. W., “Application of Local Earthquake Tomography to Greenfield Discovery of Subduction-Related Mining Deposits”, vol. 2020, 2020. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2020AGUFMNS0010011V/abstract>
- Vila, T. y Sillitoe, R.H. 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology* 86: 1238-1260.
- Vila, T. 1991. Epithermal silver-gold mineralization at the Esperanza area, Maricunga Belt, high Andes of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 7, p. 37-54.
- Villela, D. and Cantallopis, J. (2016) Franjas metalogénicas de los Andes Centrales: blancos clave para la exploración minera. Comisión Chilena del Cobre, Dirección de Estudios y Políticas Públicas.

[https://www.cochilco.cl/Listado%20Temtico/Franjas metalog%C3%A9nicas de Los Andes Centrales-Post Validaci%C3%B3n Completo.pdf](https://www.cochilco.cl/Listado%20Temtico/Franjas%20metalog%C3%A9nicas%20de%20Los%20Andes%20Centrales-Post%20Validaci%C3%B3n%20Completo.pdf)

- Von Hillebrandt, A. 1980. Paleozoografía del jurásico marino (Lías hasta Oxfordiano) en Suramérica. In *Investigación Científica en Latinoamérica de la Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG)* (Zeil, W.; editor), 123-134.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. y Sellés, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15:23-38.
- Yáñez, G., Pardo, M., Comte, D., Rivera, O., Farías, M., Vera, E., Baeza, L. y Monfret, T. 2007. Damage zone and the occurrence of World-class porphyry copper deposits in the active margin of Chile: evidences from natural seismicity experiments. *Geosur (Santiago)*: 176.
- Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1: 123-148.
- Zentilli, M. 1974. Geological evolution and metallogenetic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° south. Ph.D. Thesis (Unpublished), Queen's University, 460p. Kingston, Canada.
- Zentilli, M.; Stark, A.; Reynolds, P.H.; Mulja, T.; Walker, J.A.; Ulriksen, C. 1991. Native Sulphur Deposits as The Crown of Epithermal Systems?- Isotopic and Geochronological Data On The Copiapó Complex, Maricunga, Northern Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas: 616-620. Viña del Mar.
- Zurita, E., Muñoz, N., Charrier, R., Harambour, S. y Elgueta, S. 2000. Madurez termal de la materia orgánica de la Formación Abanico = Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central: resultados e interpretación. 9º Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 1: 726-730.



Article

Subsurface Insights of the Maricunga Gold Belt through Local Earthquake Tomography

Felipe Bugueño ¹, Daniela Calle-Gardella ^{2,*}, Diana Comte ^{2,3}, Valentina Reyes-Wagner ², Marcia Ojeda ², Andreas Rietbrock ⁴ and Steven Roecker ⁵

¹ Departamento de Geología, Facultad Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8370451, Chile

² Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Santiago 8370451, Chile

³ Departamento de Geofísica, Facultad Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8370449, Chile

⁴ Geophysical Institute, Department of Physics, Karlsruhe Institute of Technology, 76131 Karlsruhe, Germany

⁵ Earth and Environmental Sciences, School of Science, Rensselaer Polytechnic Institute, Troy, NY 12180, USA

* Correspondence: daniela.calle@amtc.cl

Abstract: With the advancement of the use of geophysical methods in mining exploration, the possibility of restudying known mineral deposits that could have greater potential than that previously estimated is opening up, as is the case in the Maricunga Belt (MB), which is a metallogenic belt located east of Copiapó, Chile, with a length of 200 km and oriented in the NNE-SSW direction. This belt hosts significant gold deposits classified as porphyry gold (-copper), epithermal gold (-silver) of a high sulphidation type, and transitional gold, in some districts. In this work we studied the characteristics of the MB through local earthquake tomography (LET), which revealed a clear spatial correlation between low Vp/Vs anomalies and the gold deposits, demonstrating that lithologic interpretation using Vp and Vs values of the seismic tomography makes sense for the most common rocks associated with the genesis of porphyry-type deposits. Furthermore, high Vp/Vs anomalies were correlated to the main regional faults around the study zone, which seem to have a robust structural control regarding the location of the deposits.

Keywords: Maricunga Belt; metallogenic belt; gold deposits; porphyry; mining exploration; local seismic tomography



Citation: Bugueño, F.; Calle-Gardella, D.; Comte, D.; Reyes-Wagner, V.; Ojeda, M.; Rietbrock, A.; Roecker, S. Subsurface Insights of the Maricunga Gold Belt through Local Earthquake Tomography. *Minerals* **2022**, *12*, 1437. <https://doi.org/10.3390/min12111437>

Academic Editors: Vikas C. Baranwal, Bjorn Henning Heincke and Dikun Yang

Received: 1 October 2022

Accepted: 10 November 2022

Published: 12 November 2022

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Mining production in Chile is the top economic activity in terms of gross national product (producto interno bruto: PIB) [1], which generates an incentive to conduct further analysis on known mining deposits, as is the case for the Maricunga Metallogenic Belt (MB) in Chile. It is located east of Copiapó, with a length of 200 km oriented in the NNE-SSW direction. This belt hosts important gold deposits classified as epithermal gold (-silver), gold of high sulphidation type, and transitional and porphyry gold (-copper) in some districts [2], represented by yellow, orange, and red stars, respectively, in Figures 1 and 2.

