



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTIMACIÓN DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS Y
ESTRUCTURA DE LA ZONA DE FALLA INTERPLACA
BAJO EL SALAR GRANDE (REGIÓN DE TARAPACÁ,
CHILE), A PARTIR DE ANTECEDENTES
PETROLÓGICOS Y GEOFÍSICOS.**

Profesor Guía: Dr. Jaime Araya Vargas

Francisco Alberto Polanco Chávez

Copiapó, Chile 2023.



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTIMACIÓN DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS Y
ESTRUCTURA DE LA ZONA DE FALLA INTERPLACA
BAJO EL SALAR GRANDE (REGIÓN DE TARAPACÁ,
CHILE), A PARTIR DE ANTECEDENTES
PETROLÓGICOS Y GEOFÍSICOS.**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de Geólogo.

Profesor Guía: Dr. Jaime Araya Vargas

Francisco Alberto Polanco Chávez

Copiapó, Chile 2023

La ciencia se compone de errores, que a su vez son los pasos hacia la verdad.

Julio Verne

Dedicatoria

Dedicado a mi familia y mi pareja que estuvieron
conmigo incondicionalmente en este proceso,
fueron y serán mi motor para avanzar.

Agradecimientos

En primer lugar, me gustaría agradecer al apoyo de mis padres, los cuales siempre se hicieron presentes en toda mi etapa universitaria, apoyándome tanto mental como espiritualmente, siendo un pilar fundamental para cumplir mis metas.

De forma especial quiero agradecer a mi pareja Anett Rojas por su incondicional apoyo y comprensión durante los momentos de estrés, por esos mensajes motivadores que nunca faltaron y su cariño incondicional.

Agradezco mis amigos que hicieron más amena toda mi etapa universitaria, gracias por todas las historias vividas, los momentos vividos siempre estarán junto a mí.

También quiero agradecer al Dr. Jaime Araya por ser mi profesor guía y por entregarme tanto conocimiento. El apoyo entregado en todo este periodo siempre fue motivador y me dio el impulso necesario para finalizar de la mejor manera esta tesis.

Finalmente agradezco al lector de esta tesis, espero que este trabajo de investigación pueda ser interesante y que el conocimiento entregado pueda enriquecer de mejor manera su formación profesional.

Esta tesis fue financiada por el Proyecto FONDECYT/ANID de Iniciación n° 11221266.

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO 1.....	1
1.1. Presentación general y contexto del problema de investigación.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.2.1. Objetivo general.....	2
1.2.2. Objetivos específicos.....	2
1.3. Hipótesis.....	2
1.4. Ubicación y accesos.....	2
CAPÍTULO 2.....	4
2.1. La zona de falla interplaca o <i>megathrust</i>	4
2.1.1. Geología del <i>megathrust</i>	6
2.1.1.1. Rocas de paleo- <i>megathrust</i> exhumadas.....	7
2.1.1.2. Estudios petrológicos.....	8
2.1.2. Propiedades físicas del <i>megathrust</i>	9
2.1.2.1. Estudios sísmicos.....	9
2.1.2.2. Estudios de resistividad eléctrica.....	11
2.1.2.3. Porosidad.....	12
2.1.2.4. Fluidos en el <i>megathrust</i>	12
2.1.2.5. Fuentes de fluidos.....	13
2.1.2.6. Composición de fluidos.....	14
2.1.2.7. Deshidratación de rocas del <i>megathrust</i>	15
2.1.2.8. Formación del sistema de vetas.....	17
2.2. Resistividad eléctrica.....	17
2.2.1. Parámetros que controlan la resistividad de una roca.....	18
2.2.2. Resistividad eléctrica en el <i>megathrust</i>	19
2.2.3. Modelos de resistividad eléctrica.....	20
2.2.3.1. La Ley de Archie.....	21
2.2.3.2. La Ley de Archie modificada.....	22
2.2.4. El método magnetotelúrico.....	22
2.2.4.1. Adquisición.....	23
2.2.4.2. Ecuaciones de Maxwell.....	23
2.2.4.3. Funciones de transferencia.....	24
2.2.4.4. Modelación.....	25

CAPÍTULO 3	27
3.1. Geología regional.....	27
3.1.1. Contexto tectónico	27
3.1.2. Evolución geológica de los Andes Centrales	28
3.1.3. Geología de la Cordillera de la Costa	32
3.1.3.1. Litología.....	32
3.1.3.2. Estructura	33
3.2. Geología local	33
3.2.1. Salar Grande.....	33
3.2.1.1. Litología.....	34
3.2.1.2. Estructura	36
3.2.2. Geología del <i>megathrust</i>	38
3.2.2.1. Pichilemu	40
3.2.2.1.1. Litología.....	40
3.2.2.1.2. Estructura	42
3.2.2.1.3. Evolución mineralógica	44
3.2.2.1.4. Evolución de las rocas y vetas	45
3.2.2.2. Isla Diego de Almagro	46
3.2.2.2.1. Litología.....	47
3.2.2.2.2. Estructura	50
3.2.2.2.3. Evolución litológica y estructural	51
CAPÍTULO 4	53
4.1. Estimación de resistividad eléctrica del <i>megathrust</i> en el norte de Chile.....	53
4.2. Estudio magnetotelúrico en el salar Grande.....	58
4.2.1. Adquisición de datos	58
4.2.1.1. Instrumentación.....	60
4.2.1.2. Instalación de estaciones.....	61
4.2.2. Procesamiento de datos	64
4.2.3. Modelación	64
CAPÍTULO 5	66
5.1. Resistividad eléctrica del <i>megathrust</i>	66
5.1.1. Variaciones en la resistividad de la matriz (R_s).....	66
5.1.2. Variaciones de la resistividad eléctrica de los fluidos (R_w).....	67

5.1.3. Variaciones en la porosidad (Φ).....	69
5.1.4. Variaciones en el exponente de cementación (m).....	70
5.1.5. Variaciones de la resistividad eléctrica del volumen de roca (R_r)	70
5.2. Modelo numérico de la resistividad eléctrica del <i>megathrust</i>	72
5.2.1. Modelado numérico teórico	73
5.2.1.1. Resistividad eléctrica mínima del <i>megathrust</i>	74
5.2.1.2. Resistividad eléctrica intermedia del <i>megathrust</i>	75
5.2.1.3. Resistividad eléctrica máxima del <i>megathrust</i>	76
5.3. Respuesta magnetotelúrica del <i>megathrust</i>	78
5.3.1. Respuesta de los modelos teóricos en la posición de las estaciones MT	78
5.3.2. Respuestas magnetotelúricas observadas en el área del salar Grande	82
5.3.2.1. Comparación de las respuestas del modelo teórico con las mediciones	83
CAPÍTULO 6	88
6.1. Validez de estimaciones de resistividad eléctrica en rocas y fluidos.....	88
6.1.1. Rango de validez de las estimaciones de resistividad eléctrica	90
6.1.2. Influencia del rango de validez en los resultados obtenidos	94
6.2. Estructura del <i>megathrust</i>	95
6.2.1. Modelo de resistividad eléctrica preferido.....	95
6.3. Capacidad de estudios magnetotelúricos para resolver el <i>megathrust</i>	97
CAPÍTULO 7	98
REFERENCIAS	101
ANEXOS	119
ANEXO 1. Abreviaciones minerales	119
ANEXO 2. Estimación zona de daño del <i>megathrust</i>	120
ANEXO 3. Respuesta magnetotelúrica del <i>megathrust</i>	121

Índice de figuras

Figura 1.1. Ubicación y contexto general del área de estudio	3
Figura 2.1. Diagrama esquemático que ilustra la localización y partes del <i>megathrust</i> en el contexto de una zona de subducción.....	6
Figura 2.2. Velocidades sísmicas de rocas y minerales representativos de litologías en zonas de subducción.....	10
Figura 2.3. Modelo conceptual donde se muestran las variaciones relativas esperadas en velocidad sísmica y reflectividad sísmica en las zonas de transición del <i>megathrust</i>	11
Figura 2.4. Rango de valores de resistividad y conductividad eléctrica para las rocas	18
Figura 3.1. Configuración tectónica del borde occidental de Sudamérica	28
Figura 3.2. Evolución tectono – estratigráfica de los Andes Centrales.....	31
Figura 3.3. Mapa geológico simplificado y estructural para la zona del salar Grande	35
Figura 3.4. Evolución mineralógica del esquisto azul – esquisto verde de las vetas y la roca huésped	45
Figura 3.5. Esquema de una zona de subducción donde se ilustra la formación de vetas y la evolución de rocas interpretadas para los afloramientos en Infiernillo ..	46
Figura 3.6. Unidades que conforman la Isla Diego de Almagro (DAI)	50
Figura 3.7. Sección esquemática que ilustra la zona de subducción inferida representando la evolución litológica y estructural de la isla Diego de Almagro (DAI) hace 70 Ma	51
Figura 4.1. Ubicación de estaciones MT.....	59
Figura 4.2. Instrumentación.....	61
Figura 4.3. Disposición de la instrumentación en la estación MT	63
Figura 5.1. Modelo conceptual de las variaciones de la resistividad eléctrica de la matriz en el <i>megathrust</i> y su entorno.....	67
Figura 5.2. Modelo conceptual de las variaciones de resistividad eléctrica de los fluidos en el <i>megathrust</i> y su entorno.....	68
Figura 5.3. Modelo conceptual de las variaciones de porosidad en el <i>megathrust</i> y su entorno	69
Figura 5.4. Modelo conceptual de las variaciones de la resistividad eléctrica del volumen de roca en el <i>megathrust</i> y su entorno.....	71
Figura 5.5. Modelo numérico de la resistividad eléctrica mínima de la roca en el <i>megathrust</i>	74
Figura 5.6. Modelo numérico de la resistividad eléctrica intermedia de la roca en el <i>megathrust</i>	76

Figura 5.7. Modelo numérico de la resistividad eléctrica máxima de la roca en el <i>megathrust</i>	77
Figura 5.8. Comparación entre las funciones de transferencia obtenidas de los modelos de resistividad máxima (puntos) con el modelo de resistividad mínima (líneas) para cada estación MT	79
Figura 5.8. (continuación).....	80
Figura 5.9. Comparación entre las funciones de transferencia de los modelos de resistividad máxima (puntos) con el modelo de resistividad intermedia (líneas) para cada estación MT.....	81
Figura 5.10. Compilación de las funciones de transferencia calculadas a partir de las mediciones en todas las estaciones MT.....	83
Figura 5.11. Comparación entre las respuestas de las funciones de transferencia teóricas (líneas) con los datos medidos (puntos) para cada estación MT.....	85
Figura 5.11. (continuación).....	86
Figura 5.11. (continuación).....	87
Figura A.2.1. Perfil de los valores sísmicos V_p/V_s en la latitud $22.5^\circ S$.....	120
Figura A.2.2. Perfil de los valores sísmicos V_p/V_s en la latitud $27^\circ S$.....	120
Figura A.3.1. Compilación de la respuesta del modelo teórico de resistividad mínima en la posición de todas las estaciones MT	121
Figura A.3.2. Compilación de la respuesta del modelo teórico de resistividad intermedia en la posición de todas las estaciones MT.....	122
Figura A.3.3. Compilación de la respuesta del modelo teórico de resistividad máxima en la posición de todas las estaciones MT.....	123
Figura A.3.4. Comparación de las respuestas del modelo teórico de resistividad intermedia(líneas) con los datos medidos (puntos) en cada estación.....	124

Índice de Tablas

Tabla 2.1. Formación de minerales, cambio de facies metamórfica y deshidratación a diferentes temperaturas del <i>megathrust</i>	16
Tabla 4.1. Resumen de las estaciones magnetotelúricas instaladas.....	58
Tabla 5.1. Resistividad eléctrica y parámetros asumidos para cada una de las zonas interpretadas en el <i>megathrust</i> y su entorno	72
Tabla 5.2. Valores de resistividad eléctrica mínima de la roca.....	74
Tabla 5.3. Valores de resistividad eléctrica intermedia de la roca	75
Tabla 5.4. Valores de resistividad eléctrica máxima de la roca	77
Tabla 6.1. Valores de resistividad eléctrica mínima de la roca.....	91
Tabla 6.2. Valores de resistividad eléctrica mínima de la roca modificado.....	92
Tabla 6.3. Rango de validez de la resistividad de la roca en las distintas zonas del <i>megathrust</i> en el modelo teórico de resistividad mínima	92
Tabla 6.4. Valores de resistividad eléctrica máxima de la roca	93
Tabla 6.5. Valores de resistividad eléctrica máxima de la roca modificado.....	94
Tabla 6.6. Rango de validez de la resistividad de la roca en las distintas zonas del <i>megathrust</i> en el modelo teórico de resistividad máxima	94

RESUMEN

Los sismos interplaca de zonas de subducción son los más destructivos y peligrosos, provocando pérdidas humanas, económicas y materiales. La zona de contacto entre placas define una falla de cabalgamiento de gran dimensión, también llamada *megathrust*. Según estudios petrológicos, sísmicos y magnetotelúricos (MT), el *megathrust* presenta una concentración anómalamente alta de fluidos y se estima que su resistividad eléctrica debería ser baja (<50 – 100 Ω -m). Sin embargo, todos los estudios MT regionales realizados en el norte de Chile obtienen que en el antearco (incluido el *megathrust*) presenta resistividades eléctricas altas (>1.000 Ω -m).

El objetivo de esta tesis fue obtener un modelo de resistividad eléctrica del *megathrust* bajo el salar Grande (21°S, 70°O; región de Tarapacá), basándose en antecedentes petrológicos esperados para esta zona en profundidad, y comparando la respuesta numérica de la estimación obtenida con datos MT medidos en siete estaciones distribuidas en la zona de estudio. La metodología para estimar la resistividad eléctrica del volumen de roca (R_r) en profundidad se basó en la ley de Archie modificada donde se consideran cuatro parámetros: 1) resistividad de la matriz (R_s), 2) resistividad de los fluidos (R_w), 3) porosidad (Φ) y 4) el exponente de cementación m . Los valores y distribución para estos parámetros fueron determinados en base a la literatura, siendo consistentes con zonas de subducción en Chile y el mundo. Se definieron tres escenarios de resistividad (mínimo, intermedio y máximo) para cada parámetro. Posteriormente, con los valores de R_r definidos en los tres escenarios, se utilizó el software *3D Grid Academic* para crear tres modelos numéricos teóricos de resistividad eléctrica del subsuelo. Se calculó la respuesta numérica de estos modelos y se comparó con los valores de las funciones de transferencia obtenidos en cada estación MT medida. De acuerdo a estos resultados, las curvas de sondeo del modelo teórico de resistividad mínima muestran un mejor ajuste a los valores y tendencias de la componente de resistividad eléctrica aparente xy (ρ_{axy}) entre los 50 y 1.000 segundos en la mayoría de las estaciones. El patrón de esta componente en ese rango de periodos se explicaría por una zona de baja resistividad, presumiblemente debido a una mayor interconexión de fluidos y/o mayor cantidad de ellos. La posición de esta zona de baja resistividad coincidiría con la ubicación de la zona de transición inferior del *megathrust*, el *down – dip*, la que presumiblemente se encontraría a una profundidad entre los 40 a 55 kilómetros. Se concluye que estudios MT serían capaces de detectar una zona de baja resistividad bajo el salar Grande.

PALABRAS CLAVES: *Megathrust*, resistividad eléctrica, ley de Archie modificada, modelo numérico, método magnetotelúrico, salar Grande

ABSTRACT

Interplate earthquakes in subduction zones are the most destructive and dangerous, causing human, economic and material losses. The contact zone between plates defines a large – scale thrust fault, also known as a megathrust. According to petrological, seismic and magnetotelluric (MT) studies, the megathrust presents an anomalously high concentration of fluids and it is estimated that its electrical resistivity should be low (<50 – 100 Ω -m). However, all MT regional studies in northern Chile have found that the forearc (including the megathrust) exhibits high electrical resistivities (>1.000 Ω -m).

The objective of this thesis was to obtain a model of electrical resistivity beneath the salar Grande (21°S, 70°W; Tarapacá region), based on expected petrology for this area at depth, and comparing the numerical response of the estimate obtained with MT data measured at seven stations distributed in the study area. The methodology for estimating the electrical resistivity of the rock volume (R_r) at depth was based on the modified Archie's law, considering four parameters: 1) matrix resistivity (R_s), 2) fluid resistivity (R_w), 3) porosity (Φ), and 4) cementation exponent m . The values and distribution for these parameters were determined based on the literature, being consistent with subduction zones in Chile and the world. Three resistivity scenarios (minimum, intermediate and maximum) were defined for each parameter. Subsequently, with the R_r values defined in the three scenarios, the 3D Grid Academic software was used to create three theoretical numerical models of subsurface electrical resistivity. The numerical response of these models was calculated and compared with the values of the transfer functions obtained at each measured MT station. Based on these results, the sounding curves of the theoretical model of minimum resistivity show a better fit to the values and trends of the apparent electrical resistivity component xy (ρ_{axy}) between 50 and 1,000 seconds in most stations. The pattern of this component in that range of periods would be explained by a zone of low resistivity, presumably due to a higher interconnection of fluids and/or a greater concentration of them. The position of this low resistivity zone coincides with the location of the lower transition zone of the megathrust called down – dip and a presumably be found in a depth range between 40 and 55 kilometers. It is concluded that MT studies would be able to detect a zone of low resistivity below the salar Grande.

KEY WORDS: Megathrust, electrical resistivity, modified Archie's law, numerical model, magnetotelluric method, salar Grande

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación general y contexto del problema de investigación

Los sismos interplaca de zonas de subducción son los más destructivos y peligrosos (Madariaga, 1998), provocando pérdidas humanas, económicas y materiales. En Chile los sismos interplaca concentran más del 25% de la energía liberada de forma sísmica en el mundo (Cisternas, 2011) y han alcanzado magnitudes de momento sísmico (M_w) sobre 8. Por ejemplo, el sismo del Maule del año 2010 (M_w 8,8) causó 521 víctimas fatales (Fritz et al., 2011), la pérdida de 15.000 puestos de trabajo (EERI, 2010), la caída bajo la línea de la pobreza de cerca del 3% de la población chilena (Larrañaga y Herrera, 2010) y que más de 200.000 familias perdieran sus hogares (MINVU, 2010).

Los sismos interplaca ocurren cuando el esfuerzo compresivo en la zona de contacto entre placas supera al acoplamiento mecánico que traba el movimiento de éstas, produciendo un movimiento relativo de las placas. La zona de contacto entre placas define una falla de cabalgamiento de gran dimensión, llamada también *megathrust* (Bilek y Lay, 2018).

Según modelos petrológicos, en una zona de subducción se espera que la placa inferior se deshidrate progresivamente como consecuencia del metamorfismo que sufre al hundirse y compactarse. Los fluidos generados por deshidratación deberían acumularse dentro de la placa inferior y/o migrar hacia el *megathrust* y placa superior (Saffer y Tobin, 2011). En concordancia con lo anterior, estudios sísmicos sugieren que el *megathrust* se caracteriza por una concentración anómalamente alta de fluidos (Audet y Bürgmann, 2014; Pastén-Araya et al., 2018). Como los fluidos corticales suelen tener una resistividad eléctrica baja ($<50 - 100 \Omega\text{-m}$), por ende, considerando los modelos petrológicos y sísmicos, el *megathrust* debería caracterizarse por tener una resistividad eléctrica relativamente baja. Sin embargo, estudios magnetoteléuricos regionales realizados en el norte de Chile obtienen que el antearco (incluido el *megathrust*) presenta resistividades eléctricas altas ($>1000 \Omega\text{-m}$) (Araya Vargas et al., 2019; Kühn et al., 2014; Slezak et al., 2021). Para entender la causa de esta controversia entre estudios magnetoteléuricos y petrológicos-sísmicos, en esta tesis se estimó la geometría y propiedades físicas del *megathrust*, en particular de su resistividad eléctrica. El salar Grande (región de Tarapacá)

fue escogido como área de estudio debido a que existen mediciones magnetotelúricas con las que se podrá llevar a cabo la investigación. En este estudio, se combinaron antecedentes petrológicos y geofísicos (sísmicos y magnetotelúricos) para estimar cómo se distribuyen los fluidos y la resistividad eléctrica en el *megathrust*.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Estimar la distribución de valores de la resistividad eléctrica en el *megathrust* bajo el sector del salar Grande, región de Tarapacá.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Estimar la resistividad eléctrica de las rocas presentes en el *megathrust*.
2. Estimar la resistividad eléctrica de los fluidos presentes en el *megathrust*.
3. Estimar la distribución de la porosidad en el *megathrust* y su zona de daño.
4. Obtener un modelo de cómo se distribuye la resistividad eléctrica en el *megathrust* bajo el salar Grande.

1.3. Hipótesis

Se plantea como hipótesis que el *megathrust* en el área de estudio se caracteriza por una baja resistividad eléctrica debido a la gran presencia de fluidos que migran por las fallas y fracturas que lo componen. Esta hipótesis se basa en lo que sugieren los modelos petrológicos (Saffer y Tobin, 2011) y sísmicos (Audet y Bürgmann, 2014; Pastén-Araya et al., 2018).

1.4. Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica en el salar Grande aproximadamente a 25 kilómetros al oeste de la Ex oficina salitrera Iris. Limita al norte con el salar del Soronal, al oeste con la Cordillera de la Costa, al sur con la cuenca inferior del río Loa, y al este con la Pampa del Tamarugal (Niemeyer, 1980).

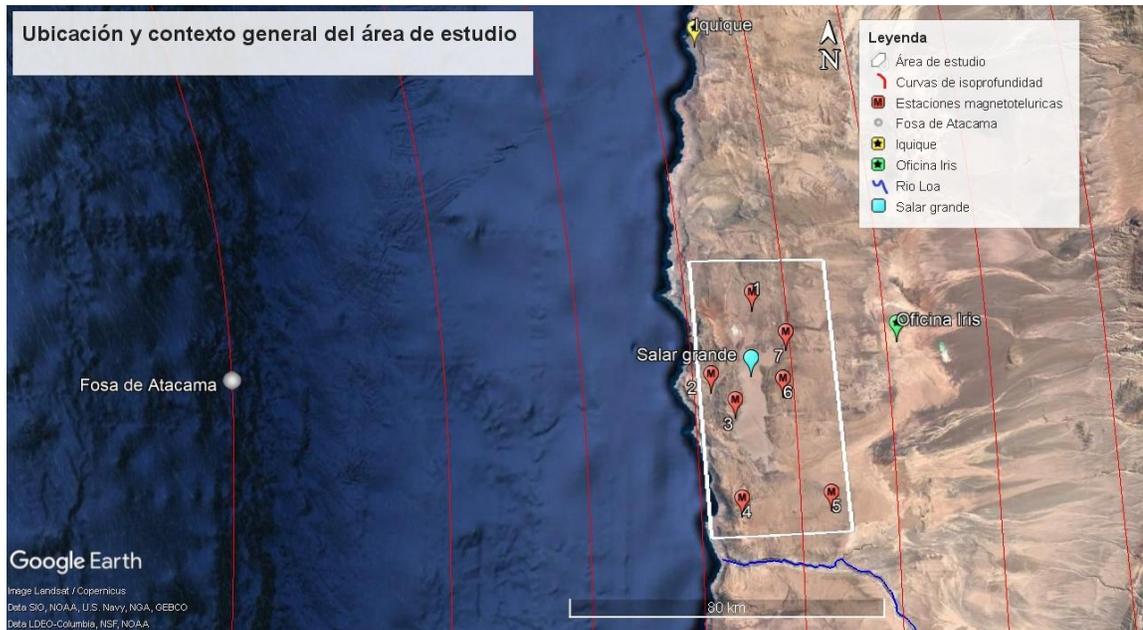


Figura 1.1. Ubicación y contexto general del área de estudio. El polígono blanco indica el área de estudio. Los pins rojos indican la ubicación de las estaciones magnetotelúricas. Las líneas rojas son las curvas de isoprofundidad (cada 10 km) del techo de la placa de Nazca (tomadas de Hayes et al., 2018). El área de estudio se encuentra sobre un sector donde el *megathrust* se ubica entre 40 a 50 km de profundidad.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1. La zona de falla interplaca o *megathrust*

La zona de falla interplaca o *megathrust* es una zona de cabalgamiento de gran dimensión presente en márgenes convergentes (Bilek y Lay, 2018), cuya mecánica de movimiento es friccional y anisótropa (Behr y Burgmann, 2021; Faulkner et al., 2010; Saffer y Tobin, 2011). En zonas de subducción, el *megathrust* comprende todo el contacto entre placas, desde la fosa hasta el sector donde las placas se desacoplan (Behr y Burgmann, 2021; Lay y Bilek, 2007). A lo largo del manteo, el *megathrust* tiene un largo de 100 ± 50 kilómetros, extendiéndose entre una profundidad mínima de 5 – 10 km hasta profundidades máximas de 25 – 55 km, dependiendo del manteo de la placa subductante. Estas profundidades determinan que a lo largo del *megathrust* las temperaturas varíen de 100 – 150°C hasta 350 – 500°C, mientras que la presión fluctúe de $\sim 0,35$ GPa a 0,9 GPa respectivamente (Angiboust et al., 2015; Behr y Burgmann, 2021; Chapman et al., 2022; Condit y French, 2022; Lay y Bilek, 2007; Tewksbury et al., 2021). La profundidad máxima del *megathrust* está marcada por un cambio en el mecanismo de deformación, pasando de un régimen friccional más somero, a un régimen mixto friccional – viscoso más profundo donde se genera deformación plástica (Angiboust et al., 2015; Behr y Burgmann, 2021). El espesor en la zona de falla aumenta con el desplazamiento, presentando variaciones de espesor a lo largo del rumbo y el manteo (Audet y Schaeffer, 2018; Childs et al., 2007; Delph et al., 2018; Kim et al., 2019; Knott et al., 1996; Sperrevik et al., 2002; Toya et al., 2017), como también depende del contraste en resistencia mecánica entre el protolito y la zona de deformación (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010). Si bien no se puede precisar el espesor del *megathrust* con exactitud, debido a que no hay forma de medir directamente esta zona, se postulan rangos de espesor entre 3 a 10 kilómetros, basándose en zonas de baja velocidad sísmica, alta reflectividad y conductividad estimadas a lo largo del *down – dip*, correspondiente a la zona de transición inferior del *megathrust* (Delph et al., 2018; Hansen et al., 2012; Tewksbury et al., 2021). Estudios estructurales de Bensen et al. (2013) y Faulkner et al. (2010) postulan espesores de varios kilómetros, basados en la evidencia

de desplazamiento de la falla en eventos sísmicos episódicos. Además, según Rowe et al. (2009) y Kondo et al. (2005), el espesor del *megathrust* es mayor en la parte inferior (corteza oceánica) que en la parte superior (corteza continental). El desplazamiento de la falla puede extenderse cortando distintas litologías y estructuras (Bensen et al., 2013).

En zonas de alto acoplamiento entre placas, se bloquea el deslizamiento relativo entre ellas (Chlieh et al., 2004, 2008), fenómeno que facilita y controla la nucleación y propagación de terremotos (Angiboust et al., 2015; Burgmann et al., 2005; Moreno et al., 2010; Protti et al., 2014). El bloqueo o alto acoplamiento entre placas es una propiedad transitoria, la cual puede comenzar por la reducción de la presión de poros y el aumento del esfuerzo efectivo (Scholz, 1998). El grado de acoplamiento depende de factores como la temperatura, la composición litológica, la presión de poros y el contenido de fluido en la zona de cizalla (Saffer y Wallace, 2015). Zonas de alto acoplamiento se caracterizan por una interfaz de la placa menos hidratada comparada a la zona desacoplada (Behr y Burgmann, 2021; Guo et al., 2021; Saffer y Tobin, 2011).

El *megathrust* presenta zonas de transición en sus extremos inferior y superior que indican un parcial desbloqueo de las placas. En el extremo superior (llamado *up – dip*, 5– 10 km de profundidad) denota el inicio del drenaje de la alta presión de poros inicial, en cambio, el extremo inferior (llamado *down – dip*, 30 – 55 km de profundidad) es una región donde la deshidratación metamórfica genera una alta presión de poros, y donde en general ocurre la nucleación de megaterremotos ($M_w > 8$) (Angiboust et al., 2015; Behr y Burgmann, 2021; Lay y Bilek, 2007; Tewksbury et al., 2021). Los espesores de la zona de falla en los extremos se reducen al disminuir el coeficiente de fricción en las placas (Behr y Burgmann, 2021; Bensen et al., 2013). El *up – dip* es una zona frágil con temperaturas aproximadas entre 100 – 150°C, donde se espera una transición entre un segmento con deslizamiento estable a uno inestable con movimiento friccional a baja velocidad (Lay y Bilek, 2007). El *up – dip* se caracteriza por estar situado bajo el prisma de acreción, generado por la acumulación de sedimentos provenientes de la placa subductante. El *down – dip* es una zona de cizallamiento dúctil y presenta una temperatura aproximada de 450 – 500 °C. Si bien aquí los procesos de deformación plástica son dominantes, la deformación frágil también puede ocurrir si la presión de poros de fluido alcanza valores

casi litostáticos (0,9 GPa) como consecuencia de la deformación por debajo y en la pared colgante de la interfaz de subducción, aumentando la compactación y disminuyendo la permeabilidad (Etheridge, 1983; Hobbs et al., 1986; Mancktelow, 2006; Saffer y Tobin, 2011; White, 2012). La interfaz de la placa en las zonas de transición tiene permeabilidades muy bajas (10^{-24} a 10^{-13} m²), lo que mantiene una alta presión de poros (Audet et al., 2009; Moreno et al., 2014; Peacock et al., 2011; Saffer y Tobin, 2011).

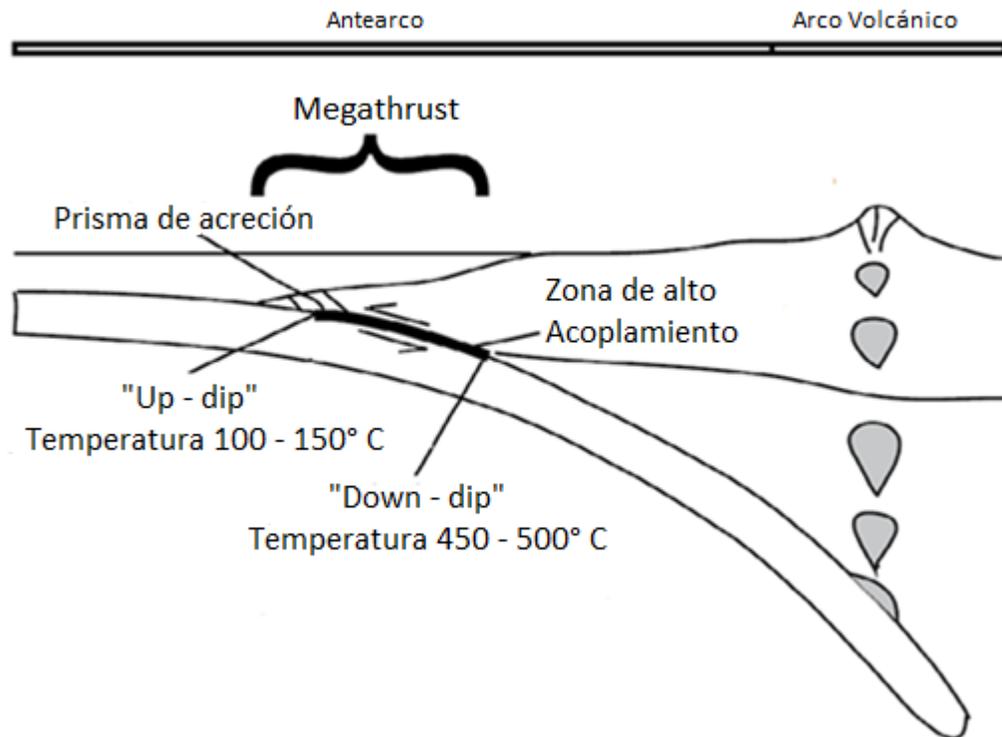


Figura 2.1. Diagrama esquemático que ilustra la localización y partes del *megathrust* en el contexto de una zona de subducción. La geometría del *megathrust* varía de una región a otra debido al ángulo de manto de la placa. Modificado de Lay y Bilek (2007).

2.1.1. Geología del *megathrust*

La geología del *megathrust* no puede ser caracterizada con precisión debido a la incapacidad de recopilar muestras físicas por la profundidad de esta zona, además de su anisotropía (p. ej. presencia de foliaciones, laminaciones, fracturas orientadas, alineación de cristales, simetría, entre otros) (Ji et al., 2010), de manera que, estudios de rocas de paleo-*megathrust* exhumadas y estudios petrológicos teóricos permiten inferir su litología y mineralogía.

2.1.1.1. Rocas de paleo-*megathrust* exhumadas

A través de estudios de rocas de paleo-*megathrust* exhumadas en distintas zonas de subducción en el mundo, se ha interpretado la movilidad de fluidos en el *megathrust*, sus sistemas de vetas, litologías, fuentes potenciales de heterogeneidad reológica, estructuras, distribución de permeabilidad, reacciones metamórficas y patrones de deformación (transitoria y estacionaria). Alrededor del océano Pacífico, la litología generalmente tiene un origen oceánico y/o continental, y afloran generalmente en la parte interna del prisma de acreción (Brown y Blake, 1987; Carden et al., 1977; Ernst, 1975, 1988; Platt, 1986). Es importante mencionar que, al momento de la exhumación de las rocas que han sido estudiadas, el gradiente geotérmico pudo haber sido mayor que el gradiente que siguió la roca al momento de su enterramiento (trayectoria metamórfica prógrada), por lo que la mineralogía y estructuras formadas en las rocas durante su permanencia en el *megathrust* pueden estar sobreimpuestas por procesos posteriores. Además, puede existir una reorientación, reelaboración y deformación adicional, por ejemplo, un plegamiento a una estructura principal foliada (Behr y Platt, 2012; Muñoz-Montecinos et al., 2020; Plunder et al., 2015).

A raíz de los afloramientos de paleo-*megathrust* en el mundo, se puede definir que un gradiente geotérmico de subducción y subplacas coetáneas controlan la dinámica a largo plazo en la región que va desde los 30 a 40 km de profundidad en zonas de subducción en todo el mundo (Angiboust et al., 2018; Calvert et al., 2011; Grove et al., 2008; Muñoz-Montecinos et al., 2020).

Se cree que los mecanismos para la exhumación de estos complejos de subducción ocurren por una combinación del aumento de la fuerza de flotación, un flujo de retorno impulsado por un aumento de presión a lo largo de la parte superior de la placa de subducción o una extensión de la placa superior propiciado por un *roll-back* (Agard et al., 2009; Behr y Burgmann et al., 2021; Brun y Faccenna, 2008; Guillot et al., 2009; Platt, 1986; Shreve y Cloos, 1986).

La duración en la exhumación de las zonas paleo-*megathrust* se puede diferenciar en tres: 1) exhumación temprana, característica de una subducción joven y cálida (p. ej. Franciscano, Sur de Chile); 2) Exhumación tardía, característica de una subducción

continental (p. ej. Nueva Caledonia, Alpes Occidentales); 3) Exhumación incidental, donde existe una modificación geodinámica de la convergencia a través de la zona de subducción (p. ej. SE Zagros, Himalaya, Ecuador, Norte de Cuba) (Agard et al., 2009).

A pesar de las diferencias en las zonas de subducción alrededor del mundo (afectando la temperatura y presión de cada zona) se logra dilucidar semejanzas en la litología de las zonas paleo-*megathrust* exhumadas, las cuales corresponden a facies de anfibolita, esquistos verdes y esquistos azules, acompañadas de rocas meta-sedimentarias, además de presencia de vetas principalmente de cuarzo, albita y calcita. También se observa que en general, las rocas en las zonas de cizallamiento (transición frágil – dúctil) presentan una matriz con mayor viscosidad (p. ej. Filosilicatos, meta-sedimentos y serpentinitas), envolviendo a una matriz menos viscosa (p. ej. Anfibolitas, eclogitas y/o peridotitas relictas) (Behr y Burgmann, 2021; Cloos, 1982; Festa et al., 2010).

2.1.1.2. Estudios petrológicos

Según la interpretación de la litología presente en la corteza oceánica y continental, se espera que la litología del *megathrust* correspondería principalmente a basaltos y gabros (Clift, 2017; Davis y Whitney, 2008; Key et al., 2013; Kurz et al., 1998; Rawling y Lister, 2002), y en menor medida granitos (Kondo et al., 2005; Pommier y Evans, 2017; Rowe et al., 2009; Seyfried, 1998), además de protolitos sedimentarios involucrados en las zonas de falla (p.ej. cherts, lutitas, grauvacas y carbonatos pelágicos). Las propiedades reológicas en la interfaz de subducción pueden cambiar en función de la alteración inicial del fondo marino y el grado metamórfico (Clift, 2017; Davis y Whitney, 2008; Kotowski y Behr, 2019; Kurz et al., 1998; Rawling y Lister, 2002).

Considerando los rangos de temperatura y presión presentes en los *megathrust* (ver capítulo 2.1.), se esperaría la presencia de rocas con facies metamórficas de zeolita, prehnita-pumpellyita, prehnita-actinolita, epidota-anfibolita, esquistos verdes y esquistos azules (lawsonita y lawsonita – jadeíta) (Cross y Pilger, 1982; Uyeda, 1982; Wilson, 1991). Los esquistos contienen una relación variable de cuarzo – mica, meta – cherts (cuarcitas) y mármol (Behr y Burgmann, 2021).

Rocas de falla como la cataclasita, pseudotaquilita y milonitas, se infieren a diferentes profundidades del *megathrust*. La cataclasita generalmente se encuentra cerca de la

superficie y representa la deformación co – sísmica a post – sísmica a lo largo del interfaz de subducción (Angiboust et al., 2015; Muñoz-Montecinos et al., 2020). La pseudotaquilita, debido a su deformación permite representar las tasas de deformación sísmica en el *megathrust* (Bachmann et al., 2009; Behr y Burgmann, 2021; Muñoz-Montecinos et al., 2020). Las milonitas se sitúan en la base del *megathrust*, debido a su cizallamiento dúctil (Kotowski y Behr, 2019).

2.1.2. Propiedades físicas del *megathrust*

Las propiedades físicas como velocidad de ondas sísmicas y resistividad eléctrica, en conjunto con modelos petrofísicos, permiten interpretar la estructura del *megathrust*, así como inferir sus propiedades hidráulicas: concentración de fluidos, porosidad y presión de poros (Calahorrano et al., 2008; Reynard, 2016; Saffer, 2003; Screatton et al., 2002; Tobin y Saffer, 2009).

Basándose en modelos de propiedades eléctricas y sísmicas del *megathrust*, estudios geofísicos previos han estimado los factores que controlan la magnitud, la distribución del exceso de presión de poros y la resistencia a la deformación de la falla (Audet y Bürgmann, 2014; Heise et al., 2012, 2013, 2017, 2019; Husker et al., 2018; Pastén-Araya et al., 2018, 2021, 2022; Pommier y Evans, 2017; Saffer y Tobin, 2011; Reynard et al., 2011; Reynard, 2016).

2.1.2.1. Estudios sísmicos

A partir de los valores de velocidades sísmicas se pueden inferir cambios litológicos, información de la anisotropía, presión de poros y la presencia de fluidos (Stewart et al., 2003). La velocidad de la onda sísmica P (V_p) permite estimar la presión de poros, de tal manera, que bajos valores V_p indican una alta presión de poros en una región subcompactada (relacionada con condiciones de drenaje deficiente), mientras que, altos valores V_p indicarían una baja presión de poros (Bangs et al., 2009; Park et al., 2010). La velocidad de la onda sísmica S (V_s) dependerá de los factores estructurales (fracción volumétrica del fluido y geometría de los poros) (Takei, 2002). La razón entre las velocidades sísmicas P y S (V_p y V_s) se suele utilizar como un estimador de la cantidad de fluidos: altos valores de V_p/V_s ($>1,8$) indicarían una alta presión de poros y presencia de fluidos, mientras que, bajos valores de V_p/V_s ($<1,74$) señalarían una baja presión de

poros y ausencia o baja presencia de fluidos. Valores intermedios de V_p/V_s (entre 1,74 a 1,8) puede interpretarse como fluidos de rocas metamórficas en proceso de deshidratación y/o fluidos externos (Audet et al., 2009; Guo et al., 2021; Pastén-Araya et al., 2018, 2022; Peacock et al., 2011; Vergara-Daskam, 2016; Wang y Hu, 2006).

