

**RELACIÓN ENTRE LOS TENSORES DE DEFORMACIÓN CON EL
EMPLAZAMIENTO DE CUERPOS INTRUSIVOS MIOCENOS Y POST-MIOCENOS EN
LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI, CORDILLERA PRINCIPAL (39°35'S –
39°50'S), XIV REGIÓN DE LOS RÍOS, CHILE**

**MEMORIA ENTREGADA A LA UNIVERSIDAD MAYOR EN CUMPLIMIENTO DE LOS
REQUISITOS PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

MATÍAS ALBERTO VARGAS DEL CAMPO MONTAÑA

**PROFESOR GUÍA:
MATÍAS PEÑA GÓMEZ**

**PROFESOR CO-GUÍA:
ÍTALO PAYACÁN PAYACÁN**

**MIEMBRO DE LA COMISIÓN
MAURICIO CALDERÓN NETTLE**

**SANTIAGO DE CHILE
FEBRERO 2020**

RESUMEN DE MEMORIA PARA OPTAR A

TÍTULO DE: Geólogo

POR: Matías Alberto Vargas Del Campo Montaña

FECHA: 03/02/2020

PROFESOR GUÍA: Matías Peña Gómez

RELACIÓN ENTRE LOS TENSORES DE DEFORMACIÓN Y ACTIVIDAD DE LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI CON EL EMPLAZAMIENTO DE CUERPOS INTRUSIVOS MIOCENOS Y POSMIOCENOS EN LA CORDILLERA PRINCIPAL (39°35'S – 39°50'S), XIV REGIÓN DE LOS RÍOS, CHILE.

Comprender las relaciones entre emplazamiento de cuerpos intrusivos y la presencia de estructuras es fundamental para entender los mecanismos de transporte de magmas a través de la corteza, el cuál puede llegar a ser un factor fundamental en estudios de volcanismo, procesos metalogénicos y evolución de sistemas geotermales. Un estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en intrusivos, de edades desde el Cretácico al Mioceno, alrededor del límite norte de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), fue realizado con el fin de comprender las relaciones entre las distintas fábricas magmáticas y el historial cinemático de las estructuras. En base a este muestreo, y datos de terreno, se pudo sectorizar las distintas fábricas magmáticas y magnéticas al este y oeste de la ZFLO, así como se pudo reconocer la influencia de diferentes fallas de rumbo, relacionando estas fábricas a las diferentes estructuras alrededor de la ZFLO y su deformación asociada.

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui corresponde a un sistema de fallas de rumbo transpresivas con cinemática dextral de orientación NNE, el cual se extiende por poco más de 1000 km desde aproximadamente la localidad de Liquiñe en su porción norte (Región de Los Ríos), hasta aproximadamente el Istmo de Ofqui en su extremo sur (Región de Aysén).

La presente investigación conjetura que la estructura interna de los cuerpos plutónicos miocenos cercanos a la localidad de Liquiñe estarían estrechamente relacionados a patrones definidos por los tensores de deformación de la ZFLO, obteniendo como resultados que este sistema de fallas estaría deformando aquellos cuerpos intrusivos cretácicos y favorecería el emplazamiento de los cuerpos intrusivos miocenos y diques intrusivos post-miocenos.

Cortar cadenas y reafirmar lazos. Eso es.
Liberarse de lo inútil y echar raíces para crecer. Eso es.
Caminar errante por el mundo del vagonaje. Eso es.
Servir como se debe al resto. Eso es.
Crear en uno mismo. Eso es.
Sentir la vida como única. Eso es.
Sentirse feliz. Eso es.

A Rolando Montaña Carreño
Soñador

AGRADECIMIENTOS

Quisiera partir agradeciendo a mi familia, en particular a mi Mama Patricia y hermanos Camila y Andrés, por ese apoyo incondicional y cariño durante mi época universitaria, a mi abuela Titi y a mi madrina Vivi, por su apoyo tanto emocional como económico para que yo pudiera sacar adelante esta carrera.

Agradezco el apoyo financiero de los Fondos de desarrollo a la Publicación, FDP, "Rotaciones Liquiñe Ofqui" del profesor Matías Peña para la realización de la campaña de terreno asociado a mi trabajo de tesis.

A mi profesor guía Matías Peña, por su dedicación y esfuerzo en este proyecto y por saber llevarlo de la mejor manera, por su paciencia y disposición a estar presente cada vez que se le necesitaba y por su buena onda como profe que hace que el trabajo sea más ameno.

A mi comisión de titulación, Ítalo Payacán y Mauricio Calderón, por la dedicación en su tiempo de corrección, y su apoyo en consejos y comentarios para que este trabajo resultara de la mejor manera posible.

A la escuela de geología, por todo el aporte y dedicación en la formación profesional que me forjo durante estos años. A la profe Paula Larrondo, por encabezar de la mejor manera la escuela, por su apoyo no solo como docente, sino que por su profunda preocupación y dedicación hacia cada uno de nosotros como estudiantes y por siempre velar por que este gran proyecto de escuela de geología otorgue una educación integra y de calidad. A Daniela Maturana, por siempre tener la disposición y dedicación de escuchar nuestros problemas y ayudarnos a solucionar cada uno de estos, preocupándose siempre por nuestro bienestar. Al profesor Jorge Clavero, por estar siempre presente en nuestra formación académica y como profesional integro, por compartir siempre sus experiencias con nosotros y dedicar parte de sus enseñanzas a nuestro crecimiento personal, por creer fielmente en el proyecto de la escuela y dedicar todos sus esfuerzos en que este resultara.

Gracias a todos los cabros y cabras de la u, por todos los buenos momentos que pasamos juntos como compañeros y por todas esas historias que se generaron y quedaran para siempre en mi recuerdo. Gracias a la Mory dedicarle tiempo a ayudarme a corregir esta memoria y darme consejos para que este trabajo quedara siempre mejor. A Dante y Emilia, por ser parte fundamental de este trabajo al irnos juntos de terreno de memoria, por todas esas risas y buenos momentos que lograron que ese terreno resultara ser una experiencia muy bonita.

Y finalmente, gracias a esa familia de la vida que uno escoge, mis amigos y hermanos por elección, Mao, Pedro, Jechi, Chico y Harry, por estar siempre presentes en todo y ser parte fundamental de mi apoyo emocional.

SOLO USO ACADÉMICO

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1 Presentación del problema	1
1.2 Marco Teórico	3
1.2.1 Zonas de Fallas Transpresivas.....	3
1.2.2 Tipos de Foliaciones y Fábrica petrográfica de cuerpos intrusivos	5
1.2.3 Fábrica y propiedades magnéticas aplicadas al estudio de cuerpos intrusivos	9
1.3 Ubicación y acceso	12
1.4 Hipótesis	14
1.5 Objetivos	14
1.5.1 Objetivos específicos:	14
1.6 Metodología.....	15
1.6.1 Pre-Terreno:.....	15
1.6.2 Terreno:	16
1.6.3 Post-Terreno:.....	17
2. Antecedentes	19
2.1 Geología Regional.....	19
2.2 Marco Geológico.....	24
2.2.1 Estratigrafía	25
2.2.2 Unidades no Estratificadas.....	33
2.2.3 Depósitos.....	34
2.2.4 Geología Estructural en la Cordillera Principal entre los 39° S y 40° S	35
3. Resultados	39
3.1 Resultados Litológicos.....	41
3.1.1 Rocas Metamórficas	41
3.1.2 Cuerpos Intrusivos Mayores.....	43
3.1.3 Cuerpos Intrusivos Menores	49
3.1.3.1 Geometría, distribución y fábrica de los diques.....	49
3.2 Resultados Estructurales	53
3.2.1 Falla Reigolil Pirihueico.....	54
3.2.2 Falla Liquiñe Ofqui	56

3.2.3 Falla Panguipulli Neltume	58
3.3 Resultados fábrica petrográfica de los Intrusivos	60
3.3.1 Foliación de los cuerpos intrusivos	60
3.4 Resultados Fábrica Magnética para cuerpos intrusivos cercanos a la ZFLO.	64
3.4.1 Susceptibilidad Magnética	64
3.4.2 Parámetros escalares: Geometría del tensor de anisotropía.	65
3.4.3 Orientación de la fábrica Magnética	66
4. Discusiones	69
4.1 Distribución cuerpos intrusivos mayores y Forma de los Diques	69
4.2 Relaciones entre las Estructuras y definición de sus geometrías.	71
4.3 Relación ASM – Rumbo Diques – Foliación y texturas Intrusivos Mayores.....	73
4.3 Relación ASM – Estructuras e Intrusivos - Estructuras	78
5. Conclusiones	81
6. Referencias.....	85
7. Anexos.....	90

Índice de Figuras

Fig. 1. Representación esquemática de una zona de falla transpresiva.	4
Fig. 2. Esquema del grado de acoplamiento de la foliación del intrusivo respecto a la roca huésped y/o la cámara magmática durante la formación de la fábrica.....	8
Fig. 3. Esquemización del proceso de elongación de los cristales según la dirección de flujo magmático en un dique	9
Fig. 4 Variaciones en la forma del elipsoide y sus representaciones en las redes estereográficas.	11
Fig. 5. Mapa de ubicación y acceso a zona de estudio.	13
Fig. 6. Esquemización del proceso de orientación del testigo en terreno	17
Fig. 7. Diferentes segmentos de la zona volcánica, de los Andes. Disposición de los lineamientos de la ZFLO.....	21
Fig. 8. Distribución de estructuras NW al norte y final de la ZFLO.....	22

Fig. 9. Relación entre la disposición de los centros volcánicos a lo largo de la ZFLO y la proporción de SiO ₂ presente en sus productos volcánicos.....	23
Fig. 10. Mapa Geológico del área de estudio.....	24
Fig. 11. Clases de estructuras y extensión de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui.....	37
Fig. 12. Distribución y extensión de la Zona de Falla Gastre.	38
Fig. 13. Mapa esquemático del área de estudio y sus estructuras.	39
Fig. 14. Simbología y Leyenda correspondiente a mapa esquemático del área de estudio y sus estructuras.	40
Fig. 15. Milonitas del Complejo Metamórfico Liquiñe adyacentes a Zona de Falla Liquiñe Ofqui en zona este.....	42
Fig. 16. Fotomicrografía (100 um) correspondiente a rocas de los cuerpos intrusivos de las Tonalitas Pirihueico Neltume	44
Fig. 17. Fotomicrografías (100 um) correspondiente a cuerpos intrusivos de los Granitoides Paimún.....	46
Fig. 18. Fotomicrografías (100um) correspondiente a los Intrusivos Miocenos.....	48
Fig. 19. Fotomicrografía (100um) correspondientes a los tipos de diques presentes en el área	51
Fig. 20. Orientación y geometría de los cuerpos tabulares (diques) máficos presentes.....	52
Fig. 21. Sección esquemática del área.....	53
Fig. 22. Caracterización zona de falla correspondiente a Falla Reigolil Pirihueico.	55
Fig. 23. Orientaciones de planos de falla y fracturas e indicadores cinemáticos para la traza de falla Liquiñe Ofqui encontrados en rocas miloníticas.	57
Fig. 24. Caracterización estructural para la zona de falla correspondiente a la Falla Panguipulli Neltume.....	59
Fig. 25. Foliaciones Minerales en intrusivos pertenecientes a las Tonalitas Pirihueico Neltume (A, B y C) y al Granito Liquiñe (D y E).....	61
Fig. 26. Foliaciones minerales presentes en rocas de los Granitoides Paimún (A, B y E) y en zonas miloníticas (C y D).	63
Fig. 27. Parámetros escalares de la fábrica magnética de los cuerpos intrusivos.	66
Fig. 28. Tabla de Proyecciones de tensores de ASM en cuerpos intrusivos.....	68
Fig. 29. Representación sigmoidal de los diques máficos.	70

Fig. 30. Relaciones estructurales y sus geometrías.....	72
Fig. 31. Relaciones espaciales de los datos de ASM, Rumbo de los diques y Foliación de los Intrusivos representados en redes estereográficas.	77
Fig. 32. Relaciones espaciales de los datos de ASM, Orientación de las Fracturas y Planos de Falla representados en redes estereográficas.	79
Fig. 33. Relaciones espaciales de los datos de Estructuras, Rumbo de los diques y Foliación de los Intrusivos mayores, representados en redes estereográficas.	80
Fig. 34. Modelo evolutivo de la deformación de los cuerpos intrusivos desde el cretácico al eoceno y su relación con las estructuras de fallas presentes.	83
Fig. 35. Modelo evolutivo de la deformación de los cuerpos intrusivos desde el mioceno al pos-mioceno y su relación con las estructuras de fallas presentes.	84

Índice de Tablas

Tabla 1. Tabla de estructura y sus orientaciones.....	90
Tabla 2. Tabla de datos espaciales de los diques presentes en el área	92
Tabla 3. Parámetros medidos para análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS).....	93

1. Introducción

1.1 Presentación del problema

El margen occidental Sudamericano corresponde a un margen convergente activo, caracterizado por la subducción de litosfera oceánica, correspondiente a la placa de Nazca, bajo la corteza continental propia de la placa Sudamericana. Una de las principales características de este fenómeno es la latente actividad sísmica y volcánica presente a lo largo de su rumbo, así como también los procesos de deformación y fallamiento de la corteza que constituyen aspectos principales en los procesos de formación de la Cordillera de los Andes. El arco volcánico andino se encuentra configurado por correlaciones entre el emplazamiento de cuerpos intrusivos, naturaleza geoquímica de magmas, sismicidad cortical, estilos estructurales y eventos eruptivos (Cembrano et al., 1996) que dan marcha al desarrollo y evolución del arco volcánico. Estos factores se encuentran relacionados, areal y temporalmente, siendo aún materia de discusión la causa de estas correlaciones y el mecanismo físico que la controlan (Cembrano et al., 1996; Cembrano et al., 2000; Rosenau et al., 2006;).

Estudios enfocados en descifrar los procesos que dan origen a estas correlaciones han sido realizados con diversos enfoques, ya sea cinemáticos, petrográficos o magnéticos, o una combinación de estos. Una de las maneras de entender la influencia de factores tectónicos en arcos magmáticos activos es observando los remanentes de arcos magmáticos, como intrusivos. Un ejemplo de estos son los observados en estudios de cuerpos granitoides en el Granito Pombal en Paraíba, Brasil, que busca determinar la relación entre el desarrollo de fábricas magmáticas con el desarrollo de estructuras con deslizamiento de rumbo, utilizando la observación de los patrones de fábrica magnética a través de métodos de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) (Archanjo et al., 1994 y Archanjo et al., 1995) quienes proponen que respecto a las direcciones de anisotropía, la correlación encontrada entre la forma de la fábrica de la biotita y los ejes magnéticos sería una justificación, de manera indirecta, para equiparar las fábricas magnética y magmática.

Lavenu y Cembrano (1999) relacionan patrones cinemáticos en zonas de fallas transpresivas tomando como uno de los casos de estudio la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO), llegando a la conclusión que la ZFLO registraría al menos dos episodios de deformación frágil caracterizado por fallas y / o micro fallas debido al desarrollo de cizalle discontinuo.

Estudios más recientes como Archanjo et al. (2009), que estudian la fábrica magnética de granitos alcalinos en el Estado de Ceará al noreste de Brasil, determinan que la orientación preferencial de agregados máficos medidos en afloramientos de granito mostrarían la preservación de una foliación magmática, evidenciado a su vez con los patrones de ASM en los cuales las foliaciones magnéticas muestran una orientación común con los agregados máficos, y de manera local determinan patrones de ASM asociados a una fábrica oblata subhorizontal concordante con modelos tectónicos.

Pratheesh et al. (2013) relacionan la fábrica magnética de diques con la caracterización del emplazamiento de magmas y evolución tectónica en la Zona de Cizalle Moyar (MSZ), Sur de la India. Mediante ASM determinan que la fábrica magnética de los diques máficos indican un emplazamiento sucesivo y una dirección de flujo de magma variable, en donde las lineaciones magnéticas y las foliaciones de los diques son idénticas a la fábrica mesoscópica de milonitas adyacentes a la MSZ, indicando un emplazamiento controlado por la zona de cizalle. Investigaciones muy similares a la anterior pretenden relacionar el emplazamiento de diques a procesos de deformación atribuidos a zonas de cizalle como Clemente et al. (2007), Creixell et al. (2009), Martínez-Poza et al. (2014), y Martínez-Poza y Druguet (2016).

Tomando en cuenta lo anterior, los Andes del Sur de Chile consisten en un laboratorio natural para el análisis de estas correlaciones, siendo su gran actividad volcánica y su tectónica activa, una zona notable para el estudio de estas correlaciones. En este sentido, la cadena volcánica Villarrica-Quetripillán-Lanín, ofrece una oportunidad local de estudiar factores tectónicos a escala regional y las interacciones naturales existentes entre ellas.

En esta zona en específico, se presenta sismicidad activa y actividad volcánica en la cadena Villarrica-Quetrupillán-Lanín, asociada espacialmente a la presencia de estructuras de tendencia NO como lo son la Zona de Falla Mocha-Villarrica (MVFZ) (Melnick et al., 2003) que difieren del contexto estructural regional dominado por un sistema de fallas de tendencia NNE con cinemática transpresiva dextral conocido como la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Cembrano, Hervé, 1993; Cembrano et al., 1996). Esta última en la cual la mayoría de los volcanes de la Zona Volcánica Sur (ZVS) parecieran estar organizados. El área corresponde al límite septentrional de la ZFLO, y el volcán Villarrica en particular se caracteriza por ser uno de los volcanes con mayor actividad de los Andes.

En el presente estudio se analiza la relación existente entre los procesos de deformación de la zona norte de la ZFLO, con el emplazamiento (forma, distribución y textura) y fábrica de los intrusivos menores (diques) y cuerpos intrusivos mayores, contemplando su relación espacial y temporal, busca la integrar estos datos para establecer una interdependencia a través de métodos de análisis estructural, petrográficos y magnéticos o petromagnéticos de los intrusivos.

1.2 Marco Teórico

1.2.1 Zonas de Fallas Transpresivas

El concepto de transpresión alude a la combinación de una deformación dominante con desplazamiento de rumbo y una subsecuente componente de compresión, el cual es capaz de causar esfuerzo y levantamiento dentro o adyacente a la zona de falla (Figura 1 a) (Dewey et al., 1998; Van der Pluijm, Marshak, 2004).

Característicamente, asociado a las zonas de falla, se encuentran rocas de falla tales como cataclasitas y milonitas, las cuales se distribuyen en una elongación similar a la traza de la falla (Van der Pluijm, Marshak, 2004) las cuales se desarrollan dentro de la zona de daño de una falla denotando a esta no solo como una línea, sino más bien como una geometría tridimensional.

Las estructuras que se forman producto de una cinemática transpresiva tienen directa relación con la cantidad de acortamiento que se genera en la zona producto de la componente de compresión, es decir, las dimensiones de estas estructuras dependen del aumento progresivo de acortamiento que se genera transversal a la zona de falla (Woodcock, Fisher, 1986; Richard et al., 1995). Este proceso a su vez es posible de inferir mediante la observación del relieve generado consecuente a una zona transpresiva el cual resulta en alzamientos de decenas a cientos de metros (de ser una deformación relativamente pequeña). Si la deformación perdura durante una cantidad de tiempo considerable, a escala de millones de años, el relieve será dominado por el desarrollo de cordilleras de tamaño significativo adyacentes a la zona falla (Van der Pluijm, Marshak, 2004). Las estructuras de falla que contienen los sistemas transpresivos corresponden a fallas con geometría cóncava que se fusionan en profundidad en un solo plano principal casi vertical, asemejando su morfología en superficie a una "flor", que para el caso de una cinemática transpresiva se desarrollan como una estructura tipo flor positiva (Figura 1 b), caracterizadas por su componente de esfuerzo o compresión (fallamiento inverso) (Dewey et al., 1998; Van der Pluijm, Marshak, 2004).

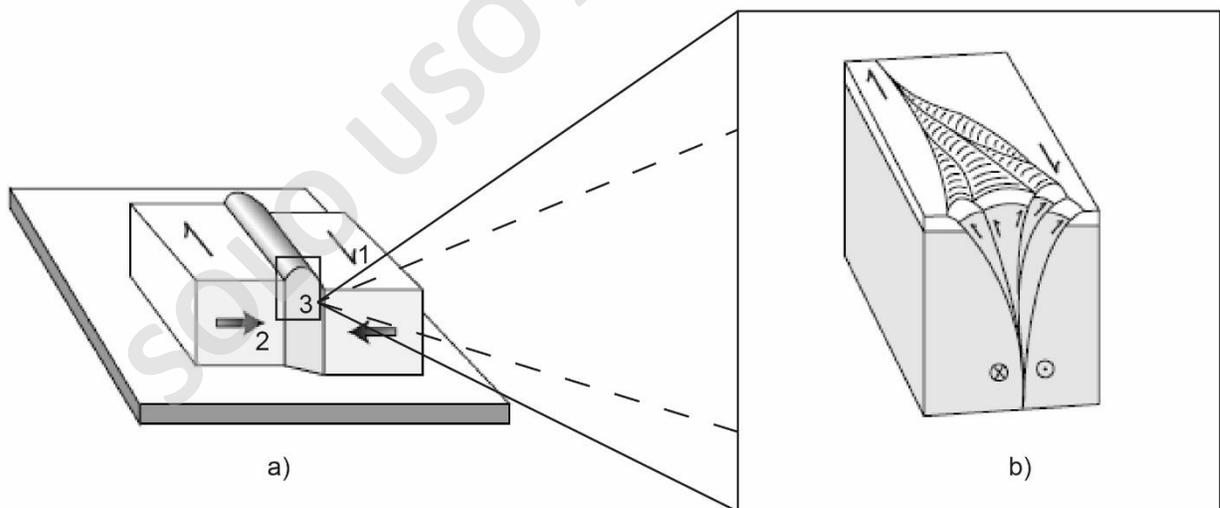


Fig. 1. Representación esquemática de una zona de falla transpresiva; a) 1. Cinemática dextral, 2. Componente de compresión, 3. Acortamiento y alzamiento de la corteza; b) Estructura tipo flor positiva producto del fallamiento inverso (modificado de Van der Pluijm, Marshak, 2004).

1.2.2 Tipos de Foliaciones y Fábrica petrográfica de cuerpos intrusivos

El estudio de la estructura interna de cuerpos intrusivos resulta fundamental al momento de generar una caracterización de los procesos que pudieron haber dado origen al ascenso, evolución y emplazamiento de fluidos magmáticos y sus procesos de cristalización, siendo primordial en esta tarea la identificación de sus variables texturales, composición mineralógica, distribución y orientación de los granos, relaciones de contacto interna y con la roca de caja, como también la insipiente presencia de estructuras.

Es por lo anterior que el estudio de la estructura interna que comprende a un cuerpo intrusivo resulta útil para percibir posibles eventos de diferenciación magmática, identificación de pulsos con distinta temporalidad, procesos de contaminación cortical o asimilación de otros posibles fluidos magmáticos y posibles eventos de cizalle de origen magmático que pudieran indicar direcciones de flujos en el desarrollo y evolución del cuerpo. Sin embargo, el desarrollo evolutivo de un reservorio magmático suele estar en contacto con parámetros físicos que logran modificar parcial o totalmente los eventos mencionados anteriormente, provocando que la determinación de la fábrica petrográfica (orientación preferencial de los granos) exprese un desarrollo poco definido, como la ocurrencia de esfuerzos tectónicos provocadores de eventos de deformación dúctil y frágil en una roca, y por ende capaces de intervenir en los procesos internos que dan origen a un cuerpo intrusivo.

Paterson et al. (1989) sugieren una continua relación entre los procesos de flujo magmático durante su emplazamiento y procesos de estado sólido que parecieran ser los principales precursores del desarrollo de foliaciones en granitoides. Estas relaciones las describen según la posible o no interacción de cuatro comportamientos generales correspondientes a: (1) flujo magmático: el cuál corresponde a un comportamiento de la fábrica similar a la suspensión del flujo; (2) flujo submagmático: correspondiente a un flujo con menos de la cantidad crítica de masa fundida para el comportamiento similar a la suspensión; (3) flujo de estado sólido a alta temperatura: el cual se atribuye a deformación plástica subsolidus; y (4) flujo de estado sólido de baja temperatura (hipersolidus). Presentando evidencias micro y mesoestructurales tanto para flujos

magmáticos como en estado sólido, criterios de superimposición de flujo de estado sólido en flujo magmático, transición de flujo magmático a estado sólido y emplazamiento durante deformación regional.

Según las evidencias para reconocer una posible estructura interna o fábrica de los granitoides Paterson et al. (1989) proponen que: 1) Se favorece un origen magmático para las foliaciones definidas por la alineación de minerales ígneos, primarios principalmente (feldespato-K o plagioclasa, y biotita y hornblenda en caso de ocurrir como granos alineados e independientes), comúnmente euhedrales, que no muestran evidencia de deformación plástica o recristalización, característicamente donde la foliación es paralela a los contactos de plutón internos o externos, cristales alineados rodeados de granos de cuarzo anhedral no deformados o agregados de cuarzo anhedral no alineados, imbricación o 'embaldosado' de cristales, y alineaciones preferenciales en enclaves microgranitoides elongados; 2) Se favorece un origen en estado sólido si los minerales muestran evidencia microscópica de deformación plástica como extinción ondulosa y kinking en feldespatos y micas, recristalización en agregados de grano más fino de cuarzo, feldespatos o micas, reducción del tamaño de grano y elongación de estos agregados de granos finos, fracturamiento de feldespato y hornblenda, sufren boudinage, típicamente con fracturas de cuarzo recristalizado y mica, ortoclasa usualmente se invierte a microclina, la foliación pasa comúnmente a través de enclaves, plegamiento de vetillas aplíticas, desarrollo de zonas miloníticas, y desarrollo de planos S-C; 3) una transición de 1) a 2) estaría evidenciado por la presencia de minerales magmáticos tardíos en posiciones de sombras de presión y por el desplazamiento de los límites de grano y reducción de estos por rotación acompañados de la posible presencia de mirmequita; 4) Las fábricas sintectónicas son favorecidas cuando las foliaciones de estado sólido magmáticas y de alta temperatura son subparalelas y continuas con foliaciones desarrolladas regionalmente hacia las paredes del plutón, y los porfiroblastos de origen sincinemático, correspondientes a minerales ígneos, tienen la misma edad que los minerales metamórficos asociados al cizalle regional, es decir, la orientación de la foliación en el granitoide se comporta independientemente de los límites del plutón y mantiene un rumbo paralelo al rumbo de la foliación regional en la pared de la roca (Corti et al., 2005). De esta misma forma, una

foliación estrictamente tectónica, sería aquella definida por minerales metamórficos, dispuesta en altos ángulos respecto al contacto del plutón con la pared de la roca y continua al cizalle regional, sin lineaciones de minerales ígneos.

