



**FACULTAD DE
CIENCIAS**

**Estudio Estructural y Magnetotelúrico de Cuerpos Ofiolíticos en
Chiloé Continental, Región de los Lagos (41°30' – 43°11'S)**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para
optar al Título de Geólogo

CARLOS DANIEL CAYUL SALAZAR

Profesor Guía

IVO JANOS FUSTOS TORIBIO

Profesores Co-Guía

FRANCISCO JOSE FUENTES IZA

MATIAS ALBERTO PEÑA GOMEZ

SANTIAGO DE CHILE

2023

RESUMEN

El sector conocido como Chiloé continental ha sido foco de estudio en los últimos años debido a la incertidumbre asociada al emplazamiento de diversos cuerpos metamórficos básicos y ultra básicos presentes en la zona, los cuales se asociaron inicialmente con edades Paleozoicas y a la actividad tectónica producida por el SFLO. Sin embargo, estudios recientes aportan información nueva sobre las rocas metamórficas ya mencionadas, entregando edades tanto Jurásicas como Cenozoicas además de las edades Paleozoicas ya descritas, y generándose una nueva propuesta para el emplazamiento de dichos cuerpos metamórficos, los cuales estarían asociados a la acreción de un arco de islas conocido como Chaitenia durante el Devónico. Adicionalmente, estudios petrográficos realizados sobre los cuerpos serpentínicos en conjunto con cierta estructura descrita en el sector de Caleta Puelche, la cual parece diferir de las principales tendencias estructurales que dominan el área, apuntan a una posible zona de sutura con orientación NNW ubicada en la zona de estudio.

Considerando estos antecedentes, y con el fin de identificar el tipo de control estructural predominante en los diferentes cuerpos metamórficos de la zona de estudio y su relación con las macroestructuras que dominan el área, se realiza un estudio geológico estructural y geofísico aplicando el método magnetotelúrico.

Mediante el registro de datos de planos de foliación, discontinuidades y fallas, se identifican fuertes similitudes entre los cuerpos serpentínicos ubicados en el sector de Caleta Puelche con el resto de los cuerpos básicos y ultra básicos ubicados a varios kilómetros de distancia, presentando direcciones que difieren de los principales dominios estructurales que controlan el área (SFLO y ZFB). Esto se complementa con observaciones realizadas a microscopio sobre laminas delgadas orientadas, las cuales evidencian deformación dúctil asociada a al menos 2 eventos con cinemáticas opuestas (dextral y siniestral) y que se aprecian en todos los cuerpos metamórficos y serpentínicos del área, apoyando a la propuesta de que tanto las serpentinitas como las rocas básicas y ultra básicas están asociadas a los mismos eventos tectónicos.

Adicionalmente se realiza un estudio magnetotelúrico, obteniendo así un perfil de resistividad con una extensión de 50 km sobre la traza propuesta para la estructura descrita en Caleta Puelche y que permite observar distintas unidades en profundidad, exponiendo cuerpos conductivos, cuya respuesta eléctrica coincide con valores esperados para arcillas presentes en zonas de falla, pero observándose una tendencia a aumentar la resistividad al acercarse a la traza principal del SFLO, lo que sugiere la existencia de una estructura de magnitud importante la cual no pareciera deber su origen a la actividad de la macroestructura antes mencionada.

Al integrar los datos obtenidos en este estudio, se sugiere un mismo origen tanto a los cuerpos serpentínicos como a las rocas básicas y ultra básicas presentes en la zona de estudio, las cuales estarían asociadas a una estructura anterior a la formación del SFLO, posiblemente generada producto de la acreción de Chaitenia, siendo esta posteriormente reactivada durante los eventos compresivos del Mioceno.

SOLO USO ACADÉMICO

Dedicado a mi familia y novia...

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco sinceramente a mi familia por el apoyo incondicional durante estos largos años de carrera y mi vida en general. A mi padre Carlos, por todos los consejos y guía incondicional. A mi madre Yasna por toda la atención y consuelo en momentos difíciles y a mis hermanas Antonia y Emilia por la compañía y el cariño. Nunca podré pagarles todo lo que han hecho por mí.

A mi pareja Amanda, por acompañarme en esta travesía y ser un pilar fundamental en mi vida. Por todo el amor, cariño, apoyo y compañía que me has dado a lo largo de estos 5 años y los que vengan. Gracias por formar parte de mi vida.

Agradezco a los profesores que me guiaron durante mi carrera universitaria y me dieron las herramientas para convertirme en quien soy hoy en día, y especial agradecimiento a los profesores que me dieron su guía y acompañaron en el desarrollo de esta tesis. Gracias al profesor Francisco Fuentes por permitirme realizar esta investigación y confiar en mí para ello. Gracias al profesor Ivo Fustos por su apoyo y guía incondicional a lo largo de esta etapa, por sus consejos, correcciones y por seguir acompañándome pese a las dificultades hasta llegar a la meta. Gracias al profesor Matías Peña por todo su apoyo, por la buena onda, por los consejos y por todo el apoyo que me dio para que pudiera completar este trabajo. Sin ustedes no podría haber logrado nada.

Quisiera agradecer de igual manera a todos aquellos propietarios de las localidades de Caleta Puelche, Contao, Hornopirén y sus alrededores, por darnos una mano sin pensarlo dos veces y permitirnos llevar a cabo las mediciones necesarias para la confección de esta tesis.

De igual manera, agradecer a Daniel Vasquez, Gonzalo Maragaño, Hector Navarrete y Álvaro Bravo por todo el apañe y la buena onda durante la campaña de medición. Gracias por uno de los mejores terrenos que he tenido y ojalá volver a juntarnos algún día.

Finalmente, agradecer a todos los amigos que hice a lo largo de los años de carrera, con quienes compartimos, reímos y sufrimos las andanzas de estudiar esta maravillosa carrera llamada geología.

Contenido

1. Introducción.....	1
1.1. Formulación de la problemática	1
1.2. Hipótesis	3
1.3. Objetivos.....	3
1.3.1. Objetivo General	3
1.3.2. Objetivos específicos.....	4
1.4. Ubicación y vías de acceso	4
2. Marco Teórico	6
2.1. Método Magnetotelúrico (MT).....	6
2.2. Origen de las señales electromagnéticas	7
2.3. Fundamento teórico del método magnetotelúrico	8
3. Marco Geológico	14
3.1. Fisiografía y Geología Regional.....	14
3.2. Geología Local	19
3.3. Tectónica y Geología estructural.....	28
4. Metodología.....	34
4.1. Estudio magnetotelúrico	34
4.1.1. Campaña de medición	34
4.1.2. Instrumental utilizado.....	36
4.1.3. Procesamiento de datos MT	37
4.2. Estudio macroestructural	38
4.2.1. Obtención de los datos	38
4.2.2. Procesamiento de los datos	40

4.3.	Estudio microestructural.....	40
5.	Resultados.....	41
5.1.	Perfil bidimensional de resistividad	41
5.2.	Análisis estructural	43
5.2.1	Diagramas de polos y rosetas	43
5.2.2	Mapa estructural	48
5.3	Análisis microestructural.....	52
6.	Discusión	61
6.1.	Cuerpos resistivos y correlación con unidades geológicas.....	61
6.2.	Análisis estructural, deformación dúctil y direcciones de esfuerzos.....	65
7.	Conclusión.....	70
8.	Consideraciones.....	72
9.	Bibliografía.....	73
10.	Anexo	78

Índice de Figuras

Figura 1.	Mapa de ubicación del área de estudio.....	5
Figura 2.	Espectro de ondas electromagnéticas naturales y sus variaciones	7
Figura 3.	Imagen ilustrativa de como un campo magnético externo B_e induce un campo eléctrico E , el cual induce un campo magnético interno secundario B_i	11
Figura 4.	Mapa fisiográfico de la X Región de Los Lagos.....	15
Figura 5.	Mapa geológico regional de los Andes patagónicos y sus principales unidades entre las latitudes 41-44°	19
Figura 6.	Mapa geológico del área de estudio	28
Figura 7.	Figura esquemática de la geometría a escala regional del SFLO.....	30
Figura 8.	Configuración de las mega estructuras en la X región.....	33
Figura 9.	Mapa con la ubicación de los distintos puntos de medición para el estudio MT	35
Figura 10.	Ubicación y concentración de datos estructurales y muestras orientadas obtenidas en terreno	39
Figura 11.	Modelo de resistividad 2D realizado desde la localidad de Caleta Puelche hasta la entrada del fiordo Comau.....	42
Figura 12.	Tabla resumen con los diagramas stereonet y diagramas de rosetas generados a partir de los datos de foliaciones registradas en el área de estudio	45
Figura 13.	Tabla resumen con los diagramas stereonet y diagramas de rosetas generados a partir de los datos de discontinuidades registradas entre las localidades de Lenca hasta Pichicolo	46
Figura 14.	Tabla resumen con los diagramas stereonet y diagramas de rosetas generados a partir de los datos de discontinuidades registradas entre las localidades de Pichicolo y Cholgo	47
Figura 15.	Mapa estructural generado para el área de estudio en conjunto con los diagramas de rosetas georreferenciados obtenidos a partir de los datos de foliación recopilados en distintas unidades a lo largo de la zona.....	49

Figura 16. Mapa estructural generado para el área de estudio en conjunto con los diagramas de rosetas georreferenciados obtenidos a partir de los datos de discontinuidades recopilados en distintas unidades a lo largo de la zona.	51
Figura 17. Sección delgada de la muestra CM21-09, extraída de la unidad de rocas corneanas de Caleta la Arena.	53
Figura 18. Sección delgada de la muestra CM21-35, extraída de la unidad de metabasitas presentes en el extremo norte de la Isla Llancahué.	55
Figura 19. Sección delgada de la muestra CM21-36, extraída de la unidad de metabasitas presentes en el extremo sur de la Isla Pelada.	56
Figura 20. Sección delgada de la muestra CH21-02, extraída de la unidad de metabasitas ubicada al sur de la localidad de Hornopirén.	58
Figura 21. Sección delgada de la muestra CH21-01, extraída de rocas intrusivas asociadas al batolito norpatagónico presente en la localidad de Cholgo.	59
Figura 22. Redes estereográficas correspondientes a cada corte transparente observado, con las proyecciones tanto del plano de la lámina delgada como el plano de la foliación misma, además de la proyección de los distintos rakes observados y medidos para cada roca.	60
Figura 23. Perfil de resistividad 2D generado a partir de las mediciones MT en correlación con la topografía y el mapa geológico de la zona, integrando redes estereográficas con direcciones de estructuras obtenidas de las unidades estudiadas.	64
Figura 24. Mapa geológico de la zona de estudio en conjunto con los datos de foliación medidos a meso escala y redes stereonet generadas a partir de las mediciones extraídas de las secciones transparentes orientadas.	68

Lista de Abreviaturas

SFLO: Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui

ZFB: Zona de Falla de Basamento

BNP: Batolito Norpatagónico

MT: Magnetotelúrica

SOLO USO ACADÉMICO

1. Introducción

1.1. Formulación de la problemática

En el límite occidental de la cordillera de los Andes Norpatagónicos, más precisamente en el sector de Chiloé continental, el cual se ubica entre los 41°S y 44°S frente a la isla grande de Chiloé, corresponde a un sector de fuerte interés científico debido a su amplio registro geológico, el cual permite observar la transición desde la fase extensiva ocurrida durante el Oligoceno-Mioceno hasta la orogénesis de la actual cordillera Norpatagónica (Encinas et al., 2013), además de presentar diversos cuerpos de rocas que han supuesto intriga y debate asociado a un posible evento acrecionario ocurrido durante el Devónico.

Dichas rocas corresponden principalmente a cuerpos desmembrados a lo largo del sector de Chiloé continental de composición máfica a ultramáfica, entre las cuales se encuentran principalmente harzburgitas, serpentinitas, anfibolitas y piroxenitas (Hervé et al., 2017), las cuales han sido foco de investigación en los últimos años debido a la incertidumbre que presentan en lo que respecta a los procesos tectónicos asociados a su emplazamiento y origen.

Originalmente, estos cuerpos metamórficos fueron asignados a una edad Paleozoica (Sernageomin-BRGM, 1995; Cembrano, 1990; Encinas et. al., 2013), sin embargo, trabajos recientes, mediante métodos de U-Pb realizadas por Hervé et. al. (2017), indican la existencia de rocas con edades Jurásicas y Cenozoicas que se diferencian de las unidades Paleozoicas descritas en un inicio, los cuales se presentan sectorizados de este a oeste.

En adición a esto, múltiples investigaciones (Hervé et. al., 2016; Hervé et al., 2017; Hervé et. al., 2018) realizadas en el sector occidental de los andes Norpatagónicos, han dado con la presencia de rocas ígneas que evidencian magmatismo Devónico asociado a dos arcos contemporáneos: Hacia el este, el arco asociado a la formación del batolito norpatagónico y hacia el oeste, un arco de islas nombrado como Chaitenia (Hervé et al., 2018), el cual habría colisionado con el borde occidental de Gondwana durante el Devónico y que posteriormente habría sido alzado tectónicamente por medio del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) durante la fase compresiva del Mioceno.

El estudio de dichos cuerpos de rocas ultramáficas supone grandes desafíos debido a las condiciones climáticas, abundante vegetación y características topográficas que se presentan en el área de estudio, ya que dificulta la observación y descubrimiento de afloramientos en buenas condiciones para su estudio, sin embargo, aún es posible identificar lineamientos a escala regional con orientaciones NNW, lo cual coincide con una falla propuesta por Quaroni (2020) en el sector de Caleta Puelche y que pareciera ser el principal control estructural para la obducción de los cuerpos ultramáficos de la zona. Dicha estructura se propuso inicialmente como una parte del SFLO, sin embargo, estudios petrológicos y microestructurales en detalle de las unidades ultramáficas en cuestión (Álvarez, 2021) apuntan a la existencia de una sutura ofiolítica de orientación NNW generada por la colisión de Chaitenia, la cual habría sido reactivada durante el Cenozoico permitiendo así el emplazamiento de las unidades metamórficas observadas en la actualidad.

Pese a las distintas propuestas para el emplazamiento de los cuerpos ultramáficos de Chiloé continental, no existen evidencias fuertes que permitan confirmar la extensión y magnitud de la estructura propuesta por Quaroni 2020. Considerando la traza propuesta por el mismo, la estructura se dispone en dirección NW, diferenciándose de las fallas asociadas a la Zona de Falla de Basamento y con una diferencia de ángulo con respecto a la traza del SFLO que si bien podría calzar con una estructura de tipo P según el modelo de Riedel, no hay conocimiento fehaciente sobre la cinemática de la estructura propuesta ni de como interactúa con el SFLO, por lo que no es suficiente para asociarla a una estructura secundaria del mismo. Es por esto por lo que la incertidumbre sobre los procesos asociados a la obducción de los diversos cuerpos metamórficos existentes en la zona de estudio se mantiene, así como la influencia del SFLO sobre estos.

En base a esto, estudios mediante el método magnetoteléxico (MT) realizados en diversas macroestructuras a lo largo del mundo, como la zona de cizalle en el lago Great Slave en Canadá, o la falla de San Andrés en E.E.U.U. (Wu et al., 2002; Becken & Ritter 2012; Wu, et al., 2018; Vásquez 2019; Jullian 2019), además de estudios realizados en torno al mismo SFLO (Vásquez 2019; Jullian 2019; Díaz et al., 2020) han sido capaces de registrar las variaciones en los valores de resistividad del subsuelo, alcanzando las decenas de kilómetros de profundidad de forma tal que es posible la inferencia de unidades y estructuras geológicas de distintas escalas. Esto gracias a la alta sensibilidad que presenta la conductividad eléctrica frente a cambios composicionales o

presencia de fluidos, permitiendo así reflejar la existencia de estructuras profundas y llegando en algunos casos a definir desde sus geometrías detalladas hasta sus alcances en profundidad.

1.2. Hipótesis

Estudios recientes (Álvarez, 2020; Hervé et al., 2016; Hervé et al., 2017; Hervé et al., 2018; Duhart, 2008) sugieren que el origen de los cuerpos ultramáficos presentes en la zona de estudio se encuentra dado por la colisión de un arco de islas conocido como Chaitenia durante el Devónico, lo cual habría generado una sutura con orientación NNW producto de la subducción oblicua que se producía durante dicho periodo. En base a esto, cierta falla propuesta por Quaroni (2020) en el sector de Caleta Puelche correspondería a dicha zona de sutura, pasando a ser de esta manera, una estructura heredada de la colisión de Chaitenia, la cual habría sido posteriormente reactivada durante la fase compresiva del Mioceno.

Considerando la alta complejidad estructural presente en el área de estudio debido a la existencia del SFLO y las múltiples estructuras asociadas, un estudio magnetoteléurico en profundidad permitiría inferir la presencia de la estructura propuesta por Quaroni (2020) mediante la obtención de información sobre cambios en la resistividad y presencia de fluidos, aportando datos de relevancia para poder esclarecer el grado de control de la estructura ya mencionada en la localidad de Caleta Puelche sobre los cuerpos ultramáficos estudiados y como esta se relaciona con el SFLO.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Evaluar la posibilidad de un sistema estructural de primer orden ubicado al Oeste del sistema Liquiñe-Ofqui y comprender su relación con los procesos tectónicos asociados al emplazamiento de los cuerpos metamórficos máficos y ultramáficos presentes en Chiloé continental

1.3.2. Objetivos específicos

Con el fin de establecer la distribución espacial de las estructuras asociadas al emplazamiento de los cuerpos metamórficos ultramáficos, y su relación con el SFLO, se plantean los siguientes objetivos:

- (1) Realizar mediciones de campo electromagnético mediante la utilización del método magnetotelúrico para el posterior procesamiento de datos y obtención de valores de resistividad en profundidad.
- (2) Confección de perfil de resistividad en la zona de estudio a modo de identificar diferentes unidades existentes en profundidad y establecer correlaciones con las unidades geológicas descritas en superficie.
- (3) Realizar una amplia recopilación de datos estructurales medidos en terreno, abarcando planos de foliación, fracturamiento y planos de fallas, los cuales puedan aportar información sobre la deformación y actividad tectónica presente en el área, a modo de establecer correlaciones entre estos y obtener información sobre los diferentes eventos tectónicos que hayan afectado a los cuerpos geológicos presentes en la zona de estudio.
- (4) Reconocer direcciones de esfuerzo mediante la observación de cortes transparentes obtenidos a partir de muestras orientadas con evidencia de deformación existentes en la zona de estudio.

1.4. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la X Región de los Lagos, aproximadamente a 55 km al sur de la ciudad de Puerto Montt, comprendiendo parte de las provincias de Llanquihue y Palena en el sector conocido como Chiloé continental, entre los $\sim 41^{\circ}36'S$ - $42^{\circ}29'S$ (Figura 1).

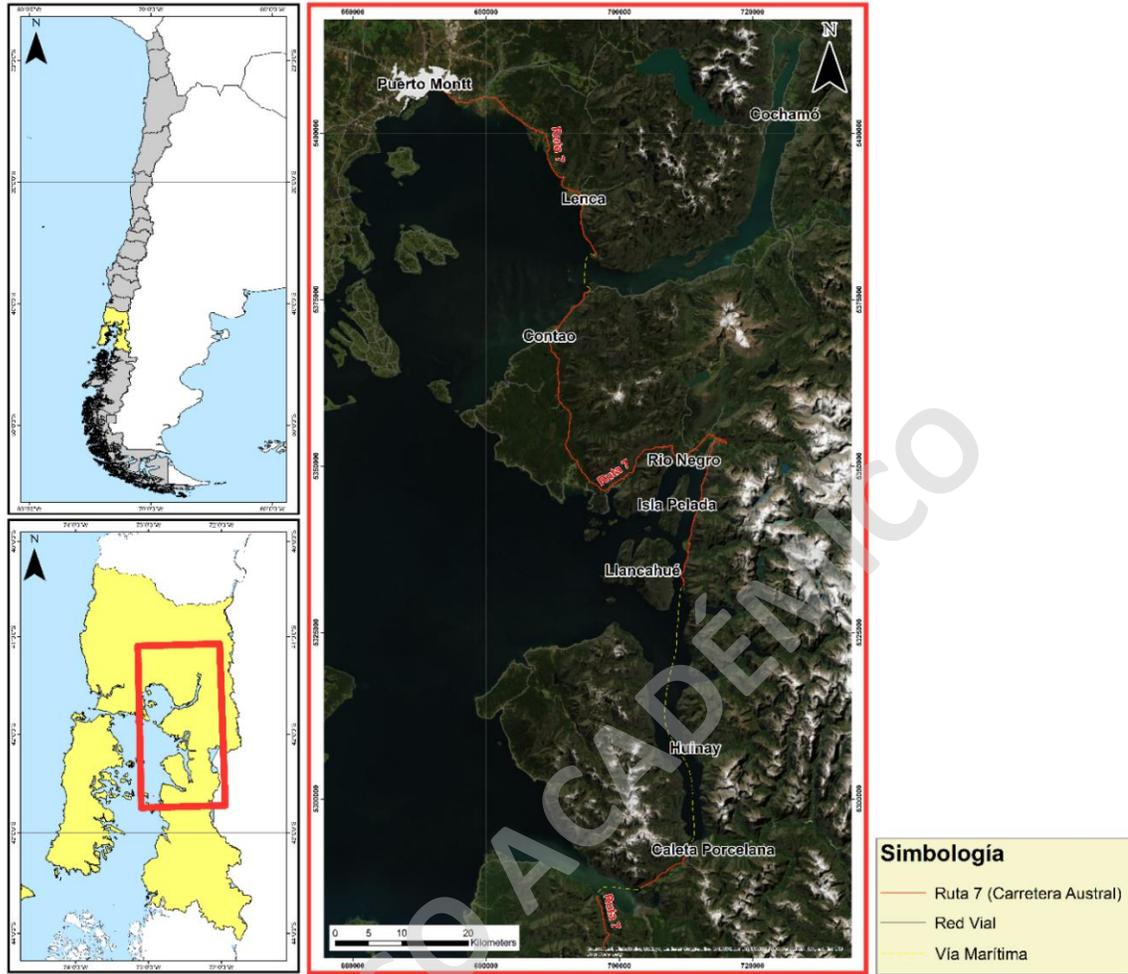


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio, resaltando las distintas vías de acceso y trayectos vía marítima necesarios

El estudio abarca más precisamente desde la localidad de Lenea hasta caleta Porcelana, a las cuales se puede acceder desde la ciudad de Puerto Montt por medio de la Ruta 7 (Carretera Austral), en conjunto a traslados por vía marítima con el fin de poder atravesar el estuario de Reloncaví, el cual se encuentra a unos 45 km de Puerto Montt y separa Caleta La Arena y Caleta Puelche. Por otra parte, es necesario acceder por medio marítimo a ciertas localidades como Llancahué, Huinay y Caleta Porcelana, las cuales se encuentran al sur de Hornopirén y también son abarcadas en el presente estudio.

2. Marco Teórico

2.1.Método Magnetotelúrico (MT)

La magnetotelúrica es una técnica de exploración electromagnética pasiva, la cual se basa en la medición simultánea de las fluctuaciones de los campos eléctricos y magnéticos naturales de la tierra en direcciones ortogonales sobre la superficie de esta, lo cual permite determinar la conductividad de la tierra en rangos de profundidades que van desde las decenas de metros hasta los cientos de kilómetros (Chaves y Jones, 2012). Las bases del método magnetotelúrico se hayan relacionadas al desarrollo del sondeo de profundidad geomagnético (GDS) a fines del siglo XIX, donde se demostró la existencia de campos magnetovariacionales generados a partir de la inducción, para el posterior desarrollo de la técnica como tal en la década de los cincuenta gracias a los trabajos de Tikhonov (1950) y Cagniard (1953)

En el método magnetotelúrico, los parámetros pueden ajustarse a placer según el objetivo a muestrear, pudiendo realizar sondajes a distintas profundidades y permitiendo detectar estructuras de diferentes tamaños. En esencia, mayores resoluciones pueden obtenerse mediante un mayor número de estaciones de medición, lo cual es favorable en caso de querer observar estructuras de menor tamaño y/o en mayor detalle, mientras que para la detección de macroestructuras o cuerpos presentes a mayores profundidades, es necesaria que los puntos de medición abarquen una extensión mayor en superficie, lo que puede suponer un mayor espaciamiento entre cada punto de medición y, por ende, una menor calidad de detalle en los datos obtenidos.

La profundidad de la medición mediante MT está dada por la conductividad del medio penetrado y el periodo de las ondas electromagnéticas medidas, las cuales se mueven entre los $\sim 10^{-3}$ y $\sim 10^5$ segundos, permitiendo así obtener un amplio rango de profundidades (Simpson y Bahr, 2005), a lo que sumando el hecho de que la conductividad eléctrica es un parámetro sensible a pequeños cambios composicionales en las unidades de roca, convierte a la magnetotelúrica en un método conveniente para la exploración geológica, permitiendo identificar de buena manera la ubicación, forma y tamaño tanto de cuerpos litológicos como estructuras presentes en profundidad.

2.2. Origen de las señales electromagnéticas

La mayor parte del campo magnético de la tierra es generado por procesos magnetohidrodinámicos dados en el núcleo externo debido al Fe fundido en constante movimiento, sin embargo, dicho campo magnético presenta periodos demasiado altos como para poder medir sus fluctuaciones por medio del MT. Es por este motivo, que el método magnetotelérfico tiene como objetivo fluctuaciones superpuestas al campo magnético de la tierra, las cuales son más transitorias y de menor amplitud, permitiendo así mediciones en escalas de tiempo más asequibles. Estas fluctuaciones medibles presentan un espectro de potencia que desciende drásticamente entre los 0.5 y 5 Hz en lo que se conoce como banda muerta (*dead-band*), la cual se atribuye a los mecanismos de fuente inductiva, de los cuales uno se hace efectivo sobre 1 Hz y otro por debajo de 1 Hz (Figura 2). Esta banda muerta suele manifestarse en las curvas de sondeo como una reducción en la calidad de los datos obtenidos en la medición (Simpson y Bahr, 2005).

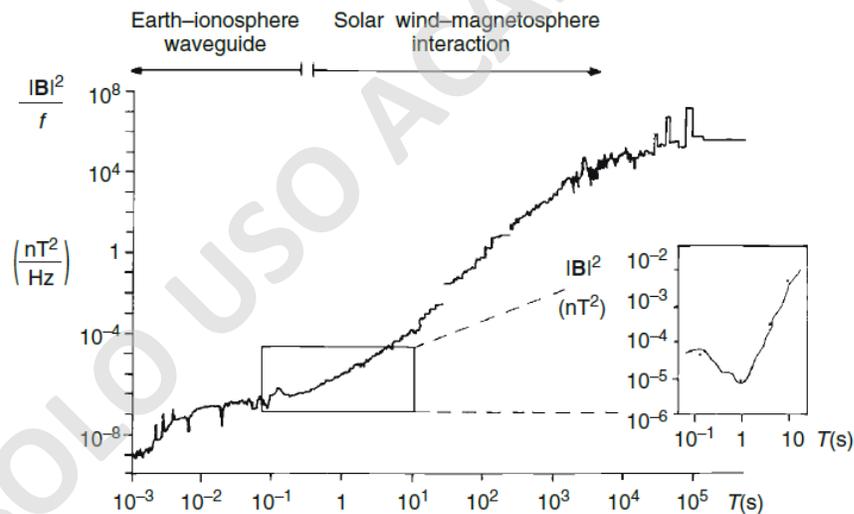


Figura 2. Espectro de ondas electromagnéticas naturales y sus variaciones. El recuadro muestra el espectro de ondas de señal reducida o *dead-band* (Simpson y Bahr, 2005)

Las ondas electromagnéticas con frecuencias superiores a 1 Hz (*i.e.*, *periodos menores a 1 segundo*) se asocian a la actividad meteorológica presente en la atmosfera, como lo son las tormentas eléctricas. Estas señales electromagnéticas pueden llegar a saturar los amplificadores y generar alteraciones en el campo electromagnético, sin embargo, solo lo harán de manera local, y

no son estas, si no las señales electromagnéticas generadas en zonas ecuatoriales con alta presencia de tormentas eléctricas, las que pueden propagarse por la ionosfera al resto del planeta. Por otra parte, las ondas electromagnéticas con frecuencias menores a 1 Hz (*i.e., periodos mayores a 1 segundo*) se deben a interacciones entre el viento solar y la magnetosfera e ionosfera de la tierra, donde el impacto del viento solar, cargado de protones y electrones, provoca perturbaciones rápidamente variables en la magnetosfera terrestre.

2.3.Fundamento teórico del método magnetotelúrico

2.3.1. Principios del método magnetotelúrico

Para poder considerar la inducción electromagnética en la tierra, se tienen una serie de supuestos simplificadores aplicables para el método magnetotelúrico según Simpson y Bahr (2005), los cuales son:

- i. Se obedecen las ecuaciones electromagnéticas generales de Maxwell
- ii. La tierra no produce energía electromagnética, solo la disipa o absorbe
- iii. Todos los campos pueden ser considerados como campos analíticos y conservadores lejos de su fuente
- iv. Los campos electromagnéticos naturales utilizados en el método magnetotelúrico, los cuales provienen de sistemas de corriente ionosférica a gran escala, pueden tratarse como ondas electromagnéticas uniformes de polarización plana, las cuales inciden en la superficie terrestre de manera casi vertical. Este principio puede verse violado en regiones polares y ecuatoriales.
- v. No se espera que una acumulación de cargas libres logre mantenerse dentro de una tierra estratificada. En un modelo multidimensional de la tierra, las cargas podrán acumularse a lo largo de discontinuidades, lo cual genera un fenómeno no inductivo conocido como desplazamiento estático o *static shift*
- vi. Las cargas son conservativas y la Tierra se comporta como un conductor óhmico según la ley de Ohm:

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.1)$$

Donde j corresponde a la densidad de corriente eléctrica total (Am^{-2}), σ es la conductividad del medio sondeado (Sm^{-1}) y E es el campo eléctrico (Vm^{-1})

- vii. El flujo eléctrico es cuasi estático para periodos utilizados en sondeos magnetoteléuticos, por lo cual las corrientes de desplazamientos variables en el tiempo se vuelven insignificantes en comparación a las corrientes conductivas variables en el tiempo, promoviendo así el tratamiento de la inducción electromagnética en la Tierra como un proceso de difusión.
- viii. Cualquier variación en las permitividades eléctricas y permeabilidades magnéticas de las rocas se consideran insignificantes en comparación con las variaciones de la conductividad de la roca total

2.3.2. Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones de Maxwell son cuatro ecuaciones que, en conjunto, son capaces de representar por completo el comportamiento de los campos electromagnéticos dentro de un medio polarizable y magnetizable, pudiéndose expresar como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_f + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = n_f \quad (2.5)$$

Donde E corresponde al campo eléctrico (Vm^{-1}), B es la inducción magnética (T), H es la intensidad magnética (Am^{-1}), D es el desplazamiento eléctrico (Cm^{-2}), j_f es la densidad de corriente eléctrica debido a cargas libres (Am^{-2}) y, por último, siendo n_f la densidad de carga eléctrica debido a cargas libres (Cm^{-3}).

En la ecuación (2.2) se encuentra expresada la ley de Faraday, la cual establece que las variaciones de un campo magnético en el tiempo inducen a un campo eléctrico. Luego, en la ecuación (2.3) se presenta la ley de Ampere, la cual indica que todo circuito cerrado de corriente eléctrica presentará un campo magnético asociado de magnitud proporcional al flujo de corriente.

La ecuación (2.4) es la ley de Gauss para campos magnéticos, la cual establece que no existen monopolos magnéticos. Finalmente, la ecuación (2.5) corresponde a la ley de Gauss para campos eléctricos, y explica como las cargas eléctricas suponen la fuente de los campos eléctricos.

De las ecuaciones anteriores, la ley de Ampere puede reducirse bajo el supuesto de que las variaciones en el desplazamiento de las corrientes en el tiempo son insignificantes, pudiendo ser expresada como:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_f \quad (2.6)$$

En adición a esto, existen dos relaciones constitutivas que han sido demostradas, donde para un medio lineal isotrópico se cumple que:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.7)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (2.8)$$

Donde, en la formula (2.7), se establece una relación lineal entre la inducción magnética y la intensidad del campo magnético dada por el tensor de permeabilidad magnética (μ)(Hm⁻¹), mientras que, en la formula (2.8), se demuestra la relación directamente proporcional entre el desplazamiento eléctrico y la intensidad del campo eléctrico dada por el tensor de permitividad dieléctrica (ϵ)(Fm⁻¹). Para estudios magnetotelúricos, las variaciones en la permeabilidad magnética y permitividad dieléctrica en las rocas son insignificantes en comparación a las variaciones de conductividad en la roca total, por lo cual se consideran los valores de μ y ϵ para el vacío ($\epsilon = 8.85 \times 10^{-12} \text{Fm}^{-1}$ y $\mu = 1.2566 \times 10^{-6} \text{Hm}^{-1}$).

Al aplicar las ecuaciones (2.7) y (2.8), en conjunto con la ley de Ohm (2.1), las ecuaciones de Maxwell pueden ser reescritas como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.9)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E} \quad (2.10)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.11)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{n_f}{\epsilon} \quad (2.12)$$

Dicho esto, se tiene que mediante las leyes de Faraday y Ampere podemos demostrar como un campo magnético externo y variable en el tiempo puede inducir a un campo eléctrico en la tierra, el cual a su vez inducirá a un campo magnético secundario interno (Figura 3). Al realizar el producto cruz de las ecuaciones (2.9) y (2.10), donde se asume un modelo de la tierra para el cual $\nabla \cdot E = 0$, se obtiene:

$$\nabla^2 E = \mu_0 \sigma \frac{\partial E}{\partial t} \quad (2.13)$$

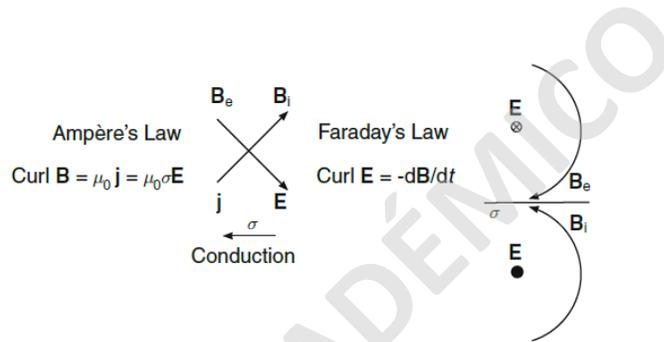


Figura 3. Imagen ilustrativa de como un campo magnético externo B_e , según dicta la ley de Faraday, induce un campo eléctrico E , el cual, según la ley de Ampere, induce un campo magnético interno secundario B_i (Simpson y Bahr, 2005)

Esta última expresión pasa a ser una ecuación de difusión capaz de representar la propagación y disipación del campo electromagnético, a partir de lo cual se puede obtener información sobre la estructura de conductividad interna de la tierra. Al considerar una onda plana con una amplitud de superficie E_0 y una dependencia del tiempo armónica con la forma $e^{-i\omega t}$, la ecuación puede expresarse para el campo eléctrico como:

$$\nabla^2 E = i\omega \mu_0 \sigma E \quad (2.14)$$

Y para el campo magnético como:

$$\nabla^2 B = i\omega \mu_0 \sigma B \quad (2.15)$$

De esta manera, las ecuaciones (2.14) y (2.15) demuestran como la magnetotelúrica utiliza una fuente de energía que se difunde y se disipa de manera exponencial por la tierra, y debido a esta naturaleza difusa en la propagación de las ondas, las mediciones magnetotelúricas permiten obtener datos volumétricos del medio muestreado.