En zonas de subducción, las velocidades sísmicas de rocas y minerales pueden variar típicamente en los siguientes rangos (ver Figura 2.2):

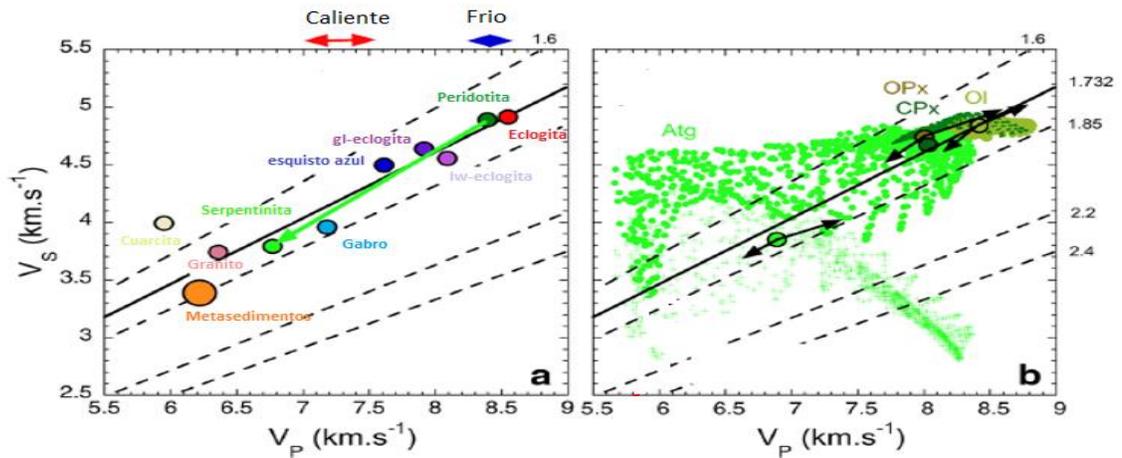


Figura 2.2. Velocidades sísmicas de rocas y minerales representativos de litologías en zonas de subducción. (a) Efectos en la composición de los minerales; Lw: lawsonita; Gl: Glaucofano; (b) Anisotropía y efectos de la presión de fluidos en rocas ultramáficas (manto). Atg: Antigorita – Serpentinita; CPx: Clinopiroxeno; OPx: Ortopiroxeno; Ol: Olivino. Líneas segmentadas negras indican zonas con igual valor de razón V_p/V_s . Modificado de Reynard (2016).

En el *down – dip*, la presión de poros elevada (generada por deshidratación) produce que la velocidad sísmica sea baja, una alta razón V_p/V_s , y además alta reflectividad sísmica. En cambio, en el *up – dip* al existir una combinación entre compactación y deshidratación (en su mayoría arcillas), se produce un bajo valor de V_p y una alta reflectividad. En concordancia con lo anterior, la alta reflectividad se relaciona con zonas de deshidratación y/o presión de poros elevada (ver figura 2.3) (Saffer y Tobin, 2011).



Figura 2.3. Modelo conceptual donde se muestran las variaciones relativas esperadas en velocidad sísmica y reflectividad sísmica en las zonas de transición del *megathrust*. Modificado de Saffer y Tobin (2011).

2.1.2.2. Estudios de resistividad eléctrica

Estudios magnetoteléuricos en diversas zonas de subducción indican que el *megathrust* se caracteriza por valores de resistividad eléctrica en rangos de 1.000 – 10.000 Ωm y 0,01 – 10 Ωm (Reynard, 2016). Las resistividades $>1.000 \Omega\text{m}$ son típicas de zonas de subducción frías y con escasa cantidad de fluidos y sedimento (p. ej. zonas de subducción Chile – Perú, Aleutianas, Marianas y NE de Japón) (Ganzhorn et al., 2019; Muñoz-Montecinos, 2021; Pommier y Evans, 2017; Reynard et al., 2011; Syracuse et al., 2010). En cambio, resistividades $<10 \Omega\text{m}$ se han observado en zonas de subducción calientes donde se interpretan una mayor abundancia de fluidos originados por deshidratación, sedimentos y fusión (Zona de subducción de Cascadia, Centroamérica, Isla de Zyros, SO de Japón, Sur y Austral de Chile) (Kotowski y Behr, 2019; Ganzhorn et al., 2019; Pommier y Evans, 2017; Reynard et al., 2011). En general una interfaz de subducción con gran acoplamiento (zona bloqueada) presenta los valores más altos de resistividad debido a la reducción de la interconectividad (y la permeabilidad) entre los poros que contienen fluidos, en cambio, zonas con bajo acoplamiento representarían sectores con mayor interconexión entre poros y por lo tanto menor resistividad (Guo et al., 2021; Sun et al., 2020; Wannamaker et al., 2014).

Estimar la cantidad de fluidos por medio de la resistividad requiere una comprensión del grado de interconectividad de la fase líquida, porque su geometría afecta la resistividad total del volumen de roca debido a su anisotropía eléctrica (Pommier y Evans, 2017).

2.1.2.3. Porosidad

Se puede estimar la porosidad del *megathrust* por medio de la cuantificación de la presión de poros y el flujo de fluidos, siendo independiente de la orientación que se estime (Kawano et al., 2011; Peacock et al., 2011). La geometría de los poros incide directamente en la resistividad eléctrica, reflectividad sísmica y permeabilidad (Cai et al., 2017; Saffer y Tobin, 2011; Pastén-Araya et al., 2018, 2021, 2022; Reynard, 2016). En los primeros kilómetros del *megathrust*, específicamente en el *up – dip*, debajo del prisma de acreción, existiría una alta porosidad (entre 2% y 10%)(Peacock et al., 2011; Tobin y Saffer, 2009), la cual disminuye en profundidad a lo largo del segmento central del *megathrust* a medida que la presión y la temperatura aumentan, obteniendo una porosidad mínima de 0,5%, esta porosidad puede aumentar a un 2% si ocurre un sismo con una magnitud de momento (Mw) alta (Ganzhorn et al., 2019; Guo et al., 2021; Peacock et al., 2011). Las porosidades inferidas en el *down – dip* en temperaturas entre 200 – 400°C y 400 – 500°C son del 3% y 1% respectivamente a través de estudios de velocidades sísmicas (Guo et al., 2021). Sin embargo, en las vetas de rocas paleo-*megathrust* exhumadas la porosidad es mayor, con valores entre 4% y 11% (Muñoz-Montecinos et al., 2020; Tewksbury et al., 2021).

Según estudios sísmicos, un cambio en los valores V_p/V_s de ~1,85 a ~1,7 corresponde a una disminución de alrededor de un 3% de porosidad desde el segmento central del *megathrust* al *down – dip* (Guo et al., 2021; Peacock et al., 2011; Pimienta et al., 2018). La disminución de la porosidad y la presión del fluido se asocia a un escape de fluidos al aumentar la presión y profundidad (Guo et al., 2021).

2.1.2.4. Fluidos en el *megathrust*

A pesar de constituir una zona de falla donde podría esperarse condiciones favorables de permeabilidad para la migración de fluidos, en el segmento central del *megathrust* no existiría una presencia importante de fluidos (4 – 14% de liberación de agua en porcentaje de peso [wt%]) debido a un elevado coeficiente de fricción (Behr y Burgmann, 2021; Saffer y Tobin, 2011). Esta elevada fricción disminuiría la porosidad y permeabilidad en

la zona de falla, creando una barrera para la migración de fluidos (Carson y Screaton, 1998; Saffer y Tobin, 2011). En consecuencia, se infiere que solo será posible encontrar fluidos a lo largo de un plano de ruptura (el cual puede generar un terremoto) (Guo et al., 2021). En las zonas de transición del *megathrust* debido al parcial desacople de las placas, se espera presencia de fluidos debido a procesos de compactación, deshidratación metamórfica y fluidos externos (Manthilake et al., 2021; Pommier y Evans, 2017; Reynard et al., 2011; Saffer y Tobin, 2011; Underwood, 2007). Las vías para el transporte de fluidos en el *megathrust* pueden ser intermitentes, pues con ello, se logra una alta presión de poros (Saffer y Tobin, 2011). En el *down – dip* los fluidos migran de forma paralela a la interfaz de la placa a lo largo de la anisotropía estructural (p. ej. foliaciones, laminaciones, fracturas orientadas, alineación de cristales, entre otros), por medio de la advección dentro de redes de deformación de alto cizallamiento (Kawano et al., 2011; Angiboust et al., 2014b). En este segmento transicional se estima una alta presión de poros (0,9 GPa) y una interfaz rica en fluidos (4 – 14 wt%) (Audet et al., 2009; Audet y Burgmann, 2014; Behr y Burgmann, 2021; Delph et al., 2018; Fliedner y French, 2021; Giuntoli y Viola, 2022; Peacock et al., 2011), que propicia la formación de vetas y una deformación dúctil (Muñoz-Montecinos et al., 2021). También se estima la presencia de fluidos en el *up – dip* a causa de la compactación y deshidratación de los sedimentos (8 – 10 wt%) (Saffer y Tobin, 2011). Las características de los fluidos presentes en el *megathrust* pueden inferirse a través de los sistemas de vetas encontrados en las rocas exhumadas de paleo-*megathrust* y de las interpretaciones de estudios geofísicos (Muñoz-Montecinos et al., 2020; Pommier y Evans, 2017).

2.1.2.5. Fuentes de fluidos

Los fluidos que ingresan en el *megathrust* tienen su origen en (Castellanos, 2020; Reynard et al., 2011; Manthilake et al., 2021; Peacock, 2014; Saffer y Tobin, 2011):

- a) Agua intersticial contenida en la porosidad intergranular y de fractura en los sedimentos y la corteza ígnea, los cuales son expulsados durante la compactación inicial.
- b) Agua ligada dentro de los minerales hidratados, que se libera por reacciones de deshidratación metamórfica.

c) Fuentes de fluido externas generadas profundamente (>30 km y hasta ~85-100 km) como la descarbonización de la caliza y descomposición de la materia orgánica produciendo CO₂, también reacciones de deshidratación en la transición de facies metamórficas (esquistos azul – eclogita) y la serpentización de la cuña del manto. Estas fuentes de fluidos pueden migrar infiltrándose hacia el *megathrust*.

La mayor fuente de fluido expulsada por la deshidratación en el *up – dip* proviene de la transformación de esmectita en illita (Bethke, 1986) contenidas principalmente en los sedimentos hemipelágicos y pelágicos (Underwood, 2007). La reacción es controlada por la cinética (velocidad a la que tiene lugar las reacciones químicas), y por ende depende del tiempo de exposición y la temperatura (Pytte y Reynolds, 1988). En profundidad, las fuentes de fluido externas como la reacción de deshidratación de los anfíboles comienzan a unos 50 km de profundidad. Este proceso sigue hasta los 75 km aproximadamente y su profundidad es dependiente a la temperatura de la superficie de la placa. La incorporación de flúor estabiliza a los anfíboles por debajo de los 75 km de profundidad (Manthilake et al., 2021).

2.1.2.6. Composición de fluidos

Los fluidos expulsados por la placa subductada tienen menos salinidad (0,001 – 0,8 m) que el agua de mar (0,8 m) debido a que su composición proviene de una mezcla entre agua de mar y fluidos con baja salinidad, proveniente de la deshidratación de las fases hidratadas (Reynard et al., 2011). La serpentización progresiva de rocas de la cuña del manto genera fluidos residuales salinos, debido a que, consume el componente de agua pura de los fluidos de baja salinidad expulsados desde la placa subducida, porque el cloro es repartido cuantitativamente en los fluidos (Reynard et al, 2011; Reynard, 2016). Los fluidos generados por la deshidratación de metasedimentos de la placa oceánica pueden contener azufre (35 – 13300 ppm) (Huang et al. 2021; Zhang et al. 2021), el cual deriva de la descomposición de la materia orgánica (Alt et al., 1993). También existiría una infiltración de fluidos externos abundantes en carbonatos (CaCO₃) derivados de los sedimentos, que se asociaría a la formación de vetas de epidota a lo largo de la zona de cizalla del *megathrust* (Garofalo, 2012).

Fluidos ricos en sílice y sodio (Na) forman vetas de cuarzo y albita respectivamente, de modo que promueven la reducción en la permeabilidad de la zona de falla entre 2 a 4 órdenes de magnitud, por lo tanto, acelerarían el desarrollo de alta presión de poros (alcanzando una presión de poros de hasta 0,9 GPa) (Saffer y Tobin, 2011; Tobin y Saffer, 2009).

2.1.2.7. Deshidratación de rocas del *megathrust*

En la zona de transición superior del *megathrust* (*up – dip*), la extensa compactación y la gran disminución de la porosidad en las rocas, causan deshidratación de la placa y, en consecuencia, ocurre una considerable liberación de fluidos, promoviendo la hidrofracturación y relleno de vetas (Muñoz-Montecinos et al., 2020).

En base a las condiciones de presión y temperatura se ha estimado la formación de minerales y/o transición de facies metamórficas en el *megathrust*, así como la deshidratación de ellas. El calor producido puede ser generado por advección junto con los fluidos, provocando una perturbación local del gradiente geotérmico (Harris et al., 2013; Spinelli y Wang, 2008; Vrolijk et al., 1988).

El metamorfismo prógrado relacionado a la profundización de la placa oceánica genera fluidos, los cuales aumentan la presión de poros y promueve la hidrofracturación de las rocas, a través de vetas previas y la roca huésped (Muñoz-Montecinos et al., 2020; Saffer y Tobin, 2011). Estos fluidos pueden también precipitar cuarzo y calcita (la cantidad de cada mineral varía dependiendo de la composición del fluido) (Muñoz-Montecinos et al., 2020; Touret, 2000; Willner, 2005).

En la siguiente tabla se muestra un resumen de la formación de minerales, rocas y sus transiciones y/o facies metamórficas, junto con los principales minerales y rocas que liberan fluidos a distintas temperaturas del *megathrust*.

Tabla 2.1. Formación de minerales, cambio de facies metamórfica y deshidratación a diferentes temperaturas del *megathrust*.

Temperatura	Formación de minerales y/o transición de facies metamórficas	Mineral(es) y rocas que libera(n) fluidos	Referencias
~60–150°C	Transición de esmectita – illita/clorita en sedimentos subductados.	Deshidratación y compactación de arcillas (colapso de su porosidad) y en menor medida ópalo.	Bekins et al. (1994); Bethke (1986); Bruce (1984); Muñoz-Montecinos et al. (2020); Spinelli y Saffer (2004); Pytte y Reynolds (1988).
~100-225°C	Transición de esquisto clorítico. Facies sub – esquistos verdes en roca meta – basáltica de la corteza oceánica.	Deshidratación de sedimentos y sub - esquistos verdes.	Bailey et al. (1964); Fyfe et al. (1978); Kerrick y Connolly (2001a).
~225-300°C	Formación de esquisto de biotita-clorita-granate en la corteza oceánica. La clorita pasa a ser el mineral dominante	Deshidratación de sedimentos y esquistos.	Arnason et al. (2000); Bailey et al. (1964); Fyfe et al. (1978); Kerrick y Connolly (2001a).
~200- 420°C	Transición de rocas de facies esquisto verde – esquisto azul (a una presión de 0,75 – 0,8 GPa) en la corteza oceánica. Presencia de minerales principalmente asociados a los esquistos verdes como actinolita, winchita, clorita y epidota. Presencia de minerales principalmente asociados a los esquistos azules como glaucofano, lawsonita clinopiroxeno y jadeíta.	Deshidratación de la zeolita a minerales de facies de esquisto verde (~400°C). Deshidratación del basalto (colapso de su porosidad).	Hacker et al. (2003); Hacker (2008); Harlow et al. (2011); Hyppolito (2014); Hyppolito et al. (2014a); Kerrick y Connolly (2001b); Muñoz-Montecinos et al. (2020); Peacock y Hyndman (1999); Schmidt y Poli (1998); Yardley (1989).

2.1.2.8. Formación del sistema de vetas

La formación de sistemas de vetas en rocas del *megathrust* se debe a pulsos de fluidos diferidos en el tiempo (Muñoz-Montecinos et al., 2020; Muñoz-Montecinos, 2021). Estos sistemas de vetas sirven también como indicadores del transporte e interacción fluido – roca. Los fluidos involucrados en estos procesos pueden ser de origen local, debido a procesos de difusión entre la roca huésped y un fluido prácticamente estancado generado por reacciones de deshidratación local (Spandler y Hermann, 2006), o de origen externo, resultante del transporte advectivo en distancias kilométricas (entre el *down – dip* y la cuña del manto) antes de la depositación en las fracturas (Bebout y Penniston-Dorland, 2016; Cartwright y Barnicoat, 1999; Etheridge et al., 1984; Jaeckel et al., 2018; Lewerentz et al., 2017; Pommier y Evans, 2017; Saffer y Tobin, 2011).

La transición de la facies esquistos verde – esquistos azul libera fluidos, aumentando la concentración de minerales como el glaucofano y la winchita, generando nuevos como la fengita y la lawsonita, y desapareciendo la plagioclasa, lo que permite vincular marcadores de movilidad de fluidos relacionados con la subducción fósil, como sistemas de vetas, junto con estructuras y patrones de deformación (Muñoz-Montecinos et al., 2020). Hay zonas que presentan debilidades mecánicas ocasionando aperturas como redes de fracturas, una vez que estas fracturas se abren, las vetas favorecen la entrada rápida de pulsos de fluidos, generando una mayor tasa de hidrofracturación, una caída en el coeficiente de fricción de la zona de falla y finalmente concluyendo la secuencia metamórfica, posteriormente las redes de fracturas son selladas por bandas de sellado expuestas en las vetas de cuarzo (Muñoz-Montecinos et al., 2020; Ramsay, 1980).

2.2. Resistividad eléctrica

La resistividad eléctrica (R) es una propiedad física de los materiales que cuantifica la capacidad de oposición del material al flujo de la corriente eléctrica; su unidad en el sistema internacional es el Ohmio por metro (Ωm). El inverso de la resistividad es la conductividad eléctrica, propiedad que cuantifica la capacidad de un material para conducir la corriente eléctrica. La unidad de la conductividad eléctrica en el sistema internacional es el Siemens por metro (S/m).

La resistividad eléctrica de una roca depende de la concentración, interconexión y resistividad eléctrica de cada uno de sus componentes (p.ej. fluidos y minerales). En general, la resistividad eléctrica que presentan los silicatos ($>10^6 \Omega\text{m}$) es más alto que el de los metales ($<10^4 \Omega\text{m}$), minerales semiconductores (10^{-1} a $10^7 \Omega\text{m}$), y fluidos en la corteza (10^{-1} a $10^6 \Omega\text{m}$), por lo cual la presencia de estos últimos materiales tiende a disminuir la resistividad eléctrica de las rocas (Dentith y Mudge, 2014; Halliday et al., 2013; Glover, 2015). Si bien la resistividad de una roca puede variar de manera compleja de acuerdo a lo antes mencionado, se pueden reconocer ciertos rangos generales para las litologías, como los que se muestran en la figura 2.4.

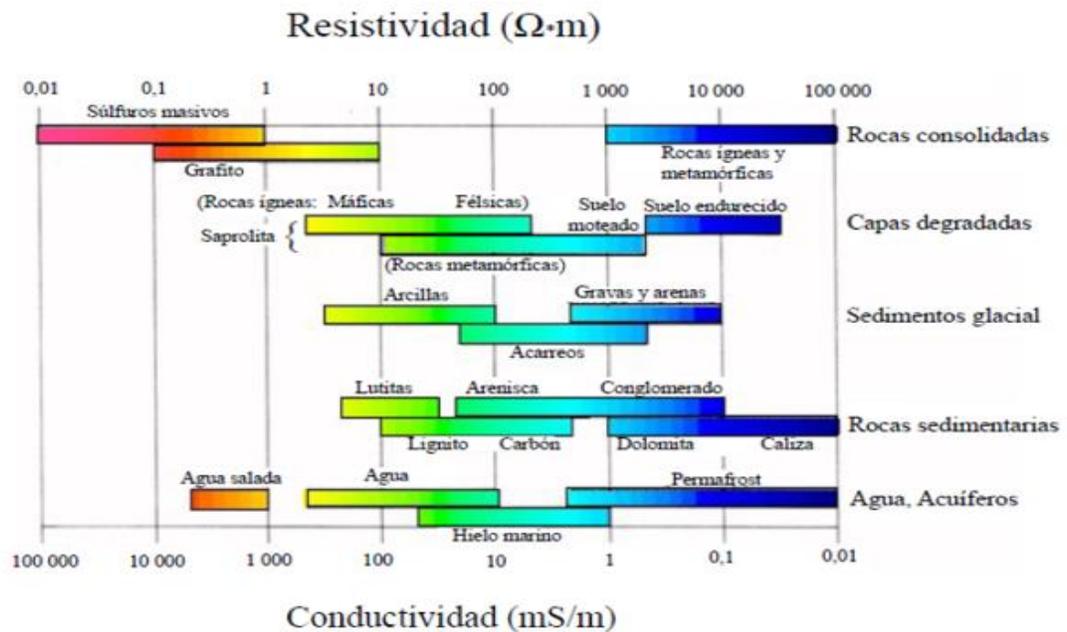


Figura 2.4. Rango de valores de resistividad y conductividad eléctrica para las rocas. Tomado de Naranjo (2019), quién se basó en Palacky (1988).

2.2.1. Parámetros que controlan la resistividad de una roca

- **Salinidad:** La resistividad es inversamente proporcional a la salinidad. La salinidad es proporcional a la cantidad de iones disueltos en el fluido (Reynard et al., 2011; Reynard, 2016). La salinidad aumenta a medida que los fluidos suben por el interfaz de subducción, generando áreas de baja resistividad debido a una mayor movilidad del H_2O (Ni et al., 2011; Wannamaker et al., 2014; Worzewski et al., 2011). El Sodio (Na), componente químico principal de la salinidad, disminuye la

resistividad eléctrica en los fundidos silicatados basálticos, anfíboles y de albita (Gaillard et al., 2008; Manthilake et al., 2021; Yoshino et al., 2012).

- Porosidad y permeabilidad: La relación entre la resistividad de una roca y estos parámetros hidráulicos depende de la resistividad de los fluidos y minerales que conforman la matriz. Como la resistividad de los silicatos suele ser más alta que la resistividad de los fluidos que se suelen encontrar en la corteza, la resistividad de una roca tiende a disminuir si aumenta la porosidad y la permeabilidad, a causa de, una mayor infiltración de fluidos (Cai et al., 2017; Reynard et al., 2016; Saffer y Tobin, 2011). Lo anterior no se cumple si en la matriz se encuentran redes interconectadas de minerales con baja resistividad (p.ej., arcillas, metales) (Cai et al., 2017).
- Temperatura: En fluidos, si se aumenta la temperatura, disminuye su resistividad, debido que la viscosidad disminuye provocando el aumento de la movilidad de los iones presentes en el fluido (Ichiki et al., 2009; Reynard et al., 2011).
- Presión: Afecta a la porosidad de una roca, por tanto, la interconexión de fluidos disminuye al aumentar la presión (Kawano et al., 2011; Saffer y Tobin, 2011). Sin embargo, si la presión traspasa el límite de ruptura de la roca, puede causar fracturamiento de la roca e interconexión de poros, lo cual eventualmente puede contribuir a disminuir la resistividad. (Pommier y Evans, 2017; Reynard, 2016; Tobin y Saffer, 2009)
- Alteración: los cambios mineralógicos asociados a alteración hidrotermal pueden cambiar la resistividad dependiendo del tipo de mineral que se genere. Por ejemplo, la aparición de arcillas como la esmectita puede causar una disminución de la resistividad (Arnason et al., 2000; Saffer y Tobin, 2011), otro caso sería la albita, pues puede sufrir una reacción en ausencia de fluidos a una alta presión y temperatura transformándose en jadeíta y cuarzo, aumentando la resistividad eléctrica (Liu, 1978; Mookherjee et al., 2016).

2.2.2. Resistividad eléctrica en el *megathrust*

En el *megathrust*, según la geología descrita en los capítulos 2.1.1.1., y 2.1.1.2., se infiere que se compone por basaltos y gabros de la corteza oceánica, de modo que tendría un rango de resistividad entre 10 – 100.000 Ωm (Glover, 2015), además de protolitos

sedimentarios que sufren metamorfismo prógrado, presentando una resistividad de $<100 \Omega\text{m}$ para los sedimentos (por ej. arcillas) y resistividades $>1.000 \Omega\text{m}$ para las rocas metamórficas (por ej. esquistos) (Dentith y Mudge, 2014; Saffer y Tobin, 2011).

La deshidratación de las facies metamórficas en el *megathrust* genera zonas de baja resistividad debido a la formación de minerales conductores y la liberación de fluidos (Hu et al., 2013; Yang et al., 2021). La liberación de fluidos debido a la mineralización del glaucofano generada por la deshidratación en las facies metamórficas de esquistos azules, es un indicador de baja resistividad, obteniendo valores de $10 \Omega\text{m}$ al inicio de la fusión hasta valores de $100 \Omega\text{m}$ (Manthilake et al., 2021). La liberación de fluidos por deshidratación en un principio tiene baja salinidad ($\leq 0,1 \text{ m}$), sin embargo, aumenta progresivamente durante la serpentinización progresiva de la cuña del manto ($\geq 1\text{m}$) (Saffer y Tobin, 2011). La serpentina (mineralización producto de la serpentinización) puede ser transportada junto con los fluidos desde el manto hacia el *down – dip*, presentando una resistividad eléctrica máxima de $5.000 \Omega\text{m}$ (varía normalmente entre $10 - 1.000 \Omega\text{m}$) (Reynard et al., 2011; Reynard, 2016), también los óxidos y sulfuros de hierro son mineralizaciones comunes de la serpentinización, donde pueden presentar resistividades entre 10^{-7} a $10^4 \Omega\text{m}$ (Dentith y Mudge, 2014; Reynard et al., 2011).

El entorno geológico del *megathrust* corresponde a la placa superior (corteza continental), la placa inferior (corteza oceánica) y el océano. Según estudios petrológicos se conoce que la corteza continental se compone principalmente de granitos (Seyfried, 1998), el cual tiene un rango de resistividad entre $1.000 - 100.000 \Omega\text{m}$ (Glover, 2015), en cambio la corteza oceánica se compone principalmente de gabros y basaltos (Clift, 2017; Davis y Whitney, 2008; Kotowski y Behr, 2019; Kurz et al., 1998; Rawling y Lister, 2002), los cuales tienen un rango de resistividad de entre $1.000 - 100.000$ y $10 - 100.000 \Omega\text{m}$ respectivamente (Glover, 2015). Finalmente se conoce que el océano tiene una resistividad de $\sim 0,3 \Omega\text{m}$ (Dentith y Mudge, 2014).

2.2.3. Modelos de resistividad eléctrica

Debido al gran coeficiente de fricción en el *megathrust*, se espera que exista una extensa presencia de rocas fracturadas, compuestas por una mezcla de minerales y fluidos (Behr y Burgmann, 2021; Muñoz-Montecinos et al., 2020; Saffer y Tobin, 2011). Considerando

lo anterior, para estimar la resistividad eléctrica de las regiones del *megathrust* es necesario utilizar un modelo de resistividad eléctrica de medios compuestos que incorpore la contribución de cada uno de los componentes que conforman esta zona de falla (p. ej. estructura geométrica de la roca porosa, porosidad, interconexión de fluidos, tipos de litología y fluidos) para aumentar la precisión de la estimación de las propiedades eléctricas de los materiales (Cai et al., 2017) que conforman la zona de estudio. La limitación más importante en estos modelos es la falta de comprensión de las funciones matemáticas que describen los atributos geométricos y de interconexión de los diferentes componentes, además de su contribución y relevancia en la determinación de la resistividad eléctrica efectiva (Cai et al., 2017; Glover et al., 2000).

A continuación, se describen dos de los modelos más utilizados.

2.2.3.1. La Ley de Archie

La ley de Archie (Archie, 1942) es una relación empírica entre la resistividad de un medio poroso saturado, la resistividad del fluido y la porosidad.

Archie (1942) definió un factor de formación (F), el cual relaciona la resistividad de la roca (R_0) con la resistividad del fluido (R_w):

$$F = \frac{R_0}{R_w} \quad (1)$$

A su vez, el factor de formación (F) se relacionaría con la porosidad (ϕ), el exponente de cementación (m) y una constante empírica (a) basada en datos experimentales, lo cual permite el uso de la ecuación para diferentes tipos de rocas:

$$F = a\phi^{-m} \quad (2)$$

El exponente m indica el grado de unión de la formación del medio estratificado, por ende, el valor de m incrementa a medida que disminuye el grado de conexión de la red de poros. El método gráfico más extendido para obtener un valor medio del exponente de cementación es trazar $\log(F)$ vs $\log(\phi)$. Es importante notar que la ecuación de Archie es una relación empírica planteada para materiales totalmente saturados, donde la

resistividad del fluido es significativamente menor a la resistividad de la matriz. Para aplicar la ecuación de Archie, se necesita determinar la resistividad de la roca completamente saturada, la resistividad del fluido en los poros y la porosidad relevante para el transporte eléctrico a través de la roca, que debe ser la porosidad efectiva que contribuye a la conducción eléctrica.

2.2.3.2. La Ley de Archie modificada

Glover et al. (2000) propusieron una modificación de la ley de Archie para poder estimar la conductividad eléctrica (σ_r) de una mezcla de dos fases conductivas, donde cada fase tiene un exponente que describe su grado de conexión y los dos exponentes están relacionados entre sí. La ventaja de esta modificación radica en la posibilidad de variar la conexión eléctrica de las dos fases, incluso, permite modelar distintas geometrías. Generalmente la fase 1 es la matriz (σ_s) y la fase 2 es el fluido ocupando los poros de la roca (σ_w). La ecuación propuesta por Glover et al. (2000) es:

$$\sigma_r = \sigma_s(1 - \Phi)^s + \sigma_w \Phi^m \quad (3)$$

$$\text{Donde } \rightarrow s = \frac{\log(1 - \Phi^m)}{\log(1 - \Phi)} \quad (4)$$

2.2.4. El método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica pasiva electromagnética que mide las variaciones temporales de los campos eléctricos (E) y magnético (B) naturales en la superficie de la Tierra, con la finalidad de conocer la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo. Las variaciones temporales de E y B son generadas por fenómenos en la ionosfera, por la interacción entre el viento solar y la magnetosfera (bajas frecuencias), o por tormentas eléctricas (altas frecuencias) (Brasse, 2015; Cantwell, 1960; Rokityanski, 1961). El MT ha sido ampliamente utilizado para caracterizar la estructura eléctrica de la litosfera (Brasse et al., 2002), de sistemas volcánicos (Aizawa et al., 2014) y para exploración geotérmica (Muñoz et al., 2014).

Cuando B varía en el tiempo (campo primario) e incide en la superficie de la Tierra, una parte es reflejada volviendo a la atmósfera y la otra parte penetra en el subsuelo. La Tierra

se comporta como un gran conductor bajo la superficie, y, por lo tanto, se inducen en su interior corrientes eléctricas, conocidas como corrientes telúricas. La circulación de corrientes telúricas, a su vez, inducen un campo magnético (campo magnético secundario), el que se suma al campo primario. Como la generación de corrientes telúricas y campos magnéticos secundarios depende tanto del campo magnético primario como de la conductividad eléctrica, según la teoría MT la conductividad eléctrica del subsuelo se puede estimar calculando ciertas relaciones matemáticas entre los valores de E y B medidos en la superficie de la Tierra (Brasse, 2015).

2.2.4.1. Adquisición

En el MT las mediciones de E y B se realiza de forma simultánea en direcciones ortogonales en un punto común. Las variaciones de E y B que se registran en una estación MT son los campos eléctricos horizontales (E_x , E_y) y campos magnéticos horizontales y vertical (B_x , B_y , B_z). Los componentes x e y corresponden a la orientación geomagnética norte y este, respectivamente, mientras que la componente z corresponde a la profundidad (Araya Vargas et al., 2019; Brasse, 2015).

2.2.4.2. Ecuaciones de Maxwell

Los fenómenos de inducción electromagnética involucrados en las mediciones MT se describen por las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday (5)}$$

$$\nabla \times H = j + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampère (6)}$$

$$\nabla D = q \quad \text{Ley de Gauss para campos eléctricos (7)}$$

$$\nabla B = 0 \quad \text{Ley de Gauss para campos magnéticos (8)}$$

Donde E = campo eléctrico; B = campo magnético; H = intensidad magnética; j =densidad de corriente eléctrica debido a cargas eléctricas libres; D = desplazamiento eléctrico; q = densidad de carga eléctrica debido a cargas libres y σ =conductividad eléctrica. Para un medio lineal e isótropo, se tiene que:

$$B = \mu H \quad (9)$$

Donde μ =permeabilidad magnética. Considerando la ley de Ohm:

$$j = \sigma E \quad \text{Ley de Ohm (10)}$$

Y asumiendo que $\frac{\partial D}{\partial t} \sim 0$ (supuesto válido para el rango de frecuencias de las señales electromagnéticas donde se aplica el MT), si se reemplazan (9) y (10) en (5) y (6) se obtiene que:

$$\nabla \times B = \mu \sigma E \quad \text{Ley de Ampère (11)}$$

2.2.4.3. Funciones de transferencia

Según la teoría del MT, en el dominio de las frecuencias, existen relaciones entre las variaciones de campos primarios e inducidos, por medio de las funciones de transferencia (FT):

$$E_h = Z B_h \quad (12)$$

$$B_z = T B_h \quad (13)$$

Donde E_h y B_h = vectores con las componentes horizontales del campo eléctrico y magnético respectivamente; B_z = componente vertical del campo magnético, Z = tensor de impedancia, y T = tipper.

Las funciones de transferencia son funciones matemáticas dependientes de la resistividad del subsuelo y el período de la señal. Mientras mayor es el periodo de las FT, mayor será el volumen del subsuelo representado, alcanzando mayores profundidades. La impedancia (Z) corresponde a un tensor complejo de 2x2:

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_x(\omega) \\ B_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (14)$$

Los componentes de impedancia generalmente se muestran con un par de parámetros reales: la resistividad aparente (ρ_a [Ωm]) y fase (φ [grados]).

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (15)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \arctan\left(\frac{\text{Im}Z_{ij}(\omega)}{\text{Re}Z_{ij}(\omega)}\right) \quad (16)$$

Donde ω = frecuencia angular; i y j son las direcciones horizontales de los cuales se miden los campos electromagnéticos en la ubicación de cada sitio.

Si el campo magnético vertical (B_z) también se mide, se puede calcular el tipper (T), el cual relaciona las componentes del campo magnético vertical y horizontal. El tipper es un vector complejo adimensional de 2×1 :

$$[B_z(\omega)] = [T_x(\omega) \ T_y(\omega)] \begin{bmatrix} B_x(\omega) \\ B_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (17)$$

La duración de la medición depende de la profundidad a la que uno quiere investigar, típicamente (Brasse, 2015; Junge, 1996):

1. Cerca de la superficie, señales con frecuencias de 10^5 Hz - 100Hz. Las mediciones duran unos minutos.
2. Corteza, 100Hz - 1000s. Se registra por unos días.
3. Manto, 1s - 30000s. Se registra por unas semanas.

2.2.4.4. Modelación

Los modelos de resistividad eléctrica resultan del procesamiento de datos del método MT. Los datos medidos en terreno (series temporales con las variaciones de E y B) se transforman al dominio de las frecuencias, y luego se calculan las funciones de transferencia para cada estación. Para obtener un modelo de resistividad eléctrica del subsuelo, se utilizan algoritmos matemáticos de inversión debido a que la relación entre los datos MT y la resistividad es fundamentalmente no lineal (Heise et al., 2017; Pommier y Evans, 2017) con el objetivo de encontrar una distribución de resistividad eléctrica que sea coherente con las funciones de transferencia calculadas con los datos medidos.

Hay dos métodos para modelar la resistividad eléctrica según la necesidad del estudio. El primero, es el proceso llamado modelado directo, el cual permite encontrar una solución a un modelo establecido (es decir, calcular las respuestas de resistividad y fase aparente), a través de comparar los valores teóricos calculados de las funciones de transferencia, con

los valores medidos en terreno. El segundo método es el proceso de modelado inverso, donde se busca estimar los parámetros del modelo (p. ej. resistividades y espesores de capas) que se obtienen de las funciones de transferencia (Brasse, 2015).

En una zona de subducción, al ser una estructura anisótropa, la distribución de la resistividad eléctrica no es uniforme ni intuitiva (Brasse, 2015), pues debe tomarse en cuenta las diferencias de temperatura, fluidos contenidos en los poros, litología de las rocas y el grado de interconexión entre las fases conductivas (Saffer y Tobin, 2011), además del efecto de la deformación de la roca (Pommier y Evans, 2017).

CAPÍTULO 3

MARCO GEOLÓGICO

3.1. Geología regional

3.1.1. Contexto tectónico

La zona de subducción en el borde occidental de Sudamérica corresponde a un límite de placa convergente continente – océano (Dorbath et al., 1990; Tichelaar y Ruff, 1991) (ver figura 3.1). Al norte de los 46° S, incluyendo el área de estudio, la placa continental Sudamericana interactúa con la placa oceánica de Nazca. La placa de Nazca se desplaza con una velocidad de 6,3 cm/año y subducta con un ángulo de buzamiento de aproximadamente de 25° (González et al., 2021), influyendo en gran medida en los procesos tectónicos que ocurren en el margen chileno. El ángulo de buzamiento varía entre los 27°S y 33°S a causa de la subducción del *ridge* de Juan Fernández a los 30°S, generando un segmento de “flat slab” o subducción plana (Charrier et al., 2007). El segmento de los Andes entre los 14°S y 27°S se conoce como Andes Centrales, mientras que entre los 33°S y 46°S se denomina Andes del Sur (Charrier et al., 2007; Stern, 2004). La segmentación de los Andes es controlada por la deformación neotectónica, modificando la topografía y controlando la localización de volcanes activos (Stern, 2004), además de su evolución geológica (Charrier et al., 2007). La fosa Chile – Perú, que limita ambas placas, se encuentra entre 70 a 150 km de la costa (Von Huene et al., 1999).

Entre los 46°S y 53°S la placa Antártica subducta bajo Sudamérica. El *ridge* de Chile separa las placas oceánicas de Nazca y Antártica. Al sur de los 52,5°S, el borde occidental de la placa Sudamericana está marcada por la interacción con la placa de Scotia, mediante una falla transformante (Charrier et al., 2007; Onorato et al., 2019).



Figura 3.1. Configuración tectónica del borde occidental de Sudamérica. El cuadrado rojo representa el área de estudio. Extraído y modificado de Charrier et al. (2007).

3.1.2. Evolución geológica de los Andes Centrales

En general, la evolución de los Andes es controlada por periodos prolongados de extensión tectónica en el margen continental, intensa actividad magmática a lo largo del arco magmático y una abundante sedimentación en la cuenca de antearco, seguidos por episodios cortos de deformación contraccional (Charrier et al., 2007). Los episodios de deformación extensional se relacionan con una baja tasa de convergencia entre las placas, un magmatismo intenso y una depositación en cuencas subsidentes. En cambio, los episodios de deformación contraccional se relacionan con una alta convergencia entre las placas, una gran deformación en los orógenos y una migración del arco magmático hacia el este (Charrier et al., 2007; Pardo-Casas y Molnar, 1987). Además, se ha interpretado que estos eventos se rigen en gran medida por cambios en el ángulo de oblicuidad de la subducción, proceso que ha generado un arco volcánico que ha ido migrando de oeste a este desde el Jurásico hasta su posición actual en la Cordillera Occidental (ver figura 3.2.) (Charrier et al., 2007; Scheuber et al., 1995; Pardo – Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998).

La zona actual de subducción en el margen occidental de Sudamérica, presumiblemente comienza en el Pérmico. Posteriormente, en el Triásico Superior se instaura una subducción de alto ángulo (subducción tipo Mariana) donde el magmatismo presenta una amplia distribución y no hay presencia de un arco volcánico (figura 3.2.A.) (Oliveros et al., 2020).

En el Jurásico Inferior ocurre la apertura del océano Sur Atlántico en el margen occidental de América del Sur, dando inicio a la 1ra etapa del ciclo Andino (Charrier et al., 2007; Stern, 2004), posteriormente en el Jurásico Superior hay un gran pulso magmático y una fase de extensión generalizada en todo el margen continental, en el cual se desarrolló una cuenca extensional de trasarco asociada a la convergencia oblicua de la placa Aluk – Sudamericana, desarrollando un ciclo marino transgresivo – regresivo en la cuenca trasarco (figura 3.2.B.), emplazamiento de plutones y volcanismo en el arco volcánico, donde se desarrolló una zona de deformación dúctil, el cual representa la primera etapa de la evolución del Sistema de Fallas Atacama (SFA) (Charrier et al., 2007; Schueber y Andriessen, 1990; Schueber y González, 1999). En este período se habría desarrollado el arco volcánico La Negra con orientación aproximada N – S a lo largo de la Cordillera de la Costa actual (Charrier et al., 2007).

El Cretácico Inferior presenta un período de extensión en el arco volcánico, antearco y trasarco, además de una extensa actividad magmática (figura 3.2.C.), generando fallas normales y lístricas. La actividad en el arco volcánico es menor en algunas regiones, además se presenta un segundo ciclo marino transgresivo – regresivo en la cuenca de trasarco, exceptuando las regiones de Iquique y Antofagasta donde las condiciones continentales se mantuvieron en el antearco (Amilibia et al., 2008; Charrier et al., 2007). Cabe mencionar que hay un desarrollo de una cuenca interior en el Noroeste de Argentina (Charrier et al., 2007).

En el Cretácico Superior da comienzo al segundo ciclo Andino, en el que se presenta una reducción en el ángulo de subducción (subducción tipo Chileno) debido a la apertura del Atlántico Sur (separación de Sudamérica con África) (Camus, 2003; Charrier et al., 2007), causando un aumento en la producción de la corteza oceánica (Larson, 1991) y aumentando las tasas de convergencia de la subducción del margen andino, provocando

el cierre e inversión de cuencas de trasarco asociada a las formaciones del Jurásico Superior y Cretácico Inferior (figura 3.2.D.) (Charrier et al., 2007; Coira et al., 1982). El arco magmático migra significativamente al Este, provocando el enfriamiento de la Cordillera de la Costa, marcando un cambio en el estilo de deformación de dúctil a frágil, desarrollando las fallas frágiles vistas en superficie del Sistema de Fallas Atacama (SFA) (Charrier et al., 2007; Scheuber et al., 1995; Taylor et al., 1998). También se forman las cuencas de antepaís en lado oriental del arco, las cuales se originaron bajo condiciones extensionales (Charrier et al., 2007).