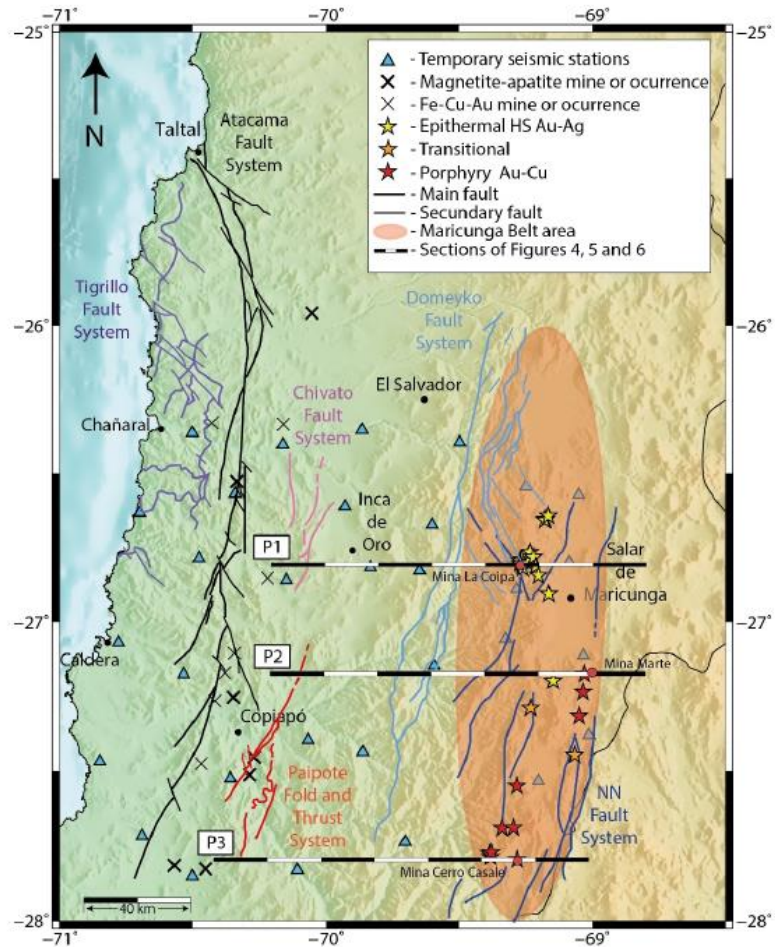


Figure 1. Overview map of the study area. The MB is represented by the red shadow area. Large regional mines and occurrences of magnetite-apatite and Fe oxide Cu-Au are indicated with light and dark crosses, respectively. Main regional-scale faults are indicated by purple (Tigrillo Fault System), black (Atacama Fault System), pink (Chivato Fault System), red (Paipote Fold and Thrust System), and light blue (Domeyko Fault System) lines (modified from [3]). The spatial distribution of gold deposits is indicated with yellow, orange, and red stars to represent high-sulphidation Au-Ag epithermal, transitional, and porphyry Au-Cu type deposits, respectively [2]. Selected local innominate (NN) fault systems are represented with blue lines (modified from [4]). Light-blue triangles indicate the temporary seismic network of the project developed between the research centers—the Advance Mining Technology Center (AMTC) of Chile and the Karlsruhe Institute of Technology of Germany in northern Chile [5,6]. Black-white lines outline the locations of the cross-sections through the 3-D velocity cube. Red dots refer to mines present in the same sections.

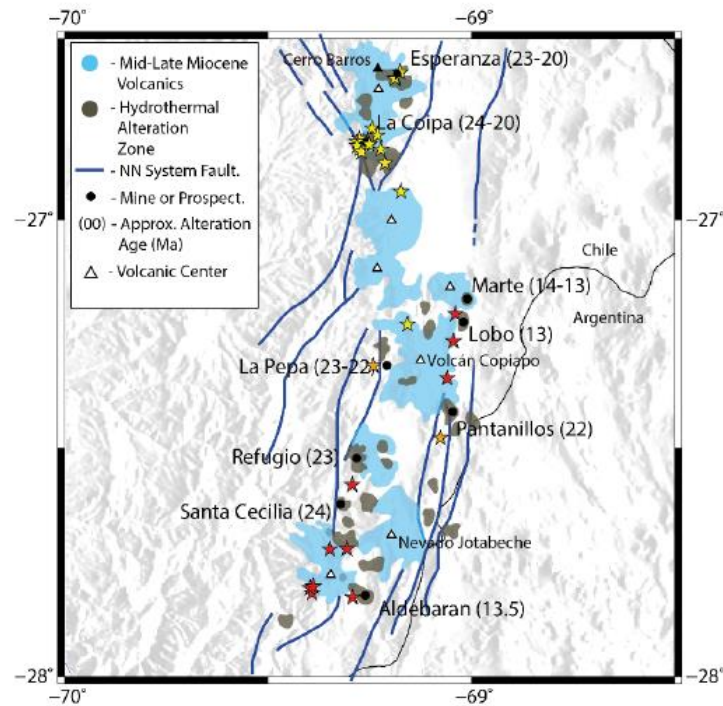


Figure 2. Location of alteration centers in the Maricunga Belt, northern Chile. The approximate ages of the main alteration-mineralization are shown as Ma. Hydrothermal alteration and Middle-Late Miocene volcanic zones are represented with gray and light blue shadows, respectively. Selected local innominate (NN) fault systems are represented with blue lines. Volcanic complexes are shown as white triangles. (Modified from [4]). The spatial distribution of gold deposits is indicated with yellow, orange, and red stars to represent high-sulphidation Au-Ag epithermal, transitional, and porphyry Au-Cu type deposits, respectively [2].

To better characterize the MB, in this study, we use local seismic tomography (LET), whose resulting velocity anomalies can be interpreted in terms of physicochemical property variations in the medium which has been applied, e.g., to mining exploration. Specifically, the V_p/V_s (P-wave and S-wave velocities ratio), which is independent of density and inversely proportional to rigidity, has been correlated with copper porphyries deposits in northern and central Chile. It has been observed that, for example, Chilean world-class porphyry-type deposits in Chuquibambilla (northern Chile) and El Teniente (central Chile), and important Cu porphyries like those from Cerro Colorado (northern Chile) and Rio Blanco-Los Bronces (central Chile) correlate with low V_p/V_s anomalies [5].

2. Geotectonic and Metallogenic Context

The MB (red shadow area in Figure 1) corresponds to a transitional zone bounded on the north by a zone with normal subduction and the related Central Volcanic Zone (CVZ), and on the south by a zone with flat slab subduction. The transition of the subduction from the flat slab to a normal zone towards the north is relatively smooth while, towards the south, it is abrupt, according to the depths of the Wadati–Benioff zone [7].

The MB hosts mainly two mineralization types: epithermal gold (-silver) of high sulphidation type and porphyry-type gold (-copper), and their main characteristics are summarized below:

1. High-sulphidation epithermal deposits (yellow stars in Figure 2) are located in the margins of volcanic complex Cerros Bravos (black triangle in Figure 2), exhibiting a dacitic to andesitic rock composition, and geochronological data indicate a mineralization age of about 23–18 Ma [4,8,9]. The mineralization is mainly structurally controlled by NE-SW oriented strike-slip faults (blue lines in Figure 2).
2. Gold porphyry deposits (red stars in Figure 2) are located in the hillsides of the volcanic complexes Copiapó and Jotabeche (white triangles in Figure 2), having andesitic to dacitic rock composition, and their occurrences are characterized by two hydrothermal events (gray shadows in Figure 2). They are assigned to the late Oligocene–early Miocene (24–22 Ma) period, when La Pepa, Refugio, Santa Cecilia, and Pantanillo deposits were emplaced, and to the middle Miocene (14–12 Ma) period, when Cerro Casale, Lobo, and Marte deposits occurred [4].

In the study in [10], the genetic processes that lead to ore formation of porphyry copper-type deposits are recognized. In this context, the term “porphyry Cu” is used for any porphyry-type deposit related to one or more shallow intrusions that produce Cu as the principal commodity, i.e., including Mo- and/or Au-rich porphyry systems [11].

Arc magmas that are commonly found in spatial and temporal association with porphyry copper deposits are andesite, basaltic andesite, basalt, and potassium-rich magmas [11,12]. Primitive basaltic melts that are generated in the mantle wedge may ascend and pond at the mantle-crust boundary, where a combination of fractional crystallization, partial melting of lower crustal rocks, and extensive mixing between these magmas occurs [13], and andesites are produced. This is similar to the mixing, assimilation, storage, homogenization (MASH) model of [14] and is in accord with the presence of mafic and ultramafic cumulates at the crust-mantle boundary. At shallower depths, andesitic magmas may also be formed by physical mixing or mingling of felsic and mafic components in upper crustal magma chambers [15,16], which have been identified beneath almost every well-studied arc volcano [17], and appear to be an essential step in the formation of porphyry Cu deposits [10].