2.3.3. Profundidad de penetración de las ondas electromagnéticas

Estas ondas electromagnéticas son capaces de penetrar en la superficie terrestre y propagarse por el medio siguiendo un modelo de capas planas, sin embargo, con esto se produce un decaimiento exponencial de los campos electromagnéticos, lo cual se expresa mediante la profundidad de penetración o *skin depth*:

$$p(T) = \left(\frac{T}{\pi \mu \sigma} \right)^{1/2} \quad (2.16)$$

Donde $p(T)$ corresponde a la profundidad de penetración en metros por un periodo T , σ corresponde a la conductividad media del medio penetrado y μ es la permeabilidad magnética. Para casos de estudios terrestres, la permeabilidad magnética (μ) se iguala con el valor de espacio libre ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{Hm}^{-1}$) con lo que la ecuación anterior se aproxima a:

$$p(T) \approx 500 \sqrt{T \rho_a} \quad (2.17)$$

De esta manera, se demuestra como la profundidad de penetración está dada por la resistividad aparente (ρ_a) y el periodo de la onda electromagnética, de modo que considerando una resistividad del medio fija, podemos aumentar la profundidad del muestreo MT mediante la disminución de la frecuencia de ondas empleada, lo que a su vez supone un mayor tiempo de medición.

2.3.4. Tensor de impedancia

El método magnetotelúrico mide de manera pasiva las variaciones de los campos eléctricos (E) y magnéticos (B) naturales de la tierra en direcciones ortogonales. De esto, los componentes ortogonales horizontales de dichos campos se relacionan mediante el tensor de impedancia complejo Z :

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x/\mu_0 \\ B_y/\mu_0 \end{pmatrix} \text{ o } E = \frac{ZB}{\mu_0} \quad (2.18)$$

Cuando las ondas electromagnéticas penetran en la tierra, estas además de atenuarse, sufren un desfase, el cual se encuentra expresado en la componente imaginaria del tensor de impedancia, de modo tal que se puede obtener información de resistividad y de los ángulos de fase a partir de las siguientes expresiones:

$$\rho_{a,ij(\omega)} = \frac{1}{\mu_0\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (2.19)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (2.20)$$

Donde ij corresponde a las direcciones X o Y, mientras que Im y Re son las componentes imaginarias y reales respectivamente, ρ_a es la resistividad aparente y ϕ_{ij} es la fase. Es a partir de estos dos últimos parámetros (ρ_a y ϕ) que se puede realizar la interpretación geológica de los datos magnetoteléuricos sobre los cuerpos litológicos y estructuras complejas existentes en profundidad.

Además de esto, el tensor de impedancia Z contiene información de dimensionalidad y dirección de los campos tanto en modelos 1-D y 2-D. Para una Tierra 1-D, donde la conductividad varía únicamente con la profundidad, los elementos diagonales del tensor de impedancia, Z_{xx} y Z_{yy} son igual a cero, mientras que los otros elementos del tensor son iguales en magnitud, pero con distintos signos, siendo estos últimos los que acoplan las componentes ortogonales de los campos eléctricos y magnéticos, es decir:

$$\left. \begin{array}{l} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} = -Z_{yx} \end{array} \right\} 1 - D$$

Por otro lado, en un modelo 2-D de la Tierra, la conductividad varía tanto con la profundidad como a lo largo de una dirección horizontal, siendo de tal modo que los componentes Z_{xx} y Z_{yy} son iguales en magnitud, pero con signo opuesto, mientras que Z_{xy} y Z_{yx} difieren, es decir:

$$\left. \begin{array}{l} Z_{xx} = -Z_{yy} \\ Z_{xy} \neq -Z_{yx} \end{array} \right\} 2 - D$$

Dado el caso de una tierra 2-D donde la dirección X o Y se encuentra alineada con el strike electromagnético, los componentes Z_{xx} y Z_{yy} vuelven a valer cero, de modo tal que, matemáticamente hablando, una Tierra 1-D anisotrópica equivale a una Tierra 2-D, aunque en la práctica no suele darse el caso donde se encuentre la dirección en la cual se cumpla esta condición.

3. Marco Geológico

A continuación, se presentarán las principales características geológicas del sector tanto a nivel local como regional, donde se abarcarán las distintas unidades litológicas existentes, las principales estructuras que controlan la zona y la evolución geotectónica que dio origen a la configuración actual. Este capítulo se realizó en base a datos bibliográficos obtenidos de distintas fuentes, incluyendo cartas geológicas, trabajos de tesis, estudios científicos, entre otros.

3.1. Fisiografía y Geología Regional

Fisiográficamente hablando, Chile se encuentra comprendido principalmente por tres unidades geomorfológicas diferenciables de oeste a este, las cuales son la cordillera de la costa, la depresión central y la cordillera de los andes. Estas geformas se presentan a lo largo de la mayor parte del territorio nacional, sin embargo, sus características no son continuas, presentándose una disminución del relieve de la cordillera central hacia el sur (Figura 4).

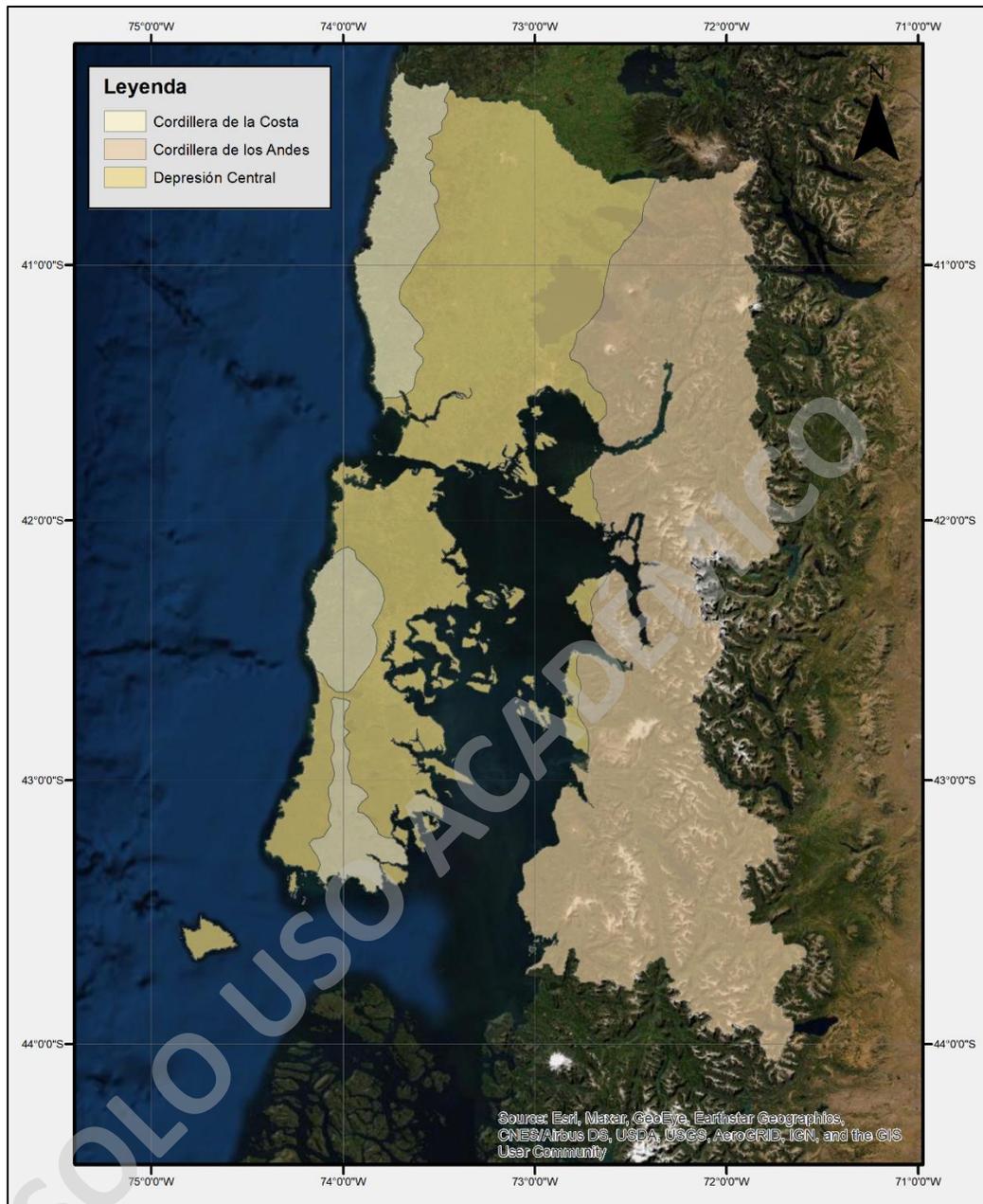


Figura 4. Mapa fisiográfico de la X Región de Los Lagos. Confeccionado a partir de Aguilera et al., 2014

Para las latitudes de la zona de estudio, la cordillera de la costa se presenta en el sector oeste de la isla grande de Chiloé, donde se conoce localmente como Cordillera de Piuchén y está constituida principalmente por lutitas pelíticas y máficas, las cuales presentan metamorfismo de la fase de esquistos verdes, conformando parte del complejo metamórfico de Bahía Mansa (Duhart et al., 2001; Duhart et al., 2008), también se pueden observar localmente la presencia de rocas

volcánicas de composiciones basálticas a andesíticas del Oligoceno superior-Mioceno inferior y rocas sedimentarias de distintas naturalezas, tanto marinas como continentales de edades que van desde el pre-Oligoceno hasta el Plioceno temprano (Muñoz et al., 2000; Antinao et al., 2000; Duhart et al., 2001; Quiroz et al., 2003; Arenas y Duhart, 2003; Duhart y Adriasola, 2008).

La depresión intermedia comprende el sector este de la isla grande de Chiloé y la zona sumergida en el mar interior que comprende al golfo de Ancud y al golfo de Corcovado, incluyendo al conjunto de islas que se encuentran en dicho sector. En las latitudes de la zona de estudio, la depresión intermedia se encuentra conformada principalmente por depósitos sedimentarios no consolidados de origen glaciar y fluvioglaciar asociados a eventos glaciares dados durante el pleistoceno (Duhart et al., 2008; Mercer, 1976).

La cordillera de los Andes Norpatagónica es donde se concentra el área de estudio del presente trabajo, presentándose desde la costa oriental del golfo de Ancud y limitando hacia el Este con el macizo patagónico norte, comprendiendo todo el territorio nacional restante hasta la frontera con Argentina. La cordillera Norpatagónica se encuentra conformada por 3 unidades geológicas principales: El batolito norpatagónico, basamento metamórfico asociado al complejo acrecionario y unidades volcánicas-sedimentarias con edades que van desde el Jurásico al Cenozoico.

3.1.1. Batolito Norpatagónico

El batolito norpatagónico forma parte del batolito patagónico, junto al batolito patagónico sur (47° - 53° S) y al batolito fueguino en el extremo sur de la cordillera de los Andes, y en su conjunto representan la migración hacia el suroeste del arco volcánico asociado a la subducción desde el Jurásico temprano hasta la actualidad (Mpodozis y Ramos, 2008). Los distintos cuerpos plutónicos que conforman al batolito patagónico presentan geometrías relacionadas directamente con una macroestructura de gran profundidad conocida como sistema de falla Liquiñe-Ofqui (SFLO), la cual presenta una orientación norte-sur con dinámica sinistral, y que facilita el ascenso de magmas generados en profundidad.

En el área de estudio, la porción del batolito patagónico dominante es el batolito patagónico norte, el cual presenta dos grandes bloques al Oeste y Este del SFLO de edades miocenas y cretácicas respectivamente. El bloque Mioceno presenta composiciones que van de intermedias a

acidas, donde afloran dioritas, granitos, monzogranitos y tonalitas, mientras que el bloque Cretácico se compone por composiciones intermedias a básicas, presentando afloramientos de dioritas, tonalitas y gabros. Estos cuerpos plutónicos se asocian a diferentes eventos magmáticos ocurridos más precisamente desde el Jurásico hasta el Plioceno, los cuales han sido identificados mediante múltiples dataciones geocronológicas, de las cuales se han obtenido edades Cretácicas de entre 120-100 Ma (Pankhurst et al., 1992; Sernageomin-BRGM, 1995; Duhart, 2008) para las rocas presentes en los sectores de Futaleufú y Palena, por otra parte, cuerpos intrusivos presentes en los sectores de Pichicolo fueron datados por Duhart (2008) con U-Pb en circones, arrojando edades Miocenas, mientras que cuerpos plutónicos presentes en los sectores de Cholgo e isla pelada presentan edades Pliocenas (Cembrano, 1990).

Estas unidades presentan naturalezas calcoalcalinas y metaluminosas, conformando una asociación típica de arco magmático de margen continental activo.

3.1.2. Basamento Metamórfico

El basamento metamórfico existente en la cordillera Norpatagónica se asocia a un complejo de acreción, y se encuentra comprendido por dos unidades metamórficas mesozonales, donde una está compuesta principalmente por metarenitas, pizarras, lutitas pelíticas y lutitas máficas, y la otra se compone por anfibolitas y genises. Ambas unidades metamórficas se asocian al producto de una fase tectóno-metamórfica mayor ocurrida durante el Devónico-Carbonífero según Sernageomin-BRGM (1995) y dataciones de U-Pb en circones detríticos realizadas por Hervé et al. (2003; 2008; 2016).

En adición a esto, también se presentan unidades metamórficas epizonales, las cuales evidencian un grado de metamorfismo menor, en facies de esquistos verdes compuestas principalmente por esquistos, metavolcanitas, metabasaltos, limonitas y metapelitas, entre otras. Estas unidades fueron descritas por Sernageomin-BRGM (1995) como unidades paleozoicas, sin embargo, dataciones recientes de U-Pb en circones detríticos realizadas por Hervé et al. (2017) en metarenitas pertenecientes a esta unidad han arrojado edades Paleógenas, discrepando de la descripción inicial de dichas unidades.

Los afloramientos de dichas unidades metamórficas se encuentran dispuestos de manera discontinua en la zona de estudio producto de la intrusión de cuerpos plutónicos asociados al batolito norpatagónico que han desmembrado a dicha unidad, además de generar un metamorfismo por contacto sobre impuesto al metamorfismo preexistente (Duhart, 2008). Esto, sumado a las diferencias en las edades geocronológicas ya mencionadas, diferentes eventos metamórficos y variedad en los protolitos de las diferentes unidades, han dado pie a la agrupación de dichas rocas metamórficas en varios complejos, los cuales serán especificados más adelante.

3.1.3. Rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico-Cretácico

Supra yaciendo a las rocas metamórficas paleozoicas, se presenta una cubierta compuesta principalmente por rocas volcánicas y sedimentarias con edades Jurásicas-Cretácicas. Las unidades volcánicas presentan edades que van desde el Jurásico inferior al Cretácico inferior, encontrándose intruidas por cuerpos plutónicos del batolito norpatagónico. Estas unidades presentan composiciones intermedias a acidas y se asocian a actividad volcánica ocurrida durante el Jurásico en ambiente de cuenca de trasarco (Duhart, 2008). También se presentan rocas volcánicas asociadas a actividad reciente, con edades Pleistocenas-Holocenas. Por último, las rocas sedimentarias presentes en el área de estudio corresponden a rocas del Eoceno-Mioceno y de ambiente marino-continental, las cuales representan el relleno de la depresión intermedia sobre el basamento metamórfico Paleozoico y sobre rocas intrusivas del Cretácico (Sernageomin-BRGM, 1995; Duhart, 2008).

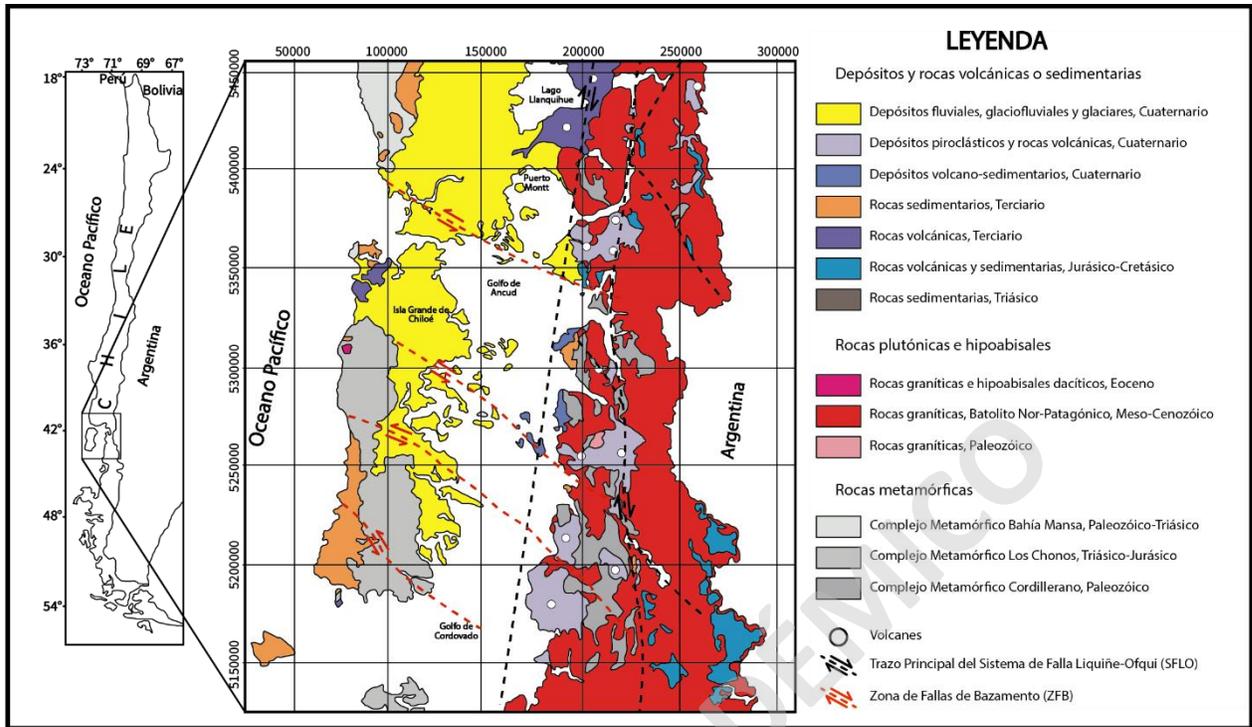


Figura 5. Mapa geológico regional de los Andes patagónicos y sus principales unidades entre las latitudes 41-44°S (Modificado de Duhart, 2008)

3.2. Geología Local

3.2.1. Rocas metamórficas

3.2.1.1. Complejo metamórfico Lenca

Esta unidad es definida por Sernageomin-BRGM (1995) como el Complejo Plutónico Básico a Ultrabásico de Lenca, el cual aflora en una franja de orientación norte-sur de dimensiones aproximadas de 15 km de largo y 4 km de ancho, y que se encuentra ubicada a pocos kilómetros en dirección noreste de Lenca, pudiéndose observar afloramientos dentro del Parque Alerce Andino y en las cercanías de la Laguna Sargazo.

Esta unidad se encuentra conformada en su mayor porcentaje por gabros anfibolitizados, uralitizados y epidotizados, los cuales se encuentran retromorfoseados y son generalmente de grano grueso, presentando además una marcada estratificación magmática caracterizada por la

alternancia de niveles ricos en anfíboles y en feldespatos. En menor medida, también se observan meta-ultrabasitas alteradas en niveles delgados intercalados con los gabros, las cuales corresponden a piroxenitas, ultrabasitas anfibolitizadas y meta-ultrabasitas de tremolita y clinocloro (Sernageomin-BRGM, 1995).

No se han podido obtener edades geocronológicas para las rocas que conforman esta unidad debido al carácter retromorfoseado que presentan, sin embargo, se le atribuyen edades Permo-Triásicas por medio de analogías con unidades datadas en el Complejo Gabroico Isla Llancahué.

3.2.1.2. Complejo Metamórfico Sotomó-Chaiquenes

Este complejo corresponde a una unidad metamórfica mesozonal que se presenta en la forma de mega enclaves alojados dentro del Batolito Norpatagónico, con una orientación NW entre Sotomó, ubicado en la ladera sur del estuario Reloncaví, y la laguna Sargazo (Sernageomin - BRGM, 1995).

El Complejo Metamórfico Sotomó-Chaiquenes fue definido inicialmente por Thiele et al. (1985) como rocas metamórficas de alto grado y asociadas a un protolito ígneo de composición máfica-ultramáfica y se compone principalmente por ortogneisses graníticos y dioríticos, aunque en las cercanías del río Lenca aparecen esquistos cuarzo-pelíticos, esquistos anfibolíticos y ortogneisses con clinopiroxeno (Sernageomin -BRGM, 1995).

Con respecto a la edad de este complejo, dataciones recientes realizadas por Hervé et al. (2013) en circones detríticos provenientes de paragneisses de biotita-moscovita por medio de U-Pb arrojan edades Jurásicas inferior (195 Ma)

3.2.1.3. Unidad Volcano-Sedimentaria Epimetamorfica Llancahué-Reñihue

El complejo metamórfico Llancahué, también denominado Unidad Volcano-Sedimentaria Epimetamórfica Llancahué-Reñihue por Sernageomin-BRGM (1995), fue descrito originalmente por Cembrano (1990) en las islas Llancahué y Las Cabras, aunque también aflora en los bordes del Fiordo Reñihue, Caleta Sta. Bárbara y en Puyuhuapi.

Esta unidad fue descrita originalmente por Cembrano (1990) como una serie de bajo grado metamórfico compuesta principalmente por metabasaltos, metavolcanitas de composición andesítico-dacíticas, metatobas básicas y metareniscas, la cual es intruida hacia el este por cuerpos plutónicos pertenecientes al batolito norpatagónico, los cuales generan metamorfismo de contacto sobre la unidad metamórfica asociado a una aureola de 3-4 km de espesor. En el área de estudio, los metabasaltos afloran como pillow-lavas el borde noroeste de la Isla Llancahué, los cuales fueron originalmente mapeados dentro del Complejo Volcánico Ensenada Necul por Cembrano (1990) y posteriormente redefinidos como parte del complejo Paleozoico Llancahué-Reñihue. Estos cuerpos metabasálticos presentan composiciones toleíticas y se asocian a basaltos de fondo oceánico pertenecientes al prisma de acreción Paleozoico (Sernageomin-BRGM, 1995).

Un estudio reciente realizado en el complejo metamórfico por Hervé et al. (2017) mediante dataciones de U-Pb en circones detríticos provenientes de metareniscas de Puerto Bonito y cuarcitas de Punta Quiaca, indica edades Eocenas tardías (36.2 ± 0.5 Ma) y Eocenas tempranas (52.5 ± 0.5 Ma) respectivamente, discrepando de estudios anteriores en los cuales se asociaba dicha unidad al complejo acrecionario Paleozoico (Sernageomin-BRGM, 1995; Sernageomin, 2003; Duhart, 2008; Encinas et al., 2013).

3.2.1.4. Complejo Metamórfico Fiordo Comau

Unidad definida por Cembrano (1990) como un complejo metamórfico compuesto principalmente por esquistos y filitas cuarzo-micaceas, y gneises calcosilicatados en facie anfibolita. Esta unidad se presenta en la zona suroeste y centro-oeste de la Isla Pelada, y se prolonga hacia el sur donde abarca el extremo sureste de la Isla Llancahué.

El grado metamórfico de esta unidad presenta un aumento gradual hacia el este, acompañado del aumento en la foliación, lo cual está directamente controlado por la distancia con el batolito norpatagónico, presentando pizarras y filitas en las zonas más distales, esquistos cuarzo-micaceos en zonas intermedias y, en las zonas próximas al batolito, gneises y hornfels de biotita-sillimanita (Cembrano, 1990).

Dataciones radiométricas de Rb-Sr se han realizado por Pankhurst et al. (1992) y Hervé et al. (1990) en esquistos y pizarras de Huinay, arrojando edades Paleozoicas (292 ± 2 Ma y 292 ± 4 Ma

respectivamente), mientras que dataciones de Ar^{40}/Ar^{39} realizadas a biotitas provenientes de esquistos cuarzo-micáceos entregaron edades de 7.2 Ma, lo cual se asoció al metamorfismo de contacto sobreimpuesto por acción del batolito norpatagónico. Sin embargo, dataciones recientes de U-Pb realizadas en circones detríticos obtenidos a partir de gneises de biotita y hornblenda por Hervé et al. (2017) entregan edades Paleocenas (58 Ma) para el complejo metamórfico.

3.2.1.5. Unidad Sedimentaria Epimetamórfica de Buill

La Unidad Sedimentaria Epimetamórfica de Buill corresponde a una unidad que aflora en el sector norte del Fiordo Riñihue, al sur de Ensenada Buill y se presenta como una unidad estratificada con manteo marcado en dirección este, la cual se presenta finamente estratificada y conformada por limolitas esquistosas, pizarras, arenitas con componentes volcánicos y limolitas finas epiclásticas (Sernageomin-BRGM, 1995).

Esta unidad se encuentra delimitada hacia el noroeste por la formación Ayacara (Eoceno superior a Oligoceno), a la cual se encuentra subyaciendo en discordancia, mientras que, hacia el este, subyace a la Unidad Volcano Sedimentaria Fiordo Reñihue.

Esta unidad sedimentaria presenta fósiles de trilobites pertenecientes a la familia *Calymenidae*, los cuales han sido datados con edades Devónicas inferior a medio (Biese, 1953; Levi et al., 1966; Fortey et al., 1992). Además, dichos trilobites se encuentran asociados a corales (*zaphrentidos*) de alta paleolatitud, indicando que la unidad epimetamórfica de Buill estaría asociada a una plataforma marina poco profunda existente en la parte boreal del Supercontinente Gondwana, siendo posteriormente incorporada al prisma de acreción durante el Paleozoico Superior (Fortey et al., 1992). Dataciones realizadas por Hervé et al. (2017) mediante U-Pb en circones detríticos entregan edades máximas de depositación Devónicas Inferior (405 Ma).

3.2.2. Rocas Ígneas Intrusivas

3.2.2.1. Intrusivos Pérmico-Triásicos

3.2.2.1.1. Rocas Máficas

Definidas inicialmente por Sernageomin-BRGM (1995) como el Complejo Plutónico Gabrónico Isla Llancahué-Fiordo Leptepú-Chilco Viejo para referirse a tres conjuntos gabrónicos

existentes en el sector de Chiloé Continental, los cuales se encuentran distribuidos, más precisamente, en la Isla Llancahué, el borde suroeste del Fiordo Comau-Leptepú y en las cercanías de Chilco Viejo y Caleta Gonzalo.

En las cercanías del fiordo Comau-Leptepú, la unidad gabrónica se presenta de manera continua y homogénea desde el oeste de Punta Quiaca hasta Piedra Quiaca, abarcando una extensión de aproximadamente 2 km, mientras que entre Punta Calle y Punta Leptepú, se presentan afloramientos que abarcan 7 km de extensión en una banda de orientación norte-sur. En el fondo del Fiordo Leptepú la unidad gabrónica continúa prolongándose hacia el sur, donde se presenta en asociación con anfíbolitas (Sernageomin-BRGM, 1995).

Otros afloramientos se presentan en Caleta Chilco Viejo en forma de un macizo no deformado compuesto por gabros de hornblenda de grano grueso, el cual abarca alrededor de 2 km de extensión de sureste a noroeste y se encuentra en contacto tectónico con las metavolcanitas de la unidad volcánico sedimentaria Fiordo Reñihue hacia el oeste, mientras que hacia el este se presentan intrusiones de un cuerpo plutónico orientado descrito como una tonalita de hornblenda y biotita con xenolitos de microdioritas, los cuales presentan edades Miocenas según dataciones de U-Pb en circones (19 ± 1 Ma; Tosdal, 1995)(Sernageomin-BRGM, 1995).

En las cercanías de Caleta Gonzalo, el complejo gabrónico se presenta de manera heterogénea como anfíbolitas milonitizadas pertenecientes a metabasaltos, los cuales están siendo intruidos hacia el este y oeste por cuerpos plutónicos básicos pertenecientes al batolito norpatagónico, mientras que hacia el sur están siendo intruidos por cuerpos plutónicos miocenos de composiciones tonalíticas y granodioríticas también asociados al batolito norpatagónico.

Esta unidad ha sido descrita por Sernageomin-BRGM (1995) como plutonitas que no han sido afectadas por el metamorfismo regional de edad Paleozoica superior, por lo cual se les considera como intrusiones sin-a post-tectónicas que han sido retromorfoseadas a facies de esquistos verdes producto de milonitización local (Sernageomin-BRGM, 1995).

En el sector sureste de la Isla Llancahué, los gabros presentan un tamaño de grano muy fino, y se componen principalmente por (1) gabros ofíticos anfíbolitizados y saussuritizados, (2) gabros de grano grueso anfíbolitizados y epidotizados con alteración hidrotermal de sulfuros,

epidota y clorita, y (3) microgabros doleríticos anfibolitizados y epidotizados (Sernageomin-BRGM, 1995).

En las cercanías del Fiordo Comau-Leptupú, los gabros se encuentran retromorfoseados en facie de esquistos verdes, y se presentan esquistosos o milonitizados según planos norte-sur paralelos a la ZFLO. En el borde norte del fiordo Riñihue aparecen gabros de hornblenda con texturas granulares a pegmatoides y en Caleta Gonzalo se presentan gabros retromorfoseados y milonitizados intercalados con anfibolitas y metabasaltos, los cuales se asocian a una gran zona de deformación (Sernageomin-BRGM, 1995).

Dataciones realizadas por Sernageomin-BRGM (1995) por medio del método K/Ar en hornblendas pertenecientes a los gabros del sureste de la Isla Llancahué entregan edades Jurásicas Inferior (196 ± 9 Ma), sin embargo, no se descarta la posibilidad de que dicho dato corresponda a una edad de recristalización (Debido a la transformación de hornblendas en actinolitas), por lo cual edades Paleozoicas Superiores son probables para dicho emplazamiento. Otras dataciones realizadas con el mismo método en rocas presentes en el fondo del Fiordo Comau-Leptepú entregan edades Paleozoicas superior, Pérmico Superior (245 ± 8 Ma), mientras que gabros anfibolíticos del sureste de Caleta Chilco Viejo entregan, mediante dataciones de K/Ar en hornblendas, edades geocronológicas del Oligoceno-Mioceno (17.2 ± 2.7 Ma; 26.5 ± 4.5 Ma), lo cual se interpreta como edad de recristalización asociada al emplazamiento del batolito norpatagónico.

Estudios geoquímicos realizados por Sernageomin-BRGM (1995) indican que estos cuerpos gabróticos se asocian a basaltos N-MORB y a basaltos toleíticos o calco-alcalinos, lo que indicaría un ambiente de arco de islas. Por todos estos datos geoquímicos y geocronológicos, este complejo es atribuido a los posibles restos de un arco magmático Tardi-Paleozoico situado al oeste de la actual traza de la falla Liquiñe-Ofqui (Sernageomin-BRGM, 1995).

3.2.2.1.2. Rocas Ultramáficas

Las rocas ultramáficas de Chiloé continental se presentan como afloramientos heterogéneos en forma de filones, los cuales se encuentran alineados de forma paralela a la traza de la falla Liquiñe-Ofqui y en contacto tectónico con el Batolito Norpatagónico, aunque también se han

descrito en niveles asociados al Complejo Plutónico Gabrónico Isla Llancahué-Fiordo Leptepú-Chilco Viejo (Sernageomin-BRGM, 1995).

Estas rocas afloran en las localidades de Lenca y en el sector sur de Caleta Puelche como meta-ultrabasitas anfibolitizadas de clinopiroxeno, olivino y espinela, y ultrabasitas serpentinizadas respectivamente, las cuales fueron descritas inicialmente por Sernageomin-BRGM (1995) como rocas asociadas al Complejo Lenca, donde se presentan de manera estratificada y alternada con la unidad gabrónica.

Otros afloramientos han sido descritos en las localidades de Punta Comau, Isla Llancahué, y al norte de la península de Huequi, donde afloran como ultrabasitas serpentinizadas, las cuales se encuentran asociadas a gabros retromorfoseados, mientras que al sureste de Caleta Chilco Viejo afloran ultrabasitas descritas como dunitas o harzburguitas con cúmulos de olivino y asociadas con gabros de hornblenda (Sernageomin-BRGM, 1995).

Estudios recientes realizados por Hervé et al. (2017) han demostrado la existencia de afloramientos de rocas ultramáficas existentes al noroeste de la península de Huequi, al noroeste de Poyo, Caleta Puelche y Pichicolo, considerándolos como parte de la misma unidad geológica. Las rocas presentes en la península de Huequi corresponden principalmente a harzburguitas de grano grueso compuestas por olivinos, Ortopiroxenos y espinela, mientras que en las localidades de Pichicolo y Caleta Puelche, estas rocas se presentan como serpentinitas que, en el caso de Caleta Puelche, presentan texturas foliadas con porfiroclastos de ortopiroxeno y olivino, y se encuentran asociadas con filitas negras y diques dioríticos/tonalíticos que las intruyen (Sernageomin-BRGM, 1995).

Estas unidades no han sido datadas, sin embargo, Sernageomin-BRGM (1995) las describe como rocas con una posible edad Permo-Triásica en base a su relación con los gabros retromorfoseados y a la existencia de cromita retrabajada asociada a las ultrabasitas en niveles microconglomerádicos y volcanoclásticos pertenecientes a la unidad Piedra Guallante. Por otra parte, Hervé et al. (2017) relaciona el emplazamiento de estos cuerpos al régimen extensional del antearco de la ZFLO, proponiendo así posibles edades Cenozoicas para las rocas ultramáficas (Hervé et al., 2017).