En complemento a lo anterior, Paterson et al. (1998) sugieren una posible interpretación de los procesos de origen de la fábrica en cuerpos intrusivos granitoides a través de la relación de acoplamiento de la foliación del intrusivo respecto a la roca huésped y/o la cámara magmática durante la formación de la fábrica (Fig. 2), en donde se propone que si los patrones estructurales son completamente discontinuos, indicaría un alto grado de desacoplamiento, probablemente resultando de procesos internos de la cámara magmática, por el contrario, si las estructuras magmáticas son continuas con estructuras de la roca caja, involucra entonces un alto grado de acoplamiento y por consiguiente una estructura interna causada por la deformación regional.

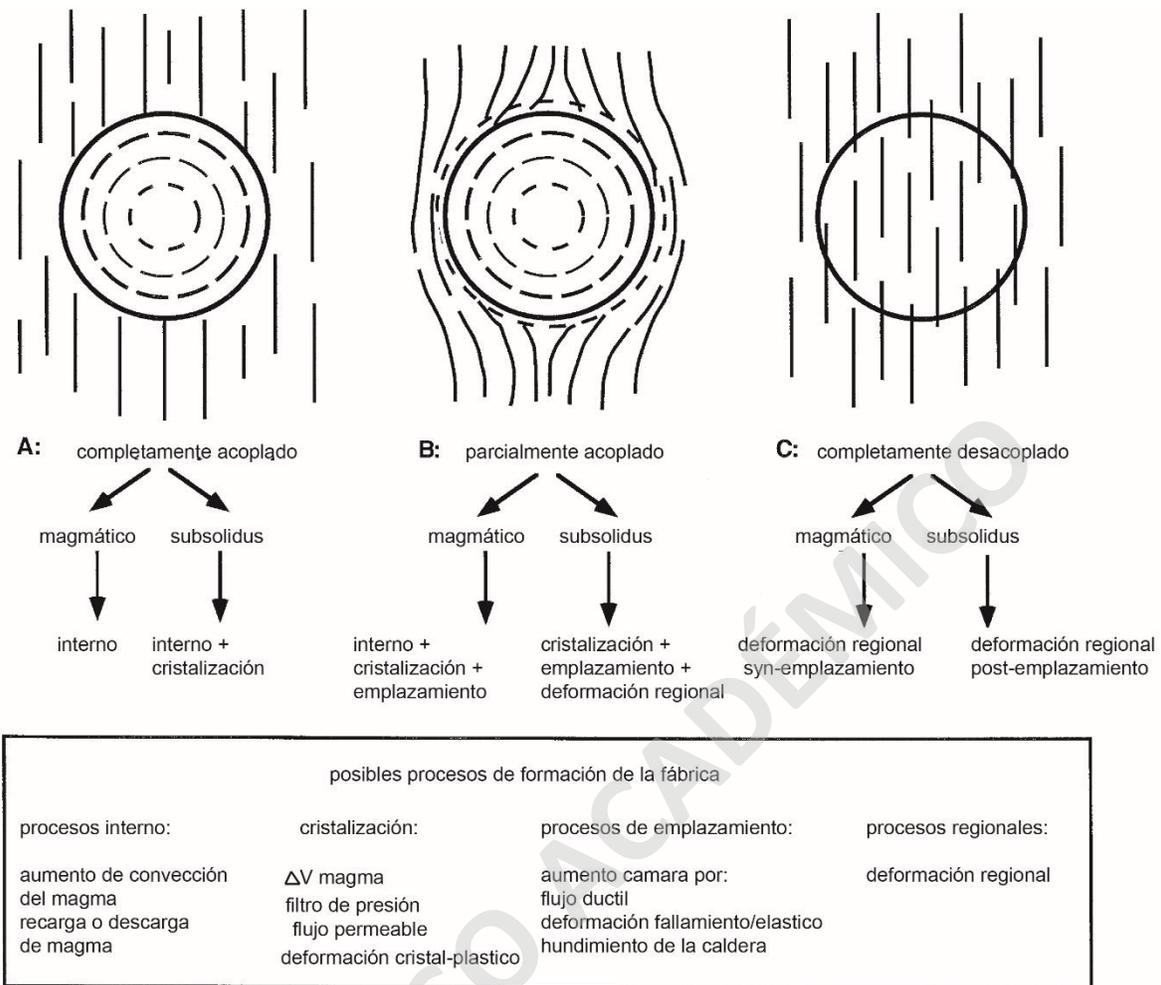


Fig. 2. Esquema del grado de acoplamiento de la foliación del intrusivo respecto a la roca huésped y/o la cámara magmática durante la formación de la fábrica. Los esquemas muestran cámaras magmáticas circulares y una simplificación de los patrones estructurales (modificado de Paterson et al., 1998).

En el caso de referirse a la estructura interna de cuerpos intrusivos tipo filones o manto, el ordenamiento de los cristales dentro del dique se expresa dominado por la dirección del flujo de magma respecto a los márgenes del dique (Fig. 3), es decir, mientras el magma fluye en el dique, las partículas alargadas se imbrican contra los márgenes enfriados (Tauxe, 2003).

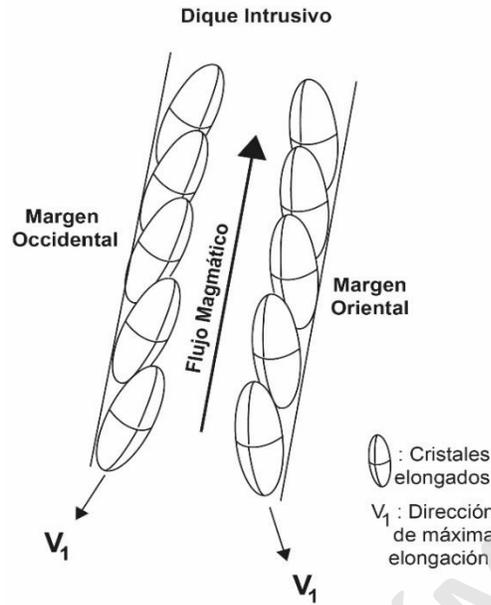


Fig. 3. Esquemización del proceso de elongación de los cristales según la dirección de flujo magmático en un dique (modificado de Tauxe, 2003).

1.2.3 Fábrica y propiedades magnéticas aplicadas al estudio de cuerpos intrusivos

La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética o ASM es un método utilizado para identificar la fábrica magnética de rocas en las cuales la susceptibilidad magnética es función de un campo magnético aplicado (Butler, 1992).

El tensor de susceptibilidad magnética es definido por la relación lineal existente entre el vector de un campo magnético aplicado H y el vector de una magnetización inducida M . Las componentes de M están determinadas por los ejes k_1 , k_2 y k_3 en un dado sistema de coordenadas, y en donde k corresponde al coeficiente de susceptibilidad, conocido como un tensor llamado anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) (Hrouda, 1982; Tauxe, 2003). Dicha relación se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$M_1 = k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3$$

$$M_2 = k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3$$

$$M_3 = k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3$$

La representación gráfica de la ecuación se expresa mediante una figura geométrica, que para el caso de la susceptibilidad estaría dada por un elipsoide (Tauxe, 2003). Los tensores de AMS para esta figura (Fig.4), representarían los ejes, perpendiculares entre sí, del elipsoide para cada muestra, en la cual el largo de cada eje estaría determinado por los valores de la susceptibilidad magnética en cada dirección, k_1 =máximo, k_2 =intermedio y k_3 =mínimo (k_{max} , k_{int} y k_{min}). Entonces, la forma del elipsoide estaría dada por: si $k_{max} = k_{int} = k_{min}$, el elipsoide es esférico, si $k_{max} \approx k_{int}$, pero $k_{int} > k_{min}$, el elipsoide es oblato (aplanado), si $k_{max} > k_{int}$, pero $k_{int} \approx k_{min}$, el elipsoide es prolato (forma de cigarrillo), y si $k_{max} > k_{int} > k_{min}$, el elipsoide es triaxial (Butler, 1992) (Fig.4). A su vez, la forma del elipsoide puede ser establecida mediante parámetros escalares los cuales definirán la geometría del tensor, es decir, si es esférico, oblato, prolato o triaxial, estos parámetros están dados por los factores correspondientes a: parámetro de forma "T", foliación magnética "F", lineación magnética "L" y grado de anisotropía. El grado de anisotropía corresponde a un factor determinante de la excentricidad del elipsoide, lo cual está directamente ligado a la magnitud de orientación de los minerales magnéticos en la muestra, mientras que el parámetro de forma determina los casos en que el elipsoide tiene forma prolata ($T < 0$) u oblata ($T > 0$) (Tauxe 2008). Comúnmente más de un 5% de ASM es apreciable a escala macroscópica y valores mayores al 10% suelen ser poco visibles (Butler, 1992). Sin embargo, los valores de ASM de porcentajes bajos son fáciles de medir.

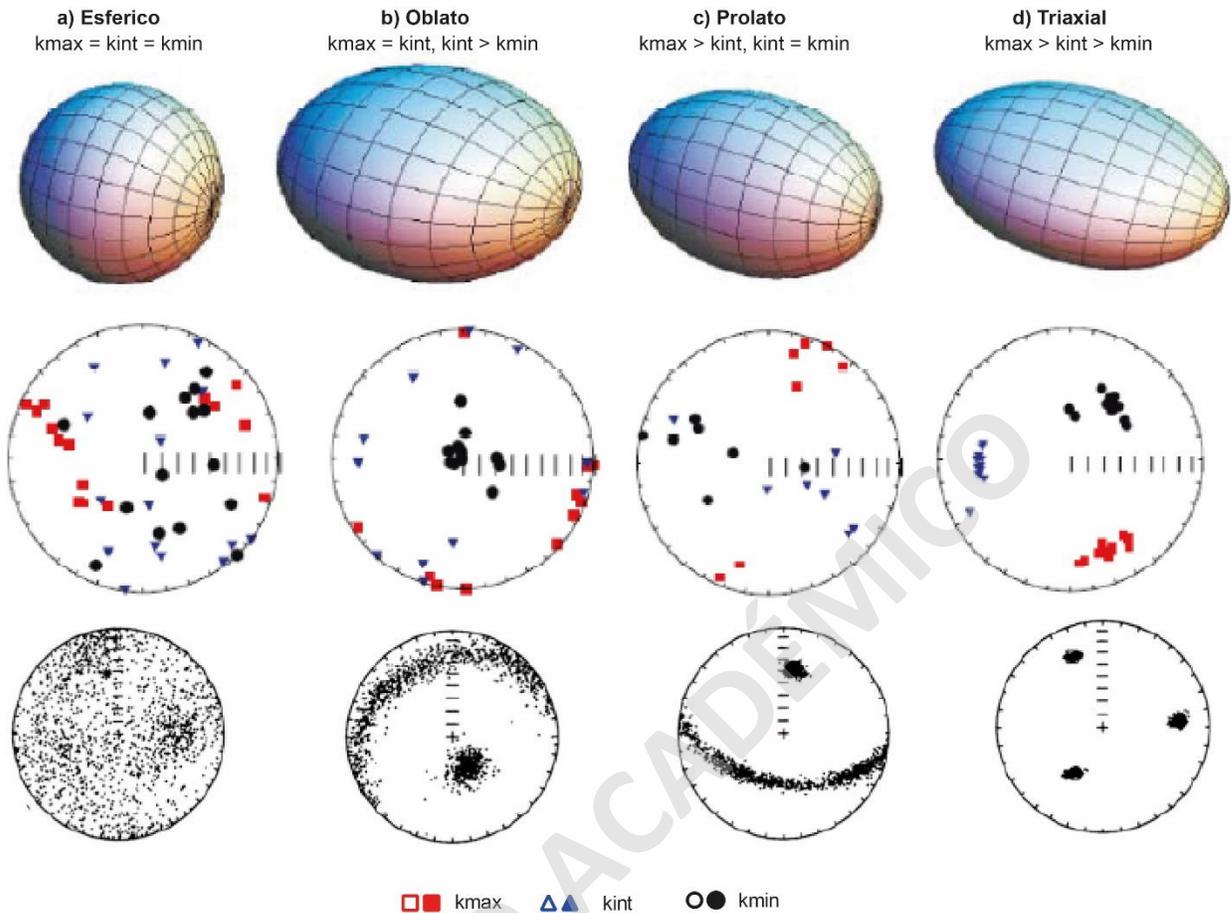


Fig. 4 Variaciones en la forma del elipsoide y sus representaciones en las redes estereográficas. Modificado de Tauxe (2008).

Mediante la utilización de este método es posible determinar las propiedades magnéticas que constituyen un cuerpo ígneo, de esta forma se posiciona como una eficaz técnica para la determinación de la fábrica petrográfica (orientación preferencial de los granos) a través de la interpretación de los valores arrojados por los tensores, siendo la foliación principal representada por el tensor k_{max} , pudiendo así establecer una posible dirección y sentido a la foliación, esto debido a que la fábrica magnética y la petrográfica suelen ser similares y en pocas situaciones presentar diferencias, siendo considerado una técnica más rápida que el método tradicional (Bouchez, 1997), este último el cual incluye la observación a escala de afloramiento y a través de observaciones a escala de microscopio mediante la utilización de cortes transparentes.

Es por lo anterior, que el ASM en rocas intrusivas se encuentra directamente relacionado a la forma de los cristales que contribuyen en la susceptibilidad, lo cual se denomina anisotropía de forma, a la distribución de los cristales, denominada anisotropía de distribución, y a su grado de orientación (Bouchez, 1997), es decir, que la información extraída a partir del método de ASM nos proporciona una primera aproximación a lo que sería la estructura interna de un cuerpo intrusivo.

Es común, que en cuerpos ígneos intrusivos con susceptibilidad magnética promedio “ k_m ” o “ k_{bulk} ” superior a $500 \times 10e (-6)$ SI (0.0005 SI), correspondiente a la media de la sumatoria de los valores de susceptibilidad magnética principal para cada muestra de un sitio en específico, sean considerados como ferromagnéticas (Bouchez, 1997). Estas dominadas por la presencia de magnetita, teniendo conocimiento de que este mineral tiene lugar en etapas tardías de cristalización para rocas ígneas, la orientación de la magnetita estaría controlada por la disposición de minerales ya cristalizados, consecuentemente pudiendo determinar su fábrica.

1.3 Ubicación y acceso

El área de estudio se ubica en la XIV Región de Los Ríos, limitando al este con Argentina, en la provincia de Valdivia, y entre las comunas de Pucón y Panguipulli, aproximadamente a 13 km al SE de la localidad de Pucón y unos 150 km al NE de la ciudad de Valdivia. El acceso a esta zona se logra por la Ruta 5 Sur desde Santiago, donde posteriormente se debe tomar el acceso a ruta internacional 199 al SE, en dirección a Villarrica. Una vez que se llega a la localidad anteriormente mencionada, se continúa por la ruta 201 con dirección hacia Panguipulli hasta llegar a la localidad de Liquiñe (Fig. 5).

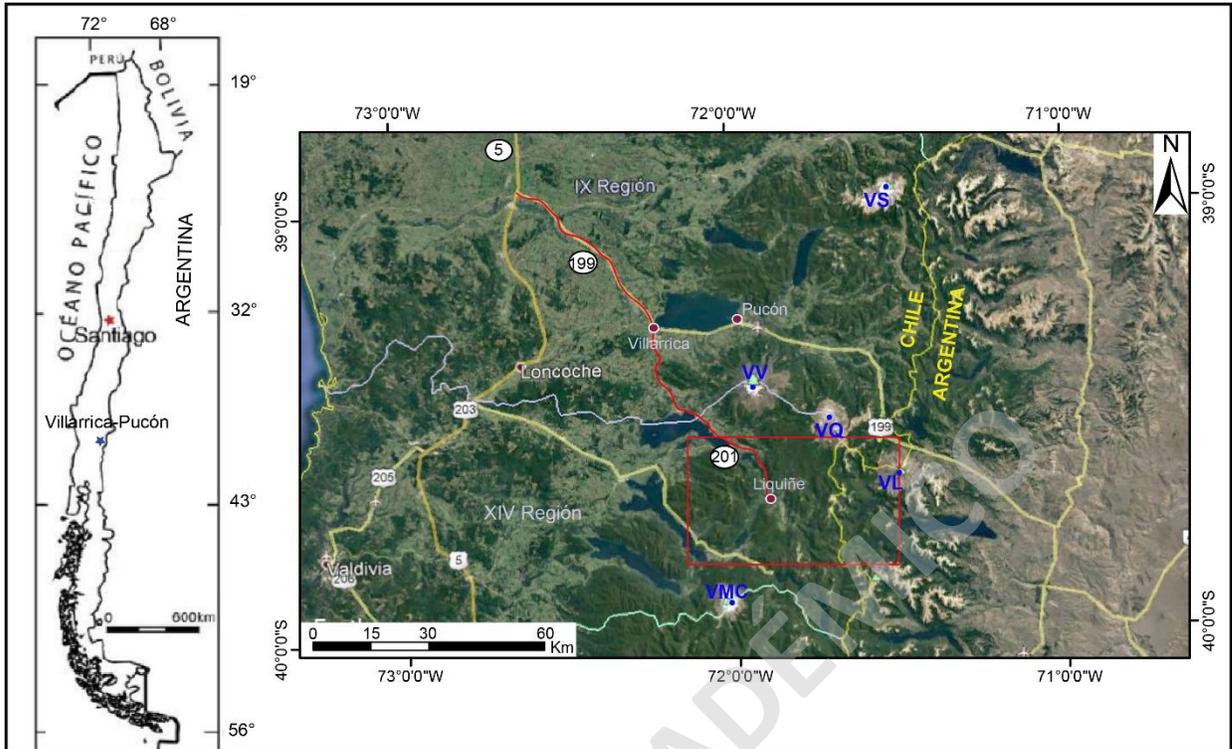


Fig. 5. Mapa de ubicación y acceso a zona de estudio. Polígono rojo representa la zona de estudio. VS: Volcán Sollipulli, VV: Volcán Villarrica, VQ: Volcán Quetrupillán, VL: Volcán Lanín y VMC: Volcán Mocho Choshuenco. Imagen extraída y modificada de Software Google Earth.

1.4 Hipótesis

Se hipotetiza entonces, que el desarrollo de la estructura interna o fábrica de los cuerpos intrusivos miocenos alrededor de la localidad de Liquiñe estaría estrictamente relacionada a los patrones definidos por los tensores de deformación en la zona norte de la ZFLO.

1.5 Objetivos

Entender los orígenes de los procesos de deformación alrededor de la ZFLO, específicamente al sur de la cadena Villarrica-Quetrupillán-Lanín cómo estos se relacionan con la tendencia de las estructuras presentes, el desarrollo de cuerpos intrusivos y el transporte de magmas.

1.5.1 Objetivos específicos:

1. Identificar la fábrica petrográfica de los intrusivos.
2. Caracterizar los estilos estructurales de la zona en relación con las categorías de estructuras presentes y la relación temporal entre estas mismas.
3. Determinar la fábrica magnética de los cuerpos intrusivos y la mineralogía asociada.
4. Proponer la relación entre los datos de ASM para los cuerpos intrusivos, tanto en diques como cuerpos mayores y los distintos lineamientos estructurales aledaños.
5. Comprender la relación entre el contexto estructural, la orientación de la fábrica magnética de los cuerpos intrusivos, el emplazamiento (geometría, textura, relación temporal) y distribución de estos mismos, y el contexto geotectónico regional.

1.6 Metodología

Con el fin de lograr los objetivos previamente planteados, se estiman los siguientes métodos a tratar:

1.- Recopilación y estudio de datos mediante método de ASM tanto bibliográficos como datos obtenidos en terreno. Esta metodología apunta a la resolución de los objetivos específicos 1, 3 y 4.

2.- Categorizar las estructuras presentes en la zona, así como también definir la temporalidad existente entre ellas. Esta metodología apunta a la resolución de los objetivos específicos 2, 4 y 5.

3.- Integrar los análisis de los datos obtenidos a partir de los métodos 1 y 2, y generar un modelo estructural que incluya la relación entre los datos de ASM, con el emplazamiento y distribución de cuerpos intrusivos y los procesos de deformación ocurridos en el área. Esta metodología apunta a la resolución del objetivo específico 5.

Los procesos necesarios para la realización de las metodologías corresponden a:

1.6.1 Pre-Terreno:

En esta primera etapa es indispensable una sintetización de la Geología y estructuras ya definidas en el área, para esto se integra la información correspondiente a 3 cartas de Geología básica, a escala 1:100.000, que permitan la definición de dominios estructurales presentes. Obteniendo, de ser posible, una propuesta de localidades a perforar para un futuro trabajo de terreno, basando esta actividad principalmente en la litología de las rocas presentes, cuidando de que pertenezcan a zonas no afectadas por procesos de posible alteración, procurando una buena integridad de la roca. Complementando la actividad anterior, se realiza una fotointerpretación del área a través de la observación de imágenes satelitales a escala 1:25.000, utilizando imágenes tipo Sentinel 2B, del 28 de febrero de 2018, con resolución de 10 metros, estableciendo una relación espacial entre la presencia de estructuras y la disposición de unidades intrusivas.

1.6.2 Terreno:

Para esta siguiente etapa, se dispondrá de alrededor de 5 días, donde se presume realizar una caracterización estructural en terreno a escala 1:20.000 a modo de complementar los datos generados en terreno, la fotointerpretación y con los recopilados de trabajos anteriores.

Sumado a lo anterior, la campaña de terreno comprende la clasificación de las unidades de roca a muestra de mano y la obtención de muestras para la realización de cortes transparentes y la identificación de la fábrica a escala de microscopio de las unidades presentes en la zona, obtención de las muestras las cuales comprende un total de 20 muestras para 21 cortes transparentes realizados en rocas principalmente intrusivas y en menor cantidad metamórficas.

Se procede a un análisis de las rocas presentes en la zona, en busca de rocas de buena calidad para la definición de los sitios a muestrear, sitios los cuales se van marcando y registrando las zonas a perforar, con el fin de obtener las señales magnéticas de las secuencias de rocas presentes, de los cuales, mediante la obtención de alrededor de 5 muestras utilizando una perforadora manual y orientados in situ según su inclinación y azimut magnético con un compás, apropiables a un área relativamente homogénea, se definirá cada sitio, obteniendo un total de 13 sitios y alrededor de 65 cilindros, posteriormente, se definirán las localidades asociadas a diferentes procesos de deformación. Posterior a la perforación, y de forma inmediata, se realiza el etiquetado y empaquetado del testigo, este llevara una línea tipo flecha que represente la orientación del testigo en el momento que fue sacada la muestra (Fig. 6), al lado de esta línea se escribirá un código que incluya el año, el código de la campaña, el número del sitio y el número del testigo dentro del sitio.

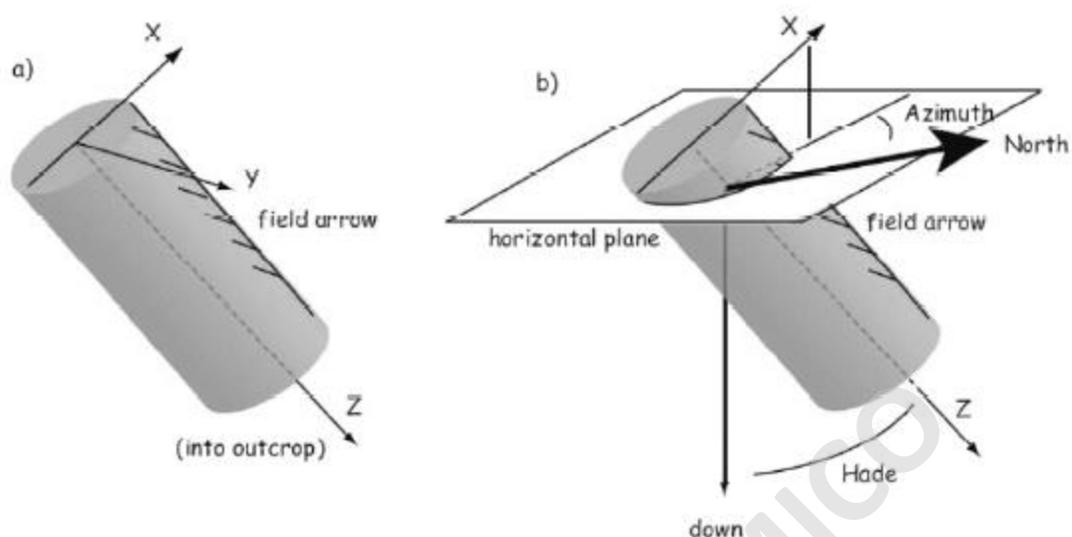


Fig. 6. Esquemática del proceso de orientación del testigo en terreno

Cabe destacar que la distribución del muestreo para obtención de testigos para análisis de AMS no es ordenada y pretende obtener información en ambos lados de la zona de falla.

1.6.3 Post-Terreno:

Para esta última etapa, se realiza el análisis de las muestras y datos obtenidos en terreno.

En primer lugar, se categorizan las estructuras obtenidas en terreno con aquellas presentes en la bibliografía, realizando una sección esquemática de la zona, posteriormente se integran los datos de indicadores cinemáticos con el fin de enriquecer la descripción estructural del área.

En segundo lugar, se analizan los datos de orientación, distribución, geometría y microfotografías de los cuerpos intrusivos presentes, con el objetivo de identificar texturas y orientaciones relevantes en el presente estudio.

Para el análisis de los diferentes cilindros obtenidos, se corta cada cilindro para obtener varios testigos, de esta manera, para un mismo cilindro se puede obtener más de un dato de análisis de susceptibilidad magnética (ASM). Las muestras fueron cortadas en el Laboratorio de Tectónica de Paleomagnetismo de la Universidad de Chile, y su

anisotropía de susceptibilidad magnética medida en un equipo KLY3S Kappabridge de ASC Scientific en el mismo laboratorio, en este se introduce cada muestra tamaño estándar y se mide la anisotropía magnética de la muestra en los tres ejes coordenados, tardando un tiempo aproximado de 2 minutos por muestra.

SOLO USO ACADÉMICO

2. Antecedentes

2.1 Geología Regional

El área de estudio se ubica en la “Zona Volcánica Sur” (ZVS) (33°S – 46°S) (Fig. 7), donde, el margen convergente activo de Chile se subduce bajo el margen continental, en donde la placa de Nazca, la placa Sudamericana y la placa Antártica se juntan dando origen al “punto triple de Chile” (47°S) marcando el final de los Andes Centrales y de la ZVS (Cembrano y Lara, 2009).

