



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**CARACTERIZACIÓN CINEMÁTICA Y DINÁMICA DE
LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI ENTRE LOS
LAGOS PANGUIPULLI Y PIREHUEICO, Y SU
CONTROL SOBRE EL COMPLEJO VOLCÁNICO
MOCHO-CHOSHUENCO (39,9°S)**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Carolina Alejandra Peña Raddatz

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda
Msc. Abraham Elías González Martínez

Concepción, 2019



A mis padres.

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Presentación del problema	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. Ubicación y accesos	3
1.4. Clima	3
1.5. Agradecimientos	5
2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO	7
2.1. Geología regional	7
2.1.1. Basamento metamórfico	7
2.1.1.1. <u>Esquistos del Río Lipinza</u>	7
2.1.1.2. <u>Complejo metamórfico Trafún</u>	9
2.1.1.3. <u>Complejo metamórfico Liquiñe</u>	10
2.1.2. Basamento plutónico	10
2.1.2.1. <u>Batolito Futrono-Riñihue</u>	10
2.1.2.2. <u>Plutón Panguipulli</u>	10
2.1.2.3. <u>Plutón Choshuenco</u>	11
2.1.2.4. <u>Granitoides Paimún</u>	11
2.1.2.5. <u>Granitoides Miocenos</u>	11
2.1.2.6. <u>Pórfidos Miocenos</u>	12
2.1.3. Secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias	12
2.1.3.1. <u>Formación Panguipulli</u>	12
2.1.3.2. <u>Estratos Lago Ranco</u>	12
2.1.4. Depósitos sedimentarios	13
2.2. Marco tectónico	14
2.2.1. Tectónica regional	14
2.2.2. Estructura local	15
2.3. Geología del CVMC	17
2.3.1. Volcán Mocho	18
2.3.2. Volcán Choshuenco	19
2.3.3. Centros volcánicos adventicios	20
2.3.4. Otros volcanes del área	20
3. METODOLOGÍA	22
3.1. Conceptos teóricos y uso de <i>softwares</i>	22

3.2. Etapa de pre-terreno	27
3.2.1. Interpretación de imágenes satelitales	27
3.2.2. Revisión bibliográfica	27
3.2.3. Confección base de datos	28
3.3. Etapa de terreno	29
3.3.1. Campaña 1	30
3.3.2. Campaña 2	30
3.3.3. Limitaciones en terreno	30
3.4. Etapa de gabinete	30
4. RESULTADOS	32
4.1. Análisis geomorfológico	32
4.2. Análisis regional	33
4.3. Análisis por sitio estructural	36
4.3.1. Sitio estructural Lago Panguipulli	36
4.3.2. Sitio estructural Liquiñe	39
4.3.3. Sitio estructural Lago Neltume	42
4.3.3.1. Localidad Río Cuacua	44
4.3.3.2. Localidad Río Neltume	45
4.3.4. Sitio estructural Lago Pirehueico	48
4.3.5. Sitio estructural Enco	52
4.4. Análisis por edad	54
4.4.1. Paleozoico	54
4.4.2. Mesozoico	55
4.4.3. Cenozoico	56
4.5. Análisis de diques	60
5. DISCUSIÓN	62
5.1. Síntesis de resultados	62
5.1.1. Sitios estructurales	62
5.1.2. Edad de las unidades	64
5.2. Partición de la deformación en la ZVS	66
5.3. Comparación con modelo de Riedel	68
5.4. Relación con la construcción del edificio volcánico	72
5.4.1. Análisis de conos	72
5.4.2. Análisis de diques	72
5.4.3. Composición y geoquímica de los productos volcánicos	74
5.5. Modelo estructural	77
6. CONCLUSIONES	81
7. REFERENCIAS	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y rutas de acceso	4
2. 1. Mapa de configuración tectónica	8
2. 2. Geología del área de estudio	9
2. 3. Principales estructuras locales	16
3. 1. Bloque diagrama y red de Schmidt de una falla	22
3. 2. Ejemplos de deformación homogénea y heterogénea	23
3. 3. Clasificación del régimen tectónico	24
3. 4. Ejemplo de estereogramas pareados que muestran la distribución de los esfuerzos principales	25
3. 5. Diagrama solución de un estado de esfuerzo e histograma <i>misfit angle</i>	26
3. 6. Ejemplo diagrama de roseta	27
3. 7. Mapa de rutas recorridas durante las campañas de terreno	29
4. 1. Lineamientos principales del área de estudio	32
4. 2. Roseta de fallas regional	33
4. 3. Análisis cinemático regional	34
4. 4. Estado de esfuerzo regional	35
4. 5. Roseta por tipo de falla regional	35
4. 6. Mapa de sitios estructurales	36
4. 7. Falla sinistral en sitio Lago Panguipulli	37
4. 8. Roseta de fallas sitio estructural Lago Panguipulli	38
4. 9. Análisis cinemático sitio estructural Lago Panguipulli	38
4. 10. Estado de esfuerzo sitio estructural Lago Panguipulli	39
4. 11. Falla normal en sitio estructural Liquiñe	40
4. 12. Roseta de fallas sitio estructural Liquiñe	41
4. 13. Análisis cinemático sitio estructural Liquiñe	41
4. 14. Estado de esfuerzo sitio estructural Liquiñe	42
4. 15. Roseta de fallas sitio estructural Lago Neltume	43
4. 16. Análisis cinemático sitio estructural Lago Neltume	43
4. 17. Estado de esfuerzo sitio estructural Lago Neltume	44
4. 18. Falla sinistral en localidad Río Cuacua	45
4. 19. Roseta de fallas localidad Río Cuacua	46
4. 20. Análisis cinemático localidad Río Cuacua	46
4. 21. Falla inversa en localidad Río Neltume	47
4. 22. Roseta de fallas localidad Río Neltume	47
4. 23. Análisis cinemático localidad Río Neltume	48
4. 24. Estado de esfuerzo localidad Río Neltume	49
4. 25. Falla inversa en sitio estructural Lago Pirehueico	50
4. 26. Roseta de fallas en sitio estructural Lago Pirehueico	50
4. 27. Análisis cinemático sitio estructural Lago Pirehueico	51

4.	28.	Estado de esfuerzo sitio estructural Lago Pirehueico	51
4.	29.	Falla normal en sitio estructural Enco	52
4.	30.	Roseta de fallas sitio estructural Enco	53
4.	31.	Análisis cinemático sitio estructural Enco	53
4.	32.	Roseta de fallas edad Paleozoico	54
4.	33.	Roseta por tipo de falla Paleozoico	55
4.	34.	Roseta de fallas edad Mesozoico	56
4.	35.	Roseta por tipo de falla Mesozoico	57
4.	36.	Estado de esfuerzo edad Mesozoico	57
4.	37.	Roseta de fallas edad Cenozoico	58
4.	38.	Roseta por tipo de falla Cenozoico	59
4.	39.	Estado de esfuerzo edad Cenozoico	59
4.	40.	Dique andesítico a orillas del Lago Pirehueico	60
4.	41.	Roseta de diques	61
5.	1.	Mapa síntesis de resultados	63
5.	2.	Rosetas de fallas por edad de las unidades	64
5.	3.	Estados de esfuerzos por edad de las unidades	65
5.	4.	Modelo de Partición de la deformación	67
5.	5.	Modelo cinemático de Teyssier y otros (1995)	68
5.	6.	Estructuras asociadas a transcurrancia	69
5.	7.	Comparación entre el esquema cinemático del área de estudio y el modelo de Riedel	70
5.	8.	Lineamientos de conos adventicios y monogenéticos	73
5.	9.	Análisis geoquímico de elementos incompatibles	76
5.	10.	Modelo esquemático 3D del área de estudio	78
5.	11.	Modelo de <i>ramp-and-flat</i>	79

ÍNDICE DE TABLAS

	Tabla		Página
3.	1.	Tabla tipo para la toma de datos en terreno	28

RESUMEN

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMC) se ubica en el intra-arco de la Región de los Ríos, a los 39,9°S, en el sector central de la Zona Volcánica Sur de Chile y a sólo 20 km al W de la traza principal de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), en intersección con estructuras NW-SE. Alcanza una altura de 2.422 m s.n.m. y se compone de los estratovolcanes Mocho y Choshuenco más centros eruptivos menores. Su actividad eruptiva, iniciada hace unos 350 ka, genera productos volcánicos con una variable composición que abarca desde andesitas basálticas a riolitas.

Estos productos volcánicos se disponen sobre un basamento principalmente plutónico mesozoico perteneciente al Batolito Patagónico. Localmente afloran rocas plutónicas y metamórficas paleozoicas pertenecientes al Batolito Futrono-Riñihue y al Complejo Metamórfico Liquiñe respectivamente, como también rocas sedimentarias mesozoicas de la Formación Panguipulli.

Sobre este basamento se realizó un levantamiento geológico-estructural, con toma de datos estructurales de fallas y diques en puntos de interés previamente definidos, los cuales fueron sometidos a análisis cinemático, por medio del *software* Faultkin (Marret y Allmendinger, 1990), y dinámico, utilizando el *software* MIM (Yamaji, 2000). Los datos son trabajados a nivel regional, en primera instancia, y posteriormente a nivel local por medio de la definición de 5 sitios estructurales denominados Lago Panguipulli, Liquiñe, Lago Neltume, Lago Pirehueico y Enco.

A nivel regional, los datos evidencian una cinemática de rumbo emplazada en un campo de esfuerzos relativamente homogéneo, con ejes horizontales y orientaciones de N46°E para σ_1 y N42°W para σ_3 . Mientras que los sitios estructurales reflejan cambios locales tanto en su cinemática como dinámica, incluyendo movimientos inversos y normales, y ejes de esfuerzos levemente verticales.

Los resultados obtenidos concuerdan con la dirección de la convergencia oblicua presente a nivel regional, y su cinemática es acorde con un modelo de Riedel dominado por el movimiento dextral de la traza principal de la ZFLO, producto de la partición de la deformación generada por dicha convergencia.

Estos resultados, sumado a estudios previos (Rodríguez y otros, 1999; Lara y Moreno, 2004; Esparza, 2006; Moreno y Lara, 2007; Rawson y otros, 2015), han permitido elaborar un modelo estructural del basamento del CVMC. Este modelo refleja la importancia de la intersección de los sistemas estructurales, en donde la ZFLO interactúa con el sistema NW-SE, interpretado como anisotropías estructurales pre-andinas, y estructuras NE-SW, correspondientes a grietas T. Permitiendo, de esta forma, la circulación de fluidos magmáticos e hidrotermales, y controlando la disposición y geometría tanto del CVMC, sus diques y centros eruptivos menores, como de los grupos de conos monogenéticos cercanos, Grupo Volcánico Fui y Volcanes Chanchán.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación del problema

Una de las grandes interrogantes en los márgenes tectónicos activos, es la relación existente entre la tectónica y el transporte de magma través de la litósfera. Tradicionalmente, la naturaleza y el transporte de magma han sido estudiados desde un punto de vista petrológico o geoquímico, dejando de lado la tectónica (Cembrano y Lara, 2009). Sin embargo, diversos autores han contribuido a esclarecer la importancia de esta relación, postulando que los estados de esfuerzo y las estructuras ligadas a la deformación frágil juegan un rol fundamental en el control de la morfología de los edificios volcánicos, la distribución espacial y la geometría de centros eruptivos menores y sus diques alimentadores asociados (ej. Nakamura, 1977; Corazzato y Tibaldi, 2006; Lara y otros, 2006; Sielfeld y otros, 2016).

Los Andes Chilenos proporciona uno de los mejores laboratorios naturales en el mundo para evaluar esta relación. Su arco magmático ubicado entre los 33°S y 46°S, conocido como Zona Volcánica Sur (ZVS), se caracteriza por la presencia de un extenso sistema de fallas de rumbo dextral, denominado Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), la cual se extiende paralela a la fosa por unos ~1.200 km, entre los 38°S y 46° S (Lavenu y Cembrano, 1999), coexistiendo con un sistema de fallas heredadas pre-andinas de rumbo NW-SE (Cembrano y otros, 2000).

La ZFLO debe su origen a la partición de la deformación producto de la subducción oblicua de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (Cembrano y otros, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau y otros, 2006). De esta forma, se genera un régimen predominante transcurrente dextral, el cual, al interactuar con las anisotropías del basamento, juega un rol crucial en la disposición espacial de diversos centros eruptivos y en el mecanismo de transporte y almacenamiento de los magmas (ej. López-Escobar y otros, 1995; Melnick y otros, 2006; Cembrano y Lara, 2009).

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMC) se ubica al E de la Región de Los Ríos (39,9°S; 72°W), en el sector central de la ZVS (López-Escobar y otros, 1995), apenas a 20 km al W de la traza principal de la ZFLO. Sin embargo, en esta zona aún se desconoce como

interactúan las diferentes estructuras a nivel local, y como se relacionarían con la dinámica del complejo volcánico y de los centros eruptivos menores presentes en el área.

Los productos volcánicos del CVMC tienen una composición que abarca desde andesitas basálticas a riolitas (Rawson y otros, 2015), dispuestos sobre un basamento que comprende rocas metamórficas, sedimentarias e intrusivas, con diversas edades, que van desde el Carbonífero al Mioceno (Moreno y Lara, 2007). Estos productos volcánicos evidencian una larga y recurrente historia eruptiva, que abarca desde el Pleistoceno Medio (~350 Ka) hasta erupciones históricas, con algunos episodios bastante violentos como, por ejemplo, el que dio origen a la caldera principal, en cuya depresión se construyó el cono central del volcán Mocho actual, siendo éste el rasgo morfoestructural característico de este complejo (Moreno y Naranjo, 2006).

Este trabajo pretende generar un modelo estructural del basamento, entregando nuevos antecedentes estructurales, cinemáticos y dinámicos, que caracterizan la zona de estudio y que condicionarían la formación y evolución del CVMC, contribuyendo a la comprensión del rol tectónico del área sobre su volcanismo reciente.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Analizar la relación entre las características estructurales de la ZFLO en el área comprendida entre los Lagos Panguipulli y Pirehueico, con la actividad volcánica holocena del CVMC.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Caracterizar la deformación que afecta a las rocas del basamento del CVMC.
2. Determinar el régimen de esfuerzos presente en el área de estudio.
3. Construir un modelo estructural para la ZFLO en la zona.

1.3. Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica en la cordillera de la Región de los Ríos, entre los lagos Panguipulli y Pirehueico, entre los 39°40'-40°5' de Latitud Sur y los 71°40'-72°13' de Longitud Oeste (Figura 1.1), a unos 165 km de la ciudad de Valdivia. El acceso principal es la ruta 203, la cual corresponde a un camino internacional, ya que conecta la ruta 5 sur con la ciudad de San Martín de los Andes, en Argentina, a través del Paso Huahum, pasando por las localidades de Panguipulli, Neltume, Puerto Fuy y Puerto Pirehueico. Esta ruta se encuentra pavimentada desde la ruta 5 sur hasta Puerto Fuy, lugar en que inicia una ruta lacustre (vía transbordador) que lo une con Puerto Pirehuico, continuando como camino de ripio hasta el paso internacional. Por otro lado, el acceso secundario corresponde a la ruta de ripio T-29, la cual llega por el N del área procedente de la localidad de Coñaripe y desembocando en la ruta 203, uniendo, además, el sector de Liquiñe con el resto de la zona estudiada. Existen adicionalmente otros caminos menores como, por ejemplo, la ruta T-47 que conecta el pueblo de Choshuenco con la localidad de Enco, y la ruta T-443, que llega desde dicha localidad hasta la Reserva Nacional Mocho-Choshuenco, ambos caminos de ripio. Todas estas rutas se encuentran en buen estado y son transitables en automóviles sin necesidad de doble tracción (4x4), la cual, si es necesaria al ingresar a caminos rurales menores o caminos forestales presentes en la zona, en especial si el tiempo no es favorable.

1.4. Clima

La Dirección Meteorológica de Chile clasifica el clima del área de estudio como templado lluvioso con influencia mediterránea sin presencia de una estación seca. Las precipitaciones están presentes durante todo el año, disminuyendo en los meses de verano, y alcanzando valores sobre los 2400 mm al año con presencia de intensos nevazones en invierno hacia el sector E del área. La temperatura media anual ronda los 10°C, influenciada por la presencia de diversos cuerpos de agua, los cuales ayudan a mantener la homogeneidad térmica y constituyen fuentes de humedad.

Estas características climáticas condicionan la existencia de un ecosistema que acoge a una gran variedad de organismos en la zona. Se destaca la presencia del llamado bosque valdiviano,

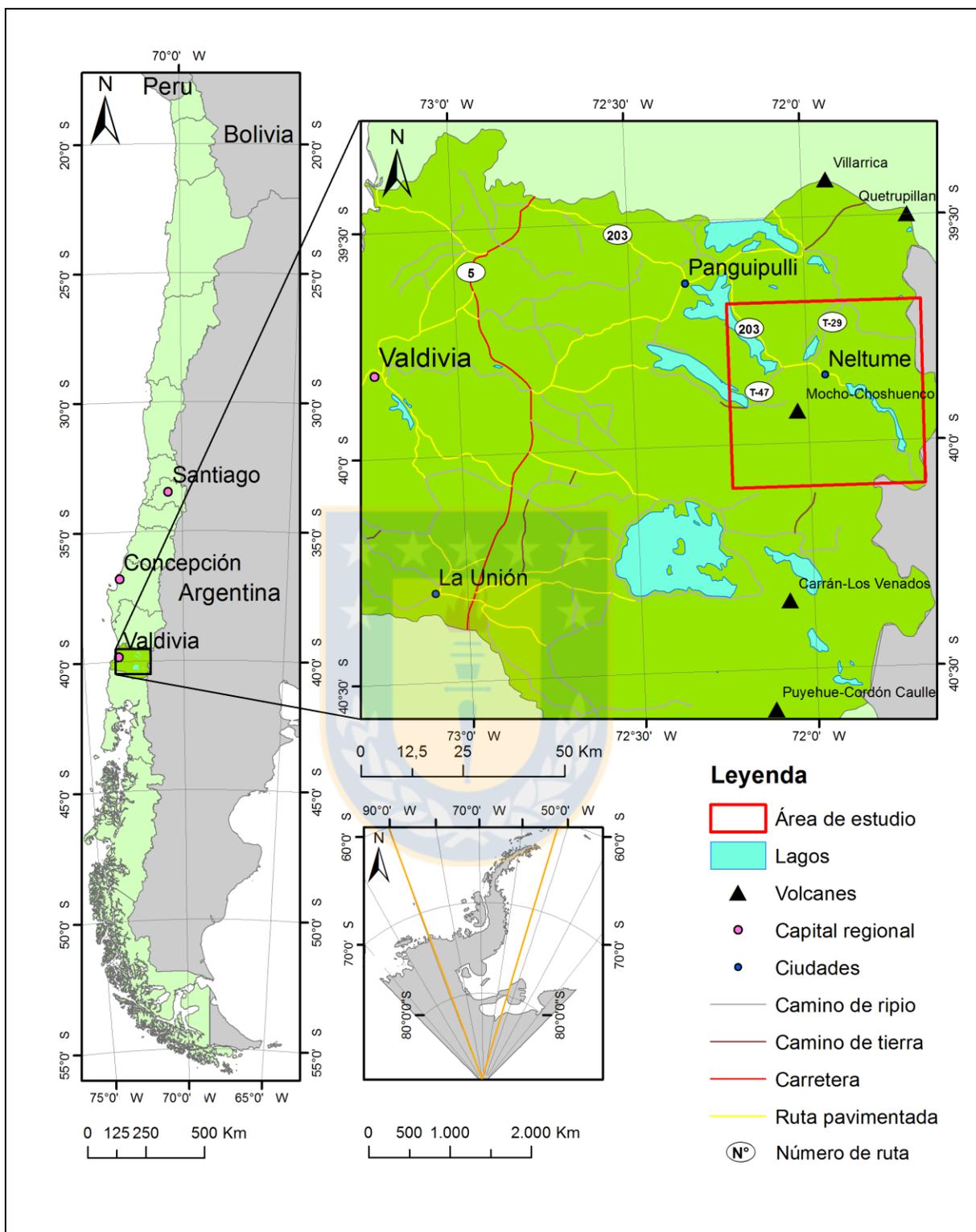


Figura 1.1: Mapa de ubicación y rutas de acceso.

albergando especies como por ejemplo roble (*Nothofagus obliqua*), raulí (*Nothofagus alpina*), coigüe (*Nothofagus dombeyi*) y lenga (*Nothofagus pumilio*). Dentro de la fauna encontramos pudú (*Pudu puda*), puma (*Puma concolor*), monito del monte (*Dromiciops gliroides*), Huemul (*Hippocamelus bisulcus*), carpintero negro (*Campephilus Magellanicus*), sapito de Darwin (*Rhinoderma darwini*), entre muchas otras.

El área de estudio se encuentra en el límite norte de la Reserva de la Biósfera de los Bosques Templados Lluviosos de los Andes Australes, declarada el año 2007 por la UNESCO. Sin embargo, la fisonomía de la región ha cambiado debido al uso agrícola y ganadero que ha primado en los últimos años, poniendo en peligro a la flora y fauna de la región.

1.5. Agradecimientos

Me gustaría agradecer sinceramente a quienes me han acompañado, de una u otra forma, durante la realización de este trabajo y a lo largo de la carrera.

En primer lugar, quiero agradecer de forma especial a mi familia, por haberme formado como persona, permitirme estudiar esta hermosa carrera y sobre todo por el apoyo incondicional que siempre me han brindado.

Agradezco a Andrés Tassara por confiar en mí y permitirme ser parte de este proyecto. Y a todos los profesores y funcionarios del Departamento Ciencias de la Tierra, principalmente a Don Luis, Don Raúl, María Esperanza y Carolina, por su enorme disposición y gran eficiencia.

Mi campaña en terreno no hubiera sido posible sin la compañía, disposición y buena onda de mis compañeros Ernesto y Mario. Ni a quienes prestaron su ayuda a lo largo del camino: Eric, Tatiana, Mario y Pedro.

Gracias a Amapola, Catalina y Francisco, por soportar mis innumerables preguntas con mucha paciencia y por su gran compañerismo y amistad.

A Franco, gracias por todo.

Finalmente, agradezco a los amigos que la universidad me regaló, en especial a Roy, Amapola, Paulina, Leonardo, Ernesto, Belén y Yasna, por todos los momentos compartidos a lo largo de estos años.

Y a todos aquellos que, quizás sin darse cuenta, aportaron su granito de arena para que esto sea posible.



2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

2.1. Geología regional

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMC) se ubica en la parte más delgada de la corteza continental de la Zona Volcánica Sur (ZVS), con un espesor de ~30 km (Tassara y Echaurren, 2012). La ZVS es un arco volcánico comprendido entre los 33°S y 46°S, localizada al W de la placa Sudamericana, con orientación general NNE-SSW (López-Escobar y otros, 1995; Cembrano y Lara, 2009) y caracterizada por un control estructural dado por un importante sistema de fallas denominado Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Figura 2.1). Dentro de las subdivisiones de la ZVS, propuestas por López-Escobar y otros (1995), el CVMC forma parte de la Zona Volcánica Sur Central que se extiende de los 37°S a los 41,5°S y cuenta con un rango composicional de basaltos a riolitas con predominio de basaltos y andesitas basálticas.

Al sur de los 38°S los volcanes recientes son construidos directamente sobre rocas plutónicas meso-cenozoicas del Batolito Patagónico (Cembrano y Lara, 2009). El área de estudio está constituida fundamentalmente por un basamento de rocas intrusivas plutónicas pertenecientes al Batolito Norpatagónico, sobre las que se disponen rocas volcánicas del Pleistoceno y Holoceno, existiendo afloramientos menores de rocas sedimentarias mesozoicas y rocas metamórficas de bajo grado asignadas al Paleozoico Superior (Di Biase, 1976) (Figura 2.2).

2.1.1. Basamento metamórfico

Las rocas más antiguas de esta latitud corresponden a esquistos y filitas del Basamento Metamórfico, que se extienden principalmente en la Cordillera de la Costa, sin embargo, han sido reconocidas en posiciones más orientales (Parada y otros, 1997).

2.1.1.1. Esquistos del Río Lipinza

Lara y Moreno (2004) definen esta unidad de manera informal. Se ubica en la ladera oriental del valle del Río Lipinza, al E del área de estudio, y la conforman filitas y esquistos cuarzo micáceos

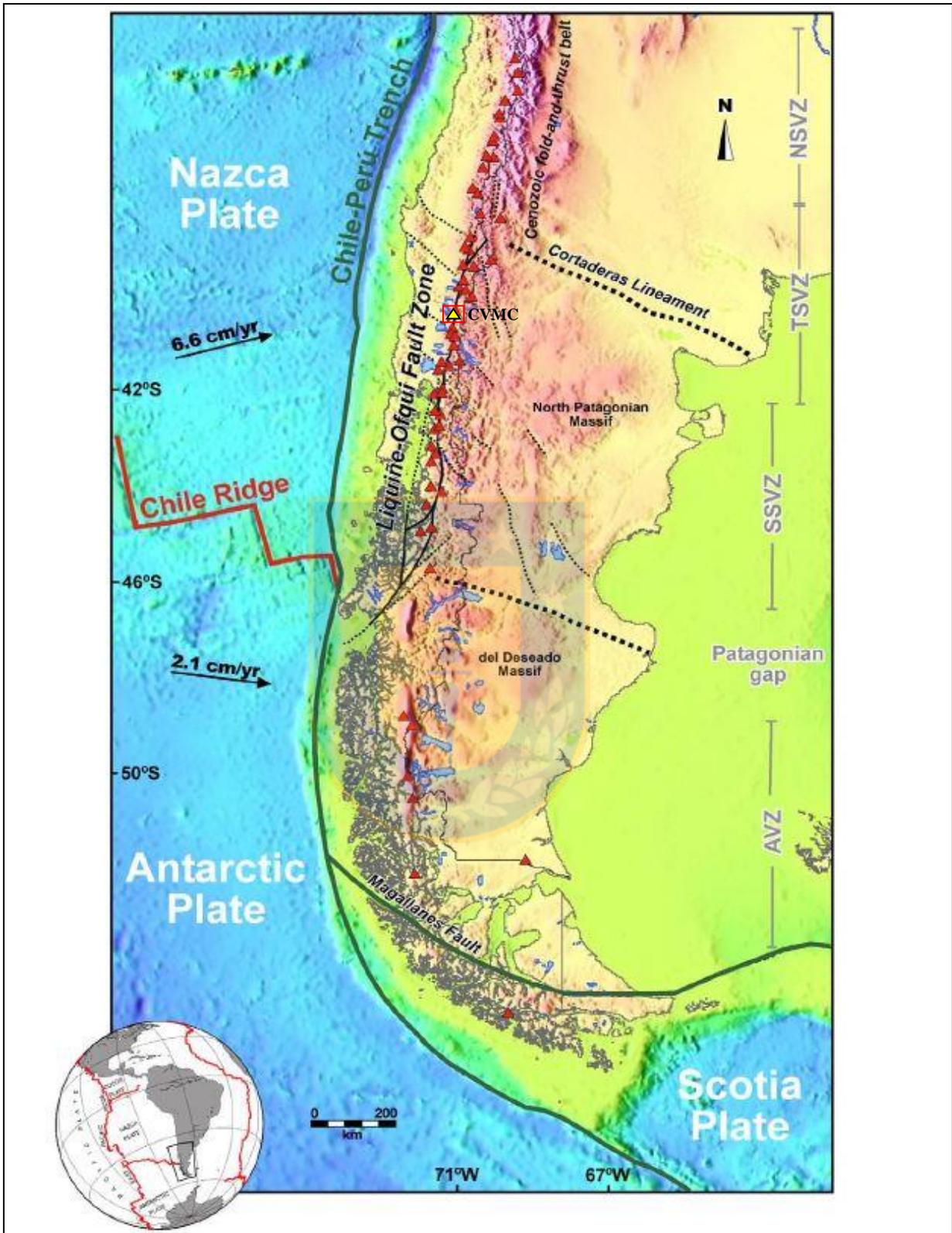


Figura 2.1: Mapa de la configuración tectónica de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y la Zona Volcánica Sur. Modificado de Cembrano y Lara (2009).

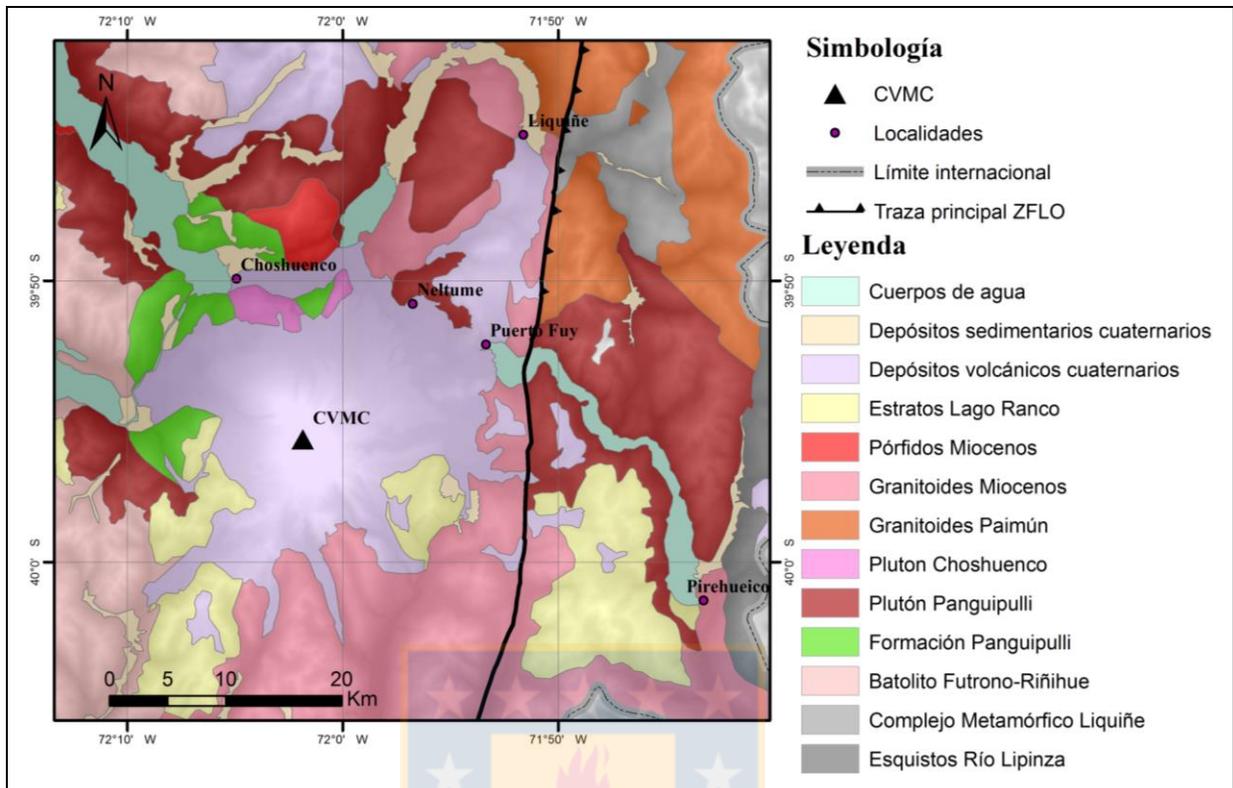


Figura 2.2: Geología del área de estudio, con la traza principal de la ZFLO. Modificado de Rodríguez y otros (1999) y Lara y Moreno (2004).

que se encuentran en continuidad espacial con gneises y migmatitas que forman parte de la Formación Colohuincul en Argentina (Dalla Salda, 1991 en Franzese, 1995). La edad del protolito no ha sido determinada en el área de estudio, pero dataciones radiométricas realizadas en el lado argentino sugieren que los complejos metamórficos de la vertiente chilena serían parte de un zócalo de protolito precámbrico, que registra un evento de metamorfismo regional durante el Pennsylvaniano (Franzese, 1995).

2.1.1.2. Complejo Metamórfico Trafún

Este complejo metamórfico, definido por Campos y otros (1998), aflora fuera del área de estudio, principalmente al SW del Lago Riñihue. Está constituido por metareniscas, pizarras y filitas de edad devónica a carbonífera que son intruidas por el Batolito Futrono-Riñihue (Rodríguez y otros, 1999). Estas rocas se incluyen dentro de la denominada Serie Oriental del basamento metamórfico de la costa de Chile central-sur (Aguirre y otros, 1972 en Rodríguez y otros, 1999).