3.2.2.2. Intrusivos devónicos

Descritos inicialmente por Duhart (2008) como Ortogneisses o Metatonalita de Chaitén, y posteriormente por Quezada (2015) como Tonalita Milonítica de Lago Rio Blanco, corresponden a cuerpos gnéissicos de protolito tonalítico que afloran en las cercanías del Lago Rio Blanco, donde se componen por fenocristales de plagioclasa en matriz de cuarzo recrystalizado, plagioclasa, biotita, anfíbol, epidota y titanita (Hervé et al., 2016). Por otra parte, afloramientos observados en la localidad de Pichicolo se presentan como una tonalita de hornblenda con matriz de grano fino compuesta por cristales de cuarzo y plagioclasa (Hervé et al., 2016).

Dataciones realizadas por Duhart (2008) mediante el método de U-Pb en esta unidad entregan edades geocronológicas Devónicas (400 ± 5 Ma y 388 ± 6 Ma; Duhart, 2008). Posteriormente, Hervé et al. (2016) realizaría dataciones mediante Pb^{206}/U^{238} en esta unidad, incluyendo los afloramientos presentes en Pichicolo, obteniendo edades Devónicas (383 ± 2 Ma y 384 ± 3 Ma; Hervé et al., 2016) y respaldando lo obtenido por Duhart (2008).

3.2.3. Rocas estratificadas y depósitos no consolidados

3.2.3.1. Formación Ayacara

La Formación Ayacara fue descrita inicialmente por Levi et al., 1966 como una sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas con manteo marcado, las cuales son observables en el sector comprendido entre el Estuario de Reloncaví y Chaitén. Esta formación se compone principalmente por una alternancia rítmica de areniscas, brechas y limolitas, y se han identificado dos miembros diferentes (Levi et al., 1966; Zambrano et al., 2009): (1) El miembro inferior se encuentra aflorando en Caleta Ayacara y se compone por conglomerados y brechas volcánicas, areniscas y limolitas escasas, asociándose a un ambiente de abanico deltaico con aportes de flujos detríticos (Zambrano et al., 2009); (2) El miembro superior por otra parte, se compone de brechas, areniscas en alternancia con limolitas, tobas, y capas de limolitas y areniscas de grano muy fino con abundante presencia fósil. Este miembro se asocia con un ambiente marino profundo, siendo interpretado como depósitos turbidíticos distales y hemipelágicos (Zambrano et al., 2009).

La diferencia entre los ambientes de formación de ambos miembros apunta a una fuerte subsidencia en el área de Chiloé continental durante la depositación, la cual se asocia a una

tectónica transpresional dada por acción de la ZFLO durante el periodo Mioceno Medio-Temprano (Encinas et al., 2013), además de un fuerte aporte de sedimentos continentales relacionado, probablemente, con un arco volcánico contemporáneo (Zambrano et al., 2009).

Dataciones realizadas por Encinas et al. (2013) mediante método de U-Pb en circones detríticos obtenidos a partir de areniscas de Isla el Manzano y Caleta Ayacara arrojan edades Miocenas (17.6 – 21.8 Ma; Encinas et al., 2013)

3.2.3.2. Formación Pichicolo

Unidad compuesta por secuencias de andesitas y brechas andesíticas retromorfoseadas, las cuales se presentan al oeste de la cordillera principal. Esta unidad ha sido datada mediante K-Ar tanto en roca total como en plagioclasas de andesitas, entregando edades Jurásicas Inferior-Medio (176±6 Ma, 161 Ma; Sernageomin-BRGM, 1995)

3.2.3.3. Depósitos no consolidados

El área de estudio presenta múltiples depósitos de edades Pliocenas-Holocenas con orígenes principalmente glacial, fluvial y volcánico, además de depósitos litorales que cubren las costas del sector. Pese a los numerosos centros volcánicos presentes en el área de estudio y sus proximidades, los depósitos volcánicos existentes se asocian principalmente a los volcanes Calbuco, Chaitén y Michinmahuida, donde los dos últimos presentan depósitos de lavas, conos piroclásticos, domos y depósitos piroclásticos con edades Pleistocenas Inferior a Holoceno.

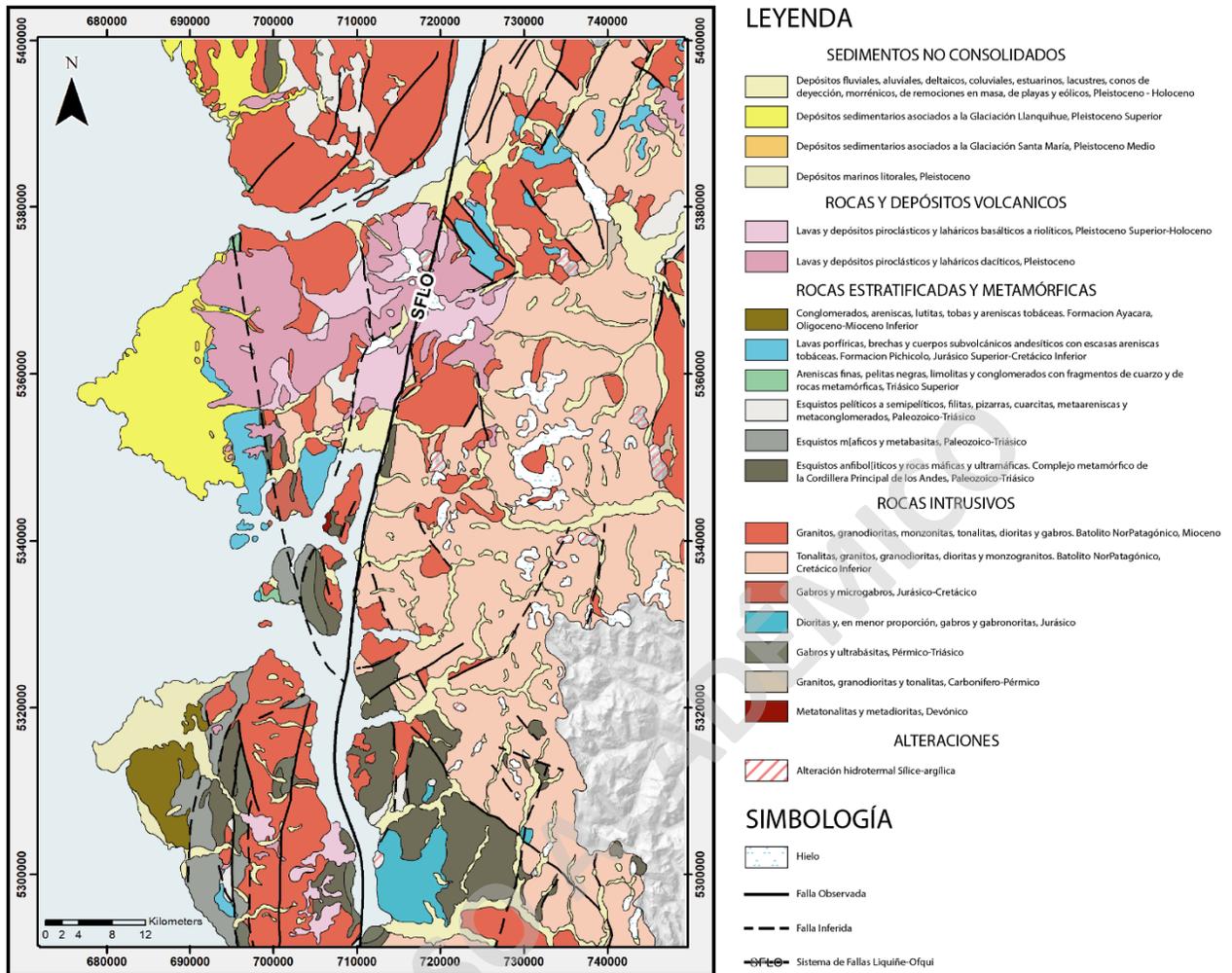


Figura 6. Mapa geológico del área de estudio (Confección propia en base a Crignola, 2000; Ordóñez y Crignola, 2003; Franco 2020)

3.3. Tectónica y Geología estructural

3.3.1. Geodinámica

Tectónicamente hablando, el área de estudio se encuentra en un ambiente compresivo dado por el movimiento de la placa de Nazca en dirección este, la cual se encuentra subduciendo bajo la placa Sudamericana a una tasa aproximada de 6,5 cm/año suponiendo así una fuente continua de estrés y deformación sobre la cual se han desarrollado diversos eventos orogénicos y magmáticos desde el Paleozoico asociados a diferentes regímenes compresivos y extensionales, los cuales han

sido registrados en las diferentes unidades litológicas existentes en el área. A esta era Paleozoica se remontan las rocas que conforman el basamento metamórfico de la zona de estudio, las cuales indican según estudios (Sernagemoin-BRGM, 1995) la existencia de un aparente margen pasivo.

Durante el Devónico se produce magmatismo asociado al arco volcánico argentino, el cual es representado en la actualidad por medio de los macizos Patagónico y Deseado (Al sur de Patagonia), los cuales presentan edades geocronológicas Devónicas según dataciones de U-Pb en circones (Hervé et al., 2013; Hervé et al., 2018; Pankhurst et al., 2006). De manera paralela, estudios indican que durante el Devónico también se habría generado la subducción del arco de islas conocido como Chaiténia en el sector conocido actualmente como Chiloé Continental (Duhart, 2008; Hervé et al., 2016).

Al este de la Cordillera de los Andes, se presentan cuerpos intrusivos pertenecientes a un arco volcánico, el cual se asocia a un aumento en las velocidades de subducción durante el Carbonífero y Pérmico Temprano, según estudios paleo magnéticos realizados por Vilas y Valencio (1978). Este régimen se mantendría hasta el Pérmico Tardío, cuando las tasas de subducción comenzaron a descender hasta el Jurásico Temprano, lo cual habría favorecido a la generación de grandes volúmenes de magmas bajo la corteza engrosada producto de la fusión de la parte inferior de esta misma.

Posteriormente se presenta un nuevo aumento en las velocidades de subducción, lo cual se relaciona con la fragmentación y separación del mega continente Gondwana durante el Jurásico Temprano. Esto desencadena la generación de magma asociado a un nuevo arco volcánico, el cual se desarrolla de manera paralela al margen de subducción durante sus fases tempranas, sin embargo, este comienza a migrar hacia el este durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico (Rossel et al., 2020). Dicho arco volcánico Jurásico se habría generado junto a una cuenca de tras-arco de tipo “Pull-apart” asociada a un movimiento transcurrente, motivo por el cual se asocia la formación del SFLO a posibles edades Mesozoicas a lo largo del arco (Pankhurst et al., 1992; Cembrano et al., 1996).

Estudios apuntan a una posterior reactivación de la ZFLO durante el Eoceno-Mioceno como una falla transcurrente dextral, lo cual se asocia a un aumento en las tasas de convergencia y una dirección de subducción oblicua por parte la placa de Nazca. Posteriormente, la dirección oblicua

de subducción habría disminuido su ángulo, lo cual habría generado un cambio en el régimen tectónico presente, el cual pasaría de uno transtensional a transpresional

3.3.2. Sistemas estructurales dominantes

3.3.2.1. Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO)

En lo que respecta a la geología estructural del área de estudio, el elemento más destacable es el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO), la cual corresponde a una mega estructura con más de 1000 km de extensión ubicada a lo largo de la cordillera principal entre los 37° S y los 47° S, y que se caracteriza por lineamientos rectos de orientación predominante NNE y de ángulo cercano a los 90° (Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano et al., 1996) (Figura 7).

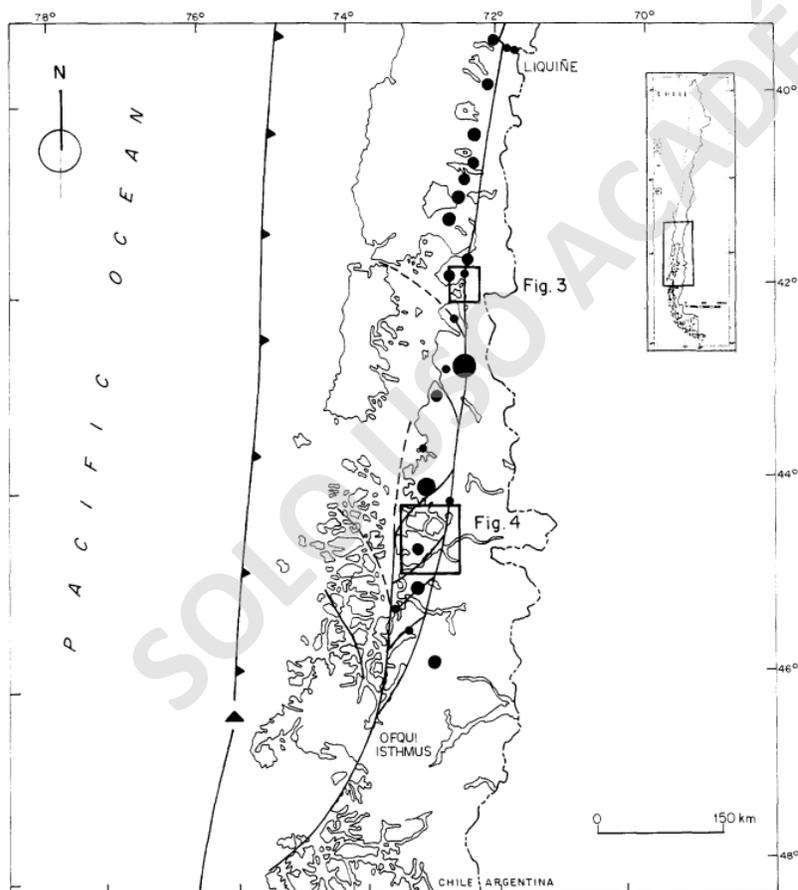


Figura 7. Figura esquemática de la geometría a escala regional del SFLO. Puntos negros corresponden a volcanes cuaternarios, y el tamaño de los círculos indica el volumen de lava expulsada. Extraído de Cembrano et al., 1996

La formación del SFLO se cree que ocurrió posiblemente durante el Mesozoico a lo largo del arco magmático y con una cinemática desconocida, aunque, al menos para el Cenozoico Superior, los estudios apuntan a una falla de tipo transcurrente dextral, lo cual es evidenciado por múltiples observaciones estructurales a diferentes escalas y datos de actividad tectónica asociada al arco volcánico actual (García et al., 1988, Hervé, 1994; Cembrano et al., 1996; 2000, 2002; Lara et al., 2006; Muñoz, 2019).

Asociados al SFLO se pueden observar profundos valles y múltiples edificios volcánicos, además de coincidencias espaciales en el emplazamiento de cuerpos plutónicos con características sin-tectónicas y pertenecientes al Batolito Norpatagónico Mioceno-Plioceno. Estos rasgos indican un alto grado de control ejercido por este sistema de falla, la cual presenta una alta preferencia para el ascenso y la intrusión de cuerpos magmáticos (Cembrano et al., 1996).

Se cree que el SFLO corresponde a una estructura de acomodación generada por la deformación asociada a la convergencia y subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, y que su reactivación pudo deberse a la subducción oblicua de alta tasa presente durante el Eoceno-Mioceno (Cembrano et al., 1996a, 1996b). A lo largo del SFLO se pueden distinguir tres tipos de lineamientos principales, los cuales fueron descritos por Cembrano et al. (1996) en base a sus orientaciones, largos y formas: (1) Dos grandes lineamientos rectos con cientos de kilómetros de extensión y orientación NNE presentes desde los 39° S hasta los 44° S y desde los 44° S hasta los 47° S. Estos se encuentran conectados por lineamientos en forma de échelon observables a los 44° S. (2) Lineamientos en échelon con orientaciones NW y NE. (3) Tres lineamientos curvados y de orientación NNW presentes hacia el oeste de la traza principal, los cuales presentan cientos de kilómetros de extensión y concavidad hacia el suroeste (Cembrano et al., 1996).

3.3.2.2. Zona de falla del basamento (ZBF)

Se describe al sistema de Zona de Falla de Basamento como mega estructuras pre-andinas de gran profundidad y extensiones que abarcan decenas de kilómetros, afectando tanto al basamento paleozoico presente en la cordillera de la costa como a rocas plutónicas pertenecientes al arco volcánico.

Su disposición espacial está dada por numerosas estructuras paralelas entre si con orientaciones WNW y una leve concavidad hacia el SW, controlando en conjunto al SFLO la zona entre los 41°S y 43°S, conformando tres grandes bloques: Bloque Oeste, Bloque Medio y Bloque Este, donde el bloque Oeste se caracteriza por presentar un alto grado de levantamiento, exponiendo rocas del basamento Paleozoico, a diferencia del Bloque Este que se mantiene estable (Figura 8).

Este sistema de fallas es definido por Aguilera et al., 2014 como un sistema desacoplado al tensor de esfuerzos actual debido a su disposición espacial con respecto a la dirección de esfuerzos actuales presente en el intra-arco.

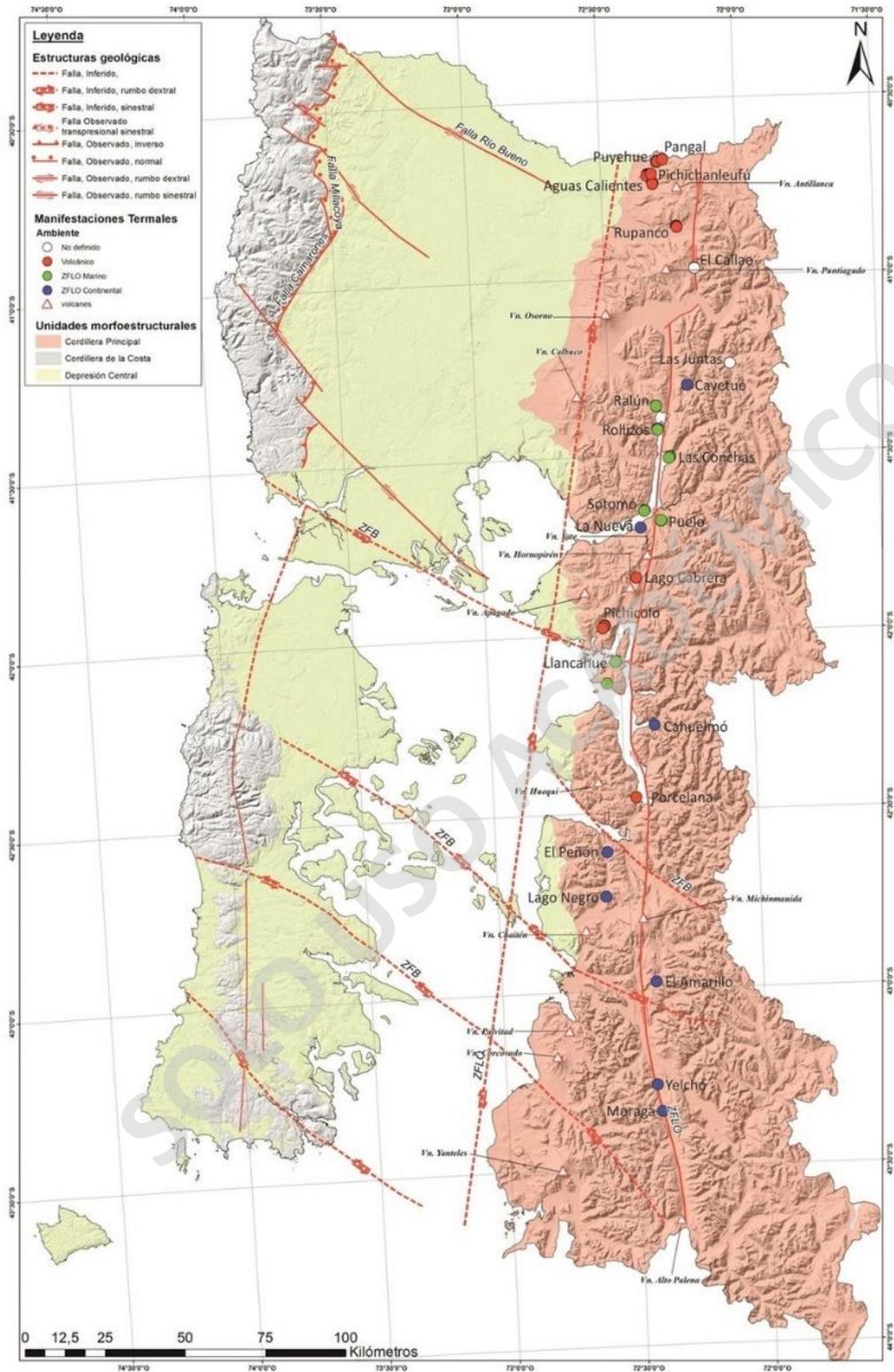


Figura 8. Configuración de las mega estructuras en la X región. Extraído de Aguilera et al., 2014

4. Metodología

Para determinar los mecanismos estructurales asociados al emplazamiento de los cuerpos metamórficos ultramáficos presentes en el sector de Chiloé continental, se empleará la magnetotelúrica con el objetivo de obtener datos de resistividad eléctrica, los cuales serán utilizados para interpretar las diferentes litologías y estructuras presentes en el área de estudio (Objetivos 1 y 2). Esto será a su vez complementado con un estudio estructural comprendido por una recopilación extensa de datos de rumbo y manto de planos de deformación tanto frágil como dúctil sobre las distintas unidades geológicas existentes en el área (Objetivo 3), además de la observación de microestructuras presentes en dichas unidades mediante la extracción de láminas delgadas orientadas (Objetivo 4). Todo esto con el fin de complementar y correlacionar los datos obtenidos a modo de establecer la viabilidad sobre la propuesta de Quaroni (2020) y cuál es el grado de control estructural que ejerce el SFLO sobre la estructura estudiada.

4.1. Estudio magnetotelúrico

Para la observación y posterior análisis de las diferentes unidades conductivas existentes en profundidad bajo el área de estudio, es necesaria la confección de un perfil de resistividad bidimensional, el cual se generó a partir de datos de variaciones en el campo electromagnético obtenidos de mediciones MT realizadas en terreno.

4.1.1. Campaña de medición

Para la toma de los datos magnetotelúricos se realizó una campaña de terreno con 7 días de extensión durante el mes de septiembre del año 2021, en la cual se abarcaron un total de 6 puntos de medición, considerando un tiempo de registro de 48 horas, y comprendiendo una transecta con orientación NNW-SSE de aproximadamente 60 km de extensión (Desde la localidad de Lenca hasta la zona norte del fiordo Comau) (Figura 9).

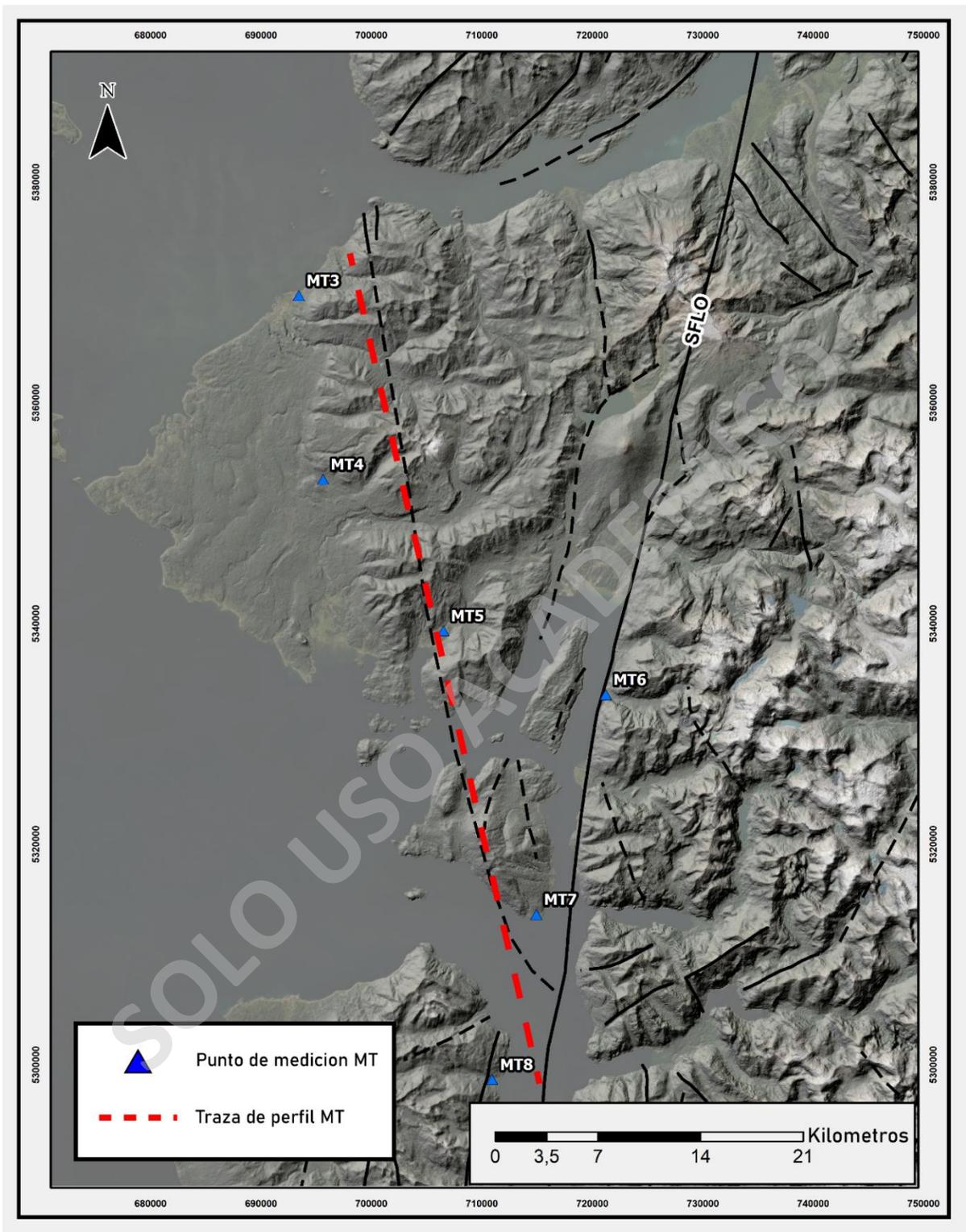


Figura 9. Mapa con la ubicación de los distintos puntos de medición para el estudio MT

Los principales rasgos considerados para la disposición de los puntos de medición fueron la estructura observada por Quaroni (2020) en el sector de Caleta Puelche con orientación NNW-SSE y los lineamientos con la misma orientación compuestos por los diferentes afloramientos de rocas metamórficas ultramáficas de la zona observados a macro escala. La ubicación de cada punto fue elegida en base a características topográficas del terreno, como la pendiente ($<10\%$), espacio disponible ($>70\text{m}^2$) y considerando también el distanciamiento a posibles fuentes de corriente eléctrica que pudiese alterar los datos, como tendidos eléctricos o construcciones antrópicas (50m de distancia para tendido eléctrico domiciliario y 400m para tendido de alta tensión).

El extremo norte de la transecta se planteó para realizarse en la localidad de Caleta Puelche, donde afloran los cuerpos serpentínicos y se observó la estructura a estudiar, a modo de poder observar la continuidad de estos elementos en profundidad, sin embargo por aspectos relacionados a la topografía, el extremo norte de la transecta tuvo que ser desplazado varios kilómetros al sur, esperando poder registrar alguna respuesta en los valores de resistividad correlacionable con los cuerpos serpentínicos de Caleta Puelche, mientras que los puntos de medición del extremo sur de la transecta tienen como objetivo interceptar la traza del SFLO, a modo de obtener datos de resistividad asociados a esta estructura y poder determinar el tipo de relación que presenta con la estructura de orientación NNW-SSE que controla el emplazamiento de los cuerpos ultramáficos en Caleta Puelche.

4.1.2. Instrumental utilizado

Para la toma de datos, se utilizaron un total de 2 equipos MT facilitados por la Universidad de la Frontera, los cuales permiten el registro de las fluctuaciones del campo eléctrico y magnético en función del tiempo de manera simultánea y la conversión de dichos datos a formato digital.

Cada equipo MT se compone 2 tipos de sensores para la medición del campo eléctrico y magnético por separado:

- El sensor de campo eléctrico se encuentra constituido por cuatro electrodos no polarizables que conforman dos dipolos de 70 m de longitud capaces de medir las fluctuaciones del campo eléctrico en direcciones ortogonales paralelas a la superficie en función del tiempo (Norte-Sur y Este-Oeste). Los electrodos se disponen en manera tal que los dipolos queden

orientados con los ejes coordenados y son enterrados entre 15-30 cm para aumentar la superficie de contacto con el suelo y por ende facilitar la conductividad con el entorno.

- El sensor de campo magnético se compone por un magnetómetro triaxial capaz de realizar mediciones de las variaciones del campo magnético en el tiempo en tres direcciones ortogonales (Norte-Sur, Este-Oeste más la componente vertical), el cual se instala de forma tal que quede orientado con respecto del norte magnético.

Ambos sensores se encuentran conectados a una unidad de recopilación de datos o *datalogger*, el cual se encarga del almacenamiento de los datos obtenidos a partir de los sensores y su conversión a formato digital. En edición a estos componentes, el equipo MT también se conforma por el cableado necesario para la conexión de los sensores con el *datalogger* y una batería de 12 voltios que brinda energía al sistema durante el tiempo de medición.

4.1.3. Procesamiento de datos MT

Los datos obtenidos a partir de las mediciones magnetoteléuricas son transformados a formato digital por el *datalogger* y recopilados en cinco series distintas en función del tiempo, donde dos corresponden a las direcciones Norte-Sur (E_x) y Este-Oeste (E_y) del campo eléctrico y las otras tres a las direcciones Norte-Sur (B_x), Este-Oeste (B_y) y vertical (B_z) del campo magnético. Es a partir de estas series de datos que se obtienen las funciones de transferencia en función de la frecuencia mediante el software BIRRP (Chave y Thomson, 2004), entregando así información sobre la resistividad aparente y sus variaciones.

Para la generación de un modelo de resistividad aparente capaz de representar las variaciones de dicho parámetro en profundidad, es necesario el proceso de inversión, el cual se centra en la búsqueda del mejor ajuste entre los datos obtenidos y un modelo determinado cuyos parámetros hayan sido derivados de propiedades cuantificables. Para el presente estudio, el esquema de inversión empleado para esta función fue el Occam 2D (deGroot-Hedlin y Contable, 1990), el cual utiliza el método de los multiplicadores de Lagrange a modo de conseguir soluciones regularizadas para la inversión 2D.

4.2. Estudio macroestructural

A modo de obtener una mayor comprensión de los eventos tectónicos que afectan a las distintas unidades litológicas estudiadas, se realiza una campaña de medición de datos estructurales enfocados principalmente en planos asociados a deformación tanto frágil como ductil registrada en el área, buscando así la identificación de tendencias y posibles esfuerzos asociados.

4.2.1. Obtención de los datos

Para el estudio estructural, se realizó una campaña de terreno con una extensión de 23 días (entre las fechas 02 y 25 de marzo del 2021) donde se abarcaron las localidades comprendidas desde Lenca hasta Cholgo, incluyendo las islas Llancahué y Pelada en las cercanías de Hornopirén. En esta campaña se recopilaron alrededor de 800 datos de orientaciones de planos medidos a partir de planos de estratificación, laminaciones, planos de fractura, planos de falla, foliaciones, además de la medición de lineamientos como vetas, vetillas, estrías de falla, entre otros y asociados tanto a las rocas metamórficas ultramáficas como a rocas metasedimentarias, sedimentarias e ígneas tanto intrusivas como extrusivas observadas en el área de estudio (Figura 10).

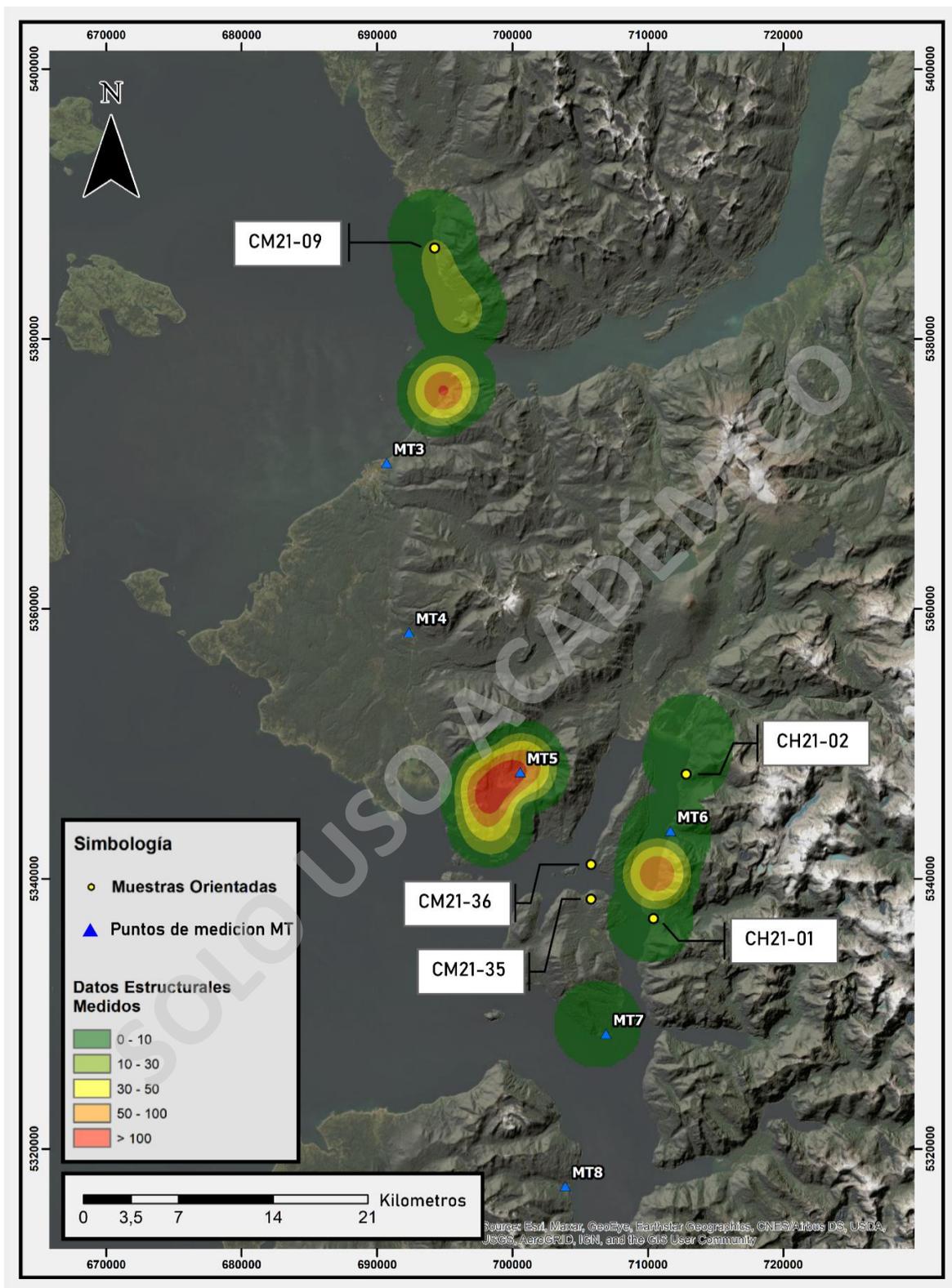


Figura 10. Ubicación y concentración de datos estructurales y muestras orientadas obtenidas en terreno

4.2.2. Procesamiento de los datos

Los datos obtenidos fueron recopilados en una plantilla Excel, donde fueron transformados de notación americana a “Dip/DipDirection” para su posterior análisis mediante el software Dips. Los datos se agruparon por ubicación, litología y tipo de estructura medida, separando los datos asociados a planos de falla y fractura de los datos de foliaciones y estratificación para, posteriormente, ser utilizados en la generación de diagramas de polos y rosetas, los cuales fueron georreferenciados con el fin de obtener una visión esquemática de la distribución de esfuerzos presentes en el área de estudio.