Durante el Cretácico Superior y el Paleógeno Inferior las condiciones tectónicas son extensionales/transtensionales, relacionado a un periodo de gran oblicuidad y baja convergencia entre las placas Farellón y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar 1987). Las condiciones extensionales (Cretácico Superior) solo ocurren en las cuencas de antepaís del Norte de Chile y se relacionan con el Rift de Salta en la cuenca de antepaís andina en el oeste de Argentina (Charrier et al., 2007).

En el Paleógeno Inferior y Medio, ocurre la inversión de cuencas trasarco e interior, debido al movimiento de la placa oceánica Farellón, causando la migración del arco volcánico mesozoico hacia el este, en la posición de la actual Precordillera (figura 3.2.E.), generando un engrosamiento cortical. La estructura principal que registra actividad durante este período es el Sistema de Falla Domeyko, donde existe un emplazamiento de magmas adaquíticos en las cuencas invertidas, en la actual Precordillera (Amilibia et al., 2008; Charrier et al., 2007; Mpodozis y Allmendinger, 1993). En este período se origina una deformación compresional intensa y de corta duración, posterior a este evento, la extensión continúa, sin embargo, con menor intensidad comparado al Cretácico Inferior y Cretácico Superior. Finalmente, otro evento compresivo se hace lugar en la época del Eoceno, cuando la actividad en el arco magmático o intra – arco ha cesado (Charrier et al., 2007).

En el Paleógeno Superior la evolución de los Andes alcanza su última etapa (3ra etapa del ciclo Andino), adoptando su configuración actual. En el Oligoceno Superior ocurre la ruptura de la placa Farallón, resultando en la placa de Cocos y la placa de Nazca (Cande y Leslie, 1986; Tebbens y Cande, 1997), en consecuencia, la convergencia pasa de ser

oblicua a casi ortogonal (aumentando la tasa de convergencia) entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, disminuyendo en el Mioceno Inferior y siendo constante hasta el Mioceno Medio, para posteriormente ir disminuyendo periódicamente hasta el presente (Pardo – Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998).

El arco volcánico migró durante el Neógeno desde la Precordillera hasta su posición actual en la Cordillera Occidental (figura 3.2.F.). La formación de un extenso antearco, un engrosamiento cortical y una marcada erosión tectónica es característico de esta etapa (Charrier et al., 2007).

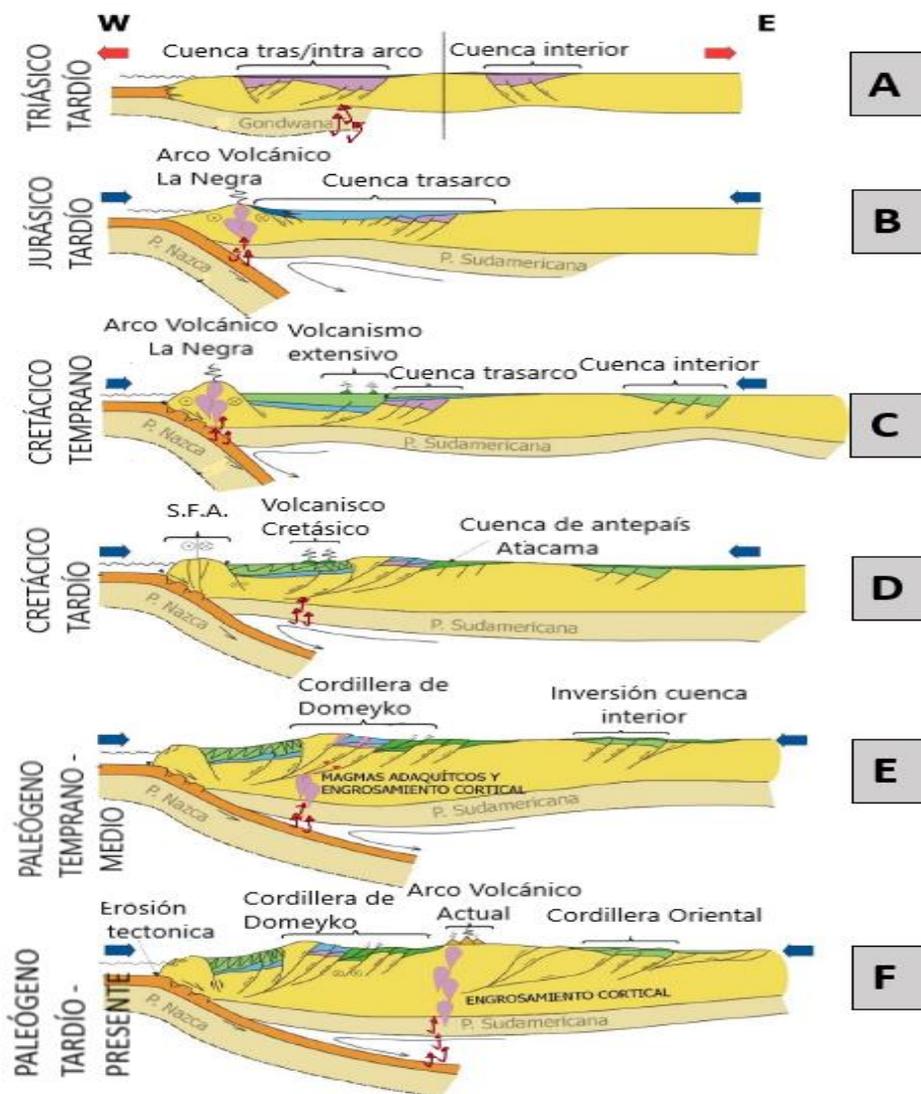


Figura 3.2. Evolución tectono – estratigráfica de los Andes Centrales. Extraído y modificado de Amilibia et al. (2008).

3.1.3. Geología de la Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa en el norte de Chile es un rasgo morfológico distintivo del antearco externo de los Andes Centrales, exhibiendo una altura entre 1000 a 2000 metros sobre el nivel del mar, con 25 a 45 kilómetros de ancho distribuyéndose paralela a la fosa Chile – Perú. La zona de acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamericana se encuentra a una profundidad de entre 20 a 55 kilómetros debajo de la Cordillera de la Costa (Allmendinger et al., 2005; Comte et al., 1999; Delouis et al., 1996; Metois et al., 2016). La topografía de la Cordillera de la Costa es caracterizada por cimas montañosas suaves y cuencas intermontanas planas, delimitándose en su lado occidental un escarpe costero de 1000 – 2000 metros sobre el nivel del mar, presentando un buzamiento de 45° hacia el océano (Paskoff, 1980; Mortimer et al., 1974). En el lado oriental, una zona de transición con una topografía suave y gradual marca el límite de la Cordillera de la Costa con la Depresión Central, existiendo un pediplano como tope, subyaciendo el relleno sedimentario del valle Central, abanicos aluviales, fluviales y depósitos lacustres (Carrizo et al., 2008; Dunai et al., 2005; Hartley et al., 2000). El antearco, lugar que aloja la Cordillera de la Costa, presenta un clima hiperárido desde el Plioceno Superior, que junto con la erosión tectónica (o erosión por subducción) característico desde el Mioceno Medio, ha causado la disminución de aporte sedimentario en la fosa Chile – Perú, lo cual generaría un aumento en el acoplamiento entre placas (Hartley y Chong, 2002; Lamb y Davis, 2003).

3.1.3.1. Litología

La Cordillera de la Costa del norte de Chile se compone principalmente de rocas plutónicas dioríticas a granodioríticas del Jurásico-Cretácico Inferior y rocas volcánicas del Jurásico. Estas unidades comprenden los remanentes de un arco volcánico mesozoico (“arco de La Negra”), formado en las etapas tempranas del sistema de subducción activo. Este arco volcánico mesozoico se emplazó sobre una corteza ensiálica compuesta principalmente por sedimentos paleozoicos y rocas metamórficas precámbricas (Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos, 1989). Las cuencas internas de la Cordillera de la Costa están formadas por depósitos aluviales del Oligoceno – Mioceno cubiertos por depósitos evaporíticos del Mioceno – Plioceno (Hartley y Chong, 2002; Hartley y Jolley, 1995).

3.1.3.2. Estructura

La estructura más importante de la Cordillera de la Costa es el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), el cual se extiende por más de 1000 km entre los 21°–26°S de latitud (Riquelme et al., 2003; Scheuber y González, 1999). Los movimientos más antiguos registrados en este sistema de falla son del Jurásico Inferior, presentando una deformación dúctil (Scheuber y González, 1999). Los movimientos registrados entre el Jurásico Superior y el Cretácico inferior sugieren movimientos de rumbo siniestral en régimen dúctil y frágil. Algunas de las fallas maestras de rumbo NS y subsidiarias NW forman dúplex que ocurren a varias escalas, desde regional a local (Arabasz, 1971; Brown et al., 1993; Hervé, 1987; Riquelme et al., 2003; Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999).

Existe una reactivación del SFA en el Cenozoico Superior, ocasionado por una extensión tectónica y un acortamiento paralelo de la fosa a lo largo de las fallas mesozoicas, controlando la evolución estructural del antearco y, en consecuencia, de la Cordillera de la Costa (Allmendinger y González, 2010; González et al., 2021). Esta reactivación se evidenciaría por escarpes de entre 30 a 100 metros de altura observados en el salar Grande (Arabasz, 1971; González et al., 2021; Hervé, 1987; Naranjo, 1987; Okada, 1971; Sippl et al., 2018). Dentro de las fallas reactivadas se pueden distinguir grupos: fallas inversas perpendiculares a la Fosa Chile – Perú con una orientación de Este – Oeste, fallas normales con orientación Norte – Sur (algunas invertidas), fallas inversas con dirección NNO a NO, fallas de rumbo dextrales con rumbo NO – SE, y finalmente grietas superficiales tanto tectónicas como no tectónicas (Allmendinger y González, 2010; González et al., 2021). Coetáneamente a estos procesos ocurre el alzamiento de las terrazas marinas, estructuras que documentan la deformación más joven de la Cordillera de la Costa (González et al., 2003).

3.2. Geología local

3.2.1. Salar Grande

El salar Grande (21°S, 70°O) se ubica aproximadamente a 25 kilómetros al oeste de la ex oficina salitrera Iris. Consiste en una cuenca de depósito de rocas evaporíticas con un área aproximada de 265 km², de forma alargada con orientación N – S, con 50 kilómetros de

largo y 5 – 8 kilómetros de ancho (Ericksen, 1993). El relleno de la cuenca consiste entre 100 y 162 metros de una masiva roca de halita (Coira et al., 1982; Ericksen, 1993; Schueber y Reutter, 1992). Las rocas y sedimentos que afloran en el área del salar Grande tienen edades del Devónico al Holoceno (Vásquez et al., 2018). Además, se observan fallas de rumbo dextral, fallas normales, fallas inversas y grietas tectónicas abiertas (Allmendinger y González, 2010; Carrizo et al., 2008; Gonzalez et al., 2003, 2008). El área limita al norte con el salar del Soronal, al oeste con la Cordillera de la Costa, al sur con la cuenca inferior del río Loa, y al este con bolsones que bordean la Pampa del Tamarugal (Niemeyer, 1980) (ver figura 3.3.).

3.2.1.1. Litología

La figura 3.3. muestra la litología simplificada del área de estudio. En el área del salar Grande afloran rocas y sedimentos desde el Devónico al Cenozoico. Las rocas del Paleozoico corresponden a una sucesión sedimentaria de areniscas, conglomerados y lutitas con un metamorfismo de bajo grado agrupadas al Devónico Superior (p. ej. Formación El Toco), un complejo metamórfico de migmatitas y gneis del Carbonífero Superior bajo (p. ej., Complejo Metamórfico Caleta Loa), y rocas ígneas como granitos del Carbonífero Superior bajo – alto. En discordancia angular con las rocas volcánicas y sedimentarias, se observa una secuencia de rocas volcánicas continentales – marinas de andesitas, piroclastos, areniscas, calizas y lutitas del Triásico Superior – Jurásicas (p. ej. Estratos Sierra Laguna, Formación Chuculay, Formación Oficina Viz, Formación Caleta Lígate y Formación El Godo), presentando un contacto con rocas plutónicas dioríticas a granodioríticas del Jurásico – Cretácico Inferior (p. ej. Complejo Monzonítico Chuculay, Complejo Intrusivo Cerro Carrasco, Complejo Intrusivo tonalítico Paiquina y Complejo Intrusivo Montevideo). En discordancia angular a la secuencia de rocas volcánicas continentales – marinas se encuentra una secuencia volcanosedimentaria continental de areniscas, conglomerados, brechas volcánicas y andesitas del Cretácico Inferior (p. ej. Formación Punta Barranco). Sobreyaciendo de manera discordante angular y erosiva todas las rocas anteriormente mencionadas, se observan estratos y sucesiones sedimentarias de gravas, arenas, limos y arcillas del Paleógeno – Neógeno (p. ej. Estratos cañón del Loa, Gravas de Alto Hospicio, Estratos de Quebrada Amarga, Formación Quillagua y Formación Soledad), rocas evaporíticas compuestas por halita del Mioceno

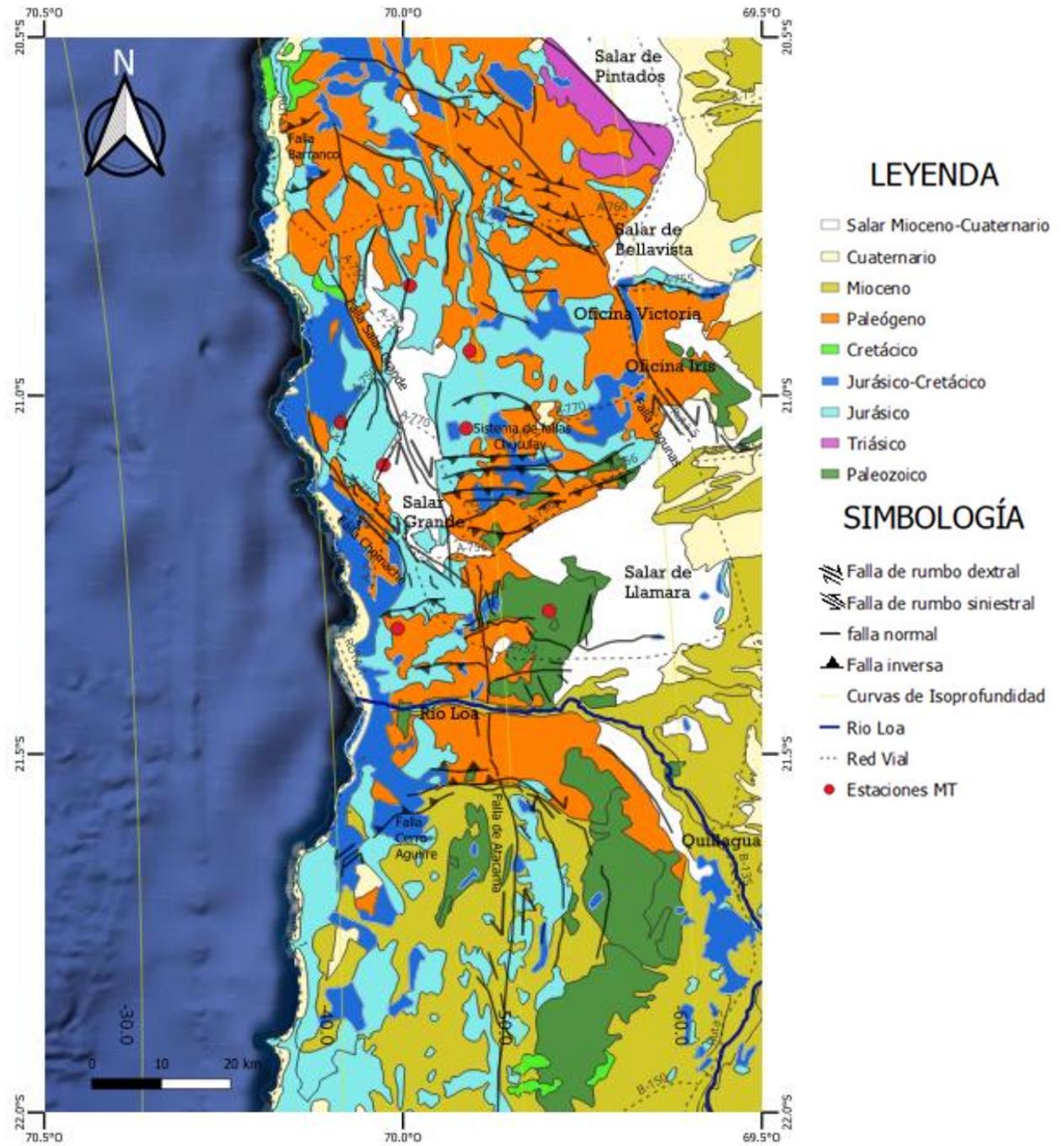


Figura 3.3. Mapa geológico simplificado para la zona del salar Grande (modificado y compilado de Sernageomin, 2003; González et al., 2021; Vásquez et al., 2018). Las líneas amarillas son curvas de isopropfundidad (cada 10 km) del techo de la plaza de Nazca (tomadas de Hayes et al., 2018). Los puntos rojos corresponden a las estaciones MT distribuidos alrededor del salar Grande.

Superior – Pleistoceno (p. ej. Estratos del salar Grande), depósitos salinos compuestos por cloruros, nitratos y sulfatos del Pleistoceno – Holoceno (p. ej. salar de Llamara) y secuencias sedimentarias clásticas de piedemonte, aluviales, coluviales o fluviales del Cuaternario (p. ej. depósitos aluviales, depósitos eólicos, depósitos de aerosoles salinos, depósitos litorales, depósitos de guano, depósitos coluviales, depósitos de remoción de masa, depósitos fluviales y depósitos antrópicos) (Vásquez et al., 2018). El salar Grande se compone por un suelo cohesivo de anhidrita y yeso (caliche), mientras que en profundidad se tienen entre 100 a 162 metros de halita y en forma subordinada sulfatos, con escasas intercalaciones de tobas cementadas por halita (Ericksen, 1993; Vásquez et al., 2018). El material no consolidado del Cuaternario tiene una profundidad de hasta 2 metros, incluyendo flancos de montaña, pediplanos y paleovalles. Las grietas superficiales tienen un relleno arenoso con sal adherido a los márgenes de la fractura y su centro (Carrizo et al., 2008; Chong et al., 1999, García, 1967; González et al., 2003, 2008).

3.2.1.2. Estructura

La estructura observada en el salar Grande representa la reactivación Cenozoica Superior del extremo norte del SFA (González et al., 2021; Sippl et al., 2018), caracterizada por fallas de rumbo NO – SE con deslizamiento dextral del Plioceno (Carrizo et al., 2008) y fallas inversas E – O originadas producto de la inversión tectónica de las fallas normales mesozoicas bajo el actual régimen tectónico o resultantes del plegamiento de la superficie sobre fallas inversas ciegas (González et al., 2008). Este proceso se evidencia a causa de que estas fallas inversas atraviesan el escarpe costero del Pleistoceno (Allmendinger et al., 2005; Allmendinger y González. 2010; González et al., 2003, 2008, 2021). La reactivación de las fallas del SFA puede explicarse debido a un acortamiento paralelo a la fosa Chile – Perú debido a una zona cóncava a lo largo del margen (Bevis, 2001).

En resumen, en el área del salar Grande se observan fallas inversas E – O, fallas de rumbo NNO, fallas normales o inversas N – S y un extenso desarrollo de grietas superficiales (González et al., 2003, 2008) (ver figura 3.3.):

Fallas inversas E – O

Las fallas inversas tienen un rumbo este – oeste y un buzamiento norte o sur, se caracterizan por cortar el escarpe costero (Allmendinger et al., 2005; Carrizo et al., 2008).

Estas fallas están distribuidas al sur del río Loa (p.ej. falla Cerro Aguirre, figura 3.3.), al sureste del salar Grande en el Sistema de Fallas Chuculay y al norte en la Falla Barranco (Allmendinger y González, 2010).

El Sistema de Fallas Chuculay tiene una orientación ENE a E – O, con dimensiones de 25 kilómetros de largo y 15 kilómetros de ancho. Se destaca por el extenso desarrollo de grietas superficiales y una formación de grandes escarpes orientados al norte de 20 a 300 metros de altura. Estas fallas se propagaron desde el Mioceno Inferior (24 Ma datados por ^{21}Ne en clastos de cuarzo) hasta el Pleistoceno Medio ($0,3 \pm 0,1$ Ma datados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas de tobas muestreadas en sedimentos aluvial – coluvial) (Carrizo et al., 2008; González et al., 2008).

Fallas de rumbo

Las fallas de rumbo principalmente tienen un componente dextral con una orientación NO, encontrándose la falla Chomache, falla Lagunas y falla salar Grande, siendo esta última la más importante. Estas estructuras se abren al oeste desde fallas de tendencia NS y presentan desplazamientos consistentes de paleocanales con un sentido lateral derecho (Carrizo et al., 2008; González et al., 2003, 2008). Los desplazamientos dextrales de estas fallas se infiere que ocurrieron en el Plioceno o Cuaternario, a causa de trazas de fallas definidas, canales desplazados y escarpes de fallas bien conservados (Carrizo et al., 2008; González et al., 2008).

Dentro de las estructuras que se encuentran en la falla Salar Grande es un escarpe de 30 a 40 metros de altura en la superficie de halita del salar, un pliegue de arrastre expuesto a lo largo de la parte norte, además de estrías subhorizontales e indicadores cinemáticos tomados de una gubia de falla, como estructuras S-C y clastos elipsoidales con ejes principales orientados paralelos a la superficie S de la gubia. En base a relaciones temporales relativas se infiere que la falla salar Grande es más joven que el Sistema de Fallas Chuculay y más antigua que la falla Chomache, debido a que presenta un escarpe morfológico fuertemente erosionado sin rupturas recientes (Allmendinger et al., 2005; González et al., 2003, 2008; Niemeyer et al., 1996), por ende, a la falla salar Grande se le asigna una edad desde Mioceno Superior hasta el Plioceno Inferior (González et al., 2003; Carrizo et al., 2008).

La falla Chomache es definida por el desplazamiento lateral de abanicos aluviales y barrancos. Se distribuye a través del margen occidental de la Cordillera de la Costa por 18 kilómetros de largo. En su extremo norte, la falla corta localmente el escarpe costero del Pleistoceno – Plioceno formando una falla cóncava con buzamiento hacia el este con una edad entre el Pleistoceno y el Holoceno. Por otra parte, en su extremo sur la superficie de la falla no está expuesta (Allmendinger et al., 2005; Allmendinger y González, 2010; González et al., 2003).

Al sur del río Loa se reconoce la falla de Atacama con componente siniestral y rumbo N – S, donde se observa la segmentación de ella (González et al., 2021).

Fallas normales e inversas orientadas al N

Las fallas normales o inversas de rumbo norte – sur tienen una edad aproximada desde Plioceno (<4 Ma datados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas), produciendo escarpes que mantean al este y oeste, los cuales son indicadores de que estas fallas han permanecido activas hasta el Holoceno (Allmendinger y González, 2010; Carrizo et al., 2008; González et al., 2003). En general las fallas normales, delimitan la topografía, para posteriormente invertirse (Allmendinger y González, 2010).

Grietas tectónicas abiertas

Las grietas tectónicas abiertas corresponderían a estructuras secundarias formadas a causa del plegamiento ocasionado por el movimiento de fallas inversas (Carrizo et al., 2008; González et al., 2008). Las grietas presentan una orientación NNO, con una dirección media de unos 20° más al norte que el rumbo NO dominante de las fallas en la región. Las grietas se ubican en la parte superior de los escarpes de las fallas inversas, por ejemplo, en el Sistema de Fallas Chuculay (Allmendinger y González, 2010; González et al., 2008). Las grietas tienen una longitud hectométrica, de 0,3 a 5 metros de ancho, 1 a 12 metros de profundidad y un largo entre 2 a 743 metros (González et al., 2003, 2008).

3.2.2. Geología del *megathrust*

Entre los 19°S (cerca de Arica) y 22,4°S (cerca de Mejillones), el *megathrust* se ubica bajo la cordillera de la Costa a una profundidad entre 20 y 55 kilómetros (González et al., 2021; Metois et al., 2016; Ruiz et al., 2014; Li et al., 2015). En base a estudios geodésicos

de las últimas dos décadas, se interpreta que existe una segmentación en el acoplamiento interplaca a lo largo del rumbo, caracterizado por un segmento Norte (segmento Camarones, entre 19°S a 20,16°S) y un segmento Sur (segmento Loa, entre 20,4°S a 22,4°S), separados por una zona de bajo acoplamiento cerca de Iquique (entre 20,16°S a 20,4°S) (Metois et al., 2016). La zona del salar Grande se ubica en el segmento Sur antes mencionado.

Debido a la profundidad a la cual se encuentra el *megathrust* (ver capítulo 2.1.), no es posible mapear “in situ” la litología y estructuras presentes en el *megathrust*. Por lo anterior, para inferir las características de esta zona de falla, es necesario considerar afloramientos de paleo-*megathrust* en otras latitudes de Chile, como Pichilemu e Isla Diego de Almagro, que representan registros de una zona de subducción paleozoica. Estos afloramientos fueron exhumados verticalmente a través de la corteza del antearco, debido a un prisma de acreción muy ancho (>100 kilómetros) por medio de la acreción basal en el prisma de acreción y bajo un proceso de erosión (Angiboust et al., 2018; Muñoz-Montecinos et al., 2020; Willner, 2005). La exhumación de las zonas de subducción es un proceso transitorio y discontinuo (Agard et al., 2009; Maruyama et al., 1996), por ende, la exhumación generalmente ocurre en diferentes periodos (Willner et al., 2005).

Los afloramientos de paleo-*megathrust* de Pichilemu e isla Diego de Almagro forman parte del cinturón metamórfico, el cual se extiende entre 34°S – 54°S por más de 2000 km a lo largo de la Cordillera de la Costa (Aguirre et al., 1972; Angiboust et al., 2018; Hervé, 1988). El cinturón metamórfico representaría la interacción fluido – roca de la zona inferior del segmento central del *megathrust* y el *down – dip* (Angiboust et al., 2015, 2018; Calvert et al., 2011; Halama et al., 2014; Grove et al., 2008; Muñoz-Montecinos et al., 2020). Dicho cinturón metamórfico se interpreta como el resultado del metamorfismo de sedimentos, corteza continental y corteza oceánica (Moore et al., 2007) acrecionados desde el prisma de acreción a causa del acoplamiento del sistema de subducción (Richter et al., 2007; Willner et al., 2008). Los remanentes de estos afloramientos se conservan en las series Oriental (baja presión) y Occidental (alta presión) (Aguirre et al., 1972; Hervé, 1988).

3.2.2.1. Pichilemu

Muñoz-Montecinos et al. (2020) estudiaron un segmento de transición de facies de esquisto verde- esquisto azul estratificado de la cuña paleo-acrecionaria exhumada del Paleozoico Superior que aflora en el sector de Infiernillo (34°23'30"S, 72°1'30"O), ubicada a 2 kilómetros al suroeste de la ciudad de Pichilemu (Chile central). Las rocas que afloran en Infiernillo representan los registros deformacionales del ciclo tectónico de Gondwana y la acreción de sedimentos, corteza continental y corteza oceánica del sistema de subducción (Ramos, 1988; Hyppolito et al., 2014a, 2014b; Willner et al., 2005, 2008).

Las condiciones de P-T interpretadas en estas rocas sugieren que los esquistos verdes y azules exhumadas pueden representar secciones de la zona de acreción basal en el rango de 25 a 40 kilómetros de profundidad, es decir, una zona correspondiente a la zona inferior del segmento central *megathrust* y a la zona de transición *down – dip* (Angiboust et al.2015; Halama et al., 2014; Muñoz-Montecinos et al., 2020), además de permitir comprender la interacción fluido – roca a dichas profundidades, la formación de fracturas y la intensidad de la deformación a medida del enterramiento y exhumación, a través de los conjuntos de vetas encontradas (Fisher y Brantley, 1992; Fyfe et al., 1978; Muñoz-Montecinos et al., 2020).

3.2.2.1.1. Litología

Las rocas que afloran en Infiernillo corresponden a una secuencia meta – volcanosedimentaria orientada NE-NNE perteneciente a la serie Occidental. Está compuesta por una mezcla de rocas metasedimentarias derivadas del continente (Willner et al., 2005), rocas metapiroclásticas, metalavas y meta-pillow lavas (Hervé, 1988; Hyppolito et al., 2014a), además hay una asociación litológica de esquisto verde – esquisto azul con metasedimentos intercalados.

Las rocas metavolcanicas contienen basalto de isla oceánica (OIB), basalto de dorsal medio – oceánica (MORB) y MORB normal, firmas geoquímicas características de secciones acrecionadas de la corteza oceánica superior en subducción (Hyppolito et al., 2014a). Los pares de esquistos verdes y esquistos azules intercalados son el resultado de la regresión selectiva de los esquistos azules en la facies de esquistos verdes durante la exhumación debido al transporte de fluidos paralelo a la capa estratificada (Halama y

Konrad- Schmolke, 2015). Sin embargo, el patrón de zonificación de anfíboles observado en las matrices de esquistos verde azulado y el aparente equilibrio textural entre glaucofano y actinolita confirman que la mayoría de los dominios de facies de esquistos verde no son el resultado de un metamorfismo regresivo, es más, las composiciones de fengita tienen poca variación, por ende, la sobreimpresión de esquistos verdes es limitada (Willner, 2005). La estimación del metamorfismo retrógrado fue estimada por Willner (2005) e Hyppolito (2014) bajo condiciones de 0,4 – 0,8 GPa a 300 – 380°C y 0,65 GPa a 360°C, respectivamente. Las variaciones elementales en la mayoría de los esquistos verdes y esquistos azules en el sector de Infiernillo se explican por la paragénesis magmática primaria, donde el metasomatismo del fondo marino jugó un papel menor (Muñoz-Montecinos et al., 2020).

Unidades

- 1) Esquistos azules – verdes: Corresponden a metatobas, metalavas y meta – pillow lavas metamorfoseadas en condiciones de transición esquistos verde – esquistos azul de alta presión – baja temperatura (Willner et al., 2005; Hyppolito et al., 2014a; Hyppolito, 2014). Los esquistos azules y los esquistos verdes ocurren intercalados en una escala de centímetros a metros. El conjunto mineral de los esquistos verdes se compone principalmente de actinolita, winchita, clorita, albita, glaucofano, epidota, titanita, sulfuros escasos al igual que los carbonatos, también hay granos relictos de plagioclasa ígnea y piroxeno. Los esquistos azules corresponden a metatobas de grano fino fuertemente foliadas con un conjunto mineral de abundante glaucofano, winchita, actinolita, albita, clorita, fengita, titanita, apatita y escaso cuarzo, carbonatos, epidota y sulfuros. Además, se halla boudinage a metasedimentos anaranjados en una matriz de esquistos azul-verde desarrollado cerca del *peak* metamórfico (Muñoz-Montecinos et al., 2020).
- 2) Filitas oscuras: secuencia fuertemente foliada de filitas con abundante materia carbonácea (grafítica) y redes de vetas orientadas en su mayoría paralelas a la foliación principal.
- 3) Metasedimentos anaranjados: secuencia metasedimentaria con abundantes óxidos de hierro y estilpnomelano, que le confieren su característico color naranja-rojizo.

Los protolitos metasedimentarios corresponden a rocas piroclásticas félsicas, conglomerados, brechas con fragmentos líticos volcánicos, cuarcitas, pedernales y areniscas. La mayoría de estos protolitos corresponden a sedimentos terrígenos depositados en la paleo-fosa, sedimentos que provendrían de la corteza superior continental (Willner, 2005).

3.2.2.1.2. Estructura

En Infiernillo la estructura tectónica principal se caracteriza por una foliación penetrante subhorizontal a subvertical (S2) que transpone a una primera foliación (S1) y deformación (D1) relacionados con el entierro anterior (Muñoz-Montecinos et al., 2020). La foliación S2 comprende abundantes vetas orientadas paralelas a la foliación principal. Los patrones de zonificación de campo, estructurales y microscópicos muestran que las rocas sufrieron una secuencia prolongada de eventos prógrados de aperturas de vetas, que se han transpuesto en gran medida a la foliación principal antes y durante la capa inferior en el sitio de acreción basal cerca de 25 a 30 km de profundidad. A modo general, las vetas primeramente fueron rellenadas con albita, y posteriormente rellenas con cuarzo y calcita, así como glaucofano y winchita (Muñoz-Montecinos et al., 2020). No hay presencia de indicadores cinemáticos para una posible deformación contemporánea al movimiento de placas, como pseudotaquilitas y cataclasitas que han sido reconocidas en rocas de paleo-subducción en la falla Alpina (Alpes centrales) e Isla Kodiak (Alaska) (Angiboust et al., 2015; Fagereng y Toy, 2011; Miller et al., 2021).

Los primeros conjuntos de vetas son una consecuencia de la producción progresiva de fluidos internos (generado debido a la deshidratación de la facies de esquisto verde), seguidos de conjuntos de hidrofracturas formadas en el entierro cercano al *peak* metamórfico que se interpretan como un registro de la entrada de fluidos externos siendo un análogo a la zona inferior del segmento central del *megathrust* en entornos de subducción activa. A continuación, se resume los conjuntos de vetas definidos en las unidades anteriormente mencionadas (Muñoz-Montecinos et al., 2020):

Vetas

- 1) Primer conjunto de vetas: En los esquistos verde – esquistos azul, el conjunto más abundante corresponde a vetas centimétricas a decenas de centímetros de ancho orientadas paralelas a la foliación principal (S₂), que contienen albita, cuarzo, calcita y anfíbol. La distribución de los minerales es heterogénea, desde vetas complejas que contienen todos los minerales mencionados en la unidad esquistos azules – verdes (ver capítulo 3.2.2.1.1), hasta vetas casi monominerales. Vetas de este tipo presentan boudinage, posiblemente por el cizallamiento ocurrido durante la subducción. En las filitas oscuras y los metasedimentos anaranjados las vetas están orientadas paralelas a la foliación principal, las que contienen cuarzo, albita, calcita de un milímetro a decenas de centímetros de ancho, tiene una distribución heterogénea mostrando notables diferencias en abundancia a escala centimétrica o en litotipos adyacentes.
- 2) Segundo conjunto de vetas: Presente en los esquistos verde – esquistos azul y en las filitas oscuras. Su ensamblaje mineral es similar al del primer conjunto de vetas. Este conjunto de vetas se distingue del primer conjunto de vetas por el hecho de que los planos de las vetas exhiben claramente una reorientación debido al cizallamiento. Exhiben sistemáticamente segmentos de vetas que cortan oblicuamente la foliación principal (denominadas vetas traspuestas). Las vetas traspuestas están compuestas por un ensamblaje mineral de albita de grano grueso de cuarzo, glaucofano y/o winchita de grano fino, titanita, apatita y sulfuros de hierro. Estas vetas exhiben pistas de inclusión subperpendiculares a la orientación de elongación y están marcadamente cortadas por vetas de calcita posteriores, con evidencia de hidrofracturación.
- 3) Tercer conjunto de vetas: No tiene una clara relación transversal con las vetas anteriores, presentando cuarzo, calcita y albita de menor importancia en términos de tamaño y abundancia. Este conjunto de vetas pliega con planos axiales

subparalelos a la foliación principal, formando vetas con pliegues ptigmáticos y pliegues sin raíz como consecuencia del aplanamiento y cizalla. En los esquistos verde – esquistos azul, también están presentes redes caóticas de vetas ricas en calcita y de alta densidad, que van desde milímetros hasta varios centímetros de ancho. Algunas de estas venas se plegaron con un plano axial subparalelo a la foliación principal. Hay presencia de filones ricos en cuarzo e hidrofracturas perpendiculares a la dirección de estiramiento de los metasedimentos anaranjados boudinage en la matriz de esquistos azul-verde cerca del *peak* metamórfico. El cuarzo tiene dimensiones de un milímetro a un centímetro. Estos conjuntos de vetas se plegaron con planos axiales subparalelos a la dirección de estiramiento del boudinage y la orientación principal de la foliación. Finalmente, un conjunto de vetas de clorita y calcita tardías ocurre cortando todos los conjuntos de vetas anteriores casi sin evidencia de deformación.

3.2.2.1.3. Evolución mineralógica

La evolución mineralógica de los esquistos verde – esquistos azul en las vetas y roca huésped es un proceso importante para la caracterización del *megathrust*. La figura 3.4., resume las ocurrencias minerales interpretadas por Muñoz-Montecinos et al. (2020) para cada una de las etapas de este proceso. Este proceso comienza desde el basamento ígneo y fondo marino, lugar que se caracteriza por una marcada nucleación mineralógica de piroxenos y plagioclasas en la roca huésped, posteriormente hay un enterramiento prógrado con predominancia de winchita y albita tanto en la roca huésped como en las vetas, además hay una nucleación de actinolita en la roca huésped. Este enterramiento prógrado tiene un *peak* metamórfico, lugar en el cual ocurre la principal evolución mineralógica debido al cambio de facies metamórfica. En el *peak* metamórfico, la principal nucleación de minerales es de glaucofano, winchita, cuarzo, albita y actinolita en las vetas y roca huésped. De igual manera, se presenta una nucleación en la roca huésped de rutilo, titanita y fengita; también hay presencia de calcita en las vetas. Finalmente, la roca se exhuma generando minerales de actinolita y titanita en la roca huésped, además hay mineralización de clorita, calcita y actinolita en las vetas.

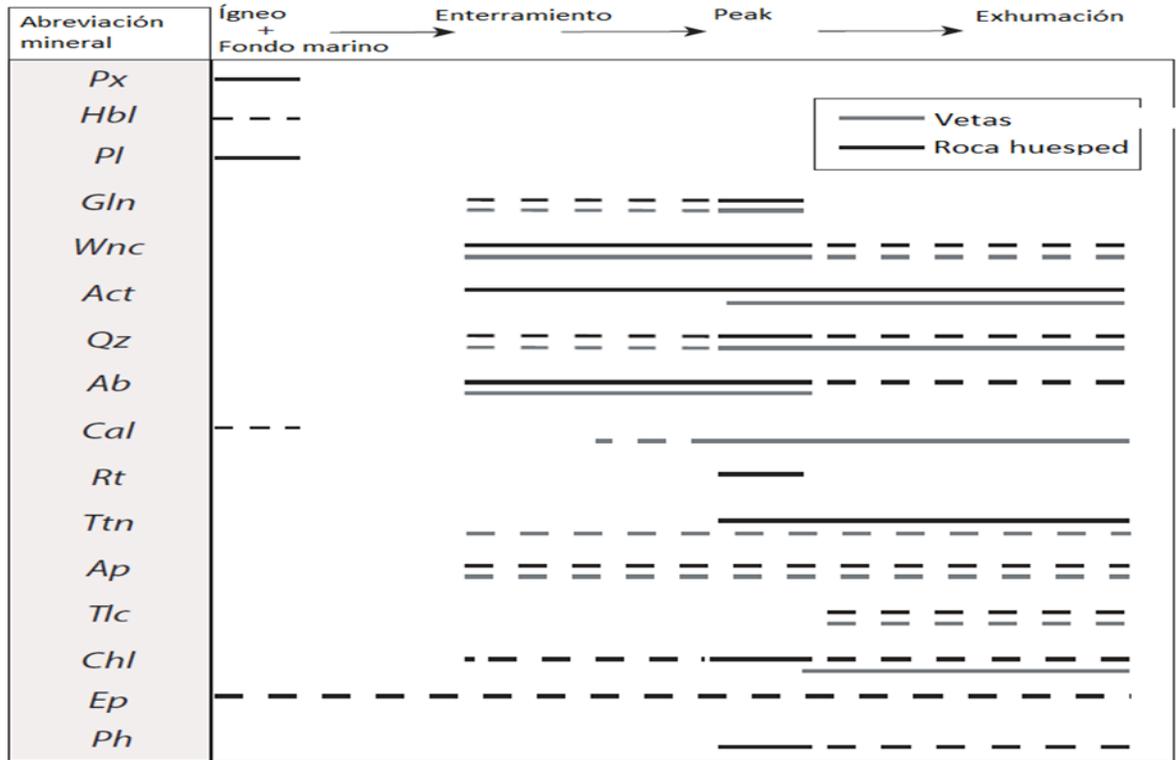


Figura 3.4. Evolución mineralógica del esquistos azul – esquistos verde de las vetas y la roca huésped en rocas metamórficas aflorantes en Infiernillo. La línea discontinua indica la incertidumbre en la etapa de formación del mineral. Las abreviaturas de los minerales se encuentran en el Anexo 1. Modificado de Muñoz-Montecinos et al. (2020).

3.2.2.1.4. Evolución de las rocas y vetas

La evolución de las rocas y vetas en Infiernillo en la zona de subducción comienza durante las primeras etapas de la subducción (representado con el número 1 en la figura 3.5), en este lugar toda la secuencia litológica sufre compactación y un posterior colapso de la porosidad, liberando fluidos generando vetas tempranas (con orientaciones aleatorias) e hidrofracturación subparalela a la estructura principal de la roca. En la base del megathrust (representado como el número 2 en la figura 3.5.) el desplazamiento de fluidos por deshidratación y fluidos externos, promueve aún más la hidrofracturación de las rocas, a través de vetas previas y la roca huésped. Se espera una precipitación de cuarzo y calcita (la cantidad de cada elemento varía dependiendo de la composición del fluido). Los metasedimentos anaranjados en esta zona pueden generar boudinage, los que están envueltos en una matriz de esquistos verde – esquistos azul desarrollados cerca de las condiciones máximas.