2.1.1.3. Complejo Metamórfico Liquiñe

Este complejo, de edad ¿Paleozoico?-Triásico, fue definido originalmente por Hervé (1977) y redefinido posteriormente por Lara y Moreno (2004). Aflora en el sector de Liquiñe, al E de la ZFLO, en forma de *roof-pendant* en Granitoides cretácicos y miocenos. Está conformado por gneises, esquistos cuarzo micáceos y esquistos anfibólicos, afectados por metamorfismo regional de grado medio-alto y cizalle dúctil en su borde occidental. Los gneises y esquistos presentan deformación polifásica en la que se identifican hasta cuatro eventos de metamorfismo ocurridos principalmente durante el Cretácico. Sin embargo, la edad del protolito sigue sin ser clara (Lara y Moreno, 2004).

2.1.2. Basamento plutónico

El basamento plutónico lo integran rocas de diversas litologías, originadas por distintos pulsos magmáticos que conforman el llamado Batolito Norpatagónico. Las edades, dentro del área de estudio, van desde el Pennsylvaniano-Pérmico inferior hasta el Mioceno superior.

2.1.2.1. Batolito Futrono-Riñihue

Esta unidad, definida por Campos y otros (1998), agrupa granitos, granodioritas y tonalitas de biotita-hornblenda que intruyen, por el W, al Complejo Metamórfico Trafún, y es intruido, por el E, por plutones jurásicos. Se extiende desde el Lago Calafquén hasta el Lago Ranco, pasando por el W del área de estudio. Las dataciones realizadas por diferentes autores (Munizaga, 1988; Rodríguez y otros, 1999) permiten asignar al batolito un rango de Pennsylvaniano-Pérmico inferior.

2.1.2.2. Plutón Panguipulli

Rodríguez y otros (1999) definen esta unidad como un cuerpo intrusivo elongado de dirección NW, conformado por granitos de biotita y granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda de edad jurásica (180-160 Ma). Se encuentra en el sector W, intruyendo al Complejo Metamórfico

Trafún, al Batolito Futrono-Riñihue y a la Formación Panguipulli. Según Moreno y Lara (2007) esta unidad es equivalente al Plutón Huechulafquén, ubicado al SE del Lago Riñihue (Rodríguez y otros, 1999), y a las Tonalitas Pirehueico-Neltume en las riberas de los lagos Pirehueico y Neltume (Lara y Moreno, 2004).

2.1.2.3. Plutón Choshuenco

Cuerpo intrusivo ubicado al S y al E de la localidad de Choshuenco y a ambos lados del Río Llanquihue, se encuentra en contacto con la Formación Panguipulli, tanto por intrusión, por el lado N, como por falla, por el sector S. Está compuesto por dioritas cuarcíferas y tonalitas de hornblenda que han sido datadas en 140-130 Ma (Cretácico Inferior) (Rodríguez y otros, 1999).

2.1.2.4. Granitoides Paimún

Definidos informalmente por Lara y Moreno (2004), corresponde a un conjunto de intrusivos compuestos principalmente por tonalitas y granodioritas, con gabros y granitos subordinados, que conforman una franja de orientación NS, que en Chile aflora principalmente al E de la ZFLO, desde el N del Lago Pirehueico por el S, hasta los 38°S por el N. Se desarrolla, igualmente, en la vertiente argentina, en donde está definido como Formación Huechulafquén en el lago homónimo (Turner, 1965 en Lara y Moreno, 2004). Diversas dataciones le asignan a esta unidad una edad cretácica de unos 135-74 Ma (Moreno y Lara, 2004).

2.1.2.5. Granitoides Miocenos

Esta unidad, definida por Moreno y Lara (2007), agrupa desde granitos y granodioritas a dioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, además de cuerpos hipoabisales andesítico-dacíticos subordinados, dispuestos en franjas longitudinales de dirección NNE y limitadas por la traza principal de la ZFLO o estructuras asociadas a ella. Intruyen a los plutones mesozoicos y cenozoicos, además de rocas de la Formación Lago Ranco. Las franjas occidental y oriental incluyen parte del Granito Liquiñe, de 14-15 Ma, y la franja central parte de los Granitoides Pellaifa-Neltume, de 6-8 Ma (Lara y Moreno, 2004).

2.1.2.6. Pórfidos Miocenos

Moreno y Lara (2007) los definen como un conjunto de intrusivos porfídicos correspondientes a cuerpos tipo *stock* con diques subordinados de composición andesítica a dacítica. Afloran al W del Lago Neltume y parcialmente al W de los volcanes Chanchán. Intruyen granitoides del Plutón Panguipulli, Plutón Choshuenco y Formación Panguipulli. Se les asigna una edad de Mioceno superior (Moreno y Lara, 2007).

2.1.3. **Secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias**

2.1.3.1. Formación Panguipulli

Secuencia rítmica de areniscas, lutitas, cuarcitas y conglomerados cuarcíferos que se encuentra principalmente en la ribera de los lagos Calafquén y Panguipulli, y en el extremo SW del Lago Riñihue. Se encuentra estratificada y fuertemente plegada, de base desconocida e intruida por el Plutón Panguipulli (Rodríguez y otros, 1999). Localmente presenta rasgos de metamorfismo de contacto (Moreno y Lara, 2007). La secuencia completa es de carácter turbidítico-lacustre, presentando tanto facies de abanico subacuático en zonas no canalizadas, como facies de canales subacuáticos y pie de talud (Rodríguez y otros, 1999). La flora fósil recolectada en esta unidad es de edad Cárnico superior-Nórico (Herbst y otros, 2005 en Moreno y Lara, 2007).

2.1.3.2. Estratos Lago Ranco

Secuencia volcanosedimentaria plegada compuesta por conglomerados, brechas volcánicas, tobas, tufitas y andesitas porfídicas, incluyendo, además, rocas sedimentarias marinas con fauna fósil miocena presentes en la ribera S del Lago Ranco (Campos y otros, 1998). Es intruida por granitoides miocénicos y presenta alteración propilítica e intenso fracturamiento en los sectores próximos a la ZFLO (Lara y Moreno, 2004). Dataciones realizadas en rocas volcánicas e hipobasales de esta secuencia, fuera del área de estudio, arrojan edades de 13 y 20 Ma (Campos y otros, 1998), sin descartar que la base alcance edades oligocenas.

2.1.4. Depósitos sedimentarios

Dentro del área de estudio se disponen una serie de depósitos sedimentarios cuaternarios, asociados a la erosión de centros volcánicos y su basamento, y relacionados, en parte, con los diferentes eventos glaciares registrados en la región.

Las distintas unidades sedimentarias presentes en la zona poseen diversas características dependiendo de su origen. Los depósitos glaciares, glaciofluviales y deltaicos incluye diamictos de bolones, arena y limo y bancos de gravas y arenas, que forman morrenas y abanicos glaciofluviales, en parte deltaicos (Moreno y Lara, 2007), que se ubican en la ribera W del Lago Panguipulli y en el fondo de los valles. Ellos se asocian al avance y retroceso de los hielos durante la Glaciación Llanquihue (Rodríguez y otros, 1999). Al N del Lago Calafquén se encuentran cubiertos por la Ignimbrita Licán, datada entre 13.560 y 14.220 AP.

Los depósitos fluviales dispuestos en el área son de edades variadas. Los más antiguos corresponden a remanentes de terrazas antiguas, cuya edad asignada es Pleistoceno superior-Holoceno (Moreno y Lara, 2007), compuestos de bancos de gravas y arenas con intercalación de limos y arcillas que afloran escasamente en el extremo SE del Lago Panguipulli. Los depósitos actuales incluyen gravas y arenas que llenan los valles principales, conformando las terrazas laterales o rellenando el fondo de los causes (Lara y Moreno, 2004).

Los depósitos de remoción en masa y coluviales son depósitos clásticos actuales, mal seleccionados, sin estratificación, de pendiente superior a 20° y cuyos tamaños van desde bloques a gravas en una matriz de arena y limo. Ellos fueron formados por flujos de detritos, coluviales o deslizamientos de roca, asociados a colapsos gravitacionales de taludes en condiciones inestables (Moreno y Lara, 2007).

Los depósitos deltaicos los conforman gravas bien seleccionadas y estratificadas con intercalaciones lenticulares de arena, conformando abanicos que se ubican en la desembocadura de ríos y lagos (Rodríguez y otros, 1999). Mientras que, los depósitos lacustres actuales lo integran depósitos de arenas finas a gruesas que forman playas lacustres, principalmente de

origen volcánico, ubicados preferentemente en el sector S y E de los lagos del sector (Moreno y Lara, 2007).

Finalmente, los depósitos aluviales corresponden a gravas clastosoportadas con matriz de arena y escasos limos, de buena selección, estratificación gruesa, formas cónicas y una inclinación cercana a los 10° , que se ubican en la desembocadura de esteros y ríos menores, en llanuras y en lagos donde se forman pequeños deltas (Rodríguez y otros, 1999).

2.2. Marco tectónico

2.2.1. Tectónica regional

Los Andes del Sur de Chile presentan una configuración geodinámica característica, que los transforman en un lugar propicio para el estudio de la partición de la deformación producto de la convergencia oblicua, ya que ha actuado de forma continua desde hace 49 Ma, con excepción entre 26 a 20 Ma que fue prácticamente ortogonal (Cembrano y otros, 1996). En los últimos 20 Ma esta convergencia se ha mantenido constante, con una velocidad de 66 mm/año (Sielfeld y otros, 2019), un ángulo de subducción de 16° y un ángulo de oblicuidad con respecto a la ortogonal a la fosa de $\sim 26^\circ$ (Jarrard, 1986). Su historia tectónica comprende largos períodos de extensión y formación de cuencas, durante el Mesozoico y Oligoceno-Mioceno, con intervalos cortos de transpresión/construcción de montañas, durante el Cretácico Inferior y el Mioceno tardío, evidenciando cambios en el estado de esfuerzos (Rosenau, 2004; Lavenu y Cembrano, 1999).

La ZFLO (Hervé, 1976; Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano y otros, 1996) es un sistema de fallas de rumbo dextral de primer orden, con ~ 1.200 km de longitud, que se extiende en el intra-arco de la ZVS desde los 38°S a 46°S (Cembrano y Lara, 2009). Esta estructura es la encargada de acomodar gran parte de la deformación producto de la subducción oblicua, y es por esta razón que existe una ausencia de fajas corridas y plegadas en el antepaís a estas latitudes, pero sí inmediatamente al norte y al sur de ellas (Cembrano y otros, 2002). Sin embargo, se han

observado diferencias a lo largo de su extensión, en cuanto a su naturaleza, tipo y tiempo de deformación (Cembrano y otros, 2000).

Su geometría global la conforman varios lineamientos bien definidos, los dos principales de dirección NNE-SSW, alcanzando centenares de kilómetros, unidos por lineamientos en *echelon* de orientación NE-SW, formando estructuras tipo duplex de rumbo (Cembrano y otros, 1996). Además, se observan varias estructuras con dirección NW-SE, interpretadas por varios autores como fracturas pre-andinas de la corteza que han sido posteriormente reactivadas (López-Escobar y otros, 1995; Melnick y otros, 2006; Cembrano y Lara, 2009), siendo reconocidas como parte de un sistema estructural denominado como Estructura Transversal al Arco (Pérez-Flores y otros, 2016).

La ZFLO ha estado activa de forma transpresional dextral desde al menos 6 Ma, sin embargo, evidencia geológica sugiere que su actividad empezó mucho antes, en el Eoceno (Hervé, 1994), presentando una cinemática sinistral antes del Oligoceno (Cembrano y otros, 1996).

Este sistema de fallas es ideal para la actividad magmática, controlando la arquitectura del arco volcánico (Melnick y otros, 2006). El alineamiento de los estratovolcanes compuestos y centros eruptivos menores, sugieren una dirección NE-SW para el máximo *stress* compresional (López-Escobar y otros, 1995). Mientras que la presencia de fallas pre-existentes en el basamento, NW-SE, ayuda al estancamiento de magmas (López-Escobar y otros, 1995; Cembrano y Lara, 2009).

2.2.2. Estructura local

En la escala del área de estudio, las tendencias de las estructuras coinciden con lo observado a nivel regional (Figura 2.3). Destacan rasgos morfológicos de primer orden de orientación NW-SE, reflejados en la disposición de los valles glaciales, cursos fluviales y cuencas ocupadas por los lagos (Rodríguez y otros, 1999; Moreno y Lara, 2007). Estos lineamientos corresponderían a una prolongación del Sistema de Falla Gastre (Coira y otros, 1975 en Lara y Moreno, 2004). Se aprecian, además, dos grandes lineamientos NS correspondientes a la traza de la falla Liquiñe-Ofqui y a la falla Reigolil-Pirehueico (Lara y Moreno, 2004) y lineamientos menores de dirección

NE-SW, coincidentes con la dirección estructural del volcanismo parásito y de los centros eruptivos menores (Lara y Moreno, 2004; Di Biase, 1976).

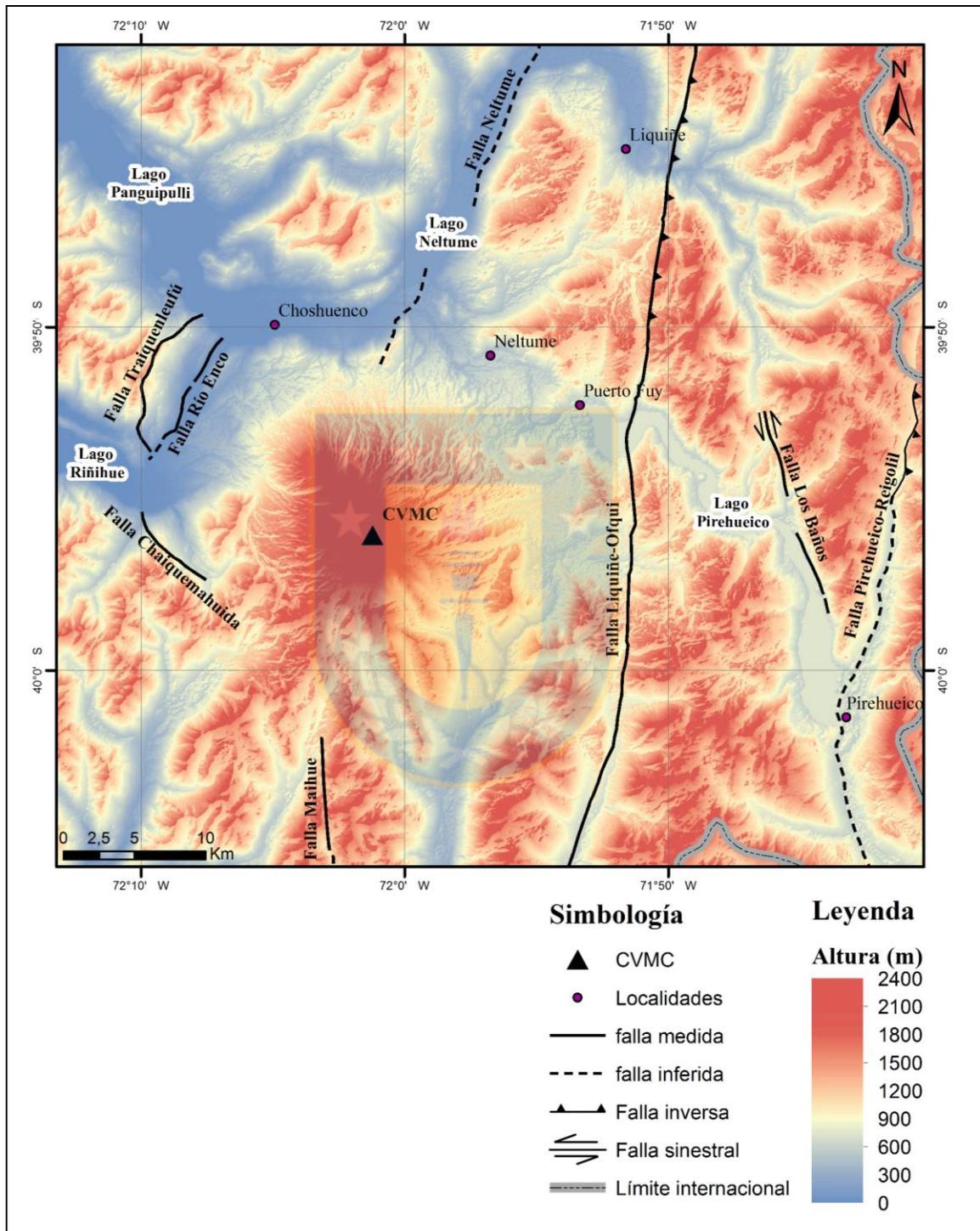


Figura 2.3: Principales estructuras locales en el área de estudio.

Diversos autores han observado o sugerido distintas fallas en la zona. Con dirección NW-SE se observan las fallas Los Baños, falla transcurrente sinistral ubicada en la ribera N del lago Pirehueico (Lara y Moreno, 2004), y Chaiquemahuida, de movimiento desconocido al SW del área de estudio (Rodríguez y otros, 1999), además de otras subverticales de menor tamaño. Con rumbo NE-SW, Rodríguez y otros (1999) describen, cerca de la localidad de Choshuenco, las fallas Río Enco y Traiquenleufú, la primera de cinemática desconocida, mientras que para la segunda se sugiere movimiento normal. Con orientación NS, aparte de las fallas Liquiñe-Ofqui y Reigolil-Pirehueico, se observa la falla Neltume, la cual se asume como la prolongación al N de la falla Maihue (Rosenau, 2004).

Desde un punto de vista tectónico, es importante destacar las altas tasas de exhumación presentes en la localidad de Liquiñe (Gräfe y otros, 2002 en Lara y Moreno, 2004), lo que generó una abrupta yuxtaposición entre el Granito Liquiñe y el Complejo Metamórfico Liquiñe, y la presencia en ellos de cataclasitas y milonitas respectivamente (Lara y Moreno, 2004; Cembrano y otros, 2000). Rosenau (2004), estudió las estructuras paleotectónicas en esa zona y definió cuatro grandes bloques con distintas historias de exhumación y separados por fallas de tendencia NNE-SSW. De W a E tenemos: ante-arco, ubicado al E de la Falla Maihue-Neltume y exhumado antes del Triásico tardío; el bloque Neltume, se encuentra entre las fallas Maihue-Neltume por el W y Pilmaiquén-Liquiñe por el E, contiene al lago del mismo nombre y fue exhumado durante el Mioceno tardío; el bloque Pirehueico, limitado por la falla Pilmaiquén-Liquiñe al W y Reigolil-Pirehueico al E, contiene al lago Pirehueico y su exhumación tuvo lugar entre el Cretácico tardío y el terciario temprano; por último, el tras-arco, ubicado al E de la falla Reigolil-Pirehueico, fue exhumado probablemente durante el Triásico temprano (Rosenau, 2004).

2.3. Geología del CVMC

El CVMC es una estructura compuesta, formado por un edificio antiguo principal (Mocho ancestral) y un estratovolcán contiguo (volcán Choshuenco). El Mocho ancestral sufrió un colapso de su edificio, afectando parcialmente al volcán Choshuenco y generando una caldera elíptica, con ejes de 4,5 km y 3,5 km de longitud, en cuyo interior se construyó el cono del volcán Mocho actual (Moreno y Lara, 2007).

Las unidades volcánicas presentes en el área están representadas por las efusiones de la caldera, el volcán Choshuenco, el volcán Mocho y la actividad parásita originada por una serie de centro eruptivos menores que se sitúan en sus flancos (Di Biase, 1976). Además, de la presencia de depósitos asociados a conos monogenéticos, ubicados hacia el NE del complejo. A continuación, se describe brevemente las unidades definidas por Moreno y Lara (2007) en la carta geológica del CVMC.

2.3.1. Volcán Mocho

Incluye tanto el edificio ancestral como el cono holoceno Mocho. La composición de sus productos se extiende de 52 a 62% de SiO₂, con predominio de las andesitas, reflejando una actividad que se extiende desde el Pleistoceno medio hasta tiempos históricos. Moreno y Lara (2007) separan los distintos eventos en 5 unidades principales, más una secuencia piroclástica.

Las primeras 3 unidades son anteriores a la generación de la caldera. La unidad Mocho 1 corresponde a un conjunto de lavas, conglomerados volcánicos y tobas del Pleistoceno medio (~350-200 ka) que definen la pared de la caldera presentando erosión glaciaria (Moreno y Lara, 2007). En los flancos E y NE del complejo se observa la unidad Mocho 2, constituida por una serie de lavas con intercalaciones volcanoclásticas a la cual, se le asigna una edad Pleistoceno medio-superior (~200-130 ka) (Moreno y Lara, 2007). La sucesión terminal de la secuencia precaldera la componen lavas de la unidad Mocho 3, ubicadas en el sector NE y SW, considerada enteramente interglaciaria de edad mínima ~60 ka (Moreno y Lara, 2007). Posterior a esta unidad, el edificio ancestral habría colapsado, generando la caldera. Esto se habría producido durante la última glaciación (~14 ka), por lo tanto, la mayor parte de estos depósitos fueron removidos durante el postglacial (Moreno y Lara, 2007).

Luego de este evento se definen otras dos unidades. La unidad Mocho 4, que agrupa un conjunto de lavas del sector W emitidas tanto desde el interior de la caldera, como desde los flancos por medio de pequeñas fisuras (Moreno y Lara, 2007), de edad general ~11 ka (edad máxima), mientras que, la edad mínima deriva de secuencias piroclásticas que contienen a la Ignimbrita

Enco, que datan en 1,7 ka (Echegaray, 2004 en Moreno y Lara, 2007). Por último, la unidad Mocho 5, corresponde a un conjunto de lavas y aglomerados volcánicos que forman, en parte, el cono Mocho actual, y depósitos laháricos asociados que representan las emisiones más recientes del CVMC. Se incluyen, además, lavas indiferenciadas emitidas desde el volcán Mocho o desde centros emisores de flanco (Moreno y Lara, 2007).

Finalmente, Moreno y Lara (2007) definen una secuencia piroclástica que comprende depósitos de caída, flujo y oleada, generados durante erupciones explosivas holocenas que tuvieron lugar en uno o varios centros de emisión dentro de la caldera o en centros eruptivos aledaños (Moreno y Lara, 2007). Se distribuye ampliamente sobre los flancos del complejo, representando cerca de 11.000 años de actividad explosiva postglacial. Destacan dos niveles de caída de pómez, asociadas a erupciones plinianas denominadas Neltume (10,7-9,7 ka) y Pirehueico (8,2-6,7 ka). Mientras que, en los depósitos de flujo piroclástico destaca la Ignimbrita Enco (1,7 ka; Moreno y Lara, 2007).

2.3.2. Volcán Choshuenco

Estratovolcán erosionado, con un prominente cuello volcánico de 150 m, yuxtapuesto al NW del edificio Mocho. El colapso parcial de la parte S del edificio antiguo, se habría producido junto con el colapso del volcán Mocho ancestral y la consiguiente formación de la caldera. La composición de sus productos varía preferentemente entre andesitas basálticas y andesitas silíceas. La actividad de este centro se extendió del Pleistoceno medio al superior, distinguiéndose dos unidades (Moreno y Lara, 2007).

La unidad Choshuenco 1, constituida por lavas andesítico-basálticas a andesíticas que conforman el edificio principal del volcán. Presenta una intensa erosión glacial y su edad máxima es ~200 ka, por lo que se podría considerar equivalente a la unidad Mocho 2 (Moreno y Lara, 2007). Mientras que la unidad Choshuenco 2, ubicada en el sector NW del volcán, corresponde a un conjunto de lavas principalmente andesíticas a dacíticas datadas en 53 ka y 46 ka (Pleistoceno superior), por lo tanto, sería, en parte, equivalente al techo de la unidad Mocho 3 (Moreno y Lara, 2007).

2.3.3. Centros volcánicos adventicios

El CVMC cuenta con una gran cantidad de centros eruptivos menores (CEM), agrupados en grupos principales: el grupo Alto Caunahue se localiza sobre el flanco SW del volcán Mocho y consiste en 2 subgrupos de 8 y 5 conos de piroclastos posglaciales y lavas asociadas de composición andesítica, alcanzando alturas de 250 m y dispuestos de forma general en dirección NE-SW (Moreno y Lara, 2007); y el grupo Ranquil, conformado por 4 conos posglaciales, alineados NW-SE, sin lavas asociadas y dispuestos en el flanco NE del volcán Mocho. Sus diferentes estados de conservación son evidencia de distintos episodios eruptivos del Holoceno (Moreno y Lara, 2007).

2.3.4. Otros volcanes del área

Dentro del área se encuentran dos grandes grupos de volcanes monogenéticos, el Grupo Fui y los Volcanes Chanchán.

El Grupo Fui corresponde a un conjunto de 20 conos de piroclastos y lavas asociadas, al pie NE del complejo, organizados en tres cadenas menores con direcciones predominantes NE-SW y NNE-SSW. Los productos volcánicos consisten en andesitas basálticas y silíceas, que represaron el valle glacial del Río Fuy y dieron origen al Lago Pirehueico (Moreno y Lara, 2007). Los conos tienen alturas variables entre 150 m y 250 m, con cráteres de 200 m a 750 m de diámetro y sus diferencias en cuanto al grado de erosión son indicativas de diversos ciclos eruptivos ocurridos durante el Holoceno de manera intermitente, pero contemporánea con el volcanismo explosivo del edificio principal. Las lavas más antiguas, presentan fracturamiento del tipo *hackle joints*, evidencia de emplazamiento bajo hielo, lo que habría ocurrido durante el Pleistoceno superior tardío (Moreno y Lara, 2007). Sus conos se pueden dividir en dos subgrupos: Fui Sur y Fui Alto (Gardeweg y Sellés, 2012). Fui sur está compuesto por unos 14 a 15 conos de edad holocena, posicionados al S del río Fui y orientados N50°-80°E. Mientras que Fui Alto, de edad Pleistoceno superior tardío-Holoceno, consta de 4 conos ubicados al N del río Fui y alineados en dirección N10°E, paralelos a la ZFLO (Gardeweg y Sellés, 2012).

Por otro lado, los Volcanes Chanchán se ubican en el sector NE de la localidad de Neltume y corresponden a un grupo de 4 conos y centros emisores sin cráter y con lavas asociadas, que alcanzan los 600 m de altura y conforman un alineamiento volcánico de dirección N55°E (Gardeweg y Sellés, 2012). Sus lavas son de composición basáltica con rasgos geoquímicos más primitivos que los reconocidos en otros volcanes del área. Su morfología permite suponer que se habrían formado durante el Pleistoceno superior tardío y el Holoceno temprano (Moreno y Lara, 2007).



3. METODOLOGÍA

3.1. Conceptos teóricos y uso de *softwares*

Para la completa comprensión de este estudio, se requiere aclarar ciertos conceptos teóricos básicos, de acuerdo a su uso en los diversos análisis llevados a cabo a través de distintos *softwares*.

Para la realización del análisis cinemático se utiliza el *software* FaultKin 7 (Marrett y Allmendinger, 1990), el cual entrega una representación gráfica de los datos, utilizando sus ejes de acortamiento máximo (P) y de extensión máxima (T), el polo del plano de falla, la estría de falla y su sentido de movimiento (Marrett y Allmendinger, 1990). Los ejes P y T se ubican a 45° del polo de falla, siguiendo el plano de movimiento (Marrett y Allmendinger, 1990) (Figura 3.1). En el caso de un conjunto de fallas, utilizando algoritmos de densidad de ejes de cada falla, entrega la solución que mejor represente esta asociación de estructuras.

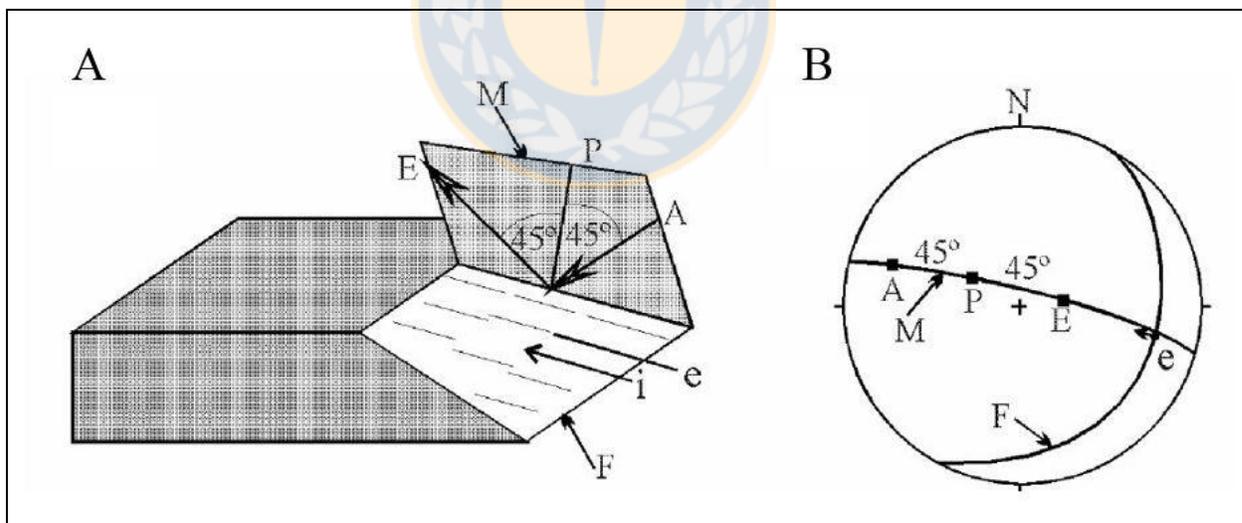


Figura 3.1: **A** Bloque diagrama que muestra el plano de falla (F), estría (e), sentido de movimiento (i), plano de movimiento (M), el polo de falla (P), los ejes de acortamiento (A) y extensión (E). **B** Ploteo en red de Schmidt de los datos anteriores. Modificado de Niemeyer (1999).

Con la representación de ejes P (en color azul) y los ejes T (en color rojo), es posible determinar si el campo de deformación de esfuerzos es homogéneo o heterogéneo, dependiendo de si hay o

no variación en la distribución espacial o temporal del campo de esfuerzos. La deformación es homogénea cuando se mantiene sin variación, reflejado en una agrupación de los ejes P y T, formando *clusters* (Figura 3.2A). Mientras que, en una deformación heterogénea los ejes se muestran dispersos, indicando variaciones en la deformación (Figura 3.2B). Sólo cuando la deformación es homogénea es posible utilizar el método de los diedros o pelota de playa (diagrama solución), ya que al tener una deformación heterogénea cualquier interpretación que se realice carece de sentido geológico debido a la superposición de más de un estado de esfuerzo.

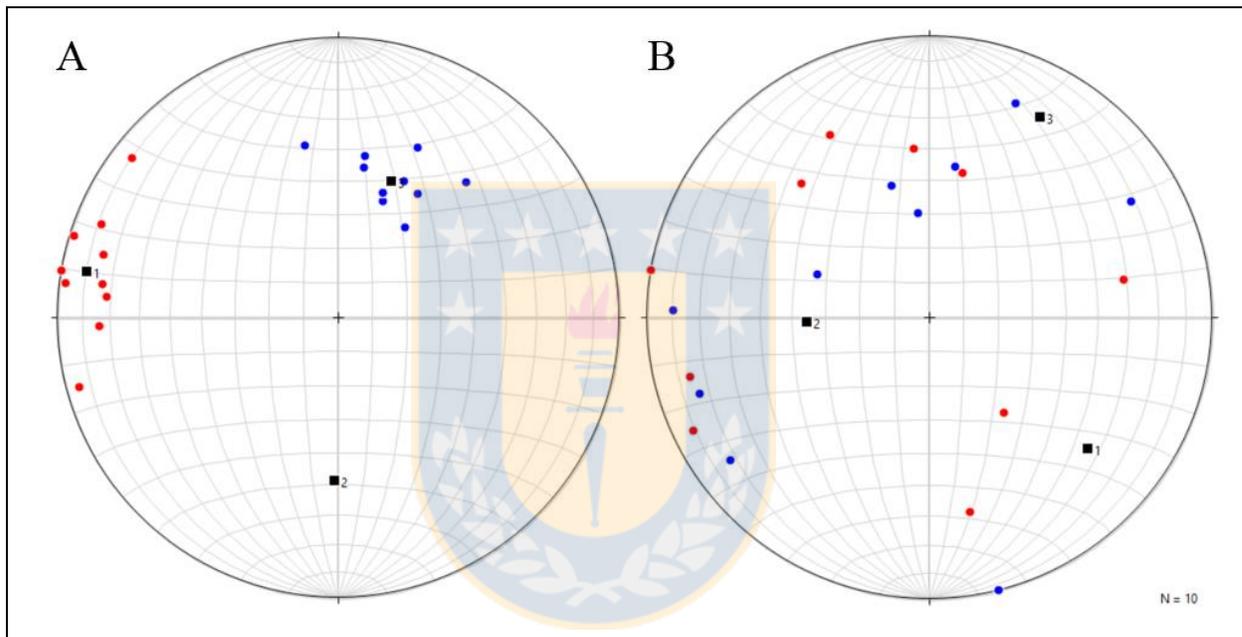


Figura 3.2: **A** Ejemplo de deformación homogénea. **B** Ejemplo de deformación heterogénea. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

Los ejes cinemáticos o ejes de deformación promedio calculados para un conjunto de fallas se representan con cuadrados negros y un número asociado, el número 1 representa el eje de alargamiento máximo (T) y el número 3 el eje de acortamiento máximo (P). Cabe mencionar que dichos ejes no son equivalentes a los ejes de esfuerzos principales, sin embargo, sí coinciden cuando la deformación es homogénea y el medio es isótropo.