4.3. Estudio microestructural

Con el objetivo de comprender y determinar las diferentes direcciones de deformación que se encuentran afectando a las rocas del área de estudio, y si estas deformaciones pueden asociarse o no a la acción del SFLO, se realiza un análisis microestructural mediante la observación a lamina delgada de las diferentes litologías presentes en el área.

Para ello se extrajeron, a lo largo de la campaña de terreno, 5 muestras destinadas para la confección de láminas delgadas, las cuales fueron provenientes de distintas litologías que lograban evidenciar algún grado de deformación a muestra de mano (Figura 10). Estas muestras fueron orientadas según la metodología de Passchier & Trouw (2005), donde cada muestra extraída debió ser orientada en el afloramiento antes de su extracción. Esta orientación se realiza mediante la señalización del rumbo y manto de alguna cara o superficie orientable de la muestra, junto con alguna marca que permita identificar si la superficie medida corresponde a una cara lateral, basal, superior, etc. También se indicó la dirección en la que se encontraba el techo del afloramiento y se acompañó la información de cada muestra con una fotografía o dibujo esquemático a modo de evitar confusiones respecto a la orientación de cada muestra extraída.

Las muestras orientadas fueron utilizadas para la confección de cortes transparentes, los cuales fueron descritos a microscopio en busca de indicadores cinemáticos que permitan establecer los diferentes esfuerzos que afectaron a la roca y sus respectivas direcciones para después complementar a la información macroestructural y obtener una visión completa de las diferentes direcciones de deformación que predominan en la zona de estudio.

5. Resultados

A continuación, se presentan los datos obtenidos en terreno mediante las metodologías anteriormente descritas, para su posterior análisis a modo de identificar como se relacionan las unidades estudiadas y su emplazamiento con los diferentes eventos tectónicos registrados en el tiempo geológico.

5.1. Perfil bidimensional de resistividad

En el presente punto se pasará a exponer los resultados asociados al modelo de resistividad bidimensional generado a partir de la inversión de los datos MT obtenidos de las mediciones en terreno, esto con el objetivo de identificar variaciones reológicas y estructurales mediante la observación de variaciones en los valores de resistividad eléctrica. El perfil en cuestión se realizó a partir de 6 puntos de medición ubicados a lo largo de una transecta de aproximadamente 60 km y con una profundidad de 20 km.

Al analizar el modelo bidimensional de resistividad presentado en la figura 11, se puede apreciar una clara variación vertical en los valores de resistividad, la cual se presenta con valores más bajos en niveles someros y que aumenta con la profundidad, permitiendo diferenciar cuerpos sub horizontales con resistividades diferenciables. Además, es posible apreciar variaciones laterales asociadas a los mismos cuerpos mencionados, donde aquellos cuerpos más resistivos parecen exhumarse en los puntos más australes, generando un aumento en la resistividad presente hacia el extremo sur de la transecta.

A partir de lo mencionado anteriormente, se determinaron diversos cuerpos en función de sus características conductivas. En la parte superior del perfil se observa el cuerpo conductivo C1, el cual presenta valores de resistividad inferiores a los $10 \Omega \cdot m$ en las zonas más superficiales, posiblemente relacionadas a la presencia de fluidos meteóricos, y hacia su límite inferior resistividades que no sobrepasan los $50 \Omega \cdot m$ y que alcanza una profundidad máxima de hasta $\sim 4 km$, la cual va disminuyendo de manera continua a partir del punto de medición MT2 hacia la dirección SSE, donde termina por desaparecer pocos kilómetros al sur del punto de medición MT5. Dentro de este cuerpo conductivo C1, se destacan 2 cuerpos diferenciables: En primer lugar, se

tiene el cuerpo conductivo C2, el cual corresponde a un cuerpo ovalado subhorizontal emplazado a poco más de 2 km de profundidad por debajo del punto de medición MT2, presentando valores de resistividad inferiores a los $10 \Omega \cdot m$; En segundo lugar se tiene el cuerpo resistivo R3, el cual se dispone entre los puntos de medición MT1 y MT2, alcanzando profundidades cercanas a 1 km de profundidad en su límite sur y acuñaándose hasta desaparecer en dirección norte. Este cuerpo presenta resistividades medias-bajas que no superan los $100 \Omega \cdot m$, distinguiéndose así por ser más resistivos en comparación al cuerpo C1.

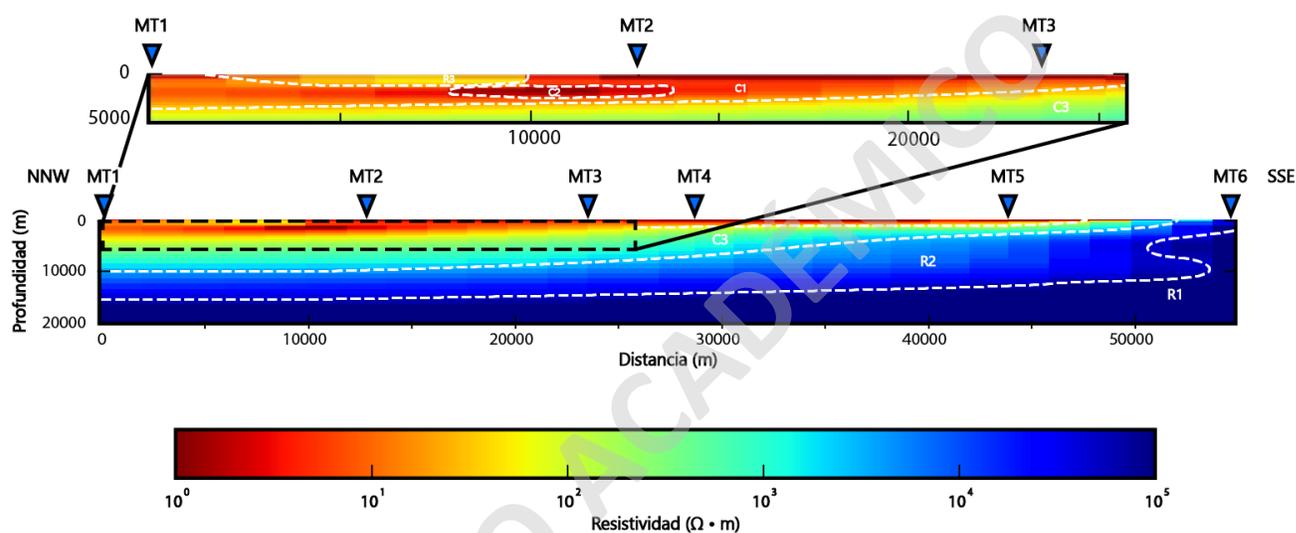


Figura 11. Modelo de resistividad 2D realizado desde la localidad de Caleta Puelche hasta la entrada del fiordo Comau. En el perfil se destacan las ubicaciones de los puntos de medición y los distintos cuerpos identificados en profundidad según sus cualidades conductivas.

Continuando hacia las profundidades intermedias del perfil, se tiene el cuerpo C3, el cual limita en su superficie con el cuerpo conductivo C1 aproximadamente en los 4 km de profundidad y que se extiende, en el extremo norte de la transecta, hasta aproximadamente los 10 km de profundidad con resistividades que parten desde los $\sim 100 \Omega \cdot m$ en su límite superior y que llegan hasta magnitudes de resistividad de $10^3 \Omega \cdot m$ en su límite inferior. El cuerpo C3, al igual que C1, presenta una variación lateral significativa, donde se ve disminuido su espesor y profundidad hacia el extremo austral del perfil, ocasionando que a partir del punto de medición MT4, su potencia comience a reducirse continua y abruptamente hasta desaparecer aproximadamente a 2 km al sur del punto de medición MT5, donde termina por alcanzar la superficie debido al acuñaamiento ya mencionado del cuerpo C1.

Por último, se puede observar cómo hacia la parte más profunda del perfil se disponen dos cuerpos altamente resistivos. Partiendo por el cuerpo resistivo R2, este inicia en el extremo norte del perfil como un cuerpo subhorizontal de ~5 km de potencia, subyaciendo al cuerpo C3 y alcanzando profundidades de ~15 km, presentando valores de resistividad de la magnitud de $10^4 \Omega \cdot m$, sin embargo y de la misma manera que los cuerpos C1 y C3, este cambia su disposición hacia el sur, donde su espesor se ve fuertemente aumentado debido al acuñamiento de los cuerpos antes mencionados, permitiendo así la exhumación del cuerpo R2 pocos kilómetros al norte del punto de medición MT6, donde su extensión lateral se ve truncada por la presencia del cuerpo resistivo R1. Este último cuerpo R1 corresponde a una unidad altamente resistiva que alcanza los valores de $10^5 \Omega \cdot m$ y que se observa a lo largo de todo el perfil subyaciendo al cuerpo R2 sin presentar un límite inferior observable. En lo que respecta a variaciones laterales, el cuerpo resistivo R1 no presenta el mismo acuñamiento observado en las unidades antes mencionadas, sin embargo, hacia el extremo sur del perfil, aproximadamente 5 km al norte del punto de medición MT6, este sufre un ascenso abrupto que lo alza hasta casi exponerse en superficie (posiblemente aflorando en superficie al sur del perfil), interrumpiendo la continuidad lateral del cuerpo R2.

5.2. Análisis estructural

A modo de evaluar las tendencias estructurales existentes en las unidades máficas y ultramáficas presentes en la zona de estudio y sus posibles relaciones, se presentan a continuación los datos obtenidos a partir del post procesado de las diferentes mediciones estructurales realizadas sobre los planos de deformación tanto frágil como dúctil identificados en los afloramientos observados.

5.2.1 Diagramas de polos y rosetas

A continuación, se presentan las distintas redes estereográficas y diagramas de rosetas obtenidas mediante el software DIPS a partir de los datos estructurales extraídos en terreno. Los datos obtenidos fueron separados entre foliaciones, estratificación y discontinuidades, siendo luego proyectados de manera independiente para cada localidad y unidad litológica, obteniéndose un total de 15 diagramas generales que corresponden a (1) Las corneanas de Caleta la Arena; (2) Las corneanas de Caleta Puelche; (3) Serpentinitas de Caleta Puelche; (4) Formación Pichicolo; (5)

Anfibolitas de Pichicolo; (6) Batolito Norpatagónico; (7) Metabasitas de Hornopirén; y (8) Metabasitas de Punta Quiaca (Figuras 12, 13 y 14).

Con el objetivo de identificar las tendencias de manera más clara para los distintos sets de datos, a cada diagrama generado se le filtraron y proyectaron por separado las distintas familias de datos en caso de hallarse más de una por punto de medición (Ver Anexo 1), las cuales serán ubicadas de manera georreferenciada sobre un mapa de la zona de estudio a fin de conseguir una visión general más limpia de cómo se distribuyen las distintas unidades y sus estructuras a lo largo del sector.

En lo que respecta a las mediciones realizadas sobre planos de foliación encontrados tanto en las rocas corneanas ubicadas en Caleta Puelche, como las serpentinitas de Caleta Puelche y las metabasitas ubicadas en el sur de Hornopirén y Punta Quiaca, se puede observar como existe una tendencia clara hacia una orientación NNW, la cual se presenta como una familia predominante en las unidades anteriormente descritas, a excepción de los datos medidos en las metabasitas de Punta Quiaca, las cuales presentan una variación en su foliación, inclinándose a una orientación más cargada en dirección NW. Dichas unidades mencionadas coinciden con los cuerpos R1 y el afloramiento del cuerpo C3 observados en el perfil de resistividad presentado anteriormente, los cuales entregan valores de resistividad altos en comparación al entorno, lo cual es esperable para rocas metamórficas (Figura 11), conversando con los datos registrados por Quaroni (2020) en el sector de Caleta Puelche, ubicado a pocos kilómetros en dirección norte del perfil generado. Cabe destacar que las foliaciones presentadas se aprecia con una menor variación en las rocas de Hornopirén y Punta Quiaca, mientras que las corneanas y serpentinitas de Caleta Puelche presentan una mayor distribución en las direcciones de foliación medidas, abarcando orientaciones NS hasta NW, pero manteniendo una predominancia general NNW (Figura 12).

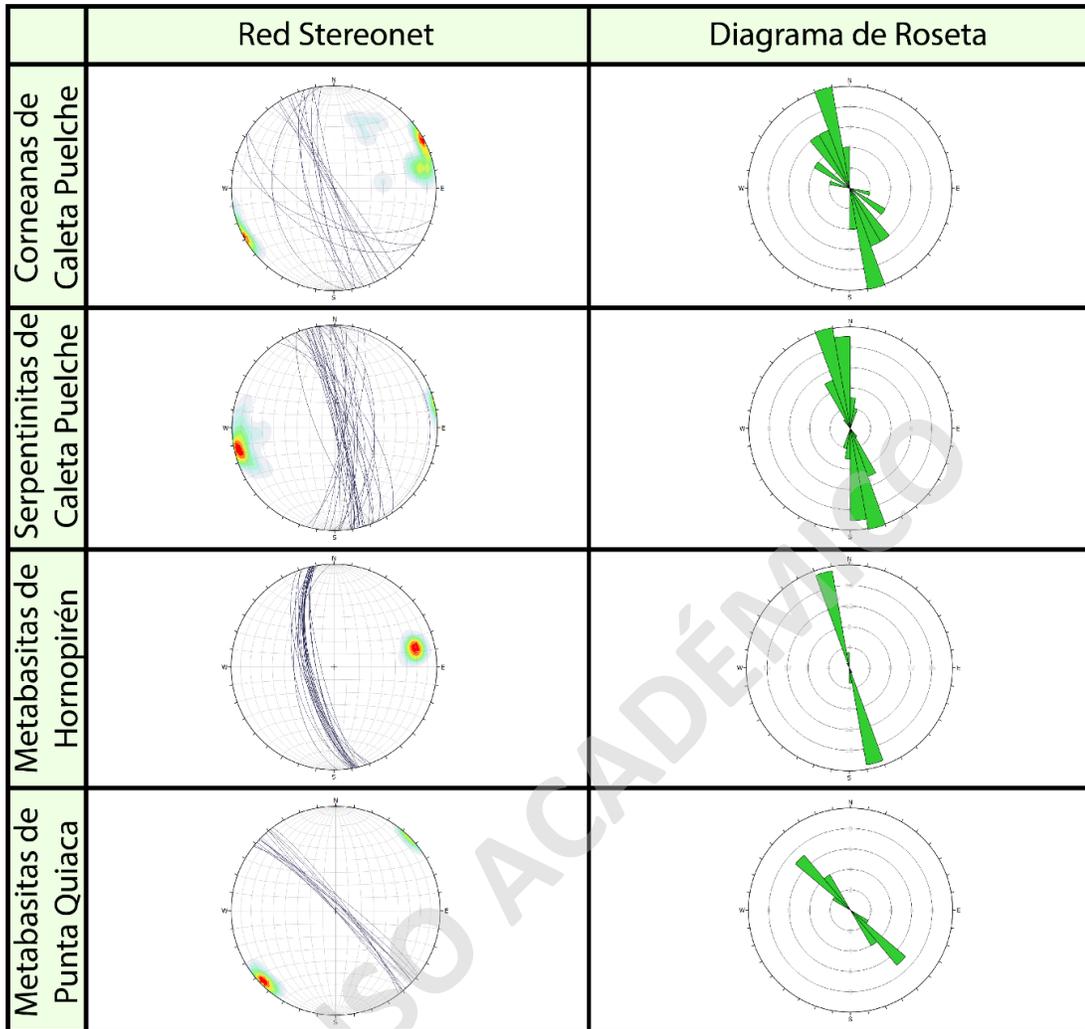


Figura 12. Tabla resumen con los diagramas stereonet y diagramas de rosetas generados a partir de los datos de foliaciones registradas en el área de estudio

Para el caso de las mediciones realizadas sobre discontinuidades y planos de deformación frágil en las unidades existentes, se puede observar una variación mucho mayor que la presente en las foliaciones anteriormente expuestas, encontrándose numerosas familias de discontinuidades con orientaciones variadas, sin embargo, es posible identificar tendencias existentes con orientaciones principalmente NE, como se puede observar en la Fm. Pichicolo, BNP, metabasitas de Hornopirén, serpentinitas y corneanas de Caleta Puelche, las cuales destacan sobre las otras familias de discontinuidades medidas en la zona (Figuras 13 y 14).

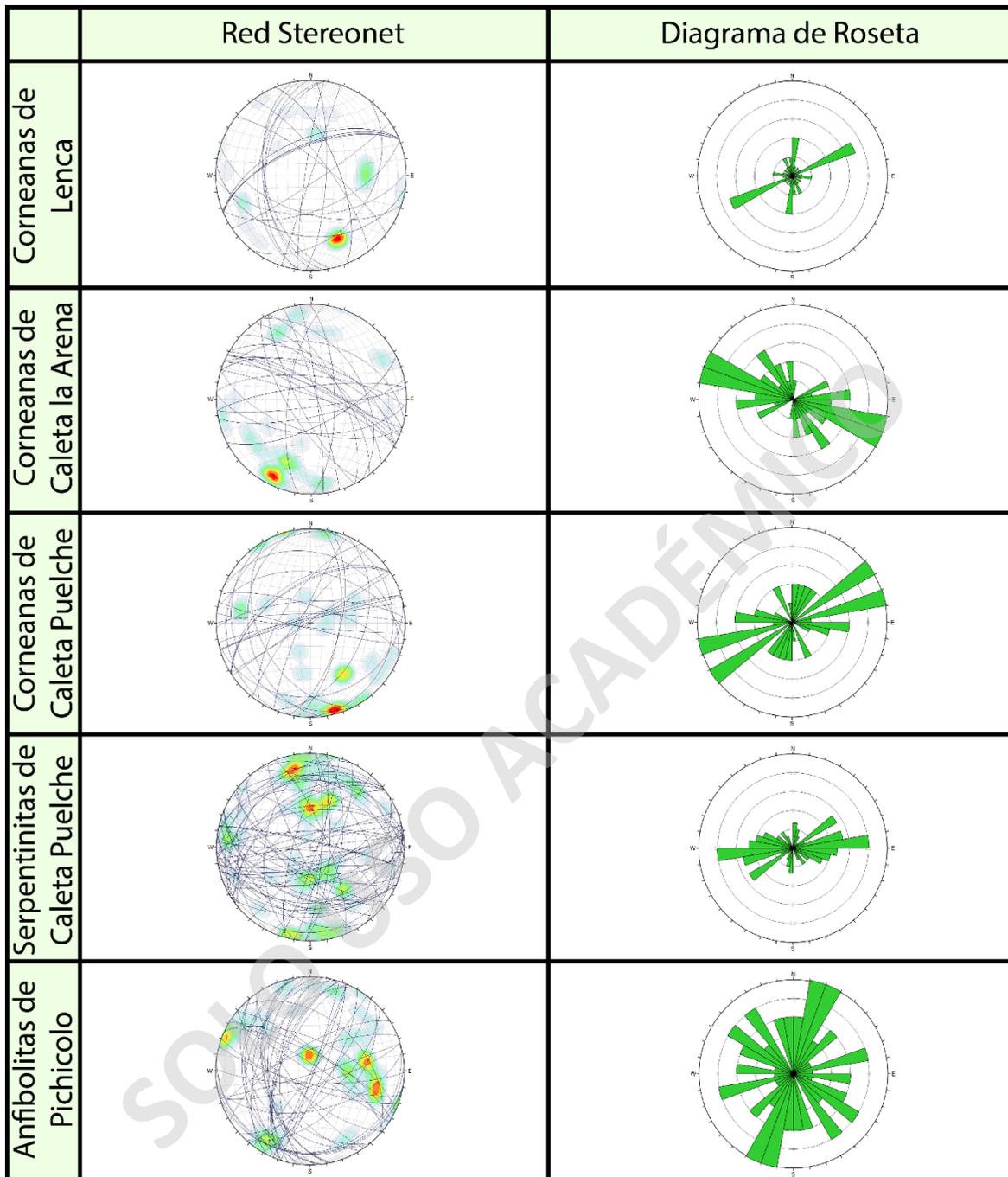


Figura 13. Tabla resumen con los diagramas stereonet y diagramas de rosetas generados a partir de los datos de discontinuidades registradas entre las localidades de Lenca hasta Pichicolo

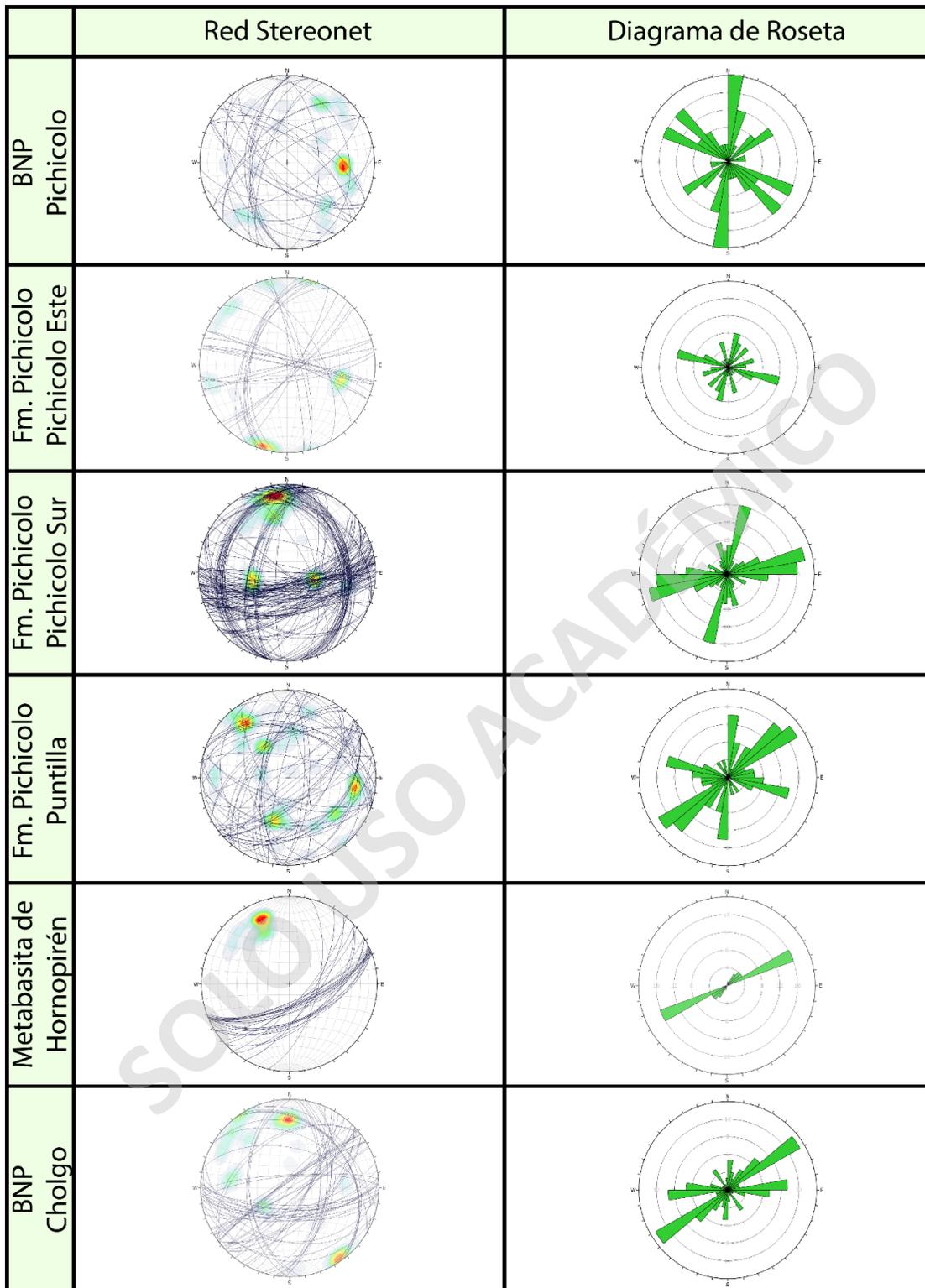


Figura 14. Tabla resumen con los diagramas stereonet y diagramas de rosetas generados a partir de los datos de discontinuidades registradas entre las localidades de Pichicolo y Cholgo

5.2.2 Mapa estructural

Con el objetivo de poder observar de manera clara el cómo se disponen las proyecciones de datos estructurales presentadas en el punto anterior, se pasó a confeccionar un mapa estructural de la zona de estudio sobre el cual se disponen los diagramas de rosetas de manera georreferenciada. Para esto se seleccionaron los diagramas de rosetas con las familias de datos filtradas más significativas y que presentaban continuidad a lo largo de la zona de estudio, separando en mapas distintos aquellos datos correspondientes a foliaciones y estratificación de aquellos con discontinuidades.

Al observar la disposición espacial de direcciones medidas tanto en la estratificación de las rocas corneanas como en la foliación de las serpentinitas de Caleta Puelche, y considerando lo mencionado en el punto anterior, se logra apreciar claramente como la tendencia mencionada con dirección nornoroeste se hace evidente, y apreciándose a su vez las mismas similitudes con las direcciones de foliación medidas en los cuerpos de metabasitas observados hacia el sur de la zona de estudio (Figura 15), donde se puede observar la misma tendencia en las rocas metamórficas presentes al sur de Hornopirén y una tendencia más cargada en dirección noroeste para las metabasitas de Punta Quiaca.

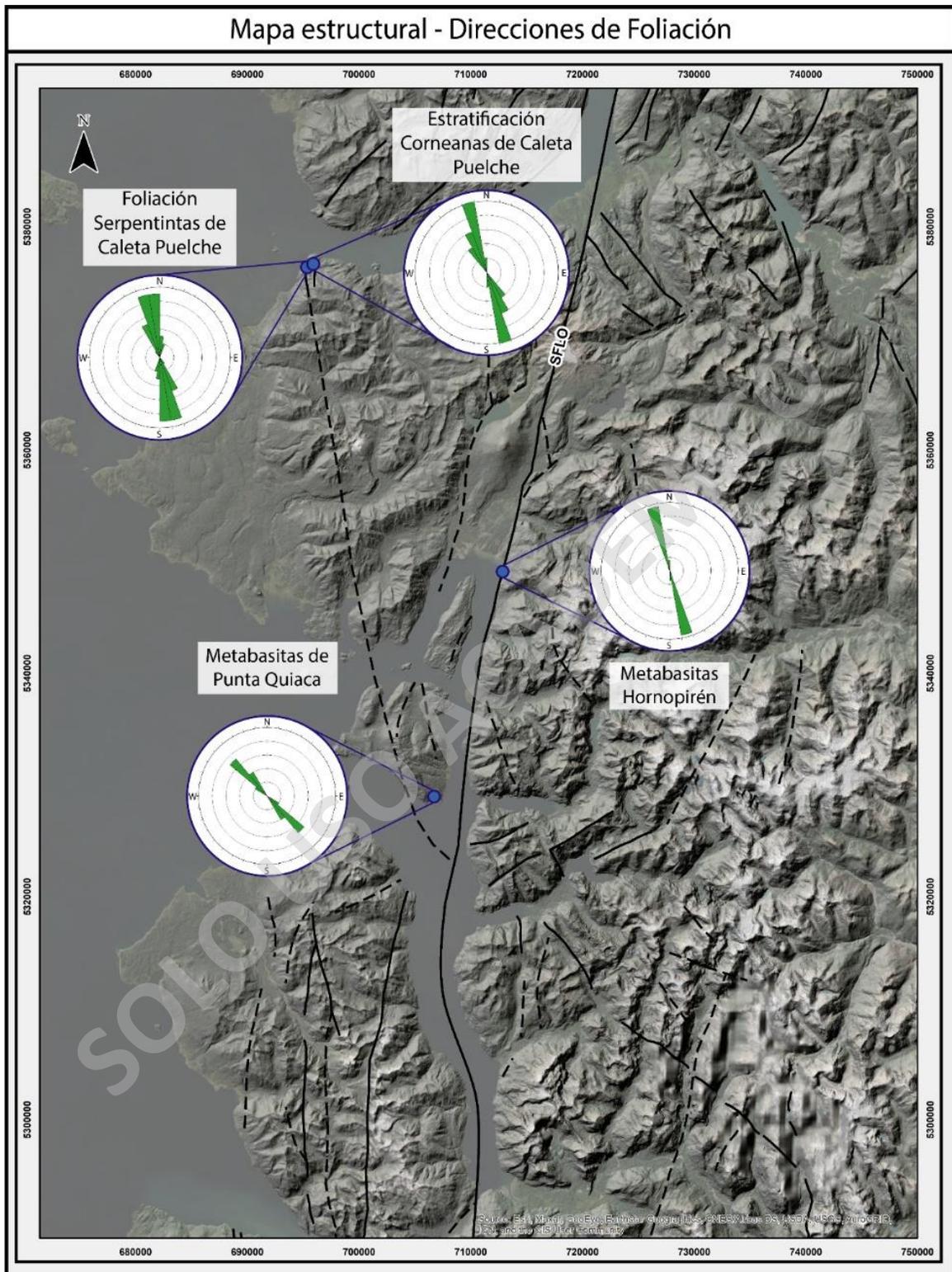


Figura 15. Mapa estructural generado para el área de estudio en conjunto con los diagramas de rosetas georreferenciados obtenidos a partir de los datos de foliación recopilados en distintas unidades a lo largo de la zona.

Al estudiar y comparar las tendencias en las direcciones de las discontinuidades medidas en las diferentes unidades a lo largo de la zona de estudio, también se pueden observar coincidencias claras, partiendo por las familias de discontinuidades con orientación noreste y noreste-este, las cuales están presentes tanto en los cuerpos serpentínicos como en las rocas corneanas de Caleta Puelche y Lenca, aunque se ausenten en las rocas corneanas de Caleta la Arena, donde predominan discontinuidades con orientación noroeste (Figura 16). Continuando hacia la zona central del área de estudio, podemos apreciar la misma familia de discontinuidades presentándose tanto en rocas pertenecientes al batolito norpatagónico de edad miocena como en las rocas volcánicas asociadas a la formación Pichicolo, sin embargo, en la unidad de metabasitas de Pichicolo es posible identificar una familia de discontinuidades de orientación noroeste, la cual es similar a la observada en las corneanas de Caleta la Arena (Figura 16b). Finalmente, en la zona sur del área de estudio se puede observar una tendencia clara en la orientación de las discontinuidades medidas tanto en rocas pertenecientes al batolito norpatagónico cretácico como en los cuerpos metamórficos encontrados al sur de Hornopirén y en Isla Llancahué, la cual coincide con las orientaciones noreste y este-noreste medidas en las rocas corneanas y cuerpos serpentínicos ubicados en la zona norte de la zona de estudio.

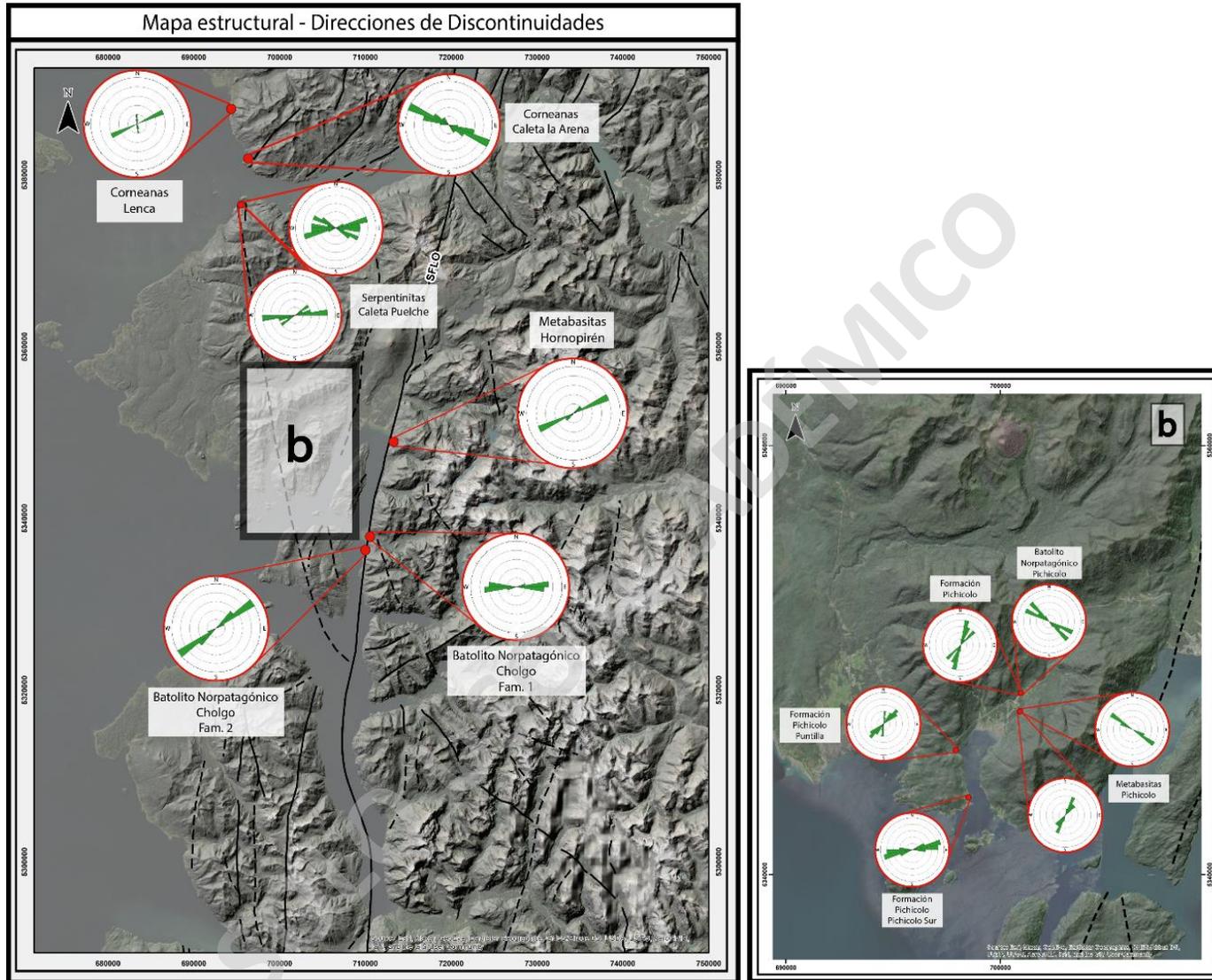


Figura 16. Mapa estructural generado para el área de estudio en conjunto con los diagramas de rosetas georreferenciados obtenidos a partir de los datos de discontinuidades recopilados en distintas unidades a lo largo de la zona. En la figura de la derecha (b) se puede apreciar en mayor detalle los datos obtenidos en la localidad de Pichicolo y circundantes

5.3 Análisis microestructural

A modo de complementar los datos estructurales obtenidos a meso escala y obtener una mayor información sobre los mecanismos de deformación presentes en el área de estudio, se observaron distintas secciones delgadas orientadas extraídas de distintas unidades litológicas presentes a lo largo del área de estudio. De esta forma, se obtuvieron las secciones delgadas presentadas a continuación, donde se tienen (1) las rocas corneanas de Caleta la Arena (Figura 17); (2) metabasitas de Isla Llancahué (Figura 18) y (3) Isla Pelada (Figura 19); (4) las metabasitas al sur de Hornopirén (Figura 20); y (5) batolito norpatagónico en Cholgo (Figura 21). Adicionalmente se realizaron secciones delgadas de las corneanas de Lenca y las anfibolitas de Pichicolo, sin embargo, no se encontraron indicadores cinemáticos, foliaciones ni evidencias de deformación para presentar en el actual trabajo.