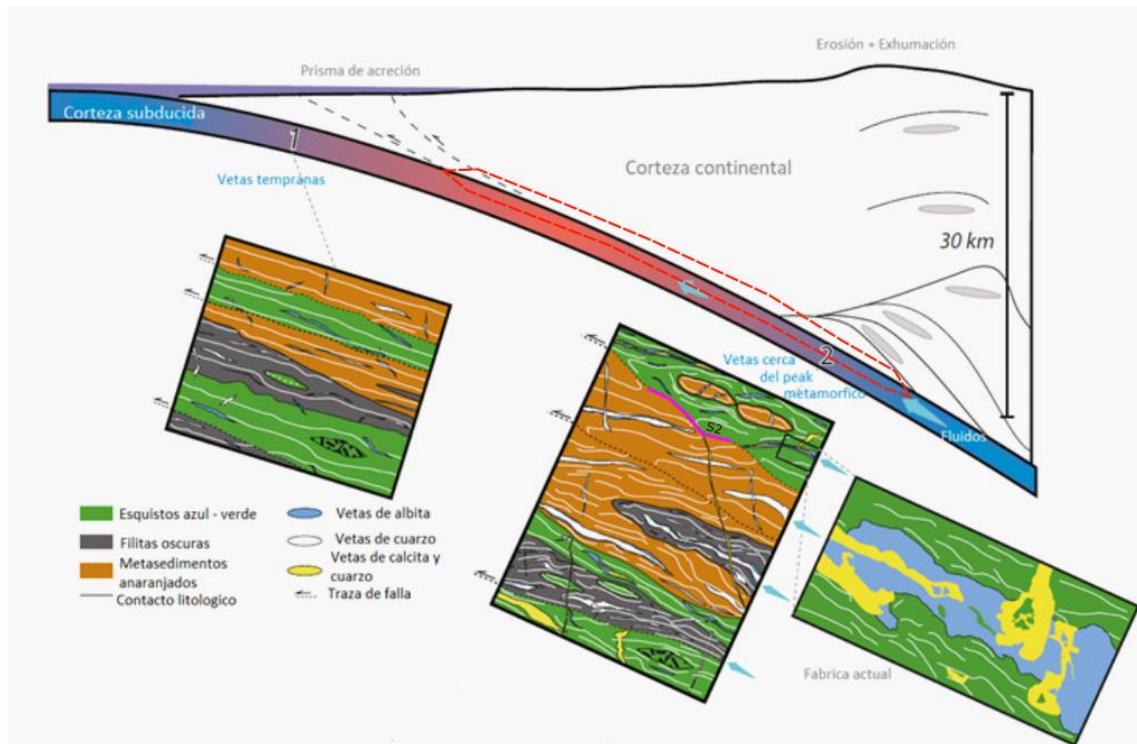


Figura 3.5. Esquema de una zona de subducción donde se ilustra la formación de vetas y la evolución de rocas interpretadas para los afloramientos en Infiernillo. El polígono de líneas punteadas rojas en el interfaz de subducción representa el segmento central del *megathrust*. Los óvalos grises simbolizan la ruta de exhumación. La línea rosada representa la foliación S2. Extraída y modificada de Muñoz-Montecinos et al. (2020).

3.2.2.2. Isla Diego de Almagro

La isla Diego de Almagro (DAI) está ubicada en la Patagonia chilena ($51^{\circ}35'3''S$, $75^{\circ}16'5''O$), específicamente al oeste de la cordillera Sarmiento. En DAI afloran 4 unidades tectono – metamórficas exhumadas compuesta por complejos de subducción del Pérmico – Triásico. Este complejo está formado por un fragmento de $\sim 150 \text{ km}^2$ de la base de la cuña de acreción basal y frontal del margen SW de Gondwana del Jurásico y Cretácico (Angiboust et al., 2017; Hervé et al., 1999; Hervé y Fanning, 2003; Hyppolito et al., 2016; Willner et al., 2004a).

La acreción que dio forma a DAI se relaciona a varios cortes tectónicos del fondo marino con edades heterogéneas, como también presión, temperatura y tiempo. Hay presencia de eventos discretos de acreción, donde los eventos máximos de sedimentación son progresivamente más jóvenes, desde la unidad Lázaro (UL; 170 – 165 Ma) hasta la unidad

granate – anfíbol (GA; 120 Ma) y finalmente la unidad de esquisto azul (BS; 80 Ma). Estas dos últimas unidades corresponden al complejo metamórfico de alta presión y baja temperatura Almagro (CMA). En su conjunto, las unidades anteriormente descritas se denominan como el Complejo Metamórfico Diego de Almagro (DAMC). Cabe destacar, que además se incluye como unidad a la zona de cizalla de Seno Arcabuz (SASZ), la cual es producto de la erosión tectónica de la cuña pérmica – triásica (Angiboust et al., 2018; Muñoz-Montecinos, 2017).

Las unidades anteriormente mencionadas representan los procesos ocurridos a 30 – 40 kilómetros de profundidad en la zona de subducción (Hyppolito et al., 2016), es decir, la parte inferior del segmento central del *megathrust* y su zona de transición *down – dip*.

3.2.2.2.1. Litología

Las cuatro unidades tectono-metamórficas identificadas (ver figura 3.6.) se acumularon sucesivamente en el rango de profundidad de 35 a 40 km en la base de un enorme prisma de acreción. Este proceso empieza con una facies metamórfica de granulitas de alta presión (165 Ma) y termina con un evento de esquisto azul – epidota (80 Ma). Estas unidades limitan al noreste con el Complejo Acrecionario Madre de Dios (MDAC) y al este con el Batolito Patagónico Sur (Angiboust et al., 2018). La exhumación se caracteriza por una sobreimpresión masiva de facies de esquisto verde y una hendidura de crenulación (Hyppolito et al., 2016; Richter et al., 2007; Willner et al., 2004a). La asociación mineral del metamorfismo retrógrado causado por la exhumación consiste en actinolita, albita, clorita, mica blanca y epidota (Muñoz-Montecinos, 2017).

Unidades

- 1) Unidad Lázaro (UL): Consiste en rocas metamórficas máficas (tipo N-Morb y E-Morb) y metasedimentarias derivada de la erosión tectónica de la cuña pérmica – triásica. Esta unidad representa un registro de presubducción y un magmatismo relacionado con la extensión asociado con la ruptura de Gondwana durante el Jurásico Superior, que culminó con la formación de una corteza máfica tipo oceánica en el antearco. Limita al suroeste con el Complejo Metamórfico Almagro; entre ambas unidades se halla una deformación milonítica llamada zona de cizalla Puerto (PSZ), asimismo la UL limita al noreste con el MDAC. El evento

metamórfico más antiguo registrado en la isla se conserva en la UL, donde el material del fondo marino metamorfoseado en condiciones de alta presión y alta temperatura (HP – HT), se desacopló de la placa descendente y se acumuló a una profundidad de ~45 km bajo un gradiente geotermal característico de una subducción caliente progresiva (16–20°/km; Angiboust et al., 2017) alcanzando la facies de granulita de alta presión. Su rango de edad varía entre 170 – 165 Ma (U-Pb y Sm-Nd en circón) (Angiboust et al., 2017).

- 2) Complejo Metamórfico Almagro (CMA): Complejo metamórfico de alta presión y baja temperatura (HP – LT), el cual representa el material de la acreción del piso oceánico proto – Pacífico del Mesozoico. Consiste en metatobas máficas y meta – pillow lavas de tipo N y E – Morb con un protolito de edad Jurásica Superior, y además tiene unas intercalaciones menores de metasedimentos (esquistos pelíticos y cuarcitas) (Hervé y Fanning, 2003; Hyppolito et al., 2016; Olivares et al., 2003; Willner et al., 2004a). Este complejo se puede subdividir en la unidad Granate – Anfíbol (GA) y en la unidad de esquisto azul (BS). La unidad GA se superpone (y está imbricada tectónicamente con) rocas de la unidad BS, en las que esta sobreimpresión de facies de anfíbolita está ausente. La evidencia del metamorfismo de alta presión ha sido eliminada en gran medida por un evento retrógrado generalizado de esquistos verdes (Willner et al., 2004a). La unidad más joven, formada hace 80 Ma (Rb – Sr sobre micas obtenidas de milonitas) está conformado por esquistos azules y mica-esquistos de granate de la unidad BS (Hyppolito et al., 2016; Muñoz-Montecinos, 2017), por otra parte, la unidad GA tiene una edad de 120 Ma (Rb – Sr sobre micas obtenidas de milonitas) compuestas principalmente de anfíbolitas de granate y mica-esquistos de granate (Hyppolito et al., 2016; Muñoz-Montecinos, 2017).
- 3) Zona de cizalla de Seno Arcabuz (SASZ): Derivada de la erosión tectónica de la cuña pérmica – triásica. Consiste en una zona de falla de subvertical siniestral de varios kilómetros de espesor, marcando el límite entre MDAC y la UL. Esta zona revela una alternancia de esquistos máficos muy oscuros e intervalos metapelíticos de un metro de espesor. Las capas máficas exhiben principalmente firmas N-MORB (Hyppolito, 2010) caracterizándose por una alternancia entre hornblenda

y plagioclasa alineadas a lo largo de la foliación principal S2 con orientación NS. Estas rocas alcanzaron condiciones subsuperficiales durante el Eoceno (Olivares et al., 2003; Willner et al., 2004a). Las capas metapelíticas tienen abundante granate, además de porfiroclastos de estauroлита (Willner et al., 2004a; Angiboust et al., 2018). La falla de rumbo sinistral genera una deformación milonítica provocando la reelaboración de la parte oriente de la isla Diego de Almagro y la yuxtaposición con el MDAC (Hervé et al., 1999; Olivares et al., 2003; Willner et al., 2004a, 2009). La deformación de facies de anfibolitas es la responsable de la yuxtaposición con la UL. La mayor parte de la deformación por deslizamiento se relaciona con la convergencia oblicua y la partición de la deformación durante el evento de subducción del Cretácico Inferior. Esta zona es fundamental porque este elemento estructural de primer orden puede representar el antiguo límite de placa antes de la acreción de la UL al margen de Gondwana. La datación de K – Ar de la moscovita arrojó una edad de $122 \pm 4,6$ Ma para un esquistos de mica granate (Willner et al., 2004a).



Figura 3.6. Unidades que conforman la Isla Diego de Almagro (DAI). DAMC= Complejo Metamórfico Diego de Almagro; CMA= Complejo Metamórfico Almagro; PSZ= Zona de cizalla Puerto; UL= Unidad Lázaro; SASZ= Zona de cizalla de Seno Arcabuz; MDAC= Complejo Acrecionario Madre de Dios. Extraído y modificado de Angiboust et al. (2017).

3.2.2.2.2. Estructura

El Complejo Metamórfico Almagro registra tres etapas de deformación. La etapa D1 se relaciona a la subducción del material hacia profundidades cercanas al *peak* metamórfico y al desarrollo de la foliación S1. Posteriormente, la etapa D2 está asociada al proceso de acreción basal y desarrollo de la foliación principal S2. Finalmente, la etapa D3 se asocia con el tramo final que siguieron las rocas hasta su exhumación o reactivación de la PSZ y desarrollo del clivaje de crenulación S3, en contraste, la unidad Lázaro solo registra la foliación principal S2, presentando una leve deformación, por lo cual, se interpreta que el evento de deformación S3 afectó a esta unidad (Muñoz-Montecinos, 2017). Cada zona de cizalla (PSZ y SASZ) se interpretan como una zona de contacto interplaca que varía su nivel de acoplamiento a través del tiempo, generando un mecanismo erosivo (Angiboust

et al., 2018). La importancia de PSZ es que corresponde al plano de acreción entre la UL y el CA (Hyppolito et al., 2016), perteneciente a la foliación S2 (Muñoz-Montecinos, 2017), desarrollado producto de la acreción basal (Willner et al., 2004b; Willner, 2005) que habrían experimentado estas rocas a una profundidad de 30 – 40 kilómetros de profundidad (Hyppolito et al., 2016), por otra parte, la SASZ puso en contacto niveles estructurales de distinta naturaleza, el DAMC y el MDAC (Muñoz-Montecinos, 2017; Olivares et al., 2003) y habría sido una estructura capaz de controlar la exhumación de las rocas de alto gradiente de presión y temperatura del DAMC (Hyppolito, 2010; Willner et al., 2004a).

3.2.2.3. Evolución litológica y estructural

La figura 3.7., muestra un esquema que resume la evolución metamórfica de las rocas que afloran en DAI. En la primera etapa, las rocas de la UL sufrieron un enterramiento prógrado a través del interfaz de subducción, alcanzando los 36 km de profundidad bajo una presión de 1,1 GPa, lugar en el cual alcanzó el *peak* metamórfico de facies de granulitas bajo un gradiente geotermal elevado (Angiboust et al., 2017). Posteriormente, las rocas pertenecientes a la unidad GA alcanzaron los 55 km de profundidad bajo una presión de 1,7 GPa (Hyppolito et al., 2016), alcanzando su *peak* metamórfico de facies de eclogita, en este lugar el gradiente geotermal disminuye, en consecuencia, las rocas de la UL se reequilibran en una facies de menor temperatura. En ese momento, ambas unidades acrecionan basalmente, generando la discontinuidad tectónica PZC (Angiboust et al., 2017) y formando la foliación principal S2. En este punto, las unidades UL y GA comparten una historia metamórfica similar. Luego, la unidad BS alcanzó los 55 km de profundidad bajo una presión de 1,7 GPa (Hyppolito et al., 2016), alcanzando su *peak* metamórfico en facies de eclogita, mientras tanto las unidades GA y UL se reequilibraron en facies de esquisto azul con un gradiente geotermal menor que el anterior. Desde aquel momento la DAI presentó un metamorfismo homogéneo con un gradiente geotermal en disminución hasta que finalmente comenzó a exhumarse por *underplating* a una profundidad entre 30 – 40 kilómetros (Angiboust et al., 2018). Durante el proceso de exhumación, las rocas se reequilibraron en facies de esquistos verdes, pudiendo generar la foliación S3 (Angiboust et al., 2018; Muñoz-Montecinos, 2017).

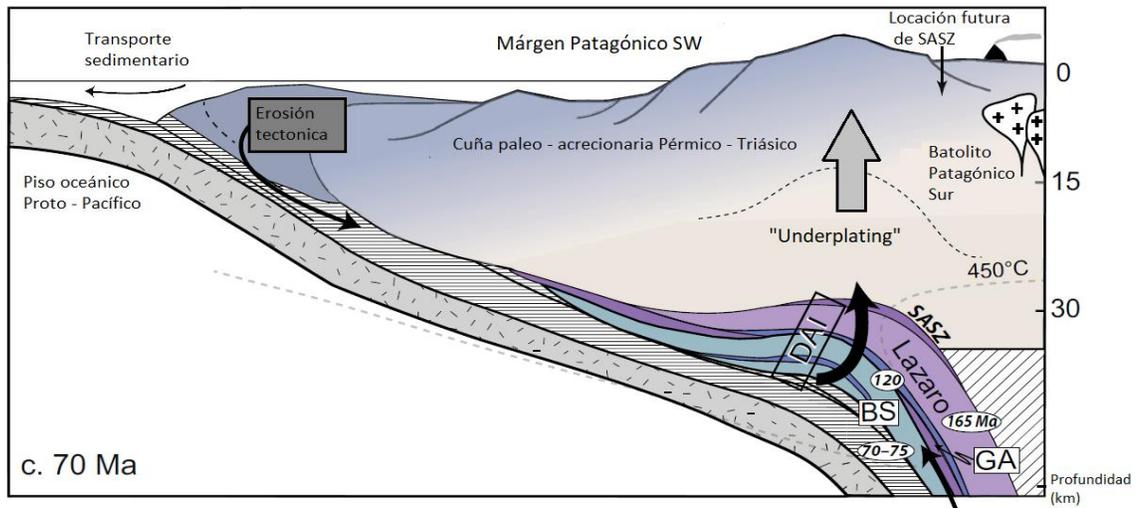


Figura 3.7. Sección esquemática que ilustra la zona de subducción inferida representando la evolución litológica y estructural de la isla Diego de Almagro (DAI) hace 70 Ma. La zona de cizalla de Seno Arcabuz (SASZ) y la unidad Lázaros (UL) están coloreadas en púrpura, mientras que la unidad de granate – anfíbol (GA) y la unidad de esquisto azul (BS) están representadas de color azul y celeste respectivamente. Las flechas hacia arriba representan el flujo de retorno forzado de rocas acumuladas basalmente que viajan a través del antearco. Extraída y modificada de Angiboust et al. (2018).

CAPÍTULO 4

METODOLOGÍA

4.1. Estimación de resistividad eléctrica del *megathrust* en el norte de Chile

En base a las características físicas de las rocas y fluidos en el *megathrust* teniendo en cuenta la presión y temperatura a lo largo de su manto en profundidad (ver capítulos 2.1. y 3.2.1.2.), y considerando su parte superior (corteza continental), su parte inferior (corteza oceánica) y el *megathrust* en sí, se utilizó la Ley de Archie modificada (Glover et al., 2000) para estimar la resistividad eléctrica de los volúmenes de roca presentes. La ley de Archie modificada permite estimar la conductividad eléctrica de una mezcla de dos fases conductivas, obteniendo la posibilidad de variar la conexión eléctrica de las dos fases, permitiendo modelar distintas geometrías. La ecuación propuesta por Glover et al. (2000) es:

$$\sigma_r = \sigma_s(1 - \Phi)^s + \sigma_w \Phi^m \quad (1)$$

$$\text{Siendo } \rightarrow s = \frac{\log(1 - \Phi^m)}{\log(1 - \Phi)} \quad (2)$$

Donde σ_r = conductividad eléctrica del volumen de roca; σ_s = conductividad eléctrica de la matriz (rocas); σ_w = conductividad eléctrica del fluido ocupando los poros de la roca; Φ = porosidad; m y s son exponentes que describen el grado de conexión entre las fases conductivas que tiene la red de poros.

Para realizar los cálculos de una forma rápida y consistente con la información de resistividad de las rocas, minerales y fluidos mencionados en el capítulo 2, se modificará la ecuación propuesta por Glover, en función de la resistividad, es decir, la resistividad eléctrica será el inverso que la conductividad eléctrica, tal como se muestra a continuación:

$$\sigma = \frac{1}{R} \quad (3)$$

Reemplazando (3) en (1) se obtiene que:

$$R_r = \frac{1}{\frac{1}{R_s}(1 - \Phi)^s + \frac{1}{R_w}\Phi^m} \quad (4)$$

Donde R_r = resistividad eléctrica del volumen de roca; R_s = Resistividad eléctrica de la matriz; R_w = Resistividad eléctrica del fluido ocupando los poros de la roca.

Considerando los valores de porosidad y resistividad eléctrica descritos en el capítulo 2.1.2.3. y 2.2.2. respectivamente, se estimaron los parámetros de la ecuación de Glover de la siguiente manera:

- Resistividad de la matriz (R_s): La matriz considera los valores de resistividad de las rocas y minerales a lo largo del *megathrust* (incluyendo la corteza continental y oceánica) donde se estiman resistividades entre 10 y 10.000 Ωm . El menor valor de resistividad se encuentra en el *up - dip* donde se infieren minerales de arcillas (10 – 100 Ωm) a causa de la acumulación, compactación y deshidratación de sedimentos proveniente de la placa subductante (Dentith y Mudge, 2014; Saffer y Tobin, 2011), también se obtienen bajos valores de resistividad en el *down - dip*, desde minerales provenientes de rocas que ascienden de la cuña del manto (Manthilake et al., 2021; Reynard et al., 2011), como la serpentina (1.000 – 5.000 Ωm), mineralización principal de la serpentización de la cuña del manto (Reynard et al. 2011) y minerales provenientes de rocas metamórficas de la corteza oceánica como el glaucofano (300 – 3.000 Ωm), mineralización principal de los esquistos azules (Manthilake et al., 2021; Muñoz-Montecinos et al., 2020). En el *down - dip* también pueden esperarse minerales conductores como óxidos y sulfuros de hierro (10^{-7} - 10^4 Ωm) producto de la serpentización, aunque en muy bajas concentraciones, por ende, se espera que no estén suficientemente interconectados para poder detectarlos con métodos geofísicos (Dentith y Mudge, 2014; Reynard et al., 2011). Los valores más altos de resistividad corresponden a la composición promedio de rocas de la corteza oceánica como gabros y basaltos (1.000 – 10.000 Ωm y 100 – 10.000 Ωm respectivamente) (Clift, 2017; Davis y Whitney, 2008; Glover, 2015; Key et al., 2013; Kotowki y Behr, 2019; Kurz et al.,

1998; Rawling y Lister, 2002; Worzewski et al., 2011; Yoshino et al., 2012), rocas de la corteza continental como granitos (1.000 – 10.000 Ωm) (Glover, 2015; Pommier y Evans, 2017; Seyfried, 1998) y rocas metamórficas (300 – 10.000 Ωm) (Angiboust et al., 2018; Dentith y Mudge, 2014; Glover, 2015; Manthilake et al., 2021; Muñoz-Montecinos et al., 2020).

- Resistividad de los fluidos (R_w): Se espera la presencia de fluidos rellenando fracturas en el *megathrust* y su zona de daño, el cual es directamente influenciado por la porosidad, variando su resistividad entre 0,1 y 1000 Ωm (Dentith y Mudge, 2014; Glover, 2015; Reynard, 2016). Los valores de resistividad eléctrica de los fluidos en el *up – dip* se estiman entre 0,1 a 100 Ωm (Manthilake et al., 2021; Nesbitt, 1993; Reynard et al., 2011). El valor menor de resistividad corresponde a fluidos contenidos en la porosidad intergranular y de fractura en los sedimentos y la corteza ígnea (0,1 a 1 Ωm) (Dentith y Mudge, 2014; Glover, 2015; Nesbitt, 1993), mientras que el valor mayor de resistividad corresponde a fluidos liberados por reacciones de deshidratación metamórfica (transformación de esmectita – illita, facies de zeolita y facies de prehnita – pumpellyta) (0,1 a 100 Ωm) (Dentith y Mudge, 2014; Glover, 2015; Saffer y Tobin, 2011). Los valores de resistividad eléctrica de fluidos presentes en el *down – dip* se estiman entre 0,1 y 1.000 Ωm (Manthilake et al., 2021; Reynard et al., 2011; Reynard, 2016). En esta zona el rango de valores de resistividad esperado es más amplio que en el *up – dip*. La causa de esta variabilidad es debido a que las reacciones de deshidratación metamórfica en las rocas generan una alteración química progresiva en los fluidos (Saffer y Tobin, 2011), siendo el Na el principal elemento químico responsable del cambio en la resistividad, donde la serpentinización actúa como controlador del Na (y salinidad) de estos fluidos en profundidad. Los mayores valores de resistividad corresponden a fluidos con baja salinidad (0.01 m), a causa de una gran dilución por deshidratación, en contraste, los menores valores de resistividad son fluidos con alta salinidad (10 m) (Manthilake et al., 2021; Reynard, 2016). También en el *down – dip* puede esperarse la presencia de fluidos provenientes de la descarbonización de la caliza y la descomposición de la materia orgánica estimándose un rango de resistividad de 0,1 a 1 Ωm (Pommier y Evans, 2017;

Saffer y Tobin, 2011). Finalmente, en la zona central del *megathrust*, se estima un rango de resistividad de 10 – 100 Ωm basado en los fluidos liberados por la deshidratación metamórfica (facies de prehnita-actinolita, epidota anfibolita, esquistos verdes y esquistos azules) y minerales hidratados (glaucofano y antigorita) (Manthilake et al., 2021; Reynard et al., 2011).

Para estimar la zona de daño del *megathrust* y la concentración relativa de fluidos dentro de él, se utilizaron los valores de la relación V_p/V_s obtenidos de los modelos de tomografía sísmica de Pastén – Araya et al. (2021, 2022). Un valor de $V_p/V_s > 1,74$ indican la presencia de rocas con fluidos intersticiales, donde se interpreta que las rocas metamórficas comienzan a liberar fluidos y estos migran a través de fracturas generadas por la presión de poros elevada (ver capítulo 2.1.2.1.).

- Porosidad (Φ) : La porosidad es el parámetro más difícil de estimar. Se esperan valores mayores en zonas fracturadas, como la región cercana al núcleo de la zona de falla del *megathrust* y su zona de daño, lugares que pueden contener mayor cantidad de fluidos en los poros. Los valores de porosidad se estimaron en función de los resultados sismológicos y de estudios en rocas de paleo-*megathrust*, lo que llevó a interpretar zonas de diferente porosidad dentro del *megathrust*. En el segmento central del *megathrust*, lugar donde se presentaría mayor acoplamiento, se infiere que la porosidad varía entre 0,5% a 2% (Ganzhorn et al., 2019; Guo et al., 2021; Peacock et al., 2011) basándose en la zona de subducción de Cascadia, donde los valores más bajos de porosidad corresponden a un mayor acoplamiento y los valores más altos pueden corresponder a una zona fracturada a causa de un sismo. En la zona de subducción de Nankai (zona de subducción SO de Japón), el *up – dip* presenta porosidades que varían entre ~2% a 3,1% (hasta valores $< \sim 10\%$) (Tobin y Saffer, 2009). En cambio, en el *down – dip* se estiman porosidades entre el 0,5% a 4%, basados en relaciones empíricas y estudios geofísicos detectados en la zona de subducción de Cascadia (Calvert et al., 2020; Guo et al., 2021; Peacock et al., 2011). Las porosidades inferidas para temperaturas entre ~200 – 400°C y ~400 – 500°C son del 3% y 1% respectivamente. Sin embargo, en las vetas de

rocas paleo-*megathrust* exhumadas en Pichilemu, la porosidad es mayor, con valores entre el 4% al 11% (Muñoz-Montecinos et al., 2020).

Para estimar la geometría de la zona de daño del *megathrust* en el área de estudio, se utilizaron los valores V_p/V_s obtenidos de los modelos de tomografía sísmica de Pastén-Araya et al. (2021, 2022). Según el capítulo 2.1.2.3. un cambio en los valores V_p/V_s de $\sim 1,7$ a $\sim 1,85$ corresponde a un aumento del 3% de la porosidad (Guo et al., 2021; Peacock et al., 2011; Pimienta et al., 2018). Siguiendo esta lógica, el aumento de la porosidad está relacionada con un aumento de los valores V_p/V_s , por ende, una mayor cantidad de fluido en los poros.

La ubicación de la zona de daño se interpretó en sectores de tomografía sísmica con valores $V_p/V_s > 1,74$, (ver capítulo 2.1.2.1.), donde las mayores concentraciones de fluidos sugeridos por altos valores de V_p/V_s se relacionarían a zonas con mayor porosidad relativa.

- Exponente de cementación m : El valor de m se incrementa a medida que disminuye el grado de interconexión de la red de poros, en caso contrario, si el valor de m disminuye, el grado de interconexión de la red de poros aumenta. Si bien no hay estudios específicos para los rangos de valores de m para la presión y temperatura acorde al *megathrust*, estudios de conductividad eléctrica y porosidad que usan la predicción de valores según la relación empírica de la ley de Archie (1942) utilizan valores similares, por ejemplo, Lee et al. (1983) basado en experimentos de laboratorio en rocas ígneas y metamórficas saturadas e insaturadas de la corteza oceánica con una presión y temperaturas de hasta 0,4 GPa y 300°C respectivamente, además una presión litostática variable y una porosidad entre 6% a 19%, otorga valores de m entre 1 a 2. Por otra parte, Evans et al. (1982) se basó en estudios de las propiedades eléctricas de rocas graníticas a una presión entre 0,04 GPa a 0,4 GPa y una porosidad entre 0,5% a 15% otorga valores de m entre 1 a 2. En base a los estudios anteriores, considerando que en el *megathrust* se pueden alcanzar presiones hasta 0,9 GPa, temperaturas de hasta 500°C y una porosidad entre 0,5 a 11%, se asumen valores de 1,5, 2 y 2,5 para m . El valor más bajo significa que la conductividad eléctrica del fluido tiene mayor influencia que la conductividad eléctrica del volumen de roca, en su defecto, el valor más alto de

m la conductividad eléctrica del volumen de roca tiene mayor influencia que la conductividad eléctrica del fluido.

4.2. Estudio magnetoteléurico en el salar Grande

4.2.1. Adquisición de datos

Para obtener un modelo de la estructura de resistividad eléctrica del *megathrust* en el área de estudio, se realizaron mediciones magnetoteléuricas en siete estaciones distribuidas alrededor del salar Grande (ver figura 4.1.), separados por una distancia entre cada una de ellas de aproximadamente 10 kilómetros. En cada estación, el tiempo de adquisición de datos fue de 3 a 6 días. Estas mediciones fueron llevadas a cabo por el Profesor Jaime Araya Vargas y el alumno tesista Francisco Polanco Chávez.

El resumen de las estaciones MT instaladas (nombres, ubicación, largo de los dipolos eléctricos y fecha de realización) se muestra en la siguiente tabla:

Tabla 4.1. Resumen de las estaciones magnetoteléuricas instaladas, su ubicación en latitud y longitud, el largo en metros de los dipolos eléctricos en orientación N – S y E – O respectivamente y su fecha de realización.

Estación	Latitud	Longitud	Dipolo Ex [m]	Dipolo Ey [m]	Instalación	Desinstalación
loa1	-21,32533	-70,00829	171	121	20/5/2022	25/5/2022
loa2	-21,30041	-69,79686	171	108	25/5/2022	3/6/2022
pat1	-20,84661	-69,99133	179	131	19/5/2022	24/5/2022
pat5	-20,93772	-69,90765	126	107	1/6/2022	6/6/2022
sg1	-21,03761	-70,08764	139	107	18/5/2022	23/5/2022
sg2	-21,04576	-69,91271	106	128	23/5/2022	1/6/2022
sg4	-21,09697	-70,02802	169	139	24/5/2022	2/6/2022

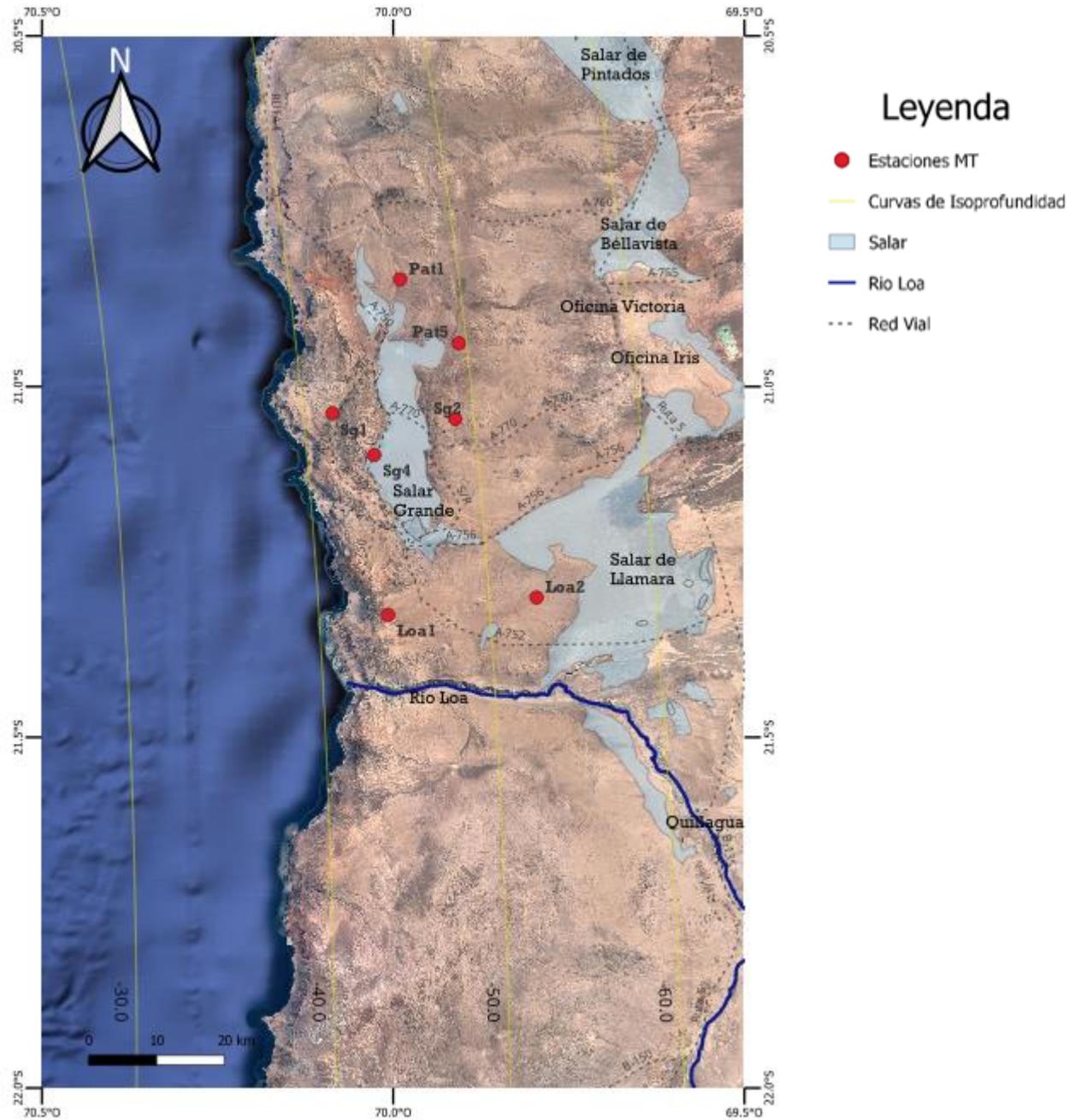


Figura 4.1. Ubicación de estaciones MT. Las líneas amarillas son líneas de isopropfundidad (cada 10 km) del techo de la placa de Nazca (tomadas de Hayes et al., 2018). Los puntos rojos corresponden a las estaciones MT distribuidos alrededor del salar Grande.

4.2.1.1. Instrumentación

Para efectuar este estudio, se utilizaron tres equipos magnetotéluricos marca *Lemi* modelo – 424, proporcionados por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Cada equipo MT se compone por (ver figura 4.2.A., B., D.): una unidad registradora de datos, un magnetómetro fluxgate de 3 componentes (sensor magnético), cuatro electrodos no polarizables de Cu-CuSO₄ marca Lemi modelo 701 (sensores eléctricos), una antena GPS, un sistema de conexión eléctrica a tierra y una caja de conexión eléctrica que conecta los cables provenientes de los electrodos. El magnetómetro se conecta mediante un cable directamente en la registradora de datos, mientras que los electrodos se conectan a la caja de conexión eléctrica, y desde esta caja se transmite la información eléctrica a la registradora de datos. Como fuente de poder para los equipos magnetotéluricos se utilizó una batería de gel de ciclo profundo de 12V (ver figura 4.2.C.). Para instalar y desinstalar cada estación se utilizaron: dos palas, un chuzo, bentonita, un multitester, una brújula, una huincha de medir, un GPS y dos bidones de 20 litros de agua.

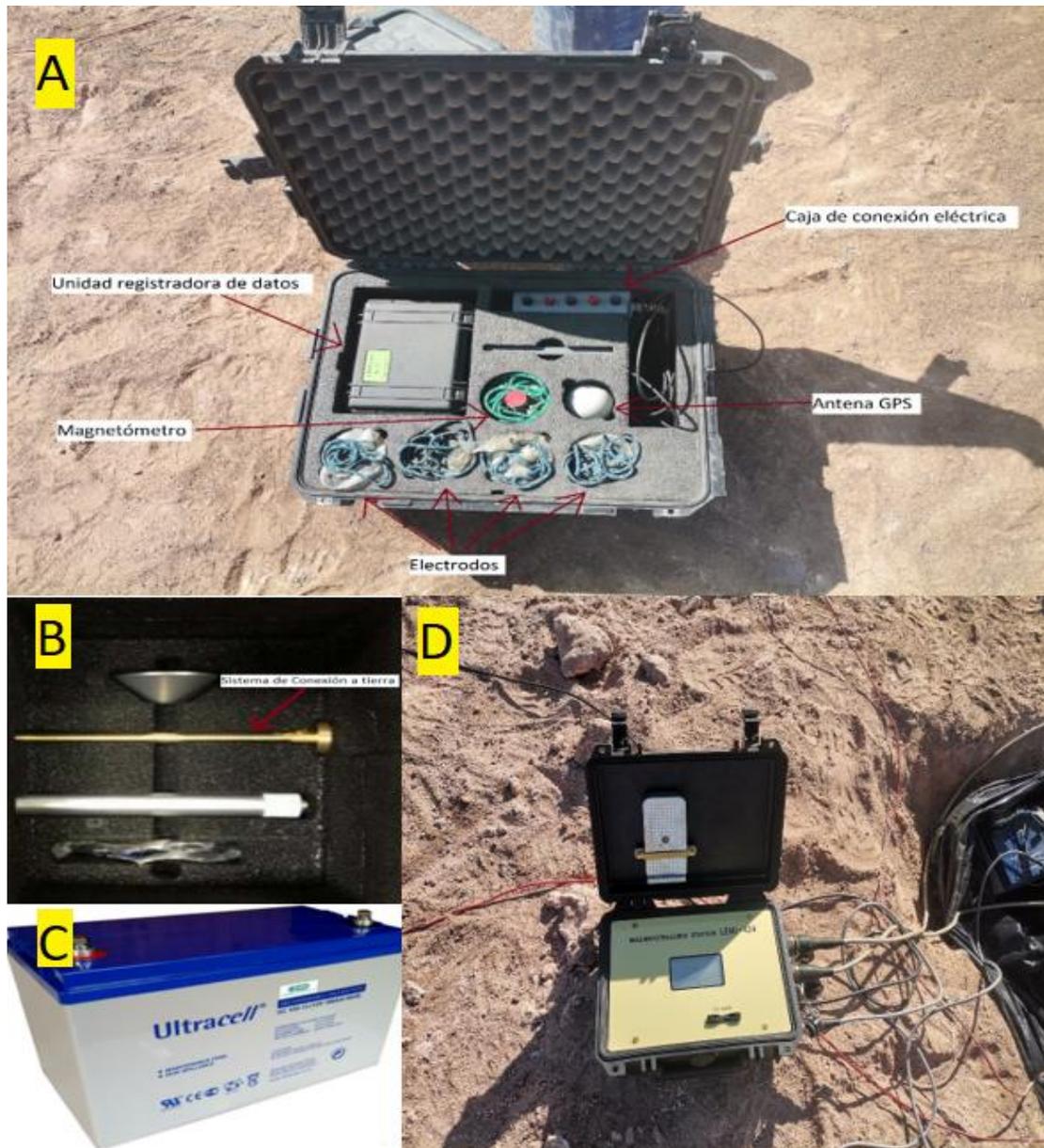


Figura 4.2. Instrumentación. A: Componentes del equipo Lemi – 424; B: Sistema de conexión eléctrica a tierra, junto con partes de la antena GPS; C: Batería de 12V; D: Unidad registradora de datos.

4.2.1.2. Instalación de estaciones

Todas las estaciones MT se instalaron en lugares con una topografía relativamente plana y uniforme. En cada estación MT, la instrumentación se configuró a partir de la ubicación de la unidad registradora de datos, la cual definía el centro de la estación MT (ver figura 4.3.A.). Desde este lugar, se estableció la ubicación de los cuatro electrodos, los cuales fueron organizados en dos dipolos eléctricos ortogonales entre sí, orientados N – S y E –

O, y separados por una distancia entre 50 y 100 metros (para asegurar variaciones detectables de diferencia de potencial eléctrico). La finalidad de los dipolos es medir variaciones en la diferencia de potencial eléctrico (voltaje) del suelo que existe entre la ubicación de cada uno de los electrodos que conforma el dipolo. Con estos datos luego se calculan las variaciones en las componentes horizontales del campo eléctrico, simplemente dividiendo el voltaje medido por el largo del dipolo. Cada electrodo está unido a la caja de conexión eléctrica (instalada en el centro de la estación) por cables de cobre, y se instalan en un agujero de 50 cm de profundidad para minimizar la influencia de fluctuaciones de temperatura (ver figura 4.3.B.). En la base de cada electrodo, en su contacto con el suelo, se colocó bentonita que fue previamente humedecida y homogeneizada. Luego de instalar el electrodo, se rellenó el agujero con agua. El propósito de la bentonita y agua es que la resistencia eléctrica del contacto entre el electrodo y el suelo sea baja, y se mantenga estable durante el tiempo de medición. Se verificó la correcta conexión entre dipolos eléctricos mediante un multímetro (ver figura 4.3.C.). El magnetómetro tiene por objetivo medir las variaciones de las tres componentes del campo magnético (B_x , B_y , B_z). El magnetómetro se instala en un agujero de 50 cm de profundidad (ver figura 4.3.D.), el cual se localiza de manera que se ubique equidistante de las líneas eléctricas de los dipolos. Para asegurar que las componentes del magnetómetro queden alineadas con los ejes de las coordenadas magnéticas del lugar de medición, fue necesario nivelar el magnetómetro y posteriormente orientarlo de tal manera que la componente B_y se minimice, es decir, que registrara valores cercanos a 0, con un rango de tolerancia de ± 100 nT. Este procedimiento permite alinear el eje X del instrumento con la dirección del norte magnético. Cercano a la unidad registradora de datos, se instaló un sistema de conexión a tierra (que sirve como electrodo de referencia y como cable a tierra en caso de sobrecargas), y una antena GPS para registrar la fecha, hora y ubicación de las mediciones (ver figura 4.3.A.). Cabe mencionar que la unidad registradora de datos se instaló en un agujero de 40 a 60 cm de profundidad, junto con la batería de 12V y la caja de conexión eléctrica. Finalmente, cuando toda la instrumentación es instalada correctamente, se procede a cubrir con tierra los agujeros donde están instalados los electrodos, el magnetómetro (teniendo cuidado de mantener su orientación) y la unidad registradora de datos.