Along with effects of magmatic control on porphyry copper genesis [10] and hydrothermal control on metal distribution in porphyry Cu-(Mo-Au) systems [18], structural also control plays a crucial role in ore formation [19]. The latter includes: (1) the pre-, syn-, and post-mineral activation of existing structures locally, with varying senses of movement and development of new fracture patterns related to different events; (2) the creation of syn-mineral dilation to facilitate the flow of hydrothermal fluids containing entrained metals, usually to shallower crustal levels and cooler settings for mineral deposition; (3) the evolution of hydrothermal fluids to form different deposit styles at variable crustal settings; and (4) the effective mechanisms of metal precipitation.

According to [19], changes in the sensing of movement on geologic structures trigger the emplacement of intrusions (porphyry Cu-Au mineralization) and the evolution of rapidly rising hydrothermal fluids (high sulphidation epithermal fluids), locally with metals entrained in circulating groundwaters (low sulphidation epithermal fluids).

Based on selected geological structures from northern Chile, shown in Figure 1, spatial correlations between regional-scale fault systems (Atacama and Domeyko Fault systems, in black and light-blue lines in Figure 1, respectively) and (intrusion-related) magnetite-apatite and iron-oxide copper-gold deposits (light and dark crosses in Figure 1) are observed. It also shows that major faults structurally control the mineralization in the MB (Chivato Fault, and Paipote Fold and Thrust systems shown in pink and red lines in Figure 1, respectively).

3. Method: Local Earthquake Tomography (LET)

Seismic tomography data used in this work (Table S1 in Supplementary Material) are limited to an area between 26°30' S to 28°00' S, and between 68°30' W to 70°30' W and

belong to a larger seismic tomography dataset acquired within a joint project between two research centers—the Advance Mining Technology Center (AMTC) of Chile and the Karlsruhe Institute of Technology of Germany—presented in [20].

A brief summary of the project is given in the following. A seismic network of 88 short-period, three-component, continuous register stations was deployed in northern Chile (light blue triangles in Figure 1), and data were recording between 14 December 2018 and 17 January 2020. From the recorded seismological signals, a preliminary seismic catalog of P- and S-wave arrival times was determined by the Regressive ESTimator (REST) algorithm described in [21] using the 1D velocity model from [22]. The criteria used for this pre-catalog was a minimum of 4 detected phases and a maximum standard deviation of 1.5 s for all residuals of total travel times. From the complete original pre-catalog, 8152 possible events were localized inside our study area. Finally, by using the P- and S-wave arrival times of the initial catalog, 3D models of V_p , V_s , and V_p/V_s were created. For this purpose, first, the subsurface was parameterized in a 3D grid of 2 km wide nodes covering a volume of $295 \times 275 \times 150 \text{ km}^3$ (W-E, N-S, and depth directions, respectively). Then, by using parameter events with a minimum of 30 recorded phases, a maximum of standard deviation of 0.5 s, and an azimuth of 200° as input, the joint inversion methodology described in [23,24] and applied by [21,25–27] was conducted, which consists of an iterative process, where hypocenter locations are first determined using an initial velocity model with the arrival times of the P-waves and S-waves, and then all hypocenters are jointly inverted to obtain an updated model. The final model was obtained after six iterations using a total of ~365,000 P-wave and ~323,000 S-wave onsets from 12,930 events, having an RMS misfit for the final residuals of 0.1373 s.

4. Results

4.1. V_p/V_s

To analyze the behavior of the V_p/V_s in the studied area, depth slices through the model are presented at 2, 6, and 10 km, as shown in Figure 3.

At the 2 km depth (Figure 3a) two main low V_p/V_s anomalies can be observed. The Oligocene-Miocene gold deposits in MB are located around the center of the eastern anomaly. At greater depths (6 and 10 km depth, shown in Figures 3b and 3c, respectively), they merge into a single V_p/V_s anomaly. It is observed that the central part of the V_p/V_s anomaly moves to the west with increasing depth. This suggests that the epithermal deposits may be located further to the west at larger depths, which may indicate structural control by the major faults of the Domeyko Fault System.

Mineral deposits (stars in Figure 3) classified as high sulphidation gold-silver type (yellow stars in Figure 3) in the study area are mainly distributed in the northern part of the metallogenic belt, and are spatially associated with very low V_p/V_s (1.70–1.72). The porphyry gold and transitional types, distributed in the central and southern parts of the MB (red and orange stars, respectively, in Figure 3) are associated with a transitional zone toward higher values of V_p/V_s (1.73–1.76).

To deeply represent the MB cross sections of the V_p/V_s model are shown (Figures 4–6) crossing through the La Coipa ($26^\circ 49'$), Marte ($27^\circ 10'$), and Cerro Casale ($27^\circ 47'$) deposits, respectively (see black-white lines in Figure 1).