Partiendo por la sección delgada obtenida a partir de las rocas corneanas de caleta La Arena (Figura 17), podemos observar una foliación leve conformada principalmente por aglomeraciones en bandas de cristales de biotita y sílice microcristalino, además de presentar sinuosidades en las bandas de biotitas que, en algunos casos, parecen asemejarse a formas sigmoidales simétricas (Figura 17a), sin embargo, no fue posible identificar otro indicador cinemático ni evidencia de deformación clara en la muestra. En adición a esto, cabe destacar que los cristales de biotita pese a encontrarse en bandas paralelas, no se encuentran orientados con respecto a la dirección de foliación principal (Figura 17b), por lo que es posible que la foliación observada este mas relacionada a la dirección de estratificación del protolito de la roca que a algún evento tectónico posterior.

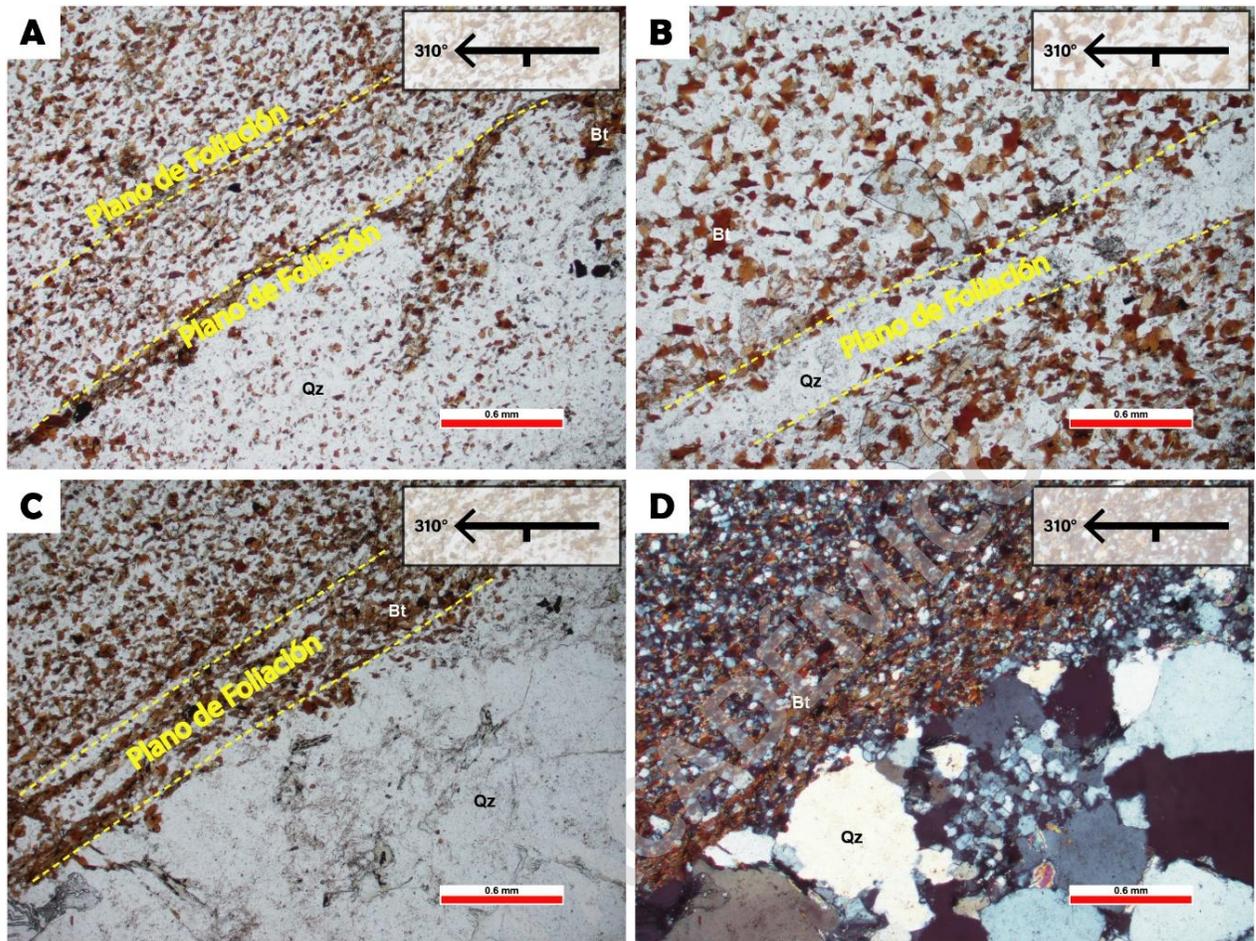


Figura 17. Sección delgada de la muestra CM21-09, extraída de la unidad de rocas corneanas de Caleta la Arena. (A) Se observa el plano de foliación preferente y formas sinuosas posiblemente asociadas a algún evento de deformación, pero sin indicadores cinemáticos claros. (B) Plano de foliación preferente generado principalmente por la variación en la concentración de minerales, donde se observan los cristales de biotita sin orientación clara. (C) Plano de foliación y presencia de capas compuestas por cristales de cuarzo de mayor tamaño y sin evidencias de deformación. (D) Sección transparente a nicols cruzados donde se aprecia de mejor manera el tamaño de grano presente en una de las capas de sílice.

Por otro lado, al movernos hacia la zona sur del área de estudio, podemos observar un aumento significativo en la foliación de las muestras, presentándose además junto a minerales orientados y evidencias de deformación de un estilo más bien dúctil. En primer lugar, al analizar la sección delgada obtenida a partir de la metabasita de la Isla Llancahué (Figura 18), podemos observar una foliación con una fuerte componente vertical dada principalmente por la orientación de los cristales de biotita, los cuales mantienen la misma dirección preferente en prácticamente toda la muestra (Figura 18a), sin embargo también es posible identificar una segunda dirección de

foliación, la cual varía en aproximadamente 60° con respecto a la principal (Figura 18b). Adicionalmente, es posible identificar cristales de biotita deformados, presentando formas sigmoidales que sugieren una cinemática dextral, la cual es paralela a la dirección de foliación (Figura 18d), concordando de esta forma con la cinemática regional dada por el SFLO, sin embargo, también se encontraron evidencias de deformación dentro de cristales de plagioclasa con formas sigmoides sinistral (Figura 18c) siguiendo la misma dirección de la foliación principal. Dichos indicadores cinemáticos sinistral son mucho menos abundantes que los indicadores dextral presentes en las biotitas y no se logró encontrar ninguna relación de corte entre ellos, sin embargo, considerando la cinemática dextral del SFLO que controla la zona, se podría suponer que el evento sinistral evidenciado en la deformación dúctil presente en la muestra fue, posiblemente, anterior al régimen estructural actual.

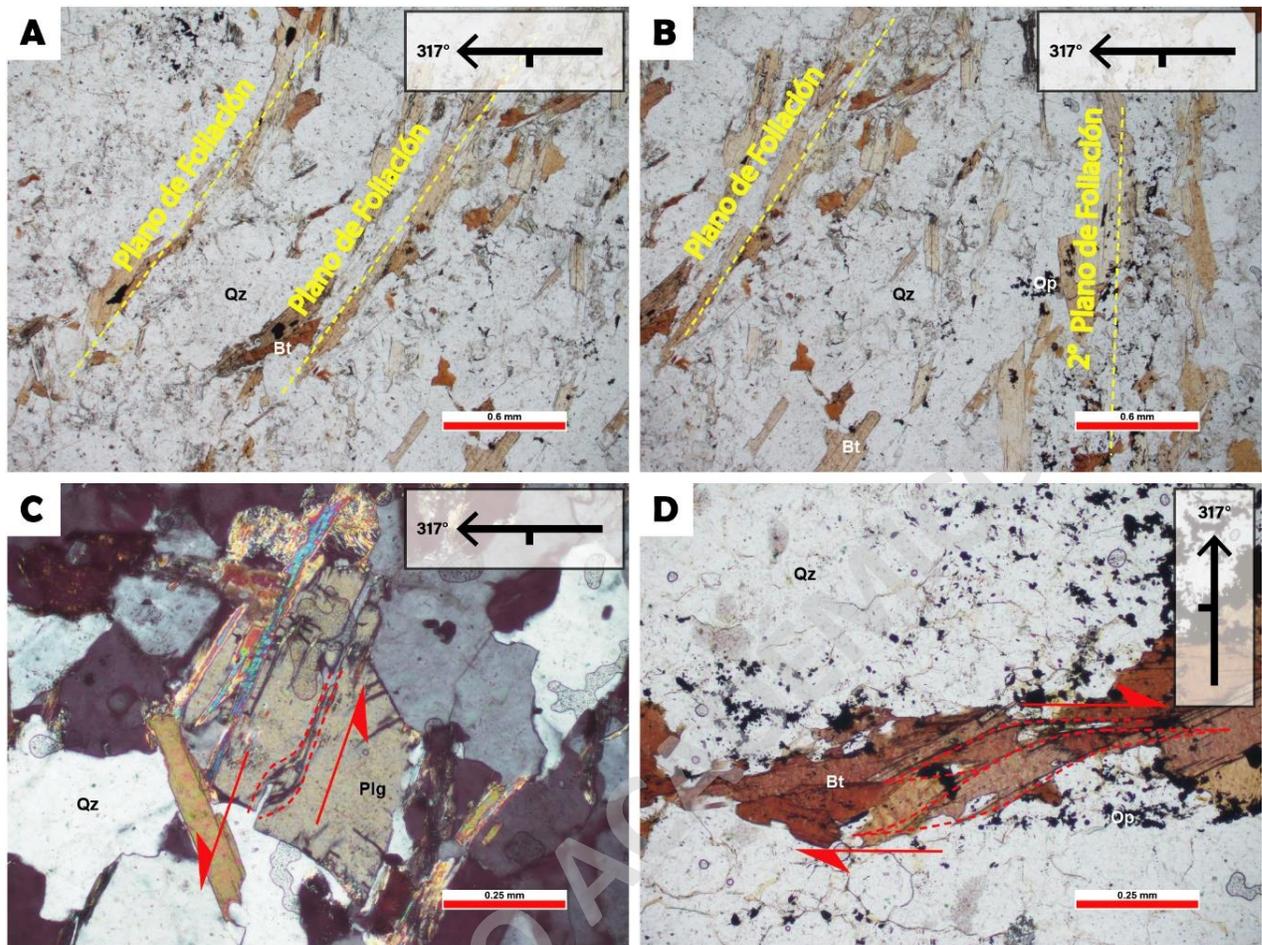


Figura 18. Sección delgada de la muestra CM21-35, extraída de la unidad de metabasitas presentes en el extremo norte de la Isla Llancahué. (A) Se observa el plano de foliación preferente conformado principalmente por cristales de biotita orientados. (B) Cristales de biotita orientados en torno a la misma dirección observada en la figura A y cristales orientados en una segunda dirección de foliación secundaria. (C) Indicador cinemático siniestral (Cola sigma) presente en cristal de plagioclasa alterado y orientado en torno a la dirección de foliación principal. (D) Formas sigmoideas presentes en cristales de biotita deformados con cinemática dextral.

Para el caso de la muestra CM21-36 obtenida en la Isla Pelada, pese a la cercanía, se pueden observar diferencias significativas con respecto a la muestra de la Isla Llancahué. En primer lugar, se puede observar como la roca presenta una mayor concentración de micas, las cuales se encuentran fuertemente alteradas a clorita y orientadas de forma paralela en torno a una dirección preferente, conformando una foliación sub horizontal (Figura 19a) que discrepa mucho de la presente en la muestra CM21-35, siendo esta mucho más marcada, además de presentar sílice recristalizado conformando listones de cuarzo, lo que indica un metamorfismo de condiciones de presión y temperaturas mayores a la muestra vista anteriormente. Estos listones de cuarzo presentan

formas sigmoidales, las cuales indican una cinemática siniestral asociada a la formación de estos (Figura 19d). Adicionalmente se pueden observar numerosas vetillas de epidota cortando a la foliación de manera oblicua (Figura 19c), las cuales son paralelas a una estructura de cizalle presente en la muestra, en donde se aprecia una fuerte deformación con una cinemática siniestral que corta a la foliación principal (Figura 19b).

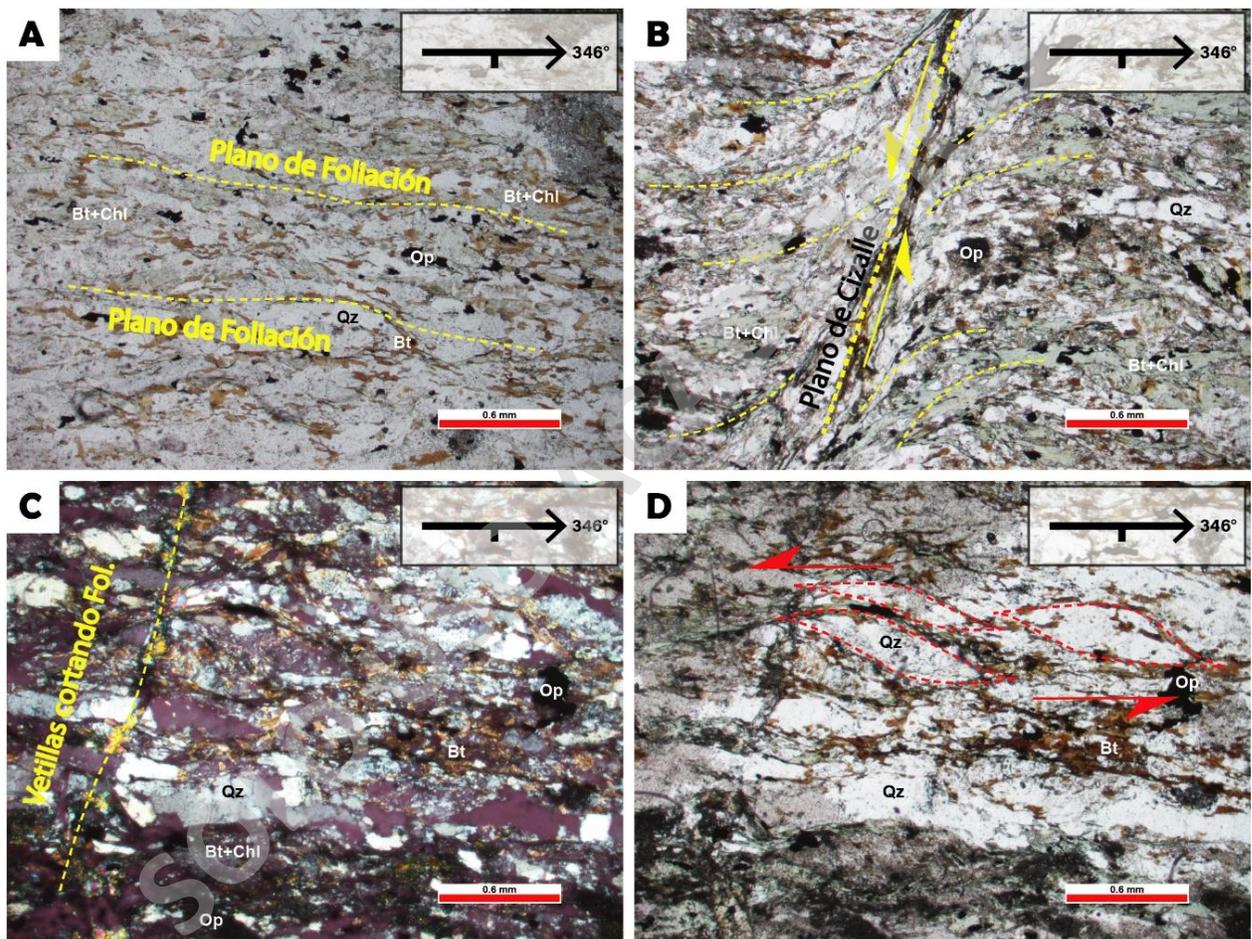


Figura 19. Sección delgada de la muestra CM21-36, extraída de la unidad de metabasitas presentes en el extremo sur de la Isla Pelada. (A) Se observa el plano de foliación preferente conformado principalmente por cristales de biotita alterados y deformados. (B) Estructura de cizalle siniestral cortando la foliación de la roca de manera oblicua. (C) Sección transparente a nicols cruzados donde se aprecia una de las numerosas vetillas paralelas que cortan la foliación. (D) Listones de cuarzo con formas sigmoidales que indican cinemática siniestral.

De manera similar a lo observado en la muestra CM21-36, hacia el sur de Hornopirén se presentan rocas metamórficas de protolito básico, en donde se aprecia una foliación clara con orientación similar a la muestra ya mencionada. La foliación de la muestra CH21-02 está controlada, al igual que en la muestra CM21-36, por sílice microcristalino y por la presencia de micas de biotita fuertemente alteradas que se encuentran deformadas y orientadas en torno a una dirección preferente (Figura 20b), con la diferencia de que en esta muestra no se presentan listones de cuarzo como en la muestra anterior. Sin embargo, es posible identificar numerosos nódulos compuestos principalmente de epidota, los cuales se encuentran deformados y rotados, conformando así tanto colas “delta” como colas “sigma” que sugieren cinemáticas principalmente sinistralas (Figura 20a y 20c). En adición a esto, y al igual que en muestras anteriores, también fue posible identificar formas sigmoides que sugieren una cinemática dextral paralela al mismo plano de foliación (Figura 20d), obteniendo así dos cinemáticas distintas asociadas a la misma dirección y sin relaciones de corte claras entre ellas.

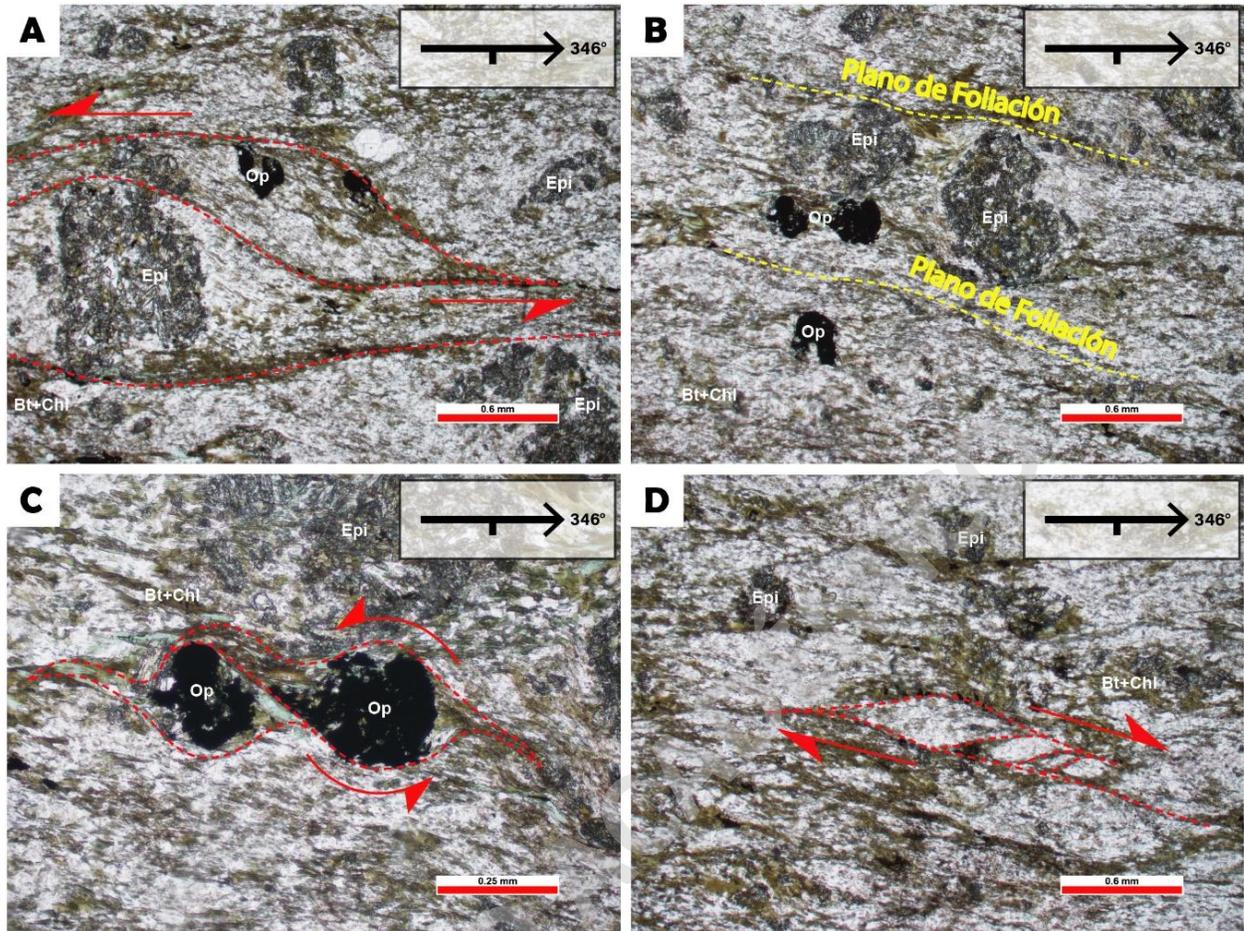


Figura 20. Sección delgada de la muestra CH21-02, extraída de la unidad de metabasitas ubicada al sur de la localidad de Hornopirén. (A) Se aprecian formas sigmoides con cinemática siniestral asociadas a los nódulos de epidota y a los microcristales de sílice y biotita que conforman la roca. (B) Plano de foliación generado por microcristales de sílice y biotita alterada con deformación y orientación paralela entre sí. (C) Cristales opacos granulares con evidencia de rotación indicando cinemática siniestral. (D) Formas sigmoides asociadas a los microcristales de biotita alterada con cinemática dextral y paralela a la dirección de foliación principal.

Finalmente se tiene la muestra CH21-01, la cual corresponde al batolito norpatagónico de edad cretácica y que, en la zona de estudio se presenta con un grado bajo de metamorfismo, manteniendo la integridad de sus minerales, pero presentando un moderado grado de foliación y deformación observable principalmente en sus minerales micáceos. La muestra está compuesta principalmente por cuarzo, feldespatos, plagioclasas y biotitas, siendo estas últimas las que reflejan los eventos de deformación a los que fue expuesta la roca, presentándose fuertemente orientadas en torno a una dirección preferente (Figura 21a) similar a las muestras CM21-36 y CH21-02. Los cristales de biotita presentan una deformación significativa, generando formas sigmoides que

indican una cinemática principalmente siniestral, la cual es observable en numerosos cristales a lo largo de la sección transparente (Figura 21b y 21c), sin embargo y, de la misma manera que en las muestras ya mencionadas, es posible identificar grietas y deformaciones dentro de las biotitas que sugieren cinemáticas dextrales asociadas a la misma dirección que presentan los indicadores cinemáticos siniestrales (Figura 21d)

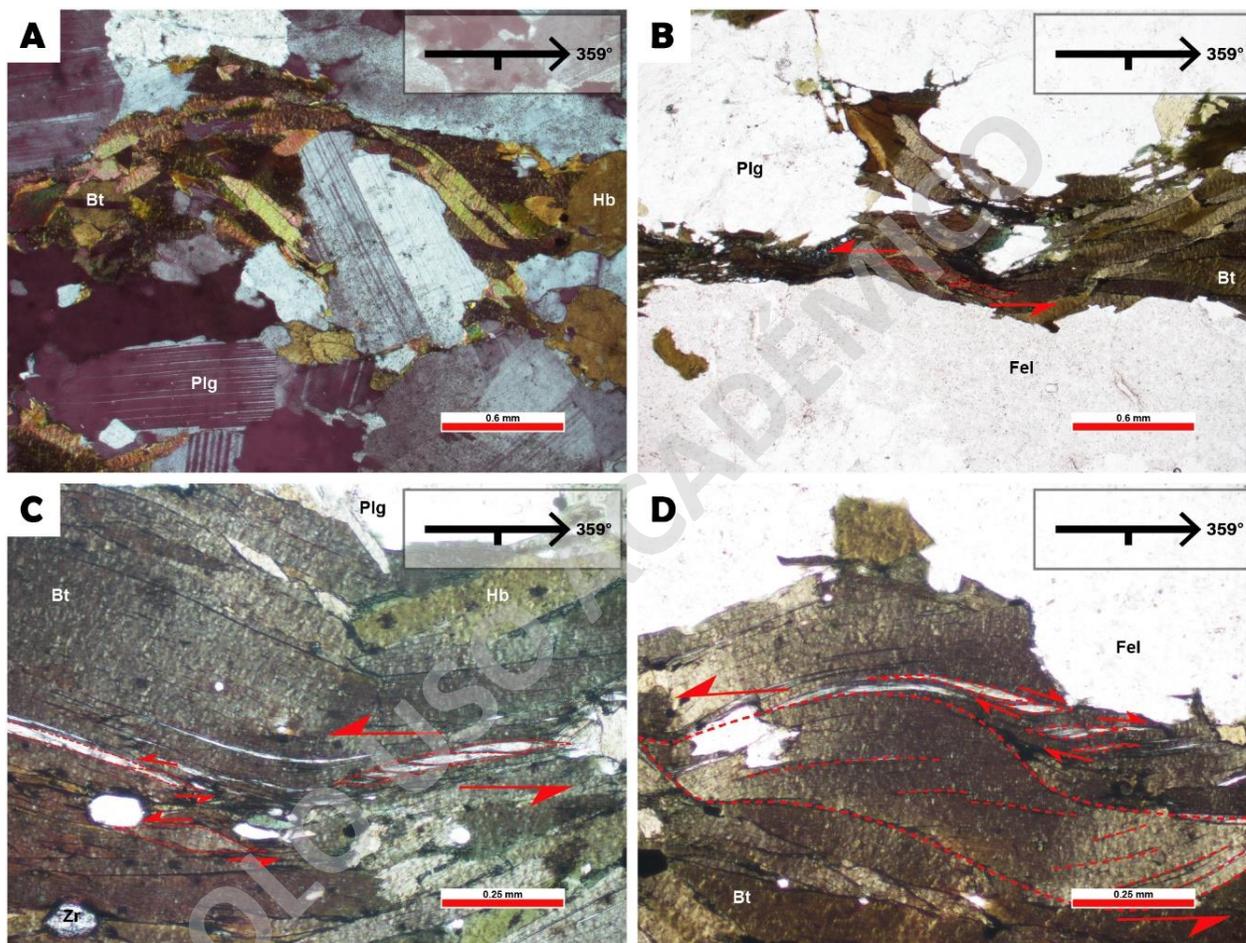


Figura 21. Sección delgada de la muestra CH21-01, extraída de rocas intrusivas asociadas al batolito norpatagónico presente en la localidad de Cholgo. (A) Sección delgada a nicols cruzados resaltando cristales de plagioclasas y feldespato sin deformación, mientras que las biotitas presentan deformación en torno a una dirección de foliación preferente. (B) Formas sigmoidales con cinemática siniestral presente en cristales de biotita. (C) Formas sigmoidales con cinemática siniestral presentes en fracturas dentro de cristales de biotita. (D) Indicador cinemático siniestral (Cola sigma) en cristal de biotita con presencia de fracturas con evidencia de deformación con cinemática dextral asociada a la misma dirección de foliación.

A continuación, se presentan redes estereográficas con la proyección de los diferentes elementos observados en las muestras de roca para cada muestra respectivamente (Figura 22), en donde se logra apreciar de manera clara las similitudes con respecto a la orientación preferencial que presentan los diferentes planos observados, con una tendencia en dirección NNW la cual se ve disminuida hacia el sur, variando a tendencias NS.

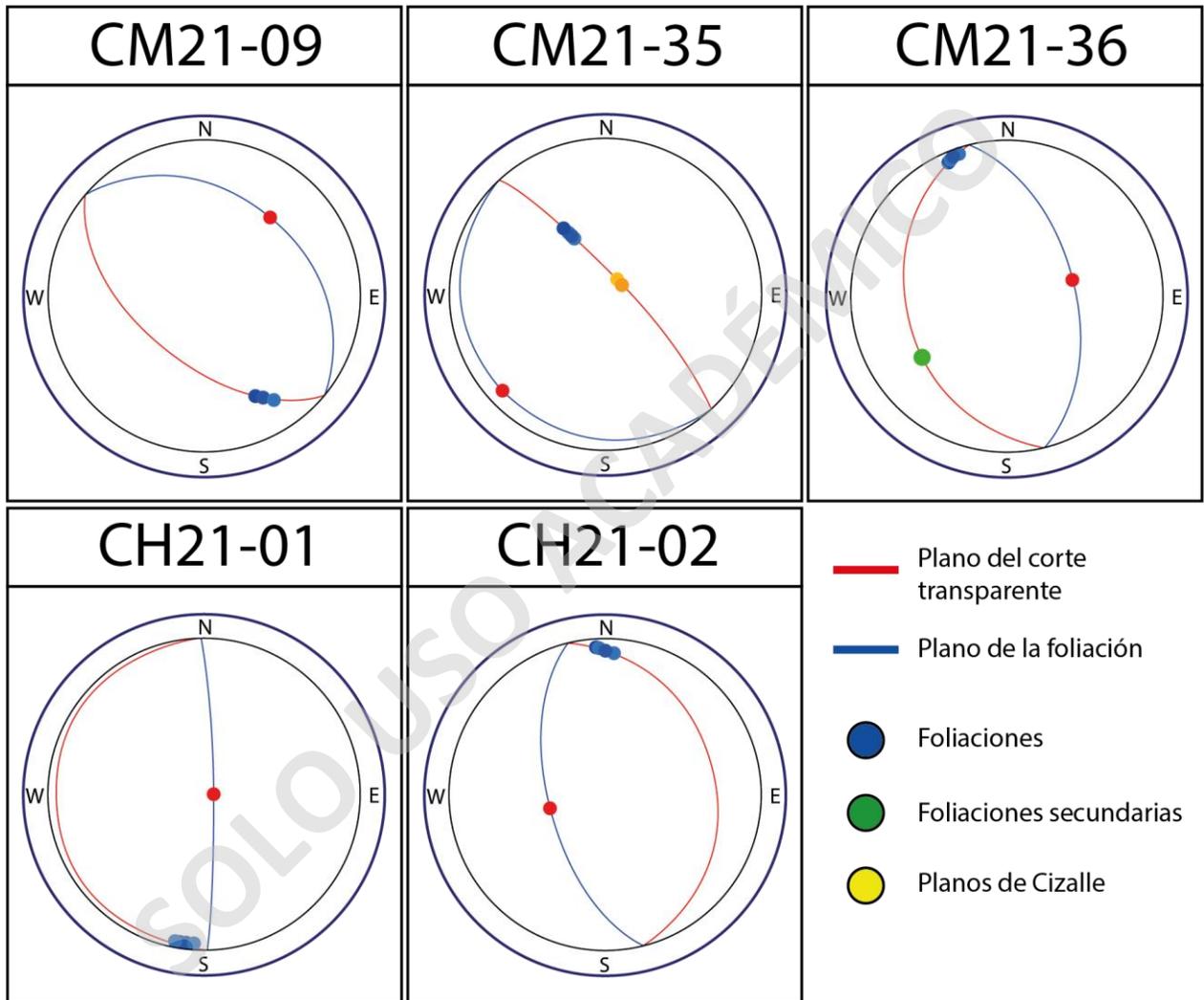


Figura 22. Redes estereográficas correspondientes a cada corte transparente observado, con las proyecciones tanto del plano de la lámina delgada como el plano de la foliación misma, además de la proyección de los distintos rakes observados y medidos para cada roca.

6. Discusión

Una vez expuestos y descritos los resultados obtenidos a partir de los distintos datos extraídos en terreno, se pasará en el presente capítulo a realizar un análisis detallado de estos, buscando integrar y correlacionar los datos obtenidos a macro, meso y microescala, esto con el objetivo de proponer un modelo interpretativo que consiga dar luces de cómo se disponen los distintos cuerpos metamórficos de Chiloé continental y como es el control estructural que domina su emplazamiento.

6.1. Cuerpos resistivos y correlación con unidades geológicas

Anteriormente se presentó el modelo de resistividad 2D generado a partir de las mediciones magnetoteléuricas realizadas en la zona de estudio, permitiendo identificar numerosos cuerpos en función de sus cualidades conductivas, los cuales presentaban una continuidad lateral que terminaba por acuñarse hacia el extremo sur del perfil. A continuación, se presenta el mismo perfil de resistividad en conjunto con el mapa geológico de la zona de estudio a modo de identificar y correlacionar dichos cuerpos resistivos con las distintas unidades existentes (Figura 23).