El desarrollo del arco volcánico actual en la ZVS ha sido controlado por una subducción oblicua entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana durante los últimos 20 Ma (Cembrano y Lara., 2009; Cembrano et al., 1996), arreglo tectónico que ha permitido el desarrollo de estructuras paralelas a la trinchera Chile-Perú que nacen al sur del punto triple de Chile en el golfo de penas y a las cuales se les asocia el desarrollo de actividad desde el Eoceno - Mioceno al presente (Hernández- Moreno, et al., 2014), estas estructuras se agrupan en un sistema de fallas conocido como la “Zona de Falla Liquiñe-Ofqui” (ZFLO).

La ZFLO es representada por una serie de lineamientos con cinemática de rumbo-dextral y una componente de fallamiento inverso, dando lugar a una zona de falla transpresiva (Cembrano, Hervé, 1993; Cembrano et al., 1996; Hernández-Moreno et al., 2014) y a la cual se le asocia el desarrollo de estructuras tipo flor positiva consecuentes de la componente de esfuerzo de acortamiento y alzamiento cortical. Además, se ha reconocido en base a distintos estudios un gran sistema de fallas con orientación NW como la Zona de Falla Mocha-Villarrica (Melnick et al., 2003), sistema el cual se dispone de manera oblicua a la Falla Liquiñe Ofqui (Fig. 8).

Existe una relación natural en las interacciones entre procesos de deformación y transporte de fluidos, como por ejemplo magmas o fluidos geotermales que se emplazan o mueven a través de la corteza. Las consecuencias de esfuerzos tectónicos en la generación de deformación y fracturamiento de la corteza promueven la migración de fluidos hacia la superficie y ejercen control en los procesos de diferenciación magmática,

y por consiguiente en el tipo y composición del volcanismo (Cembrano y Moreno, 1994; Cembrano y Lara, 2009).

Un claro ejemplo de las interacciones de estos procesos es la existencia de una evidente relación espacial entre la disposición de los edificios volcánicos allí presentes y los principales lineamientos de la ZFLO (Figs. 7 y 8). En la zona centro norte de este sistema (40°S-44°S) la mayoría de los volcanes se alinean paralelos a la tendencia NS o NNE de la falla, mientras que en la zona sur (44°S-47°S) se restringen por lineamientos tendencia NE (Cembrano et al., 1996). Para el caso de la zona norte y en donde termina la ZFLO (38°S-40°S), en la intersección de los segmentos NW ocurren alineamientos de centros volcánicos de la misma tendencia (NW) como es el caso de la cadena Villarrica-Quetrupillán-Lanín y la Zona de Falla Mocha-Villarrica (Melnick et al, 2003).

SOLO USO ACADÉMICO

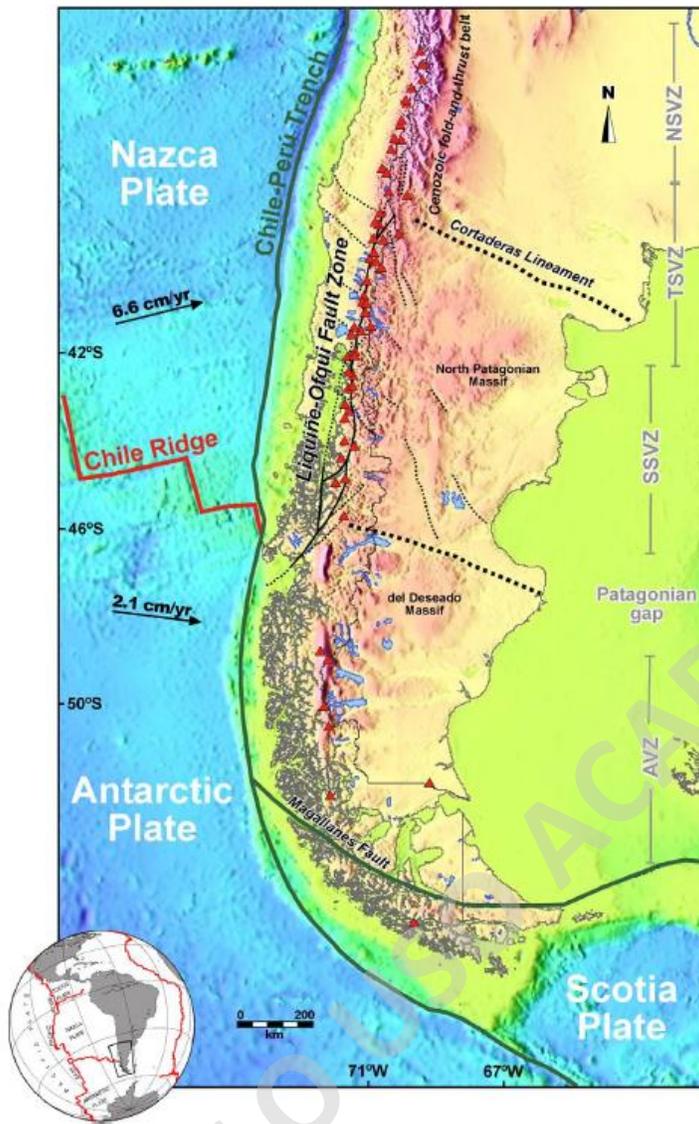


Fig. 7. Diferentes segmentos de la zona volcánica, de los Andes. Disposición de los lineamientos de la ZFLO. Extraída de (Cembrano y Lara, 2009).

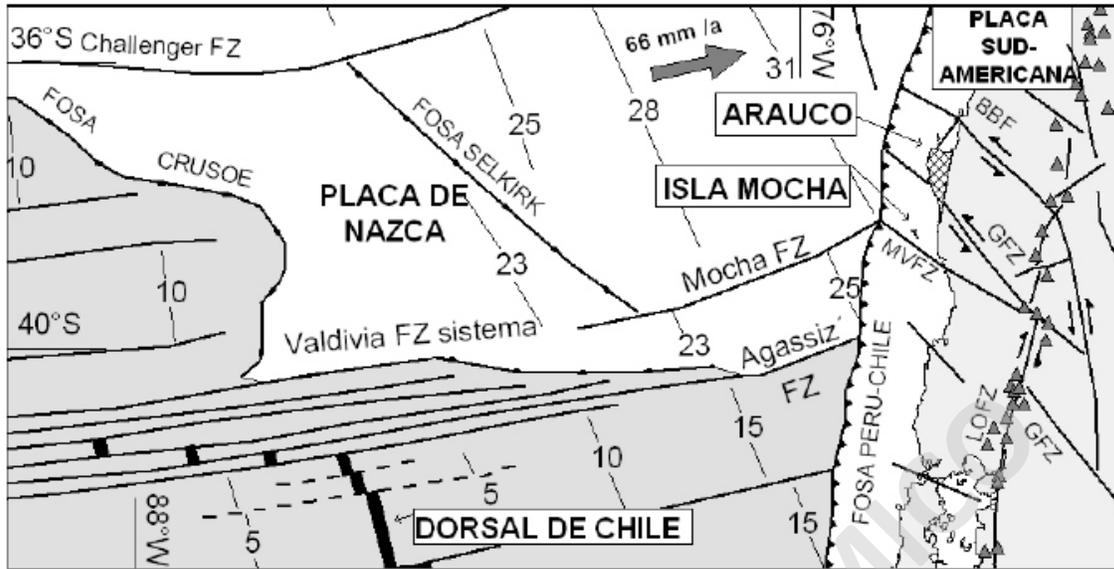


Fig. 8. Distribución de estructuras NW al norte y final de la ZFLO. MVFZ: Mocha-Villarica Fault Zone, GFZ: Gastre Fault Zone (actual Zona de Falla Lanalhue), BBF: Bío-Bío Fault. Extraído de (Melnick et al., 2003).

Sumado a lo anterior, la composición de los productos de los centros volcánicos de la ZFLO varía dependiente de su disposición espacial tanto en la zona de falla (Cembrano y Lara, 2009) como en las variaciones en el espesor de la corteza (Hernández-Moreno et al, 2014). Según la razón Cr (ppm)/Rb (ppm) (Fig. 9) que se presenta en Cembrano y Lara, 2009, aquellos centros volcánicos dispuestos sobre las trazas principales presentan composiciones cercanas al 48% de SiO₂, los edificios volcánicos restringidos por los lineamientos NE tendrían un 48 a 56% de SiO₂ y aquellos alineados a las estructuras NW tendrían una tendencia riolítica- andesítica, cercano al 70% de SiO₂, tomando como ejemplo de esta ultima la cadena Villarica- Quetrupillán-Lanín.

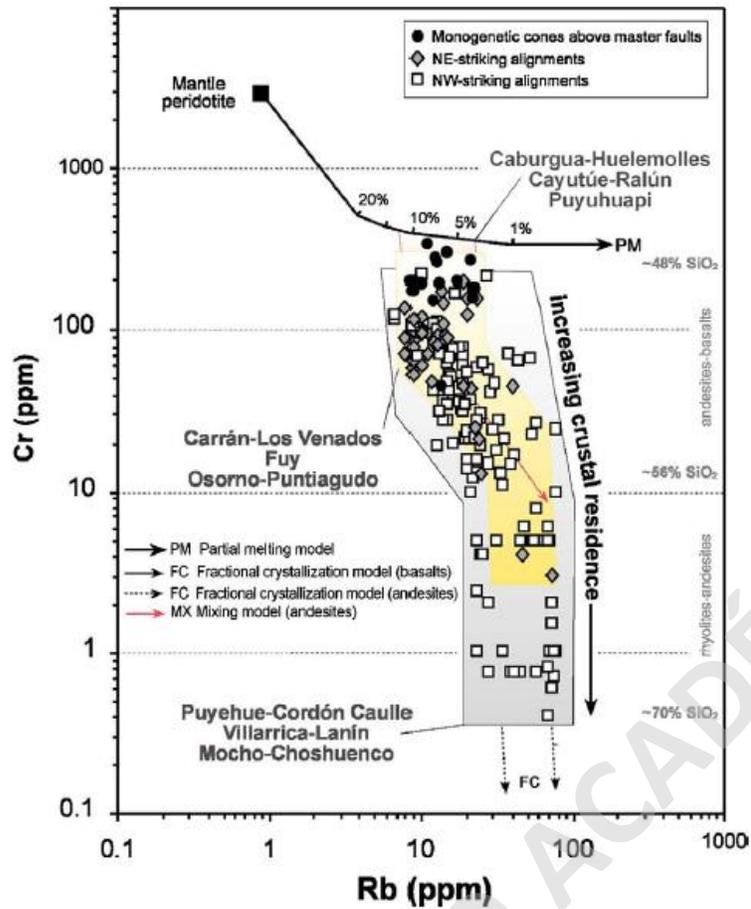


Fig. 9. Relación entre la disposición de los centros volcánicos a lo largo de la ZFLO y la proporción de SiO_2 presente en sus productos volcánicos. Extraído de (Cembrano y Lara, 2009).

2.2 Marco Geológico

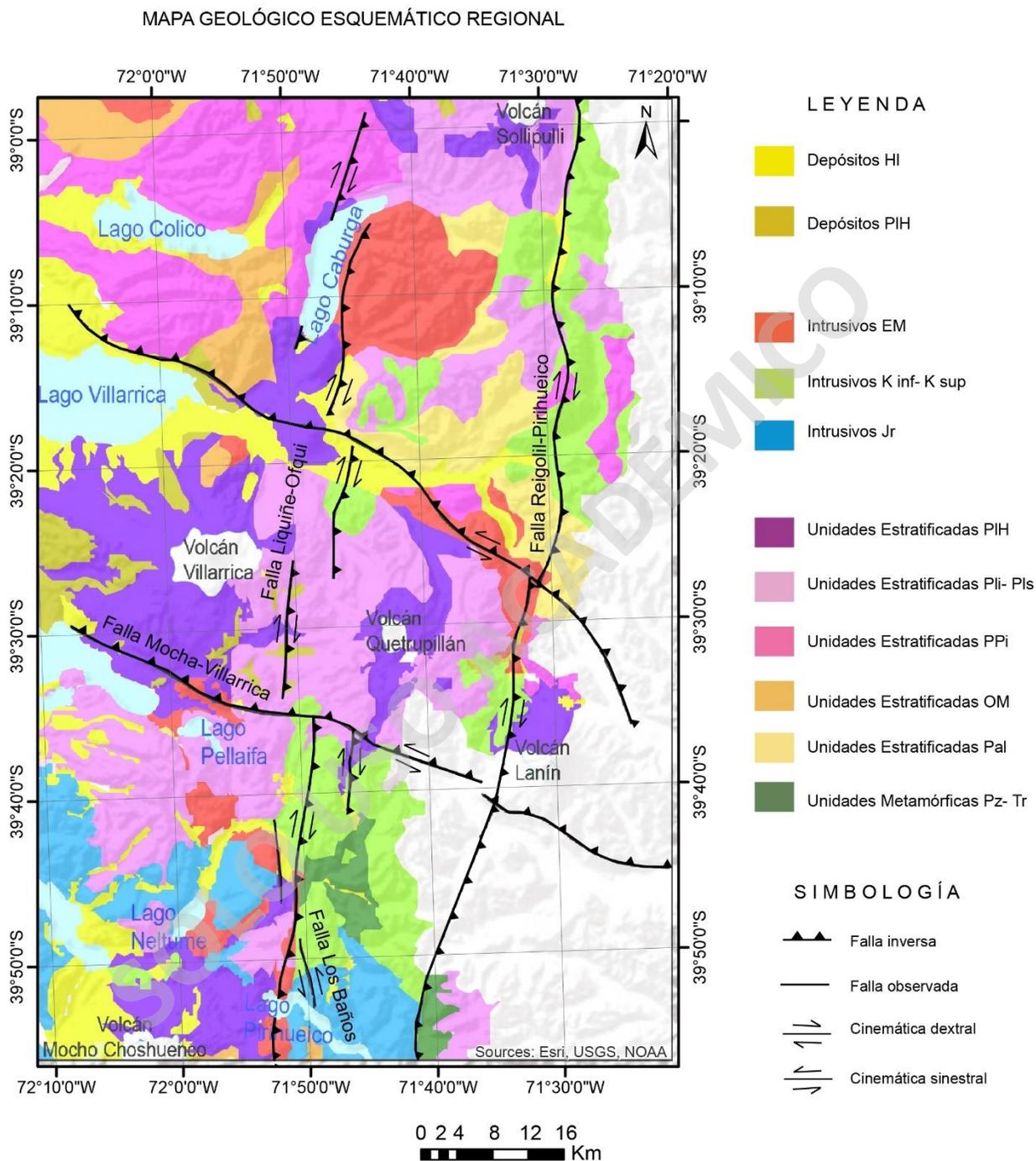


Fig. 10. Mapa Geológico del área de estudio. Simplificación hecha a partir de las Cartas Panguipulli– Riñihue (Rodríguez, C et al., 1999), Liqueiñe - Neltume (Lara y Moreno, 2004) y Pucón- Curarrehue (Lara y Moreno, 2008) de la Serie de Geología Básica a escala 1:100.000 del SERNAGEOMIN.

2.2.1 Estratigrafía

2.2.1.1 Paleozoico – Triásico

Esquistos del Río Lipinza Pzrl (Lara y Moreno, 2004)

Corresponde a la unidad más antigua que aflora en la zona de estudio de edad Paleozoica, definida informalmente como Esquistos del Río Lipinza (Lara y Moreno, 2004), cubre una superficie aproximada de 45 km² en la Carta Geológica del Área Liquiñe-Neltume, escala 1:100.000. Aflora principalmente al este del Lago Pirihueico, en el extremo suroriental del área de estudio y limitando con la Falla Reigolil-Pirihueico en el extremo occidental de la unidad, siendo agrupada, para la simplificación de este trabajo en el conjunto de Unidades Metamórficas Pz-Tr (Fig. 10).

Conciernen a rocas metamórficas de bajo grado y de protolito metapelítico, definidas como un conjunto de filitas y esquistos cuarzo micáceos de tonalidad grisácea (Lara y Moreno, 2004).

En la zona de estudio existen tres dataciones realizadas para la estimación de las edades de esta unidad. Dataciones K-Ar en micas de la foliación principal, con edades 243 ± 6 Ma y 304 ± 7 Ma, Ar-Ar en muscovitas que indican una edad de $322,2 \pm 3,6$ Ma y dataciones K-Ar en roca total a un dique andesítico que corta al conjunto metamórfico con edad de 100 ± 4 Ma (Lara y Moreno, 2004).

Complejo Metamórfico Liquiñe Pzl (Lara y Moreno, 2004)

Complejo metamórfico de edad Paleozoico – Triásico definida por Hervé (1977) (Lara y Moreno, 2004), cubre una superficie aproximada de 69 km² en la Carta Geológica del Área Liquiñe-Neltume, escala 1:100.000. Aflora al norte del Lago Pirihueico, en el sector sureste del área de estudio y limitando en su extremo oeste con la ZFLO, e intruida por granitos Cretácicos, siendo agrupada, para la simplificación de este trabajo en el conjunto de Unidades Metamórficas Pz-Tr (Fig. 10).

Corresponde a rocas metamórficas de grado medio- alto y de protolitos intrusivos y sedimentarios, definido como un conjunto metamórfico conformado por gneises de grano

medio a grueso y esquistos cuarzo micáceos, de manera subordinada presenta esquistos anfíbolíticos y milonitas de cuarzo, feldespato y micas.

En cuanto a las edades registradas para esta unidad en el área de estudio, se realizaron dataciones en biotitas de la foliación principal correspondiente a los gneises y esquistos cuarzo micáceos que entregan edades de Ar-Ar de 112 ± 3 Ma y 104 ± 1 Ma, y K-Ar en micas de los esquistos que entregan una edad de 94 ± 2 Ma (Lara y Moreno, 2004). Según estos valores se acotarían las edades propuestas para los eventos de metamorfismo al cual la unidad estaría relacionada, sin embargo, según su continuidad en territorio argentino, se correlacionaría (Franzese, 1995) con el Complejo Metamórfico Colohuincul de edad Precámbrico – Paleozoico Inferior (Dalla Salda et al, 1991; Cucchi y Leanza, 2005).

2.2.1.2 Paleoceno

Estratos de Relicura Par (Lara y Moreno, 2008)

Unidad de edad paleocena definida informalmente como Estratos de Relicura (Lara y Moreno, 2008), cubre una superficie aproximada de 232 km² en la Carta Geológica del Área Pucón-Curarrehue, escala 1:100.000. Aflora en las zonas norte – este y centro - este del área de estudio, al oriente de la ZFLO. La unidad no presenta una base conocida, sobreyace en discordancia de erosión al Complejo Intrusivo Maichín y al Granito de Caburga, y subyace en discordancia angular a la Formación Curarrehue, alcanzando una potencia de hasta 1000 m en el área de estudio (Lara y Moreno, 2008). Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Unidades Estratificadas Pal (Fig. 10).

Se conforma esencialmente por brechas volcánicas, tobas ignimbriticas de ceniza, cristales y líticos y lavas andesíticas, fuertemente alteradas con presencia de epidota y clorita. La unidad presenta cuerpos subvolcánicos principalmente de composiciones andesítica y dacítica, de manera subordinada presenta rocas sedimentarias como areniscas volcánicas, limolitas y tufitas. Se dispone como roof-pendant en granitoides

miocenos, presentando un leve metamorfismo de contacto representado por rocas corneas, metatobas y metaandesitas (Lara y Moreno, 2008).

La Unidad se encuentra fuertemente deformada, presentando un sistema de pliegues sinclinales y anticlinales con disposición de rumbo y manteo en variadas direcciones (Lara y Moreno, 2008).

Dataciones K-Ar en plagioclasa de tobas cristalinas arrojan una edad de $57,4 \pm 3,2$ Ma, por otro lado, dataciones en intrusivos del cretácico arrojarían edades de 64 Ma aproximadamente, representando la inferencia de la edad máxima para esta unidad. La edad mínima se infiere según su relación de contacto con intrusivos del mioceno de edad de 14 a 5 Ma (Lara y Moreno, 2008).

2.2.1.3 Oligoceno - Mioceno

Formación Curamallín OMcm (Godoy, 1992)

Secuencia estratificada de edad Oligoceno – Mioceno definida como Formación Curamallín por Niemeyer y Muñoz (1983) (Lara y Moreno, 2008), cubre una superficie aproximada de 147 km² en la Carta Geológica del Área Pucón-Curarrehue, escala 1:100.000. La unidad aflora principalmente en el sector occidental del área de estudio, al norte del volcán Villarrica y al sur del lago Colico. Se dispone sobreyaciendo cuerpos intrusivos cretácicos y eocenos, y, subyace en discordancia angular a la Formación Malleco, alcanzando una potencia de hasta 1000 m en el área de estudio (Lara y Moreno, 2008). Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Unidades Estratificadas OM (Fig. 10).

Se compone esencialmente de tobas cristalino-líticas, areniscas tobáceas, brechas volcánicas y lavas andesíticas, la secuencia se encuentra intruida por diques y filones manto de composición andesítica (Lara y Moreno, 2008).

La secuencia se dispone orientado norte – sur a noroeste con manteos generalmente de 30° al suroeste, se encuentre levemente deformada presentando evidencias de plegamiento (Lara y Moreno, 2008).

La edad mínima de la secuencia se establece por la relación de contacto con un granitoide datado en 14,5 Ma aproximadamente, el cual intruye a la secuencia al norte de Pucón. En el extremo oriental del lago Colico, dataciones de U-Pb SHRIMP en circones pertenecientes a una toba presentan edades de $21,2 \pm 0,40$ M (Lara y Moreno, 2008). Según su litología, continuidad espacial y estratigrafía la unidad se correlaciona al sur (Lara y Moreno, 2008) con los Estratos del Lago Ranco (Lara y Moreno, 2004).

2.2.1.4 Plioceno-Pleistoceno Inferior

Formación Curarrehue Pc (Lara y Moreno, 2004)

Secuencia de edad pliocena definida como Formación Curarrehue por Aguirre y Levi (1964) (Lara y Moreno, 2008), cubre una superficie aproximada de 111 km² en el área de estudio. La unidad aflora principalmente en el sector centro oriente de la zona de estudio, al oriente y occidente de las riveras de los ríos Trancura y Maichín. La Formación Curarrehue sobreyace en discordancia angular a los Estratos de Relicura, y sobreyace en discordancia de erosión a granitos del mioceno, alcanzando una potencia de hasta 800 m en el área de estudio (Lara y Moreno, 2008). Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Unidades Estratificadas PPI (Fig. 10).

La unidad se compone principalmente de tobas cristalinas y líticas, brechas volcánicas, conglomerados volcánicos y lavas andesíticas, incluyendo de manera subordinada areniscas y limolitas y, estando intruida por cuerpos subvolcánicos de composición andesítica (Lara y Moreno, 2008).

En el sector del río Maichín, la unidad se encuentra deformada formando un pliegue anticlinal de eje NNO-SSE, los afloramientos al este del eje presentarían manteos de entre 30° y 50° al este y suroeste, mientras que al occidente del eje los estratos se presentarían subhorizontales a manteos leves al sureste (Lara y Moreno, 2008).

Dataciones U-Pb SHRIMP en circones, de una toba cristalina cercana a la confluencia de los ríos Trancura y Maichín, entregan una edad de ca 4 Ma, así mismo, dataciones K-Ar en roca total, para una toba de ceniza, entregan una edad de $3,3 \pm 0,4$ Ma andesítica (Lara y Moreno, 2008).

Formación Malleco PPI_m (Suárez y Emparan, 1997)

Secuencia estratificada de edad Plioceno – Pleistoceno inferior definida por Suárez y Emparan (1997) (Lara y Moreno, 2008), cubre una superficie aproximada de 122 km² en el área de estudio. La unidad aflora en la zona noroccidental de la zona de estudio, principalmente al oeste del lago Caburga e inmediatamente en las costas norte y sur del lago Colico. La Formación Malleco se dispone en discordancia angular sobre la Formación Curamallín y en discordancia por erosión sobre los cuerpos intrusivos del eoceno y mioceno, alcanzando espesores cercanos a los 1000 m. La Formación Malleco se encontraría cubierta por depósitos morrénicos de la última Glaciación Llanquihue al noreste del lago Villarrica (Lara y Moreno, 2008). Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Unidades Estratificadas PPI (Fig. 10).

Se compone principalmente por brechas volcánicas gruesas, conglomerados volcánicos, tobas ignimbríticas y lavas de composición basáltica a andesítica y en menor medida dacíticas (Lara y Moreno, 2008), los estratos se presentan levemente inclinados al suroeste.

Dataciones K-Ar en roca total realizados en una muestra correspondiente a una lava basáltica, entrega una edad de $1,7 \pm 1,1$ Ma (Lara y Moreno, 2008).

2.2.1.5 Pleistoceno Inferior a Superior

Asociados a esta etapa se disponen principalmente unidades volcánicas y sedimentarias asociados a centros volcánicos antiguos erodados y sus respectivos productos, como también las unidades de rocas que conforman los centros volcánicos modernos más activos (Lara y Moreno, 2008) como lo son los siguientes estratovolcanes: Villarrica, correspondiente a un estratocono de 2847 m.s.n.m y volumen de 250 km³ aproximadamente, con productos principalmente andesítico-basálticos; Quetrupillán de 2360 m.s.n.m y volumen de 200 km³ aproximadamente, presenta productos de composición bimodal correspondientes a basaltos, andesitas-basálticas y dacitas; Lanín, correspondiente a un estratocono de 3747 m.s.n.m y volumen de 180 km³ aproximadamente, también con productos volcánicos bimodales, principalmente

efusivos, y de composiciones basálticas, andesitas síliceas y dacitas; y Mocho Choshuenco, formado por un estratovolcán erosionado y conos parásitos, con una altitud de 2422 m.s.n.m y volumen de 180 km³ aproximadamente, con productos esencialmente andesítico-basálticos y dacíticos (Lara y Moreno, 2008).

Estratovolcanes Antiguos Plimv (Lara y Moreno, 2008)

Unidad de edad Pleistoceno Inferior a Medio correspondiente a secuencias estratificadas fuertemente erosionadas y remanentes de estratovolcanes antiguos (Lara y Moreno, 2008), cubre una superficie aproximada de 332 km² en el área de estudio. Aflora dispersada por toda el área sin una ubicación espacial de tendencia específica. Los estratos se disponen en discordancia de erosión sobre los granitoides de la zona y en discordancia angular sobre los Estratos de Relicura y las formaciones Curamallín y Curarrehue, principalmente son subhorizontales o con una leve inclinación, menor a 25° (Lara y Moreno, 2008), alcanzando espesores superiores a los 1000 m, y formando parte de estratovolcanes erosionados como por ejemplo el sustrato del volcán Villarrica. Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Unidades Estratificadas Pli-Pls (Fig. 10).