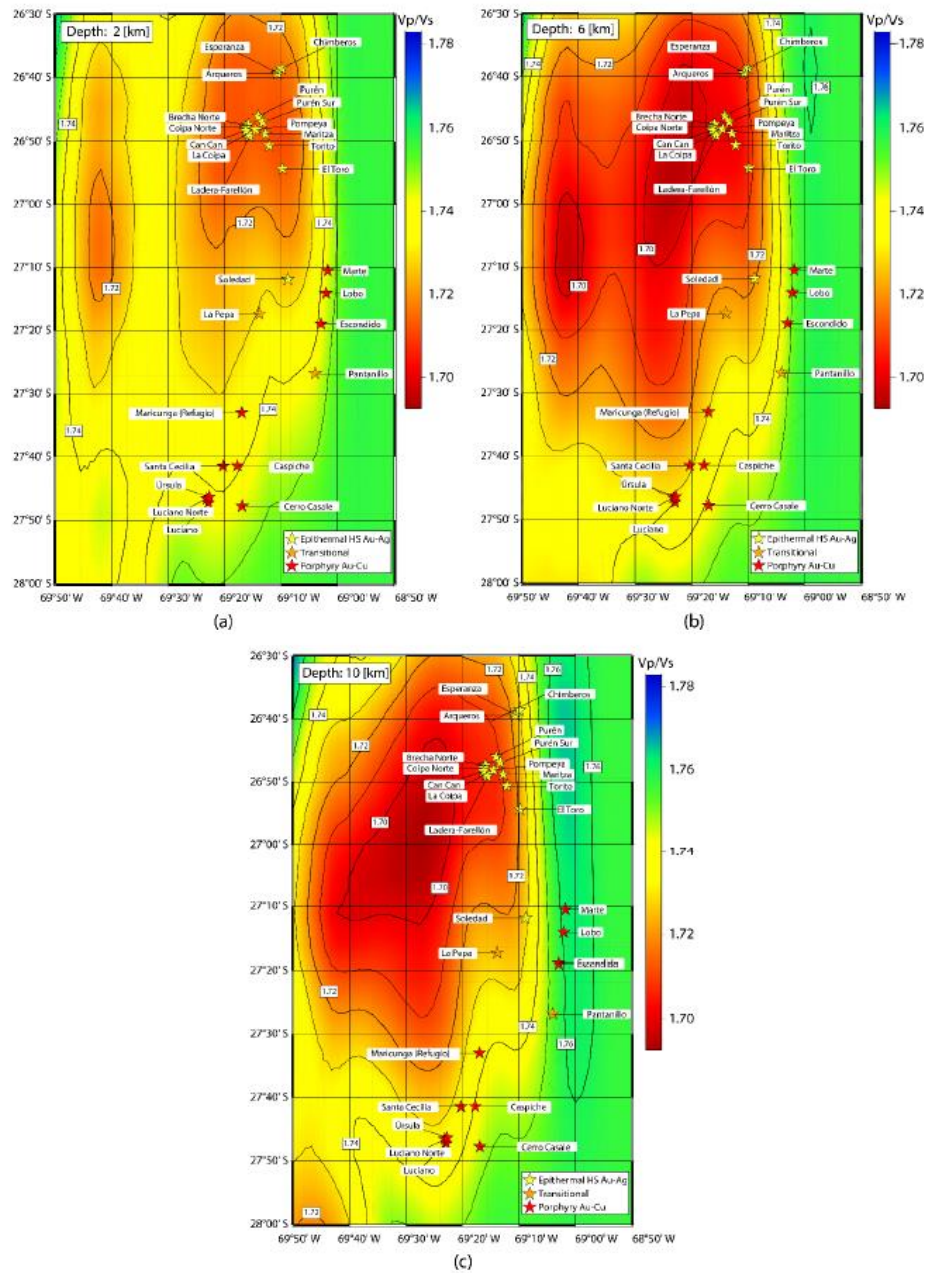


Figure 3. Slices through the Vp/Vs model (with contour intervals of 0.01), where (a) represents 2 km, (b) 6 km, and (c) 10 km depth. Yellow, orange, and red stars represent epithermal high-sulphidation Au-Ag, transitional, and porphyry Au deposits, respectively.

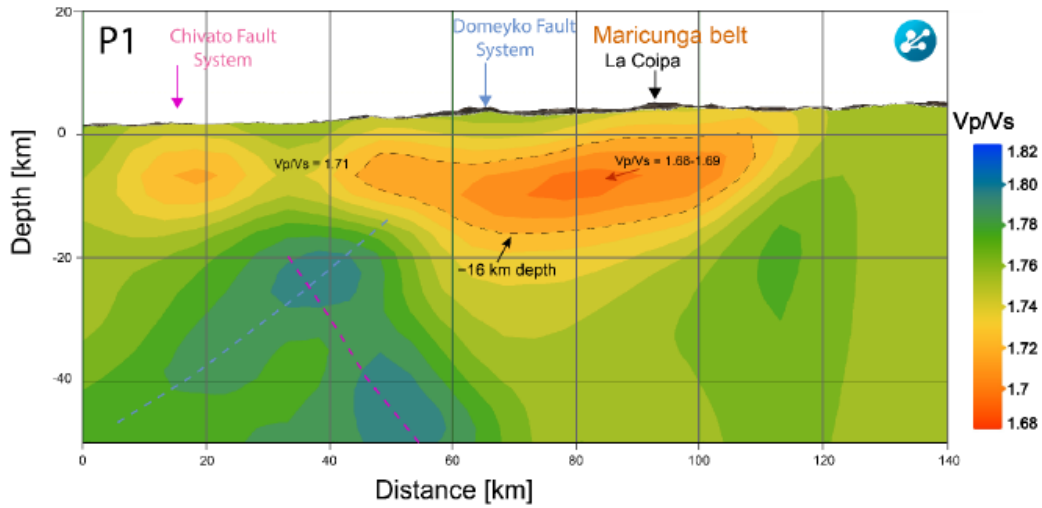


Figure 4. Cross section of the Vp/Vs model (with color intervals of 0.01) passing through the La Coipa deposit (26°49') (see Figure 1). The locations of the Chivato and Domeyko Fault Systems are marked with pink and light blue arrows, respectively. The location of the La Coipa mine is marked with a black arrow. The location of the MB is marked with red letters. Light blue and pink dashed lines represent a possible deep projection of the Domeyko and Chivato Fault Systems, respectively.

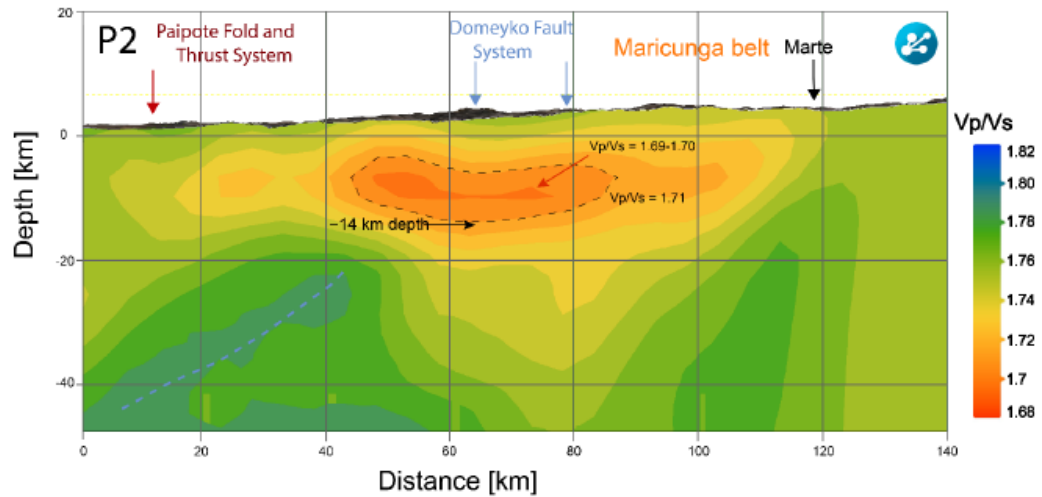


Figure 5. Cross section of the Vp/Vs model (with color intervals of 0.01) passing through the Marte deposit (27°10') (see Figure 1). The locations of the Paipote Fold and Thrust System and the Domeyko Fault Systems are marked with red and light blue arrows, respectively. The location of the Marte mine is marked with a black arrow. The location of the MB is marked with red letters. Light blue dashed line represents a possible deep projection of the Domeyko Fault System.