El cuerpo conductivo C1 corresponde a la unidad más superficial del perfil generado, abarcando desde la superficie hasta aproximadamente los 4 km de profundidad y presentando valores de resistividad inferiores a los $50 \Omega \cdot m$. Esta unidad pareciera corresponderse espacialmente con los depósitos sedimentarios Pleistocenos dispuestos en la zona norte de la transecta, coincidiendo con los valores de resistividad esperados para cuencas sedimentarias ($1-100 \Omega \cdot m$; Jones 1988; Chave y Jones 2012), sin embargo, tanto el espesor como la continuidad hacia el sur del cuerpo conductivo C1 no coinciden con lo observado en superficie, además de que hacia el extremo sur del cuerpo C1 se aprecian afloramientos de rocas metamórficas, por lo que no se puede asociar esta unidad conductiva únicamente con la cuenca sedimentaria pleistocena. Por otra parte, estudios MT realizados en distintas macroestructuras y zonas de cizalle (Wu et al., 2002; Unsworth et al., 1999; Bedrosian et al., 2004) presentan valores de resistividad similares a los observados en el cuerpos C1, lo cual se explica principalmente por un aumento en el grado de fracturamiento debido a la presencia de fallas que favorecen a la circulación de fluidos meteóricos e hidrotermales, además de la presencia de arcillas generadas en la misma zona de cizalle, coincidiendo con la presencia de fuentes termales como lo son las termas de Pichicolo y las termas de Llancahué, las

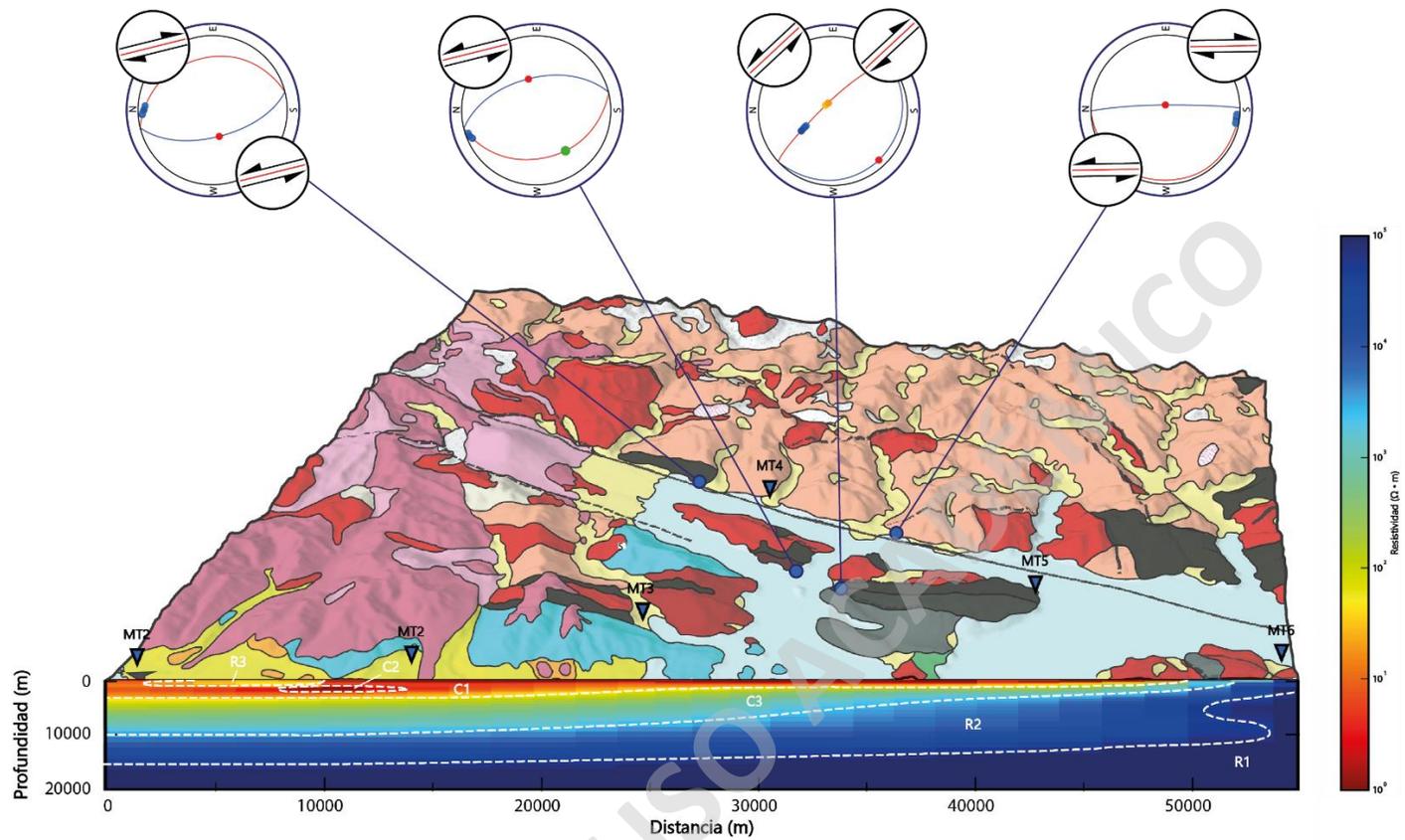
cuales se asocian a la percolación de fluidos supérgenos por medio de fracturamiento asociado a los sistemas de fallas que se encuentran en la zona (Hauser 1989).

Adicionalmente, el cuerpo C1 presenta dentro de sus límites dos cuerpos cuyas características conductivas permiten diferenciarlos de su entorno. El cuerpo conductivo C2 presenta valores de resistividad inferiores a los $5 \Omega \cdot m$, permitiendo distinguirlo por ser mucho más conductivo que el cuerpo C1 que de por sí ya presenta bajos valores de resistividad. Dicho cuerpo no aflora en superficie, sin embargo, debido a su baja profundidad, su alta conductividad y el tipo de unidad en la que se encuentra emplazado, posiblemente pueda tratarse de un reservorio hidrotermal, lo cual conversa con el contexto de la zona debido a la alta cantidad de fuentes termales existentes en las cercanías. Por otra parte, en el extremo norte del perfil de resistividad se observa aflorando en superficie al cuerpo R3, el cual, pese a no presentar valores especialmente altos de resistividad, se diferencia marcadamente del cuerpo conductivo C1, por lo que posiblemente este asociado a una litología distinta. Esta unidad se acuña hasta desaparecer a los pocos kilómetros en dirección sur y su continuidad en dirección norte es desconocida, sin embargo, esta se encuentra aflorando significativamente cerca de los cuerpos serpentínicos existentes en Caleta Puelche, además de presentar valores de resistividad similares a los observados en aquellas zonas del perfil en donde se encuentran afloramientos de rocas metamórficas. Considerando lo anterior, se intuye que la unidad R3 podría corresponder a cuerpos serpentínicos/metamórficos, los cuales, debido a la disposición y geometría observada en el perfil de resistividad, puedan corresponder a bloques aislados que han sido desplazados por posible actividad tectónica, otorgando aún más evidencias a la existencia de una estructura de magnitud importante asociada a la traza del perfil.

Subyaciendo al cuerpo C1 se aprecia el cuerpo C3, cuya continuidad lateral en dirección norte es desconocida, puesto que la tendencia hacia dicho sector es horizontal y no presenta indicios de variar su disposición, sin embargo, hacia el sur se presenta una variación tanto en la disposición como en el espesor del cuerpo, donde comienza a reducir su potencia a la vez que se aproxima a la superficie, terminando por aflorar pocos kilómetros antes de llegar al punto de medición MT6, donde coincide con afloramientos de rocas máficas y ultramáficas existentes en la península de Huequi y que continúan hacia el sur de la transecta. En lo que respecta a los valores de resistividad, las rocas metamórficas pueden presentar un amplio rango de valores en función de diversos factores, como lo son la composición, presión, temperatura, presencia de fluidos, e incluso la

dirección de foliación puede favorecer o dificultar la conductividad eléctrica (Glover & Vine 1992), y aunque existen mediciones en laboratorio en condiciones asociadas a corteza y estudios MT asociados a este tipo de rocas que indican resistividades altas para distintos tipos de rocas metamórficas en general (Wu et al., 2002), es necesaria más información para poder correlacionar la unidad C3 a los cuerpos metamórficos presentes en la zona, aun mas considerando que los rangos de resistividad que presenta dicha unidad son similares a la resistividad del medio obtenida en otros estudios que utilizan el método magnetotelúrico realizados al norte de la zona de estudio y en torno al SFLO (Vásquez 2019; Jullian 2019; Díaz et al., 2020).

En las zonas más profundas del perfil se aprecian los cuerpos R1 y R2, los cuales corresponden a unidades altamente resistivas que se relacionan con rocas plutónicas pertenecientes al batolito norpatagónico, esto debido a que dichas rocas afloran al sur de la transecta, coincidiendo con la zona donde los cuerpos R1 y R2 alcanzan la superficie, conversando con los valores de resistividad esperados para rocas intrusivas de composición granítica, las cuales se caracterizan por presentar valores altamente resistivos. Adicionalmente, al observar la disposición del cuerpo R1 en el extremo sur del perfil, podemos observar como este continua en ascenso, alcanzando seguramente la superficie directamente al sur de la transecta, donde en el mapa geológico de la zona se aprecia como el batolito norpatagónico comienza a tomar un rol protagonista en la geología de la zona. Valores altamente resistivos por parte de cuerpos intrusivos graníticos han sido descritas en numerosos trabajos (Becken & Ritter 2012; Wu, et al., 2018; Vásquez 2019; Jullian 2019), concordando con los valores obtenidos. Cabe destacar la variación en los valores de resistividad entre el cuerpo R1 y R2, donde este último presenta valores que se mueven entre los $10^3 \Omega \cdot m$ y $10^4 \Omega \cdot m$, mientras que el cuerpo R1 tiene valores de resistividad mayores, alcanzando los $10^5 \Omega \cdot m$. Esta diferencia puede explicarse debido a posibles diferencias de edades presentes en el batolito norpatagónico, donde se esperaría una respuesta más resistiva por parte de la porción Cretácica del batolito al ser más vieja y por tanto más fría que la porción Miocena.



LEYENDA

- | | | |
|---|--|---|
| <p>SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS</p> <ul style="list-style-type: none"> Depósitos fluviales, aluviales, deltaicos, coluviales, estuáricos, lacustres, conos de deyección, morrénicos, de remociones en masa, de playas y eólicos, Pleistoceno - Holoceno Depósitos sedimentarios asociados a la Glaciación Llanquihue, Pleistoceno Superior Depósitos sedimentarios asociados a la Glaciación Santa María, Pleistoceno Medio Depósitos marinos litorales, Pleistoceno <p>ROCAS Y DEPÓSITOS VOLCANICOS</p> <ul style="list-style-type: none"> Lavas y depósitos piroclásticos y laháricos basálticos a riolíticos, Pleistoceno Superior-Holoceno Lavas y depósitos piroclásticos y laháricos dacíticos, Pleistoceno | <p>ROCAS ESTRATIFICADAS Y METAMÓRFICAS</p> <ul style="list-style-type: none"> Conglomerados, areniscas, lutitas, tobas y areniscas tobáceas. Formación Ayacara, Oligoceno-Mioceno Inferior Lavas porfíricas, brechas y cuerpos subvolcánicos andesíticos con escasas areniscas tobáceas. Formación Pichicolo, Jurásico Superior-Cretácico Inferior Areniscas finas, peltas negras, limolitas y conglomerados con fragmentos de cuarzo y de rocas metamórficas, Triásico Superior Esquistos pelíticos a semipelíticos, filitas, pizarras, cuarcitas, metaareniscas y metaconglomerados, Paleozoico-Triásico Esquistos máficos y metabasitas, Paleozoico-Triásico Esquistos anfibolíticos y rocas máficas y ultramáficas. Complejo metamórfico de la Cordillera Principal de los Andes, Paleozoico-Triásico | <p>ROCAS INTRUSIVAS</p> <ul style="list-style-type: none"> Granitos, granodioritas, monzonitas, tonalitas, dioritas y gabros, Batolito NorPatagónico, Mioceno Tonalitas, granitos, granodioritas, dioritas y monzogranitos, Batolito NorPatagónico, Cretácico Inferior Gabros y microgabros, Jurásico-Cretácico Dioritas y, en menor proporción, gabros y gabronoritas, Jurásico Gabros y ultrabásitas, Pérmico-Triásico Granitos, granodioritas y tonalitas, Carbonífero-Pérmico Metatonalitas y metadioritas, Devónico |
|---|--|---|

Figura 23. Perfil de resistividad 2D generado a partir de las mediciones MT en correlación con la topografía y el mapa geológico de la zona, integrando redes estereográficas con direcciones de estructuras obtenidas de las unidades estudiadas.

En el perfil generado, se puede notar como la transecta es paralela a la estructura propuesta por Quaroni 2020 y oblicua al SFLO, y que, si bien no alcanza a ser atravesado por el perfil de resistividad, aun debiese de registrarse alguna respuesta en los valores de resistividad por parte del SFLO considerando la ubicación de los puntos de medición y la cercanía del extremo sur del perfil con la traza principal. Trabajos de resistividad mediante el método MT se han realizado en torno al SFLO en los 39°S, en las proximidades del volcán Villarrica (Vásquez 2019; Jullian 2019), y en los 41°S, cerca del volcán Osorno (Diaz 2020), además de otros estudios en zonas de falla de gran escala, como en la zona de cizalle Great Slave Lake en Canadá (Wu et al., 2002) o en la falla de San Andrés en California (Unsworth et al., 1999; Bedrosian et al., 2004), coincidiendo los registros en presentar zonas de baja resistividad asociada a una mayor percolación de fluidos facilitado por el fracturamiento dado en la zona de falla en cuestión, sin embargo, dicha tendencia no es observada en el perfil de resistividad generado ya que al aproximarnos a la traza principal del SFLO se presentan cuerpos altamente resistivos asociados al batolito norpatagónico y no se consigue identificar ningún aumento en la conductividad destacado. Esto puede deberse a una falta de resolución producto de una baja concentración de puntos de medición o a que la traza del SFLO simplemente no alcance a mostrarse en el perfil dada la extensión de este, sin embargo es necesario destacar que la presencia misma del BNP aflorando en superficie es indicador de posibles canales estructurales que favorecieran a su acenso durante etapas tempranas de formación y/o eventos tectónicos significativos de modo tal que hayan sido capaces de alzar dicha unidad posterior a su emplazamiento, siendo ambos casos un antecedente importante a la hora de proponer estructuras de magnitudes importantes que, considerando los indicadores presentes en las unidades de la zona, puedan ser diferenciadas del SFLO en sí, conversando con las propuestas realizadas por Hervé et. al 2018 y Álvarez 2021.

6.2. Análisis estructural, deformación dúctil y direcciones de esfuerzos

En lo que respecta al análisis de los datos estructurales obtenidos tanto a macro como microescala en el área de trabajo, es importante destacar que en sector de Chiloé continental, el principal control estructural esta dado por el SFLO, el cual se presenta en la zona de estudio como una mega estructura con cinemática dextral que hoy en día se encuentra activa (Cembrano et al., 1996), y que en su traza principal se dispone con una orientación NNE-SSW. Considerando esto,

al analizar los datos estructurales obtenidos en terreno, es posible identificar una clara tendencia tanto en la deformación frágil como dúctil que se diferencia de las direcciones generales dadas por el SFLO. Con respecto a las tendencias observadas en discontinuidades y fracturamiento frágil, no es posible identificar de manera exacta cual es la dirección de esfuerzos que las origina, impidiendo así relacionarlas con alguna estructura en particular, sin embargo, las mismas tendencias y direcciones de fracturas que fueron medidas en rocas máficas y ultramáficas dispuestas en las cercanías de la traza principal del SFLO, fueron registradas en las unidades del norte de la zona de estudio, en las localidades de Lenca, Caleta la Arena y Caleta Puelche, las cuales se encuentran a más de 25 km de la traza principal y más de 50 km de los cuerpos máficos medidos hacia el sur de la zona de estudio. Esto podría indicar que, si bien no se puede decir de manera certera que estructura en específico está afectando a dichos cuerpos, debiese de ser la misma tanto para los cuerpos máficos y ultramáficos observados en la zona sur como norte del área de estudio (Figura 24). Esto conversa con los datos de resistividad observados en el punto anterior, donde las rocas metamórficas existentes en el sur del área de estudio presentaban valores de resistividad similares al bloque aislado observado en el extremo norte de la traza y que se relacionaba con las rocas serpentínicas ubicadas en Caleta Puelche debido a su proximidad espacial.

Con respecto a las mediciones obtenidas a partir de foliaciones y evidencias de deformación dúctil, se puede llegar a una conclusión similar, presentándose una tendencia clara en las direcciones de foliación observada tanto en los cuerpos serpentínicos de Caleta Puelche como en las unidades máficas y ultramáficas presentes en las cercanías de Hornopirén y en las islas Llancahué y Pelada. Esta dirección de foliación NNW-SSE se mantiene constante en las unidades máficas y ultramáficas, diferenciándose hacia el norte cada vez más de la dirección dada por el SFLO que cambia su trayectoria y orientación a una NE-SW. En adición a esto, se puede observar como las direcciones en los planos de foliación obtenidos a partir de las secciones transparentes concuerdan con las mediciones tomadas a meso escala y permiten asociar tanto a los cuerpos máficos y ultramáficos como al batolito norpatagónico Cretácico cinemáticas dextrales y siniestrales en torno a una única dirección de foliación.

Estas concordancias en las direcciones de foliación y disposición de los cuerpos metamórficos y serpentínicos estudiados podrían apuntar a un mismo régimen estructural controlando los afloramientos tanto de la zona norte como de la zona sur del área de estudio, el cual varía su

orientación en $\sim 30^\circ$ con respecto al SFLO si consideramos las metabasitas observadas al sur de Hornopirén, que se encuentran dispuestas directamente sobre la traza principal de este sistema de fallas, conversando con la propuesta hecha por Quaroni (2020) con respecto a la existencia de una estructura de magnitud importante con orientación NNW diferenciada de la traza principal del SFLO.

SOLO USO ACADÉMICO

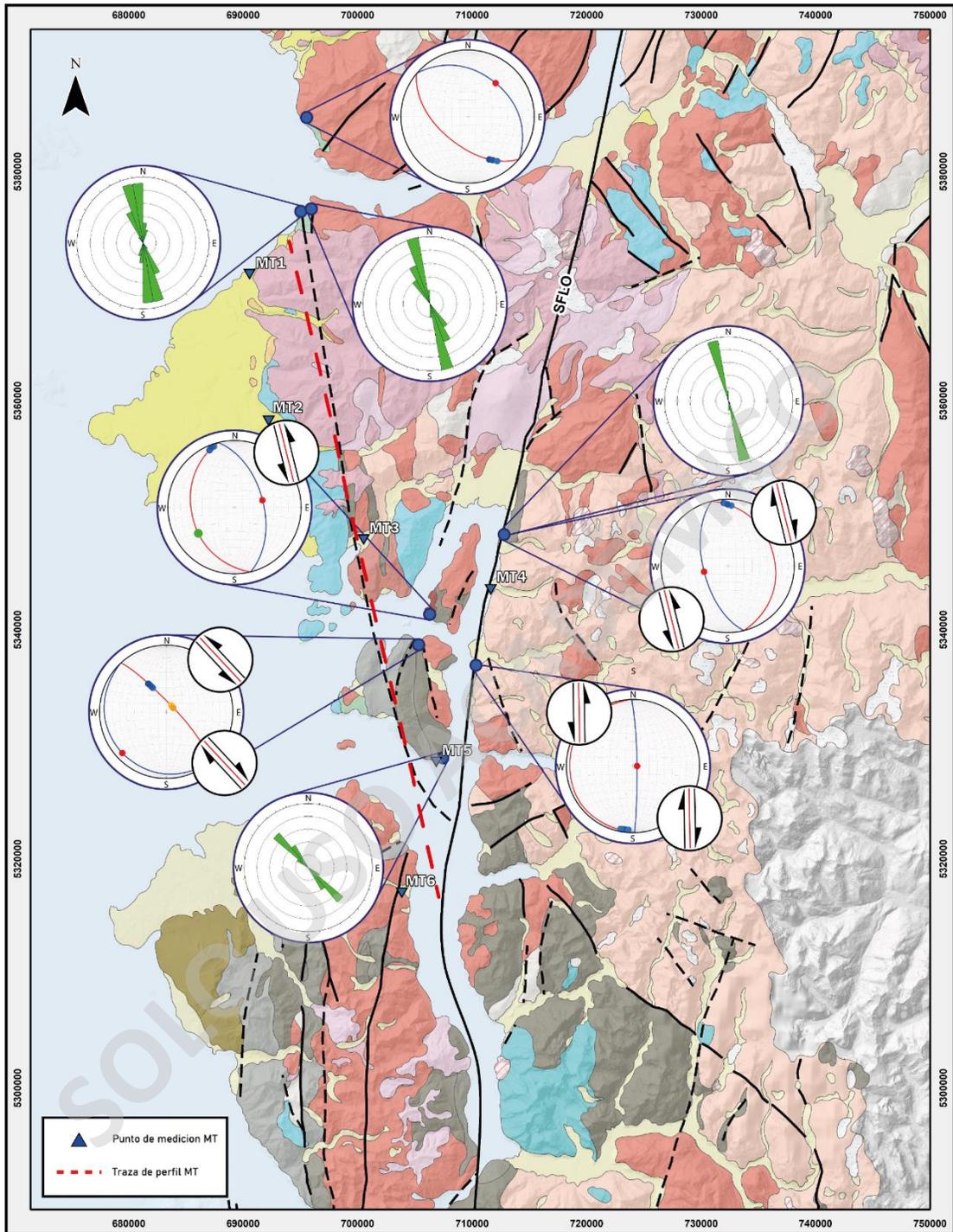


Figura 24. Mapa geológico de la zona de estudio en conjunto con los datos de foliación medidos a meso escala y redes stereonet generadas a partir de las mediciones extraídas de las secciones transparentes orientadas, donde la curva de color rojo representa el plano de la sección, la curva azul representa el plano de la estratificación y/o foliación de la roca y los puntos ubicados sobre la curva roja representan las mediciones de rake asociadas a las foliaciones existentes. Adicionalmente se presentan las direcciones de las cinemáticas identificadas en las muestras con su orientación respectiva

En el trabajo de Pérez (1999) se asocia la presencia de cuerpos ultramáficos y pillow lavas a complejos ofiolíticos en zonas de sutura, lo cual coincide con los trabajos realizados por Hervé et al., 2016 y Hervé et al., 2018, en donde se propone que las unidades metamórficas de la zona de estudio estarían asociadas a la colisión de un arco de islas (Chaitenia) durante el Carbonífero-Pérmico con el borde occidental de Gondwana, generando de esta manera una secuencia ofiolítica en zona de sutura con orientación NNW-SSE según la dirección de subducción existente durante el Devónico, lo que daría origen a los cuerpos serpentiniticos presentes en Caleta Puelche, conversando con los cuerpos resistivos observados mediante el perfil de resistividad expuesto anteriormente en dicha zona, los cuales presentan valores que apoyan a la existencia de rocas metamórficas en profundidad y en bloques aislados como pareciera ser el cuerpo R3. En adición a esto, en el trabajo de Folguera et al., 2019 se menciona como dichos cuerpos serpentiniticos habrían sido afectados por la actividad inicial del SFLO durante el Jurásico-Cretácico, en donde producto de un régimen transpresivo siniestral se habría generado la reactivación de la estructura heredada de la acreción de Chaitenia, provocando deformación en las serpentinitas y la consiguiente aparición de indicadores cinemáticos dextrales antitéticos al SFLO, la cual posteriormente durante el evento transpresivo del Mioceno, se habría reactivado como un sistema dextral generando deformación evidenciada por indicadores cinemáticos siniestrales antitéticos en las serpentinitas de Puelche. Esto coincide con lo propuesto por Álvarez 2021, donde se plantea una secuencia de eventos geodinámicos relacionados a la formación de una zona de sutura que habría sido posteriormente reactivada por acción del SFLO desde sus orígenes como un sistema siniestral. Así mismo, indicadores cinemáticos tanto dextrales como siniestrales han sido descritos en las serpentinitas de Puelche por González 2017; Quaroni 2020; y Álvarez 2021 coincidiendo con las cinemáticas obtenidas en las unidades de rocas máficas y ultramáficas presentes en las cercanías de Hornopirén y las islas Llancahué y Pelada, sugiriendo que dichas unidades hayan podido ser afectadas por los mismos procesos asociados a la formación de las serpentinitas de Caleta Puelche.

7. Conclusión

Las mediciones en planos de foliación existentes en los cuerpos metamórficos ubicados en el sur de la zona de estudio presentan una fuerte tendencia NNW-SSE, coincidiendo con lo observado en las serpentinitas de Caleta Puelche, las cuales se asocian a una estructura heredada de la colisión de Chaitenia durante el Devónico que habría sido reactivada por el SFLO según lo propuesto por Álvarez 2021. Dicha unidad serpentinitica habría sido afectada por eventos tectónicos relacionados a la actividad inicial del SFLO durante el cretácico y a la reactivación de este durante el Mioceno, lo cual se evidencia en la deformación dúctil que presenta y en indicadores cinemáticos antitéticos existentes en dicha unidad.

Las mismas evidencias fueron registradas en las rocas metamórficas de protolito básico observadas al sur del área de estudios, repitiendo la configuración descrita en las serpentinitas de Puelche. Esto sugiere un mismo control estructural para ambos cuerpos, asociando las rocas metamórficas de la zona sur del área de estudio a los mismos procesos que dieron origen al emplazamiento de la unidad serpentinitica de Caleta Puelche.

Adicionalmente, el modelo de resistividad generado permite identificar un cuerpo C3 con una resistividad que se encuentra dentro de los valores esperados para rocas metamórficas en condiciones de corteza continental, y que se extiende indefinidamente hacia el NNW, no así hacia el sur, donde ve su continuidad lateral truncada al aproximarse a la traza del SFLO debido a la aparición del batolito norpatagónico, mientras que hacia la superficie se logra identificar un cuerpo C1 altamente conductivo cuya disposición es similar al cuerpo C3 y que puede relacionarse a una considerable presencia de fluidos meteóricos e hidrotermales presentes en la corteza, sin embargo, dicho cuerpo al igual que C3 presenta una continuidad lateral indefinida en dirección NNW, mientras que se trunca en dirección SSE donde es más próximo a la traza principal del SFLO.

Las evidencias mencionadas anteriormente, en conjunto con la disposición presentada tanto por los cuerpos máficos/ultramáficos existentes en Puelche, Pichicolo, Hornopirén y las islas Pelada y Llancahué, reafirman la existencia de una estructura de orientación NNW-SSE oblicua a la traza principal del SFLO, la cual sería la responsable del emplazamiento de los cuerpos máficos y ultramáficos presentes en la zona y que debiese de haber estado presente desde la actividad

siniestral inicial del SFLO durante el cretácico de modo tal que pudiera haber generado la deformación dúctil y los indicadores cinemáticos descritos en los cuerpos metamórficos de la zona de estudio. Considerando lo anterior, no se descarta la propuesta de que la estructura de orientación NNW-SSE pueda corresponder a una estructura heredada de la acreción de Chaitenia durante el Devónico, sin embargo, sería necesaria información más detallada para afirmarlo de manera fehaciente.

SOLO USO ACADÉMICO

8. Consideraciones

- Debido a las condiciones tanto climáticas como la topografía y el difícil acceso, el número de puntos de medición MT fue reducido significativamente, generando un efecto directo en la resolución obtenida en el modelo de resistividad, por lo que sería ideal una mayor concentración de puntos de medición, lo cual podría ser acompañado de una mayor extensión lateral para la traza del perfil de resistividad con el objetivo de observar la respuesta resistiva del cuerpo serpentínico de Puelche y como se correlaciona con las unidades resistivas/conductivas descritas en el presente trabajo. Del mismo modo, extender la traza del perfil hacia el sur permitiría observar cómo se relacionan las unidades descritas con el SFLO, ya que, en el presente trabajo, contrario a lo esperable, no fue posible identificar una respuesta conductiva que pudiese asociarse al SFLO como tal.
- Pese a que lo ideal para un estudio de este tipo sería realizar perfiles de resistividad perpendiculares a las estructuras estudiadas, la topografía de la zona de estudio no lo permite, por lo que una opción sería la confección de un modelo de resistividad 3D que permitiera generar secciones de orientación EW con el fin de identificar de mejor manera la disposición la estructura propuesta y si interacciona con el SFLO en profundidad.
- Para el análisis estructural, una recopilación de datos enfocados en planos de falla y evidencias de deformación frágil permitiría identificar los diferentes tensores de esfuerzos presentes en el área, de modo tal que se pueda buscar registro de los eventos tectónicos asociados al emplazamiento de los cuerpos metamórficos y obteniendo edades relativas que permitan apoyar o refutar la historia geodinámica propuesta para las unidades máficas y ultramáficas de la zona de estudio.

9. Bibliografía

Álvarez, A. 2021. Evaluación Petrográfica y Microestructural de los Cuerpos Máficos y Ultramáficos de Complejos Metamórficos, entre 41°25'S y 43°40'S, Chiloé Continental, Chile. Memoria de Título de Geóloga, Universidad Andrés Bello.

Arenas, M.; Duhart, P., 2003. Área de Castro-Dalcahue, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, No. 79, 1 mapa escala 1:100.000, 31 p.

Biese, W. 1953. Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie, Vol. 1, p. 555-563.

Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605-635.

Cembrano, J. 1990. Las rocas plutónicas del borde occidental del batolito norpatagónico y rocas metamórficas asociadas, Chiloé continental. Memoria de Título de Geólogo (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 64 p.

Cembrano, J.; Hervé, F. & Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1-3), 55-66.

Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Hervé, F., Barrientos, S., McClelland, B., y Arancibia, G. 1996. Nature and timing of Cenozoic intra-arc deformation, southern Chile.

Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., & Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129-149.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G. & Sanhueza, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, v. 354, p. 289– 314.

Chave, A.; Jones, A. 2012. *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.

Chave, A.; Thomson, D. 2004. Bounded influence magnetotelluric response function estimation. *Geophysical Journal International*, 157(3), 988-1006.

deGroot-Hedlin, C.; Constable, S. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.

Duhart, P., McDonough, M., Muñoz, J., Martin, M. & Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del Centro-Sur de Chile (39°30'-42°00'S): Geocronología KAR, 40AR/39AR y U-Pb e Implicancias en la Evolución del Margen Suroccidental de Gondwana. *Rev. Geol. Chile*, V.28.

Duhart, P. & Adriasola, A. 2008. New time-constraints on provenance, metamorphism and exhumation of the Bahía Mansa Metamorphic Complex on the Main Chiloé Island, south-central Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 35, p. 79-104.

Duhart, P.L., 2008. Processos metalogeneticos em ambientes de arco magmático tipo andino, caso de estudo: mineralizacoes da regio dos Andes Patagónicos setentrionais do Chile. Ph. D Dissertation, Sao Paulo University, 215 pp., Sao Paulo.

Encinas, A.; Zambrano, P.A.; Finger, K.L.; Valencia, V.; Buatois, L.A.; Duhart, P. 2013. Implications of Deepmarine Miocene Deposits on the Evolution of the North Patagonian Andes. *Journal of Geology* 121: 215-238.

Franco, J. 2020. Geología y Caracterización Petrográfica de Rocas Máficas-Ultramáficas en Chiloé Continental, Región de Los Lagos, Chile. Memoria de Título de Geólogo, Universidad Andrés Bello.

Fortey, R.; Pankhurst, R.J.; Hervé, F. 1992. Devonian trilobites at Buill, Southern Chile. *Revista Geológica de Chile* 19 (2): 133-144. doi: 10.5027/andgeoV19n2-a01.

García, A.; Beck, M. E.; Burmester, R. F.; Munizaga, F.; Hervé, F., 1988. Paleomagnetic reconnaissance of the Región de Los Lagos, southern Chile, and its tectonic implications. *Revista Geologica de Chile* 15 (1): 13-20.

González, M. 2018. Caracterización petrográfica de los cuerpos ultramáficos en Chiloé continental, sur de Chile. Memoria de Título (Inédita). Universidad Andrés Bello, facultad de Ingeniería, p.78.

Hauser, A. 1989, Fuentes termales y minerales en torno a la carretera austral, Regiones X-XI, Chile. *Revista Geológica de Chile* 16 (2): 229-239.

Hervé, F.; Pankhurst, R.; Zambrano, J.; Munizaga, F., 1990. Magmatism and Tectonics in the Andes of Chiloé (42°-44°S), Chile. (Enviado a International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, France).

Hervé, F. 1994. The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to magmatic arc. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors). Springer Verlag, 243-248.

Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 107–123.

Herve, F., Calderón, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., & Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23(3), 1122-1135.

Hervé, F.; Calderón, M.; Fanning, C.M.; Pankhurst, R.J.; Fuentes, F.; Rapela, C.W.; Correa, J.; Quezada, P.; Marambio, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society* 173: 587-602. doi:10.1144/jgs2015-163. London.

Hervé, F., Fuentes, F., Calderón M., Fanning, M., Quezada, P., Pankhurst, R. y Rapela, C. 2017. Ultramafic rocks in the North Patagonian Andes: is their emplacement associated with the Neogene tectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone? *Andean Geology*, v44, p. 1-16.

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C., Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology*. P.301-317.

Lara, L. E., Y Folguera, A. 2006. Plio-Quaternary Narrowing Of The Volcanic Arc At Southern Andes (37°-41°S), Southwestern Margin Of Neuquen Basin: Geochronologic And Field Tectonic Data Evaluated. En: S. M. Kay Y V.A. Ramos (Eds.). *Late Cretaceous To Recent Magmatism And Tectonism Of The Southern Andean Margin At The Latitude Of The Neuquen Basin (36°-39°S)*. Geological Society Of America, Special Paper.

Levi, B., Aguilar, A. & Fuenzalida, R. 1966. Reconocimiento geológico en las provincias Llanquihue y Chiloé. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín, 19.

Mercer, J. H., 1976. Glacial history of the southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 125-166.

Mpdozis, C. & Ramos, V. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Rev. Asoc. Geol. Argent*, vol.63, p. 481-497.

Muñoz, R. A. 2019. Control estructural del basamento sobre el volcanismo cuaternario del complejo volcánico Chaitén-Michinmahuida. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas Departamento de Ciencias de la Tierra.

Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L.; Stern, C. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista geológica de Chile*, 27(2), 177-203.

Pankhurst, R.J.; Hervé, F.; Rojas, L.; Cembrano, J. 1992. Magmatism and Tectonics in continental Chiloé, Chile (42°-42° 30'). *Tectonophysics* 205: 283-294.

Passchier, C. W., y Trouw, R. A. 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.