Se compone principalmente de lavas, rocas volcanoclásticas, brechas y tobas, productos los cuales son predominantemente andesítico-basálticos y en proporciones menores andesíticos y dacíticos (Lara y Moreno, 2008), además existe la presencia de cuerpos subvolcánicos de las mismas composiciones.

Dataciones Ar-Ar en masa fundamental de andesitas basálticas arrojan edades de 330 ± 30 ka, así mismo, en tobas andesítica-basálticas 635 ± 19 ka. Por otro lado, dataciones K-Ar en riodacitas y lavas andesíticas de piroxeno y olivino arrojan edades de $0,8 \pm 0,2$ ka y $0,8 \pm 0,4$ ka (Lara y Moreno, 2008).

Lavas y Rocas Volcanoclásticas Plmsv (Lara y Moreno, 2008)

Unidad de edad Pleistoceno Medio a Superior correspondiente a una secuencia erosionada que forma parte de la sección basal de estratovolcanes modernos como el

caso del Villarrica, Quetrupillán y Sollipulli (Lara y Moreno, 2008), y representan relictos de edificios volcánicos antiguos (Lara y Moreno, 2004), cubre una superficie aproximada de 530 km² en el área de estudio. Aflora principalmente en las zonas intermedias y bajas de edificios volcánicos, dispuestos de manera subhorizontal. La unidad se encuentra subyaciendo en discordancia erosional a secuencias de lavas y depósitos piroclásticos de conos volcánicos actuales, erosionada por depósitos glaciales de la Glaciación Llanquihue y cubierta por lavas del Pleistoceno superior tardío y Holoceno y por los depósitos sedimentarios holocenos (Lara y Moreno, 2008). Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Unidades Estratificadas Pli-Pls (Fig. 10).

Se compone principalmente de andesitas basálticas, basaltos asociados a los volcanes Villarrica y Cordillera El Mocho, andesitas silíceas a dacitas asociadas a los volcanes Quetrupillán y Sollipulli y la presencia de intercalaciones con tobas, brechas y conglomerados volcánicos (Lara y Moreno, 2008).

Dataciones de Ar-Ar en masa fundamental para diferentes muestras de lavas basálticas de esta unidad, indican edades de 190 ± 20 ka, 170 ± 40 ka, 138 ± 19 ka y 100 ± 30 ka (Lara y Moreno, 2008).

2.2.1.6 Pleistoceno Superior alto - Holoceno

Lavas Tardiglaciares PIHv (Lara y Moreno, 2008)

Unidad de edad Pleistoceno Superior alto – Holoceno correspondiente a una secuencia bien preservada y con insipiente erosión (Lara y Moreno, 2008), se caracterizan por formar parte de los edificios volcánicos actuales como el caso del Villarrica, Quetrupillán y Sollipulli (Lara y Moreno, 2008). Cubre una superficie aproximada de 318 km² en el área de estudio, y se disponen sobreyaciendo en discordancia de erosión las rocas volcánicas del Pleistoceno y los depósitos de la Glaciación Llanquihue. Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Unidades Estratificadas PIH (Fig. 10).

Se compone principalmente de andesitas basálticas, basaltos asociados al volcán Villarrica y andesitas silíceas a dacitas asociadas a los volcanes Quetrupillán y Sollipulli,

de manera subordinada se encuentran depósitos piroclásticos de caída y flujo (Lara y Moreno, 2008).

Según antecedentes morfológicos, se propone una edad máxima inferior a 14 Ka aproximadamente (Lara y Moreno, 2008).

Lavas y Conos de Piroclastos Recientes Hv (Lara y Moreno, 2008)

Unidad de edad Pleistoceno Superior alto – Holoceno conformada principalmente por coladas de lava recientes e históricas (Lara y Moreno, 2008), siendo el volcán Villarrica el único de los estratovolcanes modernos de la zona que presentaría emisiones históricas, como también lavas asociadas a conos de piroclastos monogenéticos holocenos (Lara y Moreno, 2008). Se disponen principalmente cubriendo los depósitos de la Ignimbrita Pucón, aunque en algunos casos la subyacen, aflorando mayoritariamente adyacente y formando parte de los edificios volcánicos moderno (Villarrica, Quetrupillán, Sollipulli, Mocho Choshuenco), alcanzando espesores de hasta 70 m. Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Unidades Estratificadas PIH.

Se compone principalmente de lavas basálticas y andesítica-basálticas asociadas al volcán Villarrica y sus conos piroclásticos adventicios, andesitas silíceas a dacitas asociadas a los volcanes Quetrupillán y Sollipulli y depósitos piroclásticos de caída y de flujo presente en intercalaciones con las lavas (Lara y Moreno, 2008).

Según Clavero y Moreno (2006), la mayoría de las lavas de esta unidad estarían asociadas al cono más reciente, el cuál presentaría erupciones históricas en los años 1787, 1921, 1948, 1964, 1971 y 1984. Por otro lado, dataciones de C14 en depósitos de flujos piroclásticos que cubren los conos monogenéticos, datan edades de hasta 9 ka (Clavero y Moreno, 2006).

2.2.2 Unidades no Estratificadas

2.2.2.1 Jurásico

Esta unidad abarca el conjunto de rocas intrusivas de edad jurásica definidas como Tonalitas Pirihueico – Neltume, unidad la cual cubre una superficie aproximada de 217 km² en el área de estudio y la cual aflora principalmente en la zona sur del área en las riberas de los lagos Pirihueico y Neltume. Las rocas de esta zona se encuentran intruidas por cuerpos intrusivos graníticos del Mioceno y cubiertas por rocas volcanoclásticas y depósitos piroclásticos del Pleistoceno – Holoceno. Su composición es principalmente tonalítica con presencia subordinada de granodioritas. Dataciones K-Ar en biotitas de las Tonalitas Pirihueico – Neltume entregan edades de 176 ± 5 Ma y 180 ± 4 Ma (Lara y Moreno, 2008). Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Intrusivos Jr (Fig. 10).

2.2.2.2 Cretácico Inferior – Superior

Esta unidad agrupa 4 unidades plutónicas de edad cretácica, las cuales se distribuyen principalmente en la zona oriental del área de estudio, al este y oeste de la falla Reigolil – Pirihueico. En su conjunto abarcan un área aproximada de 765 km² en el área de estudio. Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Intrusivos K inf – K sup (Fig. 10).

Incluye el Complejo Intrusivo Maichín y los Granitoides Paimún del Cretácico Inferior, y a los Granitoides Reigolil y Granito Caburga del Cretácico Superior. Estos cuerpos plutónicos, en su mayoría, se encuentran en contacto por inconformidad con los Estratos de Relicura, Formaciones Curamallín y Curarrehue y a secuencias volcánicas Pleistocenas – Holocenas, unidades las cuales se encontraría sobre estos cuerpos intrusivos, y a su vez son intruidos por granitoides miocenos (Lara y Moreno, 2008). Se componen principalmente de tonalitas, granitos, granodioritas y dioritas, con presencia de monzonitas y gabros de manera subordinada. Dataciones K- Ar en biotitas y anfíbolos del Complejo Intrusivo Maichín entregan edades de 152 ± 4 Ma y 103 ± 4 Ma, por otro

lado, dataciones K- Ar en biotitas y hornblendas del Granito Caburga, entregan edades de 79 ± 2 Ma y $64,0 \pm 2,0$ Ma.

2.2.2.3 Eoceno - Mioceno

Esta unidad abarca 7 unidades plutónicas de edades que van del Eoceno al Mioceno, las cuales se distribuyen principalmente en los alrededores de la traza principal del sistema de fallas de la ZFLO. En su conjunto abarcan un área aproximada de 838 km² en el área de estudio. Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Intrusivos EM (Fig. 10).

Incluye al Granito Curacalco de edad Eocena, al Granito Liquiñe y Granitoides Carhuello del Oligoceno – Mioceno Inferior, los Granitoides Pellaifa – Neltume, Diorita Tres Horquetas, Tonalita Peinetas y el Complejo Intrusivo Huerquehue de edad Mioceno Superior. Estos cuerpos plutónicos en su mayoría se encuentran en inconformidad bajo las formaciones Curarrehue, Malleco y a secuencias volcánicas pleistocenas holocenas e intruyen o están en contacto por falla a plutones cretácicos, Estratos de Relicura y Formación Curamallín (Lara y Moreno, 2008), con excepción del Granito Curacalco el cuál subyace en discordancia por erosión a la Formación Curamallín. Se componen principalmente de granitos, granodioritas y dioritas, con presencia de tonalitas y gabros de manera subordinada. Dataciones K- Ar en anfíbulas del Granito Curacalco entregan una edad de $41,7 \pm 2,2$ Ma, mientras que dataciones K- Ar en biotitas del Complejo Intrusivo Huerquehue entregan edades de entre $10,6 \pm 0,8$ Ma y $4,6 \pm 0,2$ Ma (Lara y Moreno, 2008).

2.2.3 Depósitos

2.2.3.1 Pleistoceno Superior – Holoceno

Esta unidad abarca 3 unidades de depósitos de edad Pleistoceno Superior – Holoceno, las cuales se distribuyen principalmente en la zona norte del área de estudio, cubriendo las unidades de rocas anteriormente mencionadas. Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Depósitos PIH (Fig. 10).

Incluye a las unidades definidas como Depósitos Glaciales de la Glaciación Llanquihue 1, Depósitos Piroclásticos Posglaciales y Depósitos de Delta Lacustre Subactuales (Lara y Moreno, 2008). Se compone principalmente de depósitos glaciofluviales, morrenas y bancos de gravas asociados a los Depósitos Glaciales de la Glaciación Llanquihue 1, depósitos piroclásticos Posglaciales, tanto de flujo como de caída, con escasas intercalaciones de lavas basálticas a dacíticas, asociados a los Depósitos Piroclásticos Posglaciales, y niveles de grava intercalados con lentes de arena, presentados en forma de abanico que se asocian los Depósitos de Delta Lacustre Subactuales (Lara y Moreno, 2008).

2.2.3.2 Holoceno

Esta unidad abarca 10 unidades de depósitos de edad Pleistoceno Superior – Holoceno (Lara y Moreno, 2008), las cuales se distribuyen generalmente rellenando valles alrededor de toda el área de estudio y cubriendo las unidades de rocas anteriormente mencionadas (Lara y Moreno, 2008). Se caracterizan por presentar un buen estado de conservación. Para la simplificación de este trabajo, esta unidad es identificada como Depósitos HI (Fig. 10).

Incluye las unidades definidas como Depósitos Laháricos Recientes, Depósitos Laháricos Históricos, Depósitos de Remoción en Masa, Depósitos Glaciales Recientes, Depósitos Poligénicos, Depósitos Deltaicos, Depósitos de Playas Lacustres, Depósitos Coluviales, Depósitos de Abanico Aluvial y Depósitos Fluviales Actuales. Su composición, morfología y génesis es diversa, pero se relacionan en la abundancia de material de origen volcánico y la abundante presencia de clastos tamaño grava (Lara y Moreno, 2008).

2.2.4 Geología Estructural en la Cordillera Principal entre los 39° S y 40° S

En el área de estudio se reconocen evidencias de diferentes eventos de deformación ocurridos desde el Paleozoico Superior – Triásico al Holoceno (Melnick et al., 2003; Bohm et al., 2002). El registro más completo que se tiene de las evidencias de deformación pertenece al Eoceno- Mioceno al presente y reflejan principalmente una tectónica transcurrente.

Como se mencionó en el capítulo de Geología Regional, el área estaría afectada por la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, la cual se define como un sistema de fallas de intra arco con deslizamiento regional de rumbo dextral transpresivo, el cual se extiende a través de la Cordillera Principal desde el Eoceno – Mioceno al presente (Hernández-Moreno et al., 2014), con una longitud de más de 1000 km entre los 39°S y los 48°S en dirección NS a NNE (Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano et al., 1996).

Este sistema de fallas comienza inmediatamente al sur del Punto Triple de Chile (47°S), la cual se observa principalmente como valles glaciales alineados y fiordos que representan una serie de lineamientos corticales (Cembrano y Hervé, 1993; Hernández-Moreno et al., 2014) (Fig. 11), y hacia el norte, termina entre los 40°S y 38°S, zona en la cual se presentaría el área de estudio y que a su vez, supone el término de la faja plegada y corrida de Malargüe en su zona sur (García y Ramos, 2012; Sagripanti et al., 2015).

Los lineamientos que conforman la ZFLO se categorizan en tres clases de estructuras, primero se tienen dos segmentos principales rectos entre los 44°S y 47°S, representados por un strike-slip dúplex (Cembrano y Hervé, 1993), que se orientan en dirección NS a NNE, los cuales estarían relacionados por un segundo grupo de estructuras en échelon de orientación NE. Hacia la zona norte del sistema Liquiñe- Ofqui, entre los 38°S y 40°S, se encuentra el tercer grupo de estructuras, este último el cuál corresponde a un set de lineamientos curvados de tendencia NW-SE, cóncavas al suroeste (Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano et al., 1996; Hernández-Moreno et al., 2014) las cuales se conocen como Falla Bio Bio, Zona de Falla Mocha Villarrica y Falla Lanalhue (Fig.12).

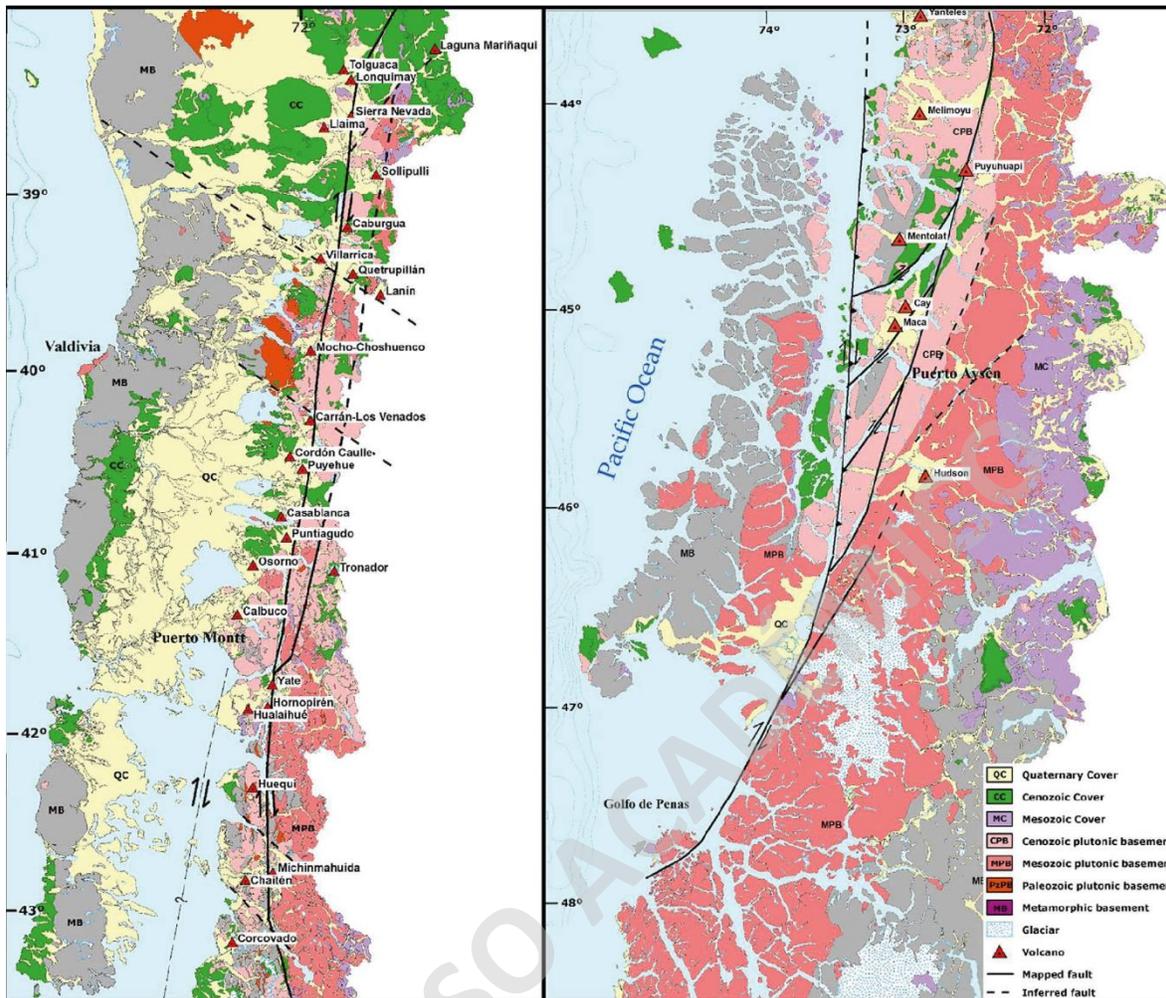


Fig. 11. Clases de estructuras y extensión de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui. (Cembrano y Lara, 2009).

La Zona de Falla Mocha Villarrica está representada en el área de este trabajo encarnando los sets de estructuras de orientación NW-SE. Esta se define como una mega zona de falla con extensión intracontinental (Melnick et al., 2003). Se caracteriza por mantener un movimiento sinistral inverso el cuál se asemeja a discontinuidades del Paleozoico Superior con reactivación durante el Eoceno producto de la interacción con la zona de Falla Liquiñe Ofqui (Bohm et al., 2002; Melnick et al., 2003). La Falla Mocha Villarrica pertenece a un gran sistema de fallas NW-SE conocido como Zona de Falla Gastre (Fig. 12), el cual se extiende desde aproximadamente los 36°S hasta los 40°S, y el cual, además, integra la Falla Bio Bio (Bohm et al., 2002). La zona de Falla Gastre sería redefinida por Glodny et al., (2008) como Zona de Falla Lanalhue (LFZ).

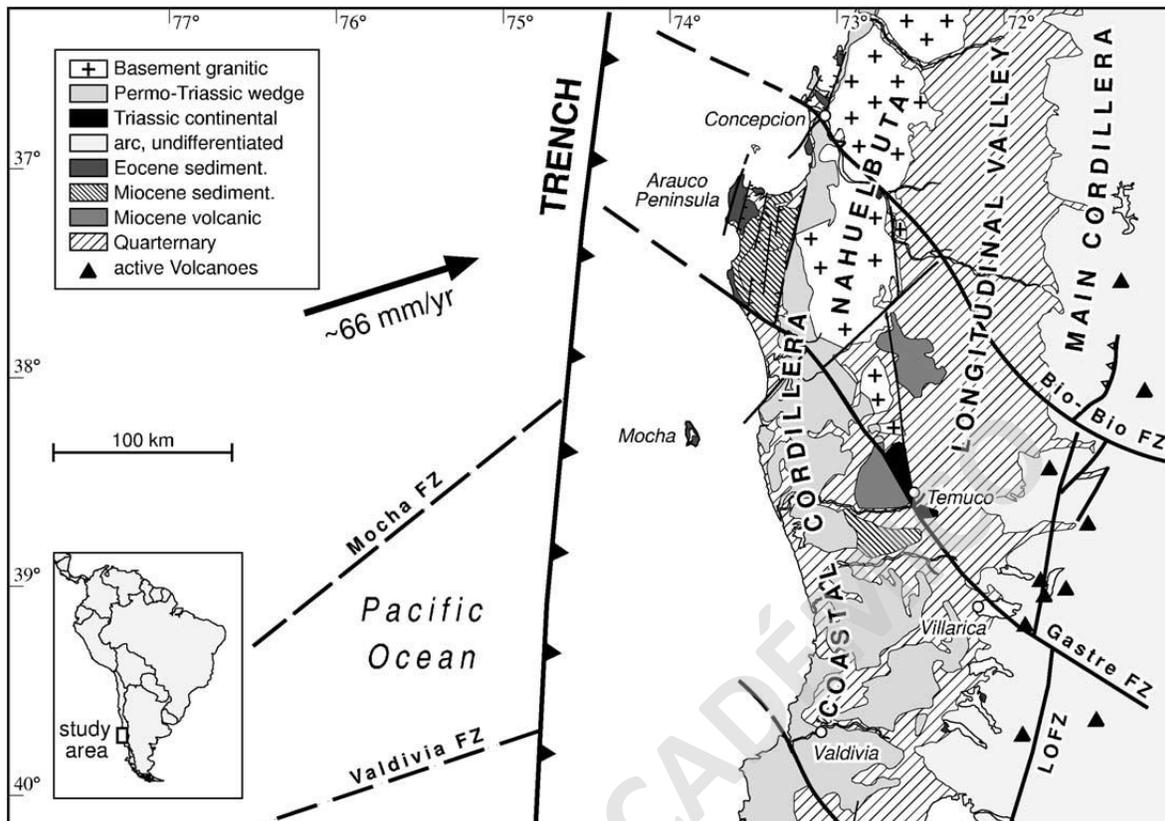


Fig. 12. Distribución y extensión de la Zona de Falla Gaste. (Bohm et al., 2002).

Los rasgos estructurales de primer orden que se reconocen en el área de estudio corresponden a lineamientos regionales correspondientes a las Fallas Liquiñe-Ofqui y Reigolil-Pirihueico, ambas de orientación NS a NNE, las Fallas Mocha Villarrica y Los Baños, estructuras oblicuas a las dos primeramente mencionadas (Fig. 10) y las cuales desplazarían a los lineamientos de orientación NNE (Lara y Moreno, 2004; Lara y Moreno, 2008). Estructuras secundarias en relación con las anteriores mencionadas en la zona, corresponden al plegamiento de amplia longitud de onda que se registra en los Estratos de Relicura o la Formación Curamallín, y la Formación Curarrehue, la cual se presenta formando sinclinales apretados en el entorno de estructuras regionales mayores (Lara y Moreno, 2008).

3. Resultados

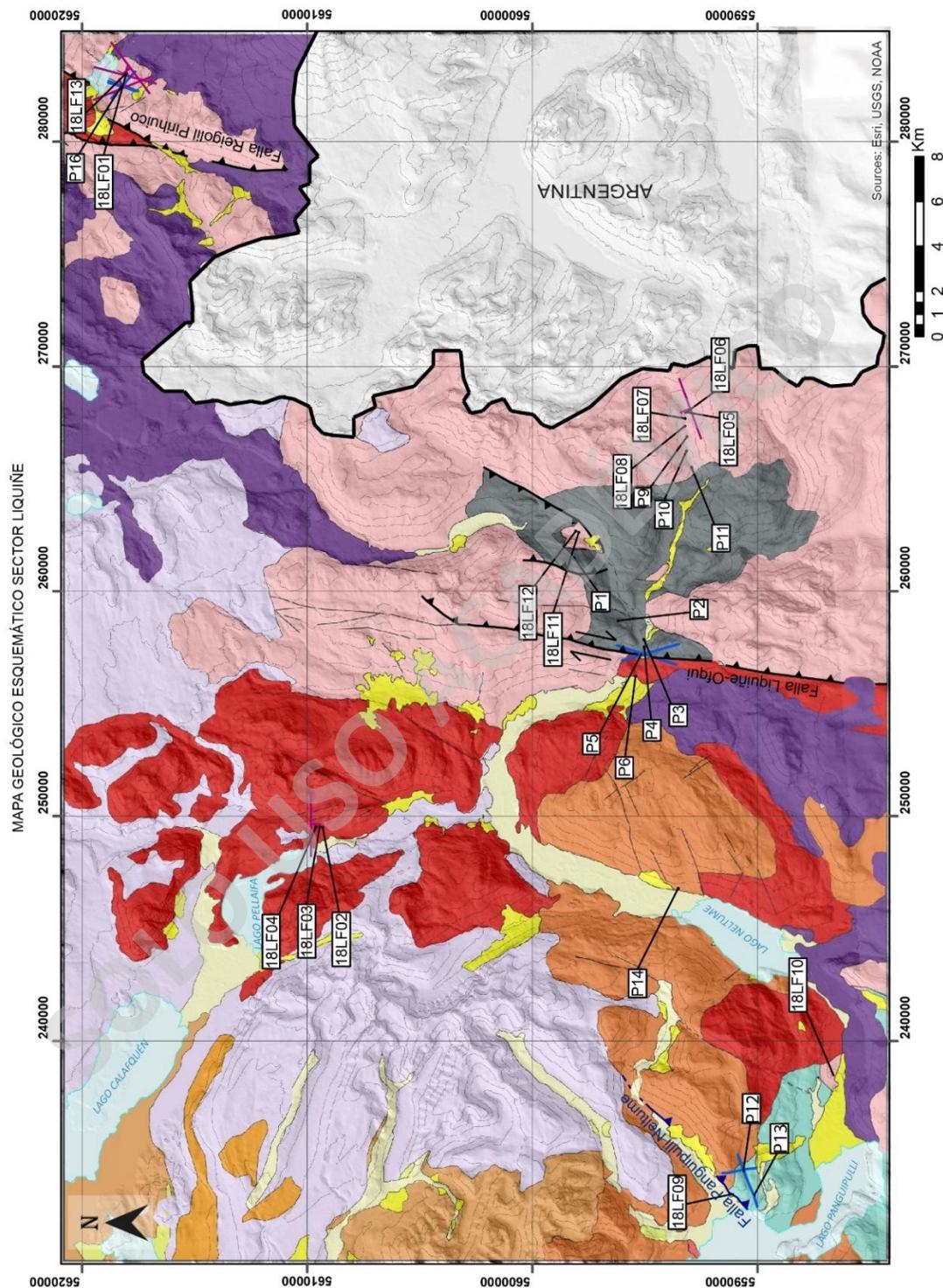


Fig. 13. Mapa esquemático del área de estudio y sus estructuras (Modificación a partir de las Cartas Panguipulli – Riñihue (Rodríguez, C et al., 1999) y Liquiñe - Neltume (Lara y Moreno, 2004) de la Serie de Geología Básica a escala 1:100.000 del SERNAGEOMIN.).