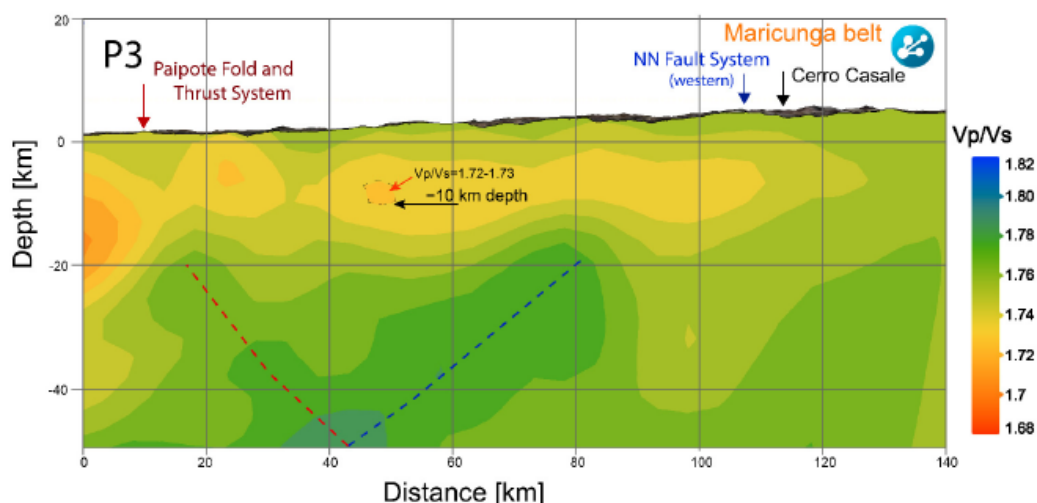


Figure 6. Cross section of the Vp/Vs model (with color intervals of 0.01) passing through the Cerro Casale deposit (27°47') (see Figure 1). The location of the Cerro Casale mine is marked with a black arrow. The location of the MB is marked with red letters. Red and blue lines represent a possible deep projection of the Paipote Fold and Thrust System and the NN Fault System, respectively.

As observed, there is a progressive weakening of the low Vp/Vs anomaly from north to south of the MB, while the anomaly also decreases in depth.

Additionally, some of the main regional faults in the study area can be correlated to high Vp/Vs at larger depths of about >20 km, such as at the Domeyko Fault System and the Chivato Fault System (light blue and pink lines, respectively in Figure 1), which are clearly visible in sections that cross the La Coipa (26°49') and Marte (27°10') deposits (light blue and pink dashed lines in Figures 4 and 5), which also seem to have strong structural control on the low Vp/Vs anomaly at shallower depths. At the southern part of the belt, the cross section of Cerro Casale (27°47') (Figure 6) shows a less intense low Vp/Vs anomaly, and the high Vp/Vs may be correlated to the Paipote Fold and Thrust System (red dashed lines in Figure 6), which controls some Cretacic deposits, such as Candelaria. In addition, intermediate Vp/Vs values with an east direction could be associated with the NN Fault System (blue dashed lines in Figure 6).

4.2. Vp and Vs

The determined Vp and Vs models can be used to interpret the lithologies for all deposits located in the belt, following the work of Christensen [28].

For this purpose, we use the Vp and Vs experimental measurements for a variety of igneous, metamorphic, and sedimentary rocks distributed worldwide, under a 200 MPa pressure, collected from Christensen [28] (blue dots in Figure 7). These Vp and Vs are represented by average velocities, according to rock type. In addition, we considered the observed Vp and Vs values of the gold deposits of MB (extracted from the final velocity models) at a 6.5 km depth, which approximately simulates the pressure used by [28] (orange dots in Figure 7). Finally, we used Brocher's regression empirical formula from [29]:

$$V_{S_Brocher} \left(\frac{\text{km}}{\text{s}} \right) = 0.7858 - 1.2344V_p + 0.7949V_p^2 - 0.1238V_p^3 + 0.0064V_p^4 \quad (1)$$

to infer Vs as a function of observed Vp (gray dots in Figure 7). The comparative analysis (based on Table 1) is shown in Figure 7, where a good correlation between Vs values derived from Brocher’s formula with observed Vs values can be seen.

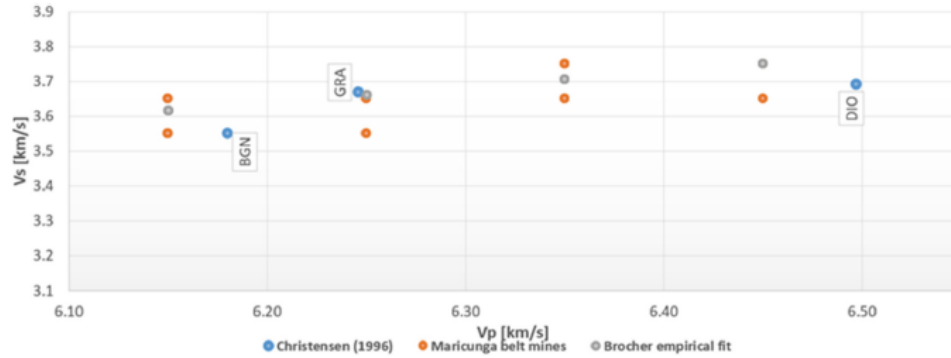


Figure 7. Vs is plotted as a function of Vp for biotite (tonalite), gneiss (BGN), diorite (DIO), and granite-granodiorite (GRA) lithologies. Blue dots represent the average Vp and Vs values obtained experimentally by Christensen [28] under a pressure of 200 MPa. Orange dots represent the Vp and Vs values observed in the MB gold deposits obtained from the final velocity models at a 6.5 km depth. The grey dots represent the ratio between the observed Vp and the Vs fitted according to the formula from Brocher (Equation (1)).

Table 1. Information regarding the main lithologies and seismic velocities of the main gold deposits in the MB, including deposit type, age, Vp, Vs, and Vp/Vs values obtained from the original velocity model at 6.5 km depth, Vs velocities derived from the formula from Brocher [29] calculated from Equation (1), and the lithology associated with the interpretation of these velocity values.