El programa requiere como datos mínimos el *datum* de cada falla, es decir, el rumbo y el manto de la falla, la orientación de las estrías (*rake*) y el sentido de movimiento.

Por otro lado, el análisis dinámico caracteriza el esfuerzo que origina el fallamiento en una región, el cual se puede descomponer en 3 componentes denominados esfuerzos principales, con $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. El concepto de Φ corresponde a una razón de magnitud entre los distintos esfuerzos principales donde $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, con $0 \leq \Phi \leq 1$, representa la importancia relativa de una componente respecto de las otras (Arancibia y otros, 1999). Basado en esto, Ritz (1994) propone una clasificación del régimen tectónico según el valor de Φ y el esfuerzo vertical (Figura 3.3).

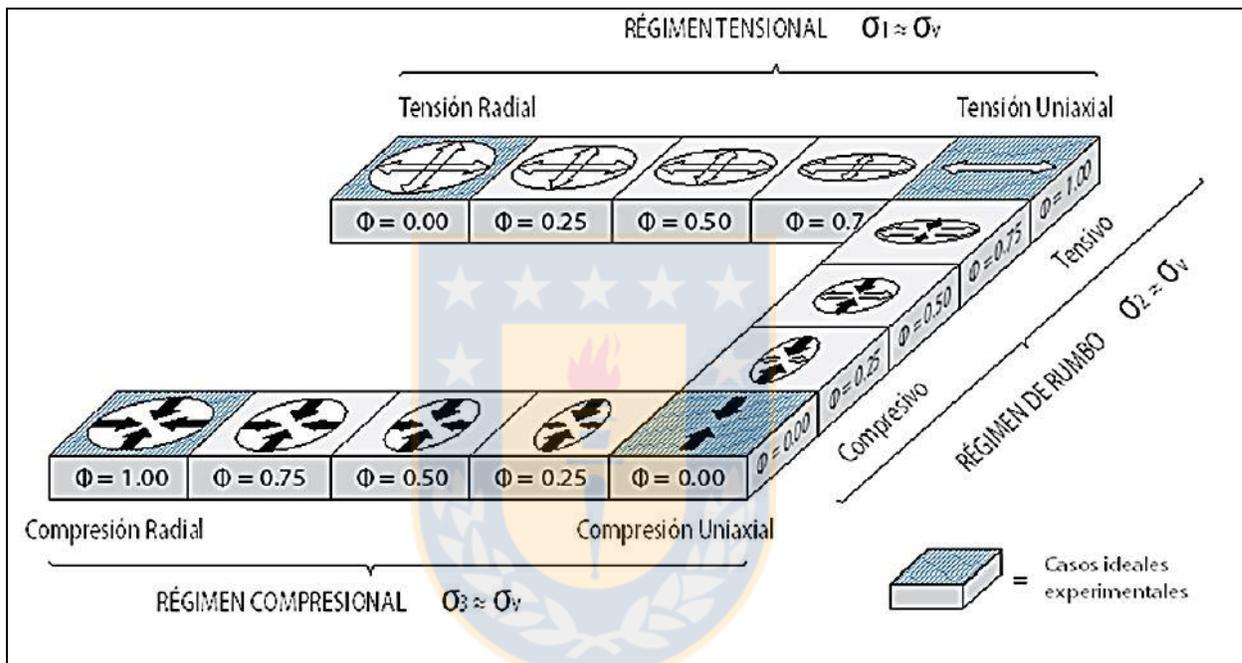


Figura 3.3: Clasificación de régimen tectónico. Modificado de Ritz (1994).

Cuando el esfuerzo vertical es σ_1 el régimen es tensional, variando de una tensión radial a una uniaxial con el aumento de Φ . El régimen es de rumbo cuando el esfuerzo vertical es similar a σ_2 , variando desde compresivo hasta tensional. Finalmente, cuando σ_3 es el esfuerzo vertical, entonces el régimen será compresional, siendo una compresión radial cuando se tiene valores de Φ altos o una compresión uniaxial si la razón de los esfuerzos es baja.

Para realizar el análisis dinámico se utilizó el Método de Inversión Múltiple por medio del *software* MIM (Yamaji, 2000), el cual utiliza datos de fallas geológicas o mecanismos focales para obtener estados de esfuerzos promedios coincidentes.

Este programa requiere la orientación de cada falla, de sus estrías (*trend* y *plunge*), su sentido de movimiento y un valor k . El valor k corresponde a un número entero entre 3 y 8 que representa el número de fallas que conformaran un subgrupo. En base a estos datos el software entrega un valor de σ_1 y σ_3 para cada subconjunto de fallas. En este trabajo se utiliza preferentemente el valor $k=5$, recomendado por el autor para bases de datos menor a 100 fallas, sin embargo, en algunos casos se tuvo que utilizar valores de $k=3-4$ debido al bajo número de datos disponibles.

Como resultado se obtiene una figura con dos estereogramas, el de la izquierda representa los σ_1 y el de la derecha los σ_3 (Figura 3.4). En ambos se observan una serie de cuadrados con “cola” (*tadpole*) de distintos colores, que representan los esfuerzos principales obtenidos de la iteración de cada subgrupo de fallas. La dirección de la cola indica la ubicación relativa de su par asociado en el otro hemisferio, mientras que su longitud es inversamente proporcional al *plunge* de su par. El color representa el valor de Φ , el cual va de 0 a 1, desde colores fríos a colores cálidos.

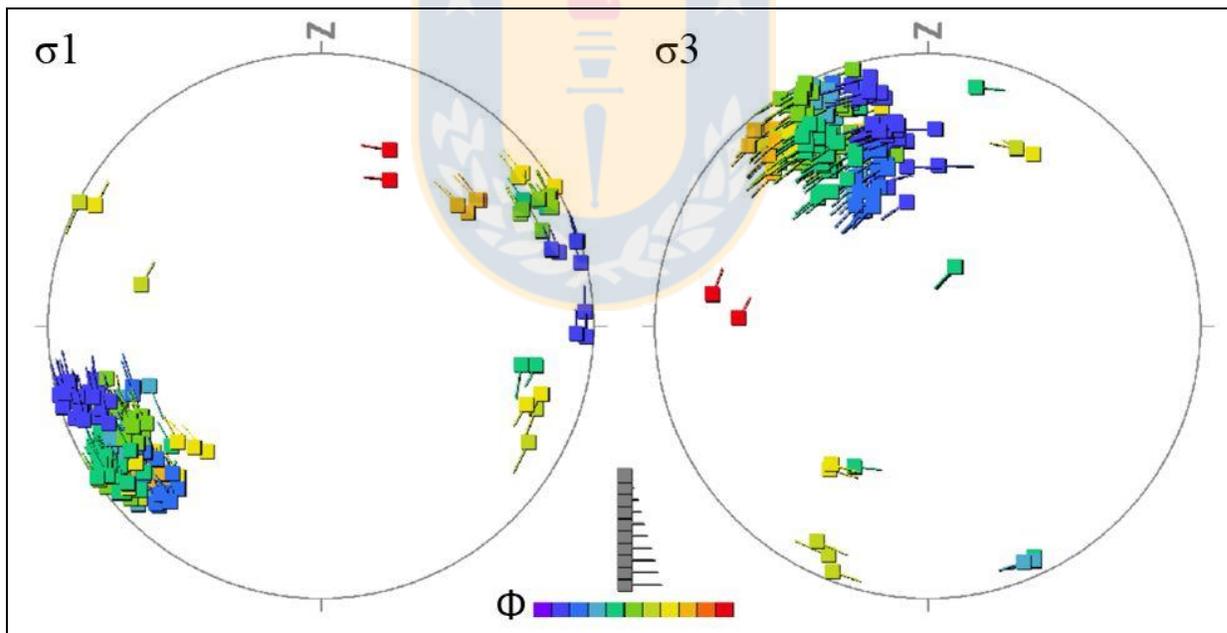


Figura 3.4: Ejemplo de estereogramas pareados que muestran la distribución de los esfuerzos principales.

Si todos los ejes de esfuerzos de cada subgrupo se concentran formando *clusters*, significa que las fallas fueron afectadas por un único estado de esfuerzo y por lo tanto son homogéneas. En cambio, si se grafican distintos *clusters*, los datos reflejan más de un régimen de esfuerzo.

Para obtener un valor numérico representativo de σ_1 y σ_3 , es necesario identificar manualmente los distintos *clusters* y valores de Φ . Esto se hace seleccionando un punto dentro del cluster de σ_1 y un punto en el cluster de σ_3 que corresponda a su par ordenado, e ingresar el valor de Φ correspondiente al color del punto. Como resultado se obtienen los valores de σ_1 , σ_3 y Φ (Figura 3.5A). El programa estima, además, la orientación de las estrías de las fallas que se generarían bajo ese estado de esfuerzo, lo compara con los datos ingresados y lo grafica en el histograma *misfit angle* (Figura 3.5B). De esta forma, mientras mayor es el número de fallas con un ángulo de error menor a 30° y con la frecuencia disminuyendo hacia valores más elevados, mejor es el resultado.

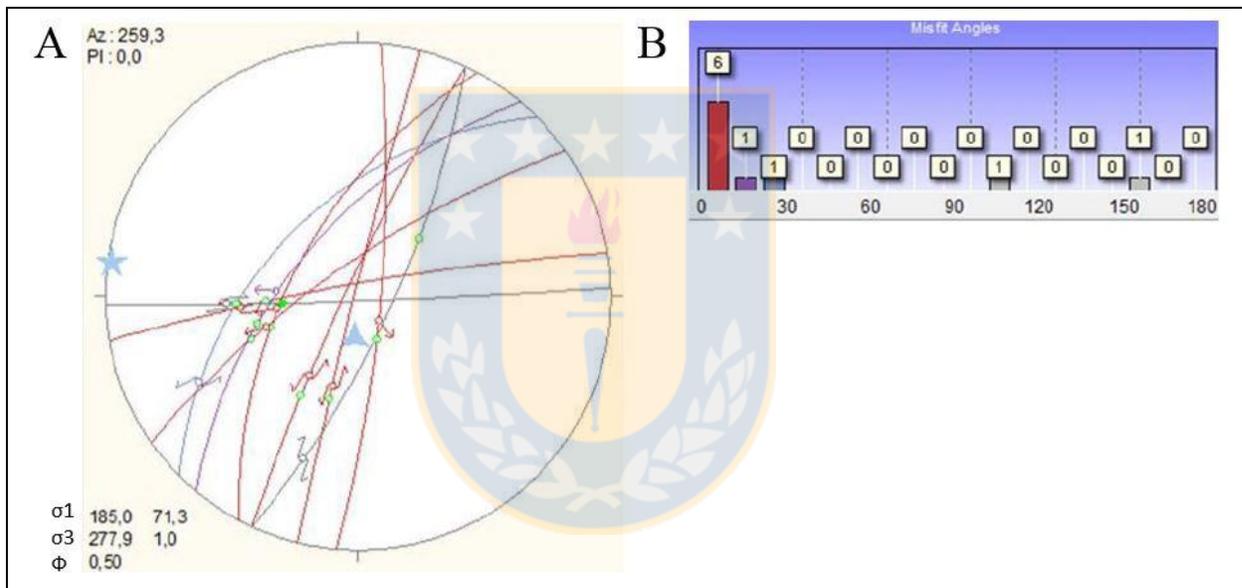


Figura 3.5: A Diagrama solución de un estado de esfuerzo, el triángulo representa a σ_1 y la estrella a σ_3 . B histograma *misfit angle*.

Por otro lado, para realizar el análisis estadístico de la orientación de las estructuras, se empleó el software © Dips 5.1 (Rockscience Inc). A partir de los datos de *dip direction* y *dip*, tanto de las fallas como de los diques, el programa genera diagramas de roseta, graficando las orientaciones de los distintos planos (Figura 3.6). Todos los diagramas de rosetas elaborados en esta memoria corresponden a ángulos medidos en sentido horario.

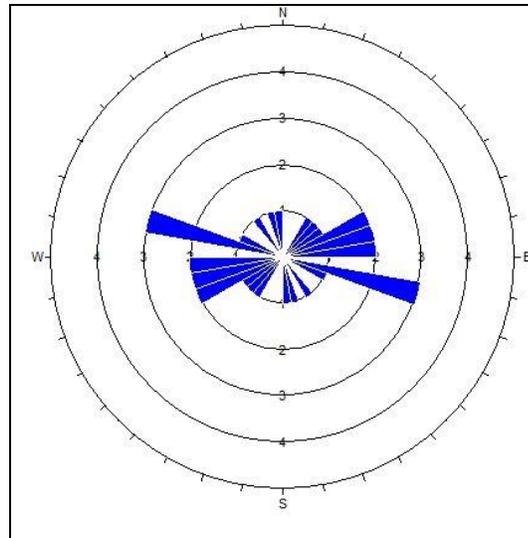


Figura 3.6: Ejemplo diagrama de roseta.

3.2. Etapa de pre-terreno

3.2.1. Interpretación de imágenes satelitales

Utilizando el *software* © ArcGis 10.1, se identificaron lineamientos locales y regionales, mediante análisis de imágenes satelitales del satélite Landsat 8 y modelos de elevación digital (DEM), además de la información entregada por las características lineales de los DEM obtenidas mediante el *software* © PCI Geomática 2015. Todo esto con el fin de determinar sitios de interés a visitar durante las campañas de terreno. Paralelamente se utilizó el *software* © Google Earth Pro para la localización de afloramientos y rutas viales.

3.2.2. Revisión bibliográfica

Se recopiló información geológica atinente al área, con el objetivo de conocer antecedentes de la zona a estudiar. Destacan las cartas geológicas de Moreno y Lara (2007) para el CVMC, Rodríguez y otros (1999) y Lara y Moreno (2004) para toda la región.

3.2.3. Confección base de datos

Para lograr optimizar el trabajo en terreno se construyó una tabla de datos (Tabla 3.1) mediante el *software* © Microsoft Office Excel 2013, que incluye el *datum* de las estructuras y otras características útiles para este estudio.

Tabla 3.1 Tabla tipo para la toma de datos en terreno

N°	Localidad	Coordenada N	Coordenada E	Dato	Rumbo	Manteo	Rake	Tipo	Criterio
----	-----------	-----------------	-----------------	------	-------	--------	------	------	----------

Tabla 3.1 Continuación

Calidad (A-D)	Espesor (cm)	Persistencia	Relleno	Roca	Alteración	Muestra	Foto	Comentarios
------------------	-----------------	--------------	---------	------	------------	---------	------	-------------

- N° corresponde al número de la estructura medida.
- Localidad se refiere al nombre del sector en que fue encontrada la estructura.
- Coordenadas N y E en UTM
- Dato hace referencia al tipo de estructura, ya sea fallas, diques o vetillas.
- Rumbo y manteo es la orientación de la estructura.
- Rake corresponde a la orientación de las estrías, medidas con la “regla de la mano derecha”.
- Tipo o cinemática de las fallas.
- Criterio con el cual se determinó el sentido del movimiento según índices cinemáticos.
- Calidad de los índices cinemáticos, los cuales reflejan la certeza del sentido de movimiento, de forma decreciente con 4 valores, desde la A a la D. La A se determina con 2 o más indicadores cinemáticos claros, B con dos indicadores de los cuales uno es claro y el otro deficiente, la C corresponde a un indicador cinemático claro y la D cuando el único indicador es deficiente.
- Espesor del relleno de falla, dique o vetilla.
- Persistencia se refiere a la extensión de la estructura, centimétrica, métrica o regional.
- Relleno de la falla.
- Roca es la litología en la cual se encuentra la estructura.
- Alteración que presenta la roca caja.

- Muestra de roca, de ser necesario.
- Número de fotografías del afloramiento y estructuras.
- Comentarios complementarios.

3.3. Etapa de terreno

Durante 20 días de trabajo efectivo, se recorrió el área de estudio de forma sistemática por el contorno del CVMC (Figura 3.7), tomando datos y analizando las zonas de interés previamente determinadas. Los días de terreno se dividieron en 2 campañas, de 14 y 6 días respectivamente, durante los meses de otoño de 2017. Los trabajos realizados incluyen la medición de estructuras (fallas, diques) y la toma de muestras orientadas.

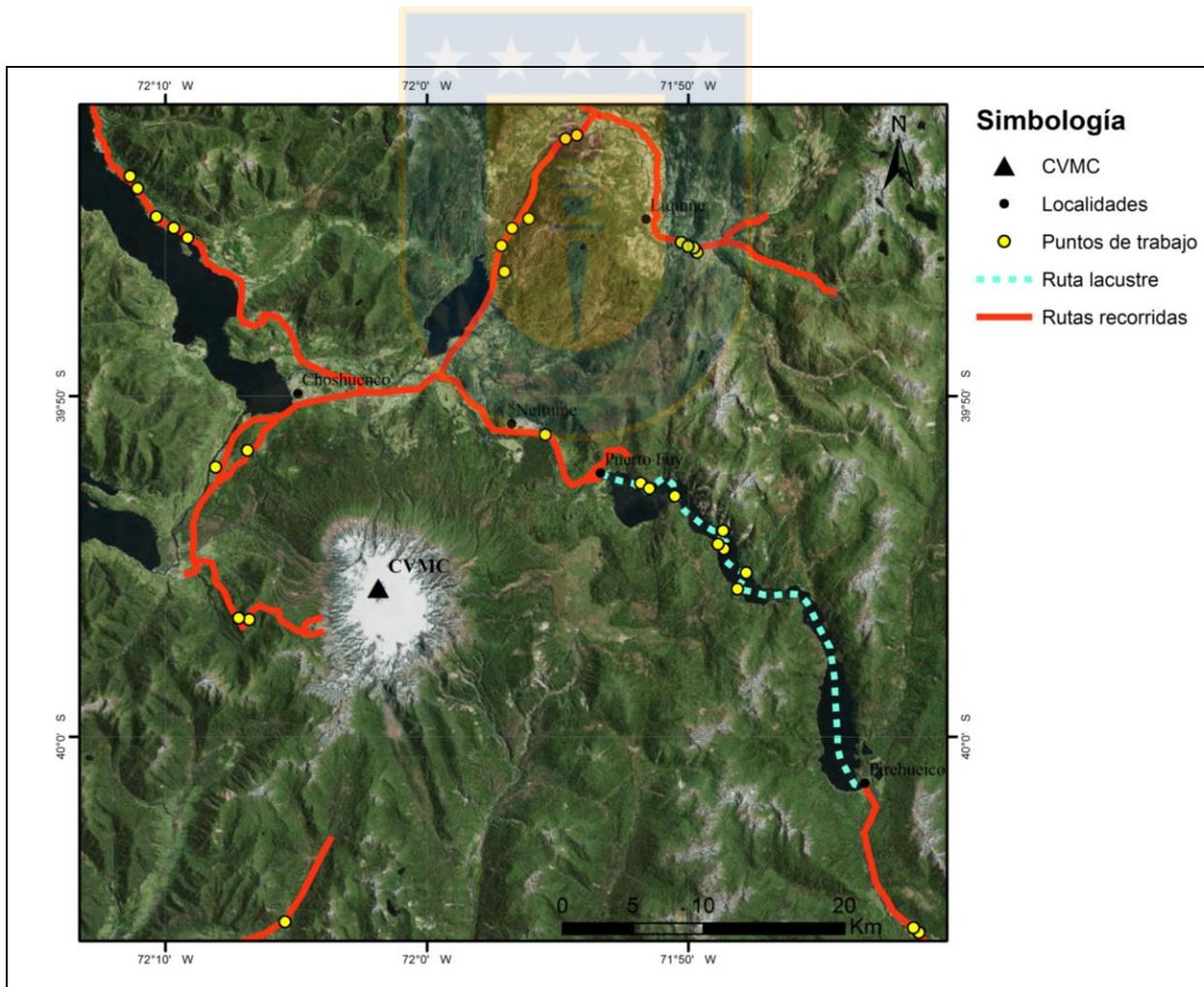


Figura 3.7: Mapa de rutas recorridas en el área de estudio durante las campañas de terreno.

3.3.1. Campaña 1

Se extiende desde el día 14 al 25 de marzo de 2017. Se recorrió todo el sector centro, N y W de la zona estudiada, correspondientes al Lago Panguipulli, Lago Neltume, localidades de Liquiñe, Neltume y Enco, y la Reserva Nacional Mocho-Choshuenco. Posteriormente se agruparon los diversos datos en los sitios estructurales Lago Panguipulli, Lago Neltume, Liquiñe y Enco.

3.3.2. Campaña 2

Se realizó entre los días 27 de abril y 2 de mayo de 2017. Se centró en el Lago Pirehueico (SE del área de estudio), el cual se recorrió en bote para lograr llegar a los afloramientos de los bordes del lago. Posteriormente se unieron estos datos con los medidos en la localidad de Neltume para constituir el sitio Lago Pirehueico.

3.3.3. Limitaciones en terreno

La mayor limitación fue la gran cantidad de terrenos privados, especialmente en el sector E y S del CVMC, en donde, en algunos casos, el acceso no es permitido por ningún medio. Secundariamente, la gran cantidad de vegetación, ligada al tipo de clima, dificulta el hallazgo de afloramientos.

3.4. Etapa de gabinete

En esta etapa se homogenizan, resumen y procesan todos los datos recolectados durante las campañas de terreno. Esta información se trabajó desde distintos puntos de vista, de forma regional y agrupada tanto por sitio estructural, como por la edad de las rocas en que se midió.

En primer lugar, se elabora una base de datos por medio del *software* © Microsoft Office Excel 2013. Estos datos, sumados a los obtenidos en la etapa de pre-terreno, se reúnen en un proyecto dentro del *software* © ArcGis 10.1. De esta forma, sobre la base proporcionada por los antecedentes bibliográficos (geológicos, hidrológicos y estructurales) del área, se agregan las

distintas estructuras encontradas en terreno utilizando criterios de semejanza con estructuras medidas por otros autores o de rasgos morfológicos coincidentes con la dirección de las estructuras. Paralelamente, se procesan los distintos datos mediante los *softwares* especializados previamente descritos: © Dips 5.1 (Rockscience Inc), para graficar las orientaciones que presentan las fallas, © FaultKin 7 (Marrett y Allmendinger, 1990), con el cuál se estudia la cinemática de los datos, y © MIM (Yamaji, 2000), utilizado para identificar los esfuerzos que han actuado en la zona estudiada. Posteriormente, para lograr relacionar estas estructuras a la actividad volcánica del área se realiza un análisis de la disposición de diques, centros volcánicos menores y conos monogenéticos ubicados en las cercanías del CVMC. Finalmente, se elabora un modelo estructural como resultado final, integrando todos los datos con el fin de entender y graficar la dinámica del complejo volcánico.



4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos son presentados a continuación. En primer lugar, se realiza un análisis de la geomorfología general del área, para detectar lineamientos que evidenciarían posibles fallas. Posteriormente, se realiza un estudio cinemático y dinámico, tanto a nivel regional, como por sitios estructurales y edad de las unidades.

4.1. Análisis de lineamientos

Se determinan los lineamientos principales del área de estudio (Figura 4.1) en base a modelos de elevación digital (DEM), incorporando la información entregada por la extracción de las características lineales de las imágenes más la observación de imágenes satelitales.

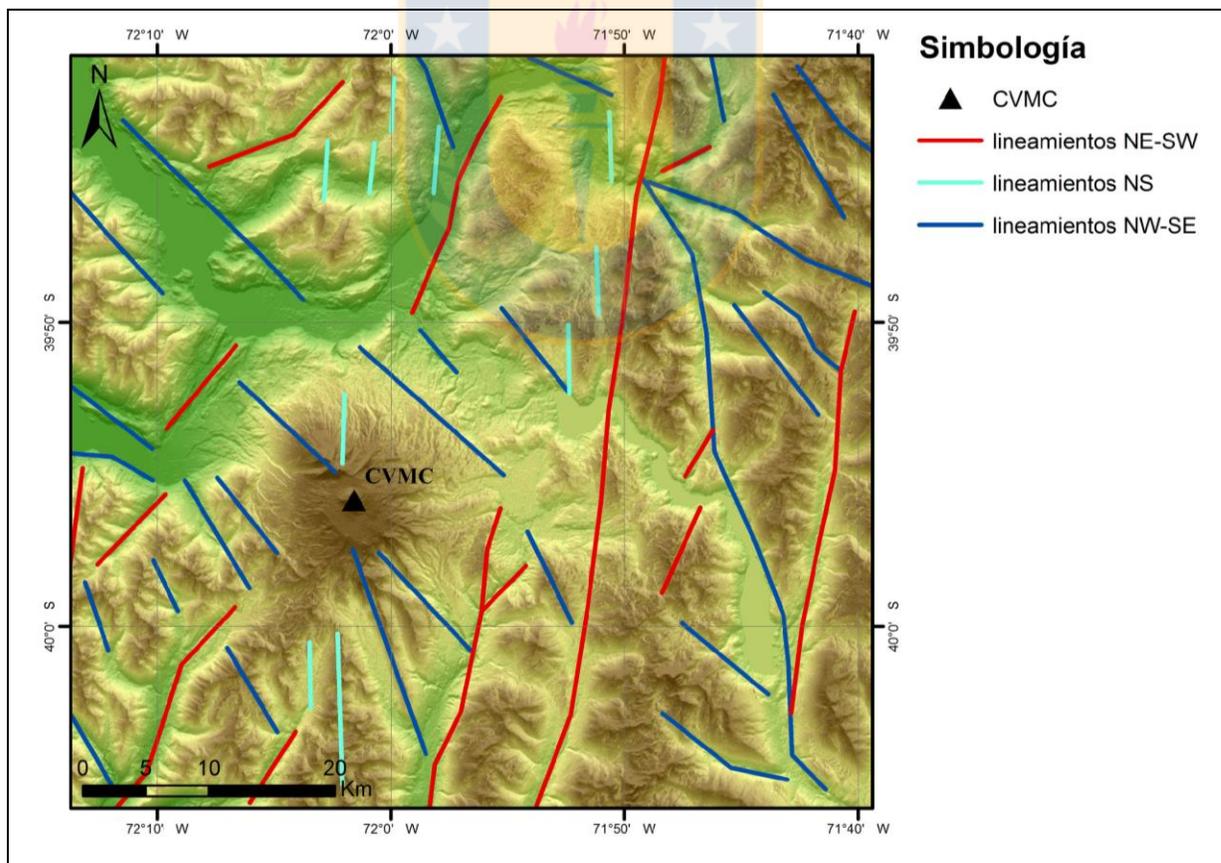


Figura 4.1: Lineamientos principales del área de estudio.

En el área de estudio se identifican tres tendencias principales de orientación de los lineamientos, coincidiendo con la geomorfología observada. Los más abundantes corresponden a los lineamientos NW-SE, los cuales se presentan en toda la zona estudiada, concentrándose en las zonas SW y NE del área de estudio. Le siguen los lineamientos NE-SW a NNE-SSW, los cuales alcanzan grandes longitudes hacia el E, cortando en algunos sectores los lineamientos NW-SE. Por último, en la zona central, se distinguen lineamientos NS de forma discontinua.

4.2. Análisis regional

Se midieron un total de 75 fallas en el área de estudio. Al observar el diagrama de roseta (Figura 4.2) apreciamos que varias de ellas presentan una orientación preferente NE-SW, seguidas de un grupo considerable de fallas de dirección NS y en menor medida se observan estructuras WNW-ESE y NW-SE.

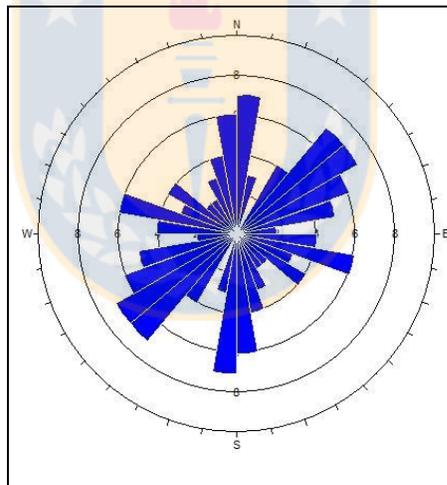


Figura 4.2: Roseta de fallas regional.

Al analizar la cinemática de la zona (Figura 4.3A), observamos una deformación moderadamente homogénea, que mantiene una tendencia horizontal con una leve dispersión de sus ejes acortamiento máximo y alargamiento máximo, cuyos valores promedios son de $044^{\circ}/08^{\circ}$ y $312^{\circ}/14^{\circ}$ respectivamente. Así mismo, el diagrama solución refleja una cinemática prácticamente transcurrente (Figura 4.3.B). Dicha transcurrencia es dextral si ocurre en el plano NS o sinistral si fuera en su conjugado EW.

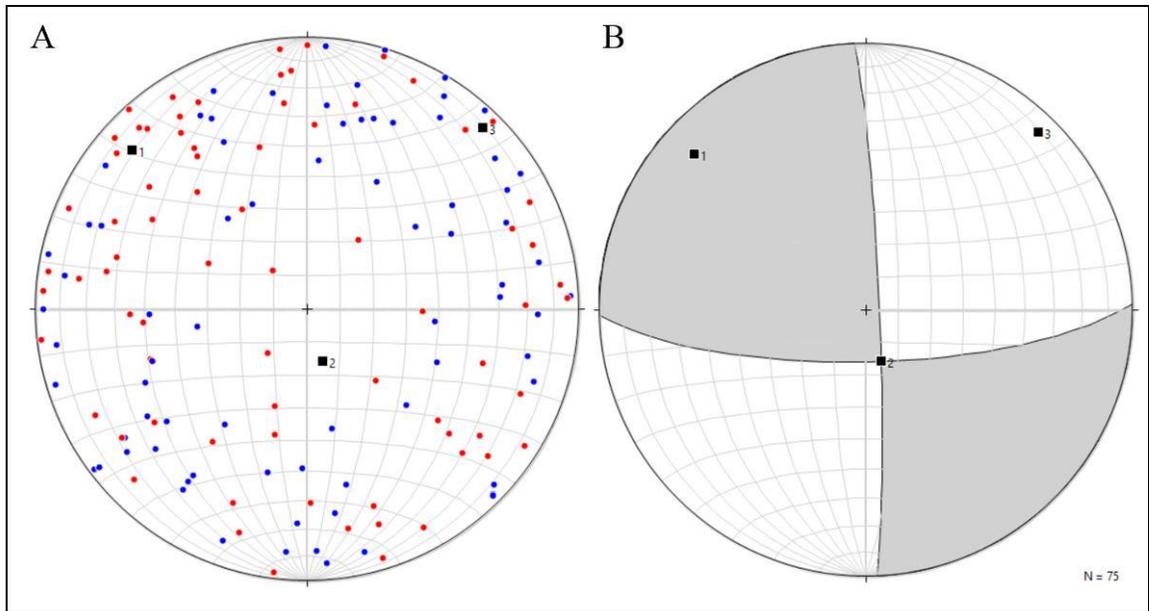


Figura 4.3: Análisis cinemático regional. **A** Distribución ejes P y T. **B** Diagrama solución. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

Desde un punto de vista dinámico, los distintos *clusters* de datos muestran una tendencia clara en el estado de esfuerzo, con un σ_1 de dirección NE-SW y un σ_3 NW-SE (Figura 4.4). El valor de Φ que se más se repite es 0,3 (régimen transpresivo), sin embargo, la distribución de estos valores no es homogénea. La mejor solución encontrada, con valores de 5 para k y 0,5 para Φ (régimen transpresivo), proporciona una orientación de $226^\circ/11^\circ$ (σ_1) y $318^\circ/11^\circ$ (σ_3) para los esfuerzos principales.

Por otro lado, al dividir los datos según la cinemática de las fallas (normal, inversa, dextral, sinistral), se aprecia una gran cantidad de estructuras transcurrentes, 33 fallas dextrales y 24 sinestrales, mientras que las fallas inversas suman un total de 11 y las normales tan sólo 7.