SIMBOLOGÍA

-  Falla inversa
-  Falla observada
-  Falla Inferida o cubierta
-  Cinemática dextral
-  Falla inversa observada en terreno
-  Falla Inferida o cubierta en terreno
-  Fracturas observadas en terreno
-  Diques observados en terreno
- 18LF01 Sitios AMS
- P01 Punto de control

LEYENDA

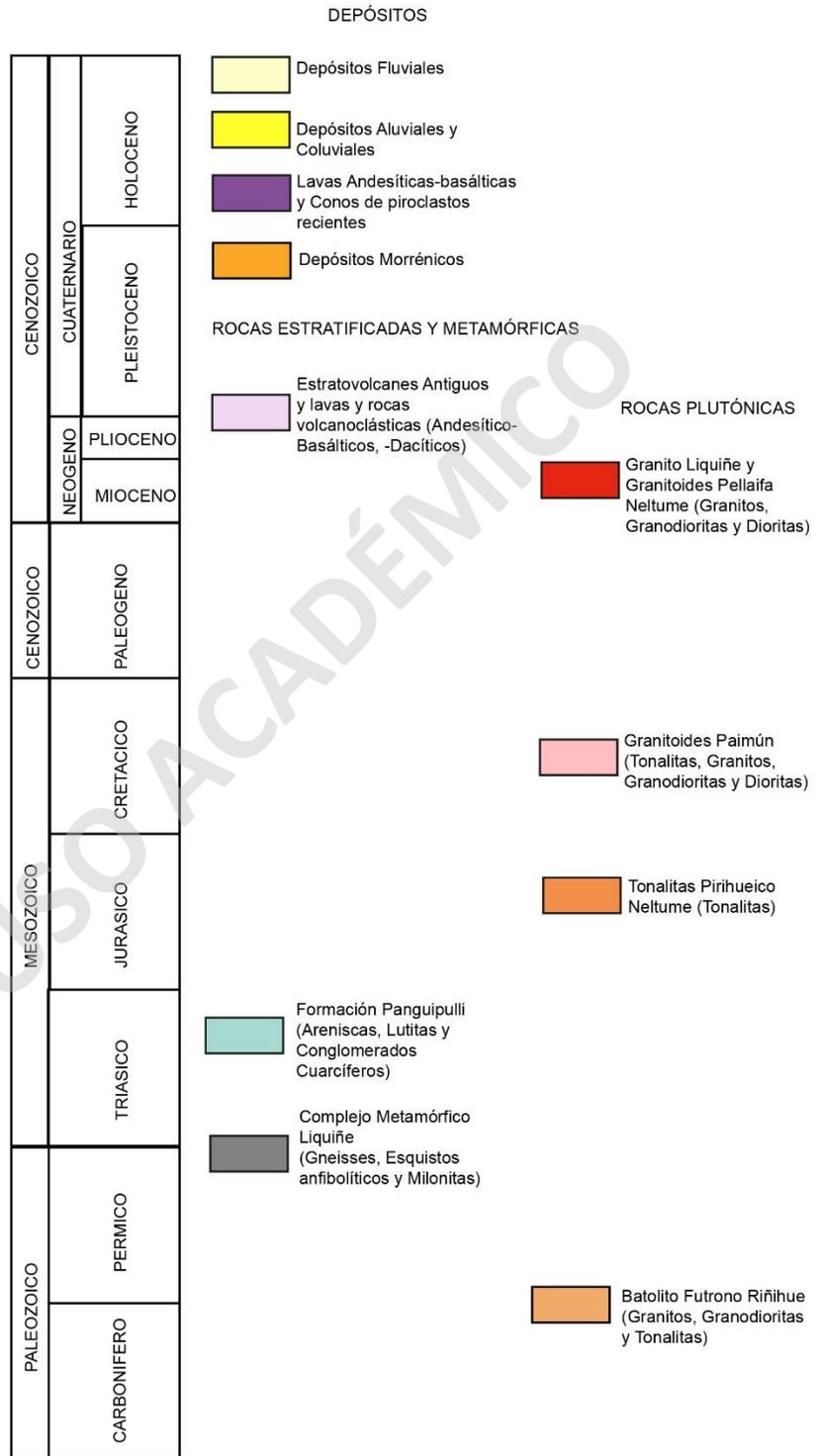


Fig. 14. Simbología y Leyenda correspondiente a mapa esquemático del área de estudio y sus estructuras.

3.1 Resultados Litológicos

A continuación, se presenta la descripción de las unidades, el Complejo Metamórfico Liquiñe y unidades no estratificadas presentes en la zona de estudio, específicamente para los cuerpos intrusivos mayores, correspondientes a las Tonalitas Pirihueico – Neltume, Granitoides Paimún y, Granito Liquiñe y Granitoides Pellaifa – Neltume, y de aquellos cuerpos menores correspondientes a diques (Fig. 13; Fig.14).

3.1.1 Rocas Metamórficas

3.1.1.1 Complejo Metamórfico Liquiñe Pzl (Lara y Moreno, 2004)

Se define como Complejo Metamórfico Liquiñe a un conjunto de rocas metamórficas de edad Paleozoica - Triásica (Lara y Moreno, 2004), las cuales afloran inmediatamente al este de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Fig. 13) correspondiente al valle del río Lizán, y las cuales de norte a sur presentan variaciones en sus facies siendo identificable en ese mismo orden metabasitas en facies Anfibolita en la porción más noreste del complejo metamórfico, gneises en la porción central y facies Miloníticas en la zona occidental del complejo e inmediatamente al este de la ZFLO.

Esta Unidad se conforma en la zona por metabasitas en facie anfibolitas ricas en cuarzo y plagioclasa, gneises de grano medio – grueso fuertemente bandeados ricos en cuarzo y biotita y en menor medida feldespatos, y milonitas de grano medio - fino ricas en cuarzo y feldespato, unidad concordante con la definición del complejo metamórfico entregada por Lara y Moreno (2004), en estas milonitas se reconoce textura foliada (Fig. 15. A1), así como a su vez es posible observar cristales de cuarzo elongados a mesoescala (Fig. 15 . A2) y microescala (Fig. 15. B), los cristales de cuarzo se presentan en 2 familias de tamaños pareciendo presentar una disminución del tamaño de grano y recristalización en agregados más finos, se observa a su vez una posible apariencia lenticular en agregados micáceos a escala microscópica (Fig. 15. B).

Para el caso de lo gneises es posible identificar dos direcciones principales de foliación correspondientes a rumbos y manteos promedio de N11E/48NW y N18W/80SW (Fig. 15) y las milonitas a su vez presentan también dos direcciones principales de foliación

correspondientes a N5E/65NW y N10W/75SW (Fig. 15 A1 y B) fábricas las cuales podrían estar presentando una foliación S1 y posterior foliación S2 (Anexo, Tabla 1).

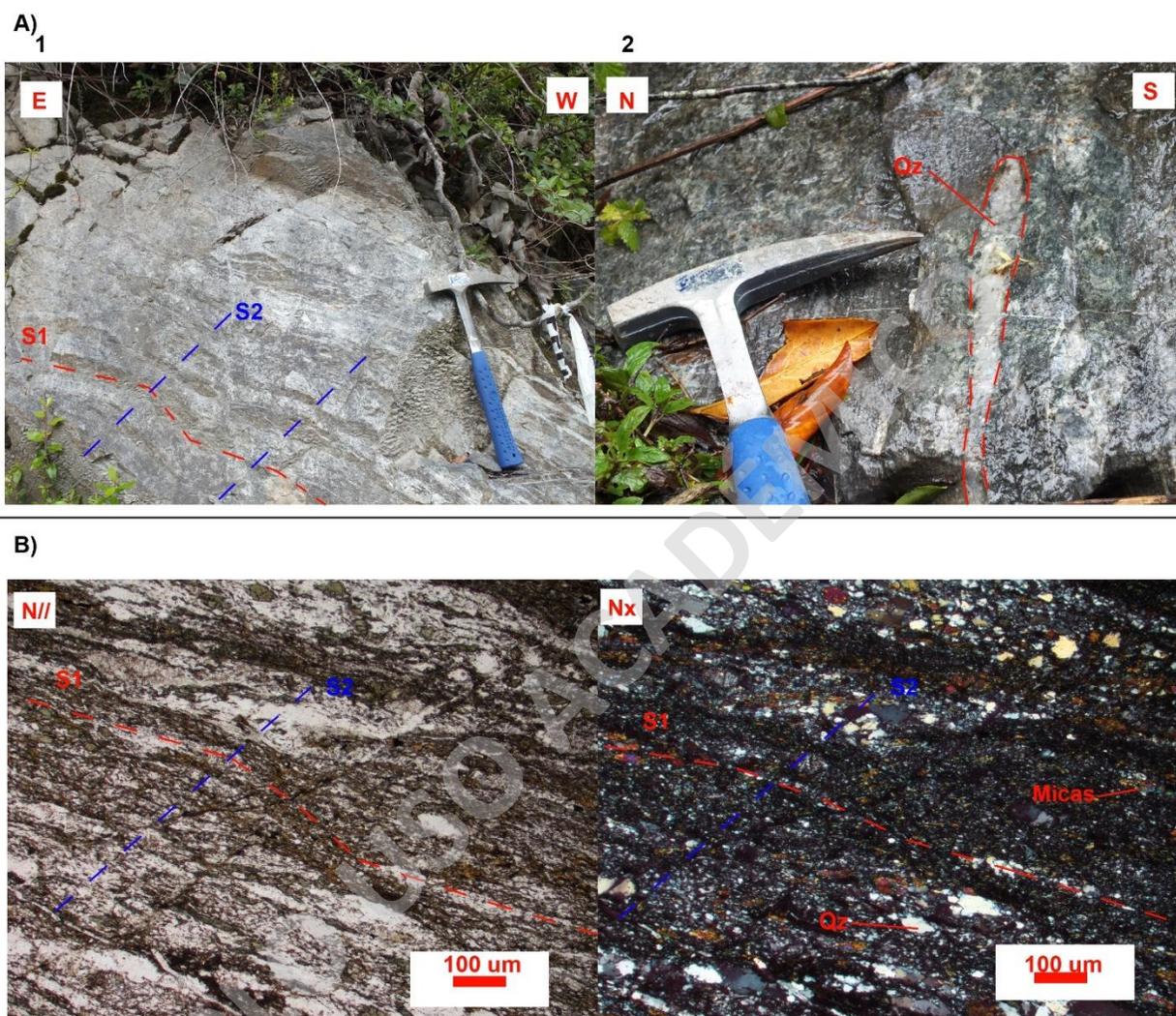


Fig. 15. Milonitas del Complejo Metamórfico Liquiñe adyacentes a Zona de Falla Liquiñe Ofqui en zona este. A) 1. Se observa una imagen a escala de afloramiento en la cual es posible reconocer una textura foliada en la roca con dos eventos de deformación S1 y S2; 2. En esta imagen es posible observar cristales de cuarzo elongados en la dirección de foliación a mesoescala; B) Fotomicrografías (100μm), a nicoles paralelo y nicoles cruzado de las rocas miloníticas, se reconoce la textura foliada de la roca y la recrystalización de agregados finos de cuarzo, así como también la forma elongado de los granos de cuarzo más grandes.

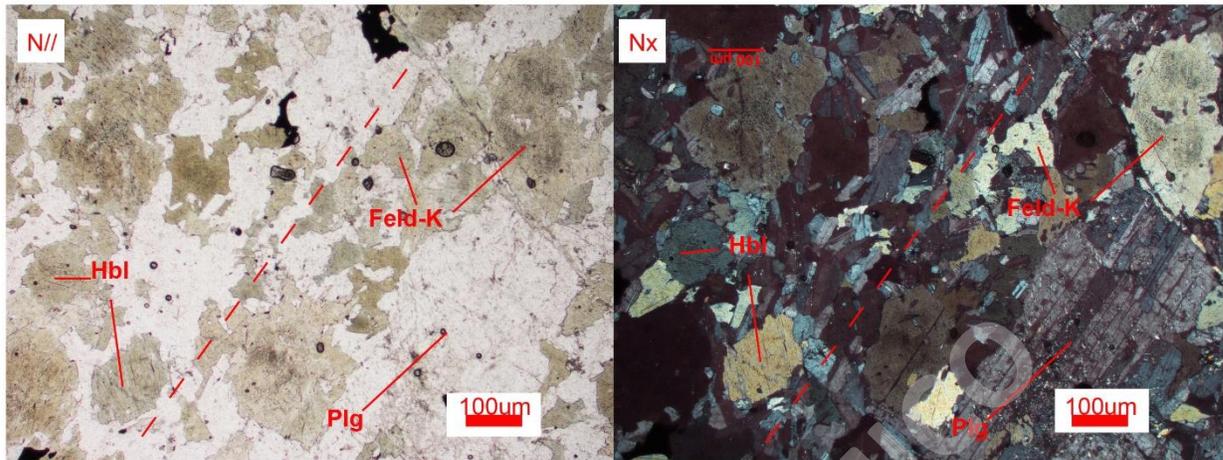
3.1.2 Cuerpos Intrusivos Mayores

3.1.2.1 Tonalitas Pirihueico Neltume Jgp (Lara y Moreno, 2004)

Se define como Tonalitas Pirihueico – Neltume a un conjunto de rocas ígneas intrusivas de edad jurásica (Lara y Moreno, 2004) las cuales afloran entre las fallas Liquiñe Ofqui y Panguipulli Neltume en la porción suroccidental del área de estudio (Fig. 13). Unidad la cual se conforma principalmente por monzogranitos en su zona central (P14, Fig.13), y cuarzo-monzodioritas (P12 y 18LF09, Fig.13) en la zona más occidental cercana a la falla Panguipulli Neltume. Este cuerpo intrusivo pareciera distar de la orientación general NS de las estructuras presentes, presentando una geometría irregular y elongación preferencial en orientación E-W (Fig. 13).

Las cuarzo-monzodioritas son ricas en anfíbola y se caracterizan por ser de grano medio (Fig. 16 A), en la fotomicrografía se observan los minerales primarios en la roca (feldespato potásico, hornblenda, plagioclasa) con aparente textura de recristalización de plagioclasa en granos finos entre los cristales, se observan cristales principalmente subhedrales a anhedrales, de bordes irregulares e intensamente fracturados, con aparente recristalización de agregados minerales de grano fino en los fenocristales de plagioclasa y feldespato. En el caso de los monzogranitos se caracterizan por su alto contenido de biotita y tamaño de grano medio a grueso (Fig. 16 B), los granos de feldespato potásico se observan de formas irregulares y bordes acerrados con característica textura de exsolución a plagioclasa evidenciado en la textura perfitica, cristales fuertemente fracturados, se observan a su vez recristalización y disminución del tamaño de grano en agregados finos de cristales de cuarzo y recristalización de agregados micáceos finos en plagioclasas, así como también elongación y desplazamiento de límite de grano en mosaicos de cuarzo en la misma dirección en la que se forma la textura de exsolución en él feldespato potásico, es posible observar extinción ondulosa en los cristales de feldespato.

A)



B)

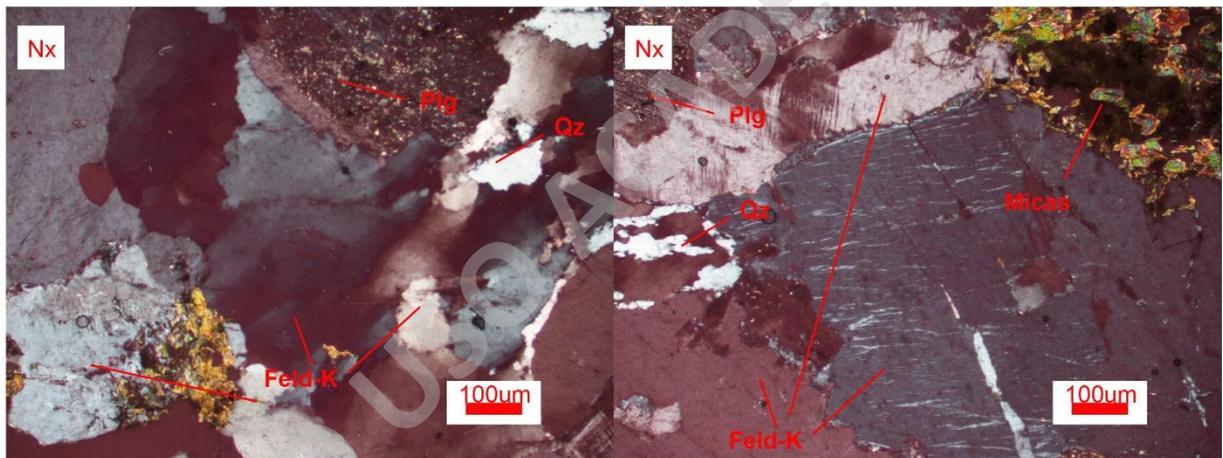


Fig. 16. Fotomicrografía (100 µm) correspondiente a rocas de los cuerpos intrusivos de las Tonalitas Pirihueico Neltume; A) cuarzo-monzonioritas, caracterizadas por la irregularidad en los bordes de sus granos y la recristalización de agregados finos de plagioclasas orientadas (muestra correspondiente a sitio 18LF09); B) rocas graníticas zona central de las tonalitas, caracterizada por su tamaño de grano grueso y la presencia de texturas de exsolución (muestra correspondiente a P14). Línea segmentada roja representa insipiente orientación de los cristales.

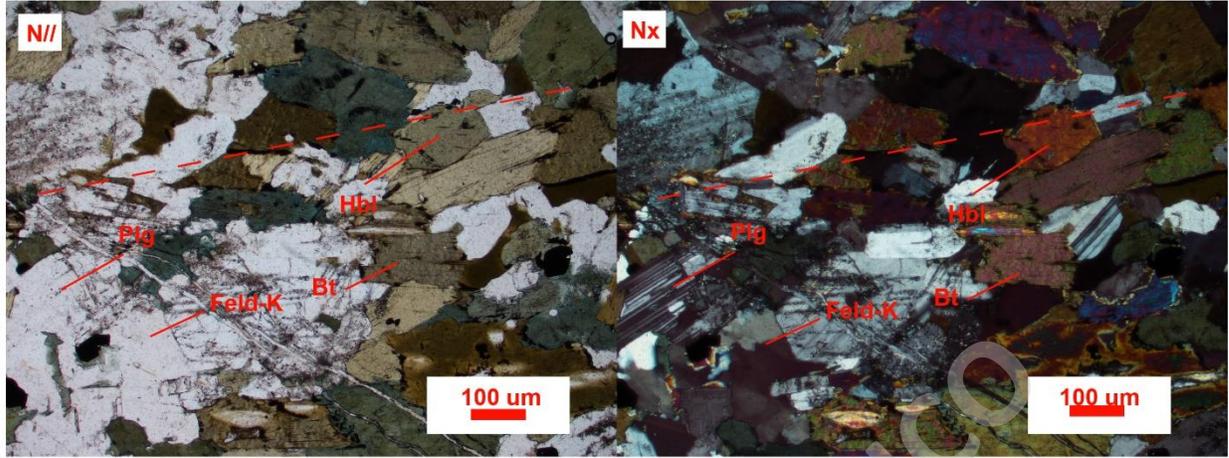
3.1.2.2 Granitoides Paimún Kg (Lara y Moreno, 2004)

Se define como Granitoides Paimún a un conjunto de rocas intrusivas de edad cretácica (Lara y Moreno, 2004) las cuales afloran inmediatamente al este de la ZFLO en casi toda su extensión norte – sur (Fig. 13), siendo el cuerpo intrusivo de mayor área en la zona.

La unidad se compone de granito en su extremo nororiental en los alrededores de la falla Reigolil – Pirihueico y tonalitas en su zona suroriental inmediatamente al este del Complejo Metamórfico Liquiñe, el cuerpo pareciera presentarse distribuido geométricamente en dirección NS a NNE, adyacente a las trazas de las fallas Liquiñe Ofqui y Reigolil Pirihueico.

Su composición está dominada por tonalitas ricas en anfíbola y biotita de grano medio a grueso (Fig. 17 A) y por granitos ricos en biotita que presenta un tamaño de grano grueso (Fig. 17 B). De manera subordinada, en la zona central del Complejo Metamórfico Liquiñe, se presentan gabros de grano grueso. En las tonalitas (Figura 17 A) es posible identificar una insipiente orientación de los cristales, con cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda de bordes irregulares y sinuosos, principalmente subhedrales e intensamente fracturados, se observa un posible relleno micáceo en los cristales de plagioclasa. Los granitos de biotita se observan cristales fuertemente fracturados, de bordes irregulares y textura de exsolución (sieves) en hornblenda y biotita, es posible identificar una insipiente zonación en los cristales de plagioclasa y recristalización de feldespato en espacios intersticiales (Figura 17 B).

A)



B)

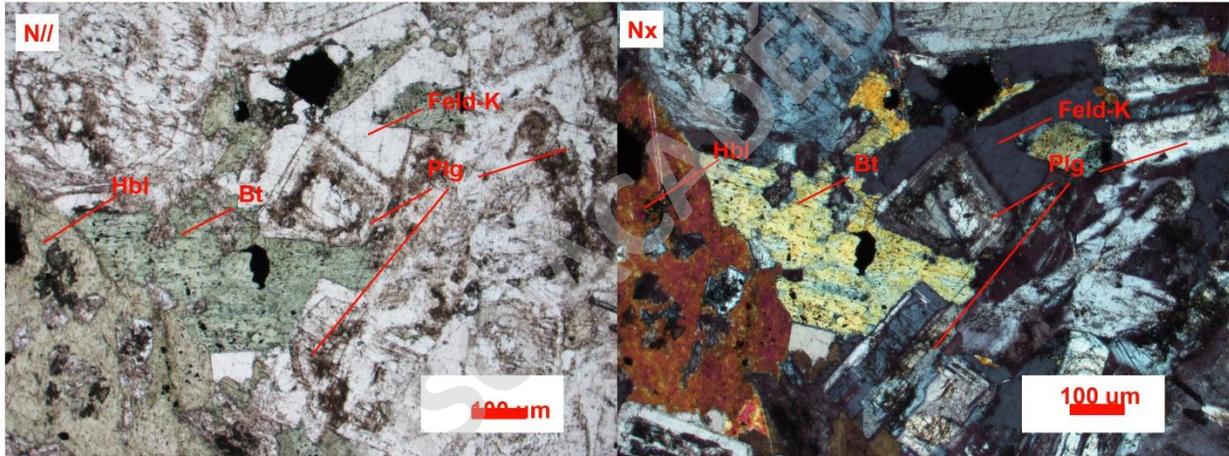


Fig. 17. Fotomicrografías (100 μm) correspondiente a cuerpos intrusivos de los Granitoides Paimún; A) rocas tonalíticas donde se observan granos de plagioclasa con texturas de recristalización de agregados micáceos microcristalinos, plagioclasas fuertemente fracturadas (muestra correspondiente a sitio 18LF05); B) Granito de biotita y anfíbola, se observa insipiente zonación en la plagioclasa, estas fuertemente fracturadas, hornblendas y biotitas con bordes irregulares y alteradas, presentan texturas de recristalización de agregados cristalinos en los fenocristales (muestra correspondiente a sitio 18LF10). Línea segmentada roja representa insipiente orientación de los cristales.

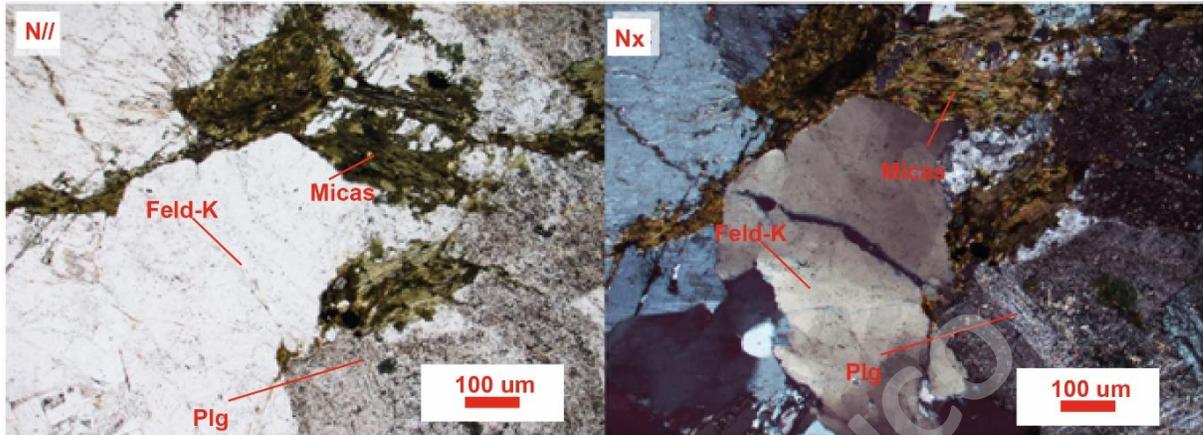
3.1.2.3 Granito Liquiñe y Granitoides Pellaifa – Neltume

Se define al Granito Liquiñe y a los Granitoides Pellaifa – Neltume como un conjunto de rocas intrusivas de edad miocena (Lara y Moreno, 2004) las cuales afloran inmediatamente al oeste de la ZFLO en casi toda la extensión norte – sur (Fig. 13), siendo

el segundo cuerpo intrusivo de mayor área en la zona, con una geometría elongada en la dirección de las estructuras presentes en el área. Su composición es principalmente monzogranítica en su zona más oriental en las cercanías a la zona de falla y granodiorítica en su zona noroccidental.

Su porción monzogranítica se caracteriza por ser rica en biotita y tener un tamaño de grano medio a grueso (Fig.18 A), en la fotomicrografía se reconocen cristales de plagioclasa con una incipiente macla simple, fuertemente alterados a micas en agregados microcristalinos. Es posible notar los cristales de feldespato con extinción ondulosa en un mosaico de grano grueso de bordes sinuoso, estos cristales los cuales se notan fuertemente fracturados y rellenos por agregados micáceos microcristalinos. En las granodioritas son ricas en biotita y anfíbola (Fig. 18 B) y presentar un tamaño de grano medio, se observa un mosaico de cuarzo y feldespatos con disminuciones de tamaño de grano, y bordes sinuosos, y aparente textura de recristalización, a su vez se observa agregados micáceos dispuestos en posiciones de sombras de presión adyacente a granos de cuarzo (Fig. 18 B).