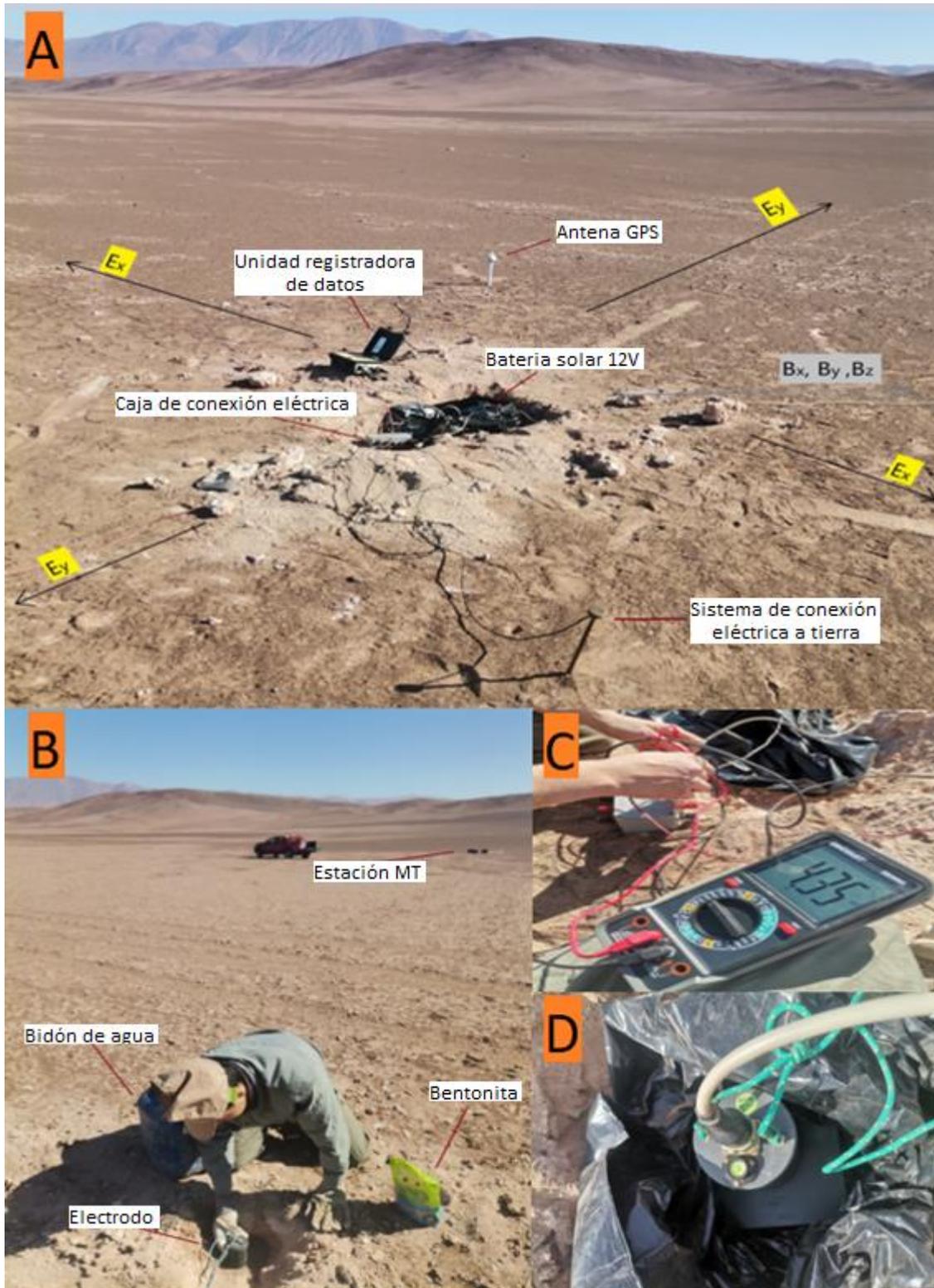


Figura 4.3. Disposición de la instrumentación en la estación MT. A: Centro de la estación MT; B: Electrodo instalado; C: Chequeo de conexiones eléctricas con multítester; D: Magnetómetro instalado.

4.2.2. Procesamiento de datos

Los datos medidos en terreno (series de tiempo con variaciones de campos eléctricos y magnéticos) fueron posteriormente procesados para obtener las funciones de transferencia MT. El procesamiento consiste básicamente en las siguientes etapas consecutivas: (1) se dividen las series de tiempo en varios sub-intervalos; (2) se calcula la transformada de Fourier de cada sub-intervalo de datos; (3) se calculan las funciones de transferencia utilizando los datos transformados; y finalmente (4) se compilan, estadísticamente, los valores de funciones de transferencia obtenidos para todos los sub-intervalos, obteniendo el valor final y error asociado para cada función de transferencia. En este trabajo, las funciones de transferencia calculadas fueron: el tensor de impedancia (Z), la resistividad aparente (ρ_a), la fase (ϕ) y el Tipper (T). El procesamiento de datos lo realizó el profesor Jaime Araya Vargas utilizando software desarrollados por el Dr. Krzysztof Nowożyński del Instituto Geofísico de la Academia de Ciencias de Polonia. Este software aplica el código de Egbert y Booker (1986) para procesar los datos MT.

4.2.3. Modelación

El objetivo de la modelación es encontrar un modelo con la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo que explique adecuadamente los valores de funciones de transferencia obtenidos en cada estación MT. Para esto, básicamente se realizan los siguientes pasos. Primero, se define un modelo de bloques que representa el subsuelo, donde a cada celda del modelo se le asigna un valor de resistividad eléctrica. Luego, se calculan numéricamente las funciones de transferencias que generaría ese modelo en la posición (equivalente) de cada una de las estaciones donde se realizaron las mediciones. Para que el modelo de resistividad sea considerado factible, las funciones de transferencias calculadas a partir del modelo deben asemejarse a las funciones de transferencia obtenidas a partir de los datos medidos.

La definición de los modelos de bloques fue realizada por el alumno tesista Francisco Polanco Chávez utilizando el software 3D Grid Academic creado por Naser Meqbel (2016). Todos los modelos teóricos iniciales se construyeron considerando un espacio de 754 km x 754km x 9.110 km en las direcciones X, Y y Z respectivamente, los cuales están divididos en 120 x 240 celdas horizontales y 160 celdas verticales, en cuyo centro se

localiza el área de estudio, la cual se distribuye en un área de 210 km x 125 km, orientado en una dirección Z – Y. Las celdas tienen una dimensión vertical de 2,5 km y una dimensión horizontal de 1,25 km, aumentando su longitud a un factor de 1,2 a medida que se aumenta la distancia del centro del modelo. Se necesita que las dimensiones del modelo exceda significativamente el área de estudio para evitar efectos de bordes en los cálculos numéricos. Para la generación de estos modelos se consideran las siguientes estructuras de resistividad:

- Resistividad de fondo (semi espacio homogéneo)
- Corteza continental
- Corteza oceánica
- Cuña del manto hidratada
- Manto oceánico
- Océano

Para cada uno de los modelos de resistividad eléctrica definidos se calcularon las funciones de transferencia que generarían en la posición de las estaciones MT medidas. Estos cálculos fueron realizados por el profesor Jaime Araya Vargas utilizando el código de modelación ModEM (Egbert y Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014), adaptado para computación paralela por Meqbel (2009).

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1. Resistividad eléctrica del *megathrust*

En este capítulo se presenta la distribución interpretada, a lo largo de dirección del manto del *megathrust*, para las propiedades físicas involucradas en la ecuación de Glover. Estos modelos se basan en los supuestos descritos en el capítulo 4.1. En todas estas secciones, la geometría de las placas y extensión del *megathrust* se basan en los modelos sísmicos presentados en Bloch et al. (2014) y Pastén-Araya et al. (2021, 2022).

5.1.1. Variaciones en la resistividad de la matriz (R_s)

La figura 5.1., muestra el modelo con la distribución interpretada para el parámetro de la resistividad de la matriz de la ecuación de Glover (R_s en la ecuación 4). Estos valores representarían la resistividad eléctrica esperados para la fase sólida (sin fracturas o porosidad) de las rocas. La resistividad de la matriz tendrá un mayor rango de variabilidad en las zonas de transición del *megathrust*. Los valores más bajos del rango interpretado para el *up – dip* (10 a 100 Ωm) se relacionan a la presencia de sedimentos ricos en arcillas, mientras que en el *down – dip* los valores menores se interpretan por la presencia de minerales hidratados como el glaucofano (300 a 3.000 Ωm). En el segmento central del *megathrust*, se infiere que la resistividad será $>300 \Omega\text{m}$ por la posible presencia de rocas con facies metamórficas de zeolita, prehnita-pumpellyita, prehnita-actinolita, epidota anfíbolita, esquistos verdes, y en menor medida esquistos azules. Los valores máximos (10.000 Ωm) interpretados para el segmento central del *megathrust* y las zonas de transición (*up – dip* y *down – dip*) corresponderían a rocas metamórficas e ígneas. Se espera que el entorno del *megathrust* presente resistividades entre 100 a 10.000 Ωm en su parte inferior, correspondiente a la corteza oceánica (gabros y basaltos), y 1.000 a 10.000 Ωm en su parte superior, propio de la corteza continental (granitos).

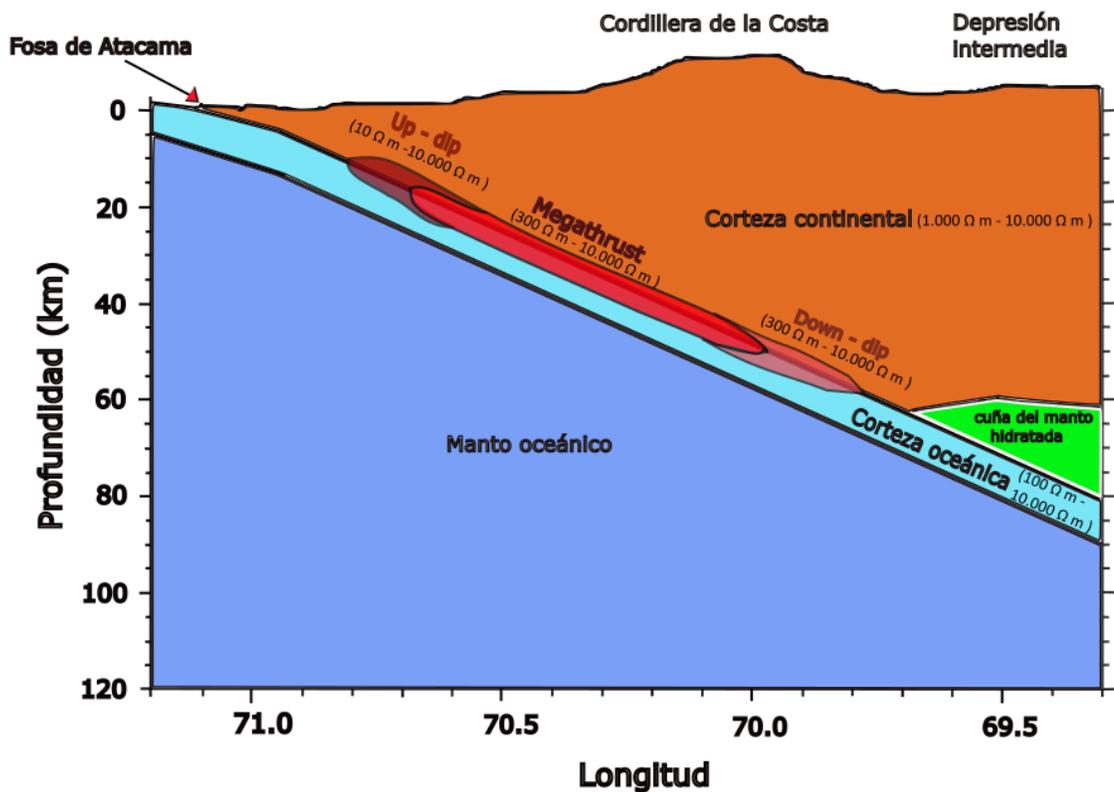


Figura 5.1. Modelo conceptual de las variaciones de la resistividad eléctrica de la matriz en el *megathrust* y su entorno. El segmento central del *megathrust* es representado por el polígono rojo; las zonas de transición del *megathrust* son representados por el polígono rojo difuminado. Las dimensiones y profundidad del *megathrust*, así como la geometría de la zona de subducción, se basan en los datos presentados en el capítulo 2.1. y 3.2.1.2. Modificado de Bloch et al. (2014) y Pastén-Araya et al. (2021, 2022).

5.1.2. Variaciones de la resistividad eléctrica de los fluidos (R_w)

La figura 5.2., muestra el modelo con la distribución interpretada para el parámetro de la resistividad de los fluidos de la ecuación de Glover (R_w en la ecuación 4). En el caso del *up - dip*, se interpretaron dos zonas en función del tipo de fluidos esperados: sobre el *megathrust* (en la corteza continental) se esperan fluidos generados por la compactación y deshidratación de sedimentos subductados (fluidos con resistividades 0,1 a 1 Ωm). Mientras que, bajo el *megathrust* (en la corteza oceánica) se esperan fluidos generados por la deshidratación metamórfica de la corteza oceánica (fluidos con resistividades de 0,1 a 100 Ωm). En el caso del *down - dip* se interpreta también dos zonas en base a la

naturaleza de los fluidos: sobre el *megathrust*, fluidos provenientes de procesos externos como la descarbonización de la caliza, descomposición de materia orgánica y serpentización de la cuña del manto (0,1 a 1.000 Ωm), y bajo el *megathrust* fluidos provenientes de la deshidratación metamórfica de la corteza oceánica (p. ej. la transición de esquisto azul a eclogita) (10 a 100 Ωm). Si bien en el segmento central del *megathrust* no se espera una gran cantidad de fluidos debido al acoplamiento entre las placas, se estima que la resistividad de los fluidos presentes varía en un rango entre 10 – 100 Ωm . Estos fluidos serían generados por la deshidratación metamórfica de las facies de prehnita-actinolita, epidota anfíbolita, esquistos verdes y esquistos azules. La región del *megathrust* donde existirían fluidos se interpretó a partir de zonas con valores $V_p/V_s > 1,74$ obtenidas en los estudios de tomografía sísmica de Pastén-Araya et al. (2021, 2022) (ver anexo 2).

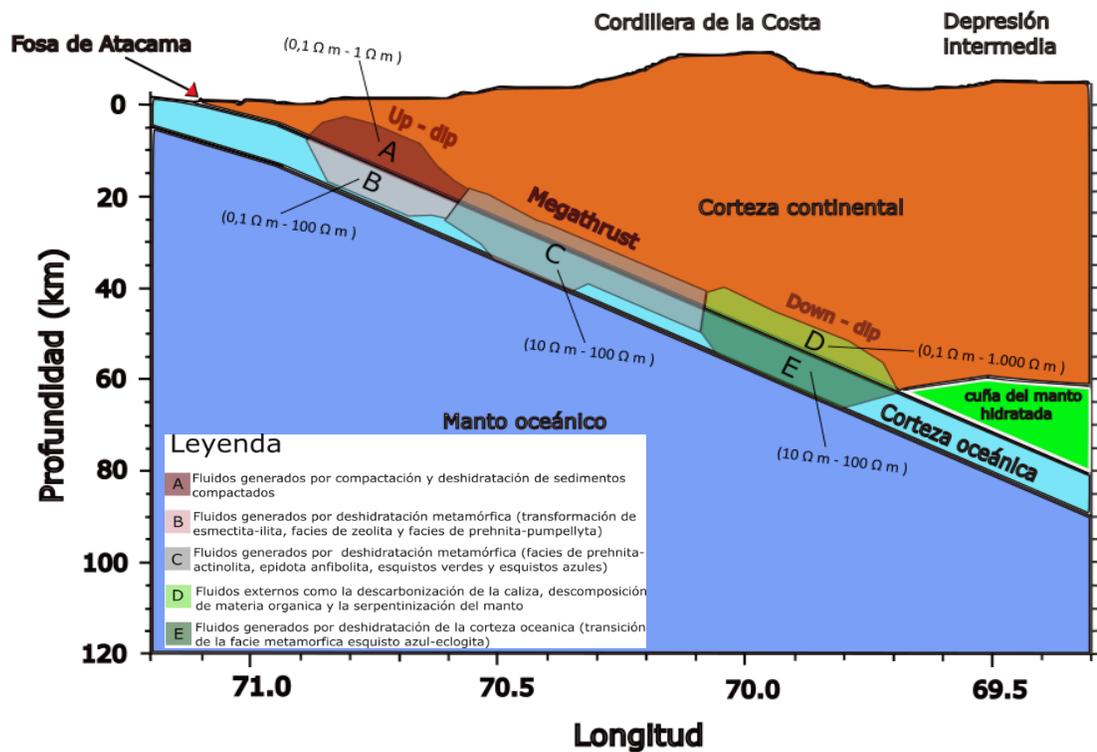


Figura 5.2. Modelo conceptual de las variaciones de resistividad eléctrica de los fluidos en el *megathrust* y su entorno. Las regiones donde se interpreta la presencia de fluidos se tomaron de las zonas con $V_p/V_s > 1,74$ obtenidas de los estudios de tomografía sísmica de Pastén-Araya et al. (2021, 2022).

5.1.3. Variaciones en la porosidad (Φ)

La figura 5.3., muestra el modelo con la distribución interpretada para el parámetro de la porosidad de la ecuación de Glover (Φ en la ecuación 4). Cabe notar que este parámetro considera la porosidad efectivamente ocupada por fluidos. La distribución de las zonas donde existiría porosidad > 0 se interpretó a partir de zonas con valores $V_p/V_s > 1,74$ obtenidas en los estudios de tomografía sísmica de Pastén-Araya et al. (2021, 2022) (ver anexo 2). Dentro de estas zonas, la porosidad variaría fuertemente, con valores en el *up - dip* entre 2% a 10%, en el *down - dip* entre 0,5% a 11%, y en el segmento central del *megathrust* entre 0,5% a 2%.

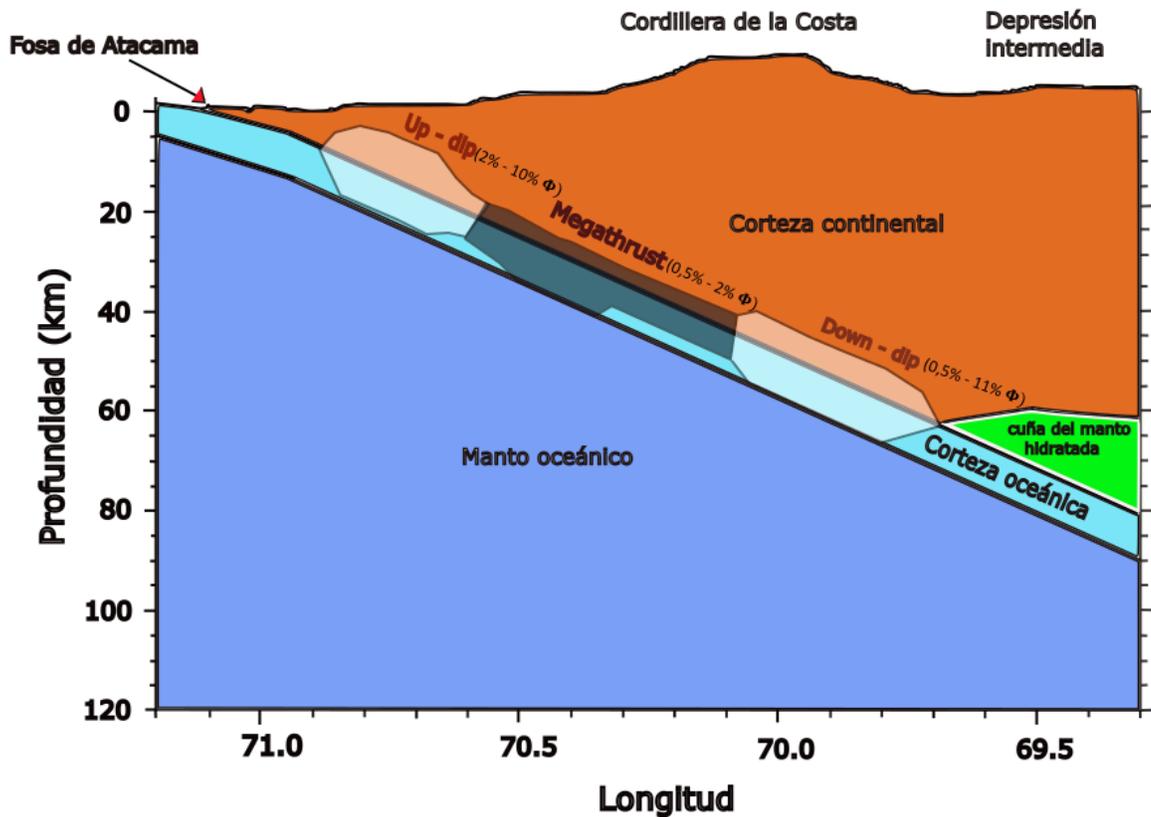


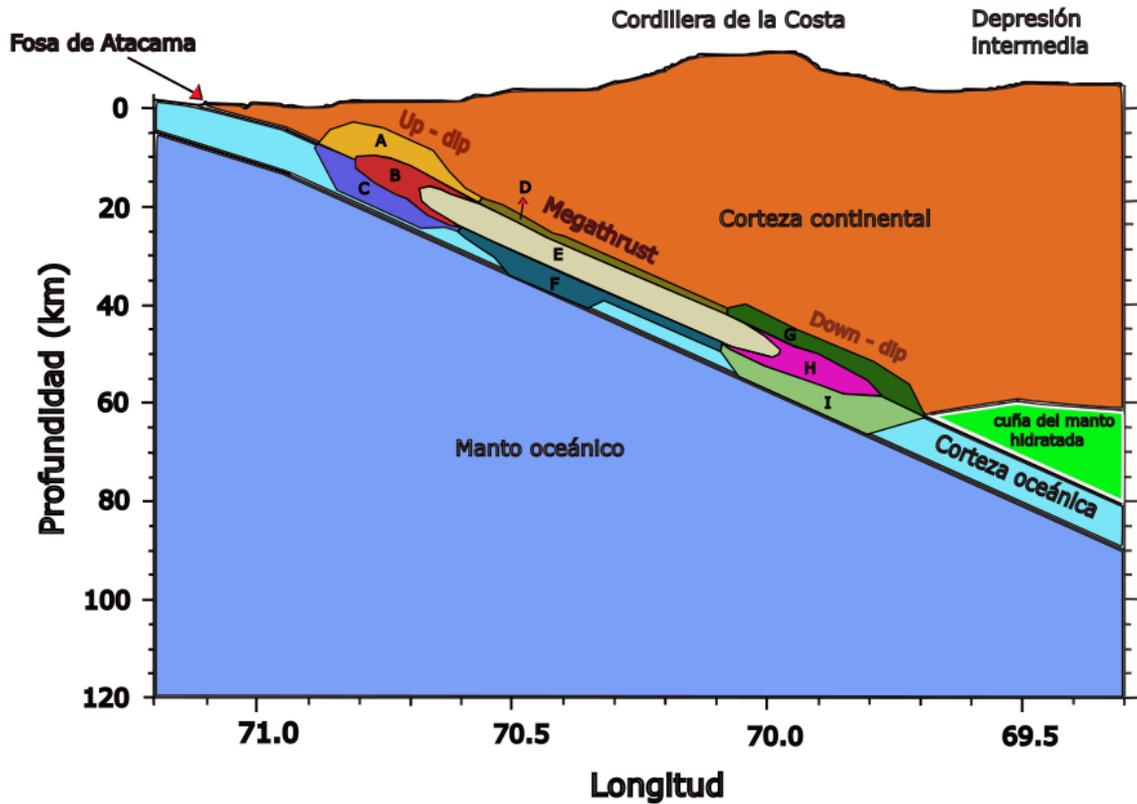
Figura 5.3. Modelo conceptual de las variaciones de porosidad en el *megathrust* y su entorno. Las regiones donde se interpreta la presencia de fluidos se tomaron de las zonas con $V_p/V_s > 1,74$ obtenidas de los estudios de tomografía sísmica de Pastén-Araya et al. (2021, 2022).

5.1.4. Variaciones en el exponente de cementación (m)

Como se indicó en el capítulo 4.1., se asumió que el parámetro m en todo el *megathrust* podía presentar valores de 1,5, 2 y 2,5.

5.1.5. Variaciones de la resistividad eléctrica del volumen de roca (R_r)

La figura 5.4., muestra la zonación de la resistividad eléctrica del volumen de roca obtenida para el *megathrust* y su entorno. Cada una de estas zonas se obtuvo luego de superponer todas las regiones interpretadas para cada parámetro y mostradas en las figuras 5.1. a 5.3. Dentro de cada zona de la figura 5.4., la resistividad eléctrica del volumen de roca (R_r) se calculó considerando la ecuación 4 y asumiendo los rangos de valores indicados en las subsecciones. Considerando que existen múltiples maneras de combinar los diferentes rangos de valores para cada parámetro, se optó por estimar la variación de R_r en tres escenarios diferentes. El primer escenario representa el caso de la resistividad máxima, en el cual se consideran los valores máximos de los rangos de resistividad eléctrica dados por R_s y R_w , la porosidad mínima y el valor máximo de m . El segundo escenario es el caso de la resistividad intermedia, el cual considera los valores medios de los rangos de resistividad, porosidad y exponente de cementación. Por último, el tercer escenario corresponde al escenario de resistividad mínima, el cual considera los valores mínimos de los rangos de resistividad eléctrica de R_s y R_w , la porosidad máxima y el valor mínimo de m .



Leyenda

- | | |
|---|--|
| <p>A Matriz de la corteza continental;
Fluidos generados por compactación y deshidratación de sedimentos compactados(A; Fig. 5.2);
Porosidad de la zona de transición superior del megathrust ("up - dip")</p> <p>B Matriz de la zona de transición superior del megathrust ("up - dip");
Fluidos generados por compactación y deshidratación de sedimentos compactados(A; Fig. 5.2) y fluidos generados por deshidratación metamórfica (B; Fig. 5.2);
Porosidad de la zona de transición superior del megathrust ("up - dip")</p> <p>C Matriz de la corteza oceánica;
Fluidos generados por deshidratación metamórfica(B; Fig. 5.2);
Porosidad de la zona de transición superior del megathrust ("up - dip")</p> <p>D Matriz de la corteza continental;
Fluidos generados por deshidratación metamórfica (C; Fig. 5.2);
Porosidad del segmento central del megathrust</p> <p>E Matriz del segmento central del megathrust;
Fluidos generados por deshidratación metamórfica(C; Fig. 5.2);
Porosidad del segmento central del megathrust</p> | <p>F Matriz de la corteza oceánica;
Fluidos generados deshidratación metamórfica (C; Fig. 5.2);
Porosidad del segmento central del megathrust</p> <p>G Matriz de la corteza continental;
Fluidos generados por fluidos externos(D; Fig. 5.2);
Porosidad de la zona de transición inferior del megathrust ("down - dip")</p> <p>H Matriz de la zona de transición inferior del megathrust ("down - dip");
Fluidos generados por fluidos externos (D; Fig. 5.2) y la deshidratación de la corteza oceánica (E; Fig. 5.2)
Porosidad de la zona de transición inferior del megathrust ("down - dip")</p> <p>I Matriz de la corteza oceánica;
Fluidos generados por la deshidratación de la corteza oceánica (E; Fig. 5.2);
Porosidad de la zona de transición inferior del megathrust ("down - dip")</p> |
|---|--|

Figura 5.4. Modelo conceptual de las variaciones de la resistividad eléctrica del volumen de roca en el *megathrust* y su entorno. Se muestran las zonas definidas por la superposición de las regiones mostradas en las figuras 5.1 a 5.3. Dentro de cada una de estas zonas, se calcularon tres escenarios de resistividad (ver el texto 5.1.5 y tabla 5.1). Al suponer una mezcla de fluidos en los rangos de resistividad de las zonas B y H, se tomó en consideración la resistividad menor y mayor de cada valor de las zonas A, B, D y E extraídos de la figura 5.2.

La Tabla 5.1., muestra los parámetros utilizados y las resistividades obtenidas para cada zona mostrada en la figura 5.4., y los tres escenarios asumidos.

Tabla 5.1. Resistividad eléctrica y parámetros de la ecuación de Glover asumidos para cada una de las zonas interpretadas en el *megathrust* y su entorno. Para cada zona, el valor de la fila superior representa el escenario de resistividad máxima, la fila media el escenario de resistividad intermedia, y la fila inferior el escenario de resistividad mínima.

Zona	R_r (Ωm)	R_s (Ωm)	R_w (Ωm)	Φ	m	s
A	6387,20982	10000	1	0,02	2,5	0,00280013
	192,326185	5000	0,5	0,05	2	0,04880034
	3,15262345	1000	0,1	0,1	1,5	0,30498687
B	9944,30903	10000	100	0,02	2,5	0,00280013
	954,653938	1000	50	0,05	2	0,04880034
	2,42092363	10	0,1	0,1	1,5	0,30498687
C	9944,30903	10000	100	0,02	2,5	0,00280013
	954,653938	1000	50	0,05	2	0,04880034
	3,06831727	100	0,1	0,1	1,5	0,30498687
D	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
	4950,98525	5000	50	0,01	2	0,00995041
	781,241281	1000	10	0,02	1,5	0,14020075
E	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
	998,103603	1000	50	0,01	2	0,00995041
	277,258076	300	10	0,02	1,5	0,14020075
F	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
	998,103603	1000	50	0,01	2	0,00995041
	97,517607	100	10	0,02	1,5	0,14020075
G	9999,8409	10000	1000	0,005	2,5	0,00035267
	4975,61946	5000	100	0,01	2	0,00995041
	2,73379224	1000	0,1	0,11	1,5	0,31892043
H	9999,8409	10000	1000	0,005	2,5	0,00035267
	999,100809	1000	100	0,01	2	0,00995041
	2,71709264	300	0,1	0,11	1,5	0,31892043
I	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
	990,197049	1000	10	0,01	2	0,00995041
	2,6704844	100	0,1	0,11	1,5	0,31892043

5.2. Modelo numérico de la resistividad eléctrica del *megathrust*

Como se menciona en los capítulos anteriores, en el *megathrust* no se tiene claridad sobre su composición específica (fluidos, litología y estructuras) al no poder obtener muestras “in situ” de él, por ende, se determinó utilizar un proceso de modelado directo, donde el

modelado numérico de resistividad eléctrica es generado a partir de los valores teóricos calculados y así compararlo con los valores de resistividad eléctrica medidos en terreno.

5.2.1. Modelado numérico teórico

En concordancia con el capítulo 4.2.3., el modelo numérico se distribuye en el espacio a través de un volumen de 754 km x 754km x 9.110 km en las direcciones X, Y y Z respectivamente, los cuales están divididos en 120 x 240 celdas horizontales y 160 celdas verticales. El centro del modelo representa la zona de subducción entre la longitud de 70,095°O y latitud 21,172°S, donde su estructura 3D está distribuida en un área de 210 km x 125 km orientado en una dirección Z – Y. Las celdas tienen una dimensión vertical de 2,5 km. y una dimensión horizontal de 1,25 km, aumentando su longitud a un factor de 1,2 a medida que se aumenta la distancia del centro del modelo. Como el océano es el cuerpo conductor más relevante e influyente en los datos, se debe considerar en el modelo, generando su geometría a través de interpolar los datos batimétricos del modelo ETOPO Global Relief Model (<https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model>) asumiendo el centro del modelo (70,095°O y 21,172°S).

El modelo numérico inicial simula valores de estructuras de resistividad eléctrica base, con la finalidad de representar la zona de subducción en el área de estudio, que incluyen: resistividad de fondo (un semi espacio homogéneo; 500 Ωm), la corteza continental (10.000 Ωm), la corteza oceánica (1.000 Ωm), la cuña del manto hidratada (60 Ωm), el manto oceánico (500 Ωm) y además el cuerpo que sigue la batimetría del océano Pacífico (0,3 Ωm). Los valores de resistividad eléctrica dados anteriormente se basan en estudios magnetotelúricos de diferentes zonas de subducción (Heise et al., 2017, 2019; Key et al., 2013; Kapinos et al. 2016; Kuhn et al., 2014; Ni et al., 2011; Pommier y Evans, 2017; Slezak et al., 2021; Worzewski et al., 2011; Yoshino et al., 2012), para así entregar valores reales a la zona de subducción y, por consiguiente, el entorno del *megathrust*. Para los valores de resistividad eléctrica de las diferentes zonas descritas del *megathrust* (ver figura 5.4.), se utilizan los datos en los tres diferentes escenarios de resistividad eléctrica (máxima, intermedia y mínima) descritos en la tabla 5.1.

5.2.1.1. Resistividad eléctrica mínima del *megathrust*

La resistividad eléctrica mínima del *megathrust* considera los menores valores de resistividad eléctrica de la roca (R_r) en cada zona del *megathrust*. Estos valores fueron extraídos de la tabla 5.1., y recopilados en la tabla 5.2., para una mejor visualización.

Tabla 5.2. Valores de resistividad eléctrica mínima de la roca, junto con los valores mínimos de resistividad de la matriz y los fluidos, porosidad máxima y m mínimo para cada zona del *megathrust*.

Zona	R_r (Ω -m)	R_s (Ω m)	R_w (Ω m)	Φ	m	s
A	3,15262345	1000	0,1	0,1	1,5	0,30498687
B	2,42092363	10	0,1	0,1	1,5	0,30498687
C	3,06831727	100	0,1	0,1	1,5	0,30498687
D	781,241281	1000	10	0,02	1,5	0,14020075
E	277,258076	300	10	0,02	1,5	0,14020075
F	97,517607	100	10	0,02	1,5	0,14020075
G	2,73379224	1000	0,1	0,11	1,5	0,31892043
H	2,71709264	300	0,1	0,11	1,5	0,31892043
I	2,6704844	100	0,1	0,11	1,5	0,31892043

El modelo numérico que representa la resistividad eléctrica mínima de la roca en el *megathrust* se visualiza en la figura 5.5.

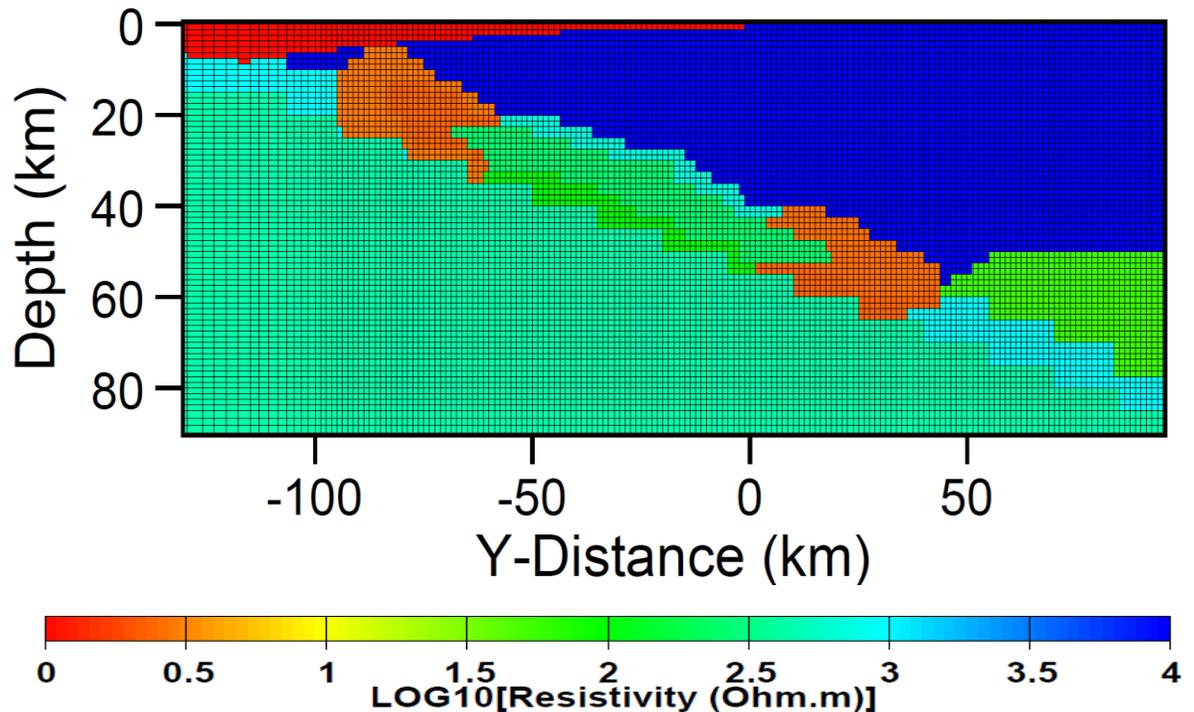


Figura 5.5. Modelo numérico de la resistividad eléctrica mínima de la roca en el *megathrust*.

En el *up – dip* (zonas A, B, C; figura 5.4.) y en el *down – dip* (zonas G, H e I; figura 5.4.), al existir tan poca diferencia de resistividad eléctrica (valores entre 2 a 3 Ωm ; tabla 5.2.), no se visualiza una clara diferencia entre estas zonas. En contraparte, en el segmento central del *megathrust* (zonas D, E y F; figura 5.4.), se observa claramente una diferencia de resistividad eléctrica (781, 277 y 97 Ωm respectivamente; tabla 5.2.).

5.2.1.2. Resistividad eléctrica intermedia del *megathrust*

La resistividad eléctrica intermedia del *megathrust* considera los valores intermedios de resistividad eléctrica de la roca (R_r) en cada zona del *megathrust*. Estos valores fueron extraídos de la tabla 5.1., y recopilados en la tabla 5.3., para una mejor visualización.

Tabla 5.3. Valores de resistividad eléctrica intermedia de la roca, junto con los valores intermedios de la matriz, los fluidos, porosidad y m para cada zona del *megathrust*.

Zona	R_r (Ωm)	R_s (Ωm)	R_w (Ωm)	Φ	m	S
A	192,326185	5000	0,5	0,05	2	0,04880034
B	954,653938	1000	50	0,05	2	0,04880034
C	954,653938	1000	50	0,05	2	0,04880034
D	4950,98525	5000	50	0,01	2	0,00995041
E	998,103603	1000	50	0,01	2	0,00995041
F	998,103603	1000	50	0,01	2	0,00995041
G	4975,61946	5000	100	0,01	2	0,00995041
H	999,100809	1000	100	0,01	2	0,00995041
I	990,197049	1000	10	0,01	2	0,00995041

El modelo numérico que representa la resistividad eléctrica intermedia de la roca en el *megathrust* se visualiza en la figura 5.6.

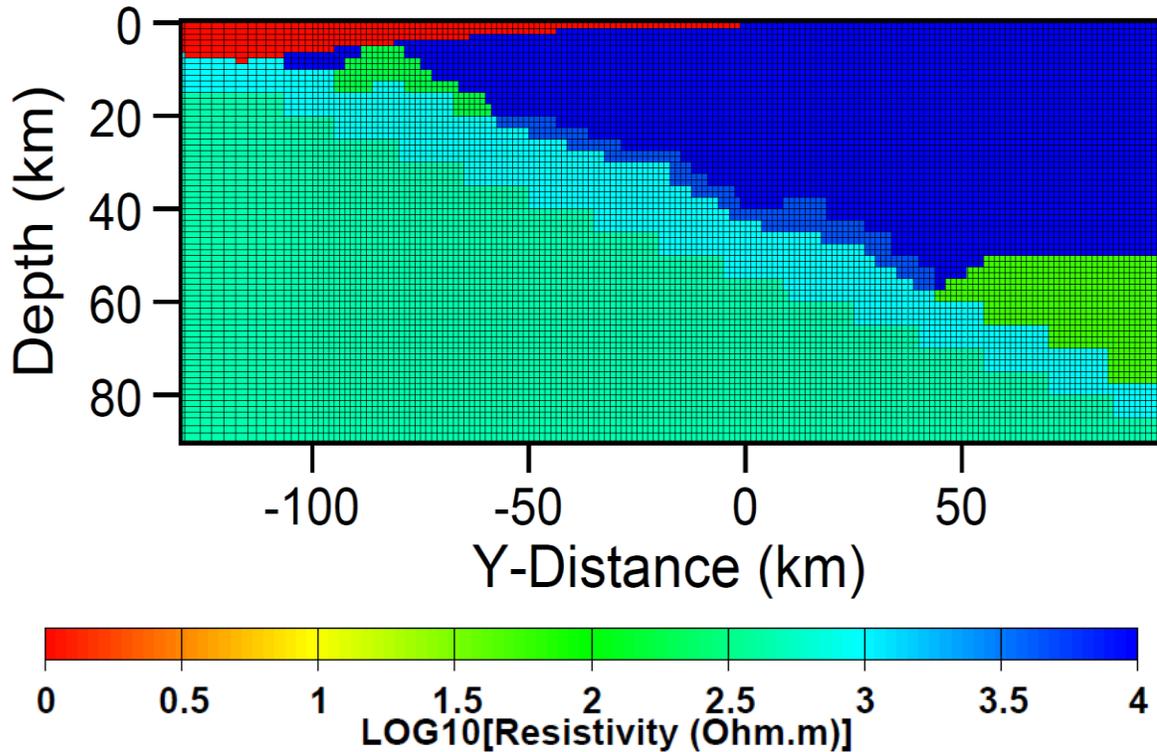


Figura 5.6. Modelo numérico de la resistividad eléctrica intermedia de la roca en el *megathrust*.

Las zonas A, D y G (ver figura 5.4.), son las únicas capaces de diferenciarse de las demás (192, 4950 y 4975 Ωm respectivamente; tabla 5.3.). Las zonas B, C, E, F, H e I (ver figura 5.4.), presentan valores cercanos a la corteza oceánica (1000 Ωm ; tabla 5.3.).