Las fallas dextrales (Figura 4.5A) presenta una marcada tendencia NS, seguida de una NE-SW y en menor medida orientaciones NW-SE. Las fallas sinestrales (Figura 4.5B) muestran una dirección preferente WNW-ESE, continuando por una NE-SW. En el caso de las fallas inversas (Figura 4.5C), se aprecian dos tendencias aproximadas NW-SE y una NE-SW. Por último, las fallas normales (Figura 4.5D) reflejan una orientación principal NE-SW.

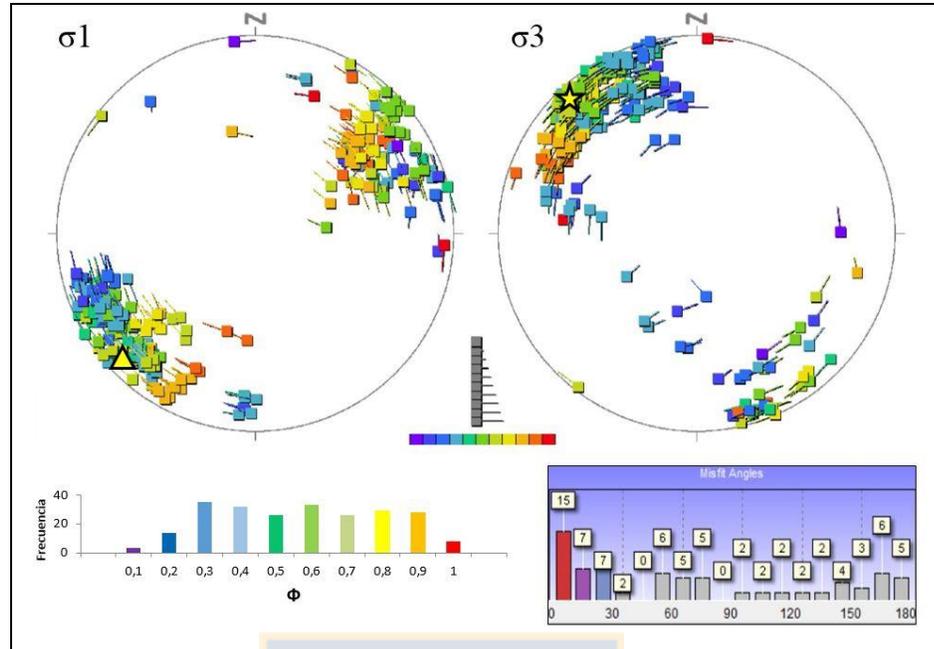


Figura 4.4: Estado de esfuerzo regional.

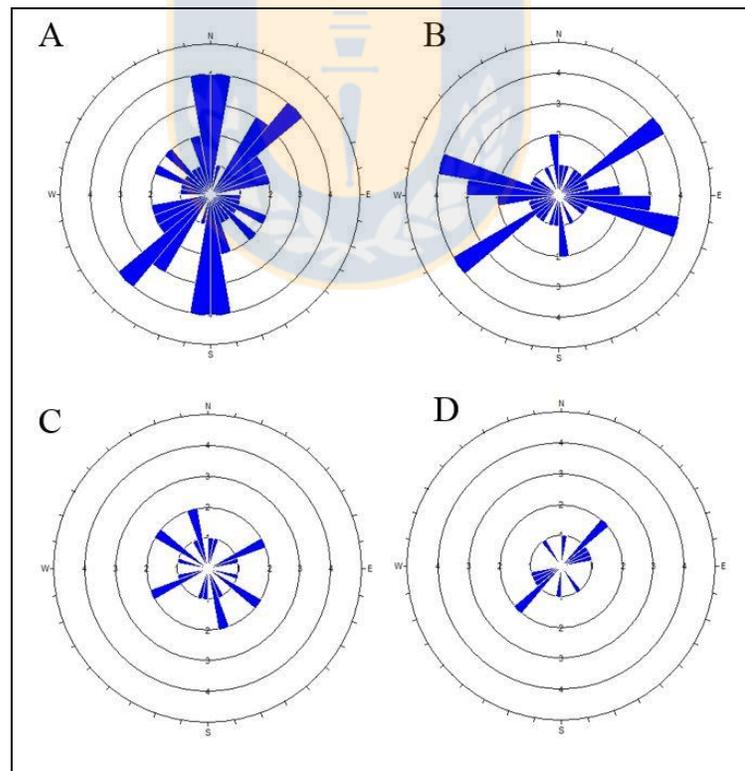


Figura 4.5: Roseta por tipo de falla regional. **A** Fallas dextrales. **B** Fallas sinestras. **C** Fallas inversas. **D** Fallas normales.

4.3. Análisis por sitio estructural

Con el fin de comprender de mejor manera el comportamiento cinemático y dinámico del área de estudio es necesario hacer un análisis a un nivel más local, a través de sitios estructurales. Para esto, se dividió la zona de estudio en 5 sitios estructurales (Figura 4.6), basados en la agrupación de los datos recolectados. Para cada sitio se observó la orientación general de las estructuras encontradas y se realizó un análisis cinemático y dinámico.

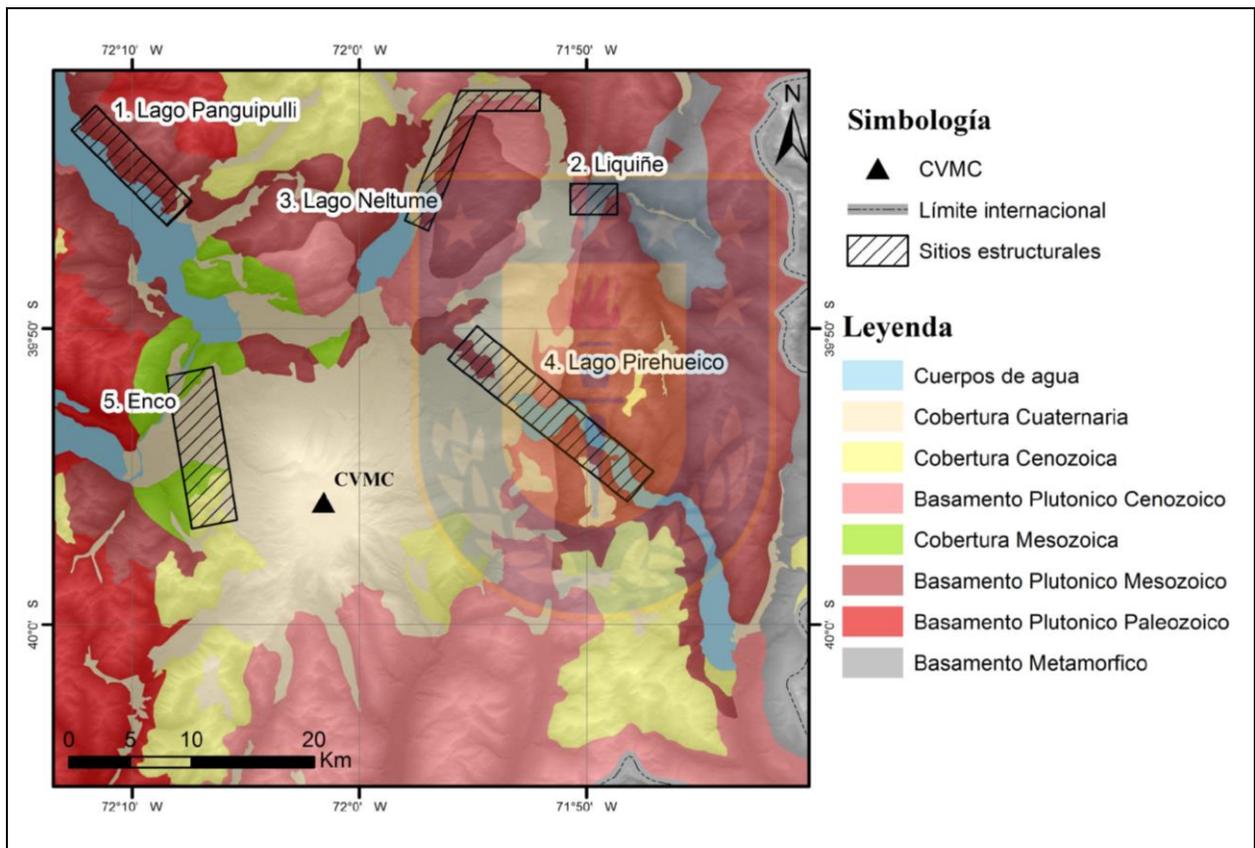


Figura 4.6: Sitios estructurales definidos para el área de estudio.

4.3.1. Sitio estructural Lago Panguipulli

Este sector se encuentra al NW del área de estudio, en la ribera norte del Lago Panguipulli, sobre rocas graníticas (granitos, granodioritas y tonalitas) del plutón homónimo. Los datos medidos siguen el borde del lago, otorgando al sitio un largo de unos 12 km aproximadamente. Los

afloramientos son producto de cortes de camino, encontrándose la roca relativamente fresca. Sin embargo, en algunos sectores se presentaba más alterada debido a la presencia de corrientes de agua menores. El nivel de fracturamiento de la roca aumentaba hacia el E, existiendo zonas cubiertas con mallas de seguridad.

Las 22 fallas encontradas en este sitio presentan variados tamaños. Las más grandes con núcleos de hasta 20 cm, rellenos de salbanda, calcita o sin relleno (Figura 4.7). Se observan con distintas orientaciones (Figura 4.8) y corresponden mayoritariamente a fallas de rumbo, las dextrales con una orientación preferente NS a NE-SW, mientras que las sinestrales muestran una dirección NW-SE. En este sitio no se encontraron fallas normales.

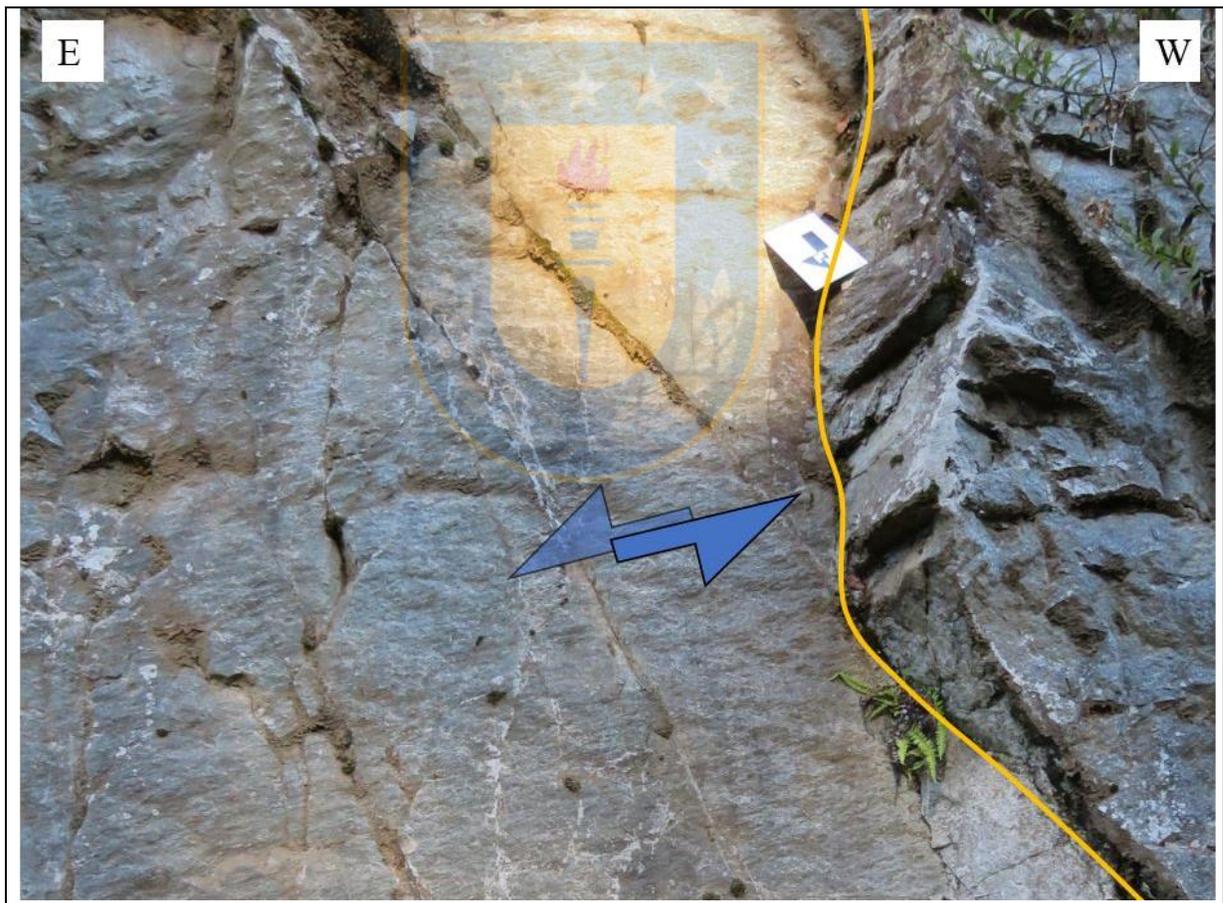


Figura 4.7: Falla sinistral en sitio estructural Lago Panguipulli.

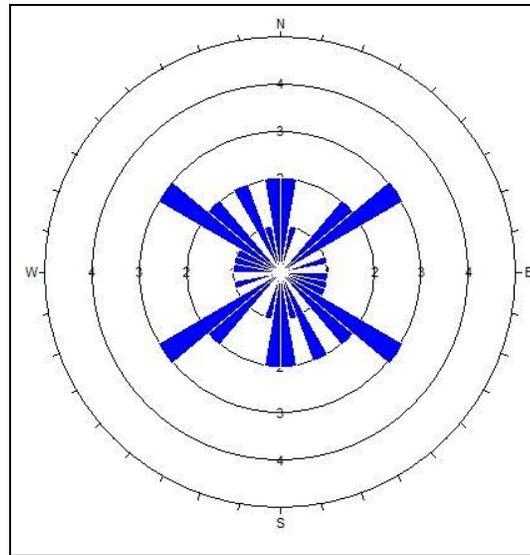


Figura 4.8: Roseta de fallas sitio Lago Panguipulli.

El análisis cinemático de las fallas muestra que la distribución de los ejes P y T es relativamente homogénea, con ejes de acortamiento (P) y alargamiento máximo (T) de $049^{\circ}/8^{\circ}$ y $147^{\circ}/46^{\circ}$ respectivamente (Figura 4.9A). El diagrama solución (Figura 4.9B) indica una cinemática inversa con una componente transcurrente.

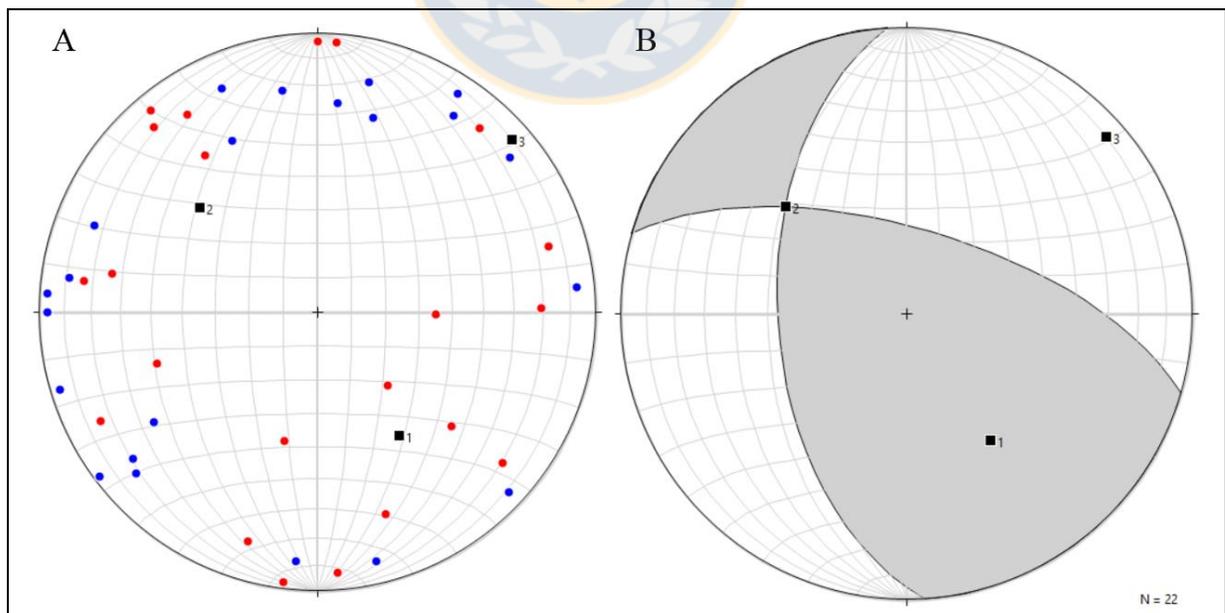


Figura 4.9: Análisis cinemático sitio estructural Lago Panguipulli. **A** Distribución ejes P y T. **B** Diagrama solución. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

Al realizar el análisis dinámico se observan pequeños *clusters* de datos (Figura 4.10), que, a pesar de mostrar dispersión, reflejan tendencias claras. σ_1 se ubica en dirección NS, variando de NW-SE a NE-SW, pero generalmente manteniendo un plano horizontal, mientras que σ_3 , con tendencia EW a WNW-ESE, se presenta moderadamente vertical. La distribución de los valores Φ muestra un claro valor de 0,5 dominante (régimen compresional), obteniendo orientaciones de $020^\circ/18^\circ$ y $237^\circ/67^\circ$ para σ_1 y σ_3 respectivamente, al utilizar un k de 5.

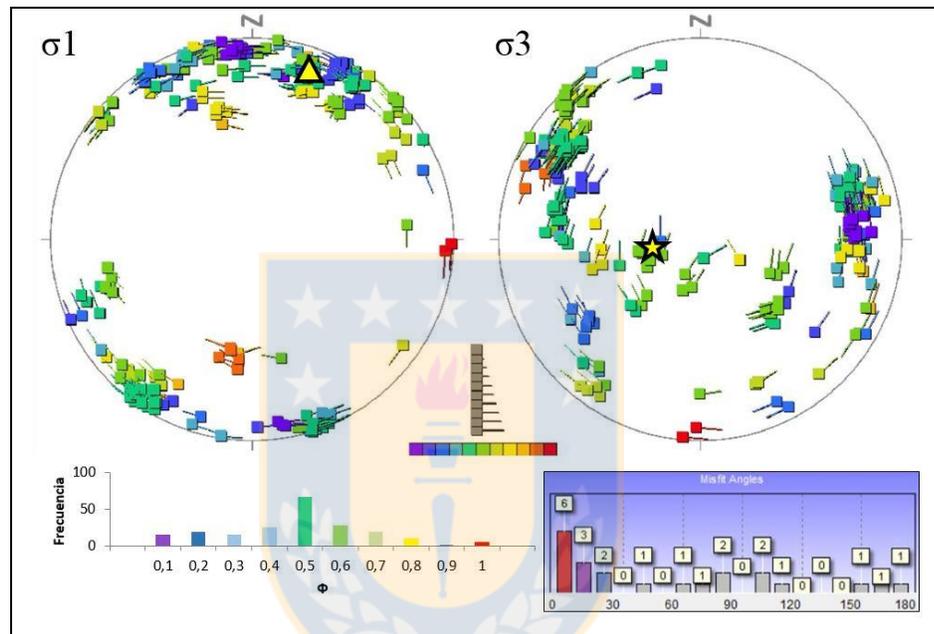


Figura 4.10: Estado de esfuerzo sitio estructural Lago Panguipulli.

4.3.2. Sitio estructural Liquiñe

Ubicado en el sector NE de la zona estudiada, hacia el E de la localidad de Liquiñe. Sigue el borde del valle del río del mismo nombre, en donde se realizaron mediciones en un largo aproximado de 4 km, en los afloramientos de corte de camino. Las rocas corresponden a granitoides miocenos (Granito Liquiñe) y a gneises, esquistos y milonitas del Complejo Metamórfico Liquiñe. Las rocas se encontraban moderadamente alteradas, en especial en las cercanías a cursos de agua.

Se obtuvieron 11 fallas en este sitio, la mayoría con núcleos centimétricos (Figura 4.11). Fue difícil tomar una gran cantidad de datos debido a la poca claridad de los índices cinemáticos. Las estructuras que fueron medidas, la mayoría fallas dextrales, presentan 2 direcciones preferentes, NS y NE-SW, seguidas de cerca de una orientación WNW-ESE (Figura 4.12).

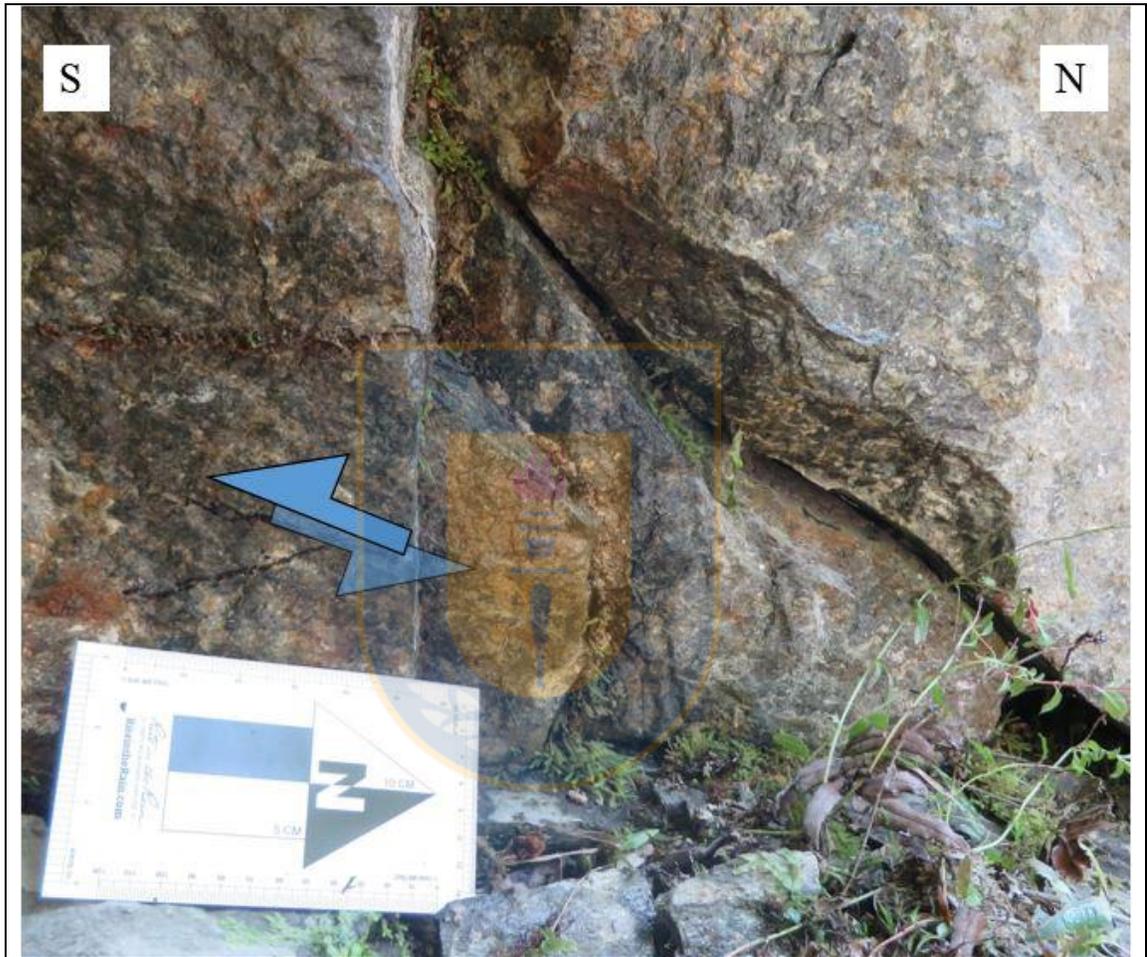


Figura 4.11: Falla dextral en sitio estructural Liquiñe.

Desde un punto de vista cinemático, la deformación de este sitio es homogénea, cuyo eje de acortamiento máximo promedio presenta orientación $036^{\circ}/04^{\circ}$, mientras que el eje de alargamiento máximo promedio tiene una dirección de $304^{\circ}/25^{\circ}$ (Figura 4.13A). La cinemática reinante es transcurrente, con una leve componente inversa (Figura 4.13B).

Debido a la baja cantidad de datos, los *clusters* obtenidos al realizar el análisis dinámico no son

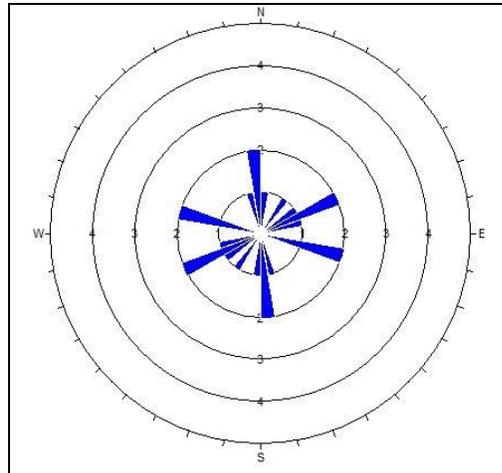


Figura 4.12: Roseta de fallas sitio estructural Liquiñe.

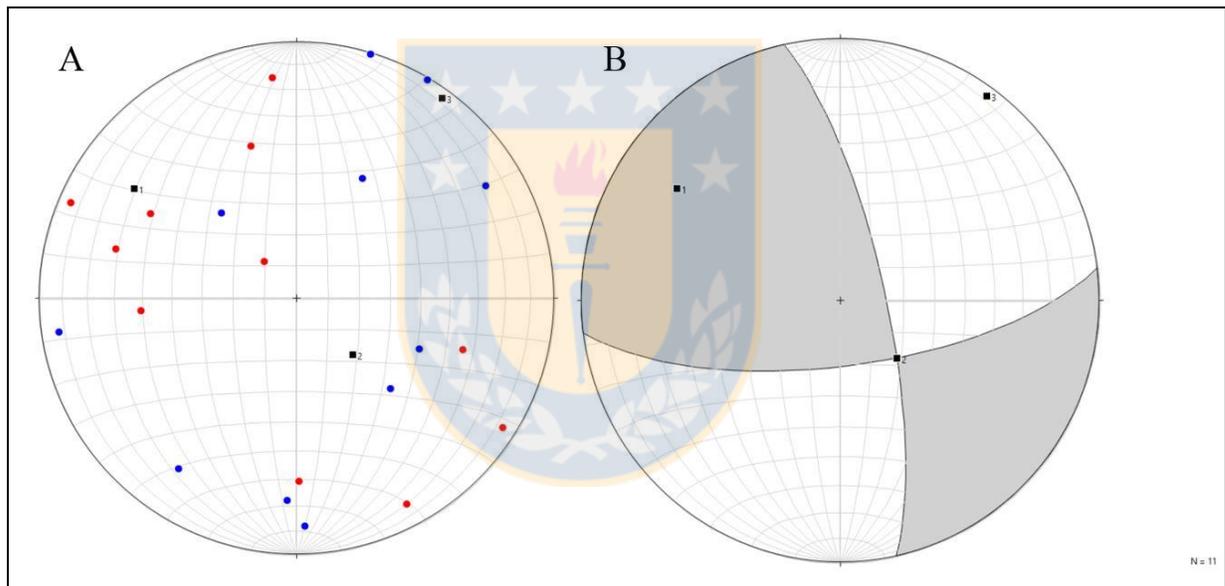


Figura 4.13: Análisis cinemático sitio estructural Liquiñe. **A** Distribución ejes P y T. **B** Diagrama solución. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

tan claros, sin embargo, se pueden destacar a grandes rasgos las tendencias de esfuerzos (Figura 4.14). Se observa σ_1 con una orientación NS a NE-SW y una ligera componente en la vertical. Mientras que, σ_3 muestra una dirección EW a NW-SE con un importante movimiento hacia la vertical. En el histograma de valores Φ destaca claramente el 0,7 (régimen transpresivo), pero los mejores resultados se obtuvieron con un Φ de 0,6 (régimen transtensivo) y un k de valor 4, siendo estos $039^\circ/21^\circ$ para σ_1 y $300^\circ/22^\circ$ para σ_3 .

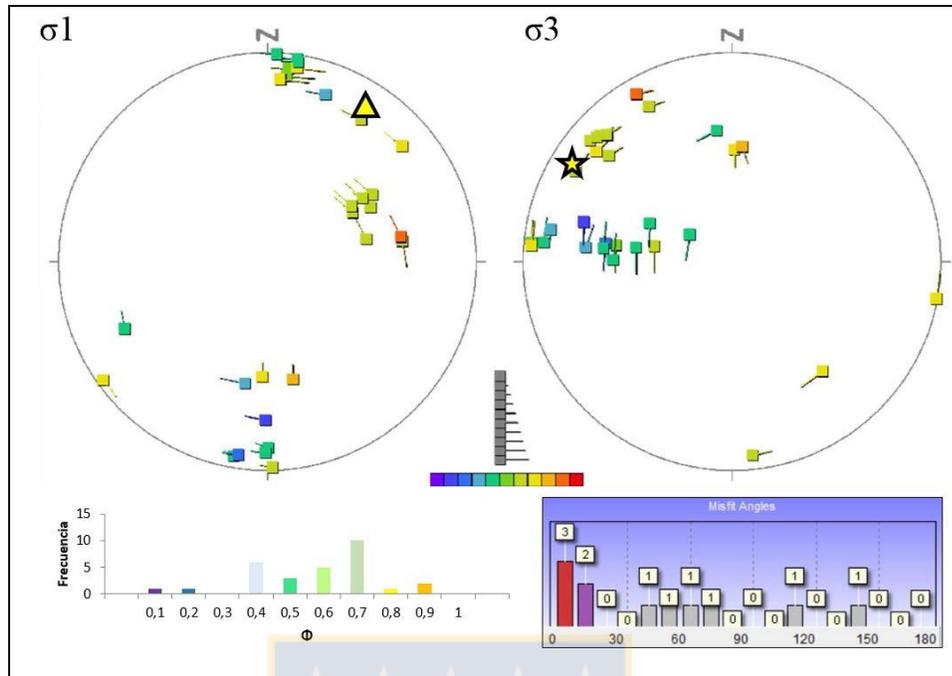


Figura 4.14: Estado de esfuerzo sitio estructural Liqueño.

4.3.3. Sitio estructural Lago Neltume

Ubicado en la zona N del área de estudio, al N del Lago Neltume. Se midieron un total de 19 fallas a lo largo de unos 1 km siguiendo los valles de los ríos Neltume y Cuacua. Los afloramientos corresponden a rocas graníticas del Mioceno (granitoides Pellaifa-Neltume) por el N y a rocas intrusivas de la unidad Tonalitas Pirehueico-Neltume, equivalentes al Plutón Panguipulli, por el S. Ambas unidades expuestas tanto por cortes de camino como por tectónica y factores exógenos.

Las 19 fallas que se midieron presentan varias orientaciones, por lo que no se observa una dirección preferente (Figura 4.15). Destacando la ausencia de estructuras NW-SE en esta zona.

Al analizar los datos desde el punto de vista cinemático, observamos una deformación homogénea con moderada dispersión, sus ejes P y T promedio presentan valores de $080^{\circ}/02^{\circ}$ y $349^{\circ}/19^{\circ}$ respectivamente (Figura 4.16A). A su vez, el diagrama solución refleja una cinemática de rumbo levemente inversa (Figura 4.16B).

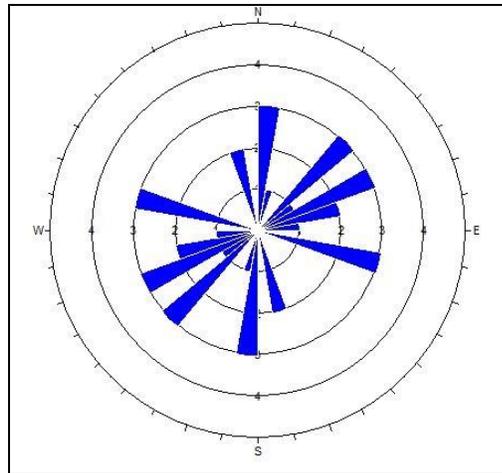


Figura 4.15: Roseta de fallas sitio estructural Lago Neltume.