Quiroz, D.; Palma-Heldt, S.; Duhart, P.; Muñoz, J., 2003. El Terciario de Chile Insular, Chile; antecedentes paleobotánicos y paleofaunísticos de los Estratos de Chonchi. X Congreso Geológico Chileno, CD-Rom

Quaroni, L. 2020. Emplazamiento del cuerpo ultramáfico de Caleta Puelche: Evidencias de campo, geofísicas y microestructurales. Memoria de Título de Geólogo, Universidad Andrés Bello.

Quezada, P., Hervé, F, Calderón, M., Fuentes, F., Fanning, M.C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Correa, J. 2015. Contrasting Magmatic Sources Of Devonian Calc-Alkaline Magmatism Emplaced In The Western Slope Of The Andes, Chile, And North Patagonian Massif, Argentina (40–43°S Lat.). In: Charrier, R., Hervé, F., Makshev, V., Mpodozis, C., Oyarzún, J. (Eds), Xiv Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile, St3_066.

Rossel, P., Echaurren, A., Ducea, M., Maldonado, P., Llanos, K. 2020. Jurassic segmentation of the early Andean magmatic Province in southern central Chile (35-39°S): Petrological constrains and tectonic drivers.

Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Sernageomin-BRGM). 1995. Carta metalogénica Xª Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-95-05 (Inédito), 4 tomos. Santiago.

SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería) 2003. Mapa Geológico de Chile, Versión Digital: Sernageomin Publicación Geológica Digital 4, CD- ROM, versión 1.0, Escala 1:1.000.000. Chile.

Simpson, F.; Bahr, K. 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.

Tagiri, M.; López-Escobar, L. and Onuma, L.N. 1985. Preliminary report of a geochemical study of thirteen volcanoes in the Southern South Andes volcanic belt (42°-46°S). In: *Geochemical Investigation of the Southern Andean Volcanic Belt, 1982-1984*. Special Publication. Irabaki University, Japan, and Chile University. p. 161-194.

Thiele, R. (1985). Proyecto Canutillar estudio geológico-estructural regional y tectónico (pp. 10-15). Santiago.

Tikhonov, A.N. 1950. On determining electric characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Dokl. Acad. Nauk. SSSR*, 73, 295-297.

Vilas, J. F. & Valencio, D. A. 1978. Paleomagnetism of South American and African rocks and the age of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, 8, 3–10.

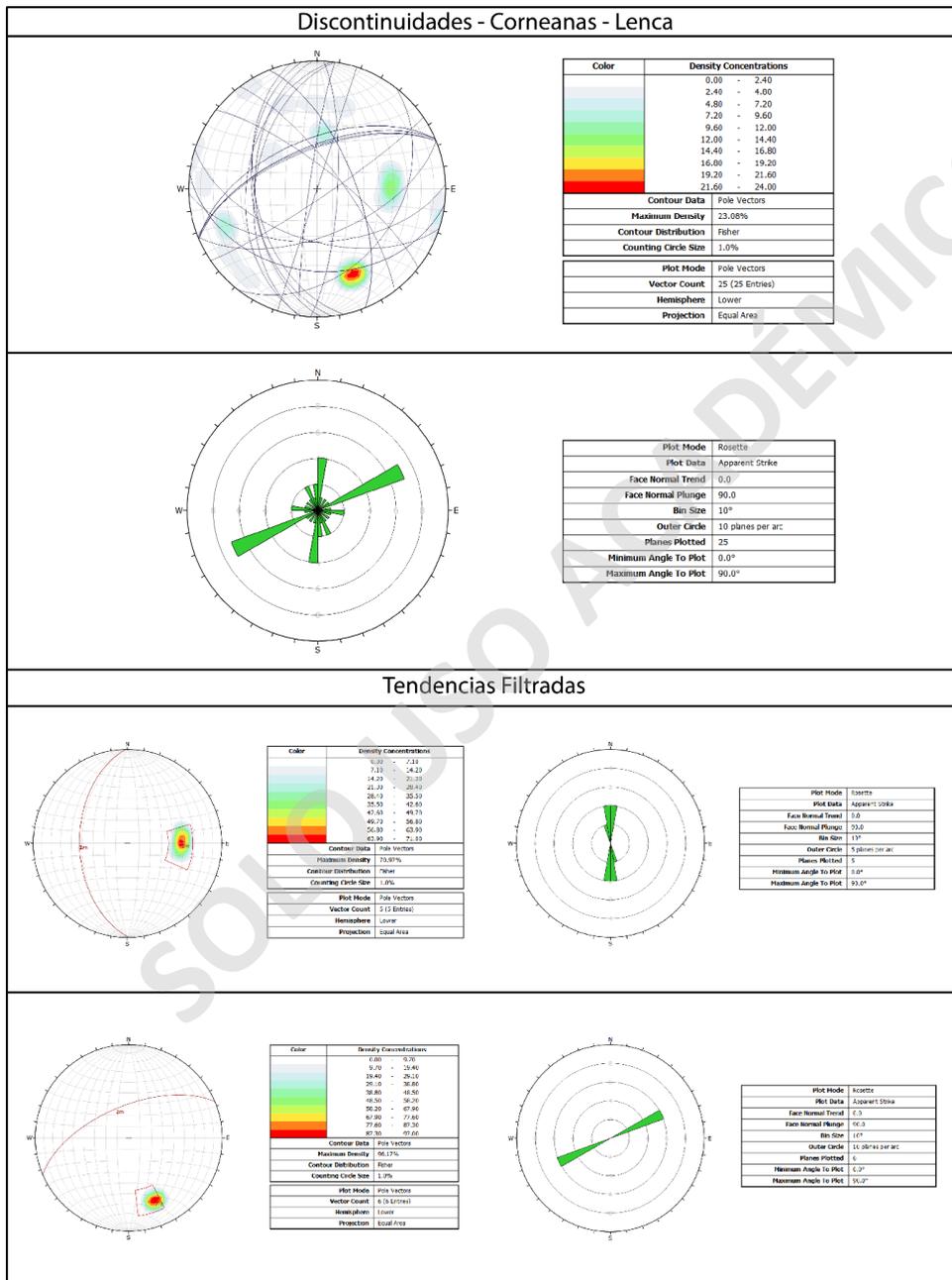
Zambrano, P., Encinas, A., Finger, K., Buatois, L.3., & Duhart, P. 2009. Ambiente de sedimentación, paleobatimetría y edad de la formación Ayacara, Chile centro-sur. XII Congreso Geológico Chileno, actas, p.10-15. *Tectonophysics*, v. 558-559, p. 1-27.

SOLO USO ACADÉMICO

10. Anexo

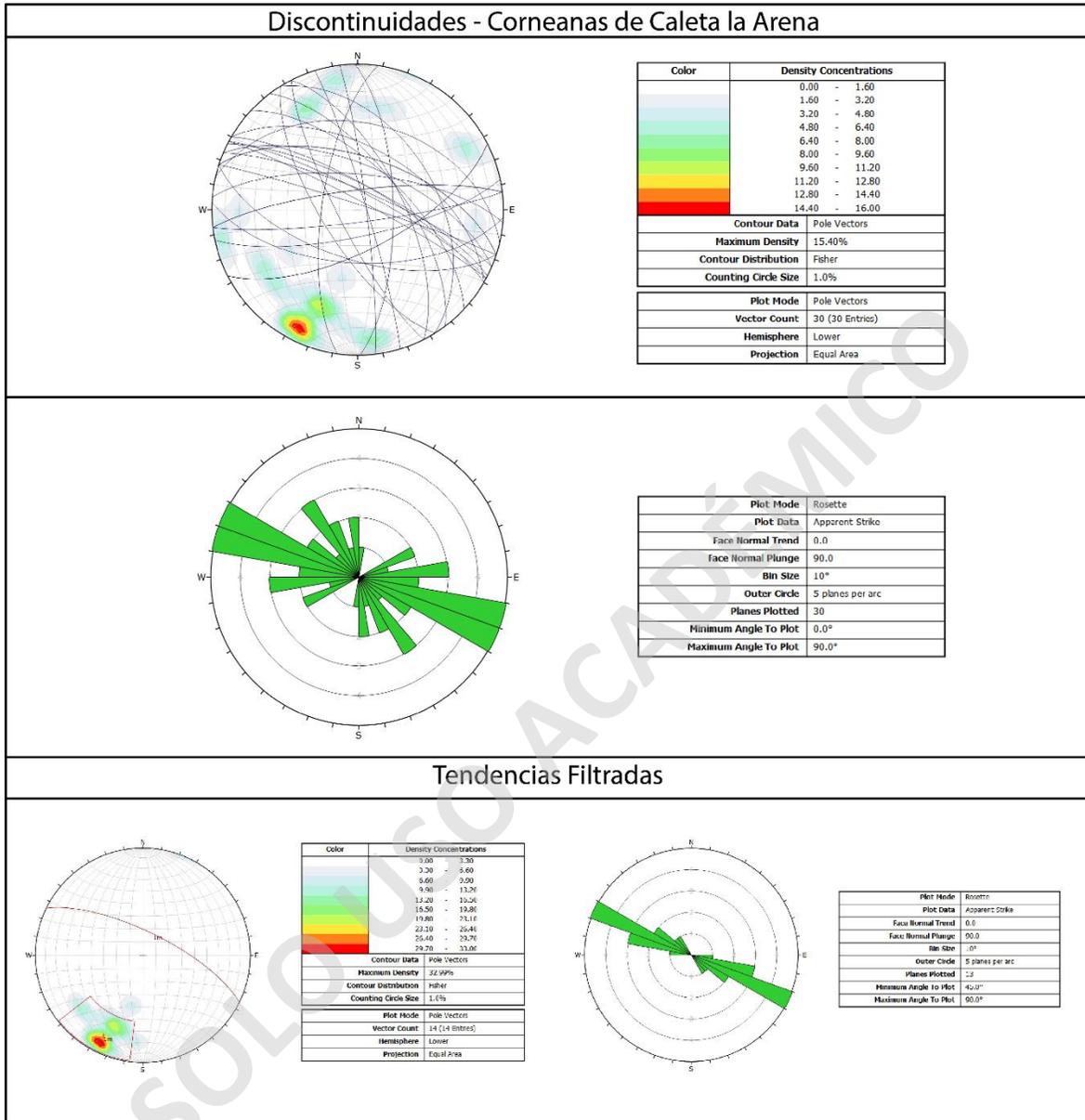
10.1. Diagramas de redes estereográficas y de rosetas

10.1.1. Discontinuidades en rocas corneanas de Lenca



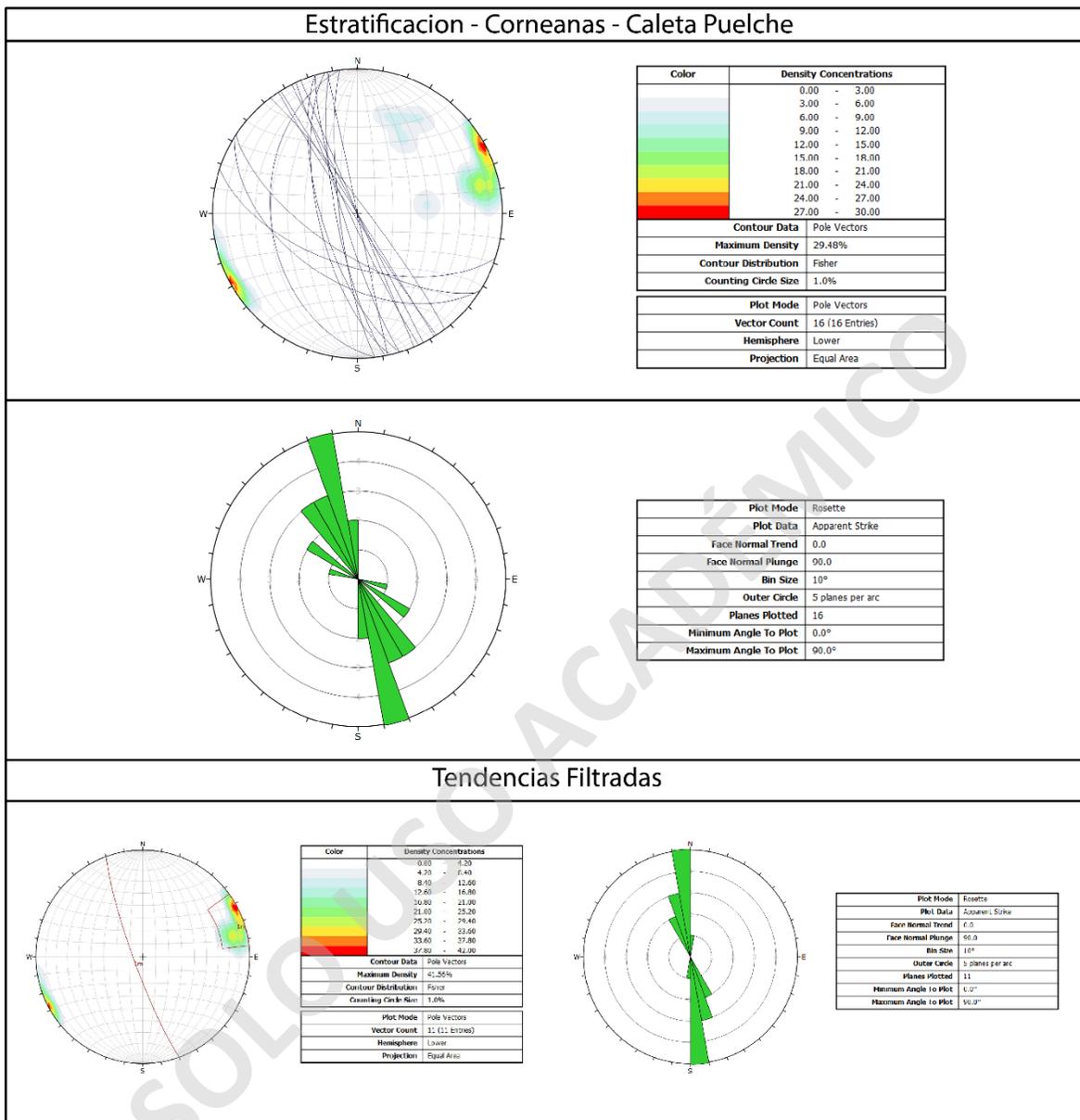
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos en las rocas corneanas de la localidad de Lenca y sus respectivas familias filtradas.

10.1.2. Discontinuidades en rocas corneanas de Caleta la Arena



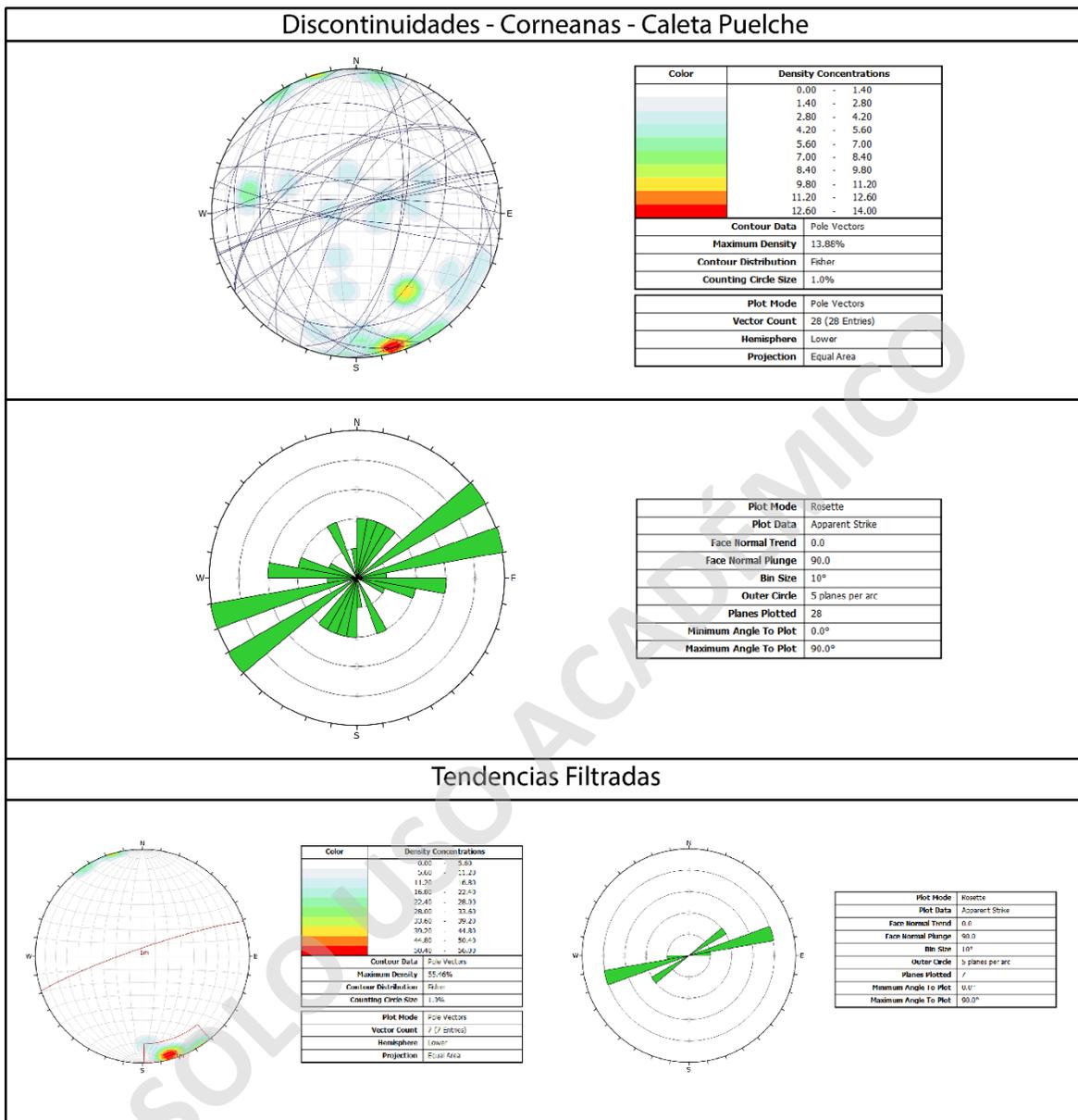
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos en las rocas corneanas de la localidad de Caleta la Arena y sus respectivas familias filtradas.

10.1.3. Estratificación de corneanas de Caleta Puelche



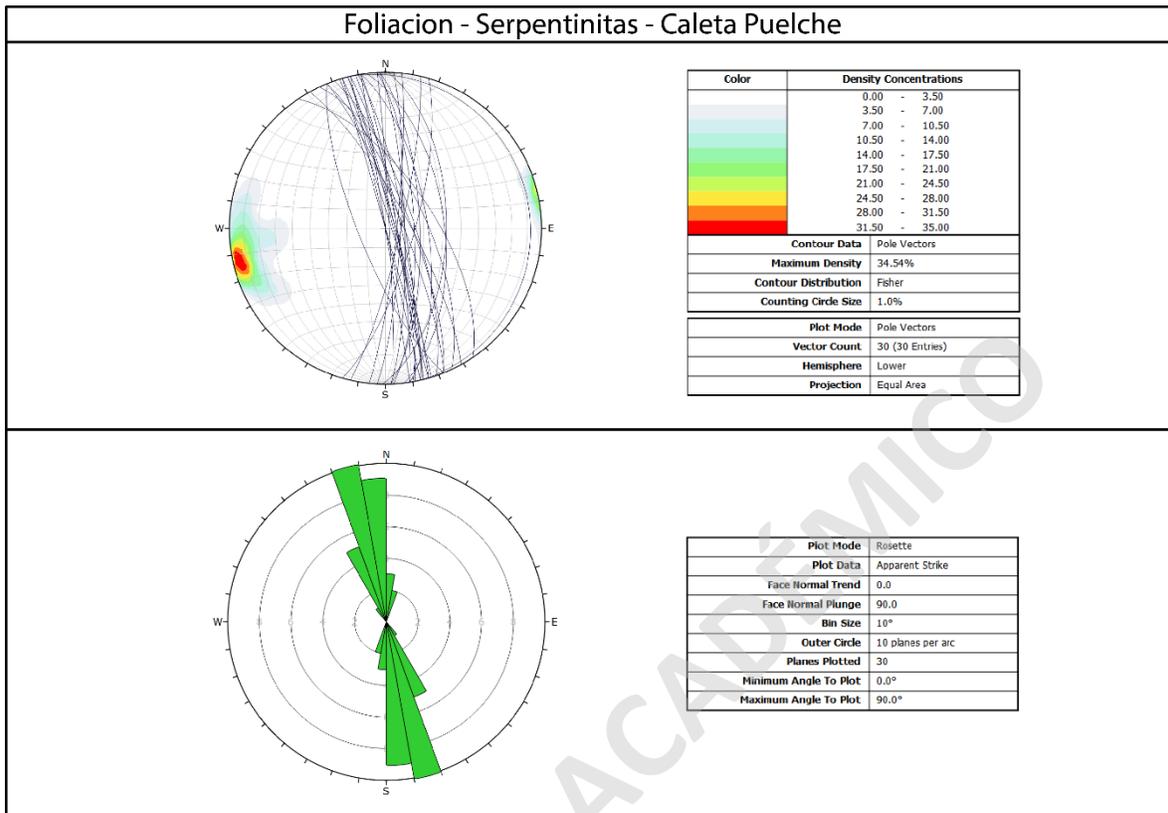
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de estratificación obtenidos en las rocas corneanas de la localidad de Caleta Puelche y sus respectivas familias filtradas.

10.1.4. Discontinuidades en corneanas de Caleta Puelche



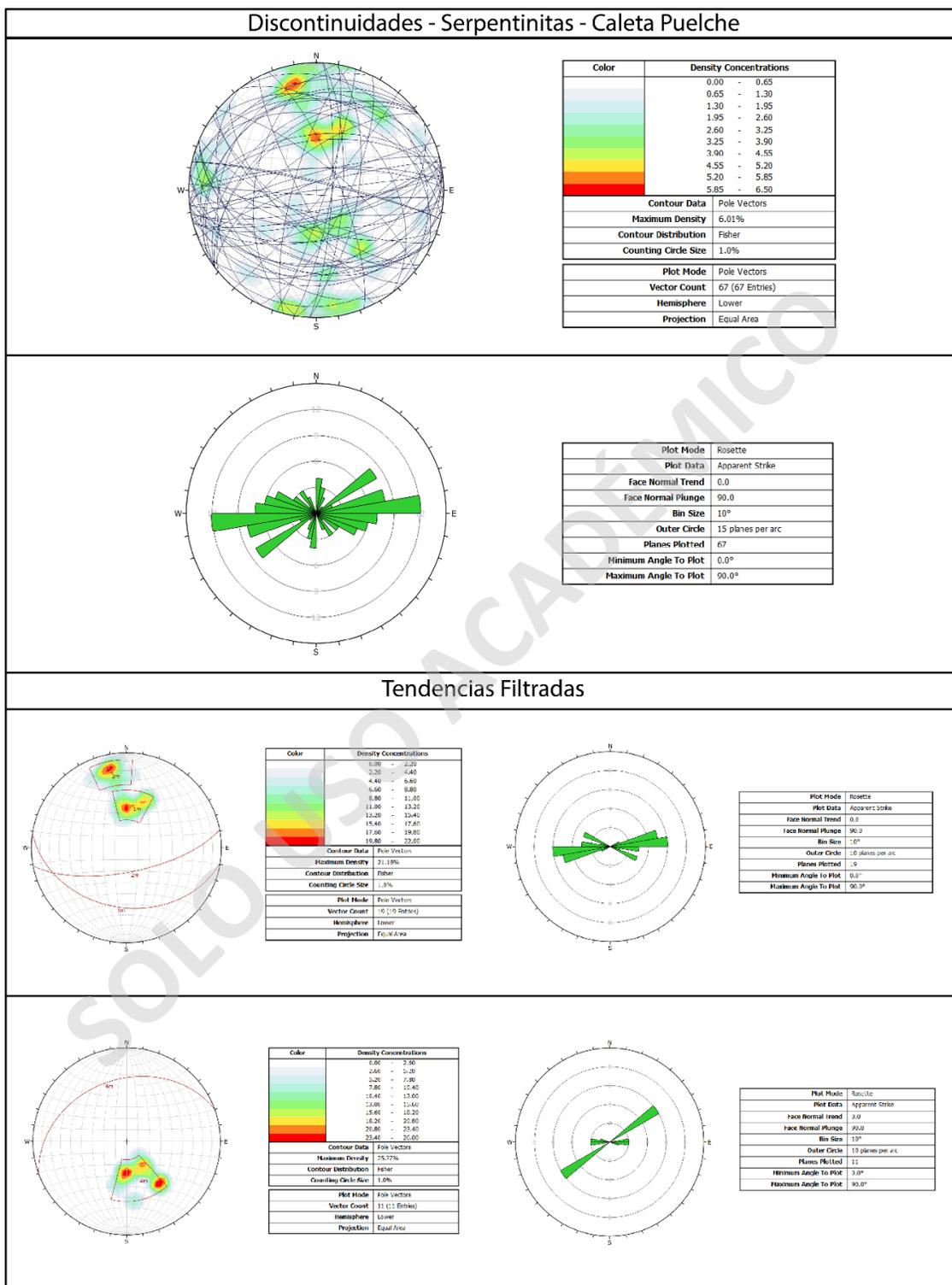
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos en las rocas corneanas de la localidad de Caleta Puelche y sus respectivas familias filtradas.

10.1.5. Foliación en serpentinitas de Caleta Puelche



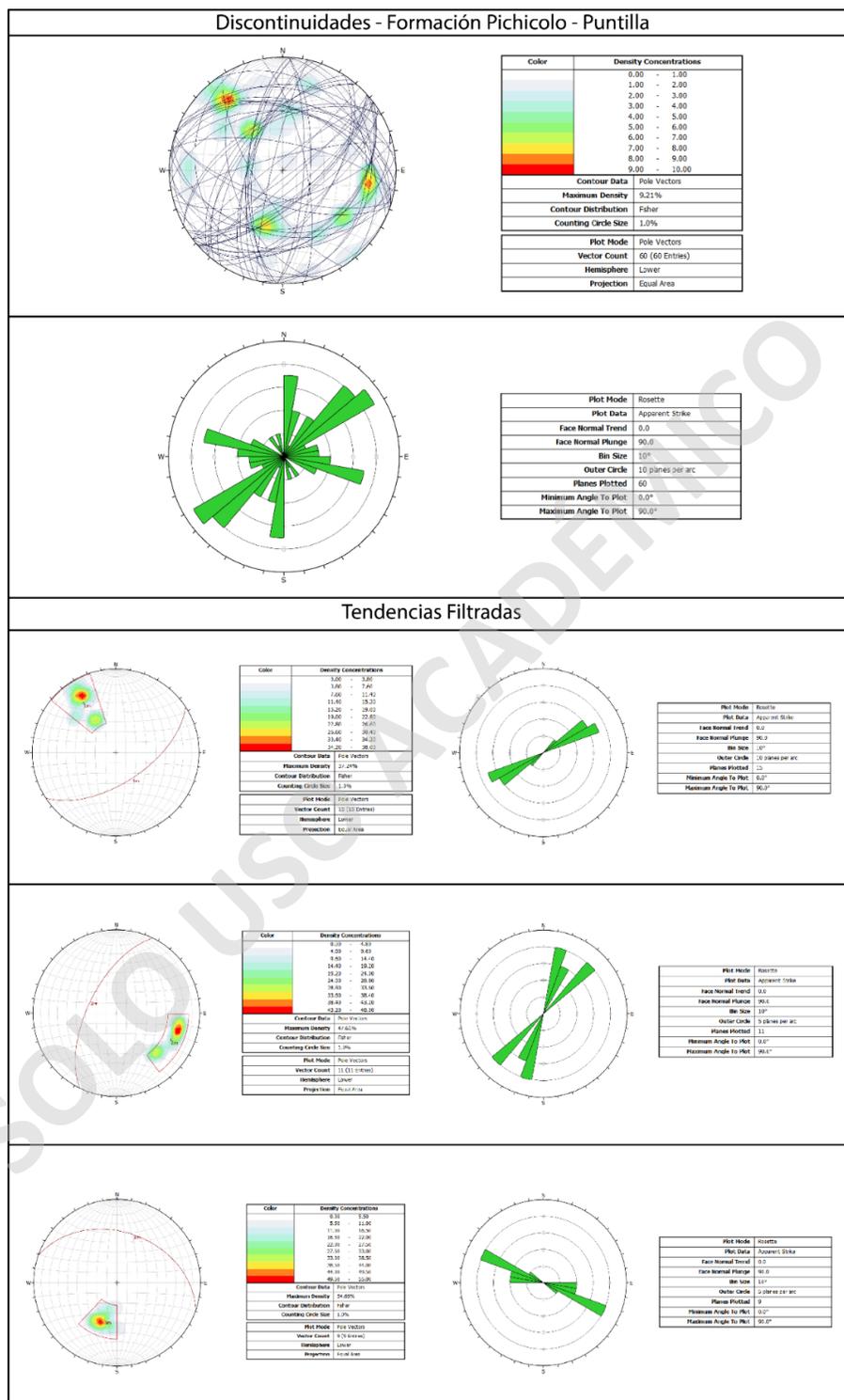
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de foliaciones obtenidos en la unidad serpentinitica de la localidad de Caleta Puelche.

10.1.6. Discontinuidades en serpentinitas de Caleta Puelche



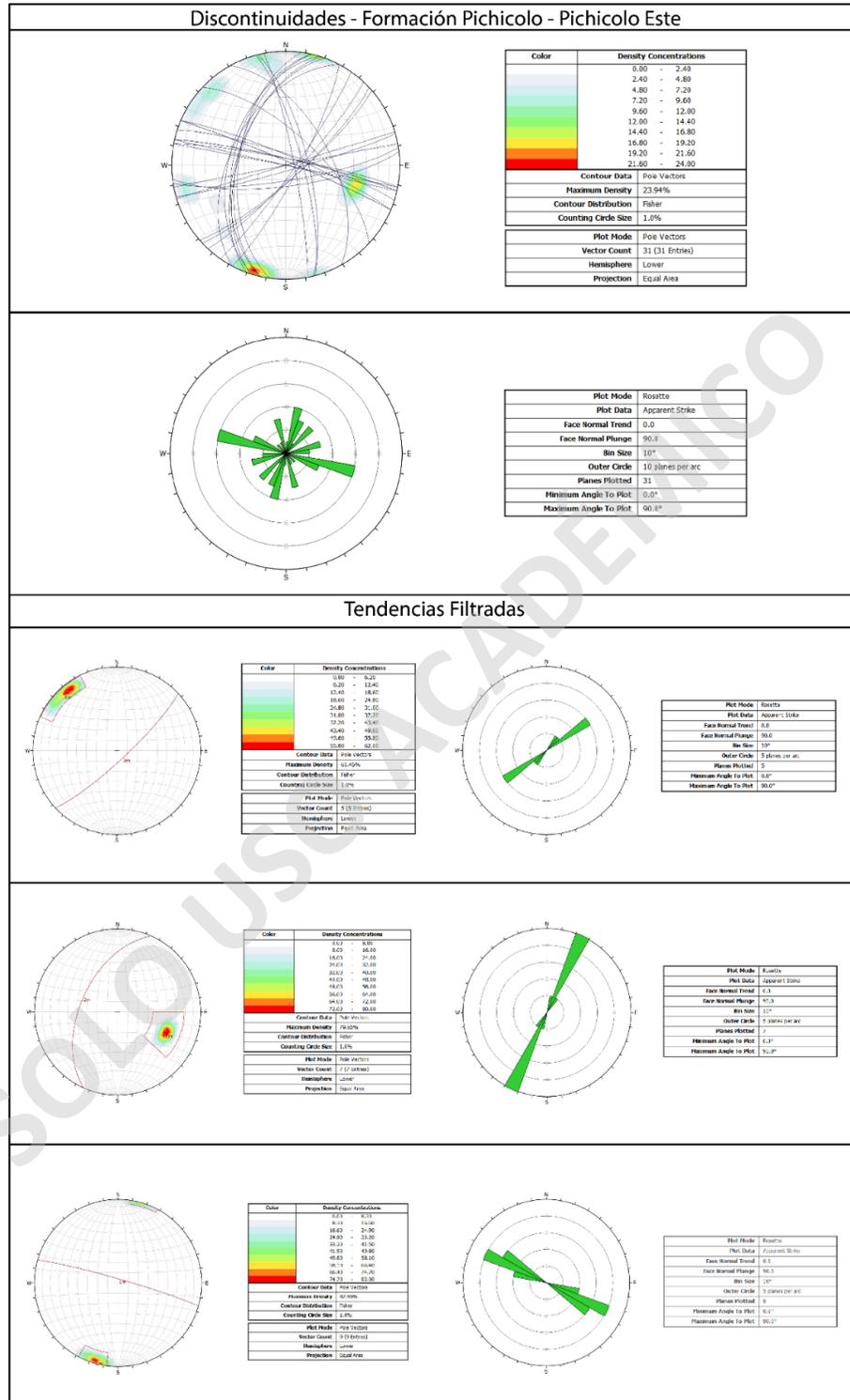
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos en la unidad serpentinitica de la localidad de Caleta Puelche y sus respectivas familias filtradas.