5.2.1.3. Resistividad eléctrica máxima del *megathrust*

La resistividad eléctrica máxima del *megathrust* considera los valores *máximos* de resistividad eléctrica de la roca (R_r) en cada zona del *megathrust*. Estos valores fueron extraídos de la tabla 5.1., y recopilados en la tabla 5.4., para una mejor visualización.

Tabla 5.4. Valores de resistividad eléctrica máxima de la roca, junto con los valores máximos de resistividad de la matriz y los fluidos, porosidad mínima y m máxima para cada zona del *megathrust*.

Zona	R_r (Ωm)	R_s (Ωm)	R_w (Ωm)	Φ	m	s
A	6387,20982	10000	1	0,02	2,5	0,00280013
B	9944,30903	10000	100	0,02	2,5	0,00280013
C	9944,30903	10000	100	0,02	2,5	0,00280013
D	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
E	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
F	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
G	9999,8409	10000	1000	0,005	2,5	0,00035267
H	9999,8409	10000	1000	0,005	2,5	0,00035267
I	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267

El modelo numérico que representa la resistividad eléctrica intermedia de la roca en el *megathrust* se visualiza en la figura 5.7.

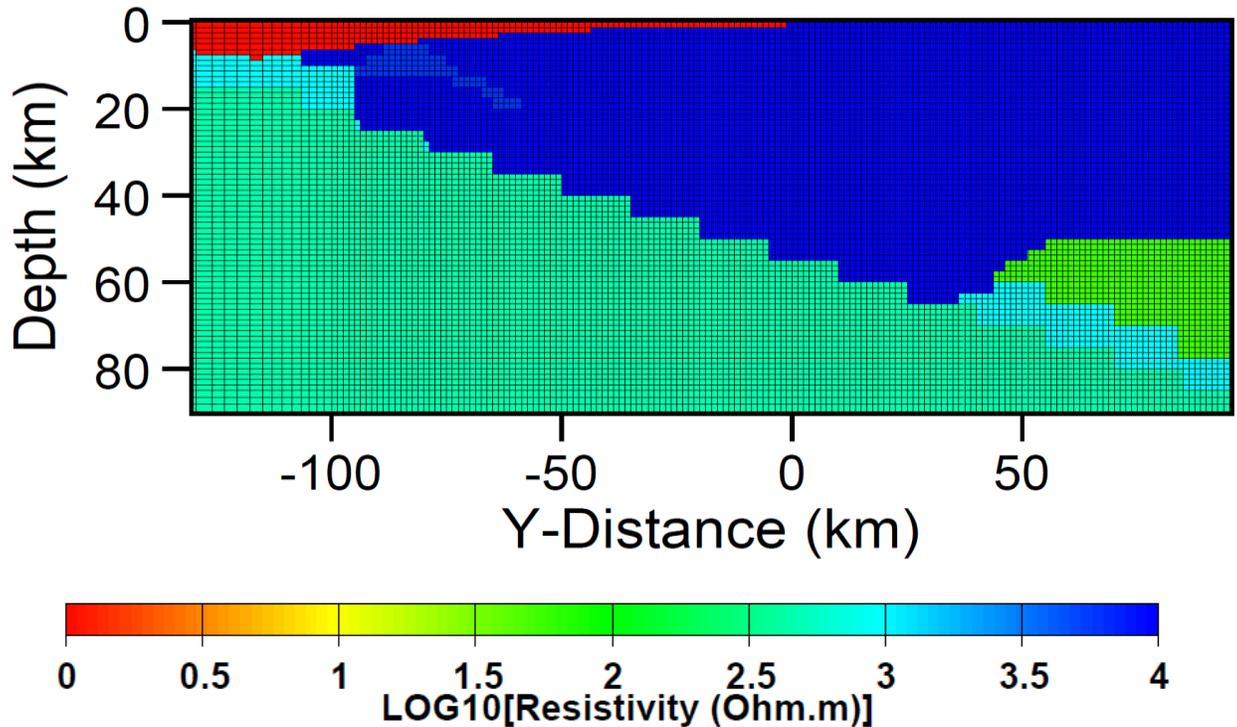


Figura 5.7. Modelo numérico de la resistividad eléctrica máxima de la roca en el *megathrust*.

En general, las diferentes zonas del *megathrust*, toman valores cercanos a la corteza continental (10.000 Ωm ; tabla 5.4.), donde solo en la zona A (ver figura 5.4.), hay una variación en la resistividad eléctrica (6387 Ωm ; tabla 5.4.).

5.3. Respuesta magnetotelúrica del *megathrust*

Utilizando el código de modelación ModEM, se calcularon numéricamente las respuestas MT (funciones de transferencia) que generaría el modelo descrito en el capítulo 5.2.1., en puntos equivalentes a la ubicación de las estaciones MT medidas (ver figura 4.1.). El modelo de la estructura del *megathrust* es constante a lo largo del eje N – S (es decir, aproximadamente 2 – D), por ende, solo se consideró el cálculo de las componentes XY e YX de las funciones de transferencia asociadas a la impedancia (ρ_a [Ω -m], φ [grados]) y la componente Y del tipper (T_y). Ante una estructura 2-D constante a lo largo del eje norte sur, la teoría MT indica que las componentes XX e YY de la impedancia, y la componente T_x , son nulas. Las figuras 5.8., a 5.11., muestran las curvas de sondeo MT, es decir, las variaciones de las funciones de transferencia (eje vertical; ρ_a , φ , T_y , según corresponda) con respecto al período de la señal (eje horizontal, [segundos]).

5.3.1. Respuesta de los modelos teóricos en la posición de las estaciones MT

Para una mejor visualización de las respuestas de los modelos teóricos, se realizó una comparación por separado entre las respuestas de las funciones de transferencia del modelo de resistividad máxima con los modelos de resistividad mínima (figura 5.8.) e intermedia (figura 5.9.) en la ubicación de las siete estaciones MT medidas. En las figuras A.3.1., A.3.2., y A.3.3., del Anexo 3, se muestra la compilación de las respuestas en todas las estaciones generadas por cada modelo teórico.

Modelo de resistividad máxima vs resistividad mínima

La figura 5.8., muestra las respuestas del modelo de resistividad máxima (puntos) con el modelo de resistividad mínima (líneas) en la posición de todas las estaciones MT. Se observa que la resistividad aparente en la componente Z_{yx} (ρ_{ayx}) muestra sistemáticamente para todos los períodos diferencias entre ambos modelos en un rango de 1 a 1.000 Ω -m aproximadamente, siendo siempre mayor el valor generado por el modelo de resistividad máxima. En la componente Z_{xy} de la resistividad aparente (ρ_{axy}) ambas curvas muestran valores similares (diferencias <10 Ω -m) entre el periodo de 5 y 100 segundos. Para periodos >100 segundos, las diferencias crecen (entre 10 y 40 Ω -m).

Los valores de la fase en la componente Z_{xy} (φ_{xy}) del modelo de resistividad mínima es ligeramente mayor (diferencias $<10^\circ$) en todas las estaciones para periodos <800

segundos, mientras que para periodos >800 segundos es menor (diferencias $<10^\circ$). Los valores de la fase en el componente Zyx (φ_{yx}) son prácticamente iguales en ambos modelos para periodos >100 segundos.

Los valores de la componente Ty generados por ambos modelos en la posición de las estaciones Loa2, Pat5 y Sg2 son prácticamente iguales para periodos <50 segundos, mientras que en las demás estaciones la diferencia es comparativamente mayor. Para periodos >50 segundos, en todas las estaciones crece significativamente la diferencia en la respuesta de ambos modelos.

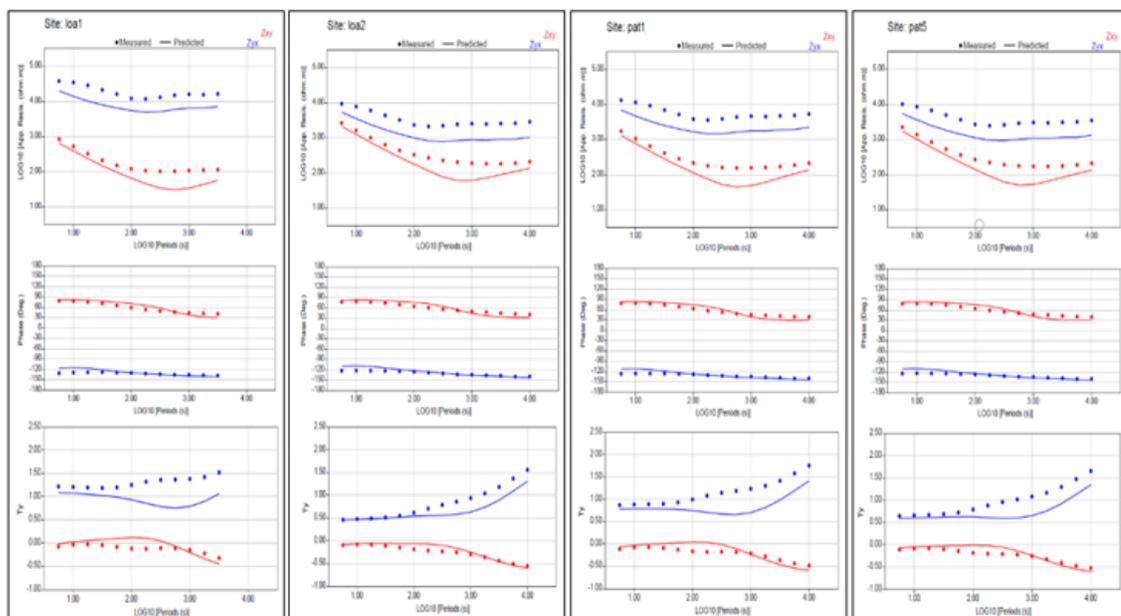


Figura 5.8. Comparación entre las funciones de transferencia obtenidas de los modelos de resistividad máxima (puntos) con el modelo de resistividad mínima (líneas) para cada estación MT. La resistividad aparente (ρ_a) y la fase (φ) se localizan en el gráfico ubicado en la parte superior e intermedia respectivamente de cada estación MT, donde el color rojo y azul representa el componente Zxy y Zyx respectivamente. Los componentes de los números complejos reales (color azul) e imaginarios (color rojo) de la componente Ty se localiza en el gráfico ubicado en la parte inferior de cada estación MT.

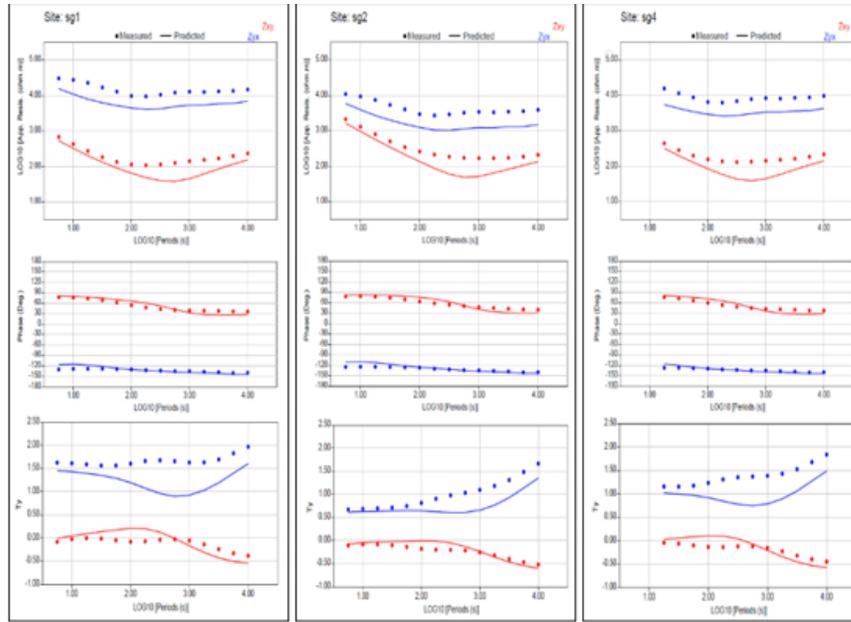


Figura 5.8. (continuación)

Modelo de resistividad máxima vs resistividad intermedia

La figura 5.9., muestra las respuestas del modelo de resistividad máxima (puntos) y del modelo de resistividad intermedia (líneas). Se observa que las curvas de sondeo de las tres funciones de transferencia (resistividad aparente, fase y tipper) son prácticamente iguales para todos los periodos en todas las estaciones. Solo se distinguen leves diferencias en la componente ρ_{ayx} para periodos <80 segundos, donde se observa que el modelo de resistividad máxima genera valores mayores de ρ_{ayx} , pero con diferencias de resistividad $<100 \Omega\text{m}$.

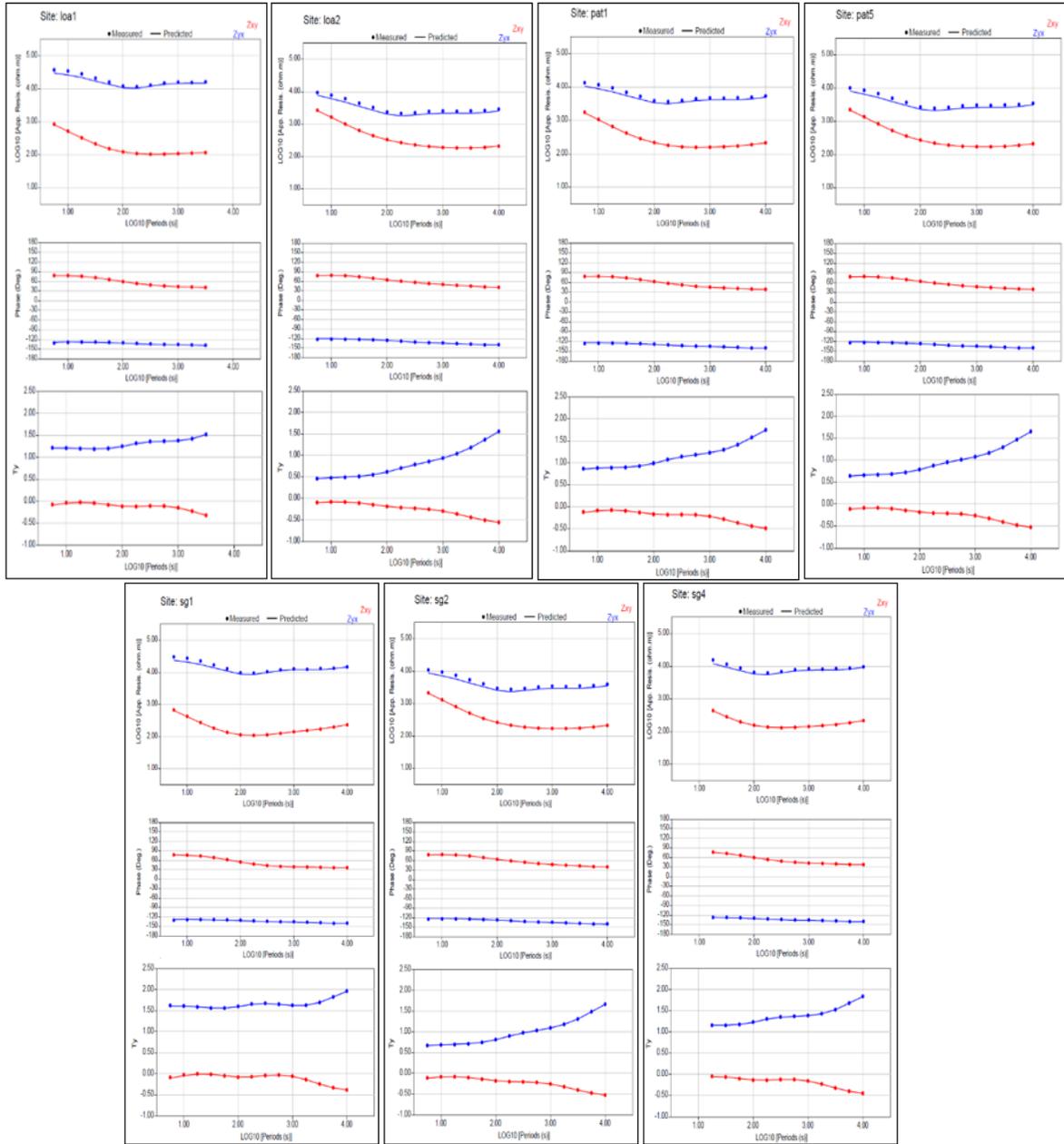


Figura 5.9. Comparación entre las funciones de transferencia de los modelos de resistividad máxima (puntos) con el modelo de resistividad intermedia (líneas) para cada estación MT. La resistividad aparente (ρ_a) y la fase (ϕ) se localizan en el gráfico ubicado en la parte superior e intermedia respectivamente de cada estación MT, donde el color rojo y azul representa el componente Z_{xy} y Z_{yx} respectivamente. Los componentes de los números complejos reales (color azul) e imaginarios (color rojo) de la componente y del tipper (T_y) se localiza en el gráfico ubicado en la parte inferior de cada estación MT.

5.3.2. Respuestas magnetotelélicas observadas en el área del salar Grande

La figura 5.10., compila las funciones de transferencia calculadas con los datos medidos en las siete estaciones MT instaladas en la zona de estudio (ver figura 4.1.). En la figura 5.10., los puntos representan los valores de cada estación en el periodo dado, mientras que las líneas son el promedio entre los valores entregados por los puntos. La figura 5.11., compara, para cada estación, las funciones de transferencia medidas (puntos) con las funciones de transferencia generadas por los modelos de resistividad mínima (líneas en panel izquierdo) y de resistividad máxima (líneas en panel derecho). La figura 5.10., muestra curvas de sondeo suaves para ρ_{ayx} , con valores entre 1 y 100.000 Ω -m. Solo en Loa2 y Pat1 se observan saltos o cambios drásticos en los valores de la curva de ρ_{ayx} para periodos >6.000 segundos. A medida que aumenta el periodo las curvas de sondeo se mantienen paralelas entre sí. Sin embargo, los valores de resistividad entre cada estación varían entre 100 Ω -m a 10.000 Ω -m para un mismo periodo. Los valores de ρ_{axy} varían entre 5 y 10.000 Ω -m, y muestran curvas de sondeo que son comparativamente más irregulares que ρ_{ayx} , especialmente para periodos >3.000 segundos. Las curvas de ρ_{axy} muestran una tendencia creciente entre 10 y 50 segundos, decreciente entre 50 y 3.000 segundos, y finalmente una tendencia creciente para periodos >3.000 segundos, aunque con más dispersión entre estaciones.

Los valores de ϕ_{yx} varían aproximadamente entre -180° a -135° , siendo una curva de sondeo creciente y constante a medida que aumenta el periodo. Los valores en todas las estaciones MT son prácticamente idénticas, con una diferencia de 15° como máximo entre cada estación en un mismo periodo. Los valores de ϕ_{xy} varían aproximadamente entre 0° a 90° , correspondiendo a una curva de sondeo comparativamente más irregular.

La parte real de T_y varía en general entre -0,25 a 1, con una tendencia creciente entre 10 y 100 segundos, y decreciente entre 100 y 1.000 segundos, y finalmente volviendo a crecer entre 1.000 y 10.000 segundos. Valores máximos se observan para periodos alrededor de los 100 segundos.

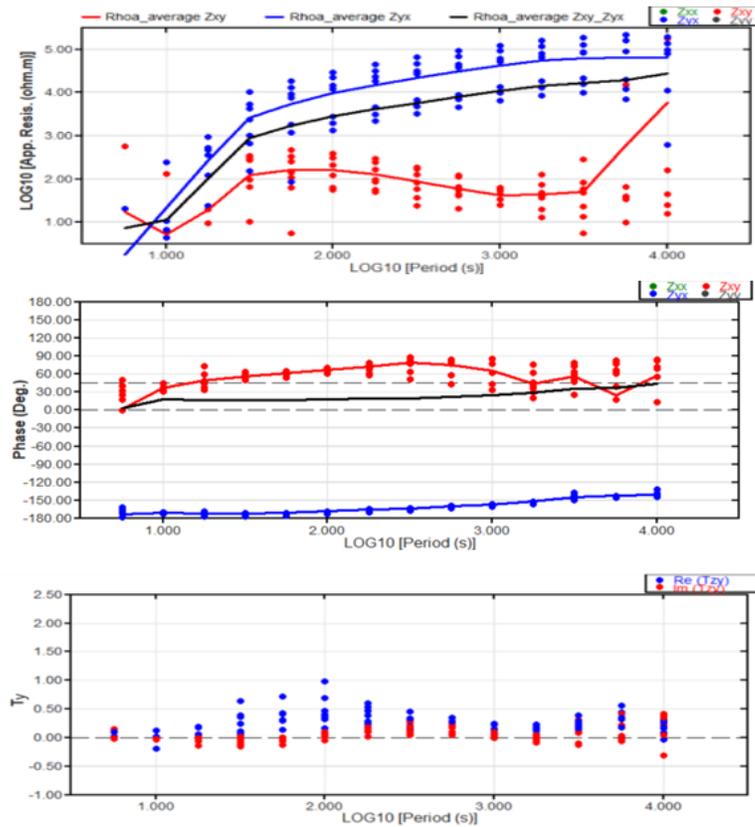


Figura 5.10. Compilación de las funciones de transferencia calculadas a partir de las mediciones en todas las estaciones MT. La resistividad aparente (ρ_a) y la fase (φ) se muestran en el gráfico ubicado en la parte superior e intermedia respectivamente, donde el color rojo y azul representa la componente Z_{xy} y Z_{yx} , respectivamente. La parte real (color azul) e imaginaria (color rojo) de T_y se muestran en el gráfico ubicado en la parte inferior. Los puntos corresponden valores de cada estación MT en el periodo dado y las líneas son el promedio entre los valores entregados por los puntos.

5.3.2.1. Comparación de las respuestas del modelo teórico con las mediciones

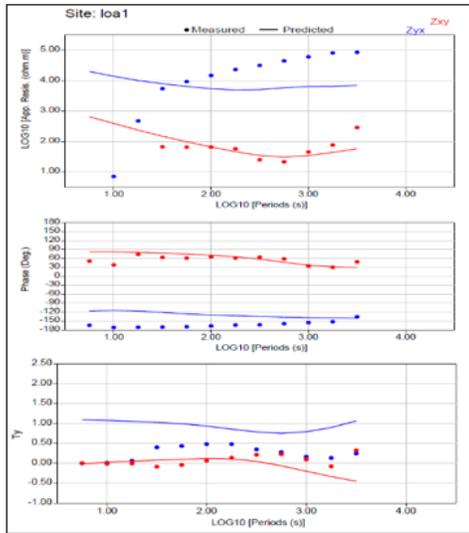
Según la comparación entre las respuestas de los modelos teóricos mencionados en el capítulo 5.3.1., se tiene que el modelo de resistividad máxima y el modelo de resistividad intermedia en la posición de las estaciones MT presentan diferencias insignificantes. Por esta razón, en este capítulo se compara solo las respuestas de los modelos teóricos de

resistividad mínima y máxima con las respuestas calculadas a partir de los datos medidos. De todas maneras, para conocimiento del lector, la comparación de las respuestas del modelo de resistividad intermedia con la respuesta de los datos medidos se presenta en la figura A.3.4. del Anexo 3.

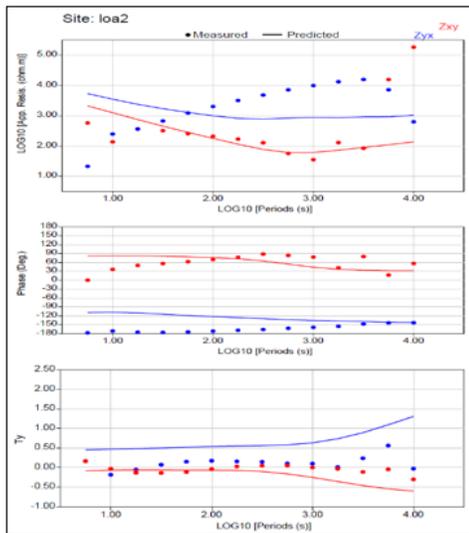
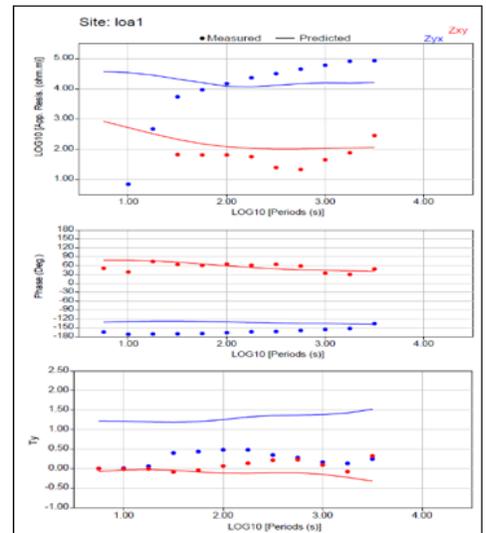
De la comparación en las respuestas de los modelos teóricos de resistividad mínima y máxima con los datos reales medidos por MT mostrados en la figura 5.11., se observa que la ρ_a de datos medidos presenta diferencias significativas con ambos modelos. A pesar de esta diferencia, se puede rescatar que, de forma general, ambos modelos obtienen la separación de los componentes Z_{xy} y Z_{yx} entre uno a dos órdenes de magnitud. Se observa también que la componente ρ_{axy} del modelo de resistividad mínima ajusta relativamente la respuesta de las mediciones aproximadamente entre 50 y 1.000 segundos, excepto en las estaciones Sg1 y Sg2 (ver figuras 5.11.E. y 5.11.F.), donde el modelo de resistividad máxima presenta un mejor ajuste de los datos medidos. Los modelos de resistividad mínima y máxima muestran en general muy mal ajuste de la componente ρ_{ayx} de las mediciones, excepto para el periodo de 100 segundos. La única estación donde se observa mayor similitud con las mediciones es Sg4 (ver figura 5.11.G.), en periodos de 100 a 500 segundos para la respuesta del modelo de resistividad mínima, y en periodos de 1.000 a 10.000 segundos para la respuesta del modelo de resistividad máxima.

Los valores de φ_{yx} obtenidos con los modelos no difieren entre sí y no ajustan la curva de sondeo de los datos medidos, a excepción entre 5.000 y 10.000 segundos. La componente φ_{xy} de los datos medidos solo es relativamente bien ajustada en Lo1 y Sg4 entre 100 y 2.000 segundos. En las demás estaciones se observa un ajuste relativamente bueno para periodos de 100 a 200 segundos, pero fuera de este intervalo el ajuste es malo.

El valor de la parte real de T_y de los datos medidos no es ajustado en ningún periodo. Sin embargo, se aprecia que las curvas de sondeo medidas presentan una forma similar con la respuesta del modelo de resistividad mínima. La parte imaginaria de T_y de los datos medidos es ajustada por la respuesta de los modelos para periodos entre 10 y 100 segundos.



A



B

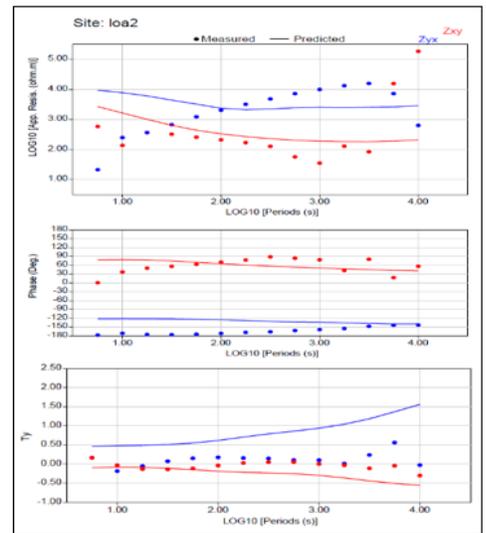
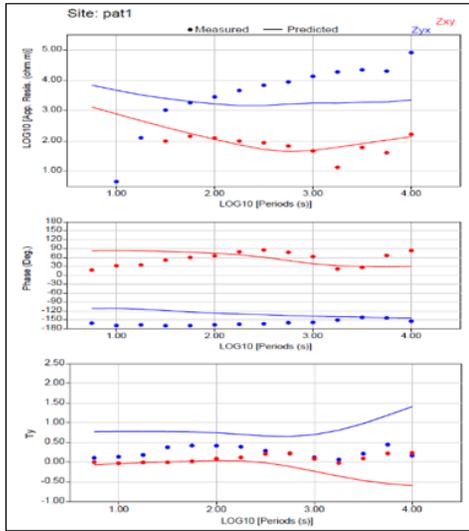
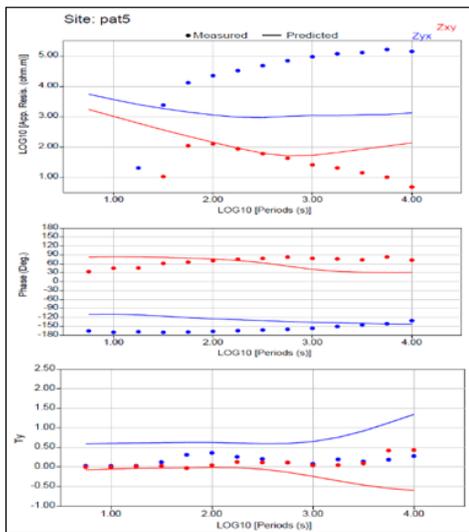
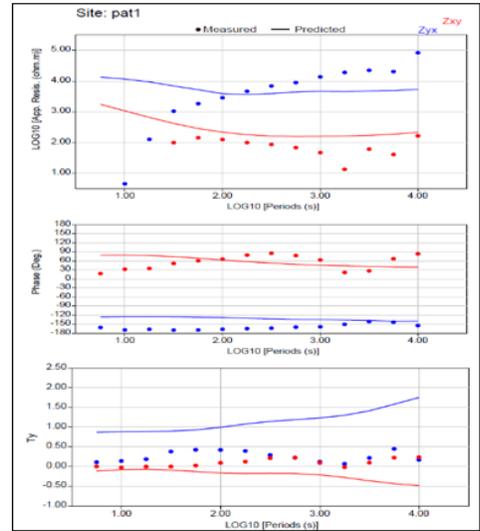


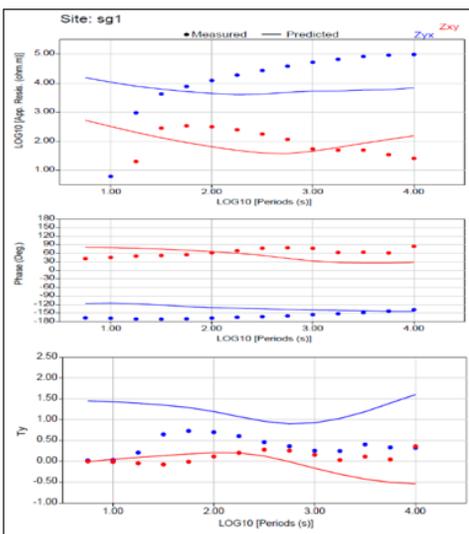
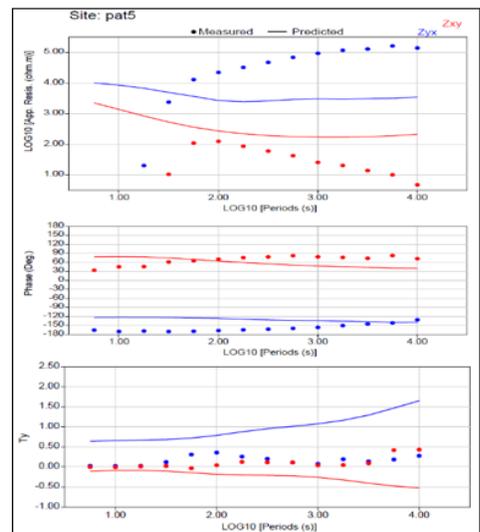
Figura 5.11. Comparación entre las respuestas de las funciones de transferencia teóricas (líneas) con los datos medidos (puntos) para cada estación MT. La imagen izquierda corresponde a las líneas del modelo de resistividad mínima, por otra parte, la imagen derecha corresponde a las líneas del modelo de resistividad máxima, en ambas imágenes se compara con los datos medidos. La resistividad aparente (ρ_a) y la fase (ϕ) se localizan en el gráfico ubicado en la parte superior e intermedia respectivamente de cada estación MT, donde el color rojo y azul representa el componente Zxy y Zyx respectivamente. Los componentes de los números complejos reales (color azul) e imaginarios (color rojo) de la componente y del tipper (T_y) se localiza en el gráfico ubicado en la parte inferior de cada estación MT. A=loa1; B=loa2; C=pat1; D=pat5; E=sg1; F=sg2; G=sg4.



C



D



E

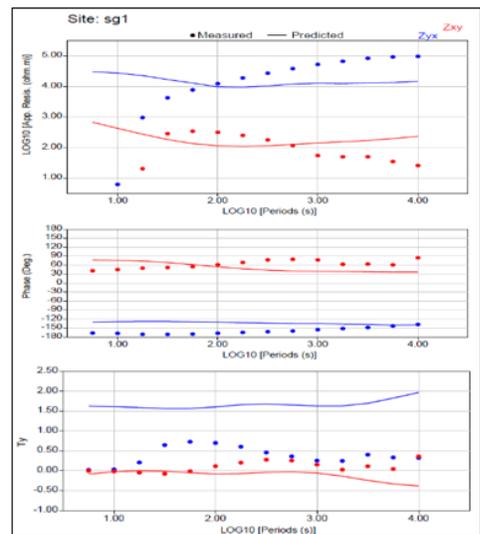
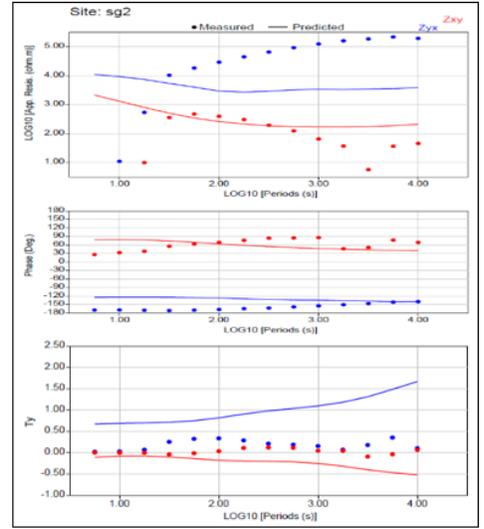
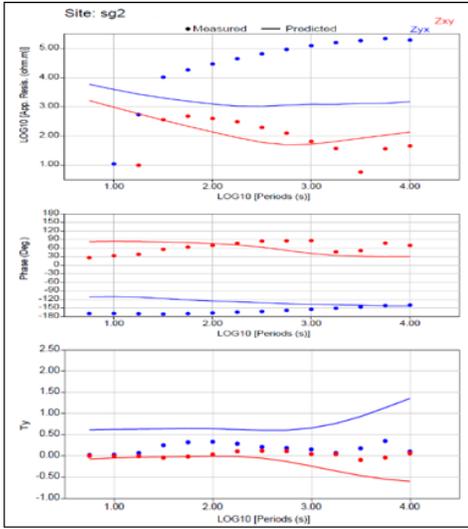


Figura 5.11. (continuación).

F



G

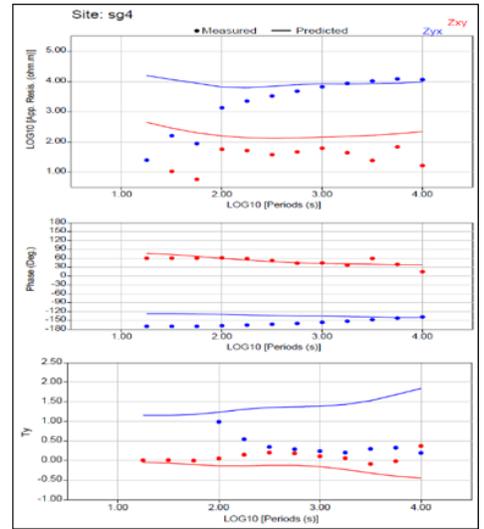
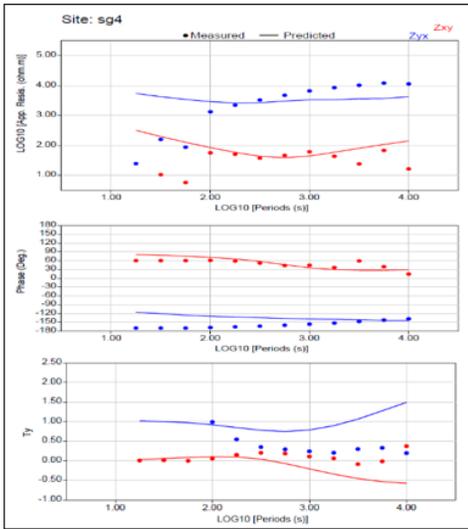


Figura 5.11. (continuación).

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN

6.1. Validez de estimaciones de resistividad eléctrica en rocas y fluidos

Para estimar los valores de resistividad eléctrica en rocas y fluidos en el área de estudio, se utilizaron modelos numéricos teóricos, los cuales simulan valores de resistividad eléctrica en el megathrust y el entorno de la zona de subducción. Los valores dados al *megathrust* fueron otorgados a partir de los parámetros de la Ley de Archie modificada (Glover et al., 2000) (ver capítulo 4.1.) bajo la premisa de tres escenarios de resistividad (mínimo, intermedio y máximo). Para establecer los valores de resistividad eléctrica del entorno de la zona de subducción para cada escenario se utilizan estudios magnetotelúricos de diferentes zonas de subducción (p. ej. Heise et al., 2017, 2019; Key et al., 2013; Kapinos et al. 2016; Kuhn et al., 2014; Ni et al., 2011; Pommier y Evans, 2017; Slezak et al., 2021; Worzewski et al., 2011; Yoshino et al., 2012). En función de las respuestas de los tres modelos teóricos de resistividad eléctrica, el modelo de resistividad eléctrica intermedia y máxima, son prácticamente idénticos, por ende, solo se consideraron dos modelos para el análisis, los modelos de resistividad eléctrica mínima y máxima. Sin embargo, ambos modelos presentan limitaciones que aumentan la incertidumbre de los resultados, tales como:

1.- La ley de Archie modificada (Glover et al., 2000) depende de parámetros que son inciertos a la profundidad del *megathrust*. El parámetro que representa más incertidumbre es el exponente de cementación m , para el cual no se tiene valores usados por otros investigadores para el contexto del *megathrust* (p. ej. Evans et al., 1982; Lee et al., 1983). Por ende, el rango de variación de este parámetro es altamente incierto.

2.- En los modelos interpretados, y en el software utilizado para calcular sus respuestas generadas, se asumió que la estructura de resistividad eléctrica es isótropa, es decir, que en cada celda del modelo la electricidad se transmite de igual manera independiente de la dirección. Sin embargo, la anisotropía de la interfaz de subducción puede influir en las señales electromagnéticas, siendo reforzada por el cizallamiento del *megathrust*, variando la resistividad eléctrica según la dirección del lugar donde se esté midiendo (Caricchi et al., 2011; Caine et al., 1996; Pommier et al., 2015; Zhang et al., 2014). La anisotropía de

las rocas deformadas en el *megathrust* es representada por foliaciones, laminaciones, fracturas orientadas, alineación de cristales y simetría (Ji et al., 2010), ocurriendo generalmente en rocas y minerales hidratados, como serpentinitas (serpentinatas) y esquistos azules (anfíboles y epidotas), alineando las rocas deformadas y minerales presentes (Bezacier et al., 2010a, 2010b). A causa de esto, las respuestas generadas por los datos medidos pueden contener ciertas secciones aisladas con fracturas interconectadas con fluidos, rodeadas de rocas sin fracturas y con baja o nula interconexión de fluidos, obteniendo valores que difieren con los modelos teóricos.

3.- Se asumió una litología, la cual no necesariamente podría corresponder al megathrust, debido a que las señales electromagnéticas (obtenidas por MT) dependen de la temperatura, la fracción de fluidos y la interacción entre estas (Pommier et al., 2017). Además, no se reconocen diferencias en las distintas capas litológicas si la distancia entre ellas es muy baja (Brasse, 2015). Por lo tanto, solo se basó en interpretaciones teóricas de la petrología y estructuras, junto con la geología de otras zonas de subducción y/o rocas paleo-*megathrust* exhumados en el sur de Chile y el mundo, pues en el norte de Chile no hay afloramientos de ellos. En el Sur de Chile, se conocen dos zonas de afloramientos de rocas de paleo-*megathrust* exhumados, Pichilemu ($34^{\circ}23'30''\text{S}$, $72^{\circ}1'30''\text{O}$) y la isla Diego de Almagro ($51^{\circ}35'3''\text{S}$, $75^{\circ}16'5''\text{O}$). Sin embargo, las rocas de estos afloramientos presentan características que serían diferentes a las rocas esperadas en el norte de Chile. Al norte de los 33°S , el prisma de acreción es casi inexistente (margen no acumulativo) (Charrier et al., 2007; Von Huene y Scholl, 1991), limitando el transporte de sedimentos a la interfaz de subducción (Carretier et al., 2013; Rodríguez et al., 2018.). Por otra parte, al sur de los 33°S el prisma de acreción tiene una envergadura de más de 100 kilómetros de ancho (margen acumulativo) (Charrier et al., 2007; Von Huene y Scholl, 1991) permitiendo el transporte de una gran cantidad de sedimentos a la interfaz de subducción. La escasez de sedimentos en el prisma de acreción del norte de Chile podría generar una disminución en la porosidad efectiva y la deshidratación de la corteza continental (Saffer y Tobin, 2011), esto podría ocurrir específicamente en el up – dip (Bailey et al., 1964; Bekins et al., 1994; Bethke, 1986; Bruce, 1984; Fyfe et al., 1978; Kerrick y Connolly, 2001a; Muñoz-Montecinos et al., 2020; Spinelli y Saffer, 2004; Pytte y Reynolds, 1989),

dando como resultado un aumento de la resistividad eléctrica de las rocas y/o disminución en la interconexión de fluidos.