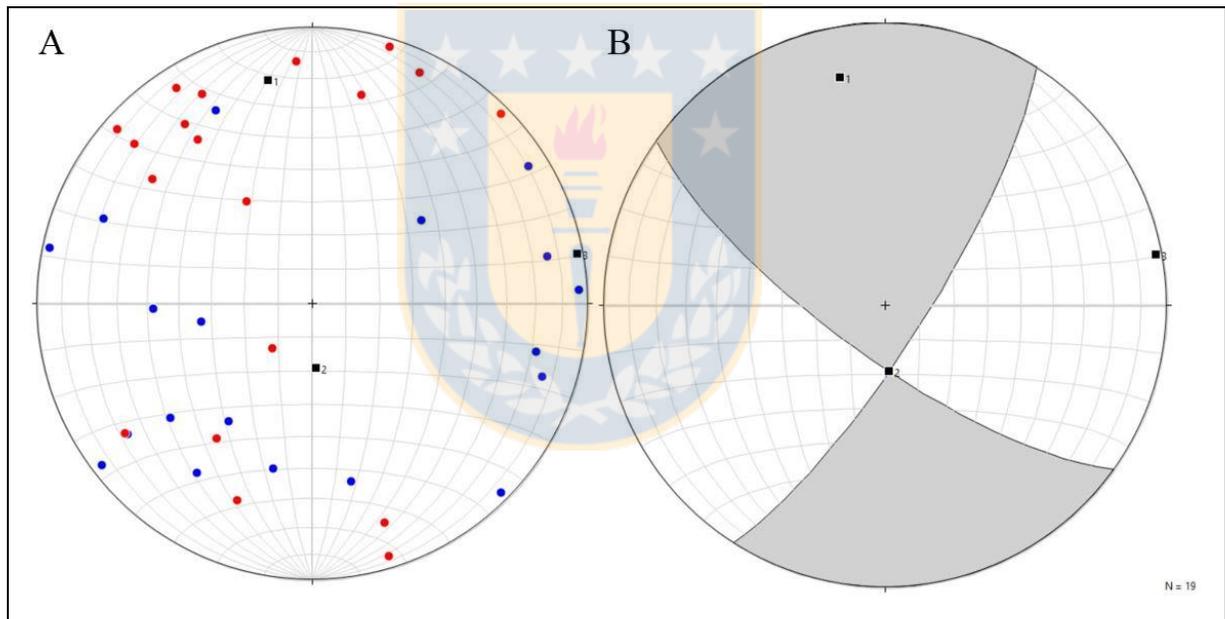


Figura 4.16: Análisis cinemático sitio estructural Lago Neltume. **A** Distribución ejes P y T. **B** Diagrama solución. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

Por otro lado, al analizar los datos desde la dinámica, observamos *clusters* definidos con leve dispersión (Figura 4.17). La dirección de los esfuerzos principales es apreciable a simple vista, siendo aproximadamente EW para σ_1 y NS para σ_3 . sólo en el caso de σ_1 se logran observar variaciones en la vertical, lo cual se explica con los valores de Φ , donde es evidente una distribución bimodal, con una mayor frecuencia del valor 0,2 (Régimen transcurrente). Los

valores de los esfuerzos principales que mejor se acomodan a estos datos, utilizando un k igual a 5, son $256^{\circ}/05^{\circ}$ para σ_1 y $347^{\circ}/15^{\circ}$ en el caso de σ_3 .

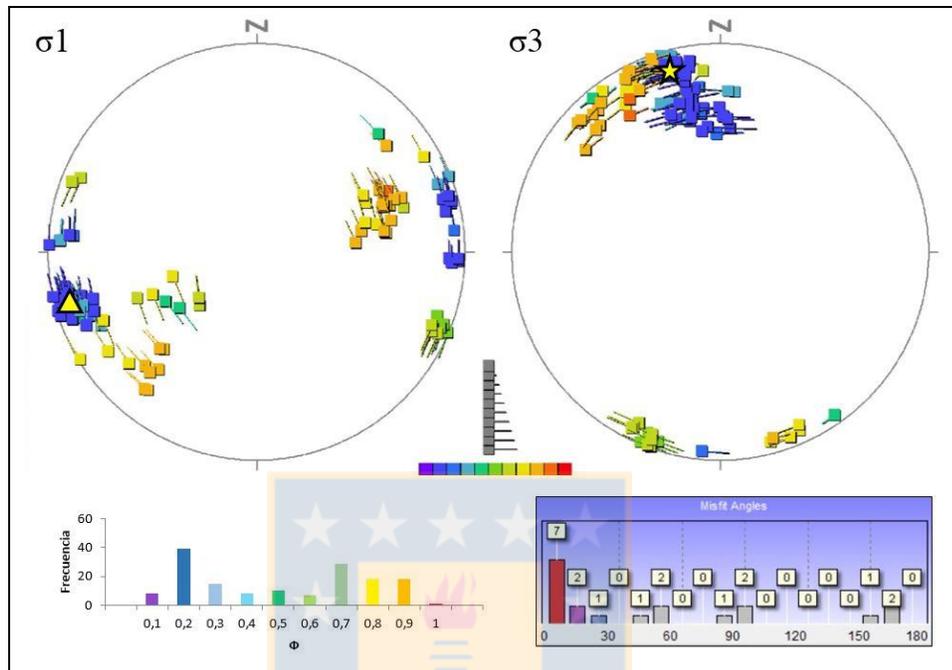


Figura 4.17: Estado de esfuerzo sitio estructural Lago Neltume.

Además, se observó una clara diferencia en la orientación de las estructuras ubicadas hacia el N del sitio estructural con respecto a las ubicadas más al S, por lo tanto, se dividió el sitio en dos localidades diferentes para poder lograr un análisis más detallado.

4.3.3.1. Localidad Río Cuacua

Esta localidad corresponde a la zona N del sitio estructural, elongado en dirección EW siguiendo el río homónimo. Los afloramientos observados en esta parte no presentan gran extensión, lo que, sumado al moderado nivel de alteración, impidió que se pudieran medir más de 10 datos, por lo tanto, no fue posible realizar un análisis dinámico.

En este sector se midieron 9 fallas, con núcleos de diversos tamaños (Figura 4.18) y mayoritariamente dextrales. En este sector no se observó ninguna falla normal o inversa, pero si

un par de diques. Se aprecia que las estructuras se orientan preferentemente en dirección WNW-ESE, seguidas de NE-SW (Figura 4.19).

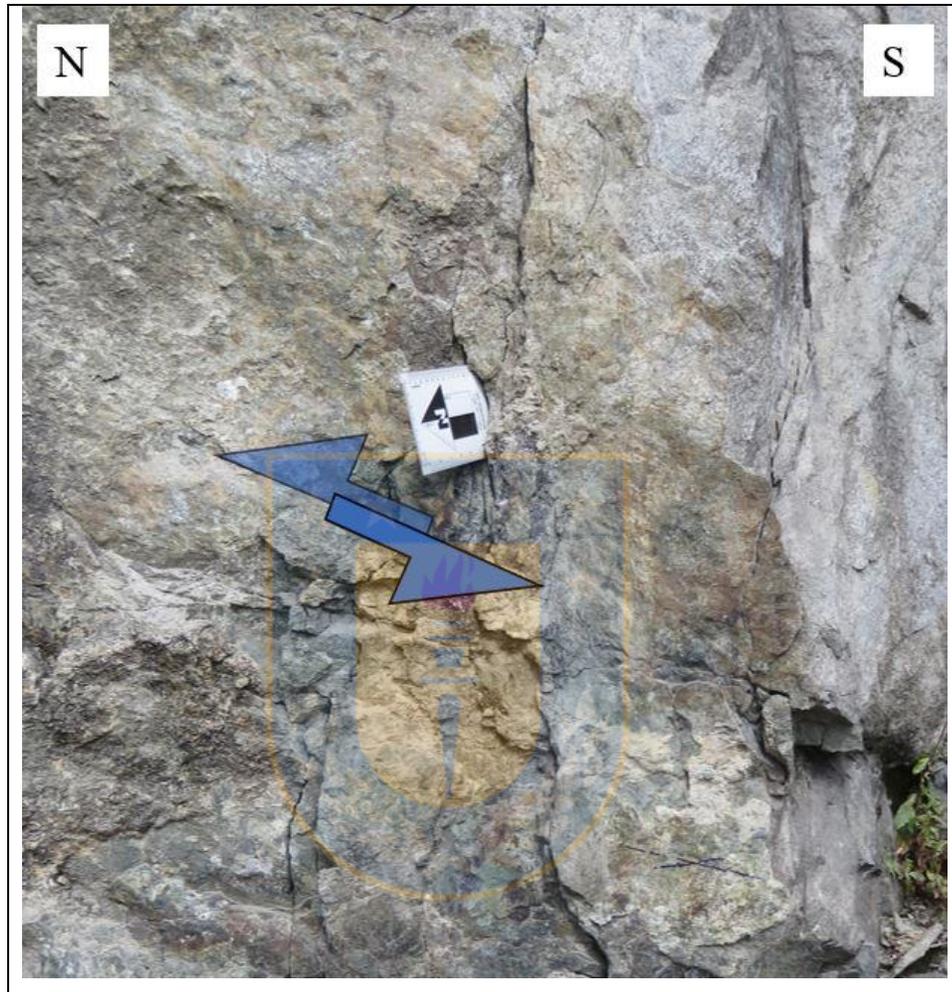


Figura 4.18: Falla sinistral en localidad Río Cuacua.

Los ejes P y T reflejan una deformación homogénea, cuyos valores promedios son $093^{\circ}/17^{\circ}$ para el eje P y $183^{\circ}/01^{\circ}$ para el eje T (Figura 4.20A). Así mismo, el diagrama solución refleja una cinemática transcurrente, levemente normal (Figura 4.20B).

4.3.3.1. Localidad Río Neltume

Esta localidad se encuentra al S del sitio estructural, inmediatamente al N del lago Neltume,

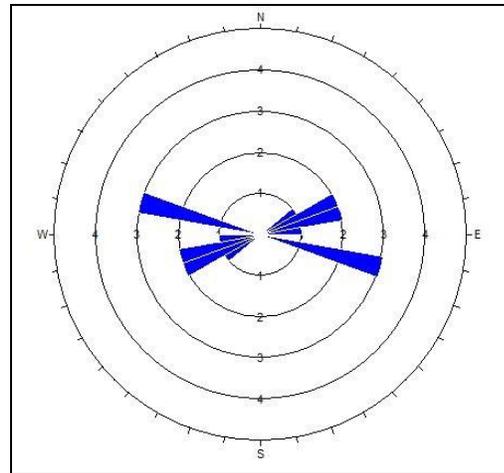


Figura 4.19: Roseta de fallas localidat Río Cuacua.

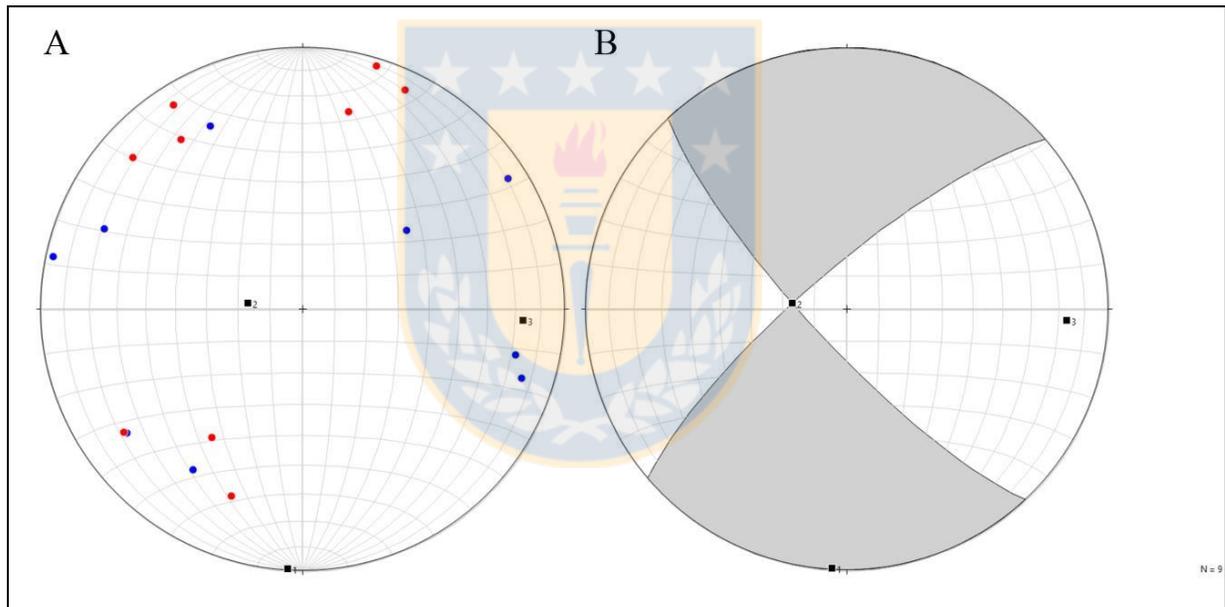


Figura 4.20: Análisis cinemático localidat Río Cuacua. **A** Distribución ejes P y T. **B** Diagrama solución. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

siguiendo el valle del río del mismo nombre. En esta zona se recolectaron 10 datos de fallas, con núcleos pequeños y planos bastante verticales (Figura 4.21), la mayoría de tipo transcurrente. Se aprecian claramente 2 orientaciones principales, NS y NE-SW (Figura 4.22).

Este sector se ha deformado de forma homogénea. Donde los ejes promedio P y T tienen una

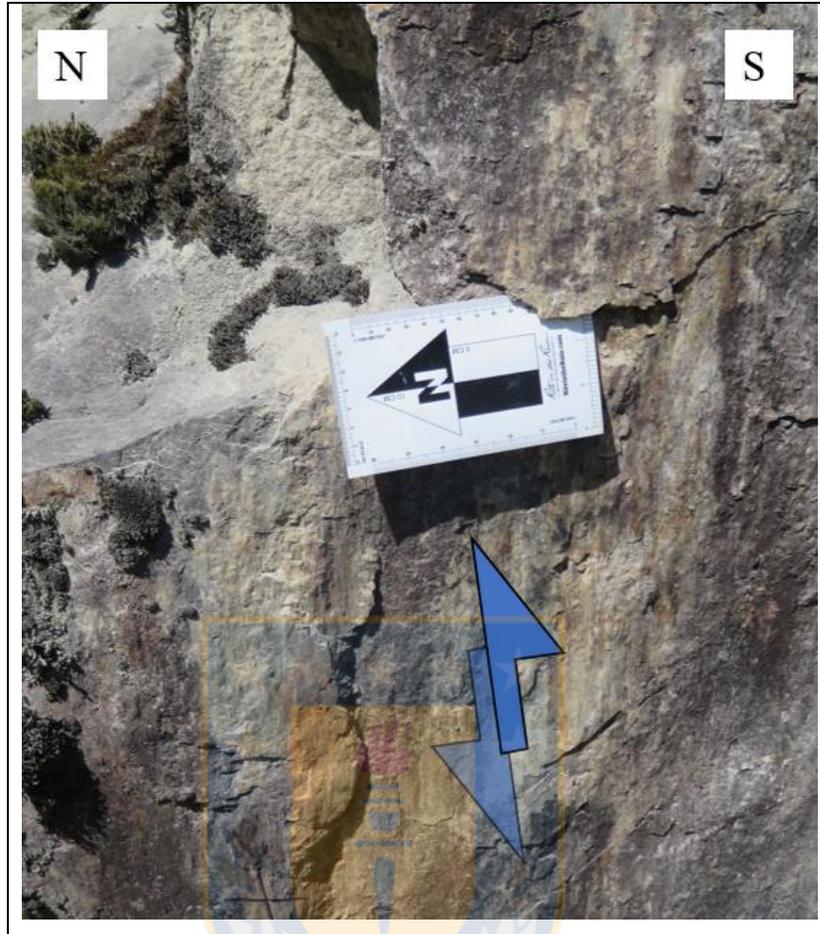


Figura 4.21: Falla inversa en localidad Río Neltume.

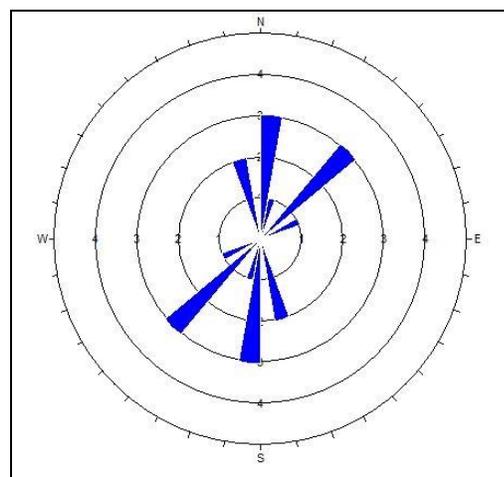


Figura 4.22: Roseta de fallas localidad Río Neltume.

orientación $238^{\circ}/26^{\circ}$ y $341^{\circ}/24^{\circ}$ respectivamente (Figura 4.23A). La cinemática registrada es inversa con un importante componente de rumbo (Figura 4.23B).

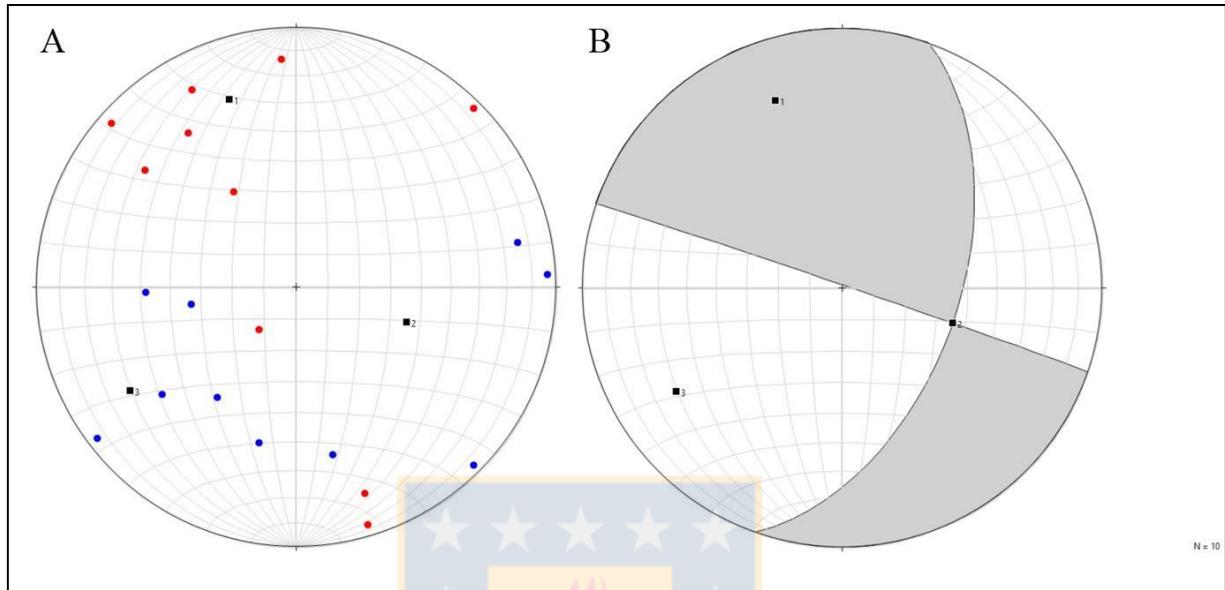


Figura 4.23: Análisis cinemático localidad Río Neltume. **A** Distribución ejes P y T. **B** Diagrama solución. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

A pesar de la baja cantidad de medidas, los *clusters* de datos se distinguen claramente (Figura 4.24). Los esfuerzos principales muestran una leve componente en la vertical, σ_1 con dirección NE-SW y σ_3 de orientación NS. Los valores de Φ presentan una distribución bimodal, siendo un poco más abundante el valor 0,2 (régimen de rumbo), con el cual se logra determinar las medidas de los esfuerzos, $216^{\circ}/51^{\circ}$ para σ_1 y $006^{\circ}/35^{\circ}$ para σ_3 , utilizando un valor de k igual a 4.

4.3.5. Sitio estructural Lago Pirehueico

Se ubica en el sector centro-este de la zona estudiada, abarcando las localidades de Neltume y Puerto Fuy, y la mitad NW del Lago Pirehueico a lo largo de 18 km. Las rocas presentes en el área corresponden a intrusivos de las unidades Tonalitas Pirehueico-Neltume, que afloran bastante fracturadas al E de la localidad de Neltume, y Granito Liquiñe, observado en las orillas del Lago Pirehueico y siendo cortado por numerables diques.

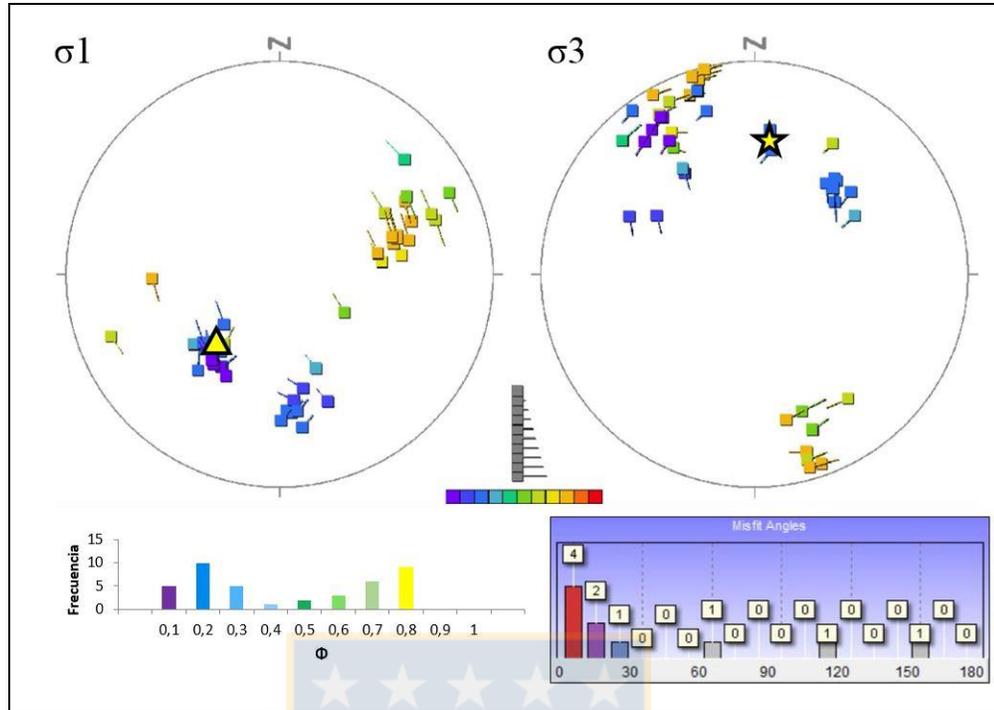


Figura 4.24: Estado de esfuerzo localidad Río Neltume.

Las 13 fallas recolectadas en este sitio reflejan las diversas características que presentan las estructuras, con núcleos que van desde unos pocos centímetros a más de un metro, siendo algunos planos bastante extensos (Figura 4.25). La mayoría de las estructuras son del tipo transcurrente. En cuanto a su orientación, destaca una dirección EW, seguida de una NE-SW (Figura 4.26).

En esta zona, las rocas se han deformado de manera homogénea, con valores promedios de $055^{\circ}/09^{\circ}$ y $323^{\circ}/15^{\circ}$ para los ejes P y T respectivamente (Figura 4.27A). El diagrama solución indica una cinemática prácticamente transcurrente (Figura 4.27B).

Al realizar el análisis dinámico, los datos se observan concentrados en *clusters* bien definidos (Figura 4.28), donde σ_1 se muestra claramente en posición ENE con muy poca dispersión, mientras que σ_3 se ubica al NNW con moderada dispersión, la cual refleja una verticalización del esfuerzo. En la distribución de los valores Φ , reflejado en el histograma, destaca el valor 0,4 (régimen de rumbo), dando una orientación de $064^{\circ}/08^{\circ}$ y $331^{\circ}/19^{\circ}$ para σ_1 y σ_3 respectivamente, utilizando el parámetro k como 5.

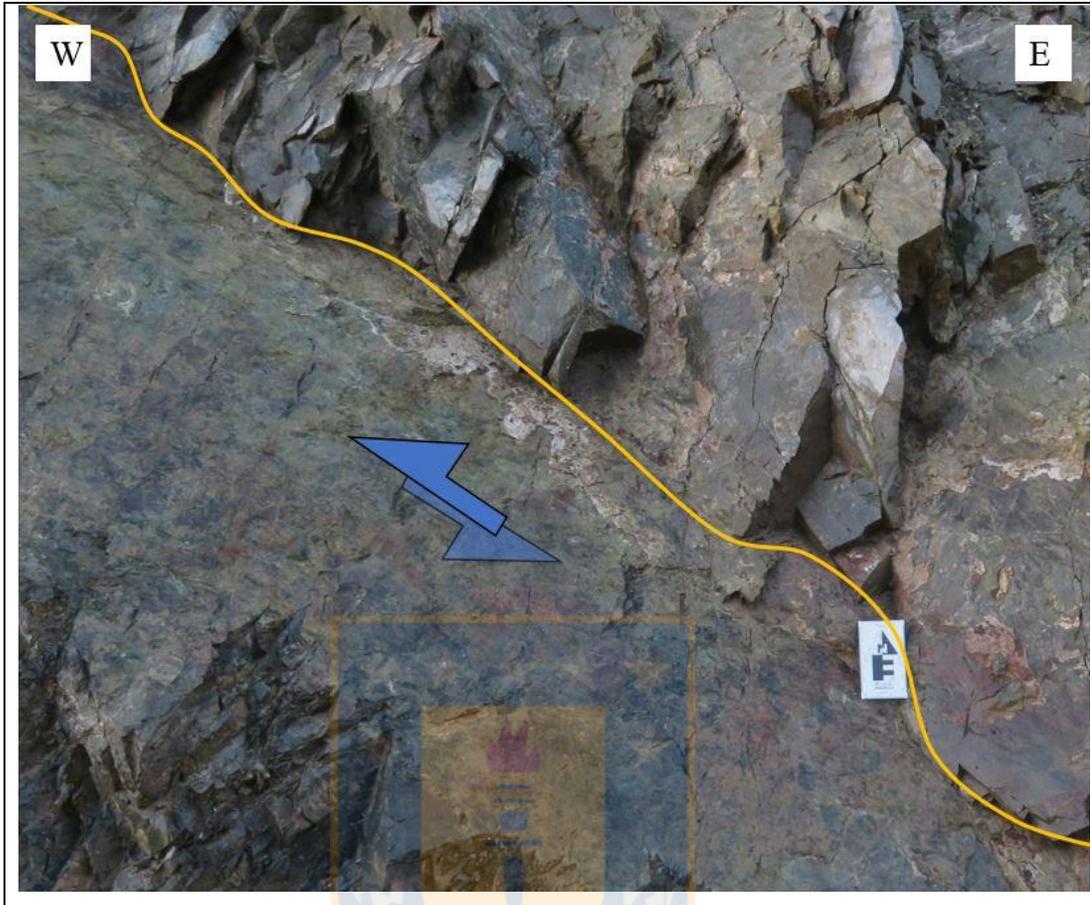


Figura 4.25: Falla inversa en sitio estructural Lago Pirehueico.

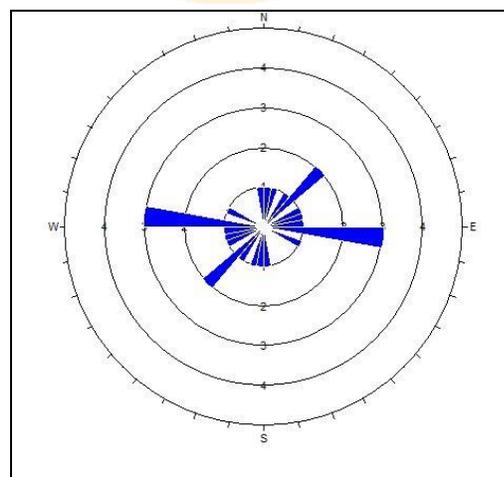


Figura 4.26: Roseta de fallas sitio estructural Lago Pirehueico.

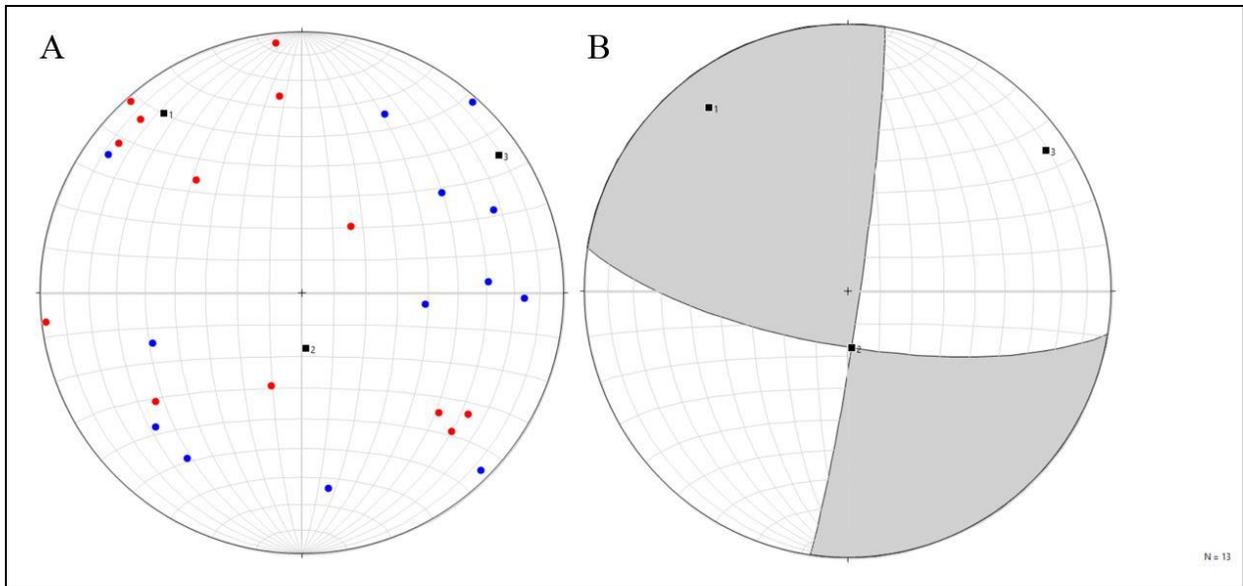


Figura 4.27: Análisis cinemático sitio estructural Lago Pirehueico. **A** Distribución ejes P y T. **B** Diagrama solución. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

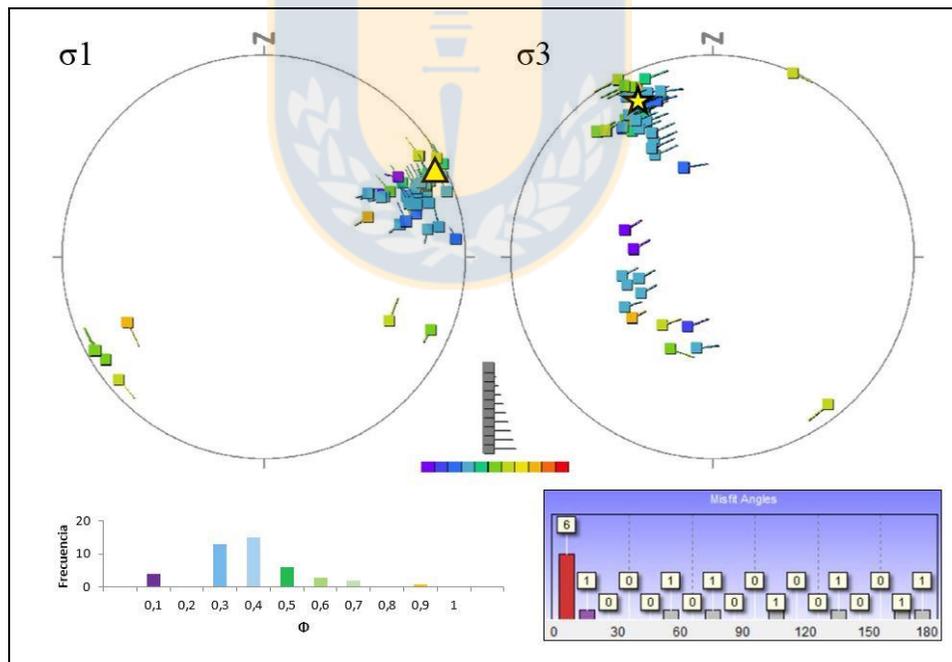


Figura 4.28: Estado de esfuerzo sitio estructural Lago Pirehueico.