A)



B)

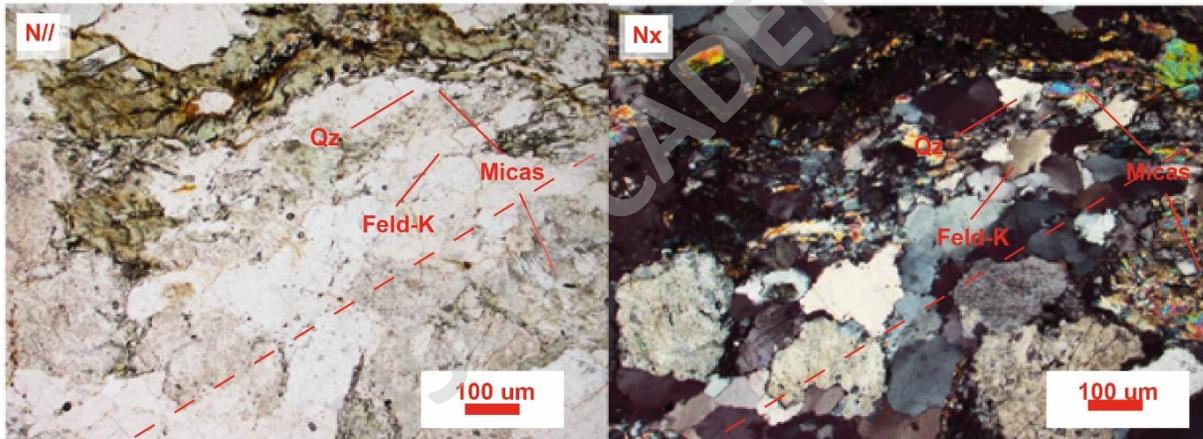


Fig. 18. Fotomicrografías (100um) correspondiente a los Intrusivos Miocenos. A) muestra correspondiente a monzogranito del punto de control 6 (P6 Fig.13); B) muestra correspondiente a granodiorita del sitio 18LF02 (Fig.13). La línea segmentada roja indica insipiente orientación de los cristales.

3.1.3 Cuerpos Intrusivos Menores

3.1.3.1 Geometría, distribución y fábrica de los diques

Los cuerpos intrusivos menores presentes en el área, correspondientes a cuerpos tabulares (diques), se caracterizan por intruir unidades intrusivas cretácicas como los Granitoides Paimún en los extremos nororiental, al este de la Falla Reigolil – Pirihueico, suroriental, al este del Complejo Metamórfico Liquiñe, y a las unidades intrusivas Miocenas como los Granitoides Pellaifa - Neltume al oeste de la falla Liquiñe-Ofqui (Fig. 13). Diques los cuales son principalmente de composición diorítica y se caracterizan por ser microcristalinos.

Aquellos diques pertenecientes a la porción oeste del área y los cuales afectan unidades intrusivas miocenas, se componen principalmente de dioritas y microdioritas y en menor medida microrita (Fig. 19 a y b), rocas de grano muy fino y matriz microcristalina las cuales se caracterizan por estar bien preservados con granos minerales subhedrales a euhedrales observados principalmente plagioclasas de bordes bien definidos, por otro lado, aquellos al este del Complejo Metamórfico Liquiñe, afectando a los Granitoides Paimún (Fig. 19 c), se componen de microdioritas y cuarzo-dioritas de grano fino a medio, presentándose fuertemente alterados, con granos de formas irregulares específicamente anhedrales, que a su vez parecieran presentar una orientación preferente. De su fábrica petrográfica entonces rescatamos que esta está formada por minerales primarios en dos familias de tamaños, principalmente plagioclasas, las cuales coinciden formando una matriz de grano fino, al parecer sin un orden o alineación preferente de estos cristales, y una segunda familia compuesta por fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno de grano medio a grueso caracterizados por ser subhedrales a anhedrales (Fig.19).

En términos de su edad, estos cuerpos cortan a todos a los intrusivos mayores presentes en el área (Fig. 13 y 21), por lo que se puede establecer una edad a partir del Mioceno, tomando en cuenta los Granitoides Pellaifa Neltume y el Granito Liquiñe. La orientación de estos cuerpos nos muestra una disposición preferentemente de rumbo noreste y en menor medida noroeste (Fig. 20 A, B, C y D; Anexo Tabla 2).

A escala de afloramiento, la mayoría de estos cuerpos presentan una geometría particular, en la que se observan diques en forma de “en échelon” o sigmoidales (Fig. 20 E), principalmente en la zona oeste de la falla Liquiñe Ofqui, y geometría tabular al este de la falla Reigolil Pirihueico (Fig. 20 F).

SOLO USO ACADÉMICO

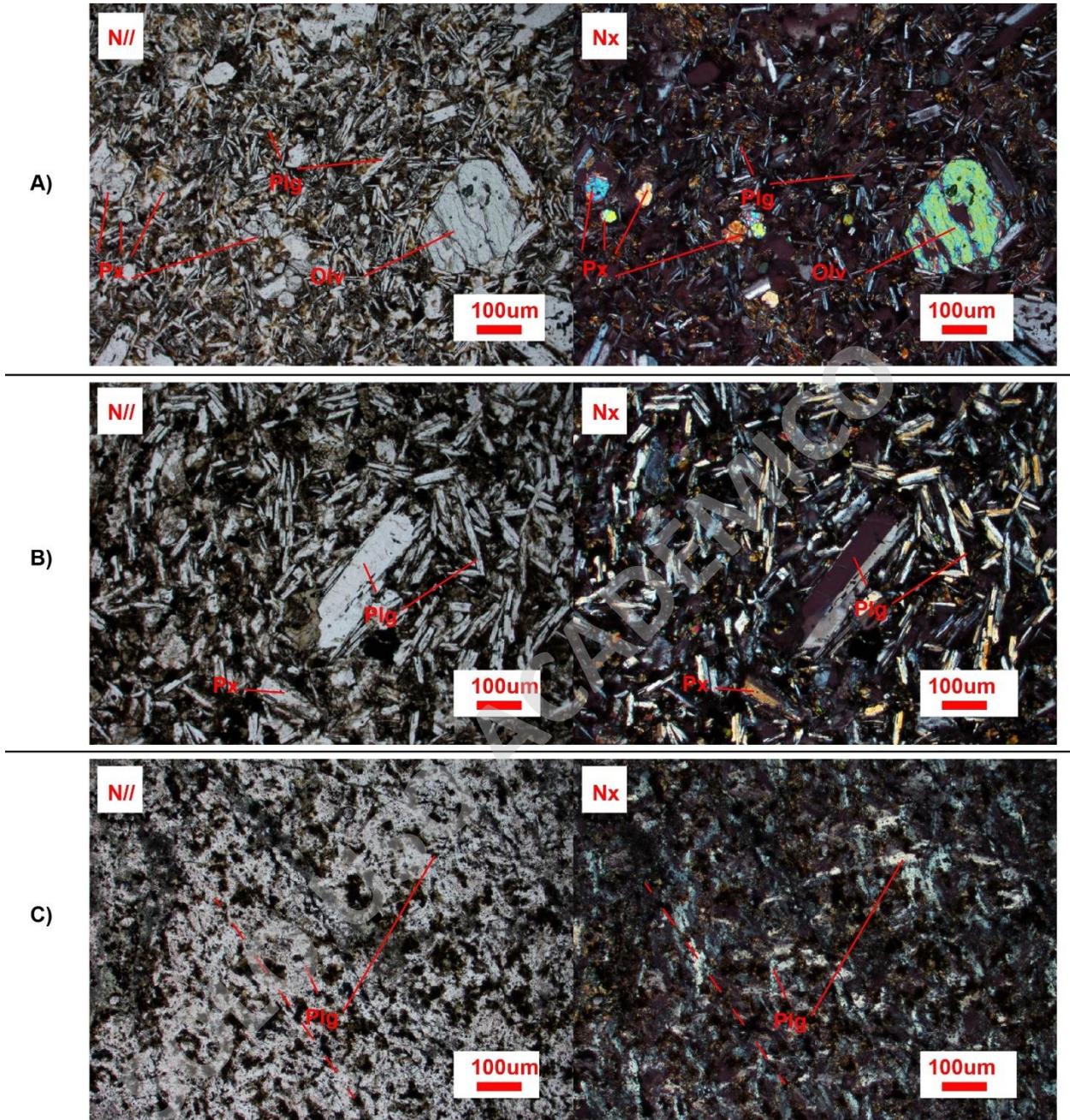


Fig. 19. Fotomicrografía (100um) correspondientes a los tipos de diques presentes en el área; a) Micronorita, se reconoce una matriz de grano muy fino compuesta de plagioclasas con fenocristales de clino y ortopiroxeno y olivino (muestra correspondiente al sitio 18LF02); b) Diorita con dos familias de tamaño de grano en plagioclasas (muestra correspondiente al sitio 18LF04); c) Microdioritas, fuertemente alterada, se reconocen principalmente cristales de plagioclase de grano muy fino (muestra correspondiente al sitio 18LF013). Línea segmentada roja indica insipiente orientación de los cristales

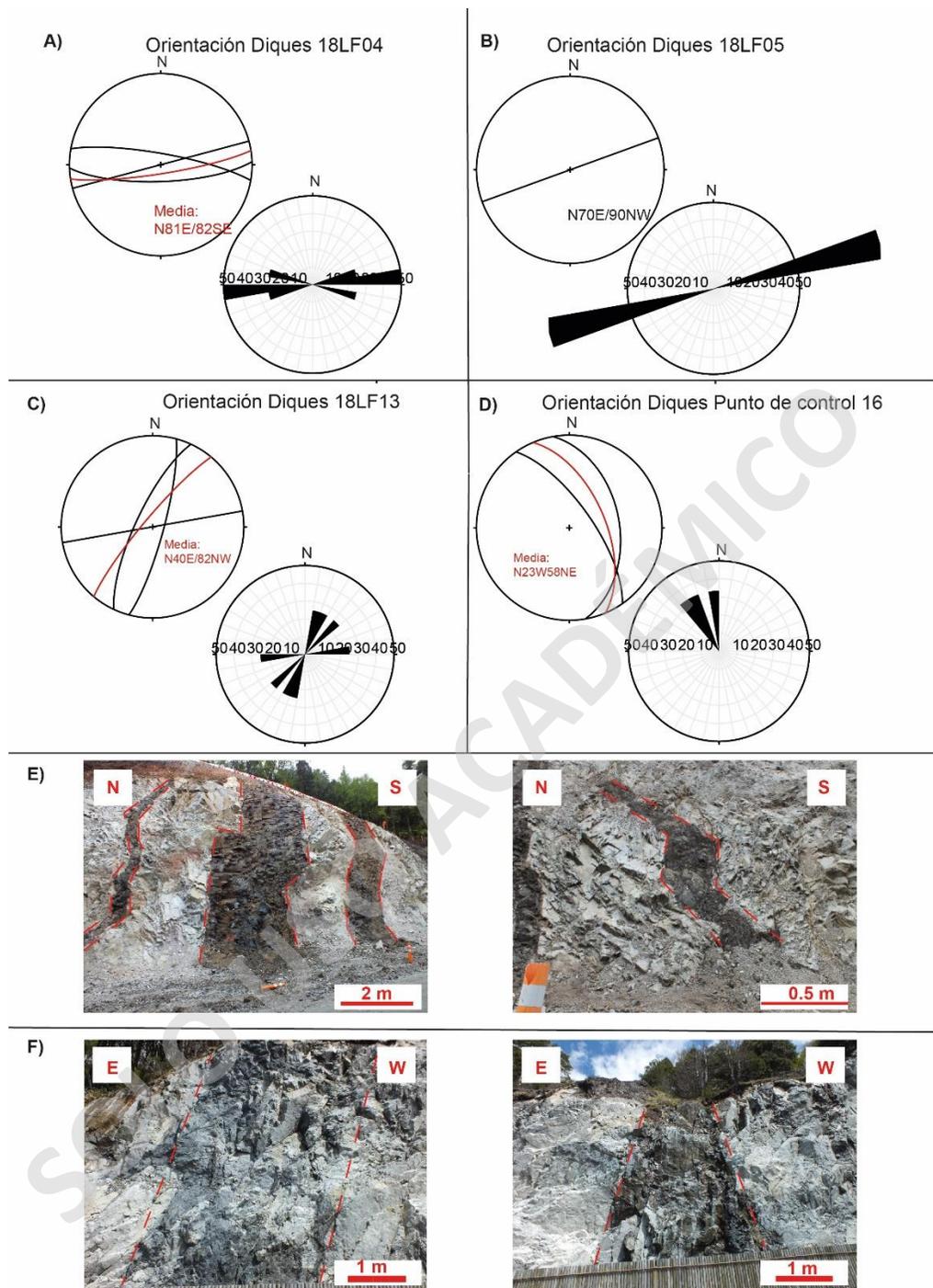


Fig. 20. Orientación y geometría de los cuerpos tabulares (diques) máficos presentes; A) y B) rumbos casi EW, diques ubicados al oeste de la falla Liquiñe Ofqui (18LF04) y al este de la falla Liquiñe Ofqui (18LF05) inmediatamente al oriente del Complejo Metamórfico Liquiñe; C) rumbos principalmente NE para diques pertenecientes al sitio 18LF13, ubicados al este de la falla Reigolil Pirihueico; D) rumbos NW para diques pertenecientes al punto de control 16, al oriente de la falla Reigolil Pirihueico; E) Geometría sigmoidal de diques ubicados al oeste de la falla Liquiñe Ofqui (18LF04) y F) Geometría tabular de diques ubicados al este de la falla Reigolil Pirihueico.

3.2 Resultados Estructurales

La geología estructural de la zona de estudio está caracterizada por el dominio de la ZFLO, en este caso se expresa como un gran lineamiento en la zona central del área, que pone en contacto unidades Paleozoicas al Este, con unidades Cretácicas y unidades Miocenas, hacia el Oeste de la traza principal de la falla (Fig. 13; Fig. 21).

Es posible identificar tres estructuras de primer orden en la zona, las cuales afectan principalmente cuerpos intrusivos Jurásico, Cretácicos y Miocenos, y a las unidades metamórficas Paleozoicas presentes en la zona, estas serían nombradas de Este a Oeste como la Falla Reigolil - Pirihueico, Falla Liquiñe - Ofqui y Falla Panguipulli - Neltume (Fig.21), esta última caracterizada y definida en el presente estudio.

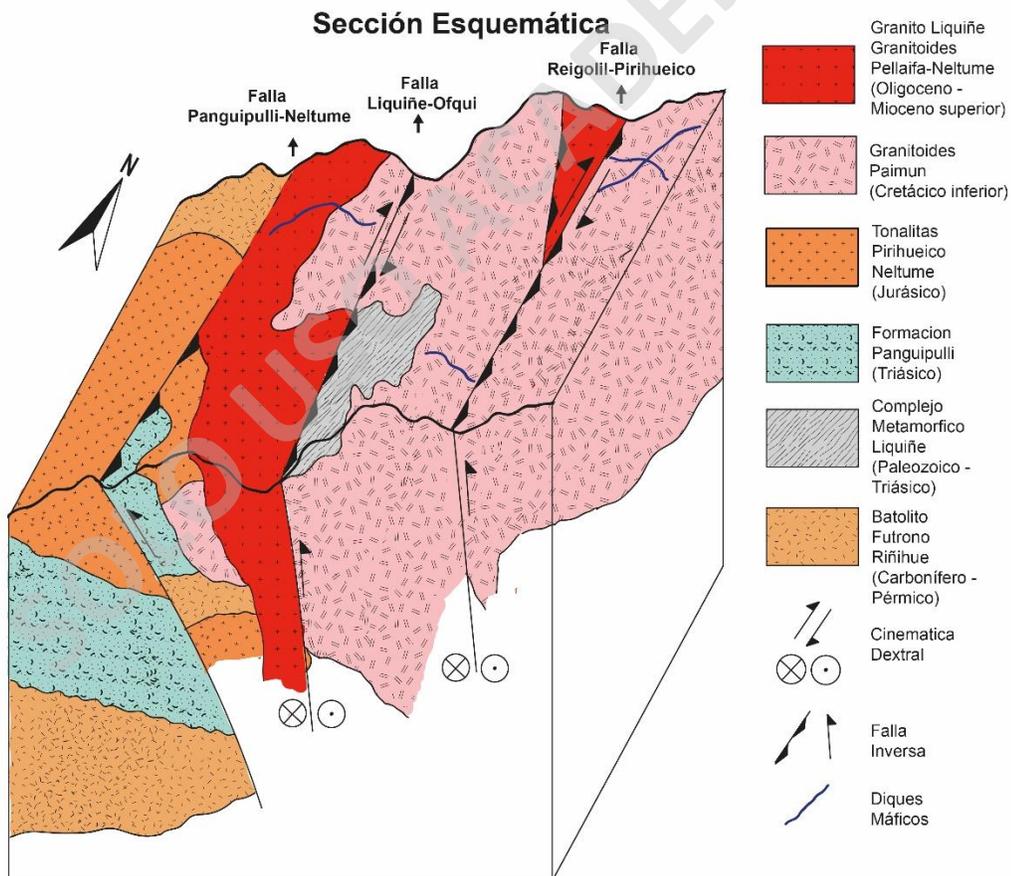


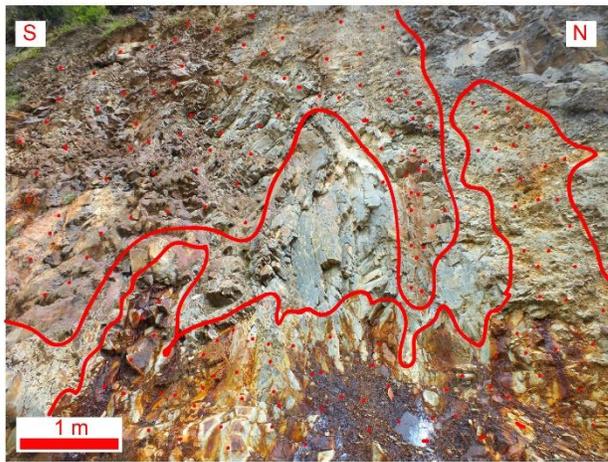
Fig. 21. Sección esquemática del área. En esta figura se identifican las estructuras principales presentes, su cinemática y movimiento en el eje vertical, y la relación de corte con las unidades adyacentes a las trazas de las fallas.

3.2.1 Falla Reigolil Pirihueico

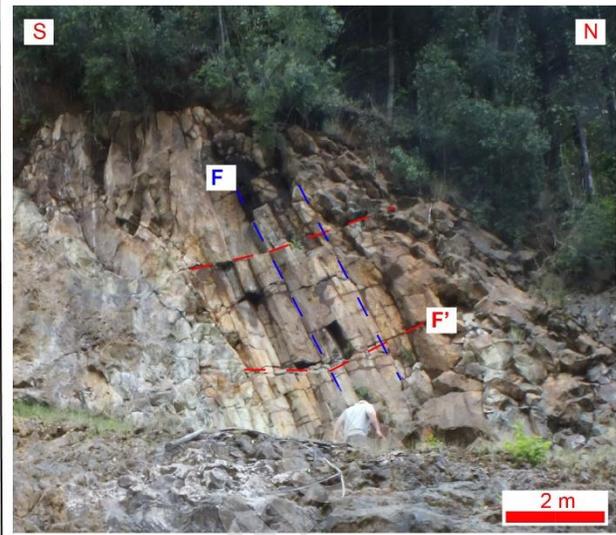
La Falla Reigolil Pirihueico aflora en la zona noreste del área (Fig. 13), hacia la frontera con Argentina, por el paso internacional Mamuil Malal, la cual presenta una extensión mínima de 15 km de longitud en la norte-sur en la zona. Se caracteriza por ser una falla de rumbo norte sur a nor-noreste y de movimiento inverso dextral (Fig. 21) (Lara y Moreno, 2004; Lara y Moreno, 2008), la cual pone en contacto Unidades Intrusivas cretácicas, Granitoides Paimún, con las Unidades Intrusivas miocenas correspondiente a la Tonalita las Peinetas, esta última agrupada al Granito Liquiñe y Granitoides Pellaifa Neltume. La zona de falla se caracteriza por estar fuertemente alterada, presentando principalmente oxidación de los minerales y de la matriz y una fuerte meteorización de la roca representada por un predominio de material arcilloso (Fig. 22 A) dificultando la obtención de datos del plano de falla.

La zona de falla está caracterizada por estar fuertemente fracturada, en la cual se puede distinguir dos familias de estructuras (Fig. 22 B), una familia en la cual predominan rumbos y manteos promedios de N54W/75NE, y una segunda familia de N34E/55NW (Fig. 22 C y D; Anexo Tabla 1).

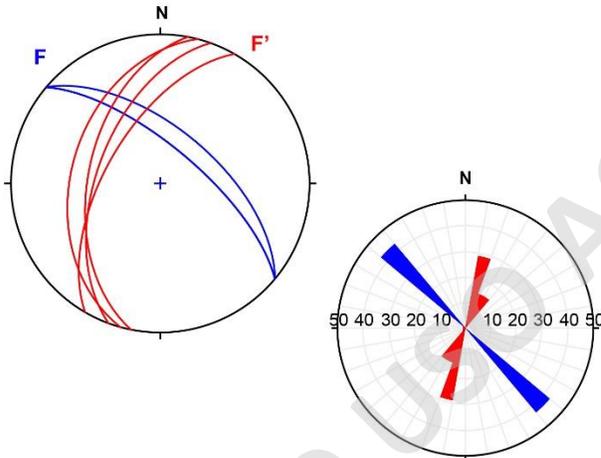
A)



B)



C) Fracturas Punto de control 16



D) Fracturas Punto de control 17

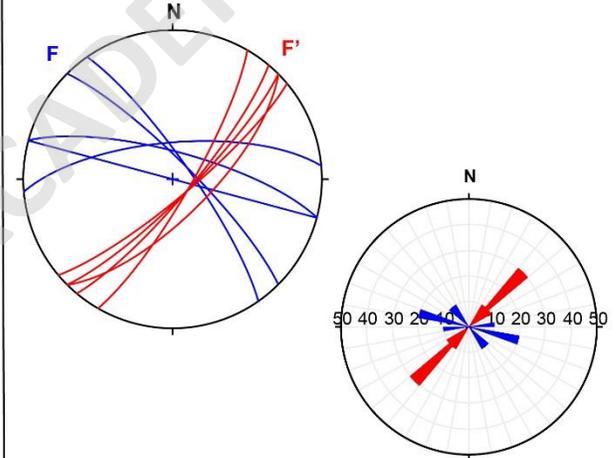


Fig. 22. Caracterización zona de falla correspondiente a Falla Reigolil Pirihueico; A) zona de falla, el polígono rojo resalta las áreas de intensa alteración con fuerte presencia de oxidación y minerales de arcilla; B) Fracturas presentes en la zona de falla, F: Fracturas de rumbo NW, F': Fracturas de rumbo NE; C) Proyecciones de los planos de fracturas en punto de control 16 y D) Proyecciones de los planos de fracturas en punto de control 17.

3.2.2 Falla Liquiñe Ofqui

Corresponde a la estructura de primer orden más grande que se ubica en la zona de estudio, específicamente se observa en la zona central del área alcanzando una extensión aproximada en la norte sur de al menos 18 km (Fig.13). Esta falla se observa como una falla inversa de alto ángulo y deslizamiento de rumbo dextral (Fig.21), la cual, hacia el Este, pone en contacto unidades metamórficas paleozoicas (Complejo Metamórfico Liquiñe) y unidades intrusivas cretácicas (Granitoides Paimún) con unidades intrusivas miocenas (Granito Liquiñe) al Oeste de la falla.

La orientación de esta estructura es predominantemente de rumbo noreste y manteo al sureste (Fig.23 a), en promedio de rumbo N30E y manteo en dirección 65SE (Anexo Tabla 1). Respecto al movimiento de la falla, se asume un desplazamiento vertical de tipo inverso, principalmente por el contacto entre unidades Paleozoicas y Cretácicas en el bloque colgante con unidades Miocenas en el bloque yacente (Rodríguez, C et al., 1999). Sin embargo, es necesario notar que hay presencia de planos de falla de rumbo NE y manteo NW de ángulo de inclinación similar de aproximadamente 60°al NW (Fig.23 a). Para el caso de las fracturas asociadas a esta falla, se observa un rumbo predominante de orientación similar, noreste y en menor medida de rumbo noroeste, con variaciones en el manteo hacia el noroeste (Fig.23 b; Anexo Tabla 1) estableciendo dos categorías de fracturas, una de rumbo noreste y manteo noroeste, y la segunda de rumbo noroeste y manteo noreste.

Es posible reconocer indicadores cinemáticos a meso y microescala (Fig. 23 c y d). Entre las microtexturas observadas se encuentran agregados micáceos deformados en estilo de micafish (Fig. 23 c) (Fossen, H., 2010), además de una serie de colas tipo sigma (Fig. 23 d). Estos indicadores sugieren una cinemática de desplazamiento horizontal de carácter dextral (Fossen, H., 2010). Además, acorde a su orientación subvertical (Fig. 23 d) corroboraría un movimiento vertical de tipo inverso de la falla, tomando en cuenta los planos de falla de manteo SE, sin embargo, si consideramos aquellos planos de manteo NW ese movimiento podría ser considerado de tipo normal.