4.- Existe la posibilidad de que se haya subducido una zona de la corteza oceánica rica en fluidos aumentando la cantidad de fluidos liberados en el área de estudio, a causa de montes submarinos y/o fracturas asociados al *ridge* de Iquique (González et al., 2021). El *ridge* de Iquique intersecta a la fosa entre los 20°S y 22°S (Contreras – Reyes et al., 2021). Además, se conoce que el *megathrust* entre los 19°S y 22,4°S y presenta una segmentación en el acoplamiento interplaca a lo largo del rumbo el que puede ser causado por la subducción del *ridge* de Iquique, donde hay una disminución en el acoplamiento entre 20,16°S a 20,4°S (Metois et al., 2016).

6.1.1. Rango de validez de las estimaciones de resistividad eléctrica

Las limitaciones de los modelos descritos en el capítulo anterior generan un grado de incertidumbre en las resistividades eléctricas estimadas, por tanto, es necesario otorgar un rango de validez cuantitativo a los dos modelos teóricos de resistividad eléctrica modificando valores de resistividad eléctrica según corresponda.

En base a las limitaciones mencionadas, se analizó el efecto de modificar principalmente dos parámetros. El primer parámetro modificado es el exponente de cementación m de la Ley de Archie modificada, para el cual se asumió un valor entre 1,5 a 2,5 en los modelos teóricos de resistividad eléctrica que representan al *megathrust*. Se decidió modificar este parámetro, ya que es el que mejor puede responder a una variación de sus valores para los modelos de mínima y máxima resistividad, debido a que la interconexión de los poros puede cambiar por la anisotropía estructural del *megathrust*. La segunda modificación será cambiar las resistividades eléctricas de los fluidos y la porosidad en la corteza continental del *up – dip*, en virtud de que, en el norte de Chile, al tener un margen no acumulativo, los fluidos probablemente sean expulsados principalmente desde la placa que se subduce.

Modelo de resistividad mínima

Los valores de resistividad eléctrica mínima de la roca (R_r) incluyen los parámetros de la mínima resistividad de la matriz (R_s) y los fluidos (R_w), una porosidad máxima (Φ) y exponente de cementación m mínimo. El valor de m en este modelo originalmente es de

1,5 para todas las zonas interpretadas en el *megathrust* (ver figura 5.4.). Para este nuevo análisis, se utilizó el valor de $m=2,5$, esperando que el volumen de roca tenga mayor influencia en la resistividad eléctrica que los fluidos. El valor de Φ asumido originalmente en la corteza continental del *up – dip*, en las zonas A y B (ver figura 5.4.) tiene un valor de 0,1. En este análisis se utilizó un valor de $\Phi=0,02$, basándose en la premisa de que la porosidad es menor en la corteza continental. El valor de R_w en las zonas A y B se mantiene, pues, la resistividad mínima de los fluidos liberados por deshidratación metamórfica coincide con el valor de los fluidos liberados por compactación y deshidratación de sedimentos. Para los valores de R_s , se decidió mantener los valores originales, pues un cambio en estos podría cambiar de forma significativa los valores de R_r .

A continuación, en las tablas 6.1., y 6.2., se comparan los valores originales y modificados del modelo teórico de resistividad mínima. Cabe destacar, que al cambiar los valores de Φ y m , en consecuencia, se modifican los valores de s .

Tabla 6.1. Valores de resistividad eléctrica mínima de la roca, junto con los valores mínimos de resistividad de la matriz y los fluidos, porosidad máxima y m mínimo para cada zona del *megathrust*. Las celdas sombreadas grises representan los valores que se modificaron.

Zona	R_r (Ωm)	R_s (Ωm)	R_w (Ωm)	Φ	m	s
A	3,15262345	1000	0,1	0,1	1,5	0,30498687
B	2,42092363	10	0,1	0,1	1,5	0,30498687
C	3,06831727	100	0,1	0,1	1,5	0,30498687
D	781,241281	1000	10	0,02	1,5	0,14020075
E	277,258076	300	10	0,02	1,5	0,14020075
F	97,517607	100	10	0,02	1,5	0,14020075
G	2,73379224	1000	0,1	0,11	1,5	0,31892043
H	2,71709264	300	0,1	0,11	1,5	0,31892043
I	2,6704844	100	0,1	0,11	1,5	0,31892043

Tabla 6.2. Valores de resistividad eléctrica mínima de la roca modificado (celda sombreada amarilla), junto con los valores mínimos de resistividad de la matriz y los fluidos, excepto en las zonas A y B, los cuales la resistividad del fluido fue modificada, porosidad máxima, excepto en las zonas A y B, la cual fue modificada y m máximo para cada zona del *megathrust*. Las celdas sombreadas grises representan los valores modificados.

Zona	R_r (Ωm)	R_s (Ωm)	R_w (Ωm)	Φ	m	s
A	946,510806	1000	0,1	0,02	2,5	0,002800127
B	9,994911422	10	0,1	0,02	2,5	0,002800127
C	24,04357437	100	0,1	0,1	2,5	0,030061434
D	994,4309028	1000	10	0,02	2,5	0,002800127
E	299,5086597	300	10	0,02	2,5	0,002800127
F	99,94911422	100	10	0,02	2,5	0,002800127
G	24,31484012	1000	0,1	0,11	2,5	0,034506638
H	23,01436848	300	0,1	0,11	2,5	0,034506638
I	19,96365465	100	0,1	0,11	2,5	0,034506638

De la comparación de los valores de R_r en las distintas zonas definidas del *megathrust* mostrados en las tablas 6.1., y 6.2., se generó el rango de validez de la resistividad eléctrica en el modelo teórico de resistividad mínima, valores que se representan en la tabla 6.3.

Tabla 6.3. Rango de validez de la resistividad de la roca en las distintas zonas del *megathrust* en el modelo teórico de resistividad mínima.

Zona	Rango de validez de R_r (Ωm)
A	3,15262345 – 946,510806
B	2,42092363 – 9,944309028
C	3,06831727 – 24,04357437
D	781,241281 – 994,4309028
E	277,258076 – 299,5086597
F	97,517607 – 99,94911422
G	2,73379224 – 24,31484012
H	2,71709264 – 23,01436848
I	2,6704844 – 19,96365465

Modelo de resistividad máxima

Los valores de resistividad eléctrica máxima de la roca (R_r) incluyen los parámetros de la máxima resistividad de la matriz (R_s) y los fluidos (R_w), una porosidad mínima (Φ) y un m máximo. El valor de m en este modelo originalmente es de 2,5 para todas las zonas interpretadas en el *megathrust* (ver figura 5.4.), pero en este nuevo análisis se utilizó el valor de $m=1,5$, esperando que los fluidos tengan mayor influencia en la resistividad eléctrica que el volumen de rocas. El valor de la Φ en la corteza continental del *up – dip*, específicamente en las zonas A y B (ver figura 5.4.), se mantuvo en los mismos valores, pues, se asume una baja porosidad de la corteza continental. Por otra parte, el valor de R_w en las zonas A y B (ver figura 5.4.), que originalmente tiene un valor de 1 y 100 Ωm respectivamente, se modificaron por los valores máximos de R_w de los fluidos generados por la deshidratación metamórfica, el cual corresponde a 100 Ωm (el valor de R_w en la zona B ya considera este valor, por ende, se mantiene). Para los valores de R_s , se decidió mantener los valores originales, pues un cambio en estos podría cambiar de forma significativa los valores de R_r .

Tabla 6.4. Valores de resistividad eléctrica máxima de la roca, junto con los valores maximos de resistividad de la matriz y los fluidos, porosidad mínima y m máximo para cada zona del *megathrust*. Las celdas sombreadas grises representan los valores que se modificaron.

Zona	R_r (Ω -m)	R_s (Ωm)	R_w (Ωm)	Φ	m	s
A	6387,20982	10000	1	0,02	2,5	0,00280013
B	9944,30903	10000	100	0,02	2,5	0,00280013
C	9944,30903	10000	100	0,02	2,5	0,00280013
D	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
E	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
F	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267
G	9999,8409	10000	1000	0,005	2,5	0,00035267
H	9999,8409	10000	1000	0,005	2,5	0,00035267
I	9998,25022	10000	100	0,005	2,5	0,00035267

Tabla 6.5. Valores de resistividad eléctrica máxima de la roca modificado (celda sombreada amarilla), junto con los valores maximos de resistividad de la matriz y los fluidos, excepto en las zonas A y B, los cuales la resistividad del fluido fue modificada, porosidad máxima y m mínimo para cada zona del *megathrust*. Las celdas sombreadas grises representan los valores modificados.

Zona	R_r (Ωm)	R_s (Ωm)	R_w (Ωm)	Φ	m	s
A	7812,41281	10000	100	0,02	1,5	0,140200748
B	7812,41281	10000	100	0,02	1,5	0,140200748
C	7812,41281	10000	100	0,02	1,5	0,140200748
D	9661,819079	10000	100	0,005	1,5	0,070546225
E	9661,819079	10000	100	0,005	1,5	0,070546225
F	9661,819079	10000	100	0,005	1,5	0,070546225
G	9968,281124	10000	1000	0,005	1,5	0,070546225
H	9968,281124	10000	1000	0,005	1,5	0,070546225
I	9661,819079	10000	100	0,005	1,5	0,070546225

De la comparación de los valores de R_r en las distintas zonas definidas del *megathrust* mostrados en las tablas 6.4., y 6.5., se generó el rango de validez de la resistividad eléctrica en el modelo teórico de resistividad máxima, valores que se representan en la tabla 6.6.

Tabla 6.6. Rango de validez de la resistividad de la roca en las distintas zonas del *megathrust* en el modelo teórico de resistividad máxima.

Zona	Rango de validez de R_r (Ωm)
A	6387,20982 – 7812,41281
B	7812,41281 – 9944,30903
C	7812,41281 – 9944,30903
D	9661,819079 – 9998,25022
E	9661,819079 – 9998,25022
F	9661,819079 – 9998,25022
G	9968,281124 – 9999,8409
H	9968,281124 – 9999,8409
I	9661,819079 – 9998,25022

6.1.2 Influencia del rango de validez en los resultados obtenidos

Los resultados de los modelos teóricos de resistividad eléctrica, están basados en valores estimados de resistividad eléctrica en el *megathrust*, al no tener reconocimiento “in situ” de las rocas, estructuras y la interconexión de fluidos presentes en él, por esta razón, el rango de validez estimado en las tablas 6.3. y 6.6., obtenidos para el modelo de resistividad

eléctrica mínima y máxima respectivamente, puede variar hasta en $900 \Omega\text{m}$ aproximadamente en el modelo de resistividad eléctrica mínima y hasta $2.000 \Omega\text{m}$ en el modelo de resistividad eléctrica máxima para las diferentes zonas definidas del megathrust. Los valores modificados de m en cada modelo teórico, generan una variación significativa en el rango de validez de las estimaciones obtenidas. Sin embargo, estos valores podrían variar aún más, si es que se modificara el parámetro de R_s de la Ley de Archie modificada, provocando que el modelo de resistividad mínima alcance los valores estimados para el modelo de resistividad máxima y viceversa.

6.2. Estructura del *megathrust*

Las respuestas de los modelos teóricos de resistividad eléctrica mínima y máxima muestran sistemáticamente diferencias en la ρ_{yx} para todos los periodos (entre 1 y $1.000 \Omega\text{-m}$). Por otra parte, la ρ_{xy} presentan valores similares en el periodo de 5 y 100 segundos ($<10 \Omega\text{-m}$), pero, para periodos >100 segundos las diferencias crecen. Los valores de φ_{xy} se diferencian en valores $<10^\circ$, en cuanto a los valores de φ_{yx} son prácticamente idénticos. En el caso de los valores de la componente T_y , se diferencian en ambos modelos, excepto en las estaciones Loa2, Pat5 y Sg2 en un periodo <50 segundos donde son prácticamente iguales.

Considerando las diferencias en general de las respuestas de ambos modelos teóricos anteriormente descritos, se puede comparar de mejor manera las curvas de sondeo de los datos medidos con los modelos teóricos, permitiendo definir un modelo de resistividad eléctrica preferido, el cual tiene una mayor coherencia con las mediciones.

6.2.1. Modelo de resistividad eléctrica preferido

Al comparar las curvas de sondeo de las respuestas de los modelos teóricos con los datos medidos, se observa que ninguno de los dos modelos reproduce los valores obtenidos por las mediciones (ver figura 5.11.). Sin embargo, se logra identificar que las respuestas del modelo de resistividad eléctrica mínima es el que presenta comparativamente mayor similitud con los datos. Las mayores coherencias de este modelo con los datos medidos se encuentran en el componente de ρ_{xy} entre los 50 y 1.000 segundos alcanzando un rango de resistividad entre 50 a $150 \Omega\text{m}$, excepto en la estación Sg2, donde el modelo de resistividad eléctrica máxima ajusta mejor a los datos medidos y en la estación sg1, la cual

no se ajusta a ningún modelo teórico establecido, sin embargo, presenta mayor semejanza con los valores del modelo de resistividad eléctrica máxima. Excepcionalmente en la componente ρ_{yx} , la estación Sg4 es la única que tiene una similitud entre el modelo de resistividad eléctrica mínima y los datos medidos, entre los 100 y 500 segundos. Los valores del componente φ_{yx} tiene un ajuste relativamente bueno entre los 100 y 200 segundos en todas las estaciones, además excepcionalmente en las estaciones Loa1 y Sg4 el ajuste se extiende hasta los 2.000 segundos, igualmente hay un ajuste relativo entre los 5.000 y 10.000 segundos en todas las estaciones. Finalmente, las curvas de sondeo de la parte real de la componente T_y presenta una forma similar al modelo de resistividad eléctrica mínima, por otra parte, la parte imaginaria de la componente T_y solo es ajustada entre 10 y 100 segundos.

Según las similitudes mencionadas anteriormente del modelo de resistividad eléctrica mínima con los datos medidos, se infiere que el componente de ρ_{ax} entre los 50 y 1.000 segundos es el que mejor ajusta los datos medidos y se relaciona con una zona de baja resistividad presumiblemente debido a una mayor interconexión de fluidos y/o mayor cantidad de ellos, la cual según los parámetros supuestos (R_s , R_w y Φ) y estudios MT para otras zonas de subducción (p. ej. Worzewski et al., 2011) puede localizarse en el *down – dip*. El modelo de resistividad eléctrica mínima asume que las rocas que conforman el *down – dip* corresponden a esquistos azules los cuales presentan minerales hidratados como el glaucofano (300 Ωm) (Dentith y Mudge, 2014; Manthilake et al., 2021; Muñoz-Montecinos et al., 2020), además su entorno corresponde a rocas como gabros y basaltos en la corteza oceánica (100 Ωm) (Clift, 2017; Davis y Whitney, 2008; Glover, 2015; Key et al., 2013; Kotowski y Behr, 2019; Kurz et al., 1998; Rawling y Lister, 2002; Worzewski et al., 2011; Yoshino et al., 2012) y granitos en la corteza continental (1.000 Ωm) (Glover, 2015; Pommier y Evans, 2017; Seyfried, 1998). Para el caso de los fluidos se esperan dos zonas en base a la naturaleza de los fluidos, la primera zona se localiza sobre el *megathrust* y conciernen a fluidos con alta salinidad provenientes de procesos externos como la decarbonización de la caliza, descomposición de materia orgánica y serpentización de la cuña del manto (0,1 Ωm) (Manthilake et al., 2021; Pommier y Evans, 2017; Reynard et al., 2011; Reynard, 2016; Saffer y Tobin, 2011), la segunda zona se encuentra bajo el *megathrust*, lugar que contendría fluidos provenientes de la deshidratación metamórfica

de la corteza oceánica (p. ej. transición de esquistos azul – eclogita; 10 Ωm) (Heise et al., 2012, 2013; Manthilake et al., 2021; Pommier y Evans, 2017). Con respecto a la porosidad del *down – dip* se asume un valor del 11% el que es medido por Muñoz-Montencinos et al. (2020) en vetas de rocas del paleo-*megathrust* exhumadas en Pichilemu.

Cabe destacar, que en las estaciones Sg1 y Sg2, especialmente en la última, la componente ρ_{axy} entre los 50 y 1.000 segundos se ajusta de mejor manera con el modelo de resistividad eléctrica máxima (ver figuras 5.11.E., y 5.11.F.), donde se alcanzan valores de resistividad entre 100 y 800 Ωm . Un mejor ajuste por este modelo más resistivo puede indicar que el *down – dip* en este segmento sea más resistivo. Zonas de mayor resistividad pueden relacionarse con la presencia de fallas que podrían aumentar el transporte de fluidos entre las placas y el manto (Contreras – Reyes y Carrizo, 2011), disminuyendo la salinidad de los fluidos presentes en el *down – dip* (Reynard et al., 2011). Otra causa del aumento de resistividad eléctrica en Sg1 y Sg2, puede ser la deformación al que estuvo expuesta la roca, afectando la resistividad, y en consecuencia disminuyendo la cantidad de fluido comparado con una roca no deformada (Pommier y Evans, 2017).

6.3. Capacidad de estudios magnetoteléuricos para resolver el *megathrust*

Una de las motivaciones de este estudio era identificar por qué estudios MT regionales no detectaban una anomalía de baja resistividad en el *megathrust* del norte de Chile (Araya Vargas et al., 2019; Kühn et al., 2014; Slezak et al., 2021). Los resultados obtenidos en este trabajo indicarían la presencia de una anomalía de baja resistividad la que se presume que presenta una notable interconexión, cantidad o distribución de fluidos en el *down – dip*, zona que sería eventualmente detectable. Específicamente la anomalía influiría en la componente ρ_{axy} , ya que los datos medidos del salar Grande fueron ajustados por las respuestas del modelo de resistividad eléctrica mínima. Esta zona se encontraría entre los 40 a 55 kilómetros de profundidad (González et al., 2021; Metois et al., 2016; Ruiz et al., 2014; Li et al., 2015). Por lo tanto, se infiere que el método MT sería capaz de detectar el *down – dip* correspondiente a la zona de transición inferior del *megathrust*.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

En esta tesis se estimó la distribución y resistividad eléctrica del *megathrust* bajo el sector del salar Grande (región de Tarapacá) basándose en antecedentes petrológicos esperados para esta zona en profundidad, y comparando la respuesta numérica de la estimación obtenida con datos magnetotelúricos (MT) medidos en siete estaciones distribuidas en la zona de estudio. La metodología para estimar la resistividad eléctrica del volumen de roca (R_r) en profundidad se basó en la ley de Archie modificada (Glover et al., 2000) donde se consideran cuatro parámetros: 1) resistividad de la matriz (R_s), 2) resistividad de los fluidos (R_w), 3) porosidad (Φ) y 4) el exponente de cementación m . Los valores y distribución para estos parámetros fueron determinados en base a la literatura, siendo consistentes con zonas de subducción en Chile y el mundo. Se definieron tres escenarios de resistividad (mínimo, intermedio y máximo) para cada parámetro. Posteriormente, con los valores de R_r definidos en los tres escenarios, se utilizó el software 3D Grid Academic (Meqbel, 2016) para crear tres modelos numéricos teóricos de resistividad eléctrica del subsuelo. Se calculó la respuesta numérica de estos modelos y se comparó con los valores de las funciones de transferencia obtenidos en cada estación MT medida. En base a esta comparación, se seleccionó el modelo de resistividad preferido para la distribución de la resistividad eléctrica en el *megathrust* bajo el salar Grande.

A partir de los resultados obtenidos, se concluye lo siguiente:

- a) La respuesta del modelo teórico de resistividad eléctrica intermedia y el modelo teórico de resistividad eléctrica máxima en la posición de las estaciones MT presentan diferencias insignificantes en sus funciones de transferencia. Esta semejanza sugiere que la resistividad eléctrica de los volúmenes de roca tiene poca sensibilidad cuando se comparan altos valores resistivos. Por otra parte, las respuestas del modelo teórico de resistividad eléctrica mínima y el modelo de resistividad eléctrica máxima en la posición de las estaciones MT se diferencian sistemáticamente en los periodos de sus funciones de transferencia, sugiriendo que la resistividad eléctrica de los volúmenes de roca tiene mayor sensibilidad cuando se comparan valores de baja resistividad eléctrica.

- b) En general, las curvas de sondeo de los modelos teóricos ajustan los valores y tendencias que muestran los datos en la componente ρ_{axy} entre los 50 y 1.000 segundos. Fuera de este rango de periodos y para otras componentes, la respuesta de los modelos reproduce pobremente los valores y tendencias de los datos medidos.
- c) El modelo resistividad eléctrica mínima es el que de manera comparativa ajusta de mejor manera los datos medidos de la mayoría de las estaciones (loa1, loa2, pat1, pat5 y sg4). En base a estos resultados, el modelo de resistividad mínima se eligió como el modelo de resistividad eléctrico preferido. El modelo de resistividad eléctrica mínima ajusta de mejor manera los datos medidos de las estaciones loa1, loa2, pat1, pat5 y sg4, específicamente en el componente ρ_{axy} entre los 50 y 1.000 segundos. El patrón de esta componente en ese rango de periodos se explicaría por una zona de baja resistividad eléctrica, presumiblemente debido a una mayor interconexión de fluidos y/o mayor cantidad de ello. La posición de esta zona de baja resistividad coincidiría con la ubicación de la zona *down – dip* del *megathrust*.
- d) El modelo de resistividad eléctrica máxima ajusta mejor los valores de los datos medidos de la estación sg2, específicamente en el componente ρ_{axy} entre los 50 y 1.000 segundos. Al igual que el punto anterior, este mayor ajuste se debería a una zona localizada en el *down – dip*, pero con mayor resistividad.
- e) En el modelo de resistividad eléctrica mínima (estaciones loa1, loa2, pat1, pat5 y sg4) se estima que la geología del *down – dip* consiste de una litología de esquistos azules, rodeado de gabros y basaltos de la corteza oceánica, y granitos de la corteza continental; fluidos externos con alta salinidad (p. ej. Descarbonización de la caliza, descomposición de materia orgánica y serpentinización de la cuña del manto) y fluidos provenientes de la deshidratación metamórfica de la corteza oceánica (p. ej. La transición de esquistos azules – eclogita); y una porosidad asumida del 11%. Con respecto al modelo de resistividad eléctrica máxima (estación sg2) se estima que la geología del *down – dip* corresponda a una litología de rocas metamórficas con alta resistividad eléctrica (aproximadamente 10.000 Ωm) rodeado de gabros y basaltos de la corteza oceánica, y granitos de la corteza continental; fluidos externos con baja salinidad y fluidos provenientes de la

deshidratación metamórfica de la corteza oceánica; y una porosidad asumida del 0,5%.

- f) En base a los resultados obtenidos, se interpreta que estudios MT serían capaces de detectar la zona de transición inferior del *megathrust*, el *down – dip*, zona donde se infiere una anomalía de baja resistividad, la que presumiblemente se encontraría a una profundidad entre los 40 a 55 kilómetros.

REFERENCIAS

- Aizawa, K., Koyama, T., Hase, H., Uyeshima, M., Kanda, W., Utsugi, M. y Ogawa, Y. (2014). Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima Volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 198-215.
- Agard D., Yamato P., Jolivet L. y Burov E. (2009). Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms. *Earth-Sci. Rev.* 92, 53–79.
- Aguirre, L., Hervé, F., y Godoy, E., (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile—An outline: *Krystalinikum*, v. 9, p. 7–19.
- Allmendinger R., González G., Yu J., Hoke G., Isacks B. (2005). Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. *Geological Society of America Bulletin*, January/February 2005; v. 117; no. 1/2; p. 89–104.
- Allmendinger R. y González G. (2010). Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics* 495 (2010) 93–110.
- Alt, J. C., Shanks III, W. C., y Jackson, M. C. (1993). Cycling of sulfur in subduction zones: The geochemistry of sulfur in the Mariana Island Arc and back-arc trough. *Earth and Planetary Science Letters*, 119(4), 477-494.
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., y Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, 30(12), 1520-1539.
- Angiboust, S., T. Pettke, J. C. De Hoog, B. Caron, y O. Oncken (2014b), Channelized fluid flow and eclogite-facies metasomatism along the subduction shear zone, *J. Petrol.*, 55(5), 883–916.
- Angiboust, S., Kirsch, J., Oncken, O., Glodny, J., Monié, P., y Rybacki, E., (2015). Probing the transition between seismically coupled and decoupled segments along an ancient subduction interface: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 16, p. 1905–1922.
- Angiboust, S., Hyppolito, T., Glodny, J., Cambeses, A., García-Casco, A., Calderón, M., y Juliani, C., (2017). Hot subduction in the Middle Jurassic and partial melting of oceanic crust in Chilean Patagonia: *Gondwana Research*, v. 42, p. 104–125.
- Angiboust, S., Cambeses, A., Hyppolito, T., Glodny, J., Monié, P., Calderón, M., y Juliani, C. (2018). A 100-my-long window onto mass-flow processes in the Patagonian Mesozoic subduction zone (Diego de Almagro Island, Chile). *Bulletin*, 130(9-10), 1439-1456.
- Arabasz Jr., W. J. (1971). Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile. PhD thesis, California Institute of Technology, Pasadena.
- Araya Vargas, J., Meqbel, N. M., Ritter, O., Brasse, H., Weckmann, U., Yáñez, G., y Godoy, B. (2019). Fluid distribution in the Central Andes subduction zone

imaged with magnetotellurics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 4017–4034.

- Archie, G. E., et al. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME* 146.01, págs. 54-62.
- Arnason, K., Karlsdottir, R., Eysteinnsson, H., Flóvenz, Ó. G., y Gudlaugsson, S. T. (2000). The resistivity structure of high-temperature geothermal systems in Iceland. In *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan* (pp. 923-928).
- Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., y Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225), 76-78.
- Audet P. y Bürgmann R. (2014). Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment. *Nature* 510, 389–392.
- Audet, P., y Schaeffer, A. J. (2018). Fluid pressure and shear zone development over the locked to slow slip region in Cascadia. *Science advances*, 4(3), eaar2982.
- Bachmann, R., Oncken, O., Glodny, J., Seifert, W., Georgieva, V., y Sudo, M. (2009). Exposed plate interface in the European Alps reveals fabric styles and gradients related to an ancient seismogenic coupling zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B5).
- Bailey E.H., Irwin W.P. y Jones D.L. (1964). Franciscan and related rocks. *Calif. Dep. Mines Geol. Bull.* 183:177.
- Bangs, N. L. B., Moore, G. F., Gulick, S. P. S., Pangborn, E. M., Tobin, H. J., Kuramoto, S., y Taira, A. (2009). Broad, weak regions of the Nankai Megathrust and implications for shallow coseismic slip. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(1-2), 44-49.
- Bebout, G. E., y Penniston-Dorland, S. C. (2016). Fluid and mass transfer at subduction interfaces—The field metamorphic record. *Lithos*, 240, 228-258.
- Behr W.M. y Platt J.P. (2012). Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a mediterranean subduction complex. *Tectonics* 31, TC4025.
- Behr, W. M. y Bürgmann, R. (2021). What’s down there? The structures, materials and environment of deep-seated slow slip and tremor. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 379(2193).
- Bekins, B., McCaffrey, A. M., y Dreiss, S. J. (1994). Influence of kinetics on the smectite to illite transition in the Barbados accretionary prism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9), 18147-18158.
- Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., y Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171-192.
- Bethke, C. M. (1986). Inverse hydrologic analysis of the distribution and origin of Gulf Coast-type geopressured zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B6), 6535-6545.
- Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Brooks, B., Allmendinger, R., y Isacks, B. (2001). On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the Central Andes; An analysis of the interseismic velocity field. *Geochem. Geophys. Geosyst.* (G3) 2, 11.

- Bezacier, L., Reynard, B., Bass, J. D., Sanchez-Valle, C., y Van de Moortèle, B. (2010a). Elasticity of antigorite, seismic detection of serpentinites, and anisotropy in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1-2), 198-208.
- Bezacier, L., Reynard, B., Bass, J. D., Wang, J., y Mainprice, D. (2010b). Elasticity of glaucophane, seismic velocities and anisotropy of the subducted oceanic crust. *Tectonophysics*, 494(3-4), 201-210.
- Bilek, S. L., y Lay, T. (2018). Subduction zone megathrust earthquakes. *Geosphere*, 14(4), 1468-1500.
- Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., y Shapiro, S. A. (2014). High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International*, 197(3), 1744-1749.
- Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W., y Haak, V. (2002). The Bolivian altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5).
- Brasse, H. (2015). Electromagnetics methods in geophysics. V2015. Lecture notes. Freie University of Berlin. Berlin, Alemania.
- Brown E.H. y Blake M. C. (1987). Correlation of early cretaceous blueschists in Washington, Oregon and northern California. *Tectonics* 6, 795–806.
- Brown, M., Diaz, F., y Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25° 00' S-27° 00' S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 105(9), 1165-1174.
- Bruce, C. H. (1984). Smectite dehydration—its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern Gulf of Mexico basin. *AAPG bulletin*, 68(6), 673-683.
- Brun J.P. y Faccenna C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 1–7.
- Bürgmann, R., Kogan, M. G., Steblou, G. M., Hilley, G., Levin, V. E., y Apel, E. (2005). Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B7).
- Cai, J., Wei, W., Hu, X., y Wood, D. A. (2017). Electrical conductivity models in saturated porous media: A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 419-433.
- Camus, F. (2003). Geología de los sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. *SERNAGEOMIN*: 267pp. Santiago.
- Cande, S. C., y Leslie, R. B. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1), 471-496.
- Cantwell, T. (1960). Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. Thesis Massachusetts Institute of Technology.
- Calahorrano, A., Sallarès, V., Collot, J. Y., Sage, F., y Ranero, C. R. (2008). Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(3-4), 453-467.
- Calvert, A. J., Preston, L. A., y Farahbod, A. M. (2011). Sedimentary underplating at the Cascadia mantle-wedge corner revealed by seismic imaging. *Nature Geoscience*, 4(8), 545-548.

- Calvert, A. J., Bostock, M. G., Savard, G., y Unsworth, M. J. (2020). Cascadia low frequency earthquakes at the base of an overpressured subduction shear zone. *Nature Communications*, 11(3874), 1–10.
- Carden J.R., Connelly W., Forbes R.B., y Turner D.L. (1977). Blueschists of the Kodiak islands, Alaska: an extension of the Seldovia schist terrane. *Geology* 5, 529–533.
- Caricchi, L., Pommier, A., Pistone, M., Castro, J., Burgisser, A., y Perugini, D. (2011). Strain-induced magma degassing: insights from simple-shear experiments on bubble bearing melts. *Bulletin of Volcanology*, 73, 1245-1257.
- Carrizo, D., González, G., y Dunai, T. (2008). Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ^{21}Ne cosmogénico. *Revista Geológica de Chile*, 35(1), 01-38.
- Carson, B., y Screaton, E. J. (1998). Fluid flow in accretionary prisms: Evidence for focused, time-variable discharge. *Reviews of Geophysics*, 36(3), 329-351.
- Cartwright, I., y Barnicoat, A. C. (1999). Stable isotope geochemistry of Alpine ophiolites: a window to ocean-floor hydrothermal alteration and constraints on fluid–rock interaction during high-pressure metamorphism. *International Journal of Earth Sciences*, 88, 219-235.
- Castellanos, L. (2020). Static-fractal analysis in petrophysical model, field M case of success in cased hole completions. In *SPE Latin America and Caribbean Petroleum Engineering Conference* (p. D022S002R001). SPE.
- Chapman, T., Milan, L., y Vry, J. (2022). The role of metamorphic fluid in tectonic tremor along the Alpine Fault, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 49(2), e2021GL096415.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodriguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W. editors). The Geological Society: 21-114. Londres.
- Childs, C., Walsh, J. J., Manzocchi, T., Strand, J., Nicol, A., Tomasso, M., Schöpfer, M. P. J., y Aplin, A. C. (2007). Definition of a fault permeability predictor from outcrop studies of a faulted turbidite sequence, Taranaki, New Zealand. *Geological Society, London, Special Publications*, 292(1), 235-258.
- Chlieh, M., De Chabalier, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., y Feigl, K. L. (2004). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, 158(2), 695-711.
- Chlieh, M., Avouac, J. P., Sieh, K., Natawidjaja, D. H., y Galetzka, J. (2008). Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B5).
- Cisternas, M. E. (2011). Responsabilidad social de los geocientistas en el manejo de riesgos: Enseñanzas derivadas de la experiencia chilena con el megaterremoto del 27 de febrero 2010. *GOAL 2011: Geo-Risk Management a German-Latin American approach*. Heidelberg, pp: 19-24.
- Clift, P. D. (2017). A revised budget for Cenozoic sedimentary carbon subduction. *Reviews of Geophysics*, 55(1), 97-125.

- Cloos M. (1982). Flow melanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 330–345.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18, 303-332.
- Comte, D., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Haessler, H., Rivera, L., Frogneux, M., Glass, B., y Meneses, C. (1999). A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1965-1968.
- Condit, C. B., y French, M. E. (2022). Geologic evidence of lithostatic pore fluid pressures at the base of the subduction seismogenic zone. *Geophysical Research Letters*, 49(12), e2022GL098862.
- Contreras-Reyes, E., y Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(1-2), 49-58.
- Contreras-Reyes, E., Obando-Orrego, S., Geersen, J., y Bello-González, J. P. (2021). Density structure, flexure, and tectonics of the Iquique Ridge, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103423.
- Cross, T. A., y Pilger, R. H. (1982). Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 545-562.
- Davis, P. B., y Whitney, D. L. (2008). Petrogenesis and structural petrology of high-pressure metabasalt pods, Sivrihisar, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 217-241.
- Dentith, M. y Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.
- Delph, J. R., Levander, A., y Niu F. (2018). Fluid controls on the heterogeneous seismic characteristics of the Cascadia margin. *Geophys. Res. Lett.* 45, 11 021–11 029.
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera, L., y Kausel, E. (1996). The Andean subduction zone between 22 and 25 S (northern Chile): Precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*, 259(1-3), 81-100.
- Dorbath, L., Cisternas, A., y Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551-576.
- Dunai, T. J., López, G. A. G., y Juez-Larré, J. (2005). Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33(4), 321-324.
- EERI (2010). The Mw 8.8. Chile Earthquake of February 27, 2010. Special Earthquake Report.
- Egbert, G. D., y Booker, J. R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 87(1), 173-194.
- Egbert, G. D., y Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 189(1), 251-267.
- Ernst WG. (1975). Systematics of large-scale tectonics and age progressions in alpine and Circum-Pacific blueschist belts. *Tectonophysics* 26, 229–246.

- Ernst WG. (1988). Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology* 16, 1081–1084.
- Etheridge, M. A. (1983). Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: upper bound imposed by tensile fracturing. *Geology*, 11(4), 231-234.
- Etheridge, M. A., Wall, V. J., Cox, S. F., y Vernon, R. H. (1984). High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4344-4358.
- Evans, C. J., Chroston, P. N., y Toussaint-Jackson, J. E. (1982). A comparison of laboratory measured electrical conductivity in rocks with theoretical conductivity based on derived pore aspect ratio spectra. *Geophysical Journal International*, 71(1), 247-260.
- Fagereng, A., y Toy, V. G. (2011). *Geology of the earthquake source: an introduction*. Geological Society, London, Special Publications, 359(1), 1-16.
- Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J. y Withjack, M. O. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1557-1575.
- Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G. (2010). Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *Int. Geology Rev.* 52, 1040–1105.
- Fisher, D.M., y Brantley, S.L., (1992). Models of quartz overgrowth and vein formation: Deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 20,043–20,061.
- Fliedner, C., y French, M. E. (2021). Pore and mineral fabrics control the elastic wave velocities of metapelite with implications for subduction zone tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(10), e2021JB022361.
- Fritz, H., Petroff, C., Catalán, P., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Barrientos, S., Meneses, G., Valderas-Bermejo, C., Ebeling, C., Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Domínguez, J. y Synolakis, C. (2011). Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami. *Pure and Applied Geophysics* 168: 1989-2010.
- Fyfe, W.S., Price, N.J., y Thompson, A.B., (1978). *Fluids in the Earth's Crust: Their Significance in Metamorphic, Tectonic and Chemical Transport Processes*: New York, Elsevier Scientific, *Developments in Geochemistry*, v. 1, 401 p.
- Gaillard, F., Malki, M., Iacono-Marziano, G., Pichavant, M., y Scaillet, B. (2008). Carbonatite melts and electrical conductivity in the asthenosphere. *Science*, 322(5906), 1363-1365.
- Ganzhorn, A. C., Pilorgé, H., y Reynard, B. (2019). Porosity of metamorphic rocks and fluid migration within subduction interfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, 522, 107-117.
- Garofalo, P. S. (2012). The composition of Alpine marine sediments (Bündnerschiefer Formation, W Alps) and the mobility of their chemical components during orogenic metamorphism. *Lithos*, 128, 55-72.

- Giuntoli, F., y Viola, G. (2022). A likely geological record of deep tremor and slow slip events from a subducted continental broken formation. *Scientific reports*, 12(1), 4506.
- González G., Cembrano J., Carrizo D., Macci A., Schneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (2003) 321–342.
- González G., Gerbault M., Martinod J., Cembrano J., Carrizo D., Allmendinger R., Espina J. (2008). Crack formation on top of propagating reverse faults of the Chuculay Fault System, northern Chile: Insights from field data and numerical modelling. *Journal of Structural Geology*, 30(6), 791-808.
- González, G., Pastén-Araya, F., Victor, P., González, Y., Valenzuela, J., y Shrivastava, M. (2021). The role of interplate locking on the seismic reactivation of upper plate faults on the subduction margin of northern Chile. *Scientific reports*, 11(1), 1-12.
- Glover, P. W., Hole, M. J., y Pous, J. (2000). A modified Archie’s law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3-4), 369-383.
- Glover, P. W. (2015). 11.04–Geophysical properties of the near surface earth: Electrical properties. *Treatise on geophysics*, 89-137.
- Grove, M., Bebout, G. E., Jacobson, C. E., Barth, A. P., Kimbrough, D. L., King, R. L., Zou, H., Lovera O.M., Mahoney, y Gehrels, G. E. (2008). The Catalina Schist: evidence for middle Cretaceous subduction erosion of southwestern North America.
- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., Vidal, O. (2009). Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review. In *Subduction zone geodynamics*, pp. 175–205. Berlin, Germany: Springer. *Geology society of America*, v. 436.
- Guo, H., McGuire, J. J., y Zhang, H. (2021). Correlation of porosity variations and rheological transitions on the southern Cascadia megathrust. *Nature Geoscience*, 14(5), 341-348.
- Hacker, B. R., Abers, G. A., y Peacock S. M. (2003). Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *J. Geophys. Res.* 108:2029.
- Hacker, B. R. (2008). H₂O subduction beyond arcs. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9:Q03001.
- Hansen, R., Bostock, M. G., Christensen, N.I. (2012). Nature of the low velocity zone in Cascadia from receiver function waveform inversion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 337–338, 25–38.
- Halama, R., Konrad-Schmolke, M., Sudo, M., Marschall, H.R., y Wiedenbeck, M., (2014). Effects of fluid–rock interaction on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology in high-pressure rocks (Sesia-Lanzo Zone, Western Alps): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 126, p. 475–494.
- Halama, R., y Konrad-Schmolke, M., (2015). Retrograde metasomatic effects on phase assemblages in an interlayered blueschist-greenschist sequence (Coastal Cordillera, Chile): *Lithos*, v. 216, p. 31–47.

- Halliday, D., Resnick, R., y Walker, J. (2013). *Fundamentals of physics*. John Wiley & Sons.
- Harlow, G.E., Sisson, V.B., Sorensen, S.S. (2011): Jadeitite from Guatemala: new observations and distinctions among multiple occurrences. *Geologica Acta*, 9, 363–387.
- Harris, N. B., Mnich, C. A., Selby, D., y Korn, D. (2013). Minor and trace element and Re–Os chemistry of the Upper Devonian Woodford Shale, Permian Basin, west Texas: Insights into metal abundance and basin processes. *Chemical Geology*, 356, 76-93.
- Hartley, A. J., y Jolley, E. J. (1995). Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22–24°S). *Journal of the Geological Society*, 152(1), 51-63.
- Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J., y Jolley, E. J. (2000). Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28(4), 331-334.
- Hartley, A. J., y Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30(1), 43-46.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., y Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58-61.
- Heise, W., Caldwell, T. G., Hill, G. J., Bennie, S. L., Wallin, E., y Bertrand, E. A. (2012). Magnetotelluric imaging of fluid processes at the subduction interface of the Hikurangi margin, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 39(4).
- Heise, W., Caldwell, T. G., Bertrand, E. A., Hill, G. J., Bennie, S. L., y Ogawa, Y. (2013). Changes in electrical resistivity track changes in tectonic plate coupling. *Geophysical Research Letters*, 40(19), 5029-5033.
- Heise, W., Caldwell, T. G., Bannister, S., Bertrand, E. A., Ogawa, Y., Bennie, S. L., y Ichihara, H. (2017). Mapping subduction interface coupling using magnetotellurics: Hikurangi margin, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 44(18), 9261-9266.
- Heise, W., Ogawa, Y., Bertrand, E. A., Caldwell, T. G., Yoshimura, R., Ichihara, H., Bennie, S., Seki, K., Saito, Z., Matsunaga, Y., Suzuki, A., Kishita, T., y Kinoshita, Y. (2019). Electrical resistivity imaging of the inter-plate coupling transition at the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 524, 115710.
- Hervé, M. (1987). Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla Atacama, en el Mioceno, Chile. *Andean Geology*, (31), 31-36.
- Hervé, F., (1988). Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile: Episodes, v. 11, p. 183–188.
- Hervé, F., Prior, D., López, G., Ramos, V., Rapalini, A., Thomson, S., y Fanning, M. (1999). Mesozoic blueschists from Diego de Almagro, southern Chile, in *South American Symposium on Isotope Geology, Actas, Volume 2: Cordoba, Argentina, Subsecretaría de Minería de la Nación*, p. 318–321.