4.3.6. Sitio estructural Enco

Este sitio se encuentra en el centro-oeste del área de estudio. Se subdivide en dos sectores principales, separados por 9 km: el primero ubicado en la localidad de Enco, siguiendo el valle del río homónimo con una extensión de unos 6 km aproximadamente, y el segundo se sitúa camino a la Reserva Nacional Mocho-Choshuenco con una longitud de 4 km. La localidad de Enco se encuentra sobre rocas de la Formación Panguipulli, mientras que camino a la reserva nacional afloran rocas pertenecientes a los Estratos Lago Ranco. Ambas formaciones presentan un gran fracturamiento que impidió reconocer estructuras claras, producto del desarrollo de una gran cobertura vegetal de la zona, por lo tanto, no se pudo medir datos suficientes como para realizar un análisis dinámico.

En conjunto, en los dos sectores que conforman este sitio se midieron 7 fallas, de tamaños más bien pequeñas, cuyos núcleos no superan los 3 cm en promedio, y con distintas direcciones, manteos y cinemática (Figura 4.29). A simple vista se aprecia una tendencia principal NE-SW para las estructuras (Figura 4.30).

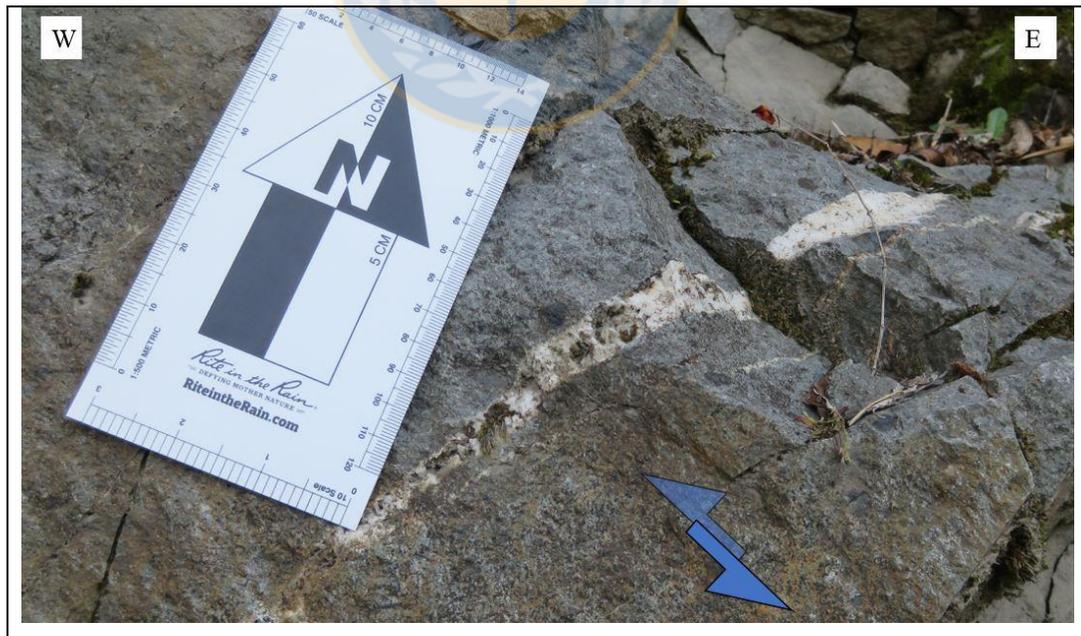


Figura 4.29: Falla normal en sitio estructural Enco.

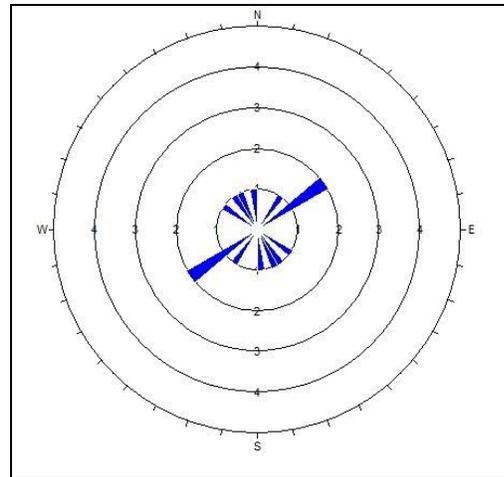


Figura 4.30: Roseta de fallas sitio estructural Enco.

Desde el punto de vista cinemático, los ejes P y T indican una deformación relativamente homogénea, con valores $190^{\circ}/60^{\circ}$ para el eje de acortamiento máximo y $094^{\circ}/04^{\circ}$ para el de alargamiento máximo (Figura 4.31A). Así mismo, la cinemática indica un movimiento normal, con una pequeña componente de rumbo (Figura 4.31B).

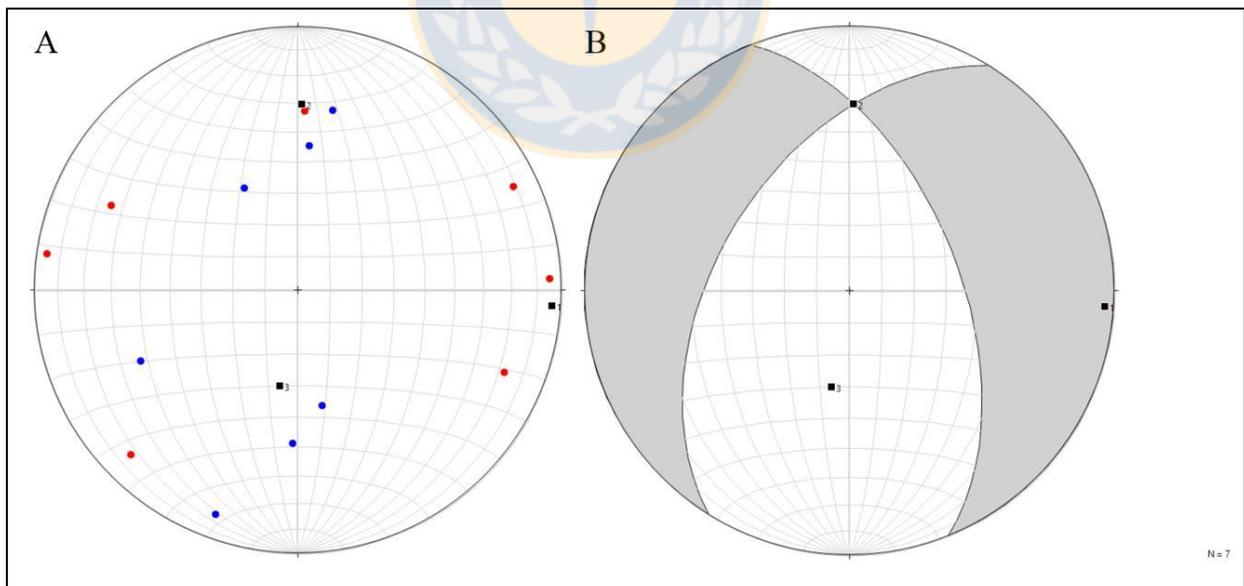


Figura 4.31: Análisis cinemático sitio estructural Enco. **A** Distribución ejes P y T. **B** Diagrama solución. Los cuadrados negros simbolizan los ejes cinemáticos, los puntos azules corresponden a los ejes P y los rojos a ejes T.

4.4. Análisis por edad

Este análisis agrupa los datos, según las edades de las distintas unidades, en 3 grupos: Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. Para cada grupo de datos se observó la orientación de las estructuras, tanto en general como por tipo de falla, y se elaboró un estudio dinámico.

4.4.1. Paleozoico

Los datos paleozoicos corresponden a las estructuras medidas en el Complejo Metamórfico Liquiñe, ubicado al E de la localidad de Liquiñe. Debido a la baja cantidad de datos medidos no es posible realizar un análisis dinámico de esta edad.

Dentro de esta unidad de presumible edad paleozoica se pudieron obtener los datos de 9 fallas, la mayoría sinestrales o normales. Estas estructuras se orientan principalmente en dirección ENE-WSW y WNW-ESE (Figura 4.32).

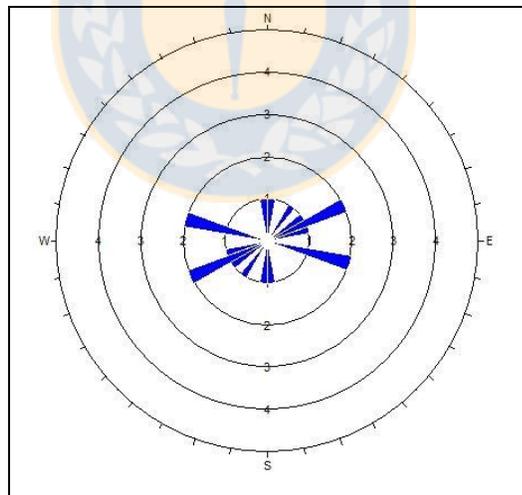


Figura 4.32: Roseta de fallas edad Paleozoico.

Con objetivo de llevar a cabo un mejor análisis, se dividen los datos según la cinemática presentada por las fallas. En este caso se observan 3 fallas sinestrales y 3 normales, seguidas de 2 dextrales y tan sólo 1 falla inversa, la cual no fue posible representar en el *software* Dips.

Las fallas dextrales graficadas (Figura 4.33A) muestran una orientación NS y NE-SW, mientras que las fallas sinestrales presentan una dirección ENE-WSW y ESE-WNW (Figura 4.33B). La falla inversa posee una orientación WNW-ESE (Figura 4.33C) y las estructuras normales poseen un rumbo NS y ENE-WSW (Figura 4.33D).

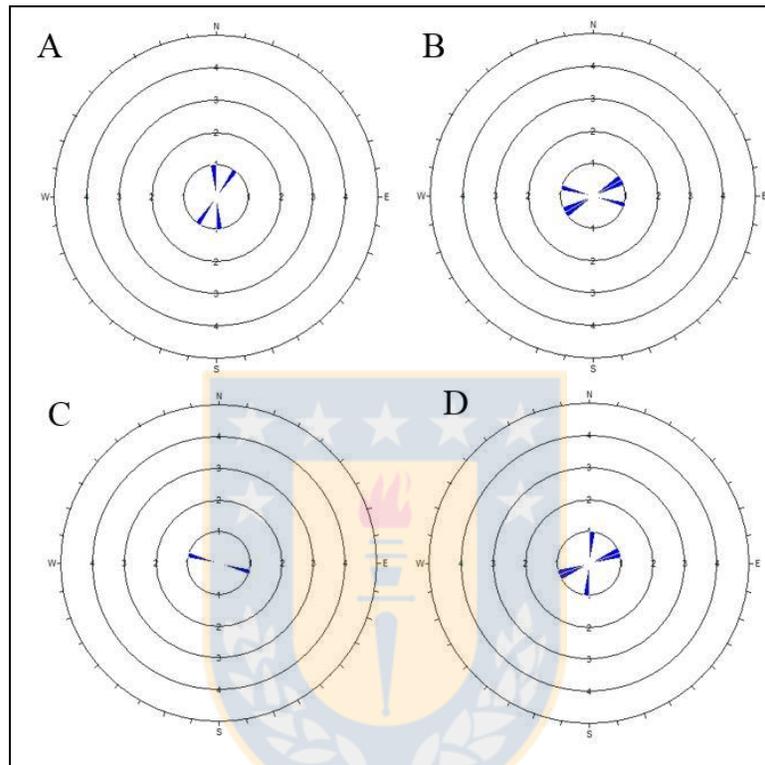


Figura 4.33: Rosetas por tipo de falla Paleozoico. **A** Fallas dextrales. **B** Fallas sinestrales. **C** Falla inversa. **D** Fallas normales

4.4.2. Mesozoico

Agrupar la información obtenida en rocas de la Formación Panguipulli y del plutón del mismo nombre (y su equivalente, las Tonalitas Pirehueico-Neltume). Las rocas mesozoicas se encuentran dispersas ampliamente, en especial en los sectores N y E del área de estudio.

Las mediciones en rocas mesozoicas suman un total de 47 fallas, la gran mayoría del tipo transcurrente, con direcciones preferentes NE-SW y NS (Figura 4.34).

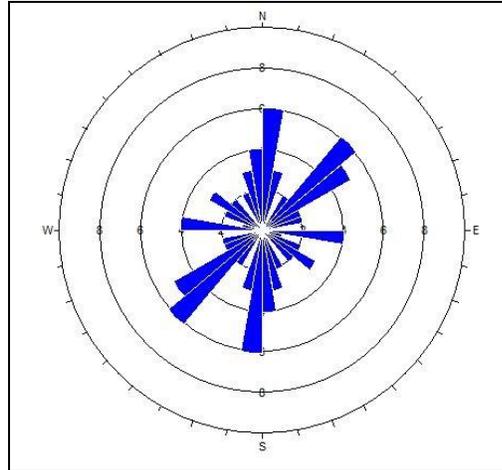


Figura 4.34: Roseta de fallas edad Mesozoico.

De las 47 fallas medidas en unidades mesozoicas, 18 corresponden a fallas dextrales, 17 a sinestrales, 9 a fallas inversas y tan sólo 3 a estructuras con movimiento normal. En la figura 4.35 se aprecia un rumbo NS preferente para las fallas dextrales graficadas, continuando con una dirección NE-SW (Figura 4.35A). Las estructuras sinestrales presentan dos orientaciones principales, NE-SW y EW (Figura 4.35B). Las estructuras inversas muestran una tendencia bimodal ENE-WSW y NNW-SSE (Figura 4.35C). Finalmente, las fallas del tipo normal reflejan claramente una dirección NE-SW preferente (Figura 4.35D).

Al analizar los datos dinámicamente, los diversos *clusters* de datos grafican una dirección preferente del estado de esfuerzo de NE-SW para σ_1 y NW-SE para σ_3 (Figura 4.36). El histograma muestra una distribución normal de la frecuencia de los valores Φ , destacando 0,5 (régimen de rumbo) que, sumado a un valor k de 5, proporciona valores de $048^\circ/04^\circ$ y $318^\circ/05^\circ$ para σ_1 y σ_3 respectivamente.

4.4.3. Cenozoico

Las mediciones en unidades cenozoicas se tomaron en rocas de los Estratos Lago Ranco y de los Granitoides Miocenos y sus equivalentes, Granitoides Pellaifa-Neltume y Granito Liquiñe, ubicados principalmente en la zona S y central del área de estudio.

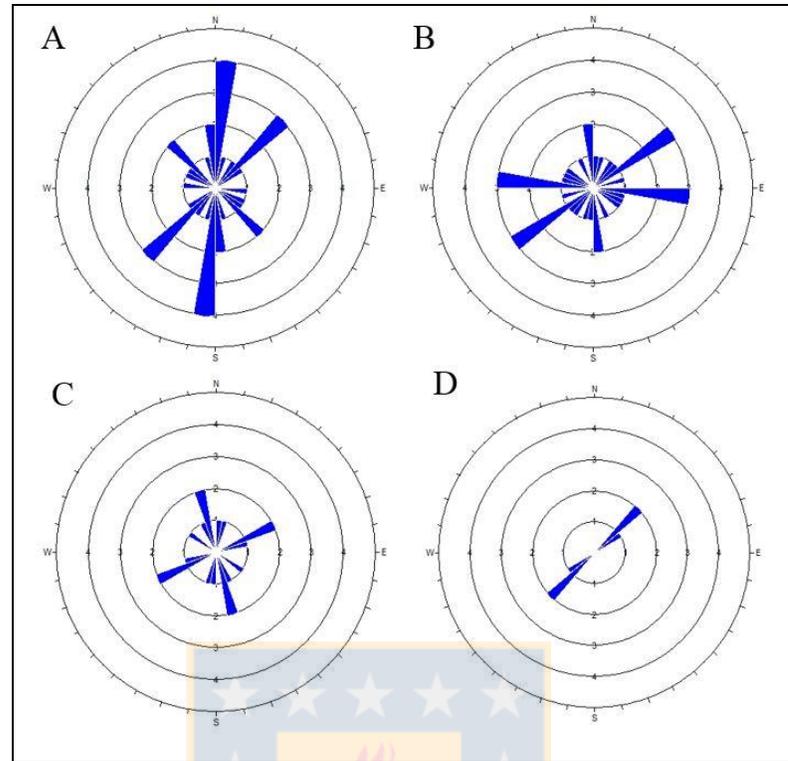


Figura 4.35: Rosetas por tipo de falla Mesozoico. **A** Fallas dextrales. **B** Fallas sinestrales. **C** Fallas inversas. **D** Fallas normales.

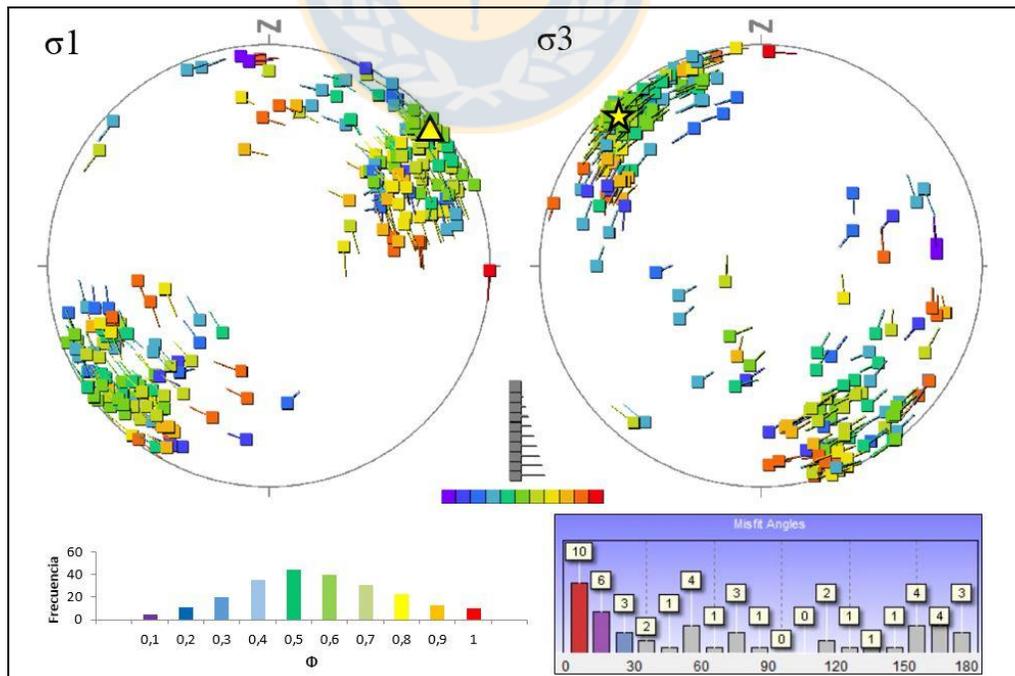


Figura 4.36: Estado de esfuerzo edad Mesozoico.

En estas rocas cenozoicas se obtuvieron un total de 19 datos de fallas, la gran mayoría corresponde a fallas de tipo dextral. Los planos graficados por el *software* Dips presentan un rumbo preferente WNW-ESE, seguido de tendencias ENE-WSW y NW-SE (Figura 4.37). De las 19 fallas medidas, 13 corresponden a fallas dextrales, 4 a sinestrales y tan sólo una en el caso de las inversas y normales.

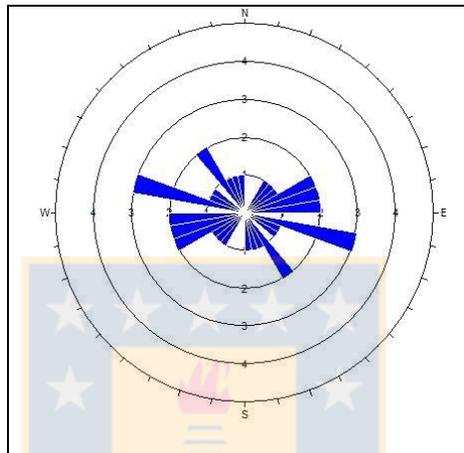


Figura 4.37: Roseta de fallas edad Cenozoico.

Las fallas dextrales poseen varias direcciones, siendo NE-SW la más frecuente (Figura 4.38A). Las estructuras sinestrales muestran una tendencia aproximada EW (Figura 4.38B). La falla inversa es de orientación NE-SW (Figura 4.38C), mientras que la normal es de NW-SE (figura 4.38D).

Al observar el análisis dinámico, podemos apreciar que los datos se encuentran agrupados en *clusters*, reflejando claramente una dirección NE-SW para σ_1 , mientras que σ_3 se orienta NW-SE, con datos que varían desde posiciones horizontales a levemente verticales (Figura 4.39). El histograma muestra una distribución poco homogénea de los valores de Φ , sobresaliendo 0,2 y 0,5 (régimen transcurrente). Utilizando un k igual a 5, se obtuvo un valor de $236^\circ/09^\circ$ para σ_1 y $331^\circ/28^\circ$ para σ_3 , con Φ de 0,5.

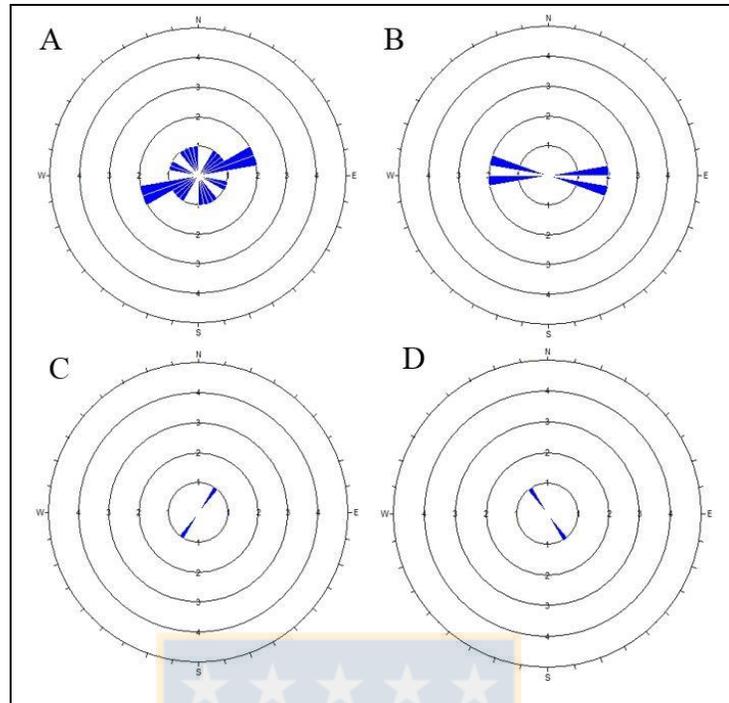
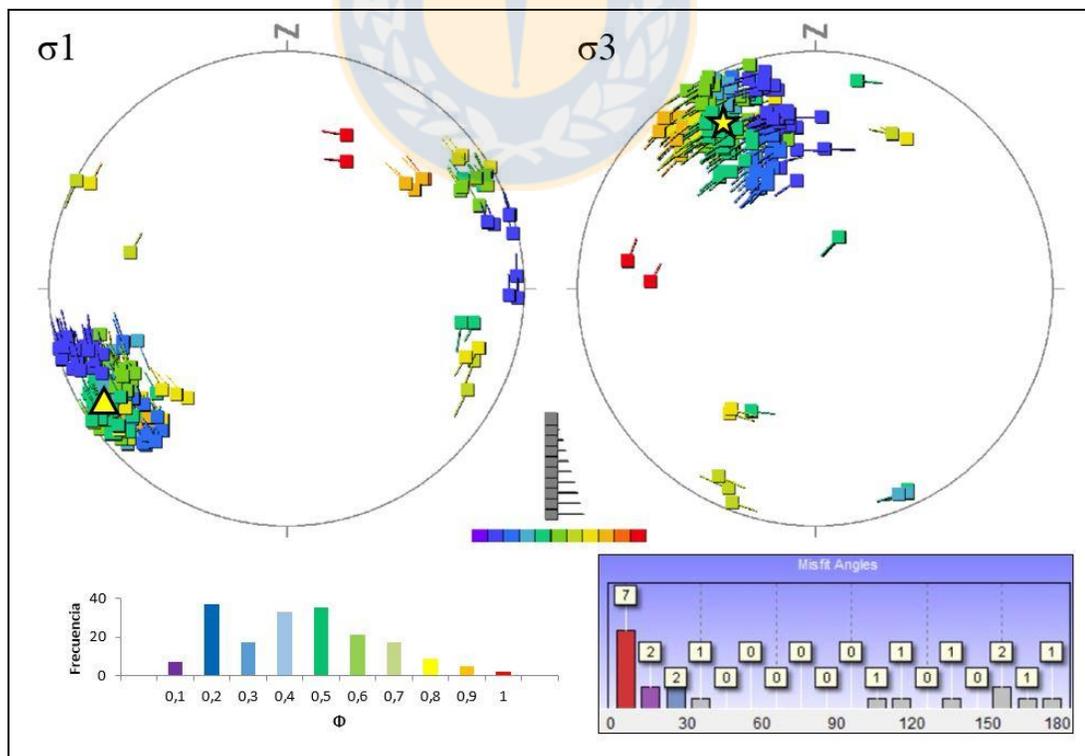


Figura 4.38: Rosetas por tipo de falla Cenozoico. **A** Fallas dextrales. **B** Fallas sinestrales. **C** Falla inversa. **D** Falla normal.



4.5. Análisis de diques

En terreno se observaron diques de diversas litologías (anexo) y espesores variables (Figura 4.40). Se emplazan principalmente en el Plutón Panguipulli, alcanzando un espesor máximo de 3,5 m en la llamada “escalera del diablo” ubicada en borde N del lago Pirehueico.

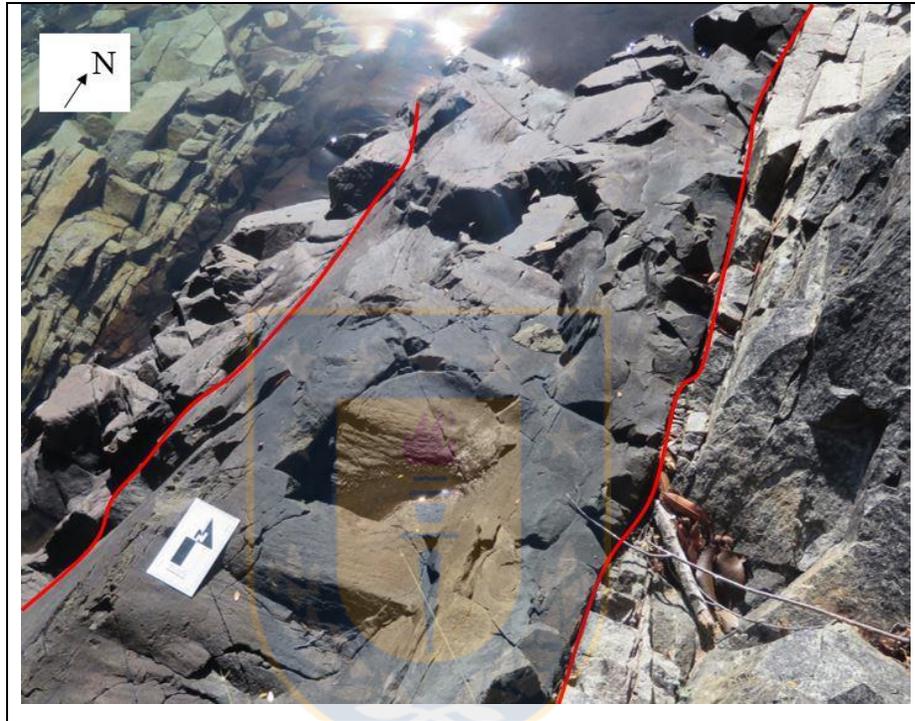


Figura 4.40: Dique andesítico a orillas del Lago Pirehueico.

Se midieron un total de 15 diques, en rocas del Plutón Panguipulli, Granitoides Miocenos y Estratos Lago Ranco, 12 de ellos en las rocas jurásicas ubicadas en el sitio estructural Lago Pirehueico. Al analizar sus orientaciones se obtiene una disposición bimodal preferente NE-SW, seguida por una dirección NNE-SSW (Figura 4.41).

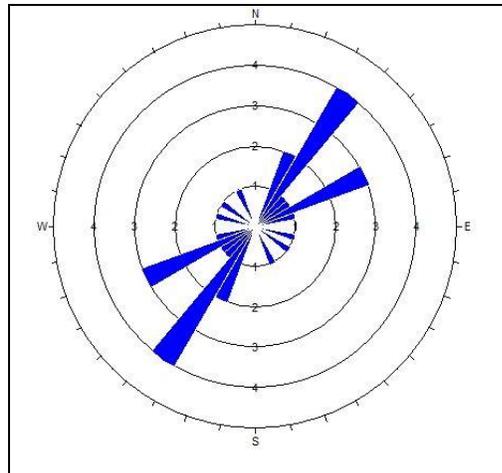


Figura 4.41: Roseta de diques.



5. DISCUSIÓN

5.1. Síntesis de resultados

5.1.1. Sitios estructurales

La integración de las estructuras principales, el esfuerzo regional y los resultados cinemáticos y dinámicos de los diferentes sitios estructurales se grafica en la Figura 5.1.

La deformación dominada por transcurrencia se refleja, en mayor o menor medida, en toda el área de estudio, compatibles con el estado de esfuerzo regional de σ_1 NE-SW y evidenciado por la gran cantidad de fallas de rumbo medidas en terreno.

Los sitios estructurales ubicados hacia el E, en las cercanías a la ZFLO, Liquiñe y Lago Pirehueico, muestran claramente esta cinemática de rumbo, con una orientación cercana a la NS, concordante con la traza principal. El sitio estructural Lago Neltume, en el centro del área de estudio, también evidencia un movimiento en el rumbo, pero en una dirección NE-SW.

Por el lado W en cambio, el Sitio estructural Enco muestra una deformación extensional con leve transcurrencia de orientación NE-SW, lo cual se condice con las fallas normales medidas en esta localidad y coincidiendo, además, con el valle del río Enco. De modo que, en este sitio las estructuras locales se imponen a las regionales.

Finalmente, en el sector NW, el sitio estructural Lago Panguipulli presenta una deformación compresiva con un ligero movimiento en el rumbo de dirección NW-SE, siguiendo el borde del lago y concordando con las fallas sinestrales e inversas medidas en esta localidad. Por lo tanto, al igual que en la localidad de Enco, este sitio refleja un dominio de las estructuras locales.

En resumen, ya que los sitios ubicados al E del área de estudio se encuentran próximos a la traza principal de la ZFLO, se ven fuertemente influenciados por ella, evidenciándose en la orientación

de sus estructuras y su cinemática. Mientras que, los sitios del W de la zona logran reflejar estructuras más locales.

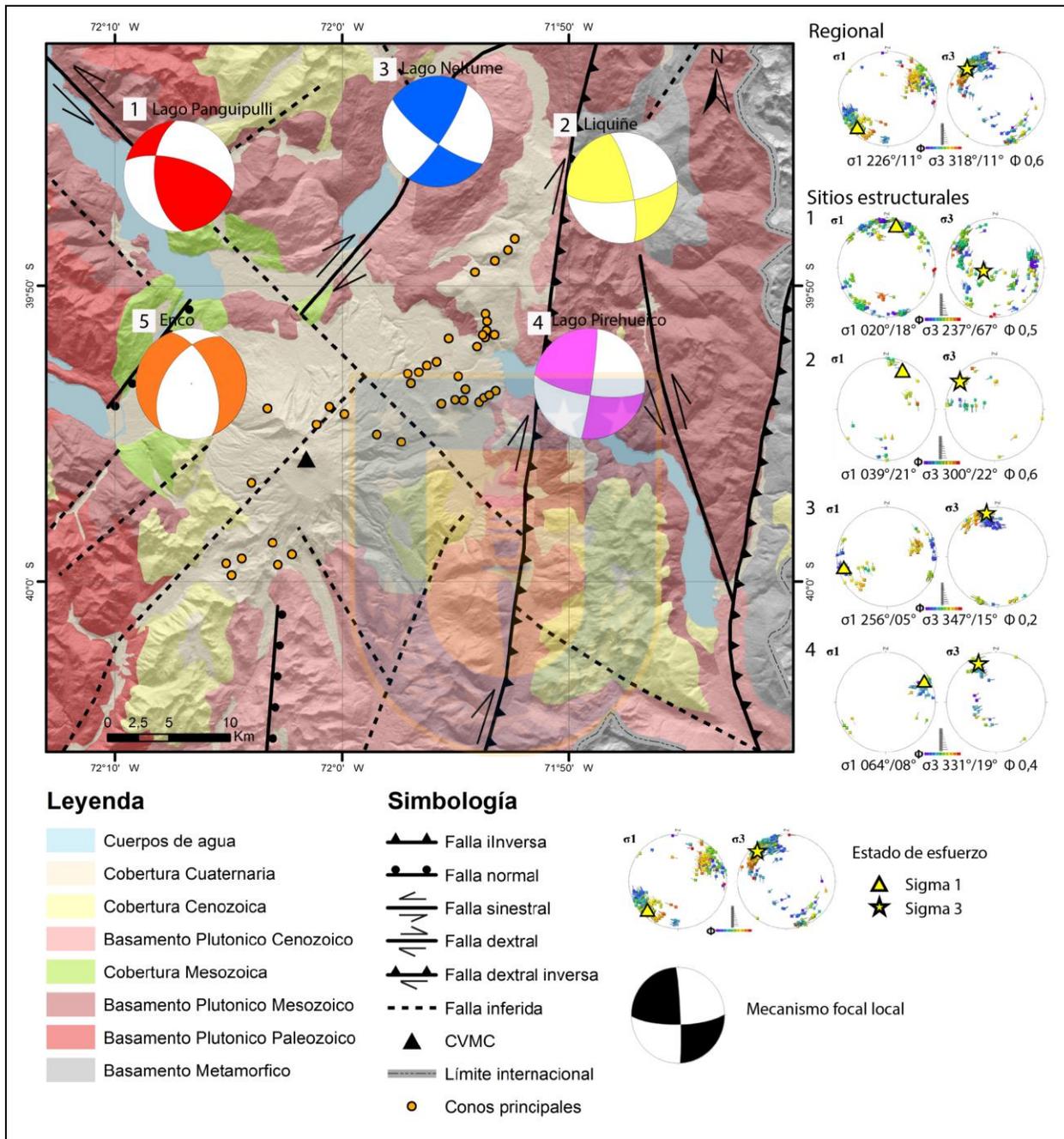


Figura 5.1: Mapa síntesis de resultados.