Mine	LON [°]	LAT [°]	Deposit Type	AGE [Ma.]	This Work				Lithology
					Vp/Vs	Vp	Vs	Vs_Brocher	
Arqueros	−69.178	−26.657	Epithermal HS Au-Ag	23.2–19.3	1.715	6.150	3.650	3.618	BGN
Brecha Norte	−69.265	−26.789	Epithermal HS Au-Ag	17.3	1.705	6.350	3.750	3.707	GRA-DIO
Can Can	−69.271	−26.805	Epithermal HS Au-Ag		1.705	6.450	3.750	3.751	DIO
Caspiche	−69.296	−27.690	Porphyry Au-Cu	25.4	1.735	6.450	3.650	3.751	DIO
Cerro Casale	−69.282	−27.796	Porphyry Au-Cu	13.9	1.745	6.450	3.650	3.751	DIO
Chimberos	−69.165	−26.643	Epithermal HS Au-Ag		1.715	6.150	3.550	3.618	BGN
Coipa Norte	−69.271	−26.796	Epithermal HS Au-Ag		1.705	6.350	3.750	3.707	GRA-DIO
El Toro	−69.163	−26.906	Epithermal HS Au-Ag		1.705	6.150	3.550	3.618	BGN
Escondido	−69.049	−27.316	Porphyry Au-Cu		1.745	6.250	3.550	3.663	GRA
Esperanza	−69.176	−26.655	Epithermal HS Au-Ag	23–20	1.715	6.150	3.650	3.618	BGN
La Coipa	−69.264	−26.812	Epithermal HS Au-Ag	24.7	1.705	6.350	3.750	3.707	GRA-DIO
La Pepa	−69.231	−27.289	Transitional	23–22	1.725	6.350	3.650	3.707	GRA-DIO
Ladera-Farellón	−69.260	−26.819	Epithermal HS Au-Ag	20.2	1.705	6.350	3.750	3.707	GRA-DIO
Lobo	−69.034	−27.235	Porphyry Au-Cu	13	1.755	6.150	3.550	3.618	BGN
Luciano	−69.382	−27.787	Porphyry Au-Cu		1.735	6.350	3.650	3.707	GRA-DIO
Luciano Norte	−69.386	−27.776	Porphyry Au-Cu		1.735	6.350	3.650	3.707	GRA-DIO
Maricunga (Refugio)	−69.283	−27.550	Porphyry Au-Cu	23	1.735	6.450	3.750	3.751	DIO
Maritza	−69.213	−26.813	Epithermal HS Au-Ag		1.705	6.250	3.650	3.663	GRA
Marte	−69.029	−27.175	Porphyry Au-Cu	14–13	1.755	6.25	3.550	3.663	GRA
Pantaniello	−69.066	−27.447	Transitional	22	1.745	6.25	3.550	3.663	GRA
Pompeya	−69.241	−26.802	Epithermal HS Au-Ag		1.705	6.35	3.750	3.707	GRA-DIO
Purén	−69.234	−26.766	Epithermal HS Au-Ag		1.705	6.35	3.750	3.707	GRA-DIO
Purén Sur	−69.221	−26.782	Epithermal HS Au-Ag		1.705	6.25	3.650	3.663	GRA
Santa Cecilia	−69.338	−27.691	Porphyry Au-Cu	24	1.735	6.45	3.750	3.751	DIO
Soledad	−69.147	−27.198	Epithermal HS Au-Ag		1.725	6.15	3.550	3.618	BGN
Torito	−69.202	−26.844	Epithermal HS Au-Ag		1.705	6.25	3.650	3.663	GRA
Ursula	−69.379	−27.772	Porphyry Au-Cu		1.735	6.35	3.650	3.707	GRA-DIO

Table 1 shows a summary of the lithologies interpreted for all deposits located in the MB, along with the V_p and V_s values derived from the models and obtained by regression. The V_p values are in the range of 6.1–6.4 km/s for deposits located in the northern and central parts of the belt, which are in agreement with the results in [28], and along with low V_p/V_s values, could represent intrusive rocks of granite-granodiorite composition. Towards the south of the belt, the V_p values are in the range of 6.4–6.5 km/s, which could represent an intermediate rock composition, such as dioritic rock.

Predicting lithologies based on V_p and V_s modeled values is not the aim of this research; however, the results presented in this work suggest a very good correlation between V_p/V_s anomalies, their V_p and V_s related values, and the intermediate to felsic intrusive suite rocks studied by Christensen [28]. In fact, in [7], porphyries and volcanic products are well documented for the main deposits in the MB—andesite, diorite, dacite, ryodacite, and rhyolite—all of them from the intermediate to felsic suite. There is a trend which shows that V_p is slightly higher in the south of the MB (Table 1), which may reflect a change in rock composition.

It should be emphasized that experimental measures on some lithologies in [28], such as basaltic facies and meta-sedimentary rocks, have not been taken into account due to the fact that all V_p/V_s values obtained in the models are too low (1.70–1.75) to be correlated with these lithologies (1.76–1.86). This is also supported by the processes that occur in the earth's mantle and crust. In fact, the tectonic frame in which the study area is located corresponds to an active continental margin and magmatic processes such as MASH (melting, assimilation, storage, homogenization) and AFC (assimilation-fractional crystallization) that allow primitive magmas to evolve when they rise up to the earth's crust. Thus, magmas achieve intermediate (diorite) to felsic (tonalite, granodiorite, granite) compositions which are documented in the study area.

5. Discussion and Conclusions

In terms of the V_p/V_s , this study shows a high correlation with the location of the mineral deposits that comprise the Maricunga Metallogenic Belt (MB). High-sulphidation gold-silver epithermal deposits, such as those found in the La Coipa and Esperanza districts in the northern part of the belt, are located just above the center of low V_p/V_s anomaly, with values around 1.70–1.72. On the other hand, porphyry gold and transitional deposits, such as those found in the Marte-Lobo, Escondido, La Pepa, Pantanillo, Refugio, Cerro Casale, and the cluster Úrsula-Luciano-Luciano Norte in the central and southern part of the belt, are located in the transitions to higher V_p/V_s , with values around 1.73–1.76.

The center of a great low V_p/V_s anomaly is observed at 10 km depth, which is divided into two anomalies at shallower levels. This may provide some information about the genetic similarities between mineral deposits that comprise the MB and potentially, older mineral deposits that could be discovered around the western anomaly.

In deep sections of La Coipa, Marte, and Cerro Casale, the high V_p/V_s anomalies indicate poorly consolidated or highly fractured rocks that can be correlated to some regional faults having an important structural control on emplacements of intrusive rocks and mineralizing fluids. The Domeyko Fault System can be associated with cross sections passing through the La Coipa ($26^{\circ}49'$) and Marte ($27^{\circ}10'$) deposits, with a west verging high V_p/V_s anomaly, which seems to be controlled by this fault system. Some local faults which control mineralization may also be correlated to high V_p/V_s anomalies.

Along with Christensen's [28] results, which show V_p and V_s measurements for a wide variety of lithologies, it is possible to make a correlation between these data and the those determined in this work. According to this correlation, gold deposits located in the northern and central parts of the belt are associated with felsic to intermediate intrusive rocks (tonalite, granodiorite, and granite), while deposits located in the south of the belt are associated with intermediate rocks (diorite). This segmentation along the belt may indicate that the volcanic arc at the northern and central parts of the belt experienced conditions in such a way that magmas interacted more with crustal rocks than did those located at

the southern part of the belt. Even though Vp and Vs values at regional scales do not predict lithologies, all plotted samples seem to be correlated with a more evolved felsic to intermediate composition, which makes sense with the genesis of gold-rich porphyries and high-sulphidation epithermal deposits that comprise the MB. Furthermore, it shows a very good correlation with volcanic and intrusive rocks found and documented around the mineral deposits.