- Hervé, F., y Fanning, C. M. (2003). Early Cretaceous subduction of continental crust at the Diego de Almagro archipelago, southern Chile. *Episodes Journal of International Geoscience*, 26(4), 285-289.
- Hobbs, B. E., Ord, A., y Teyssier, C. (1986). Earthquakes in the ductile regime?. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 309-336.
- Hu, X., Peng, R., Wu, G., Wang, W., Huo, G., y Han, B. (2013). Mineral exploration using CSAMT data: Application to Longmen region metallogenic belt, Guangdong Province, China. *Geophysics*, 78(3), B111-B119.
- Huang, S., Jin, Z., Ning, P., Gao, C., Wu, Y., Liu, X., Xin, P., Che, Z., Jiang, Y., y Chen, Z. (2021). Synergistically modulating electronic structure of NiS₂ hierarchical architectures by phosphorus doping and sulfur-vacancies defect engineering enables efficient electrocatalytic water splitting. *Chemical Engineering Journal*, 420, 127630.
- Hyppolito, T. (2010). Termobarometria, evolucao tectono-metamórfica, e geoquímica de xistos azuis, rochas eclogíticas e litotipos associados da ilha Diego de Almagro, Patagonia Chilena. Tesis de Maestria, Universidad de Sao Paulo, Sao Paulo.
- Hyppolito, T., Juliani, C., García-Casco, A., Meira, V.T., Bustamante, A., y Hervé, F., (2014a). The nature of the Palaeozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile): *International Geology Review*, v. 56, p. 1097–1121.
- Hyppolito, T., García-Casco, A., Juliani, C., Meira, V.T., y Hall, C., (2014b). Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilenia Terrane): Counterclockwise P-T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet-mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex, central Chile (34° S): *Lithos*, v. 206, p. 409–434.
- Hyppolito, T.N., (2014), Metamorfismo y evolución tectónica del cinturón pareado Permo-Carbonífero en la región de Pichilemu, cordillera de la costa de Chile central [Ph.D. thesis]: Sao Paulo, Granada, Universidad de Sao Paulo y Universidad de Granada, 358 p.
- Hyppolito, T., Angiboust, S., Juliani, C., Glodny, J., García-Casco, A., Calderón, M., y Chopin, C. (2016). Eclogite-, amphibolite- and blueschist-facies rocks from Diego de Almagro Island (Patagonia): Episodic accretion and thermal evolution of the Chilean subduction interface during the Cretaceous. *Lithos*, 264, 422-440.
- Ichiki, M., Baba, K., Toh, H., y Fuji-Ta, K. (2009). An overview of electrical conductivity structures of the crust and upper mantle beneath the northwestern Pacific, the Japanese Islands, and continental East Asia. *Gondwana Research*, 16(3-4), 545-562.
- Jaeckel, K., Bebout, G. E., y Angiboust, S. (2018). Deformation-enhanced fluid and mass transfer along Western and Central Alps paleo-subduction interfaces: Significance for carbon cycling models. *Geosphere*, 14(6), 2355-2375.
- Ji, S., Sun, S., Wang, Q., Marcotte, D. (2010). Lamé parameters of common rocks in the Earth's crust and upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 115, B06314.
- Junge, A. (1996). Characterization of and correction for cultural noise. *Surveys in Geophysics*, 17, 361-391.

- Kapinos, G., Montahaei, M., Meqbel, N., y Brasse, H. (2016). Three-dimensional electrical resistivity image of the South-Central Chilean subduction zone. *Tectonophysics*, 666, 76-89.
- Kawano, S., Katayama, I., y Okazaki, K. (2011). Permeability anisotropy of serpentinite and fluid pathways in a subduction zone. *Geology*, 39(10), 939-942.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., y Tandon, K. (2014). ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers y Geosciences*, 66, 40-53.
- Kerrick D.M., Connolly J.A.D. (2001a). Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth's mantle. *Nature* 411:293–96.
- Kerrick D.M., Connolly J.A.D. (2001b). Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism, and volatile recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189:19–29.
- Key, K., Constable, S., Liu, L., y Pommier, A. (2013). Electrical image of passive mantle upwelling beneath the northern East Pacific Rise. *Nature*, 495(7442), 499-502.
- Kim, H., Høyer, A. S., Jakobsen, R., Thorling, L., Aamand, J., Maurya, P. K., Christiansen, A. V. y Hansen, B. (2019). 3D characterization of the subsurface redox architecture in complex geological settings. *Science of the Total Environment*, 693, 133583.
- Knott, S. D., Beach, A., Brockbank, P. J., Brown, J. L., McCallum, J. E., y Welbon, A. I. (1996). Spatial and mechanical controls on normal fault populations. *Journal of Structural Geology*, 18(2-3), 359-372.
- Kondo, H., Awata, Y., Emre, O., Dogan, A., Ozalp, S., Tokay, F., Yildirim, C., Yoshioka, T., y Okumura, K. (2005). Slip distribution, fault geometry, and fault segmentation of the 1944 Bolu-Gerede earthquake rupture, North Anatolian Fault, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(4), 1234-1249.
- Kotowski, A.J. y Behr, W. M. (2019). Length scales and types of heterogeneities along the deep subduction interface: insights from exhumed rocks on Syros island, greece. *Geosphere* 15, 1038–1065.
- Kühn, C., Küster, J., y Brasse, H. (2014). Three-dimensional inversion of magnetotelluric data from the Central Andean continental margin. *Earth, Planets and Space*, 66, 1-13.
- Kurz W, Neubauer F, Dachs E. (1998). Eclogite meso- and microfabrics: implications for the burial and exhumation history of eclogites in the tauern window (eastern Alps) from P-T-d paths. *Tectonophysics* 285, 183–209.
- Lamb, S., y Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425(6960), 792-797.
- Larson, R. L. (1991). Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19(10), 963-966.
- Larrañaga, O. y Herrera, R. (2010). Encuesta Post Terremoto 2010: Principales resultados. Efectos en la calidad de vida de la población afectada por el terremoto/tsunami. Ministerio de Planificación y PNUD, Santiago.

- Lay, T., y Bilek, S. (2007). Anomalous earthquake ruptures at shallow depths on subduction zone megathrusts. In *The seismogenic zone of subduction thrust faults* (pp. 476-511). Columbia University Press.
- Lee, C. D., Vine, F. J., y Ross, R. G. (1983). Electrical conductivity models for the continental crust based on laboratory measurements on high-grade metamorphic rocks. *Geophysical Journal International*, 72(2), 353-371.
- Lewerentz, A., Skelton, A. D., Linde, J. K., Nilsson, J., Möller, C., Crill, P. M., y Spicuzza, M. J. (2017). On the association between veining and index mineral distributions in Barrow's metamorphic zones, Glen Esk, Scotland. *Journal of Petrology*, 58(5), 885-907.
- Li, S., Moreno, M., Bedford, J., Rosenau, M. y Oncken, O. (2015). Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: A case study of the Peru-North Chile subduction zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 4522–4538.
- Liu, L. G. (1978). High-pressure phase transformations of albite, jadeite and nepheline. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3), 438-444.
- Madariaga R. (1998). Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, (10), 221-258.
- Mancktelow, N. S. (2006). How ductile are ductile shear zones?. *Geology*, 34(5), 345-348.
- Manthilake, G., Mookherjee, M., y Miyajima, N. (2021). Insights on the deep carbon cycle from the electrical conductivity of carbon-bearing aqueous fluids. *Scientific Reports*, 11(1), 3745.
- Manthilake, G., Peng, Y., Koga, K. T., y Mookherjee, M. (2021). Tracking slab surface temperatures with electrical conductivity of glaucophane. *Scientific Reports*, 11(1), 18014.
- Maruyama, S., Liou, J.G., and Terabayashi, M. (1996). Blueschists and eclogites of the world and their exhumation: *International Geology Review*, v. 38, no. 6, p. 485–594.
- Meqbel, N. M. M. (2009). The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data (Doctoral dissertation).
- Métois, M., Vigny, C. y Socquet, A. (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarm along the Chilean subduction zone (38°–18°S). *Pure Appl. Geophys.* 173(5), 1431–1449.
- MINVU (2010). Plan de Reconstrucción MINVU “Chile Unido Reconstruye Mejor”. Ministerio de Vivienda y Urbanismo, Gobierno de Chile, 3era edición.
- Mookherjee, M., Mainprice, D., Maheshwari, K., Heinonen, O., Patel, D., y Hariharan, A. (2016). Pressure induced elastic softening in framework aluminosilicate-albite (NaAlSi₃O₈). *Scientific reports*, 6(1), 34815.
- Moore, G.F., Bangs, N.L., Taira, A., Kuramoto, S., Pangborn, E. y Tobin, H.J. (2007). Three-dimensional splay fault geometry and implications for tsunami generation. *Science* 318: 1128-1131.
- Moreno, M., Rosenau, M., y Oncken, O. (2010). 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, 467(7312), 198-202.

- Moreno, M., Haberland, C., Oncken, O., Rietbrock, A., Angiboust, S., y Heidbach, O. (2014). Locking of the Chile subduction zone controlled by fluid pressure before the 2010 earthquake. *Nature Geoscience*, 7(4), 292-296.
- Mortimer, C., Farrar, E., y Saric, N. (1974). K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geologische Rundschau*, 63, 484-490.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (1990). The Andes of Chile and Argentina.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R. W. (1993). Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). *Geological Society of America Bulletin* 105(11), 1462-1477.
- Muñoz, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in geophysics*, 35(1), 101-122.
- Muñoz-Montecinos, J., (2017). Zoisita como posible indicador petrogenético en rocas metamórficas de alta presión, complejo metamórfico Diego de Almagro, Chile Austral (Doctoral dissertation, Universidad Andrés Bello).
- Muñoz-Montecinos, J., Angiboust, S., Cambeses, A., y García-Casco, A., (2020). Multiple veining in a paleo-accretionary wedge: The metamorphic rock record of prograde dehydration and transient high pore-fluid pressures along the subduction interface (Western Series, central Chile): *Geosphere*, v. 16, no. 3, p. 765–786.
- Muñoz-Montecinos, J. (2021). Fluid pulses along the subduction interface: Integrated field and petro-geochemical approaches. Doctoral dissertation, Universidad de Granada.
- Naranjo, J. A. (1987). Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla Atacama, Norte de Chile. En: *Revista Geológica de Chile*, No. 31 (1987).
- Naranjo, D. F. (2019). Aplicación de métodos electromagnéticos para caracterizar el sistema geotermal en el entorno del Volcán San José, Región Metropolitana, Chile. Tesis de pregrado, Universidad de Chile.
- Nesbitt, B. E. (1993). Electrical resistivities of crustal fluids. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4301-4310.
- Niemeyer, H. (1980). Hoyas hidrográficas de Chile, Segunda Región. Santiago de Chile, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.
- Okada, H. (1971). Classification of sandstone: analysis and proposal. *The Journal of Geology*, 79(5), 509-525.
- Olivares, B., Cembrano, J., Hervé, F., López, G., y Prior, D., (2003). Geometría y cinemática de la zona de cizalle Seno Arcabuz, Andes Patagónicos, Chile: *Revista Geológica de Chile*, v. 30, no. 1, p. 39–52.
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González J., Espinoza M., Salazar E., Coloma F., y Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202-227.
- Onorato, M. R., Perucca, L. P. A., Coronato, A. M. J., Lopez, R., y Blanc, P. A. (2019). Evidencias morfotectónicas en el sistema de fallas Magallanes-Fagnano, borde transformante entre las placas Sudamericana y Scotia, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina.
- Palacky, G. J. (1988). Resistivity characteristics of geologic targets. In *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1, 53-129.

- Pardo-Casas, F., y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Park, Y., Park, S. C., Kim, K. H., Park, M., y Lee, J. (2010). Magnitude scaling relationships from the first 3 s of P-wave arrivals in South Korea. *Journal of Seismology*, 14(4), 761-768.
- Paskoff, R.P. (1980). Late Cenozoic crustal movements and sea – level variations in the coastal area of northern Chile. In: Morner, N.A. (ed) *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Wiley, New York, 487 – 495.
- Pastén-Araya, F., Salazar, P., Ruiz, S., Rivera, E., Potin, B., Maksymowicz, A., Torres, E., Villarroel, J., Cruz, E., Valenzuela, J., Jaldín, D., González, G., Bloch, W., Wigger, P., y Shapiro, S. A. (2018). Fluids along the plate interface influencing the frictional regime of the Chilean subduction zone, northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 45(19), 10-378.
- Pastén-Araya, F., Potin, B., Ruiz, S., Zerbst, L., Aden-Antoniów, F., Azúa, K., Rivera, E., Rietbrock, A., Salazar, P., y Fuenzalida, A. (2021). Seismicity in the upper plate of the Northern Chilean offshore forearc: Evidence of splay fault south of the Mejillones Peninsula. *Tectonophysics*, 800, 228706.
- Pastén-Araya, F., Potin, B., Azua, K., Saez, M., Aden-Antoniów, F., Ruiz, S., Cabrera, L., Ampuero, J. P., Nocquet, J. M., Rivera, L., y Duputel, Z. (2022). Along-Dip Segmentation of the Slip Behavior and Rheology of the Copiapó Ridge Subducted in North-Central Chile. *Geophysical Research Letters*, 49(4), e2021GL095471.
- Peacock S.M., Hyndman R.D. (1999). Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 26:2517–20.
- Peacock, S. M., Christensen, N. I., Bostock, M. G. y Audet, P. (2011). High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology* 39, 471–474.
- Peacock, S.M. (2014). Temperatures and the role of water in Cascadia subduction zone deformation and magmatism. In 2014 GSA Annual Meeting in Vancouver, British Columbia.
- Pimienta, L. et al. (2018). Anomalous Vp/Vs ratios at seismic frequencies might evidence highly damaged rocks in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.* 45, 12210–12217.
- Platt, J. P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *GSA Bulletin* 97, 1037–1053.
- Plunder, A., Agard, P., Chopin, C., Pourteau, A., Okay, AI. (2015). Accretion, underplating and exhumation along a subduction interface: from subduction initiation to continental subduction (Tavsanlı zone, W. Turkey). *Lithos* 226, 233–254.
- Pommier, A., Leinenweber, K., Kohlstedt, D. L., Qi, C., Garnero, E. J., Mackwell, S. J., y Tyburczy, J. A. (2015). Experimental constraints on the electrical anisotropy of the lithosphere–asthenosphere system. *Nature*, 522(7555), 202-206.
- Pommier, A., y Evans, R. L. (2017). Constraints on fluids in subduction zones from electromagnetic data. *Geosphere*, 13(4), 1026-1041.

- Protti, M., González, V., Newman, A. V., Dixon, T. H., Schwartz, S. Y., Marshall, J. S., Feng, L., Walter, J. I., Malservisi, R., y Owen, S. E. (2014). Nicoya earthquake rupture anticipated by geodetic measurement of the locked plate interface. *Nature Geoscience*, 7(2), 117-121.
- Pytte, A. M., y Reynolds, R. C. (1988). The thermal transformation of smectite to illite. Pp. 133-140 in: *Thermal History of Sedimentary Basins* (ND Naeser and TH McCulloh, editors).
- Ramos, V. A. (1988). Late Proterozoic-early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes Journal of International Geoscience*, 11(3), 168-174.
- Ramsay, J. G. (1980). The crack–seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284(5752), 135-139.
- Rawling T.J. y Lister G.S. (2002). Large-scale structure of the eclogite–blueschist belt of new caledonia. *J. Struct. Geol.* 24, 1239–1258.
- Reynard B., Mibe, K. y Van de Moortele, B. (2011). Electrical conductivity of the serpentinised mantle and fluid flow in subduction zones. *Earth Planet Sci Lett* 307:387–394.
- Reynard, B. (2016). Mantle hydration and Cl-rich fluids in the subduction forearc. *Progress in Earth and Planetary Science*, 3, 1-11.
- Richter, P.P., Ring, U., Willner, A.P., y Leiss, B. (2007). Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: The Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile: *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 203–214.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., y Charrier, R. (2003). A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361(3-4), 255-275.
- Rokityanski, I. I. (1961). On the application of the magnetotelluric method to anisotropic and inhomogeneous masses. *USSR Science Academy*.
- Rowe, C. D., Brodsky, E. E., Meneghini, F., y Moore, J. C. (2009). A geological fingerprint of low-viscosity fault fluids mobilized during an earthquake.
- Ruiz, S., et al. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science* 345, 1165–1169.
- Saffer, D. M. (2003). Pore pressure development and progressive dewatering in underthrust sediments at the Costa Rican subduction margin: Comparison with northern Barbados and Nankai. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5).
- Saffer, D. M. y Tobin, H. J. (2011). Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 157-186.
- Saffer, D. M., y Wallace, L. M. (2015). The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. *Nature Geoscience*, 8(8), 594-600.
- Scheuber, E., y Andriessen, P. A. (1990). The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12(2), 243-257.

- Scheuber, E., y Reutter, K. J. (1992). Magmatic arc tectonics in the central Andes between 21 ~ and 25~ Tectonophysics, 205, 127-140.
- Scheuber, E., Hammerschmidt, K. y Friedrichsen, H. (1995). Ar-40/Ar-39 and Rb-Sr Analyses from Ductile Shear Zones from the Atacama Fault Zone, Northern Chile - the Age of deformation. Tectonophysics 250(1-3), 61-87.
- Scheuber, E., y González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22–26 S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics, 18(5), 895-910.
- Schmidt, M. W., y Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. Earth and Planetary Science Letters, 163(1-4), 361-379.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. Nature, 391(6662), 37-42.
- Screatton, E., Saffer, D., Henry, P., y Hunze, S. (2002). Porosity loss within the underthrust sediments of the Nankai accretionary complex: Implications for overpressures. Geology, 30(1), 19-22.
- SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4. Santiago.
- Seyfried, M. (1998). Spatial variability constraints to modeling soil water at different scales. Geoderma, 85(2-3), 231-254.
- Shreve R.L. y Cloos M. (1986). Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion. J. Geophys. Res. 91, 10229.
- Ślęzak, K., Díaz, D., Vargas, J. A., Cordell, D., Reyes-Córdova, F., y Segovia, M. J. (2021). Magnetotelluric image of the Chilean subduction zone in the salar de Atacama region (23°-24° S): Insights into factors controlling the distribution of volcanic arc magmatism. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 318, 106765.
- Sperrevik, S., Gillespie, P. A., Fisher, Q. J., Halvorsen, T., y Knipe, R. J. (2002). Empirical estimation of fault rock properties. In Norwegian Petroleum Society Special Publications (Vol. 11, pp. 109-125). Elsevier.
- Spinelli, G. A., y Saffer, D. M. (2004). Along-strike variations in underthrust sediment dewatering on the Nicoya margin, Costa Rica related to the updip limit of seismicity. Geophysical Research Letters, 31(4).
- Spinelli, G. A., y Wang, K. (2008). Effects of fluid circulation in subducting crust on Nankai margin seismogenic zone temperatures. Geology, 36(11), 887-890.
- Spandler, C., y Hermann, J. (2006). High-pressure veins in eclogite from New Caledonia and their significance for fluid migration in subduction zones. Lithos, 89(1-2), 135-153.
- Sippl, C., Schurr, B., Asch, G., y Kummerow, J. (2018). Seismicity structure of the northern Chile forearc from > 100,000 double-difference relocated hypocenters. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(5), 4063-4087.
- Somoza, R. (1998). Updated azca (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(3), 211-215.
- Stewart, R., Gaiser, J., Brown, J., y Lawton, D. (2003). Tutorial converted wave seismic

exploration: Applications. *Geophysics*, 68(1):40–57.

- Sun, T., Ellis, S., y Saffer, D. (2020). Coupled evolution of deformation, pore fluid pressure, and fluid flow in shallow subduction forearcs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125, e2019JB019101.
- Syracuse, E.M., van Keken, P.E., y Abers, G. A. (2010). The global range of subduction zone thermal models: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 183, p. 73–90.
- Takei Y. (2002). Effect of pore geometry on Vp/Vs: from equilibrium geometry to crack. *J. Geophys. Res.* 107:2043.
- Taylor, G., Grocott, J., Pope, A. y Randall, D. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics* 299:93–109.
- Tebbens, S. F., y Cande, S. C. (1997). Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6), 12061-12084.
- Tewksbury-Christle, C. M., Behr, W. M., y Helper, M. A. (2021). Tracking deep sediment underplating in a fossil subduction margin: Implications for interface rheology and mass and volatile recycling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(3), e2020GC009463.
- Tichelaar, B. W., y Ruff, L. J. (1991). Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B7), 11997-12022.
- Tobin, H. J., y Saffer, D. M. (2009). Elevated fluid pressure and extreme mechanical weakness of a plate boundary thrust, Nankai Trough subduction zone. *Geology*, 37(8), 679-682.
- Touret, J. L. R. (2000). *Fluids in metamorphic rocks*. Department of Petrology, Vrije Universiteit, De Boelelaan 1085, 1081HV Amsterdam, Netherlands.
- Toya, M., Kato, A., Maeda, T., Obara, K., Takeda, T., y Yamaoka, K. (2017). Down-dip variations in a subducting low-velocity zone linked to episodic tremor and slip: a new constraint from ScSp waves. *Scientific reports*, 7(1), 2868.
- Underwood, M. B. (2007). Sediment inputs to subduction zones: Why lithostratigraphy and clay mineralogy matter. In *The seismogenic zone of subduction thrust faults*. Columbia University Press, pp. 42-85.
- Uyeda, S. (1982). Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, 81(3-4), 133-159.
- Vásquez, P.; Sepúlveda, F.A.; Quezada, A.; Aguilaf, S.; Franco, C.; Blanco, N. (2018). *Cartas Guanillos del Norte y salar de Llamara, Regiones de Tarapacá y Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 195-196: 93 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Vergara-Daskam, C. M. (2016). *Distribución de fluidos y fracturas en sistemas hidrotermales utilizando tomografías sísmicas 3D: Caso del Complejo Volcánico Tinguiririca*. Memoria de título, Universidad de Chile.
- Von Huene, R., y Scholl, D. W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 279-316.

- Von Huene, R., Weinrebe, W., y Heeren, F. (1999). Subduction erosion along the North Chile margin. *Journal of Geodynamics*, 27(3), 345-358.
- Vrolijk, P., Myers, G., y Moore, J. C. (1988). Warm fluid migration along tectonic melanges in the Kodiak accretionary complex, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B9), 10313-10324.
- Wang, K., y Hu, Y. (2006). Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge, *J. Geophys. Res.*, 111, B06410.
- Wannamaker, P. E., R. L. Evans, P. A. Bedrosian, M. J. Unsworth, V. Maris, and R. S. McGary (2014). Segmentation of plate coupling, fate of subduction fluids, and modes of arc magmatism in Cascadia, inferred from magnetotelluric resistivity, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 4230–4253.
- White, J. C. (2012). Paradoxical pseudotachylite–fault melt outside the seismogenic zone. *Journal of Structural Geology*, 38, 11-20.
- Whitney, D.L., y Evans, B.W., (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals: *The American Mineralogist*, v. 95, p. 185–187.
- Willner, A.P., Hervé, F., Thomson, S.N., y Massonne, H.J., (2004a). Converging P-T paths of Mesozoic HP-LT metamorphic units (Diego de Almagro Island, southern Chile): Evidence for juxtaposition during late shortening of an active continental margin: *Mineralogy and Petrology*, v. 81, no. 1-2, p. 43–84.
- Willner, A.P., Glodny, J., Gerya, T.V., Godoy, E., y Massonne, H.J., (2004b). A counterclockwise P-T-t path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: Constraints for the earliest stage of subduction mass flow: *Lithos*, v. 75, no. 3-4, p. 283–310.
- Willner, A. P., (2005). Pressure-temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in north-central Chile (34°–35°30'S): *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1805–1833.
- Willner, A.P., Thomson, S.N., Kröner, A., Wartho, J. A., Wijbrans, J.R., y Hervé, F., (2005). Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in north-central Chile (34°–35°30'S): *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1835–1858.
- Willner, A. P., Gerdes, A., y Massonne, H. J. (2008). History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29–36 S revealed by a U–Pb and Lu–Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical geology*, 253(3-4), 114-129.
- Willner, A. P., Sepúlveda, F.A., Hervé, F., Massonne, H.J., y Sudo, M., (2009). Conditions and timing of pumpellyite-actinolite- facies metamorphism in the early Mesozoic frontal accretionary prism of the Madre de Dios Archipelago (latitude 50°20'S; southern Chile): *Journal of Petrology*, v. 50, no. 11, p. 2127–2155.
- Wilson, T. J. (1991). Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 98-111.
- Worzewski, T., Jegen, M., Kopp, H., Brasse, H., y Castillo, W.T. (2011). Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone: *Nature Geoscience*, v. 4, p. 108–111.
- Yang, B., Egbert, G. D., Zhang, H., Meqbel, N., y Hu, X. (2021). Electrical resistivity imaging of continental United States from three-dimensional inversion

of EarthScope USArray magnetotelluric data. *Earth and Planetary Science Letters*, 576, 117244.

- Yardley, B.W. (1989). *An Introduction to Metamorphic Petrology*, Longman.
- Yoshino, T., McIsaac, E., Laumonier, M., y Katsura, T. (2012). Electrical conductivity of partial molten carbonate peridotite: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 194–195, p. 1–9.
- Zhang, S., Zhao, Y., Zhou, C., Duan, H., y Wang, G. (2021). Dynamic sulfur–iron cycle promoted phosphorus mobilization in sediments driven by the algae decomposition. *Ecotoxicology*, 30, 1662-1671.

ANEXOS

ANEXO 1. Abreviaciones minerales. Extraído y modificado de Whitney y Evans (2010).

Abreviatura	Mineral
Ab	Albita
Act	Actinolita
Amp	Anfibol
An	Anortita
Ap	Apatito
Cal	Calcita
Chl	Clorita
Chm	Chamosita
Clc	Clinocloro
Cpx	Clinopiroxeno
Czo	Clinozoisita
Di	Diópsido
Ep	Epidota
Fgl	Ferroglaucofano
Fsp	Feldespato
Gln	Glaucofano
Hbl	Hornblenda
Ilm	Ilmenita
Jd	Jadeita
Lws	Lawsonita
Ms	Moscovita
Ol	Olivino
Opx	Ortopiroxeno
Pg	Paragonita
Ph	Fengita
Pl	Plagioclasa
Prp	Piropo
Px	Piroxeno
Py	Pirita
Qz	Cuarzo
Rt	Rutilo
Stp	Estilpnomelana
Tr	Tremolita
Ttn	Titanita
Wnc	Winchita

ANEXO 2. Estimación zona de daño del *megathrust*

Para definir la zona de daño del *megathrust* se relacionan los valores V_p/V_s con la porosidad, por ende, para la realización de las figuras 5.2., y 5.3., se tomó como base las figuras de Pastén-Araya et al. (2021) y Pastén-Araya et al. (2022) localizadas en la latitud 22,5°S y 27°S respectivamente.

Para estimar el espesor de la zona de daño del *megathrust* se asocian los valores $V_p/V_s > 1,74$ en las respectivas zonas del *megathrust* (segmento central del *megathrust* y sus zonas de transición).

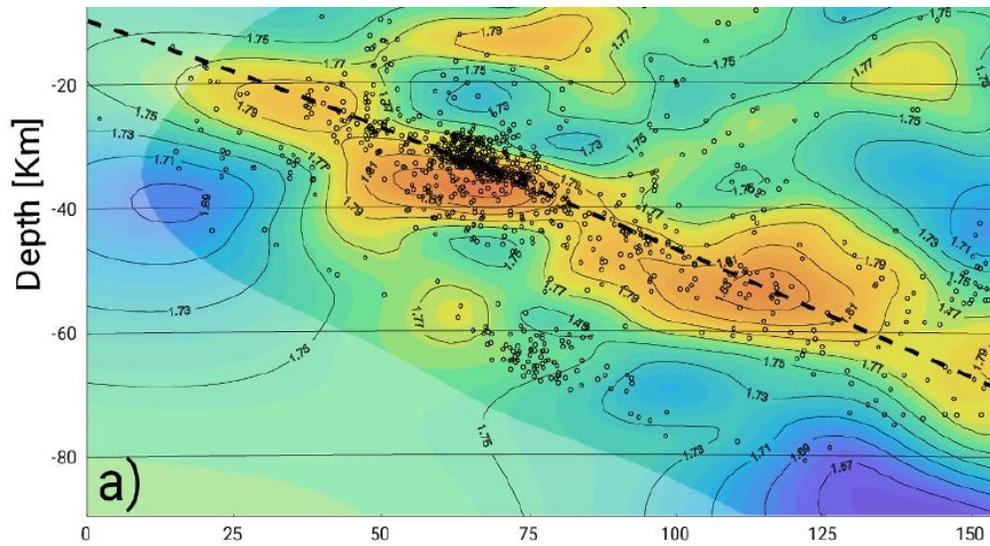


Figura A.2.1. Perfil de los valores sísmicos V_p/V_s en la latitud 22.5°S. Tomado de Pastén-Araya et al. (2021).

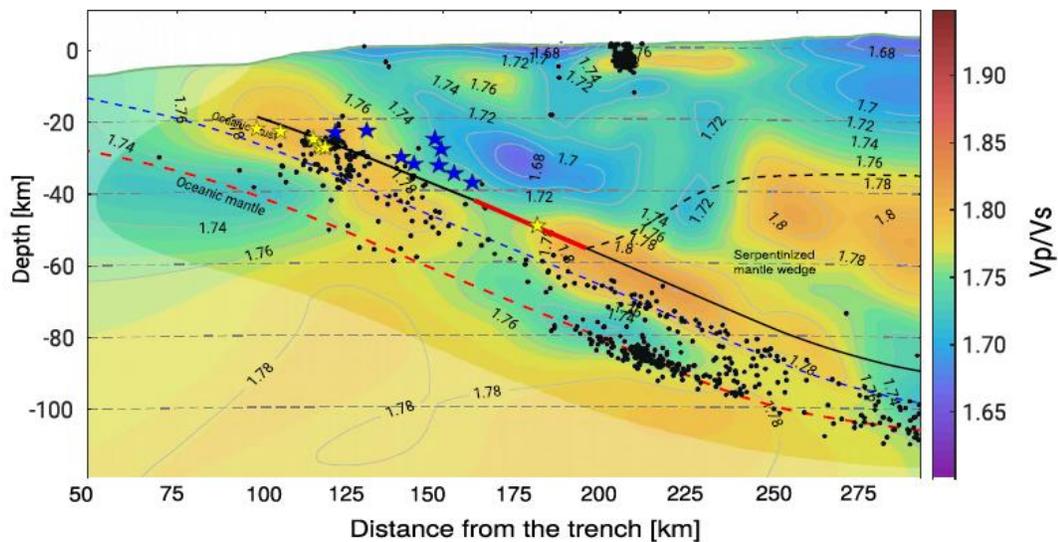


Figura A.2.2. Perfil de los valores sísmicos V_p/V_s en la latitud 27°S. Tomado de Pastén-Araya et al. (2022)

ANEXO 3. Respuesta magnetotelúrica del *megathrust*

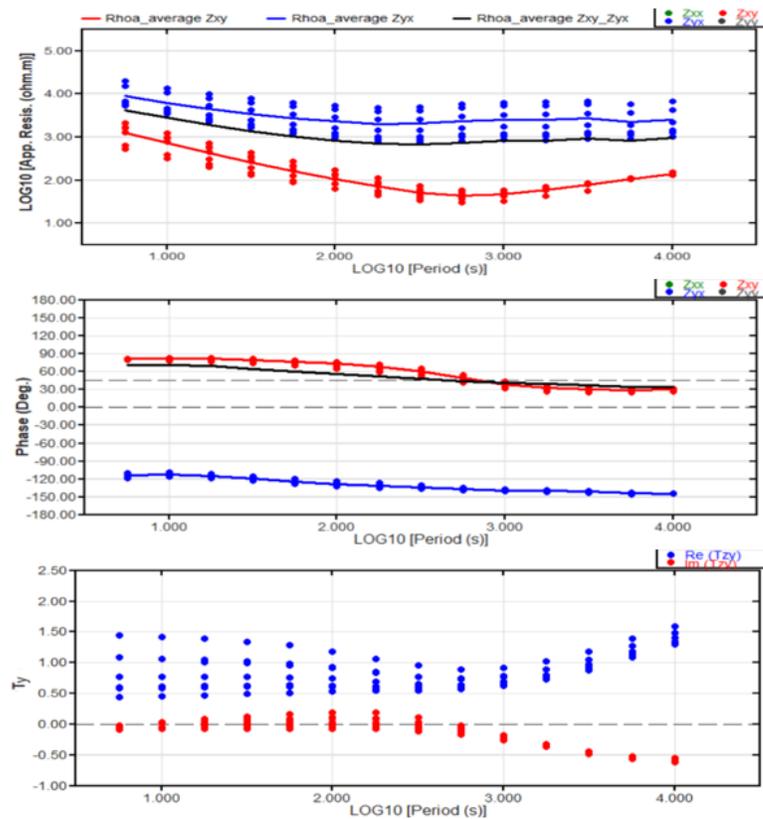


Figura A.3.1. Compilación de la respuesta del modelo teórico de resistividad mínima en la posición de todas las estaciones MT.

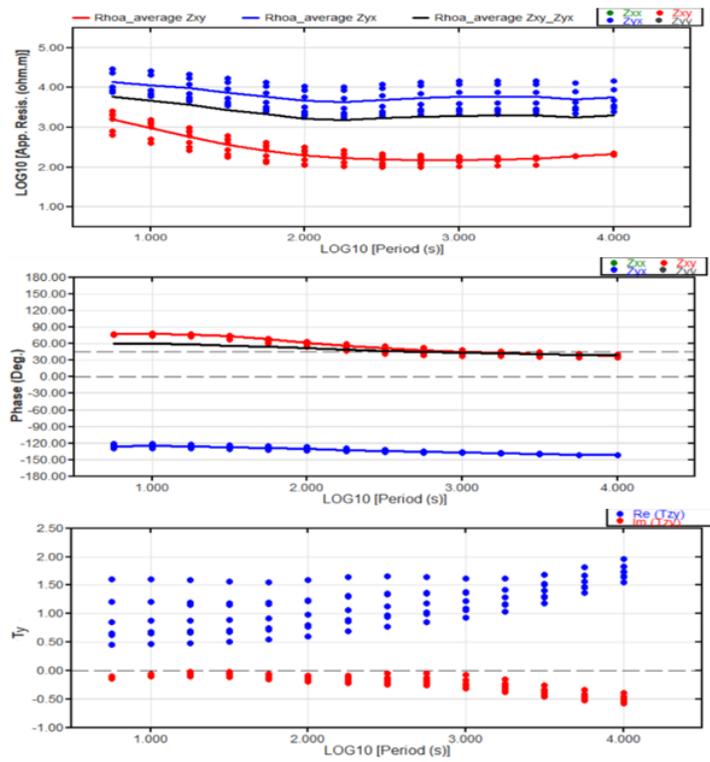


Figura A.3.2. Compilación de la respuesta del modelo teórico de resistividad intermedia en la posición de todas las estaciones MT.

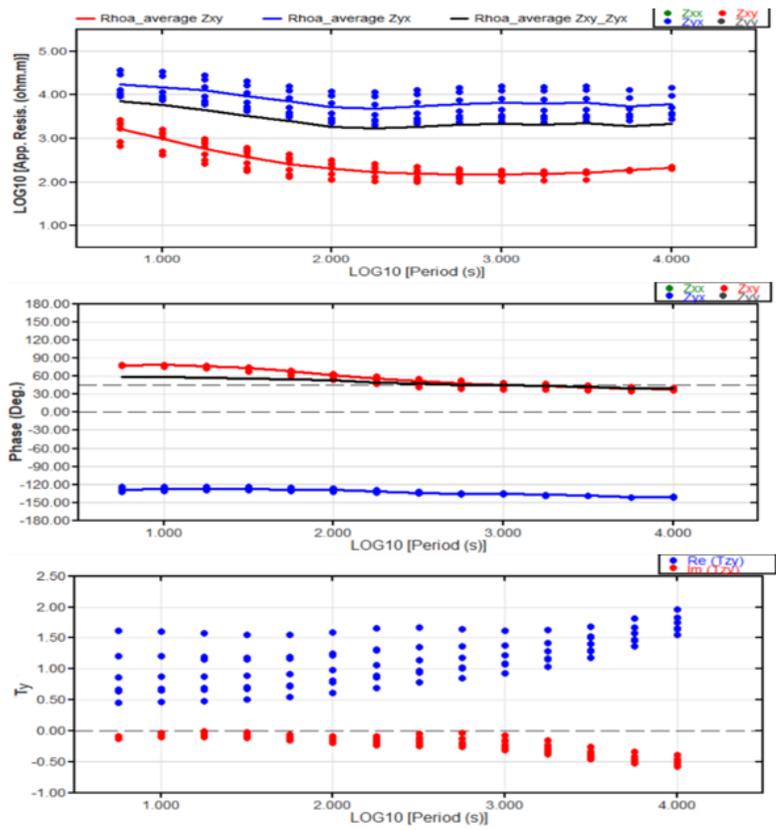


Figura A.3.3. Compilación de la respuesta del modelo teórico de resistividad máxima en la posición de todas las estaciones MT.

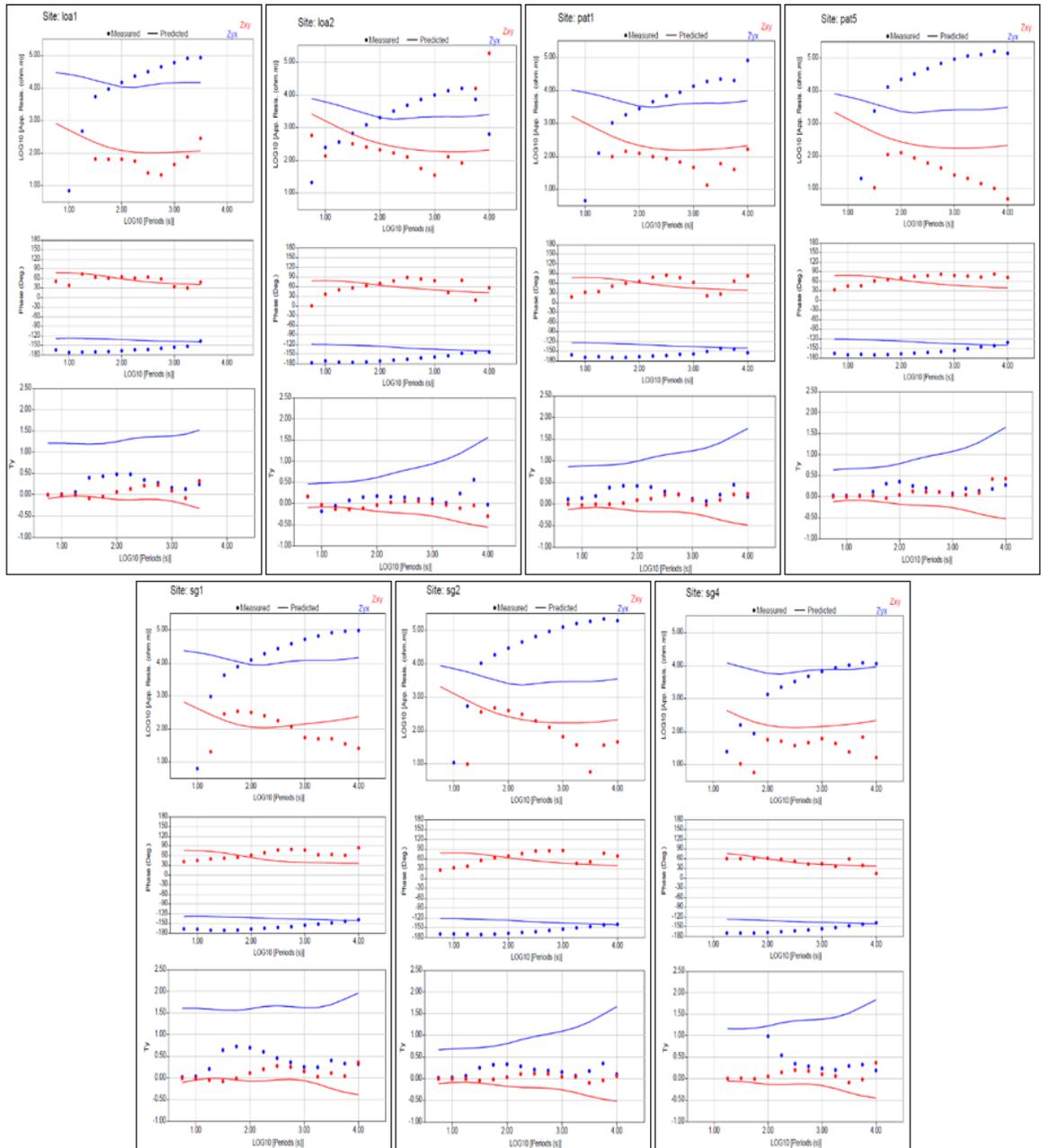


Figura A.3.4. Comparación de las respuestas del modelo teórico de resistividad intermedia (líneas) con los datos medidos (puntos) en cada estación.