5.1.2. Edad de las unidades

Como se mencionó anteriormente, los datos fueron medidos en varios tipos de roca, de litologías y edades diferentes.

De las fallas medidas en rocas metamórficas de protolito paleozoico no se puede concluir mucho debido a la baja cantidad de datos (apenas 9). Pero se destacan las orientaciones preferenciales de las estructuras (Figura 5.2A), NE-SW y WNW-ESE, ya que coincide con lo observado en la roseta de fallas a nivel regional (Capítulo de resultados). Esto podría ser el reflejo de cómo el régimen actual se impone a los esfuerzos anteriores.

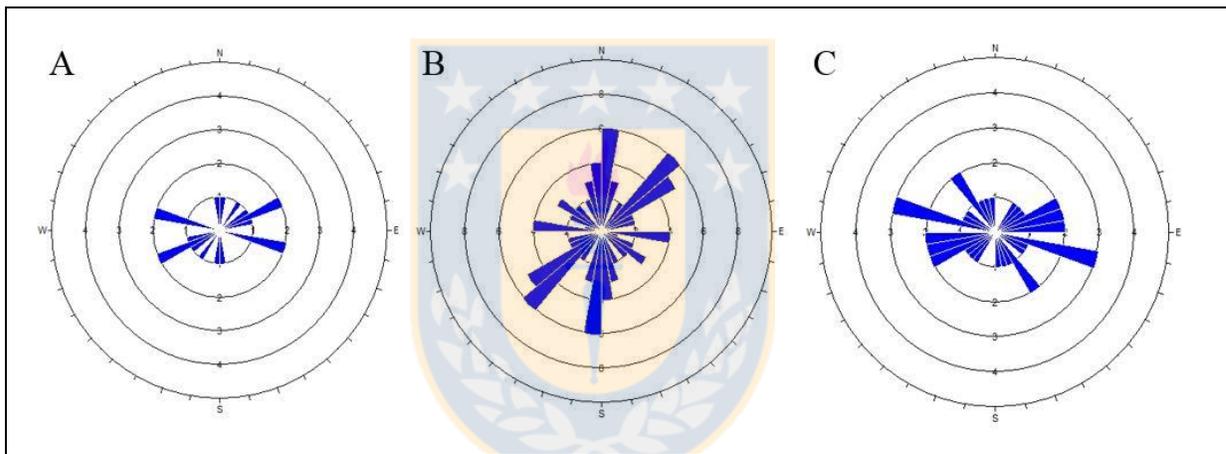


Figura 5.2: Rosetas de fallas por edad de las unidades. **A** Fallas en rocas paleozoicas. **B** Fallas en rocas mesozoicas. **C** Fallas en rocas cenozoicas.

Al observar los datos medidos en las rocas mesozoicas y cenozoicas podemos apreciar tanto semejanzas como diferencias. Sin embargo, para ambos casos es importante considerar que la gran mayoría de las fallas tomadas en terreno fueron medidas en rocas plutónicas mesozoicas, por lo cual al entrar a comparar esto puede reflejar una tendencia menos objetiva.

Apreciando la Figura 5.2B y 5.2B notamos que las direcciones principales son claramente diferentes, donde los datos en rocas mesozoicas presentan una mayor coincidencia con la roseta de fallas regional que los datos en rocas cenozoicas, debido al mayor número de fallas. Sin embargo, al observar las rosetas por tipo de fallas (Capítulo de resultados) notamos que las fallas

son concordantes con el modelo de Riedel, por ejemplo, en las rocas cenozoicas las fallas dextrales son principalmente NE-SW, mientras que las sinestrales son EW.

Por otro lado, al comparar los resultados del análisis dinámico (Figura 5.3) lo primero que apreciamos es que los datos del Mesozoico se disponen de forma mucho más dispersa, mientras que, los datos del Cenozoico lo hacen en *clusters* mucho más localizados. Esto es esperable, ya que, las rocas más antiguas han sido afectadas por más regímenes de esfuerzos.

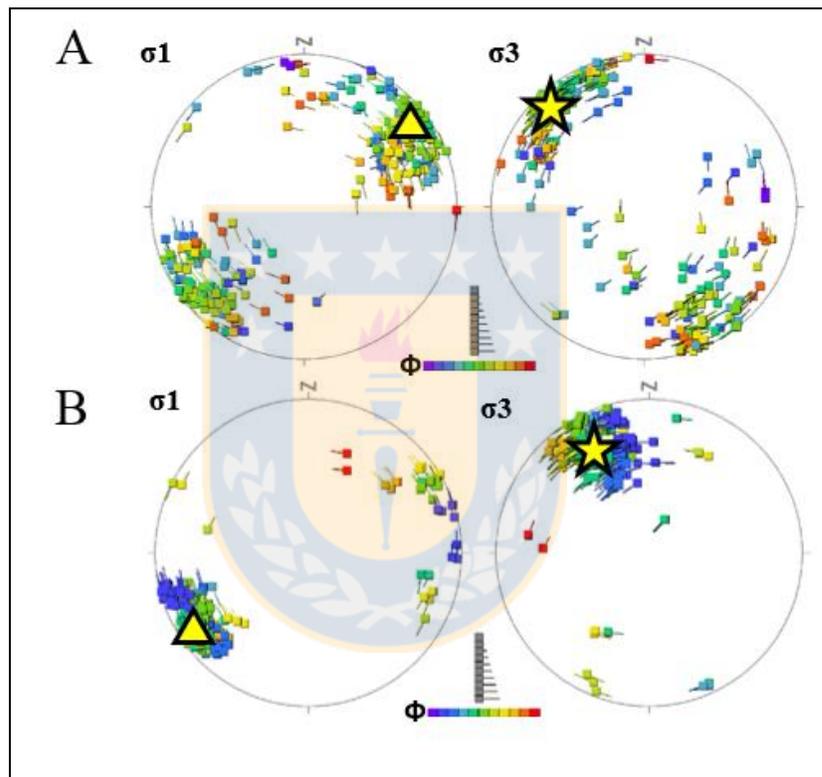


Figura 5.3: Estados de esfuerzos por edad de las unidades. **A** Estado de esfuerzo rocas mesozoicas. **B** Estado de esfuerzo rocas cenozoicas.

Pese a lo anterior, las orientaciones obtenidas para σ_1 y σ_3 son similares, N48°E y N42°W en el Mesozoico y N56°E y N29°W en el Cenozoico, para σ_1 y σ_3 respectivamente. Esto ocurre ya que el régimen de esfuerzos actual oblitera los anteriores.

5.2. Partición de la deformación en la Zona Volcánica Sur

La ZVS se encuentra bajo un contexto de convergencia oblicua con respecto al margen, donde la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana con un ángulo de convergencia N78°E (Sielfeld y otros, 2019), el cual se ha mantenido constante durante los últimos 10 a 5 Ma (Lavenu y Cembrano, 1999) con una velocidad promedio de ~66 mm/año, lo que significa una oblicuidad de 20° (Sielfeld y otros, 2019).

Se ha demostrado que estos procesos generan una partición del régimen de deformación (ej. Teyssier y otros, 1995; Arancibia y otros, 1999; Pérez-Flores y otros, 2016), generando sistemas de fallas transcurrentes intra-arco. Este proceso sería el responsable del origen de la ZFLO en los Andes del Sur (ej. Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau y otros, 2006), la cual acomoda alrededor del 50% de la componente paralela a la fosa (Bommer y otros, 2002, en Sielfeld y otros, 2019).

Esta partición de la deformación puede ser analizada por medio de relaciones geométricas. A partir de esta idea, Teyssier y otros (1995) proponen un modelo cinemático de partición en el rumbo que asocia los parámetros α y θ_p para determinar el porcentaje de deformación particionada que es absorbida en el arco mediante fallas transcurrentes. El parámetro α corresponde al ángulo formado entre el margen de la placa y el vector de movimiento de la misma, mientras que θ_p es el ángulo dado entre el margen de la placa y la orientación del eje de acortamiento máximo (P o \hat{S}_3). El parámetro α será igual a θ_p sólo cuando la convergencia sea ortogonal, de no ser así el eje de acortamiento máximo es refractado en relación a la dirección del movimiento de la placa. Además, Tikoff y Teyssier (1994) plantean que θ_p aumenta linealmente en función de $\frac{1}{2}(90+\alpha)$. Por otro lado, el modelo considera la transpresión y transtensión como resultado de la combinación de cizalle puro y cizalle simple (Fossen y Tikoff, 1993), pudiendo ser dominados tanto por el cizalle puro o por la rotación, según la orientación de los ejes de esfuerzo instantáneo, cuya transición ocurriría cuando $\alpha=20^\circ$.

El modelo se basa en dos miembros extremos de acomodación: uno completamente particionado (Figura 5.4A) y el otro sin partición (Figura 5.4B). En el primer miembro, las estructuras transcurrentes absorben completamente la deformación, lo cual ocurre en márgenes con un

ángulo de convergencia bajo ($\alpha < 20^\circ$). Mientras que, en el segundo caso, no hay presencia de fallas de rumbo en el arco, debido al alto ángulo de convergencia ($20^\circ < \alpha < 90^\circ$) (Teyssier y otros, 1995). Sobre la base de estos miembros extremos, se plantea un tercer escenario: una combinación de ambos miembros producto de una transpresión heterogénea, generando una deformación parcialmente particionada (Arancibia y otros, 1999; Pérez-Flores y otros, 2016).

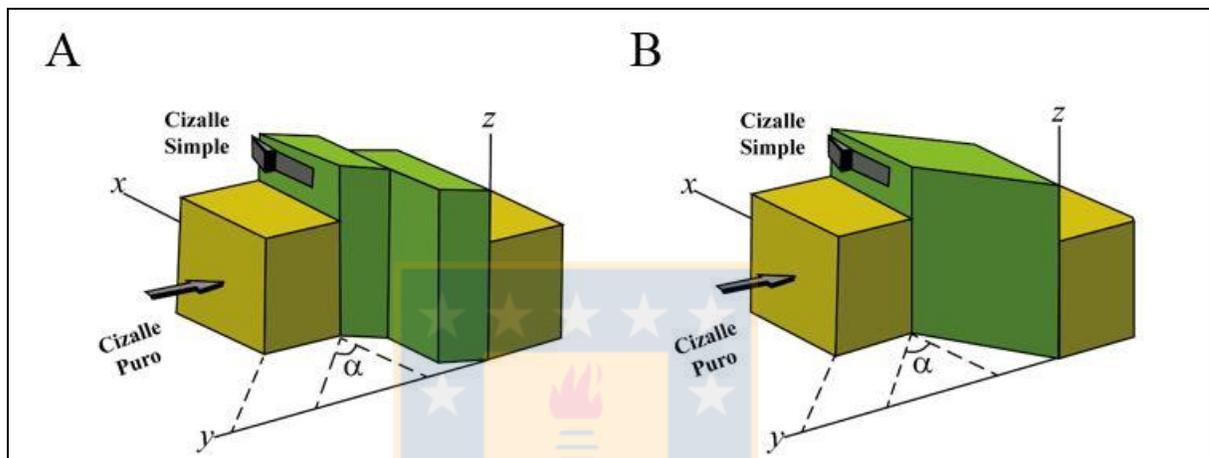


Figura 5.4: Modelo de Partición de la deformación. **A.** Margen completamente particionado. **B.** Margen no particionado. Modificado de Teyssier y otros, 1995.

Al aplicar el modelo para la ZVS se obtiene un $\alpha = 68^\circ$, ya que el margen tiene una orientación N10°E. Al aplicar la función lineal propuesta por Tikoff y Teyssier (1994) se obtiene $\theta_p = 79^\circ$, lo cual corresponde a un bajo porcentaje de partición (<10%) (Figura 5.5).

Este porcentaje no se coincide con lo planteado diversos autores (ej. Arancibia y otros, 1999; Sielfeld y otros, 2019), los cuales consideran el margen andino como altamente particionado, ni con lo observado en el área de estudio, ya que el vector de convergencia no es consistente con el eje de acortamiento máximo (P=N44°E), lo cual se cumple en el caso de no existir partición (Pérez-Flores y otros, 2016).

Por otro lado, cabe mencionar que el modelo no considera debilidades termales en el intra-arco y que las fallas de rumbo locales, como las registradas en el área de estudio (Figura 5.1), pueden acomodar deformación (Pérez-Flores y otros, 2016).

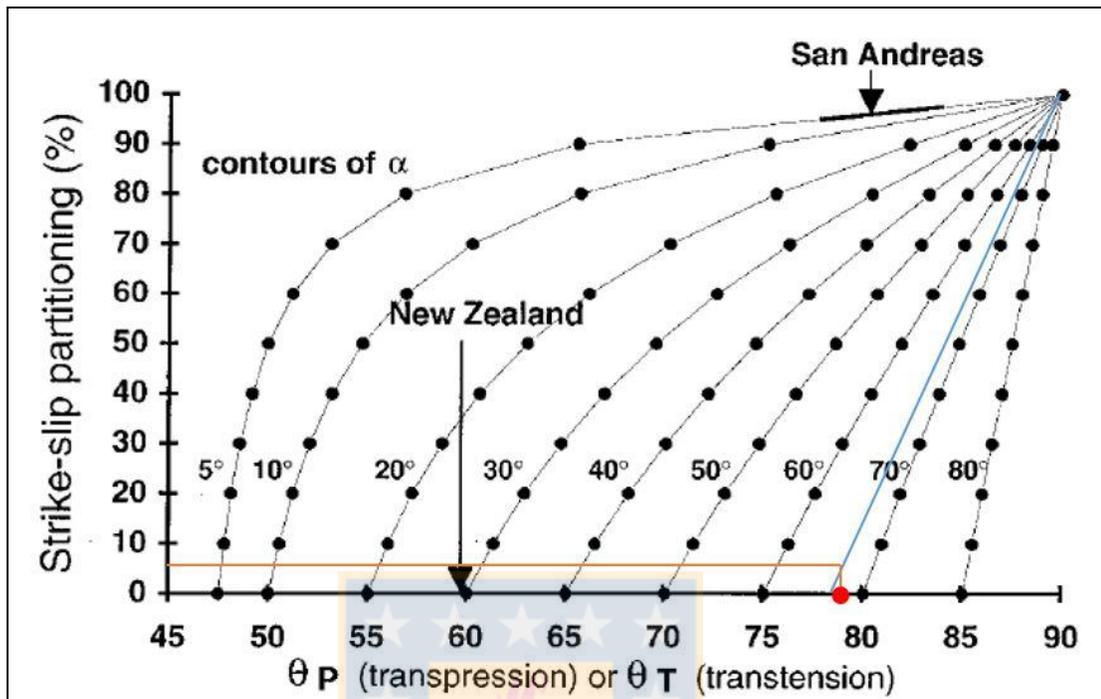


Figura 5.5: Modelo Cinemático de Teyssier y otros (1995). El punto rojo representa el valor de θ_p , la línea azul corresponde al valor de α y la línea naranja corresponde a la proyección la intersección de ambos parámetros.

En resumen, existe partición parcial de la deformación en la ZVS, que sería acomodada mayoritariamente por la ZFLO. Se plantea entonces, una alta partición parcial de la deformación, con un régimen transpresivo, lo cual es compatible con los resultados descritos en el capítulo anterior y lo postulado por diversos autores que apoyan un sistema altamente particionado para la zona estudiada (ej. Jara y Melnick, 2009; Rosenau, 2004; Arancibia y otros, 1999). Por lo tanto, el modelo de Teyssier y otros (1995) no sería aplicable a esta zona del margen andino debido a las características que presenta, como la presencia de estructuras heredadas y la presencia de un arco magmático.

5.3. Comparación con modelo de Riedel

Al estar bajo un régimen de deformación transpresiva dominado por cizalle simple, es posible comparar la configuración estructural del área de estudio con el modelo planteado por Riedel

(1929) para deslizamiento paralelo (Figura 5.6). Para esto se considera la distribución de las fallas, su geometría y su cinemática.

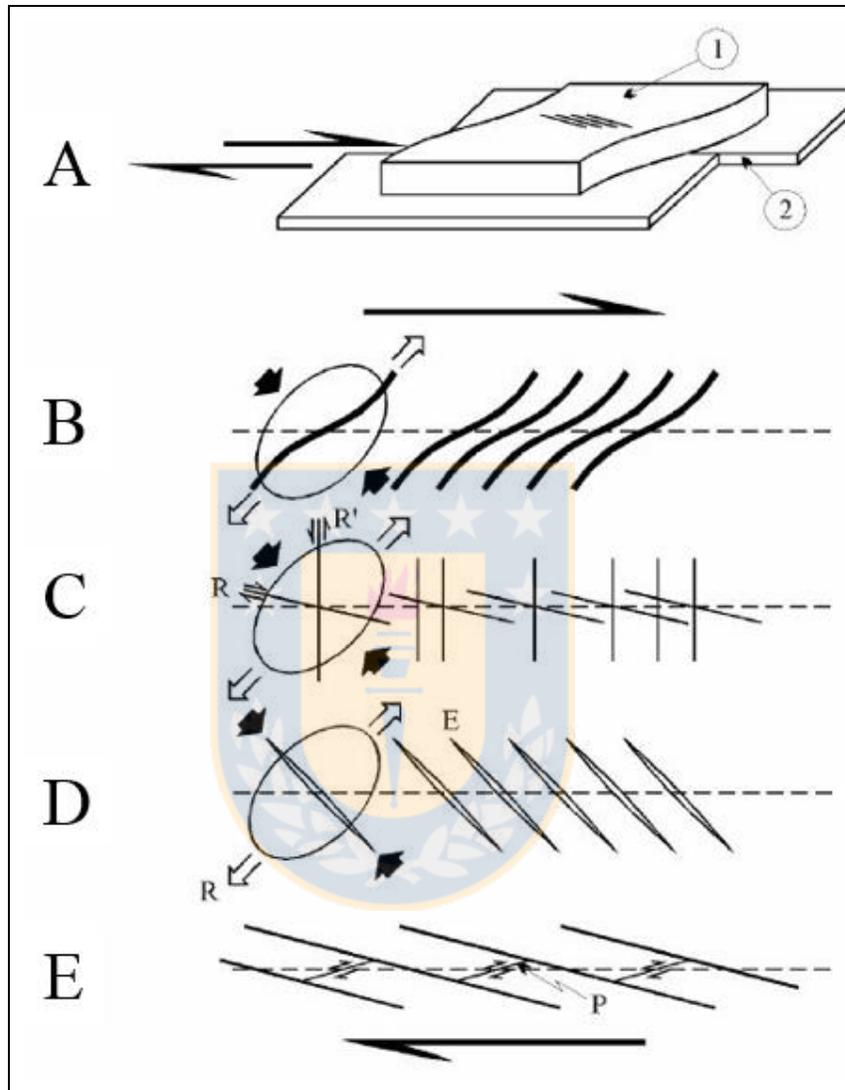


Figura 5.6: Estructuras asociadas a transcurrancia, modelo de Riedel. **A** experimento de Riedel con una capa de arcilla húmeda (1) sobre dos bloques rígidos (2) que se deslizan paralelamente. **B** pliegues en-echelón. **C** fallas R y R' (Riedel). **D** fracturas T de extensión. **E** fracturas P. Las flechas negras indican la dirección de acortamiento máximo, las flechas blancas indican la dirección de alargamiento máximo (tomado de Niemeyer, 1999).

A simple vista, la cinemática de las fallas dentro del área de estudio (Figura 5.7) coincide con la cinemática propuesta por el modelo, con leves diferencias en cuanto a la dirección de las estructuras, en donde la falla principal estaría dada por la traza de la ZFLO.

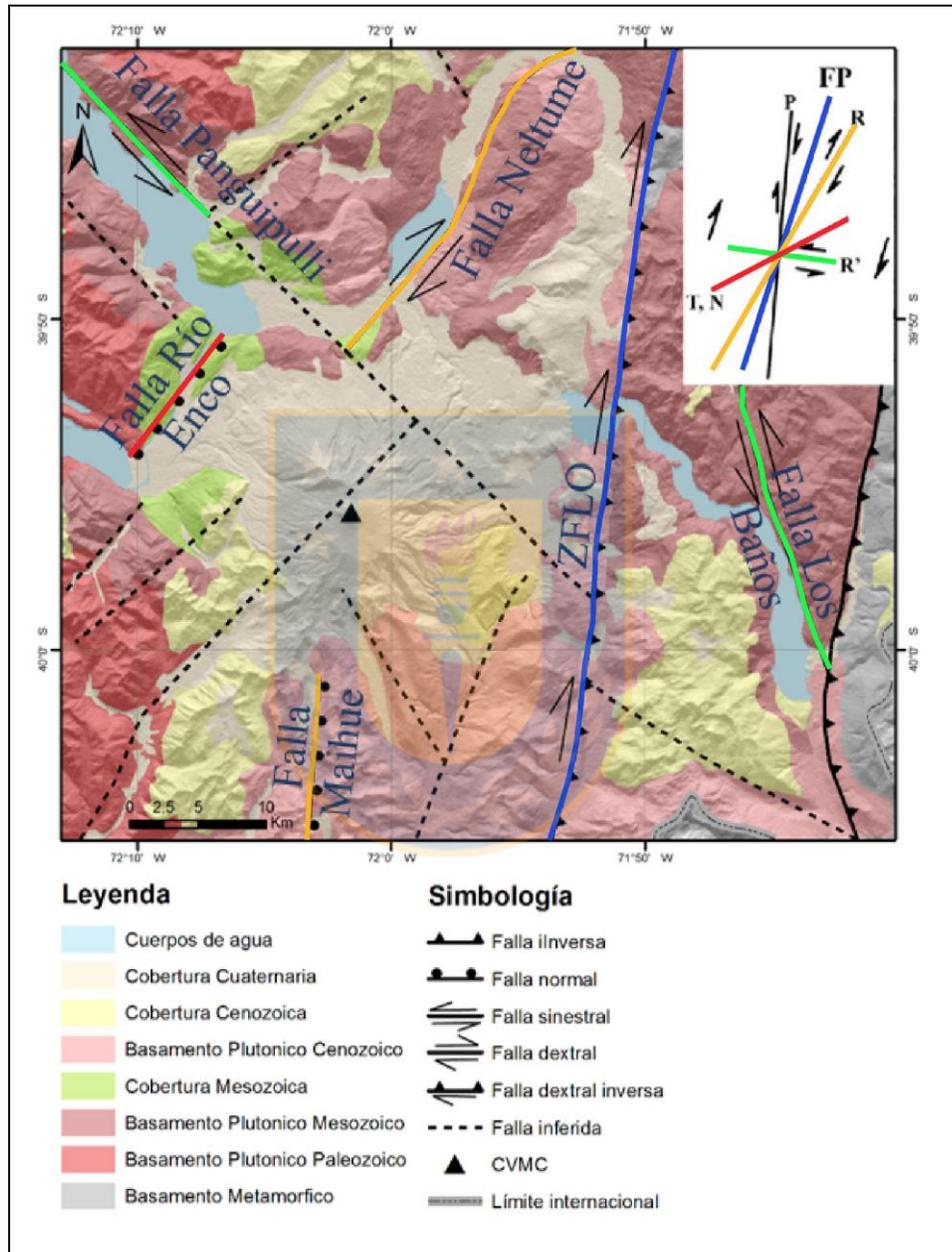


Figura 5.7: Comparación entre el esquema cinemático del área de estudio y el modelo de Riedel (esquina superior derecha).

En terreno no se observaron pliegues en-echelón, fallas P, ni grietas T, pero la existencia de estas últimas puede ser inferida gracias al análisis de lineamientos realizado con ayuda de imágenes satelitales y DEM, coincidiendo en terreno con la presencia de diversos Centros eruptivos menores (CEM), diques y otras estructuras de dirección NE-SW. Pero, si se observó una falla normal con similar orientación, la falla Río Enco, la cual, al estar relativamente perpendicular a la dirección de alargamiento máximo, concordaría igualmente con el modelo presentado. Por otro lado, la falla Neltume correspondería a una falla R, al igual que la falla Maihue, ya que algunos autores consideran a la falla Neltume como su prolongación hacia el N (Campos y otros, 1998), aunque su cinemática de rumbo no es clara.

La falla Panguipulli y la falla Los Baños, fallas sinestrales NW-SE, presentan diferencias en los ángulos, no coincidiendo del todo con el modelo. Estas diferencias pueden deberse a dos razones: son fallas pre-existentes al régimen transpresivo que han sido reactivadas como R' o son fallas R' que han rotado rápidamente a medida que actúa el cizalle. Al considerar el contexto de la zona estudiada, estas fallas corresponderían a anisotropías del basamento, anteriores al régimen actual, sin embargo, es posible que aún sigan activas ya que su disposición puede favorecerse con el régimen del área.

Finalmente, al referirnos a los sistemas de Riedel, es importante recalcar que se requiere de una zona de cizalle para presentarse. En el caso del área de estudio el límite E de esta zona está determinado por la presencia de la ZFLO, con un par de estructuras un poco más al E que podrían considerarse como parte del sistema. Sin embargo, el límite W no está marcado por una estructura clara, siendo mucho más difuso, pudiendo ubicarse fuera de los límites de la zona estudiada o que simplemente se pierde progresivamente hasta desaparecer entrando hacia el valle central. Analizando la zona hacia el W no es posible distinguir una estructura clara que marque este límite (Letelier, 2016), solamente se aprecian algunos lineamientos de orientación concordante. Por lo tanto, lo más probable es que el sistema se vaya difuminando paulatinamente hacia esa dirección, lo cual es levemente apreciable hacia el área SW de la zona de estudio, o que exista alguna falla ciega posiblemente evidenciada en los lineamientos existentes hacia el valle central, lo cual, a mi juicio, es menos probable.

5.4. Relación con la construcción del edificio volcánico

5.4.1. Análisis de conos

Al apreciar la distribución de los diversos CEM de la zona de estudio (aproximadamente 40), se puede identificar de forma clara la tendencia en su orientación (Figura 5.8): Volcanes Chanchán, Fui Sur y Grupo Alto Caunahue se orientan principalmente NE-SW, Fui Alto se dispone en dirección NNE-SSW y los conos del Grupo Ranquil se alinean NW-SE.

En general, el campo de esfuerzo regional controla la disposición de diques y centros eruptivos menores (Nakamura, 1977), no obstante, zonas de debilidad pre-existentes, orientadas favorablemente, pueden reactivarse y permitir la migración de magma (Sielfeld y otro, 2016). En este caso, la mayoría de los centros volcánicos menores siguen una orientación NE-SW, concordando con la dirección del σ_1 obtenido para el campo de estrés regional, coincidiendo a su vez, con lo propuesto por Corazzato y Tibaldi (2006) para campos volcánicos monogenéticos. Sin embargo, Fui Alto y Grupo Ranquil estarían afectadas por otras estructuras que controlan su alineamiento a nivel local, la ZFLO y las estructuras heredadas del basamento respectivamente.

Un estudio sobre la morfología de los conos, tanto monogenéticos como parásitos, que abarque no sólo su elongación sino la de sus bases y cráteres, sería necesario para poder establecer una relación entre ellos, y poder definir si poseen o no una estructura alimentadora común. Sin embargo, es posible aventurar que en los conos alineados NE-SW si exista una relación en profundidad, debido a que se ubican en dirección favorable para fracturas T. Por otro lado, a pesar de esta falta de información, si se cuenta con la geoquímica de los productos volcánicos, la cual se discutirá más adelante.

5.4.2. Análisis de diques

Tal como se mencionó anteriormente, la disposición de los diques nos entrega pistas acerca de la orientación del régimen de esfuerzos en el área (Nakamura, 1977; Rawson y otros, 2016). Los datos de los diques observados en la zona fueron analizados en el capítulo de resultados,

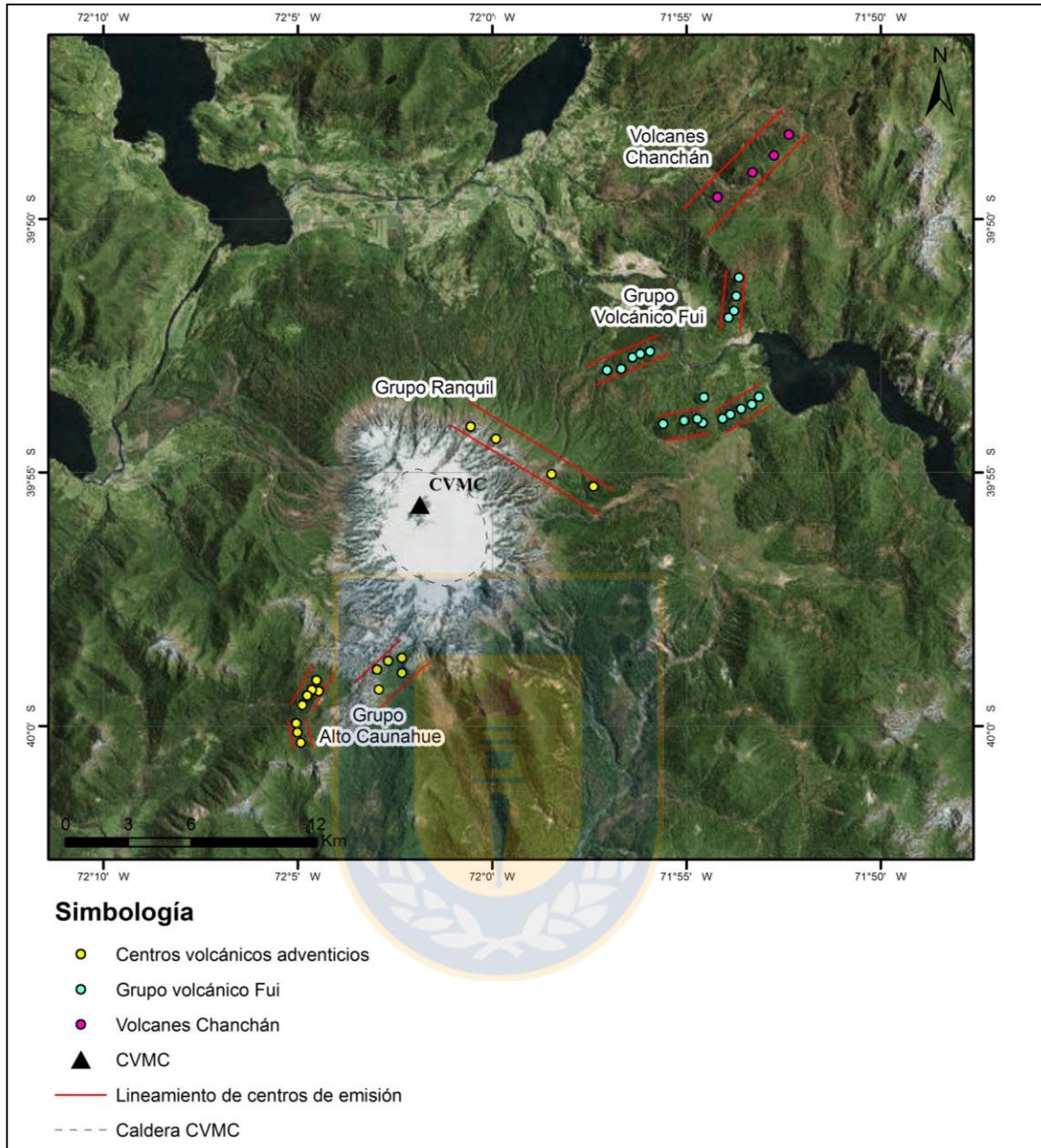


Figura 5.8: Lineamientos de conos adventicios y monogénicos.

entregando una tendencia dominante NE-SW, la cual, según Nakamura (1977), indicaría un régimen con σ_3 en dirección NW-SE y σ_1 NE-SW, siendo consistente con el régimen regional calculado para la zona de estudio.