10.1.7. Discontinuidades en lavas de Pichicolo, sector Puntilla



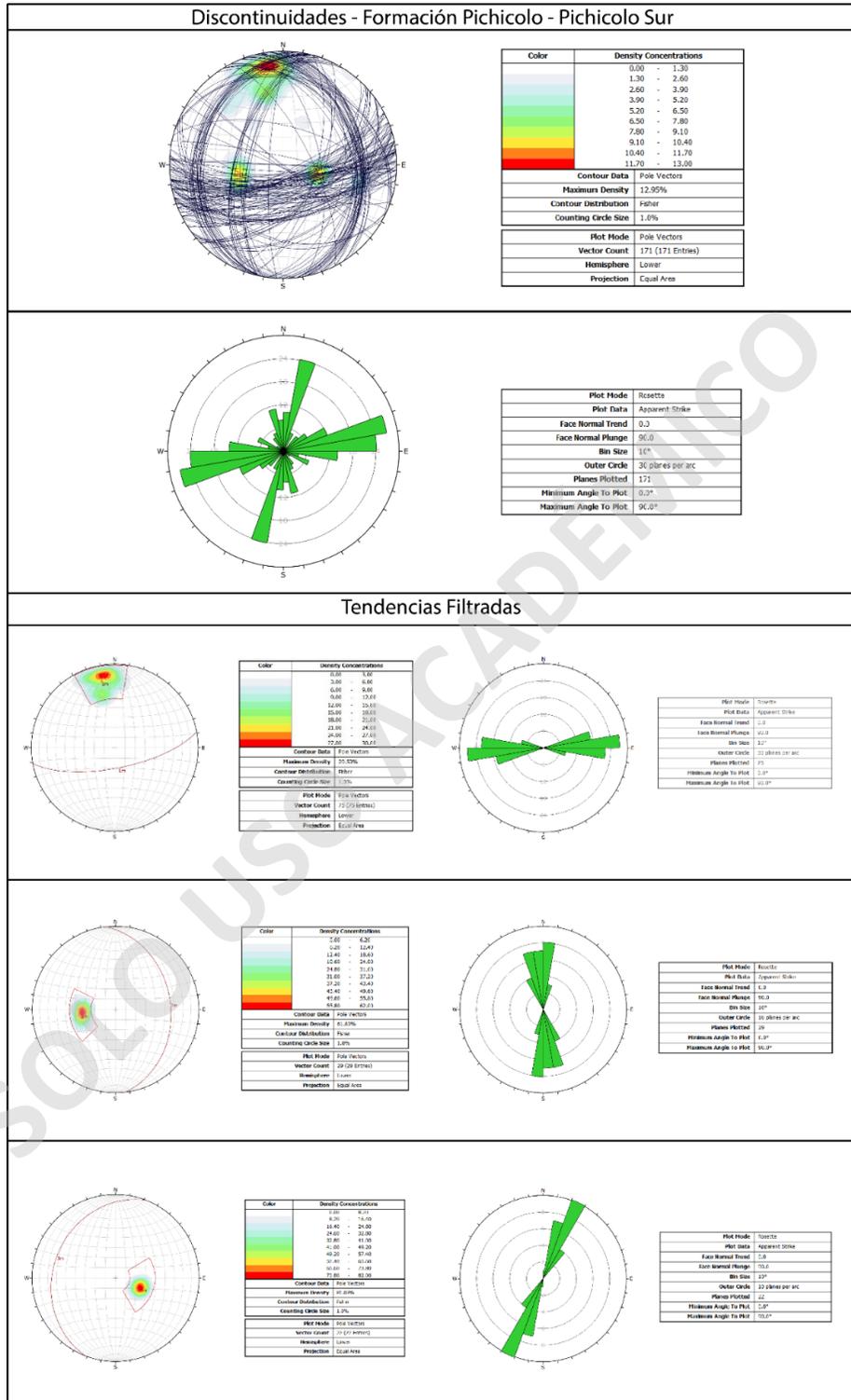
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos de la formación Pichicolo en el sector Puntilla y sus respectivas familias filtradas.

10.1.8. Discontinuidades en lavas de Pichicolo, zona este



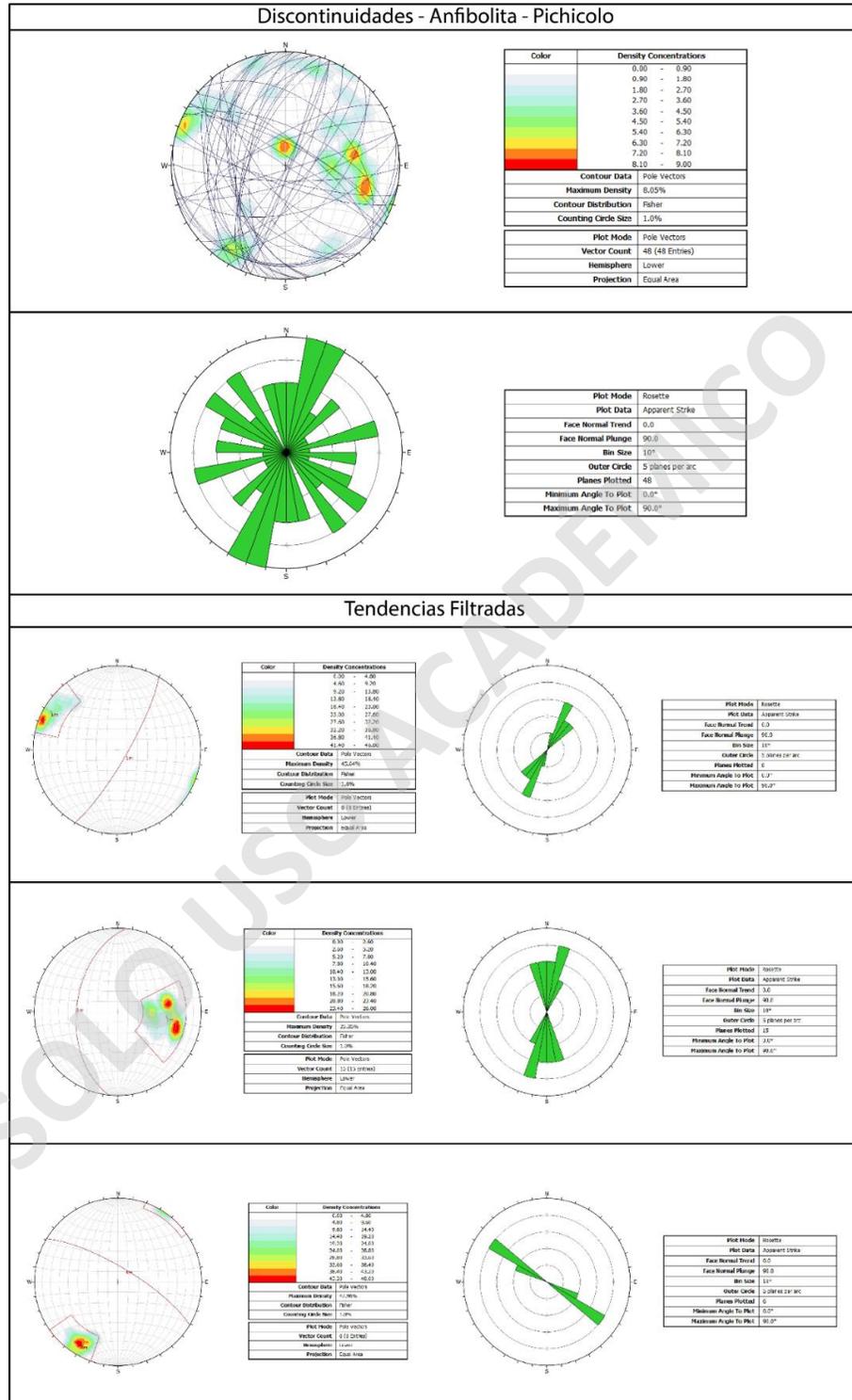
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos de la formación Pichicolo en el sector este de la localidad de Pichicolo y sus respectivas familias filtradas.

10.1.9. Discontinuidades en lavas de Pichicolo, zona sur



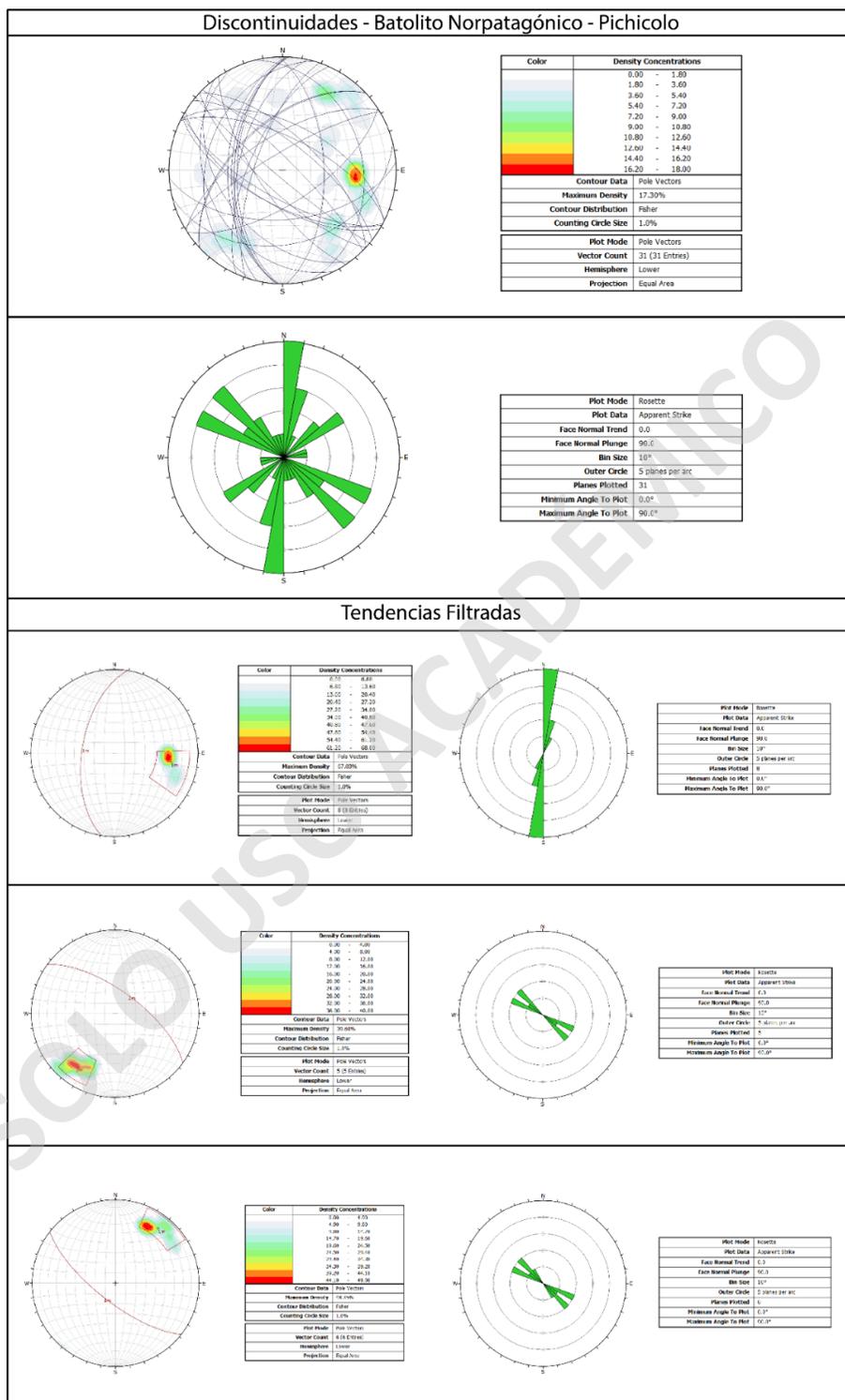
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos de la formación Pichicolo en el sector sur de la localidad de Pichicolo y sus respectivas familias filtradas.

10.1.10. Discontinuidades en anfibolitas de Pichicolo



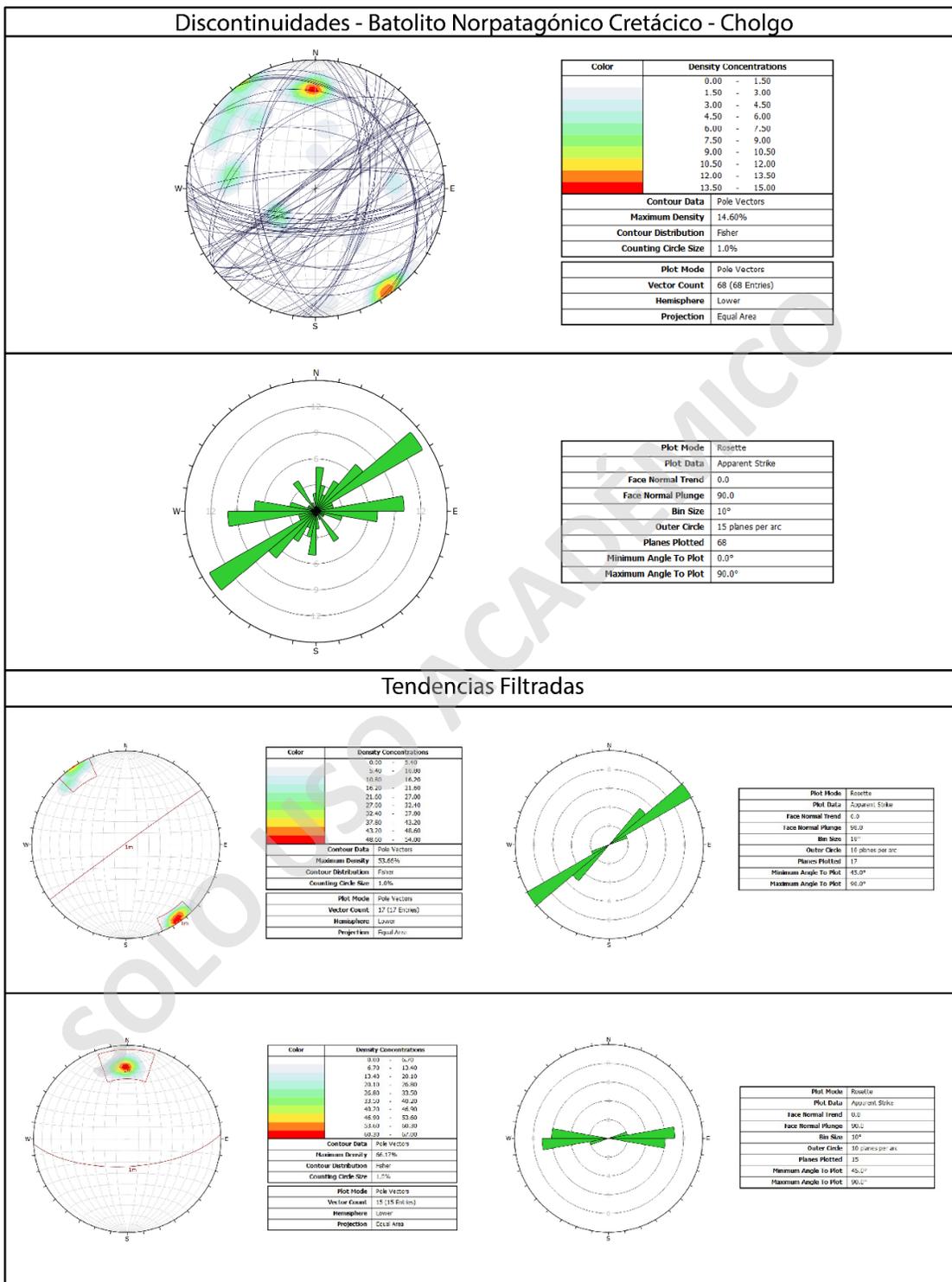
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos en la unidad anfibolítica de la localidad de Pichicolo y sus respectivas familias filtradas.

10.1.11. Discontinuidades en batolito norpatagónico de Pichicolo



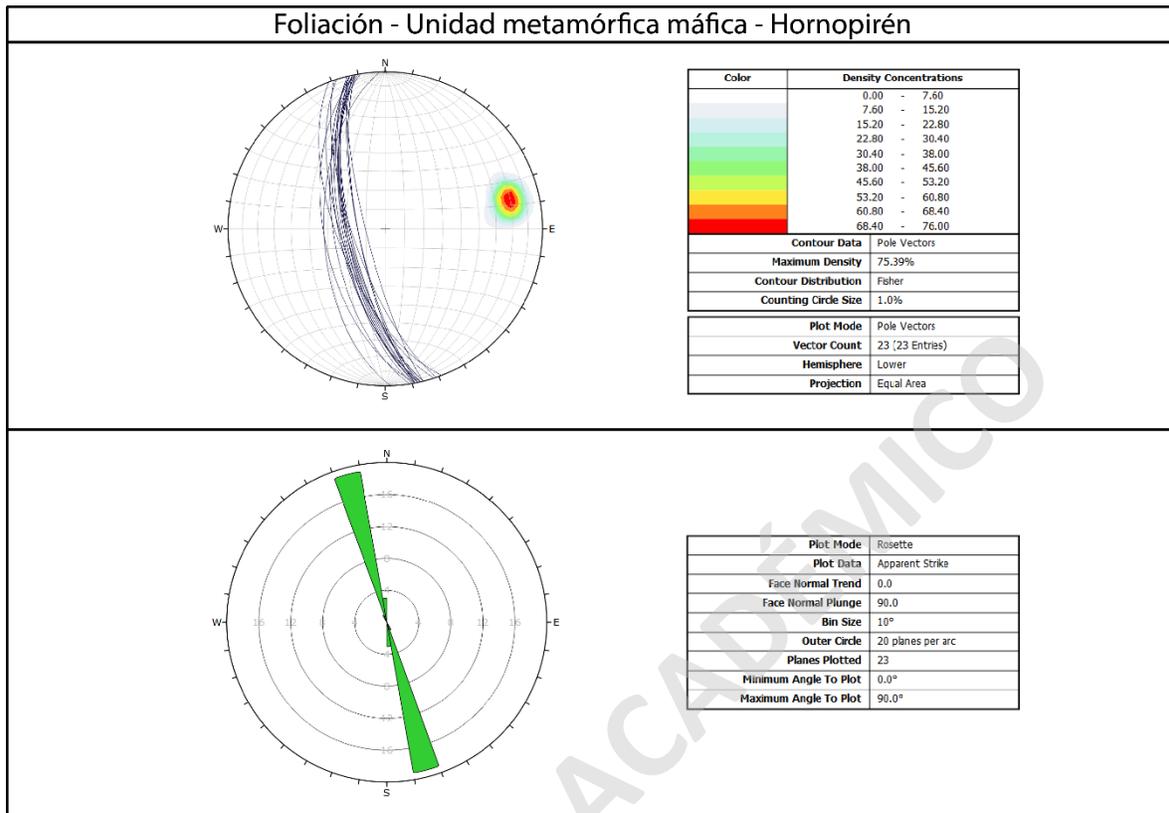
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos del batolito norpatagónico en la localidad de Pichicolo y sus respectivas familias filtradas.

10.1.12. Discontinuidades en batolito norpatagónico de Cholgo



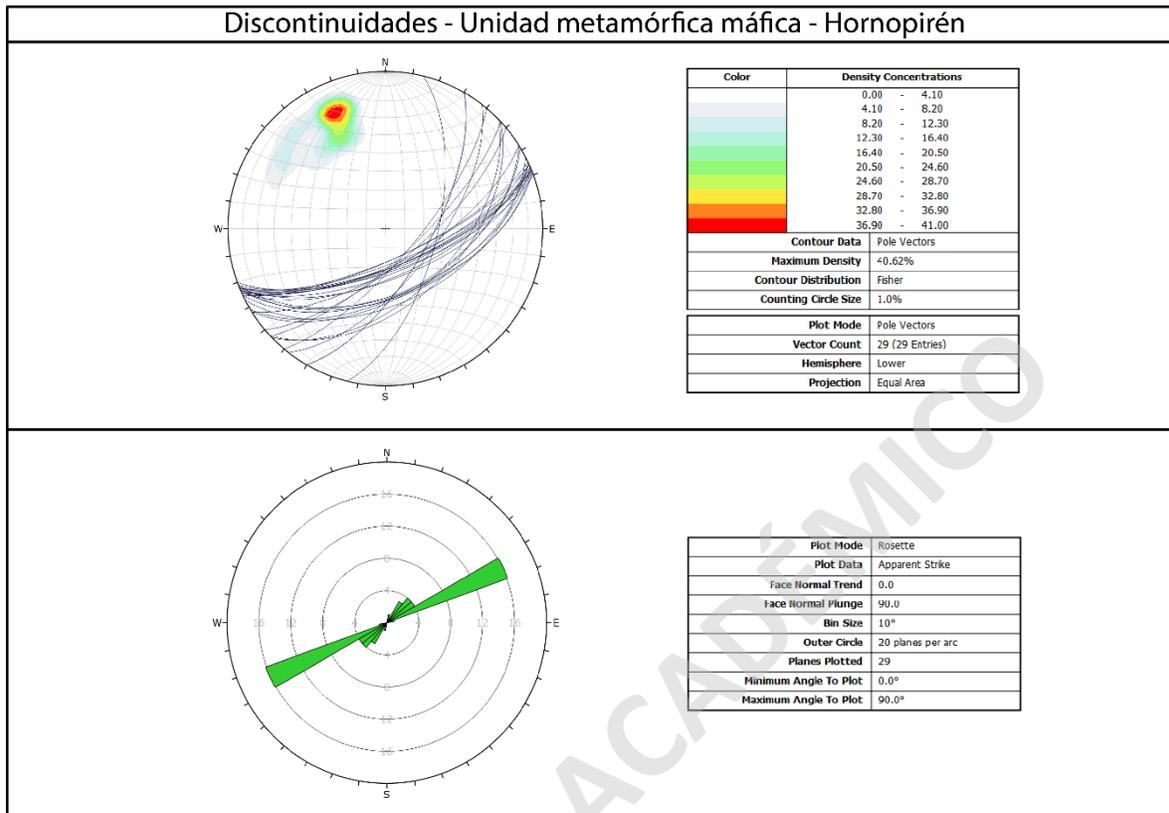
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos del batolito norpatagónico en la localidad de Cholgo y sus respectivas familias filtradas.

10.1.13. Foliación en metabasita de Hornopirén



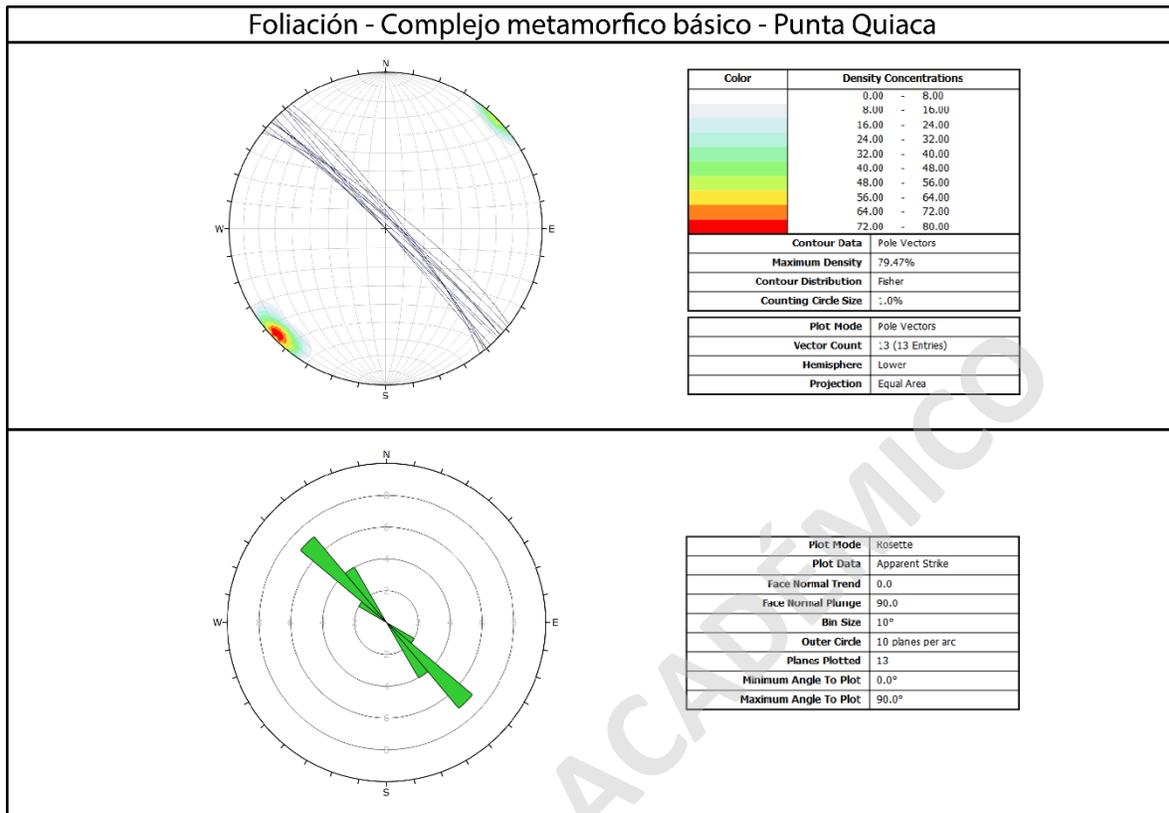
Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de foliaciones obtenidos en las metabasitas ubicadas al sur de la localidad de Hornopirén.

10.1.14. Discontinuidades en metabasitas de Hornopirén



Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de discontinuidades obtenidos en las metabasitas ubicadas al sur de la localidad de Hornopirén.

10.1.15. Foliación en metabasitas de la Isla Llancahué, sector Punta Quiaca



Ploteo en red stereonet y diagrama de roseta para los datos de foliaciones obtenidos de las metabasitas ubicadas al sur de la Isla Llancahué, en la localidad de Punta Quiaca.

10.2 Descripciones de cortes transparentes

Codigo: CM21-35
Muestra: Esquisto de Biotita Unidad: Complejo metamórfico de Llancahue (¿) Texturas: Granoblástica - Lepidoblástica
Observaciones: <p>Roca metamórfica descrita como metatonalita / metadiorita ubicada en el extremo suroeste de la isla pelada.</p> <p>La roca presenta minerales con tamaños máximos de 1.5mm y se compone por una matriz granular de principalmente cuarzo y albita en menor proporción. Esta matriz no presenta evidencias claras de deformación, sin embargo, se pueden observar cristales de cuarzo formando bandas o listones con extensiones mayores a 1.5 cm.</p> <p>En los minerales máficos, el más abundante es biotita, las cuales presentan una buena integridad, aunque es posible identificar alteraciones leves a clorita-epidota en algunos cristales. Las biotitas se encuentran orientadas en torno a una dirección preferente con indicadores cinemáticos (Colas sigma) destrales (Q1), sin embargo, es posible identificar una segunda dirección de foliación más sutil oblicua a la principal con una variación de ~60° (No se descarta que dicha foliación sea una dirección local dada por variaciones en la foliación principal). Se observaron aparentes indicadores cinemáticos sinistralos siguiendo la foliación (Q2-Q3).</p> <p>Adicionalmente se observan micas blancas en baja proporción alterando a algunas plagioclasas, anfíboles relictos con alto grado de alteración, escasos cristales de granate sin evidencia de rotación y/o deformación, circones como inclusiones dentro de las biotitas y minerales opacos conformando bandas paralelas a la foliación.</p>

Mineralogía		
Mineral	Tamaño	Observaciones
Cuarzo (50%)	0.1mm – 1.5mm	Cristales anhedrales e inequigranulares, con integridad media a buena
Plagioclasa (10%)	<0.5mm	Cristales anhedrales a subhedrales, integridad baja y con formación de micas blancas en bajas proporciones. Cristales inequigranulares. No presentan deformación ni orientación preferente
Biotita (30%)	0.1mm – 1mm	Cristales de habito micáceo subhedrales con integridad de media a buena. Presentan inclusiones de circones. Los cristales se encuentran orientados y deformados, presentando indicadores cinemáticos destrales.
Hornblenda (3%)	0.1mm – 0.5mm	Cristales relictos, con formas anhedrales e integridad muy baja. Se encuentran fuertemente alterados a clorita-epidota.
Granate (2%)	0.1mm – 0.2mm	Cristales subhedrales aislados con habito granular y buena integridad. No presentan evidencia de deformación o rotación
Opacos (5%)	<0.1mm	Cristales subhedrales a anhedrales. Se observan algunos hábitos cúbicos y granulares. Se observan componiendo bandas paralelas a la foliación principal.

Codigo: CH21-01		
Muestra: Tonalita / Cuarzodiorita		
Unidad: Batolito Norpatagónico		
Texturas: Holocristalina		
Observaciones:		
<p>Roca intrusiva plutónica con textura holocristalina y tamaño de cristales de hasta 1 cm. Compuesta principalmente por cristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, en conjunto con cristales de cuarzo y feldespato en menor proporción.</p> <p>Dentro de los máficos, el mineral más abundante es la biotita, con cristales de habito micáceo y subhedrales de hasta 2mm, los cuales presentan una integridad media a buena con alteraciones a clorita e inclusiones de circones en su interior. Estos cristales de biotita se encuentran fuertemente orientados y elongados en torno a una dirección preferente, con alta deformación y numerosos indicadores cinemáticos (Q1) que evidencian al menos dos eventos de cinemática dextral y sinistral (No se logra identificar una temporalidad entre ambos eventos).</p> <p>También se observan cristales de horblendas subhedrales con alteración moderada a clorita-epidota sin evidencias claras de deformación, minerales opacos euhedrales a subhedrales con hábitos cúbicos - hexagonales, y cristales accesorios de titanita.</p>		
Mineralogía		
Mineral	Tamaño	Observaciones
Plagioclasa (40%)	0.5mm – 3mm	Cristales subhedrales con integridad media a buena. No presentan orientación evidente, aunque es posible observar bajos grados de deformación en algunos cristales.
Cuarzo (15%)	<1mm	Cristales anhedrales con evidencia de deformación por cizalle (Textura de sutura) y entre crecido con feldespato.
Feldespato (5%)	<1mm	Cristales anhedrales e inequigranulares. Se presentan mayormente entre crecidos con cuarzo.
Biotita (30%)	0.1mm – 0.5mm	Cristales subhedrales con buena integridad y levemente alterados a clorita y con inclusiones de circones en su interior. Los cristales se encuentran fuertemente deformados, elongados en una dirección preferente y con indicadores cinemáticos dextrales y sinistral asociados a la misma dirección.
Horblenda (10%)	<2.5mm	Cristales inequigranulares subhedrales a anhedrales de baja integridad que se encuentran pasando a biotita y alterados leve a moderadamente a clorita

Codigo: CM21-36

Muestra: Esquisto de Bt

Unidad: Complejo metamórfico Llancahue (¿) (PzTr)

Texturas: Lepidoblástica

Observaciones:

Roca metamórfica esquistosa compuesta principalmente por bandas o listones de cuarzo con extensiones máximas de hasta 2mm y cristales de biotita foliados en una dirección clara, y con fuerte alteración a clorita.

Adicionalmente, se pueden observar de manera puntual cristales relictos de plagioclasas y feldespatos, circones y minerales opacos en bandas que siguen a la foliación. La muestra presenta una fuerte alteración a clorita y numerosas vetillas de epidota que cortan a la foliación de manera oblicua.

Es posible identificar formas sigmoidales tanto en las bandas de biotitas como en los listones de cuarzo, donde se pueden identificar indicadores cinemáticos principalmente siniestrales (Q1-Q2). Adicionalmente se puede observar hacia un extremo del corte, una zona de cizalle dextral que corta a la foliación principal y presenta una orientación oblicua en ~60°-80° a esta.

SOLO USO ACADÉMICO

Mineralogía		
Mineral	Tamaño	Observaciones
Cuarzo (60%)	0.05mm – 0.4mm	Cristales anhedrales conformando listones de hasta 2mm de largo. Es posible observar formas sigmoidales que sugieren cinemática sinistral en los listones de cuarzo.
Biotita (30%)	0.01mm – 0.2mm	Cristales anhedrales con fuerte alteración a clorita y foliados en una dirección preferente. Los cristales a nivel individual no presentan mayores grados de deformación, sin embargo, es posible identificar indicadores cinemáticos a nivel de bandas.
Plagioclasa (2.5%)	1mm	Cristales anhedrales con integridad baja a muy baja. Sin evidencias de deformación ni orientación preferente.
Feldespato (2.5%)	0.1mm – 0.3mm	Cristales anhedrales con integridad baja. Sin evidencias de deformación ni orientación preferente.
Opacos (5%)	0.01mm – 0.2mm	Cristales anhedrales con un hábito aparentemente tabular a cubico. Se encuentran en bandas siguiendo la foliación
<p>Accesorios:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Circones granulares subhedrales de ~0.05mm. - Epidota en vetillas oblicuas a la foliación 		

Codigo: CH21-02		
Muestra: Esquisto de biotita		
Unidad: Complejo metamórfico de los andes central (¿) (PzTrb?)		
Texturas: Lepidoblastica - Glomeroporfidica		
Observaciones:		
<p>Roca metamórfica compuesta principalmente por silice microcristalino (<0.05 mm) granular y micas de biotita microcristalina con alteración a clorita, la cual se encuentra en bandas orientadas en torno a una única dirección preferente de foliación. Estas bandas presentan formas sigmoidales y deltoides que muestran cinemáticas tanto dextrales como sinestrales asociadas a la misma dirección de foliación.</p> <p>Adicionalmente se observan numerosas aglomeraciones de epidota en forma de nódulos (Max. 2.5 mm) que presentan evidencias de rotación en torno a la dirección de foliación existente y minerales opacos granulares con evidencia de deformación.</p>		
Mineralogía		
Mineral	Tamaño	Observaciones
Cuarzo/Silice (50%)	<0.05 mm	Silice microcristalino en bandas paralelas y con formas sigmoidales que sugieren cinemáticas tanto dextrales como sinestrales
Biotita (40%)	<0.02 mm	Cristales anhedrales en bandas paralelas con evidencia de cinemáticas dextrales y sinestrales. Alteración de intensidad media a clorita
Epidota (10%)	0.01mm – 0.1mm	Cristales aglomerados en nódulos de hasta 1.5 mm de diámetro, con evidencia de deformación y sombras de presión con silice microcristalino
Accesorios:		
<ul style="list-style-type: none"> - Minerales opacos de 0.03 – 0.5 mm granulares con evidencia de deformación en torno a la dirección de foliación - Cristales puntuales de rutilo 		

Codigo: CM21-09		
Muestra: Corneana de biotita		
Unidad: Corneanas de Caleta la Arena		
Texturas: Granoblástica - Lepidoblástica		
Observaciones:		
<p>Roca metasedimentaria compuesta por cuarzo y biotita microcristalinos, donde el cuarzo presenta formas anhedrales mientras que la biotita se muestra subhedral con habito micáceo.</p> <p>En la roca se observan múltiples vetillas con espesores que varían desde >0.1 mm hasta los <2 cm. Estas vetillas se presentan rellenas principalmente de cuarzo granular y epidota, y se relacionan con una variación en la granulometría del cuarzo presente en la muestra, donde es posible observar silice recristalizado de menor tamaño hacia las paredes de las vetillas de mayor espesor, acompañado de una disminución en la concentración de biotita.</p> <p>La roca pareciera presentar una dirección de foliación poco marcada que sería paralela a las vetas de mayor espesor, sin embargo, los cristales no presentan una orientación preferente clara ni evidencias de deformación a excepción de las paredes de las vetillas antes mencionadas, donde las biotitas se observan fuertemente orientadas.</p>		
Mineralogía		
Mineral	Tamaño	Observaciones
Cuarzo/Silice (50%)	0.01 mm – 0.1 mm	Silice microcristalino con variaciones granulométricas, disminuyendo su tamaño de grano hacia las paredes de las vetillas de mayor espesor.
Biotita (40%)	<0.1 mm	Cristales micáceos subhedrales con buena integridad y con orientación fuertemente marcada hacia las paredes de las vetillas de mayor espesor.
Opacos (10%)	<0.1 mm	Cristales anhedrales sin habito claro y con variaciones en su concentración, aumentando en torno a las vetillas
Accesorios:		
<ul style="list-style-type: none"> - Cristales de epidota ocasionales que se concentran en torno a las vetillas. 		