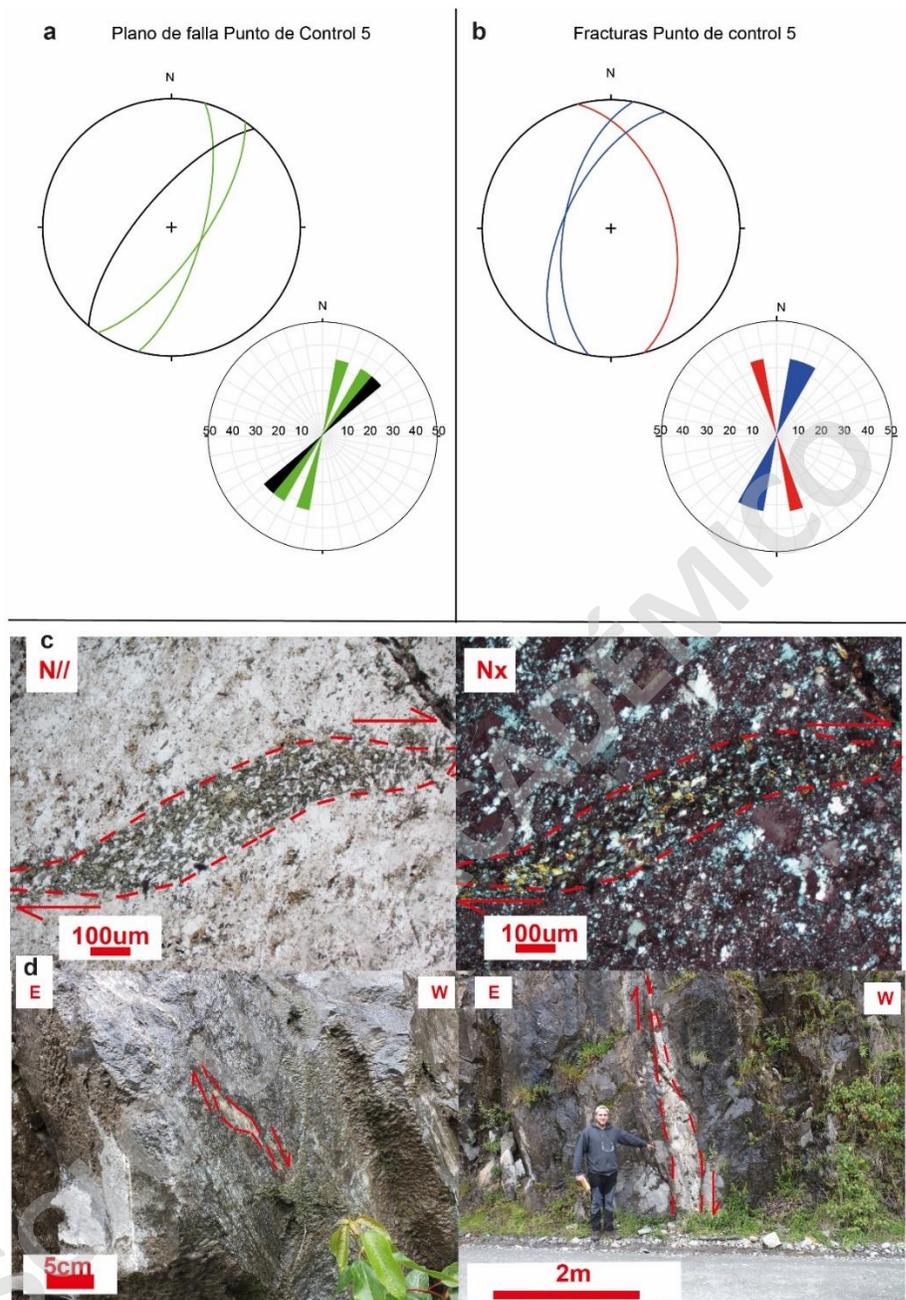


Fig. 23. Orientaciones de planos de falla y fracturas e indicadores cinemáticos para la traza de falla Liquiñe Ofqui encontrados en rocas miloníticas; a) orientaciones de los planos de falla para el punto de control 5 (Fig. 13); b) orientaciones de fracturas adyacentes a la zona de falla; c) fotomicrografía (100µm) indicador cinemático dextral tipo micafish; d) colas sigma a mesoescala, indicadores de cinemática dextral.

3.2.3 Falla Panguipulli Neltume

Corresponde a la estructura de primer orden más pequeña que se observa en el área de estudio, se ubica en la parte suroeste y alcanza una longitud de 8 km como mínimo (Fig. 13), se identifica como una zona de cizalle fuertemente alterada.

Esta estructura se observa como una falla inversa de alto ángulo con orientación similar a la Falla Liquiñe Ofqui (Fig.21), dispuesta con rumbo noreste y manteo sureste como se observa en las proyecciones estereográficas (Fig.24 A, B y C) con un promedio de N57E/83SE (Anexo Tabla 1). Respecto al movimiento de la falla, se interpreta un movimiento vertical de tipo inverso mediante la identificación de pliegues de pequeña escala en una zona de cizalle (Fig.24 D) y vetas de cuarzo desplazadas con movimiento inverso sobre el plano de falla (Fig.24 E), los pliegues se caracterizan por ser asimétricos y en la cual su vergencia indica la dirección de transporte (Fossen, H., 2010) en este caso hacia el oeste.

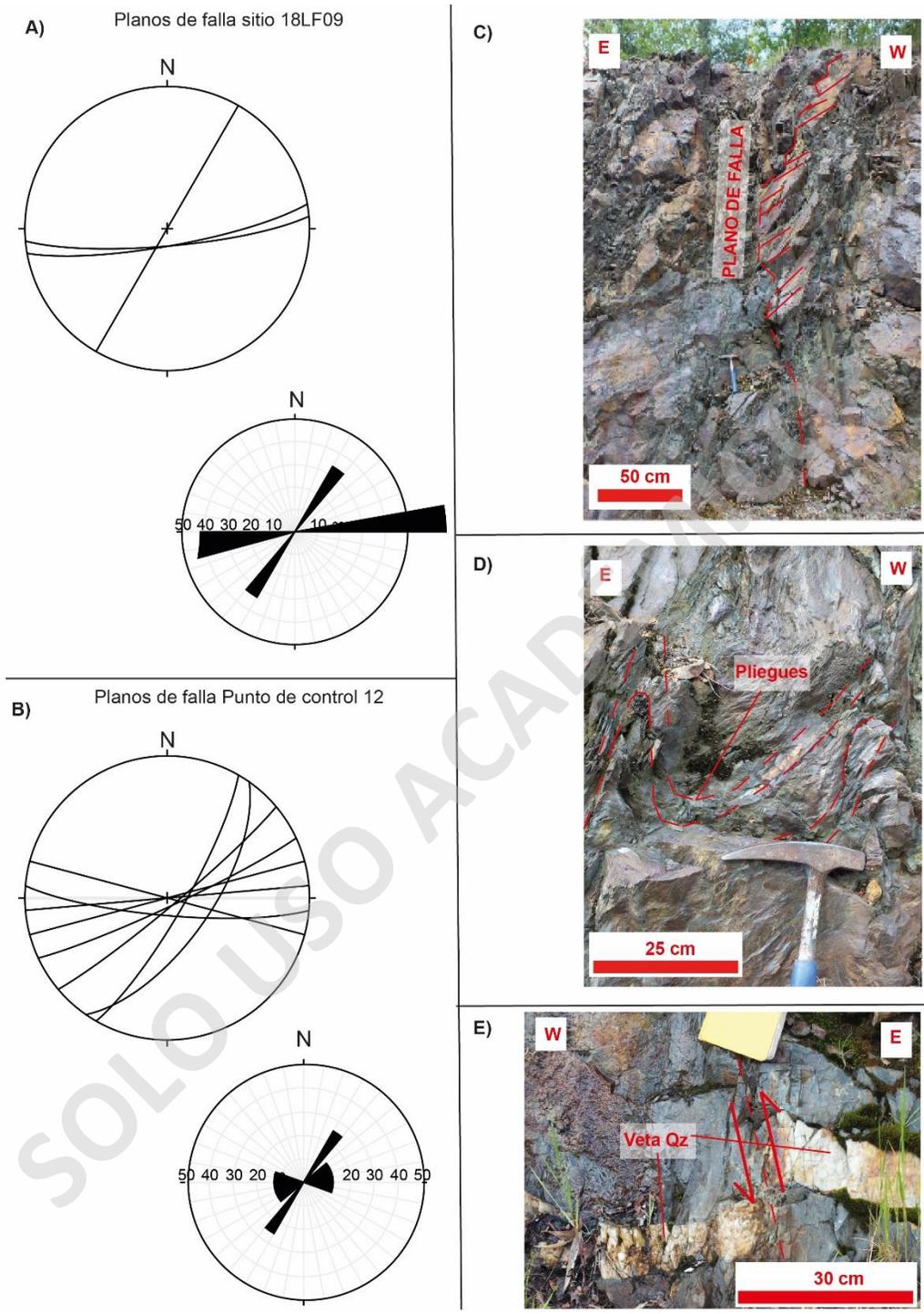


Fig. 24. Caracterización estructural para la zona de falla correspondiente a la Falla Panguipulli Neltume; A) proyecciones estereográficas para los planos de falla correspondientes al sitio 18LF09, B) proyecciones estereográficas para los planos de falla correspondientes al punto de control 12, C) plano de falla en punto de control 12, D) pliegues asimétricos de pequeña escala observados en la zona de falla y E) desplazamiento en el eje vertical con movimiento inverso evidenciado en veta de cuarzo.

3.3 Resultados fábrica petrográfica de los Intrusivos

La zona de estudio se caracteriza por un dominio de unidades intrusivas por sobre unidades sedimentarias o metamórficas, las cuales no están exentas a los procesos de deformación que ocurrieron en el área. Es por esto, y por la posible relación entre la deformación y el transporte y emplazamiento de magmas que los cuerpos intrusivos mayores y los diques son foco de estudio en ámbitos de su geometría, distribución, orientación y texturas tanto a escala micro o macro.

3.3.1 Foliación de los cuerpos intrusivos

Es posible reconocer texturas de foliación de los minerales que conforman los cuerpos, estos cuyos planos de foliación presentan variaciones en las diferentes zonas de un cuerpo respecto a las cercanías con las estructuras.

3.3.1.1 Foliación cuerpos intrusivos zona oeste falla Liquiñe Ofqui

En esta zona predominan los cuerpos intrusivos correspondientes a las Tonalitas Pirihueico Neltume de edad Cretácica y Granito Liquiñe y Granitoides Pellaifa Neltume de edad Miocena (Lara y Moreno, 2008). Las rocas pertenecientes a las tonalitas Pirihueico-Neltume y al Granito Liquiñe se observan fuertemente foliados en la cual es reconoce la orientación de los minerales tanto a muestra de mano como a escala de microscopio (Fig. 25).

Estas foliaciones son principalmente de rumbo noreste y manteo sureste (Fig. 25 A) en las Tonalitas Pirihueico Neltume hacia la zona occidental, cercano a la Falla Panguipulli Neltume, puntos de control 12 y 14 (Fig. 25 F), las cuales son en promedio N70E/70SE (Anexo Tabla 1), foliaciones definidas principalmente por minerales de hornblenda, plagioclasa (Fig. 25 B) y agregados de cuarzo (Fig. 25 C).

Para El Granito Liquiñe, adyacente a la Falla Liquiñe Ofqui, las foliaciones presentan rumbo NW y manteo SW (Fig. 25 G) definidas principalmente por alineaciones de anfíbolos (Fig. 25 D) y feldespatos potásicos (Fig. 25 E).

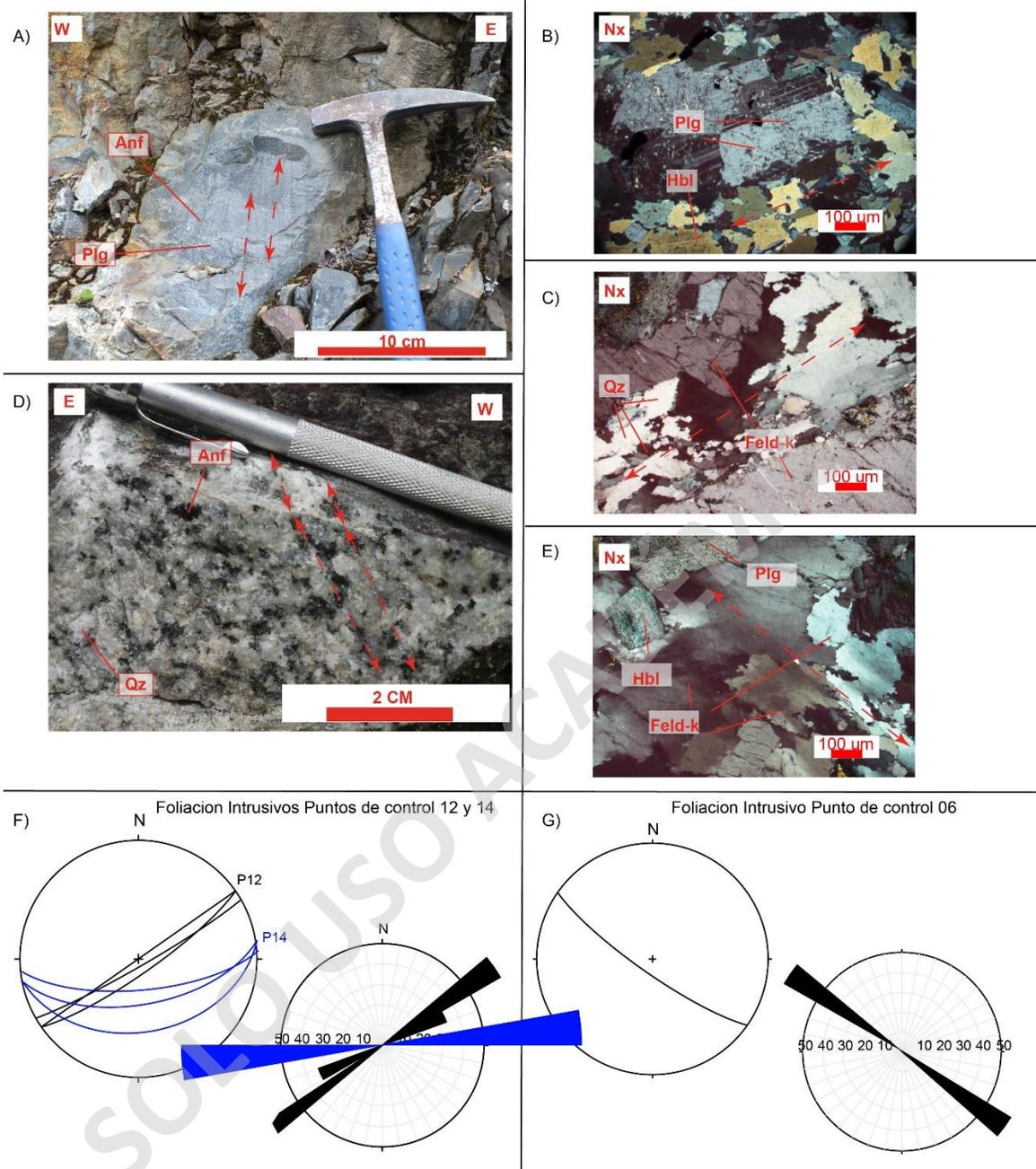


Fig. 25. Foliaciones Minerales en intrusivos pertenecientes a las Tonalitas Pirihueico Neltume (A, B y C) y al Granito Liquiñe (D y E); A) Foliación rumbo NE en cristales de anfíbolos (bandas oscuras) y plagioclasas (bandas claras) en rocas cuarzo-monzodioríticas (P12, Fig. 13); B) Foliación en cristales de hornblendas y plagioclasas en rocas cuarzo-monzodioríticas (18LF09, Fig. 13); C) Foliaciones en cristales de cuarzo y feldespato-k en monzogranito (P14, Fig. 13); D) Foliación rumbo NW en cristales de anfíbolos en monzogranitos (P6, Fig. 13); E) Foliación en cristales de feldespato-k en monzogranitos (P6, Fig. 13); F) y G) Proyecciones estereográficas de los planos de foliación mineral en los intrusivos anteriormente mencionados. Flecha segmentada roja indica orientación de foliaciones.

3.3.1.2 Foliación en cuerpos intrusivos zona este de falla Liquiñe Ofqui

En este sector predomina el cuerpo intrusivo Cretácico correspondiente a la unidad Granitoides Paimún, rocas las cuales se presentan fuertemente foliadas y en algunos casos se identifican más de una dirección de foliación (Fig. 26).

Es posible identificar estas foliaciones a escala macroscópica como microscópica, siendo fácil identificar ambas familias de foliaciones, y establecer una dirección preferencial de foliación de rumbo principalmente noroeste con variaciones establecidas dentro de este mismo cuadrante (Fig. 26 A y F; Anexo Tabla 1), donde en la roca tonalítica de anfíbol se reconoce un primer evento S1 de rumbo NW y manteo SW y un segundo evento S2 de rumbo NE y manteo principalmente NW (Fig. 26 F y G) dominado por alineaciones minerales observadas en cristales de plagioclasa, feldespato potásico y anfíbola (Fig. 26 A y B). Un patrón característico observable en la zona es la presencia de zonas miloníticas, en las cuales es posible reconocer eventos de deformación a través de indicadores como la elongación y desplazamiento de enclaves máficos en su eje corto, tal y como se observa en la figura 26, C, en estas mismas zonas, las milonitas, y contemplando los indicadores mencionados, exponen dos eventos de foliaciones S1 y S2 de rumbos cercanos a NS manteos principalmente hacia el W (Fig. 26 C, D y H). En la fotomicrografía de la figura 26, E, se observa una alineación preferencial de cristales de plagioclasa y hornblenda en granodioritas.

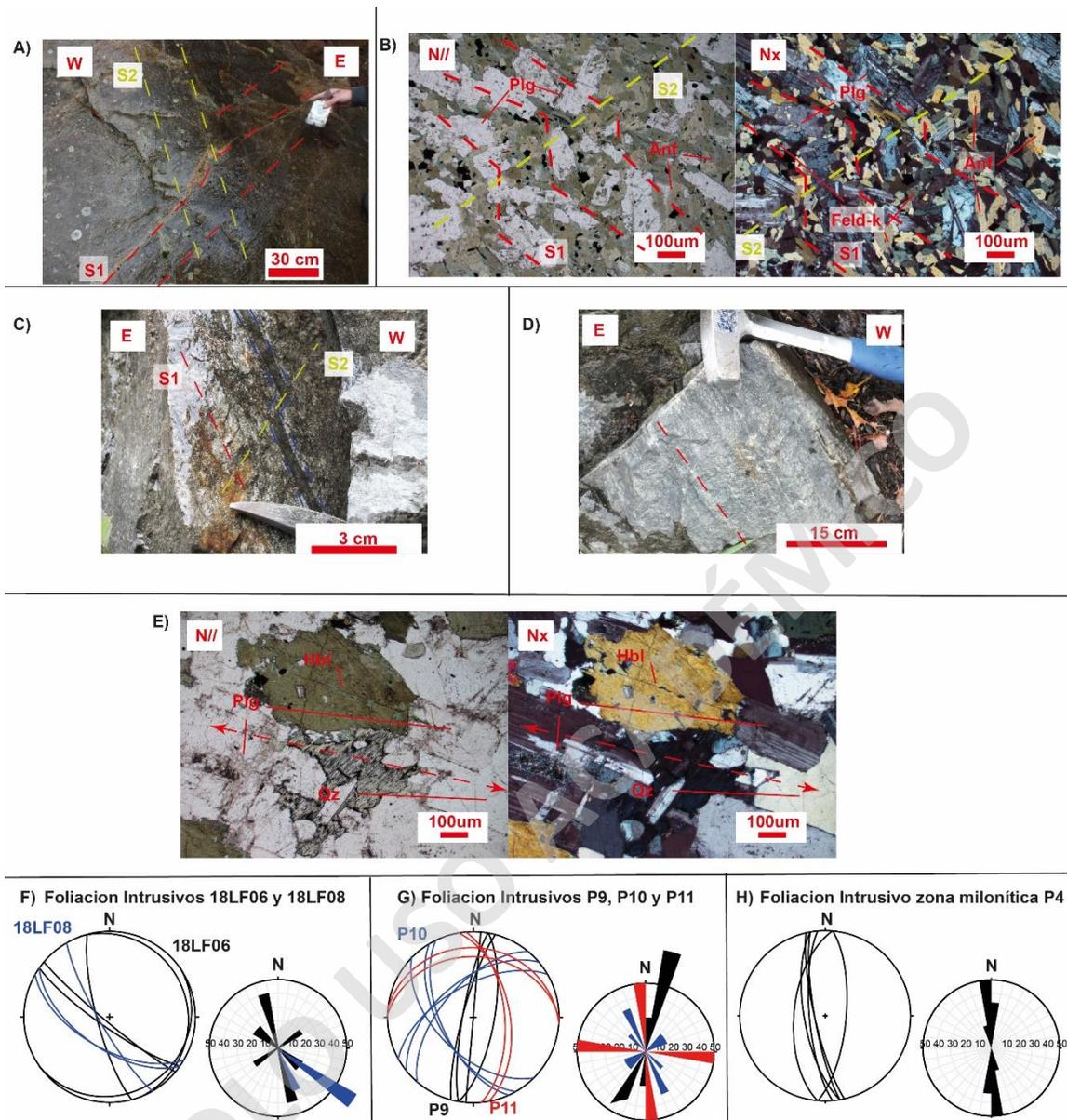


Fig. 26. Foliaciones minerales presentes en rocas de los Granitoides Paimón (A, B y E) y en zonas miloníticas (C y D). A) Tonalita de anfíbol correspondiente al punto de control 10 (Fig. 13), podemos observar dos eventos de foliaciones minerales, un primer evento S1 de rumbo NW y un segundo evento S2 de rumbo NE; B) Fotomicrografía de las tonalitas de anfíbol donde es posible reconocer a escala microscópica S1 y S2 definidos por alineaciones de minerales de plagioclasa, feldespato-k y anfíbolos; C) se observan dos eventos, S1 y S2 en zonas miloníticas de rumbos casi NS y a su vez un enclave máfico delimitado por las líneas segmentadas azules, el cual se ve elongado en S1 y desplazado en S2 (punto de control 4); D) plano de foliación en zona milonítica (punto de control 4); E) Fotomicrografía de granodiorita de hornblenda (18LF07), se observa foliación definida por cristales de plagioclasa y hornblenda; F) G) y H) proyecciones estereográficas de los planos de foliaciones minerales para la zona este de la falla Liquiñe Ofqui.

3.4 Resultados Fábrica Magnética para cuerpos intrusivos cercanos a la ZFLO.

En la presente sección se muestran los resultados de la fábrica magnética de los cuerpos intrusivos mayores y diques, obtenidos a partir de las mediciones de ASM. Para esto se analizarán los parámetros escalares como también la orientación espacial del tensor de ASM.

3.4.1 Susceptibilidad Magnética

Respecto a los valores de susceptibilidad magnética promedio de los cuerpos intrusivos presentes (Fig. 27 a), es posible determinar un rango de valores bastante extenso que va del orden de los 0.8 a 49.1×10^{-3} SI (Anexos Tabla 3). Se observa que los valores de susceptibilidad magnética tienden a ser mayores en diques, de composición máfica, comparados con los intrusivos mayores, de composición intermedia-félsica (incluso teniendo valores muy cercanos a 0 o casi nulos como en el caso de las muestras del sitio 18LF09).

- En el caso de los diques, los cuales tienden a tener susceptibilidades magnéticas mayores a los cuerpos intrusivos de mayor tamaño, lo cual puede deberse a su carácter composicional, los valores de k_m varían desde los 28.8 a 49.1×10^{-3} SI (Anexos Tabla 3) siendo el sitio 18LF05 el con menor valor, probablemente producto de su litología con considerable presencia de cuarzo.
- En contraparte, los cuerpos intrusivos mayores tienen valores de susceptibilidad menores, estos valores presentan un rango más diverso que los diques, teniendo valores que varían entre los 0.8 a 31.1×10^{-3} SI (Anexos Tabla 3), y en los cuales no pareciera haber una directa relación entre la composición y el valor de k_m .

Aquellas susceptibilidades magnéticas que están por sobre los 0.5×10^{-3} SI, sugiere la presencia y dominio de minerales ferromagnéticos por sobre aquellos paramagnéticos, posiblemente por contenido de magnetita (Bouchez, 1997), lo que para este caso indicaría un dominio total de la susceptibilidad producto de minerales ferromagnéticos.

3.4.2 Parámetros escalares: Geometría del tensor de anisotropía.

Tanto para los diques como para los cuerpos intrusivos mayores, los parámetros tanto de foliación como de lineación magnética parecen estar bastante definidos (Fig. 27 b), presentando en ambos casos rangos aproximados del 2 al 20 %, valores coincidentes con el grado de anisotropía el cuál no supera por mucho el 20 %.

- En el caso de los diques, el grado de anisotropía para la mayor porción de las muestras no supera el 10 %, siendo el 60 % de estas inferiores a un grado de anisotropía de 5 %, con la excepción de la muestra 18LF05 la cual presenta el mayor grado de anisotropía con un valor cercano al 20%. De esta misma forma ocurre con la lineación y foliación magnética, siendo la mayoría de sus valores inferiores al 5 %, nuevamente con la excepción de la muestra 18LF05.
- En caso contrario ocurre para los cuerpos intrusivos mayores, en los cuales el 67 % de los datos supera un valor de 15 % del grado de anisotropía, siendo la muestra 18LF09 levemente superior al 20% y la muestra 18LF11 la con menor grado de anisotropía, inferior al 5 %. Los valores de foliación magnética parecieran ser en su mayoría bajo el 5% a excepción de las muestras 18LF06 y 18LF07, las cuales son levemente superiores al 10%. Respecto a la lineación magnética la mayoría de los valores son inferiores al 10% con la excepción de la muestra 18LF09 con valores cercanos al 20%.

Un análisis del aspecto de forma muestra que, para el caso de los diques, la forma del tensor de ASM es totalmente oblata, mientras que los cuerpos intrusivos mayores, si bien en su mayoría son prolatos, se observa que para las muestras 18LF06 y 18LF07 son oblatos (Fig. 27 c).

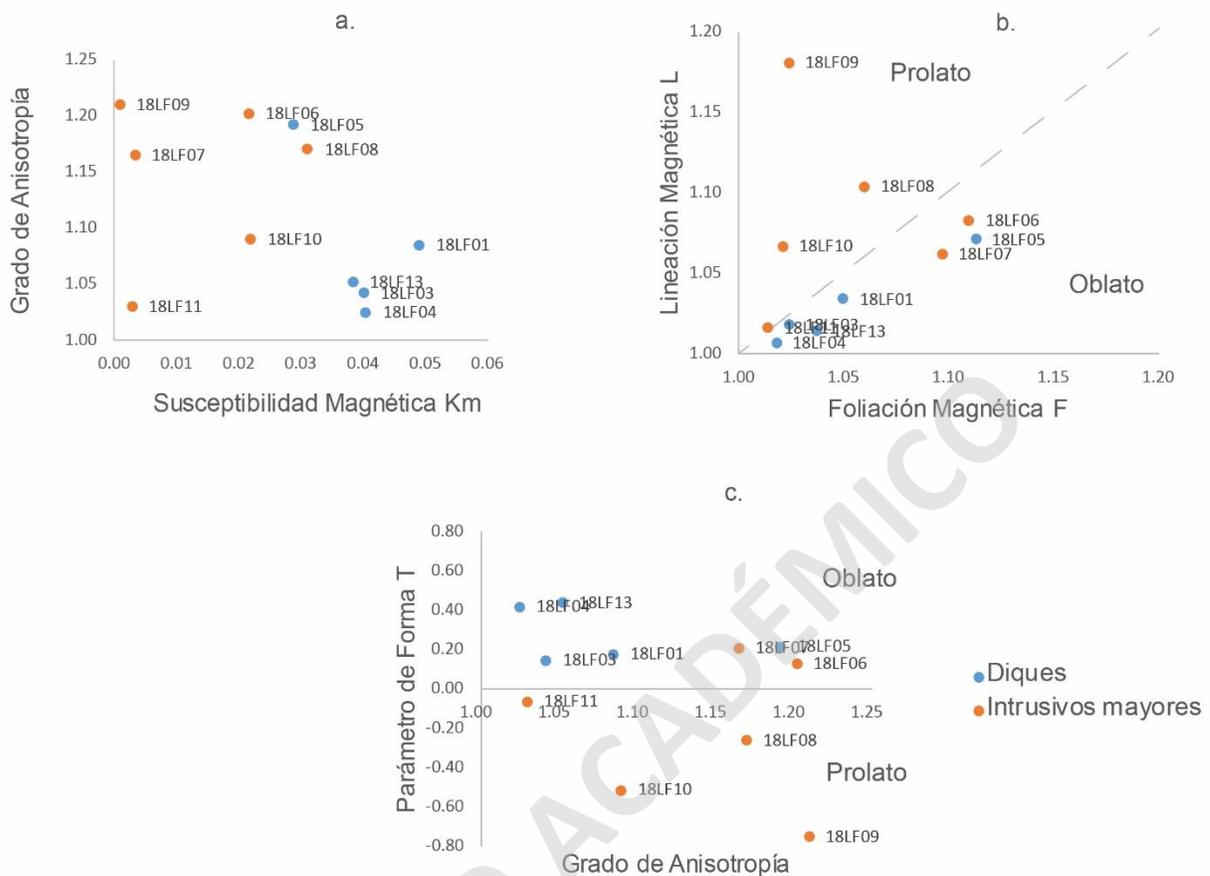


Fig. 27. Parámetros escalares de la fábrica magnética de los cuerpos intrusivos. a) grado de anisotropía (P) versus susceptibilidad magnética promedio (k_m bulk); b) diagrama Flinn (Fossen, 2010) que muestra el grado de lineación versus el de foliación magnética, el cual permite distinguir la forma del tensor de AMS (prolato u oblato); c) parámetro de forma del tensor de ASM calculado según Jelinek (1981), comparado con el grado de anisotropía.