Estos diques migrarían a través de la corteza por medio de fracturas de tensión o estructuras orientadas NE-SW. Sin embargo, al avanzar hacia la superficie pueden aprovechar otros factores

como estructuras heredadas con orientaciones NW (Sielfeld y otros, 2016), o estructuras NNE-SSW asociadas a la ZFLO, ambos casos paralelos a discontinuidades de primer orden (Rosenau y otros, 2006) y concordando con lo analizado para los centros eruptivos menores. Todo esto, sin considerar la sobrepresión de fluidos, capaz de activar fallas subverticales antiguas (Rosenau y otros, 2006).

Sin embargo, no se cuenta con los datos necesarios para hacer mayores deducciones con base sólida, esto debido a la baja cantidad de diques medidos en terreno (15) y a que se desconoce la edad de los diques. La gran mayoría de los datos se midieron en rocas de la unidad Tonalitas Pirehueico-Neltume, de edad jurásica, por lo que el rango de edad es bastante amplio. De hecho, es posible que estos diques sean producto de un mismo pulso, asociado a un solo régimen, ya que son similares.

A esto último se suma que las composiciones petrológicas son más bien hipoabisales, siendo mucho más favorables composiciones subvolcánicas para este tipo de estudios y que los diques observados presentaban cambios tanto en su espesor como en su dirección. Hay que considerar, además, que esta orientación puede depender del tamaño y morfología del edificio volcánico, siendo afectados por cambios en el estado de esfuerzos y efectos de la topografía y gravedad en intrusiones superficiales (Sielfeld y otros, 2016).

5.4.3. Composición y geoquímica de los productos volcánicos

A lo largo de la extensa historia eruptiva del CVMC, podemos encontrar productos volcánicos de variadas composiciones, abarcando desde andesitas basálticas hasta riolitas. La petrogénesis es compleja y se encuentra controlada por cristalización fraccionada, junto con moderada asimilación de rocas plutónicas (McMillan y otros, 1989). Sin embargo, si vemos más allá del complejo volcánico y sus centros eruptivos adventicios, nos encontramos con dos grupos de conos monogenéticos, los cuales presentan composiciones y características geoquímica distintas, tanto con el complejo volcánico como entre ellos.

Por una parte, la geoquímica de elementos mayores permite inferir una consanguinidad de los magmas del CVMC independiente del centro emisor, ya que el volcán Choshuenco presenta un rango composicional similar al volcán Mocho (52-68% SiO₂), destacando en ambos la usencia de basaltos (Moreno y Lara, 2007). En general, las composiciones más evolucionadas del complejo se encuentran en forma de diques o como material piroclástico emitido durante erupciones explosivas (Moreno y Lara, 2007) asociadas al proceso de desglaciación (Rawson y otros, 2016). Lo anterior se explica ya que el esfuerzo vertical aumenta durante el período de glaciación, lo que aumenta, a su vez, el tiempo de residencia de los magmas en la cámara magmática, permitiendo de esta forma su diferenciación mediante la cristalización fraccionada. Mientras que, el posterior retiro de los hielos genera descompresión, promoviendo la formación de diques, disminuyendo el tiempo de almacenamiento y gatillando, de esta forma, erupciones explosivas (Rawson y otros, 2016). El retroceso de los glaciales también pudo haber provocado otras consecuencias, como el incremento en la tasa de erosión física y la reactivación de fallas locales, acomodando parte del cambio en el campo de esfuerzos (Rawson y otros, 2016).

Por otro lado, al mirar las composiciones de los conos monogenéticos, encontramos diferencias composicionales muy marcadas. Fui Sur lo componen productos volcánicos con composiciones basálticas a dacíticas, muy similares al CVMC (Gardeweg y Sellés, 2012). Sin embargo, los 4 conos que componen Fui Alto, constan únicamente de basaltos poco evolucionados, con altos contenidos de MgO, Cr, Ni y elementos incompatibles (Ba, Nb, Th y La), alcanzando valores hasta 2 o 3 veces mayores que el complejo volcánico (Gardeweg y Sellés, 2012). Los volcanes Chanchán se componen de basaltos similares a Fui Alto, aunque su geoquímica indica una proveniencia a partir de un magma mucho más primitivo (Gardeweg y Sellés, 2012) (Figura 5.9). Estos basaltos poco diferenciados no son iguales a los basaltos que originan los magmas del CVMC y no se conocen magmas evolucionados a partir de ellos ni magmas híbridos entre las dos series (Gardeweg y Sellés, 2012).

Estas diferencias geoquímicas tendrían su origen en la fuente mantélica de los magmas, la diferencia en los grados de fusión y distintos aportes de fluidos al manto parecen estar involucrados (Gardeweg y Sellés, 2012). Cambios en los parámetros de la subducción afectan los

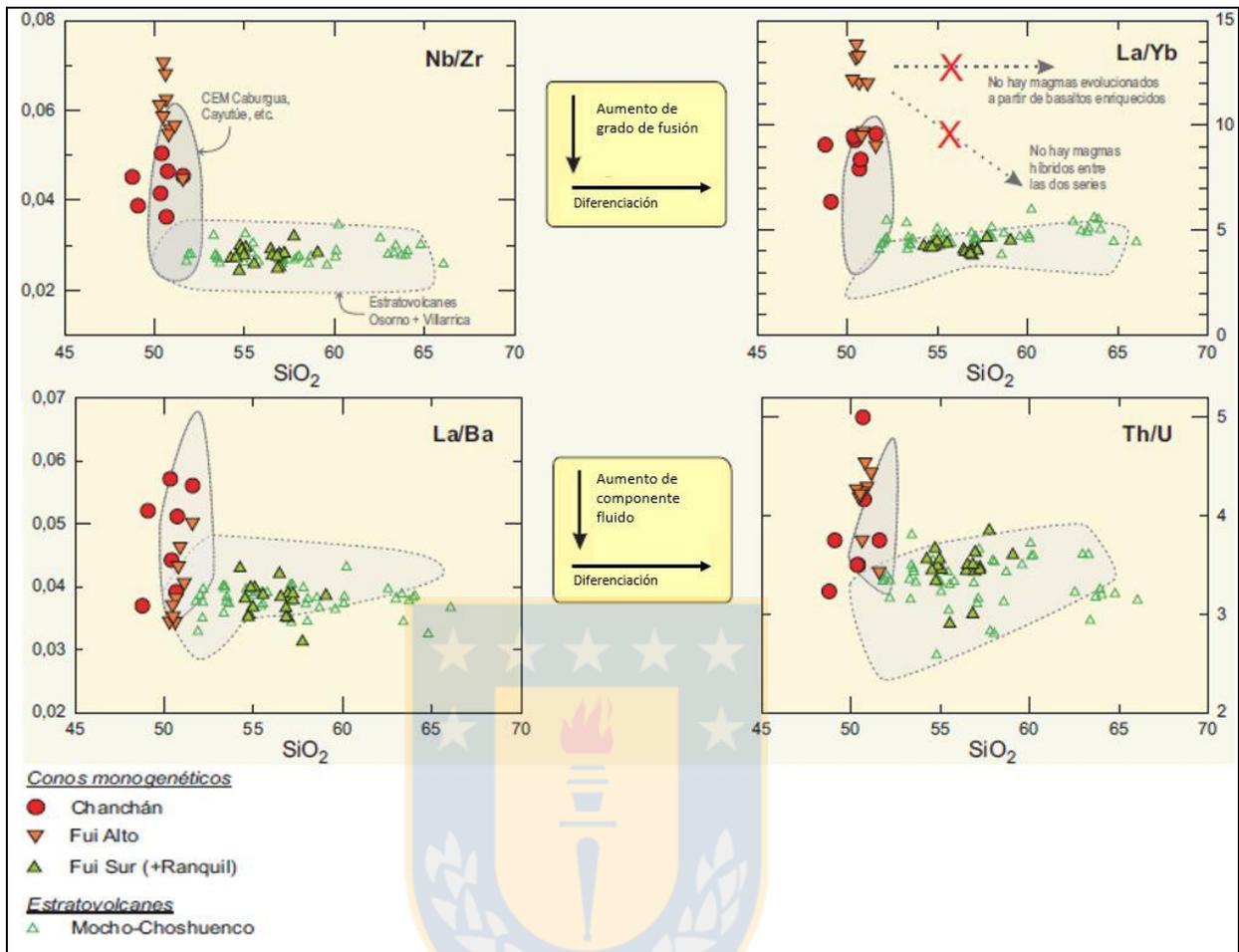


Figura 5.9: Análisis geoquímico de elementos incompatibles (modificado de Gardeweg y Sellés, 2012).

grados de fusión de los magmas en escalas de cientos de miles de años, pero no es claro qué tan rápido responde el manto a estos cambios (Rawson y otros, 2016).

Al no existir interacción entre ambos tipos de magma, se infiere que los conductos son independientes y se mantienen mutuamente aislados (Gardeweg y Sellés, 2012). Únicamente Fui Sur estaría conectado en profundidad con los conductos del CVMC. En el caso de Fui Alto y volcanes Chanchán, su ubicación en las cercanías de la ZFLO, sumado a su orientación favorable (NE-SW y NNE-SSW respectivamente), podría favorecer el ascenso de magmas profundos de forma directa, evitando la interacción con la corteza (Gardeweg y Sellés, 2012).

5.5. Modelo estructural

Sobre la base de los análisis estructurales realizados y los datos proporcionados por autores anteriores, se propone un modelo estructural en profundidad para el basamento del CVMC (Figura 5.10). La geometría ha sido construida considerando fallas medidas en terreno e inferidas, su morfología, orientación, cinemática, relaciones de corte entre ellas y extensión, similar a los que se observa en la Figura 5.7. Las fallas inferidas se apoyan en los lineamientos identificados, su prolongación y coincidencia con rasgos geomorfológicos y estructuras presentadas por diversos autores.

La presencia de estructuras NW-SE es evidente, ya que tanto el complejo volcánico como algunos conos adventicios y lagos a su alrededor (lagos Panguipulli, Riñihue y Pirehueico) se encuentran elongados en esta dirección, siendo rasgos característicos de esta zona (Rodríguez y otros, 1999). Esto se refleja, a su vez, en los datos medidos en rocas del Plutón Panguipulli, en la ribera N del lago homónimo, indicando un movimiento inverso-sinistral. Estas estructuras NW-SE se interpretan como anisotropías de la corteza heredadas de procesos pre-andinos. Estas debilidades corticales tienen un alcance regional y litosférico (Pérez-Flores y otros, 2016).

Los rasgos NS a NNE-SSW serían controlados por la ZFLO y alinearían los conos monogenéticos de Fui Alto. Se propone que la traza principal de la zona de falla forma una estructura de media flor positiva con la falla Pirehueico-Reigolil ubicada hacia el E del área de estudio, ya que, a pesar del movimiento dextral, ambas presentan una cinemática inversa y son subparalelas entre sí.

Por su lado, como se mencionó anteriormente, las estructuras NE-SW, interpretadas como grietas de tensión, se reflejan en la disposición de los diques, centros eruptivos menores y conos monogenéticos del grupo Fui Sur y Volcanes Chanchán.

El modelo propone relaciones de corte entre las estructuras de distinta orientación. Esto no fue observado en terreno, pero se explica por medio de fallas inferidas construidas en base a lineamientos, las cuales requerirán, en un futuro, de estudios sísmicos para ser validadas. El caso

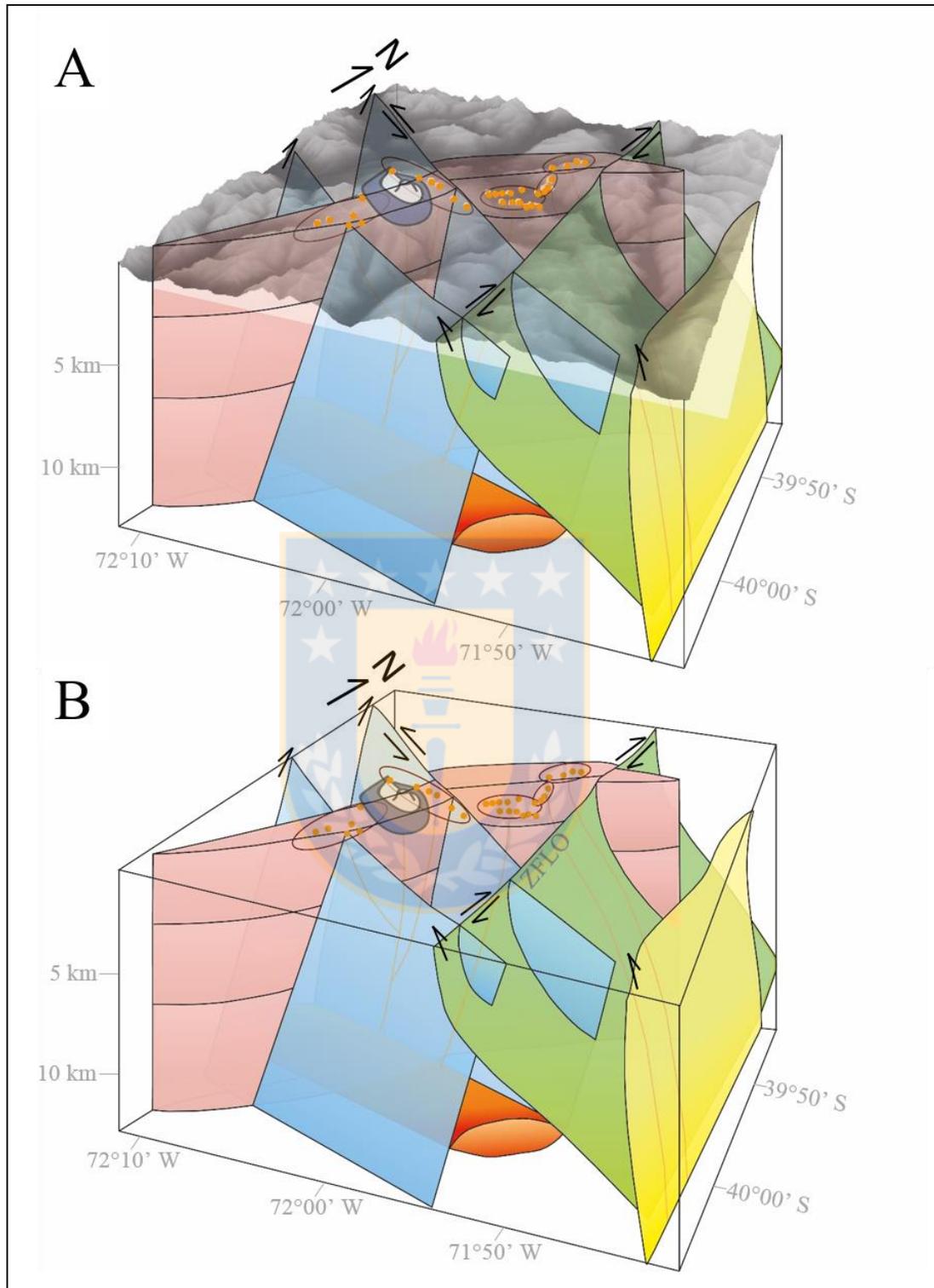


Figura 5.10: Modelo esquemático 3D del área de estudio. **A** Modelo 3D en superficie. **B** Modelo 3D en profundidad. El plano amarillo y el plano verde corresponden a la Falla Pirehuevo-Reigolil y a la traza principal de la ZFLO respectivamente. Las estructuras NW-SE se representan en planos azules y las grietas T en rosado. Los puntos naranjos corresponden a CEM.

de la traza principal de la ZFLO cortando las estructuras de tensión se aprecia al N de la zona de estudio, siendo representado en el área estudiada de forma esquemática.

Finalmente, debido a la falta de disponibilidad de datos sísmicos y estudios geofísicos en la zona no es posible establecer la profundidad del reservorio magmático de forma concreta. Sin embargo, se postula que se encontraría aproximadamente a unos 10 km de profundidad. La forma del reservorio tampoco es determinable en base a este estudio, pero la construcción del edificio volcánico con una orientación NW-SE indicaría que el reservorio igualmente presentaría una morfología elongada en dicha dirección. De forma general el modelo de *ramp-and-flat*, postulado por Sánchez-Alfaro y otros (2013) para sistemas dominados por el Sistema de Fallas Oblicuas al Arco, concuerda con lo observado. Este modelo consiste en una estructura inversa que produce una rotación en los esfuerzos principales (Figura 5.11), permitiendo la generación de un espacio de almacenamiento. Esto concuerda con la composición de los productos volcánicos, ya que esta orientación, perpendicular al eje de acortamiento máximo, dificulta el paso directo de los fluidos magmáticos hacia la superficie, aumentando su tiempo de residencia y permitiendo, a su vez, su diferenciación mediante el proceso de cristalización fraccionada, explicando la ausencia de basaltos y la predominancia de rocas más diferenciadas.

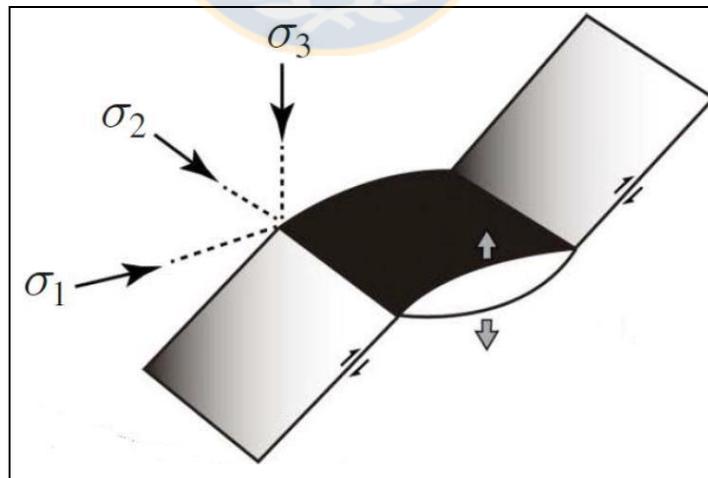
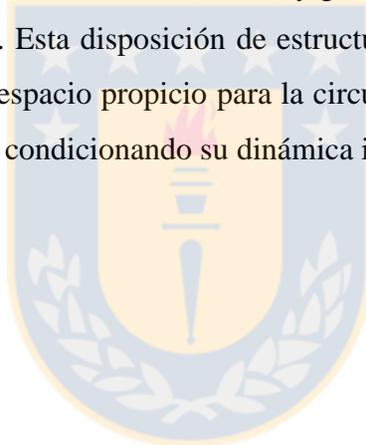


Figura 5.11: Modelo de *Ramp-and-flat*. Modificado de Sánchez-Alfaro y otros, 2013.

En cuanto a los conductos que facilitarían el transporte de magma, se propone la existencia de por lo menos dos tipos, los primeros unirían el reservorio magmático con el edificio principal del CVMC, los conos parásitos del complejo y los conos monogenéticos de Fui Sur. Mientras que, los otros conectarían los conos de Fui Alto y los volcanes Chanchán directamente con el manto superior, en donde magmas primitivos darían origen a fluidos menos diferenciados. Ambos tipos de conductos están controlados por las estructuras de tensión, las cuales generan un espacio que permite la circulación de fluidos magmáticos e hidrotermales. Los primeros asociados a las grietas T, de orientación NE-SW, y los segundos a la ZFLO, con direcciones NS a NNE-SSW.

Por lo tanto, el CVMC presenta un control tectono-estructural producto de la intersección de estructuras heredadas del basamento de orientación NW-SE de cinemática sinistral-inversa, con estructuras NS de cinemática dextral-inversa (ZFLO) y grietas de tensión NE-SW, generadas por la convergencia oblicua actual. Esta disposición de estructuras permite, en consecuencia y dado sus características, generar un espacio propicio para la circulación de fluidos magmáticos, dando origen al complejo volcánico y condicionando su dinámica interna.



6. CONCLUSIONES

(1) Los resultados de los análisis cinemáticos y dinámicos obtenidos a partir de los datos medidos en terreno son concordantes, consistentes y coincidentes con lo esperado para el área de estudio, considerando lo reportado por trabajos anteriores, su contexto geotectónico y las características de los productos y estructuras asociadas al complejo volcánico.

(2) La convergencia oblicua de las placas tectónicas genera una partición parcial de la deformación, la cual sería acomodada en la ZVS principalmente por la ZFLO. La alta partición parcial de la deformación planteada por diversos autores se ajusta con lo observado en terreno, pero no así con el modelo cinemático planteado por Teyssier y otros (1995).

(3) La deformación de las rocas del basamento del CVMC se ajusta al modelo de Riedel (1929), generando estructuras R, grietas T y reactivando anisotropías heredadas como fallas R'. Este sistema de cizalle tiene como falla principal la traza de la ZFLO, sin embargo, se desconoce su límite hacia el W, donde posiblemente la zona de cizalle se difuminaría paulatinamente hasta desaparecer bajo el valle central.

(4) La evolución del CVMC y de las estructuras volcánicas del área de estudio han estado condicionadas por el estado de esfuerzos reinante a su alrededor. Los centros eruptivos menores, conos monogenéticos y diques de la zona se alinean en direcciones NE-SW, NNE-SSW y NW-SE, evidenciando la influencia de las estructuras que controlan el paso de los fluidos magmáticos. Por otro lado, la geoquímica de los grupos Fui Alto y Volcanes Chanchán determina la existencia de estructuras capaces de conectar el manto superior con la superficie, explicando la composición primitiva de sus productos volcánicos. Mientras que, los conos de Fui Sur y los centros eruptivos menores estarían conectadas por otras estructuras con el reservorio principal del complejo volcánico.

(5) El trabajo de campo, el análisis cinemático y dinámico de los datos y los estudios previos, permitieron elaborar un modelo estructural para el basamento del CVMC. Este modelo se basa en la intersección de estructuras NW-SE heredadas del basamento pre-andino, con estructuras NS y

NE-SW producto del régimen de esfuerzos actual. Además, la ZFLO formaría una estructura de media flor positiva, uniéndose en profundidad con la falla Pirehueico-Reigolil ubicada al E del área de estudio.

(6) Al ser el CVMC considerado uno de los volcanes más peligrosos de la ZVS (Rawson y otros, 2015), el conocimiento de su historia eruptiva y la comprensión de su funcionamiento interno es primordial para disminuir los riesgos que presenta este complejo volcánico para la población que habita a sus alrededores y para el país en general, por lo tanto, aún se requiere de diversos estudios en la zona. En el caso de esta memoria de título, para poder validar y complementar el modelo propuesto, se necesita de análisis geomorfológicos, sísmicos y estudios geofísicos, entre otros.



REFERENCIAS

- ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J. y LAVENU, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **26**, (1): 3-22.
- CAMPOS, A.; MORENO, H.; MUÑOZ, J.; ANTINAO, J. L.; CLAYTON, J. y MARTIN, M. 1998. Área de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°8, escala 1:100.000. Santiago.
- CEMBRANO, J. y HERVÉ, F. 1993. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: A major Cenozoic strike slip duplex in the southern Andes. *Second ISAG*. 175-178. Oxford.
- CEMBRANO, J. y LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471**: 96–113.
- CEMBRANO, J.; HERVÉ, F. y LAVENU, A. 1996. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. **259**: 55-66.
- CEMBRANO, J.; LAVENU, A.; REYNOLDS, P. y ARANCIBIA, G. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*. Vol. **354**: 289-314.
- CEMBRANO, J.; SCHERMER, E.; LAVENU, A. y SANHUEZA, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics*. Vol. **319**: 129-149.
- CORAZZATO, C. y TIBALDI, A. 2006. Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol. **152**: 177-194.
- DI BIASE, F. 1976. Geología del grupo volcánico Mocho-Choshuenco, provincia de Valdivia, Chile. Congreso Geológico Chileno N°1. F1-F17. Santiago.

- ESPARZA, E. 2006. Control estructural en la zona del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur. Memoria para optar al de título de geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). Concepción.
- FOSSEN, H. y TIKOFF, B. 1993. The deformation matrix for simultaneous pure shear, simple shear, and volume change, and its application to transpression/transension tectonics. *Journal of Structural Geology*. Vol. **15**: 413-425.
- FRANZESE, J. 1995. El complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): Parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **22**, (2): 193-202.
- GARDEWEG, M. y SELLÉS, D. 2012. Los volcanes Chanchán y el Grupo Volcánico Fui: volcanes monogenéticos al norte del CV Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos, sur de Chile. Congreso Geológico Chileno N°13. Resúmenes: 591-593. Antofagasta.
- HERVÉ, F. 1994. The Southern Andes between 39° and 44° S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. *Tectonics of the Southern Central Andes*. 243-248. Springer Berlin Heidelberg.
- HERVÉ, M. 1976. Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). Congreso Geológico Chileno N°1. B39-B56. Santiago.
- HERVÉ, M. 1977. Geología del área al este de Liquiñe, Provincia de Valdivia, Xa Región. Memoria para optar al de título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito). Santiago.
- JARA, J. y MELNICK, D. 2009. Tasa de deformación dextral holocena de la falla Liquiñe-Ofqui en la localidad de Liquiñe. Congreso Geológico Chileno N°12. Resúmenes: S9_037. Santiago.
- JARRARD, R. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*. Vol. **24**, (2): 217-284.

LARA, L. y MORENO, H. 2004. Geología del Área Liquiñe-Neltume, Regiones de Los Lagos y de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°83: 23 pp. 1 mapa escala 1:100.000.

LARA, L.; LAVENU, A.; CEMBRANO, J. y RODRÍGUEZ, C. 2006. Structural controls of Volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle-Peyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and geothermal Research*. Vol. **158**: 70-86.

LAVENU, A. y CEMBRANO, J. 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in the fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*. Vol. **21**: 1669-1691.

LETELIER, F. 2016. Estructuración tectónica de los Andes del Sur (37°-46°S) al corto y largo plazo: análisis de información geológica, sismológica y geodética. Memoria para optar al de título de geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). Concepción.

LÓPEZ-ESCOBAR, L.; CEMBRANO, J. y MORENO, H. 1995. Geochemistry and Tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary Volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **22**, (2): 219-234.

MARRETT, R. Y ALLMENDINGER, R. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. **12**: 973-986.

McMILLAN, N.; HARMON, R.; MOORBATH, S.; LÓPEZ-ESCOBAR, L. y STRONG D. F. 1989. Crustal sources involved in continental arc magmatism: A case study of volcan Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Geology*. Vol. **17**: 1152-1156.

MELNICK, D.; ROSENAU, M.; FOLGUERA, A. y ECHTLER, H. 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37-39°S). *Geological Society of America*. Special Paper **407**: 73-95.

MORENO, H. y LARA, L. 2007. Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N°107: 27 pp. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

MORENO, H. Y NARANJO, J. A. 2006. Peligros del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental N° 9. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

MUNIZAGA, F.; HERVÉ, F.; DRAKE, R.; PANKHURST, J.; BROOK, M. y SNELLING, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal of South America Earth Sciences*. Vol. **1**, (3): 309-316.

NAKAMURA, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: Principle and proposal. *Journal of Volcanology Geotherm*. Vol. **2**, 1-16.

NIEMEYER, H. 1999. Geología estructural. Ril editores: 292 pp. Antofagasta.

PARADA, M.; MORENO, H. y LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1997. El basamento de los volcanes andinos entre los 39,5°S y 41,5°S: Evidencias isotópicas de la naturaleza refractaria de la corteza superior durante el volcanismo reciente. Congreso Geológico Chileno N°8. Resúmenes: 1439-1442. Antofagasta.

PÉREZ-FLORES, P.; CEMBRANO, J.; SÁNCHEZ-ALFARO, P.; VELOSO, E.; ARANCIBIA, G. y ROQUER, T. 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*. Vol. **680**: 192-210.

RAWSON, H.; NARANJO, J. A.; SMITH, V.C.; FONTIJN, K.; PYLE, D. M.; MATHER, T. A. y MORENO, H. 2015. The frequency and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **299**: 103-129.

RAWSON, H.; PYLE, D. M.; MATHER, T. A.; SMITH, V. C.; FONTIJN, K.; LACHOWYCZ, S.M. y NARANJO, J.A. 2016. The magmatic and eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: Insights from southern Chile. *The geological society of America*. Vol. **4**: 251-254.

RIEDEL, W. 1929. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentral blatt fuer Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*: 354-368. Stuttgart.

RITZ, J. F. 1994. Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of Structural Geology*. Vol. **16**: 737-741.

RODRÍGUEZ, C.; PÉREZ, Y.; MORENO, H.; CLAYTON, J.; ANTINAO, J. L.; DUHART, P. y MARTIN, M. 1999. Área de Panguipulli-Riñihue, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°10. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

ROSENAU, M. 2004. Tectonics of the Southern Andean intra-arc zone (38°-42°S). Ph.D. thesis. 154 pp. Freie University. Berlin.

ROSENAU, M.; MELNICK, D. y ECHTLER, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonophysics*. Vol. **25**, (TC4013): 1-16.

SÁNCHEZ-ALFARO, O.; PÉREZ-FLOREZ, P.; ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J. y REICH, M. 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe-Ofqui Fault System, Southern Andes. *International Geology Review*. Vol. **55**: 1384-1400.

SIELFELD, G.; CEMBRANO, J y LARA, L. 2016. Transtension driving volcano-edifice anatomy: Insights from Andean transverse-to-the-orogen tectonics domains. *Quaternary International*. (2016) 1-17.

SIELFELD, G., LANGE, D. y CEMBRANO, J. 2019. Intra-arc crustal seismicity: Seismo-tectonic implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Tectonics*.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. Amsterdam. Vol. **12**: 1-33.

TASSARA, A. y ECHAURREN, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*. Vol. **189**: 161-168.

TEYSSIER, C.; TIKOFF, B. y MARKLEY, M. 1995. Oblique plate motion and continental Tectonics. *Geology*. Vol. **23**: 447-450.

TIKOFF, B. y TEYSSIER, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*. Vol. **16**: 1575-1588.

YAMAJI, A. 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. **22**: 441-452.



ANEXO

Descripción de muestras de diques

Muestra	TIG01/1	
Coordenadas	5584546 N 249806 E 19H - WGS 84	
Localidad	Neltume	
Clasificación	Diabasa (Streckeisen, 1976)	
Color	Roca fresca: Negro grisáceo Roca alterada: Gris claro	
Textura	Afanítica, levemente porfídica	
Composición	(%)	Tamaño (mm)
Plagioclasa	90	0,2-1,0
Cuarzo	3	0,2-0,4
Anfíbol	7	0,1-0,5
Observaciones: Matriz 94% principalmente de plagioclasa, con un 6% de fenocristales. Leve mineralización de pirita (~1%). Presenta pequeñas vetillas rellenas de cuarzo y epidota.		



Muestra	T1K01/1	
Coordenadas	5600886 N 251004 E 19H – WGS 84	
Localidad	Río Cuacua	
Clasificación	Microtonalita de biotita (Streckeisen, 1976)	
Color	Roca fresca: Blanquecino Roca alterada: Gris claro	
Textura	Fanerítica de grano medio a fino	
Composición	(%)	Tamaño (mm)
Plagioclasa	72	0,2-2,0
Cuarzo	20	0,3-1,2
Biotita	8	0,2-1,5
Observaciones: Leve mineralización de piritita (<1%), tanto en el dique como en la roca caja.		

Muestra	T1K01/2	
Coordenadas	5600886 N 251004 E 19H – WGS 84	
Localidad	Río Cuacua	
Clasificación	Microdiorita (Streckeisen, 1976)	
Color	Roca fresca: Gris oscuro Roca alterada: Gris verdoso oscuro	
Textura	Fanerítica de grano fino	
Composición	(%)	Tamaño (mm)
Plagioclasa	58	0,2-0,5
Pirita	5	0,3-1,0
Anfíbol	37	0,1-0,4
Observaciones: Mineralización de pirita, levemente alterada a óxidos de Fe. Anfíboles moderadamente alterados a clorita.		

Muestra	T2Ñ02/1	
Coordenadas	5578906 N 259420 E 19H – WGS 84	
Localidad	Lago Pirehueico	
Clasificación	Microtonalita (Streckeisen, 1976)	
Color	Roca fresca: Pardo claro Roca alterada: Pardo oscuro	
Textura	Fanerítica de grano fino	
Composición	(%)	Tamaño (mm)
Plagioclasa	60	0,1-0,7
Cuarzo	30	0,2-3,0
Anfíbol	10	0,05-0,5
Observaciones: -		