In summary, seismic tomography for the MB shows a clear spatial correlation between low Vp/Vs anomalies and the types of gold deposits found there. Lithologic interpretation using Vp and Vs values makes sense in regards to the most common rocks associated with the genesis of porphyry-type deposits; and high Vp/Vs anomalies were correlated with to the main regional faults around the study zone, which seem to provide a robust structural control of the emplacement of the deposits.

Supplementary Materials: The following supporting information can be downloaded at: <https://www.mdpi.com/article/10.3390/min12111437/s1>, Table S1: Final velocity model used on this paper.

Author Contributions: Conceptualization, D.C.; methodology, D.C. and D.C.-G.; software, S.R.; validation, D.C. and F.B.; formal analysis, F.B.; investigation, F.B., D.C., D.C.-G. and M.O.; resources, A.R. and D.C.; data curation: V.R.-W.; writing—original draft preparation, F.B.; writing—review and editing, D.C.-G. and D.C.; visualization, F.B. and D.C.-G.; supervision, D.C.-G. and D.C.; project administration, D.C.; funding acquisition, D.C. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was funded by the National Agency for Research and Development of Chile (ANID) by Project AFB180004, Project AFB220002 and by the FONDEF ID21110022 project.

Data Availability Statement: The data presented in this study are available on request from the corresponding author.

Acknowledgments: We would like to acknowledge Andrea Navarro, who leads the work from which this paper is extracted, and who contributed to the final revision of this paper. We thank the team that provided the installation, maintenance, and retirement of the temporary seismological network used for this work, with special thanks to Sergio León-Ríos, Francisco Pastén-Araya, Gerardo Peña, and Alejandro Faúndez.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Cuentas Nacionales, Base de Datos Estadísticos, Banco Central de Chile. Available online: https://si3.bcentral.cl/Siete/ES/Siete/Cuadro/CAP_CCNN/MN_CCNN76/CCNN_EP18_05_ratio/637801088750197615 (accessed on 9 September 2022).
2. Vila, T.; Sillitoe, R. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Econ. Geol.* **1991**, *86*, 1238–1260. [CrossRef]
3. Comte, D.; Fariás, M.; Calle-Gardella, D.; Navarro-Aranguiz, A.; Roecker, S.; Rietbrock, A. Analysis of the Aftershocks of the Mw 6.7 19 January 2019 Coquimbo-La Serena Earthquake: Implications for Wedge Dynamics and Intraplate Deformation. In Proceedings of the AGU Fall Meeting, Virtual Conference, Washington, DC, USA, 1–17 December 2020. abstract #T048-0002.
4. Sillitoe, R.; McKee, E.; Vila, T. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, northern Chile. *Econ. Geol.* **1991**, *86*, 1261–1270. [CrossRef]
5. Arévalo, C.; Grocott, J.; Martin, W.; Pringle, M.; Taylor, G. Structural Setting of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit, Chilean Andes (27°30' S). *Econ. Geol.* **2006**, *101*, 819–841. [CrossRef]
6. Comte, D.; Fariás, M.; Calle-Gardella, D.; Navarro-Aranguiz, A.; Roecker, S.; Rietbrock, A. Anomalous Intraslab Structure Revealed by the Analysis of Aftershocks of the Mw 6.7 Coquimbo-La Serena Earthquake of 20 January 2019. *Tectonophysics*, **2022**; submitted.
7. Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Kay, S.M.; Tittler, A. La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geol.* **1995**, *22*, 273–313.
8. Oviedo, L.; Fuster, N.; Tschischow, N.; Ribba, L.; Zuccone, A.; Grez, E.; Aguilar, A. General geology of La Coipa precious metal deposit, Atacama, Chile. *Econ. Geol.* **1991**, *86*, 1287–1300. [CrossRef]
9. Moscoso, R.; Cuitiño, L.; Maksae, V.; Koeppen, R. El Complejo Cerros Bravos, marco volcánico para la alteración y mineralización en la Franja de Maricunga, Copiapó, Chile. In *Seminario-Taller Procesos Formadores de Depósitos Minerales en Ambientes Volcánicos*; Moscoso, R., Ed.; Resúmenes Expandidos; Servicio Nacional de Geología y Minería: Santiago, Chile, 1992; pp. 53–63.

10. Audétat, A.; Simon, A.; Hedenquist, J.; Harris, M.; Camus, F. Magmatic controls on porphyry copper genesis. In *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world: A tribute to Richard H. Sillitoe*; Hedenquist, J., Harris, M., Camus, F., Eds.; Society of Economic Geologists: Littleton, CO, USA, 2012; Volume 16, pp. 553–572.
11. Seedorff, E.; Dilles, J.; Proffett, J.; Einaudi, M.; Zurcher, L.; Stavast, W.; Johnson, D.; Barton, M. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. In *One Hundredth Anniversary Volume*; Hedenquist, J., Thompson, J., Goldfarb, R., Richards, J., Eds.; Society of Economic Geologists: Littleton, CO, USA, 2005; 100th Anniversary Volume, pp. 251–298.
12. Sillitoe, H. Porphyry copper systems. *Econ. Geol.* **2010**, *105*, 3–41. [[CrossRef](#)]
13. Annen, C.; Blundy, J.; Sparks, R. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrol.* **2006**, *47*, 505–539. [[CrossRef](#)]
14. Hildreth, W.; Moorbath, S. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* **1988**, *98*, 455–489. [[CrossRef](#)]
15. Reubi, O.; Blundy, J. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature* **2009**, *461*, 1269–1273. [[CrossRef](#)]
16. Kent, A.; Darr, C.; Koleszar, A.; Salisbury, M.; Cooper, K. Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering. *Nat. Geosci.* **2010**, *3*, 631–636. [[CrossRef](#)]
17. Rutherford, M. Magma ascent rates. *Rev. Mineral. Geochem.* **2008**, *69*, 241–271. [[CrossRef](#)]
18. Kouzmanov, K.; Pokrovski, G. Hydrothermal controls on metal distribution in porphyry Cu (-Mo-Au) systems. In *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*; Hedenquist, J., Harris, M., Camus, F., Eds.; Society of Economic Geologists: Littleton, CO, USA, 2012; Chapter 22; pp. 573–618.
19. Corbett, G. Structural controls to Porphyry Cu-Au and Epithermal Au-Ag deposits in. *Appl. Struct. Geol. Miner. Exploration. Aust. Inst. Geosci. Bull.* **2002**, *36*, 32–35.
20. Navarro-Aránguiz, A.; Comte, D.; Rodríguez, M.; Roecker, S.; Calle-Gardella, D.; Reyes-Wagner, V.; Fariás, M.; Rietbrock, A. Seismic Tomography in the Chilean Pampean Flat-Slab Segment: Latitudinal Differences in the Double Seismic Zone and their Relationship with Low Coupling Zones. In Proceedings of the AGU Fall Meeting, Chicago, IL, USA, 12–16 December 2022; American Geophysical Union (AGU): Washington, DC, USA, 2022.
21. Comte, D.; Fariás, M.; Roecker, S.; Russo, R. The nature of the subduction wedge in an erosive margin: Insights from the analysis of aftershocks of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake beneath the Chilean Coastal Range. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2019**, *520*, 50–62. [[CrossRef](#)]
22. Marot, M.; Monfret, T.; Gerbault, M.; Nolet, G.; Ranalli, G.; Pardo, M. Flat versus normal subduction zones: A comparison based on 3-D regional traveltimes tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29–35 S). *Geophys. J. Int.* **2014**, *199*, 1633–1654. [[CrossRef](#)]
23. Roecker, S.; Thurber, C.; McPhee, D. Joint inversion of gravity and arrival time data from Parkfield: New constraints on structure and hypocenter locations near the SAFOD drill site. *Geophys. Res. Lett.* **2004**, *31*, L12S04. [[CrossRef](#)]
24. Roecker, S.; Thurber, C.; Roberts, K.; Powell, L. Refining the image of the San Andreas Fault near Parkfield, California using a finite difference travel time computation technique. *Tectonophysics* **2006**, *426*, 189–205. [[CrossRef](#)]
25. Comte, D.; Carrizo, D.; Roecker, S.; Ortega-Culaciati, F.; Peyrat, S. Three-dimensional elastic wave speeds in the northern Chile subduction zone: Variations in hydration in the supraslab mantle. *Geophys. Suppl. Mon. Not. R. Astron. Soc.* **2016**, *207*, 1080–1105. [[CrossRef](#)]
26. Calle-Gardella, D.; Comte, D.; Fariás, M.; Roecker, S.; Rietbrock, A. Three-dimensional local earthquake tomography of pre-Cenozoic structures in the coastal margin of central Chile: Pichilemu fault system. *J. Seismol.* **2021**, *25*, 521–533. [[CrossRef](#)]
27. Navarro-Aránguiz, A.; Comte, D.; Fariás, M.; Roecker, S.; Calle-Gardella, D.; Zhang, H.; Gao, L.; Rietbrock, A. Subduction erosion and basal accretion in the Central Chile subduction wedge inferred from local earthquake tomography. *J. South Am. Earth Sci.* **2022**, *115*, 103765. [[CrossRef](#)]
28. Christensen, N. Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **1996**, *101*, 3139–3156. [[CrossRef](#)]
29. Brocher, T. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **2005**, *95*, 2081–2092. [[CrossRef](#)]

Anexo B Información respecto a las principales litologías y velocidades sísmicas de los depósitos auríferos más relevantes en la franja de Maricunga, incluyendo localización geográfica, tipo de depósito, edad, valores Vp, Vs y Vp/Vs obtenidos del modelo original de velocidades a 6.5 km de profundidad, Vs derivado de la fórmula de Brocher a partir de la Ecuación 4, la variación porcentual entre el Vs observado y el ajustado, y la litología asociada a la interpretación de estos valores de velocidades sísmicas.

Depósito	LON [°]	LAT [°]	Tipo depósito	Edad [Ma]	Este trabajo					
					Vp/Vs	Vp	Vs	Vs_Brocher	Variación %	Litología
Arqueros	-69.178	-26.657	Epitermal HS Au-Ag	23.1-	1.715	6.15	3.65	3.618	0.88	BGN
Brecha Norte	-69.265	-26.789	Epitermal HS Au-Ag	17.3	1.705	6.35	3.75	3.707	1.15	GRA-DIO
Can Can	-69.271	-26.805	Epitermal HS Au-Ag	-	1.705	6.45	3.75	3.751	0.03	DIO
Caspiche	-69.296	-27.690	Pórfido Au-Cu	25.4	1.735	6.45	3.65	3.751	2.77	DIO
Cerro Casale	-69.282	-27.796	Pórfido Au-Cu	13.9	1.745	6.45	3.65	3.751	2.77	DIO
Chimberos	-69.165	-26.643	Epitermal HS Au-Ag	-	1.715	6.15	3.55	3.618	1.92	BGN
Coipa Norte	-69.271	-26.796	Epitermal HS Au-Ag	-	1.705	6.35	3.75	3.707	1.15	GRA-DIO
El Toro	-69.163	-26.906	Epitermal HS Au-Ag	-	1.705	6.15	3.55	3.618	1.92	BGN
Escondido	-69.049	-27.316	Pórfido Au-Cu	-	1.745	6.25	3.55	3.663	3.18	GRA
Esperanza	-69.176	-26.655	Epitermal HS Au-Ag	23-20	1.715	6.15	3.65	3.618	0.88	BGN
La Coipa	-69.264	-26.812	Epitermal HS Au-Ag	24.7	1.705	6.35	3.75	3.707	1.15	GRA-DIO
La Pepa	-69.231	-27.289	Transicional	23-22	1.725	6.35	3.65	3.707	1.56	GRA-DIO
Ladera-Farellón	-69.260	-26.819	Epitermal HS Au-Ag	20.2	1.705	6.35	3.75	3.707	1.15	GRA-DIO
Lobo	-69.034	-27.235	Pórfido Au-Cu	13	1.755	6.15	3.55	3.618	1.92	BGN
Luciano	-69.382	-27.787	Pórfido Au-Cu	-	1.735	6.35	3.65	3.707	1.56	GRA-DIO
Luciano Norte	-69.386	-27.776	Pórfido Au-Cu	-	1.735	6.35	3.65	3.707	1.56	GRA-DIO
Maricunga (Refugio)	-69.283	-27.550	Pórfido Au-Cu	23	1.735	6.45	3.75	3.751	0.03	DIO
Maritza	-69.213	-26.813	Epitermal HS Au-Ag	-	1.705	6.25	3.65	3.663	0.36	GRA
Marte	-69.029	-27.175	Pórfido Au-Cu	14-13	1.755	6.25	3.55	3.663	3.18	GRA
Pantaniello	-69.066	-27.447	Transicional	22	1.745	6.25	3.55	3.663	3.18	GRA
Pompeya	-69.241	-26.802	Epitermal HS Au-Ag	-	1.705	6.35	3.75	3.707	1.15	GRA-DIO
Purén	-69.234	-26.766	Epitermal HS Au-Ag	-	1.705	6.35	3.75	3.707	1.15	GRA-DIO
Purén Sur	-69.221	-26.782	Epitermal HS Au-Ag	-	1.705	6.25	3.65	3.663	0.36	GRA
Santa Cecilia	-69.338	-27.691	Pórfido Au-Cu	24	1.735	6.45	3.75	3.751	0.03	DIO
Soledad	-69.147	-27.198	Epitermal HS Au-Ag	-	1.725	6.15	3.55	3.618	1.92	BGN
Torito	-69.202	-26.844	Epitermal HS Au-Ag	-	1.705	6.25	3.65	3.663	0.36	GRA
Úrsula	-69.379	-27.772	Pórfido Au-Cu	-	1.735	6.35	3.65	3.707	1.56	GRA-DIO