3.4.3 Orientación de la fábrica Magnética

Respecto a la fábrica magnética es posible distinguir diversos patrones en las diferentes unidades intrusivas del área, en la cual los tensores de ASM aparecen bien definidos en algunos casos y en otros se dificulta la interpretación de los tensores.

Tomando en cuenta las proyecciones estereográficas de los tensores de ASM de los diques, correspondientes a las muestras 18LF01, 18LF03, 18LF04, 18LF05 y 18LF13 (Fig. 28), para el caso particular de las 18LF03, 18LF04 y 18LF05 se observa una buena

definición del tensor debido a una poca o nula dispersión de los datos respecto a cada eje de estas, correspondientes a una elipse oblata, es posible identificar que el eje mayor es cercano a la primitiva, siendo posible afirmar que la fábrica tendría un sentido principalmente subhorizontal y una dirección con rumbo tendiente al NE-SW, sin embargo, el eje intermedio vislumbra un sentido subvertical y aparentemente de rumbo E-W . En el caso de las muestras 18LF01 y 18LF13 se dificulta la visualización de la fábrica, sin embargo, es posible estimar un sentido subhorizontal con aparente rumbo E-W.

En el caso de los cuerpos intrusivos mayores, las proyecciones estereográficas de los tensores de ASM en la zona oeste del área, correspondientes a las muestras 18LF09 y 18LF10 (Fig. 28), presentan principalmente una orientación de foliación dominante de la fábrica magnética subvertical, coincidente con una forma del elipsoide prolato.

En el caso de la porción este, las muestras 18LF08 y 18LF11 (Fig.28), con elipsoide de forma prolata, a partir de la primera se identifica una orientación de foliación dominante subhorizontal y de rumbo NS. Por otro lado, las muestras 18LF06 y 18LF07 (Fig. 28), oblatas, se reconocen dos posibles foliaciones, una de carácter subvertical y rumbo de orientación aparentemente SE y la segunda de sentido subhorizontal rumbo de dirección NE.

Tensores de ASM para los cuerpos intrusivos presentes

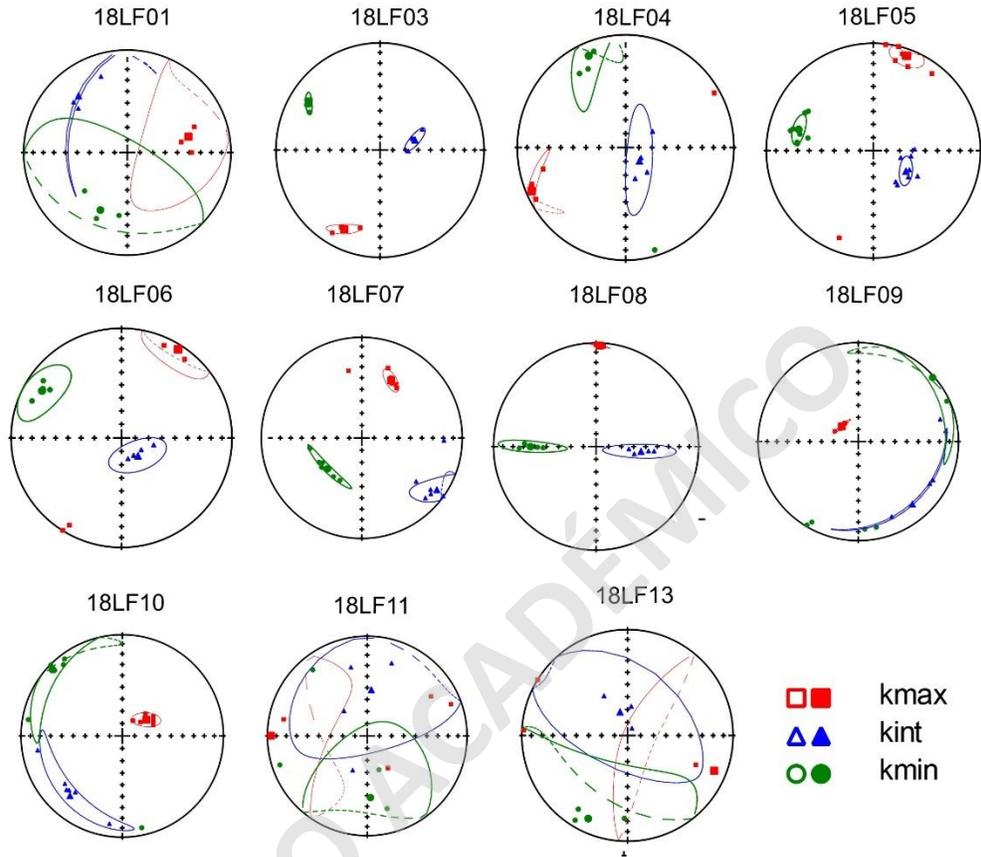


Fig. 28. Tabla de Proyecciones de tensores de ASM en cuerpos intrusivos. Cada red estereográfica representa la proyección de los ejes K_{max} , K_{int} y K_{min} para cada sitio paleomagnético, según la ubicación de y concentración de polos para cada eje se define la forma del elipsoide y la representación de cada eje.

4. Discusiones

Como mencionamos en el capítulo introductorio, la zona de estudio comprende una considerable oportunidad para la observación y análisis de los procesos que dan origen al arco volcánico actual y las correlaciones tanto areal y temporal que influyen en su desarrollo. Del capítulo de Resultados es posible discernir relaciones entre los datos de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM), Foliaciones de los cuerpos intrusivos mayores y rumbo de los diques, y las fábricas petrográficas, los cuales a su vez se ven intervenidos o deformados por los esfuerzos regionales a través de la actividad de estructuras de falla.

4.1 Distribución cuerpos intrusivos mayores y Forma de los Diques

Los cuerpos intrusivos mayores en la zona de estudio se disponen en una tendencia general de orientación norte sur a nor - noreste (Fig. 13), los cuales se encuentran limitados de Oeste a Este según las relaciones de corte existentes entre estos mismos hasta por lo menos el cretácico con los Granitoides Paimún. Para el caso del Mioceno, El Granito Liquiñe y los Granitoides Pellaifa – Neltume, se ven restringidos en su margen oriental tanto por la Falla Liquiñe – Ofqui (Fig. 21) como por la Reigolil – Pirihueico, presentándose estos intrusivos elongados en la dirección de esta falla, pudiendo sugerir, para estos casos, que estas fallas ejercerían control sobre el emplazamiento de los intrusivos miocenos. Distinto ocurre en el caso de las Tonalitas Pirihueico Neltume, las cuales se ven distribuidas con una orientación casi EW. Es así como podemos acotar la edad de la deformación a una edad relativa Pre – Miocena, destacando que desde por lo menos el Cretácico los cuerpos intrusivos estarían relativamente orientados en una tendencia similar a las estructuras presentes.

La geometría de los cuerpos tabulares y su disposición en el área de estudio son relevantes al momento de reconocer los eventos de deformación ocurridos y establecer una correlación temporal entre estos. De las relaciones de corte de estos cuerpos se extrae que intruyen a todas aquellas unidades desde el Mioceno hacia atrás, tal y como se detalló en el capítulo de resultados litológico (Fig. 13) donde se puede observar estos cuerpos intruyendo unidades intrusivas miocenas tales como el Granito Liquiñe y los

Granitoides Pellaifa – Neltume, pudiendo de esta manera sugerir una edad relativa de este evento desde el Pos – Mioceno en adelante.

A su vez, la geometría particular de estos cuerpos (Fig. 29), “en échelon”, propone un ambiente de deformación para dar origen a su forma. En este caso la forma estaría dada por una deformación de la roca caja representada por una dirección de esfuerzo local, lo cual generaría un pequeño cizalle en la roca, generando estos pequeños “escalones” en la dirección de σ_3 , y en los cuales el dique se emplazaría adoptando esta forma sigmoidal (Fossen, H 2010).

De esta forma podemos sugerir que la deformación en la zona a sido sostenida en el tiempo desde al menos el Paleógeno superior.

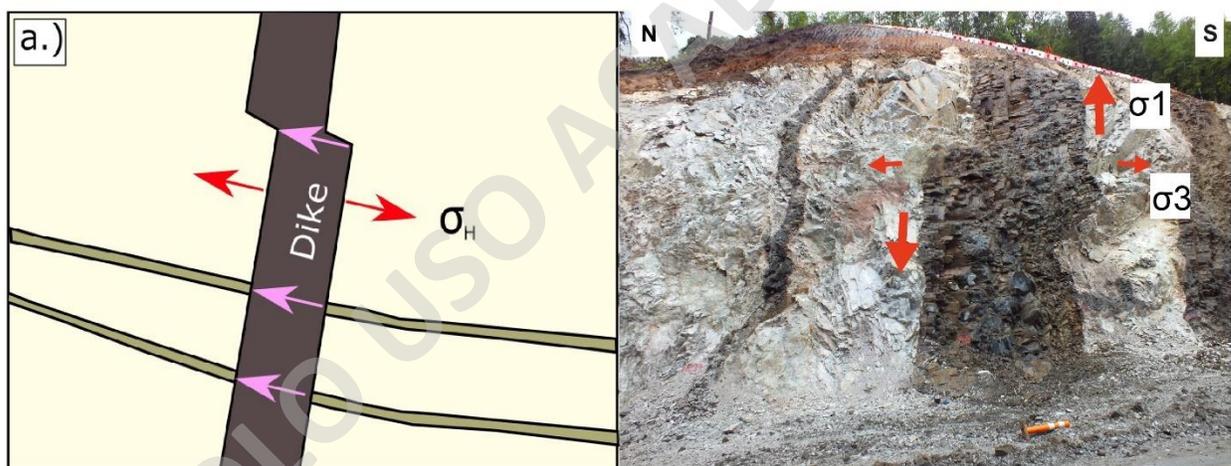


Fig. 29. Representación sigmoidal de los diques máficos. Las flechas de color rojizo indican la representación de las sigmas principales (esfuerzos) que dan origen a la geometría particular de estos cuerpos, la imagen de la izquierda extraída de Fossen, H (2010).

4.2 Relaciones entre las Estructuras y definición de sus geometrías.

Considerando la orientación de las estructuras dominantes en el área (Fig. 30 a) mantienen rumbos de dirección NE y manteo hacia el E. Sin embargo, como se mencionó en la sección de resultados estructurales, para el caso de la falla Liquiñe-Ofqui, se registran planos de falla que divergen del manteo mencionado anteriormente, obteniendo datos de manteo cercanos a los 60° hacia el NW, esta información dista de la propuesta de sugerir un movimiento de tipo inverso para la zona (Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano et al., 1996; Hernández-Moreno et al., 2014), ya que de considerar estos planos, los indicadores cinemáticos observados, como las micafish o colas sigma, podrían considerar un movimiento de tipo normal. Tomando en cuenta lo anterior, y que este es un caso particular el cuál no sería representativo frente a un dominio de manteo SE que sugiere un movimiento inverso, se sugiere que estas estructuras de movimiento normal podrían estar relacionadas a un reacondo de las rocas producto de la misma componente de compresión, sin embargo, es necesario una mayor densidad de datos de planos similares que pudieran aseverar dicha hipótesis.

La proyección en planta de los rumbos de las estructuras correspondientes a las fallas Panguipulli-Neltume, Liquiñe-Ofqui y Reigolil-Pirihueico definen una geometría similar a una estructura de tipo flor positiva (Fig. 30 b) característica de zonas de transpresión (Dewey et al., 1998; Van der Pluijm, Marshak, 2004), sin embargo, los ejes de las trazas principales de las fallas y la forma de la flor consideran una zona de tensión producto del movimiento dextral de la falla en lo que correspondería a la zona más septentrional de la flor, muy similar a lo que proponen McClay y Bonora (2001) para las geometrías asociadas a sistemas de fallas de rumbo (Fig. 30 c). Una manera de explicar la generación de esta estructura tipo flor positiva en la zona y no una subsidencia como esperaríamos generar el modelo acorde a la geometría de la estructura, vendría dado por la interacción de la actividad de la ZFLO y estructuras oblicuas como la Mocha Villarrica, esta última la cual al presentar un movimiento de tipo sinistral inverso, y a la cuál su actividad se vincula a una reactivación en el Eoceno -Mioceno producto de la actividad de la ZFLO (Bohm et al., 2002; Melnick et al, 2003), podría ser el causante de una posible deformación de la geometría de flor desplazando los ejes originales a su posición actual

(Lara y Moreno, 2004; Lara y Moreno, 2008) y generando una forma similar a la propuesta por McClay y Bonora (2001).

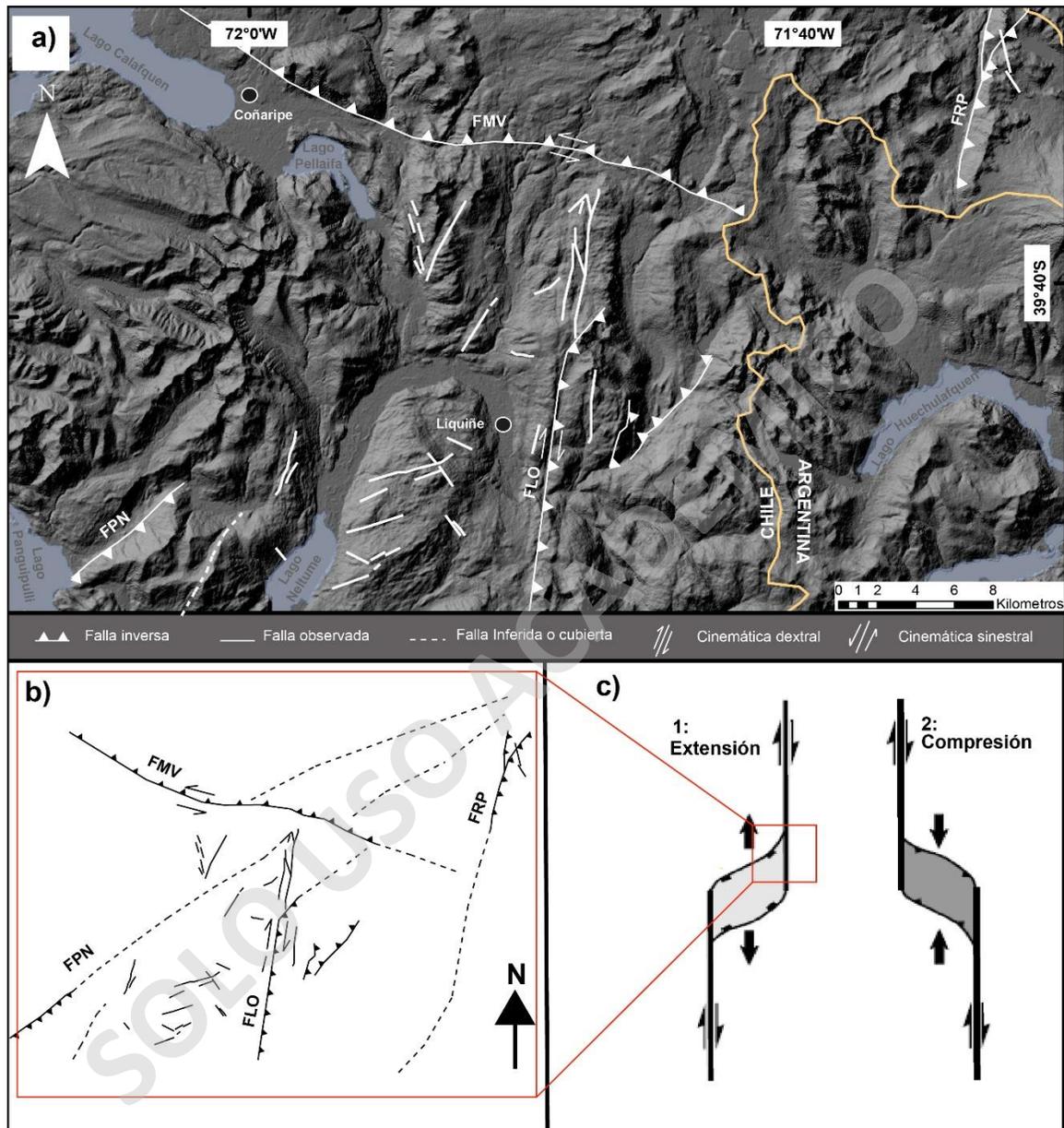


Fig. 30. Relaciones estructurales y sus geometrías; a) distribución areal de las principales fallas; b) esquematización segmento norte de estructura tipo flor positiva de la zona de estudio; c) representación de geometrías de subsidencias o alzamientos en sistemas de fallas de rumbo (modificado de: McClay y Bonora, 2001). FPN: Falla Panguipulli-Neltume, FLO: Falla Liquiñe-Ofqui, FRP: Falla Reigolil-Pirihueico, FMV: Falla Mocha-Villarrica.

4.3 Relación ASM – Rumbo Diques – Foliación y texturas Intrusivos Mayores.

De los sitios 18LF03 y 18LF04 se obtiene que tanto la orientación de los diques (rumbo) como la del plano de foliación de los elipsoides de deformación, oblatos. Los diques presentarían una orientación general este – oeste a noreste – suroeste (Fig. 31) con una lineación subhorizontal y el eje intermedio una foliación subvertical, muy similar a la disposición subvertical de estos cuerpos tabulares. Esta relación sugiere un comportamiento común al momento de analizar la intrusión de diques, es decir, la variación del elipsoide de deformación, de prolato a oblatos, y de tendencia subvertical a subhorizontal, está controlada por la dirección del flujo magmático al momento que se genera la intrusión, tal como sugiere Tauxe, L (2003) y Poland, M., et al (2004). Estos autores proponen que al momento en que el magma fluye a través del dique, las partículas alargadas se imbrican contra las paredes de la roca caja. Sumado a lo anterior las texturas de la fábrica petrográfica observadas en estas rocas son dominadas por una matriz de cristales finos de plagioclasa distribuidos de manera isótropa en la roca, con la presencia de fenocristales de este mismo mineral y en algunos casos olivino y piroxeno, los cuales no presentan texturas de deformación. Se sugiere entonces una fábrica originada por flujo magmático o submagmático (Paterson et al., 1989). Aplicando este principio se vuelve esperable que exista una variación en el elipsoide desde las murallas del dique hacia su centro, así mismo, sería esperable que esta pudiera variar en longitud de sus ejes y orientación, lo que explicaría en el caso del sitio 18LF03 la mayor variación respecto a la orientación del plano de ASM y la disposición de los diques. De esta relación se obtiene entonces que la fábrica de estos cuerpos tabulares sería posiblemente de origen magmático y no tectónico, y que por ende este aprovecharía una zona de fractura para su ascenso, concordante con el tensor de deformación oblatos que generaliza a estos cuerpos.

Para esta misma zona, perteneciente a los intrusivos miocenos (18LF02) correspondiente a rocas granodioríticas, presentan una fábrica petrográfica definida por cristales de tamaño medio a grueso, con presencia de textura de agregados de cuarzo y feldespato potásico en un mosaico cristalino, caracterizado por la evidencia de disminución en el tamaño de grano de estos cristales y agregados micáceos dispuestos en posiciones de

sombras de presión adyacentes al mosaico cristalino. Complementando la unidad de intrusivos miocenos en su porción monzogranítica, se observa como textura característica una extinción ondulosa en los cristales de feldespatos potásicos dispuestos en un mosaico de grano grueso y agregados micáceos microcristalinos presentes como rellenos en plagioclasa. Lo anterior sugiere entonces, para el caso de los Granitoides Pellaifa Neltume y Granito Liquiñe, que el origen de la fábrica habría sido controlado por deformación plástica en estado subsolidus (Paterson et al., 1989).

Para el caso de los sitios 18LF05 (dique diorítico) y 18LF06 (tonalita de biotita y anfíbola) parecieran entregar señales de ASM bastante similares, esto principalmente debido a la cercanía entre ambos sitios. Sin embargo, con una leve variación en el plano de ASM hacia el noreste. De estos sitios se obtiene un elipsoide de deformación oblato con respecto a los tensores de deformación que involucran a los cuerpos, en el caso del desplazamiento que se observa en la relación entre la orientación del dique y el plano de ASM es casi tangencial (Fig. 31) lo cual podría ser explicado bajo el mismo principio que para el 18LF03. De ambos sitios se observa una lineación representada por k_{max} de orientación subhorizontal y una foliación subvertical en el eje de kint (Fig. 31) los cuales se encuentran directamente relacionados con las dos familias de foliaciones medidas en los intrusivos mayores. Para ambos sitios existe una familia de foliaciones subhorizontales de orientación norte – sur a noreste -suroeste observadas en terreno, concordante con el lineamiento de ASM del eje k_{max} , y por otro lado una familia de foliaciones subverticales de orientación noroeste sureste, concordantes a su vez con la foliación subvertical de ASM del eje kint. Respecto a las evidencias texturales, las tonalitas presentan una incipiente orientación de los cristales primario (principalmente plagioclasa), se observa a su vez cristales de biotita y hornblenda con bordes irregulares, poco definidos y sinuosos, cristales intensamente fracturados con texturas de relleno micáceo en agregados de grano fino, textura que podría sugerir un origen de la fábrica en transición de flujo magmático a subsolidus (Paterson et al., 1989; Paterson et al., 1998). De esto extraemos que tanto la fábrica petrográfica como la magnética estarían en coincidencia, y, además, considerando un elipsoide oblato, se sugiere entonces una fábrica de origen magmático tanto para el cuerpo intrusivo mayor, correspondiente a los Granitoides Paimún, como a los diques dioríticos controlados entonces por el flujo

magmático al momento de la intrusión (Archanjo et al., 1994; Archanjo et al., 1995; Tauxe, L 2003; Poland, M., et al 2004; Archanjo et al., 2009).

En los sitios 18LF07 y 18LF08 ocurre una variación considerable respecto a la tendencia de los sitios 18LF05 y 18LF06, para este caso los lineamientos de k_{max} se subverticalizan y k_{int} se vuelve subhorizontal en el sitio 18LF07, lo cual discrepa de las tendencias de las foliaciones de los intrusivos mayores para la zona (Fig.31). A su vez el elipsoide se vuelve prolato hacia el sitio 18LF08, tomando en cuenta estas relaciones entre las variaciones del elipsoide de deformación y las orientaciones de los tensores de ASM, las cuales ambas varían hacia el oeste, podría considerarse la presencia de una estructura de tipo inversa entre los sitios 18LF07 y 18LF08 o la dirección de un σ_1 , lo cual explica que se verticalicen estos lineamientos, y a su vez deforme este elipsoide volviendo la fábrica magnética anómala a la petrográfica.

En esta misma unidad correspondiente a los Granitoides Paimún, en su porción granítica, al oeste de la falla Liquiñe Ofqui (18LF10), se evidencia una fábrica dominada por la transición de flujo magmático a subsolidus, evidenciado en el fracturamiento de los cristales de hornblendas y textura de sieves presentes en estas mismas y en plagioclasas, esta última en la cual se observa una insipiente zonación de los cristales (Paterson et al., 1989; Paterson et al., 1998).

El sitio 18LF09, el cual se representa por un elipsoide de deformación prolata, muestra un lineamiento vertical principal, con las foliaciones magnéticas de k_{int} y k_{min} subhorizontales, con un plano de ASM aparentemente noroeste – sureste, el lineamiento principal muestra una tendencia subvertical (Fig. 31). Respecto su evidencia textural las rocas cuarzo-monzodioríticas se observa una aparente textura de recristalización en los minerales primarios en agregados de grano fino. Los monzogranitos se observan como una característica principal la textura perítica en cristales de feldespato potásico, fuertemente fracturados, con disminución del tamaño de grano en agregados finos de cristales de cuarzo y recristalización de agregados micáceos finos en plagioclasa, así como también elongación y desplazamiento de límite de grano en mosaicos de cuarzo en la misma dirección en la que se forma la textura de exsolución en el feldespato potásico, es posible observar extinción ondulosa en los cristales de feldespato, sugiriendo

entonces una fábrica petrográfica del cuerpo controlada por deformación en estado solidus o hipersolidus (Paterson et al., 1989; Paterson et al., 1998). Tomando en cuenta estas correlaciones podría atribuirse la fábrica de este intrusivo a la presencia de una estructura o esfuerzo, similar al caso de los sitios 18LF07 y 18LF08.

Los sitios 18LF01 y 18LF13, son un caso similar a los sitios 18LF03 y 18LF04, en esta zona ambos corresponden a diques dioríticos con un elipsoide oblato, se correlaciona la disposición de los diques subverticales con el plano de ASM, este último también orientado subverticalmente. En el caso del sitio 18LF01, la orientación de los diques es noroeste – sureste concordante con el plano de ASM para dicho sitio, pero levemente inclinado (Fig. 31), por otro lado, en el sitio 18LF13, la disposición de los diques se da tangente al plano de los tensores de ASM, esta variación entre los sitios 18LF01 y 18LF13 podría deberse a la imbricación de las partículas contra las paredes de la roca caja, en este caso se hablaría también de una fábrica magmática para estos cuerpos.

ASM-Rumbo_Diques-Foliación_Intrusivos

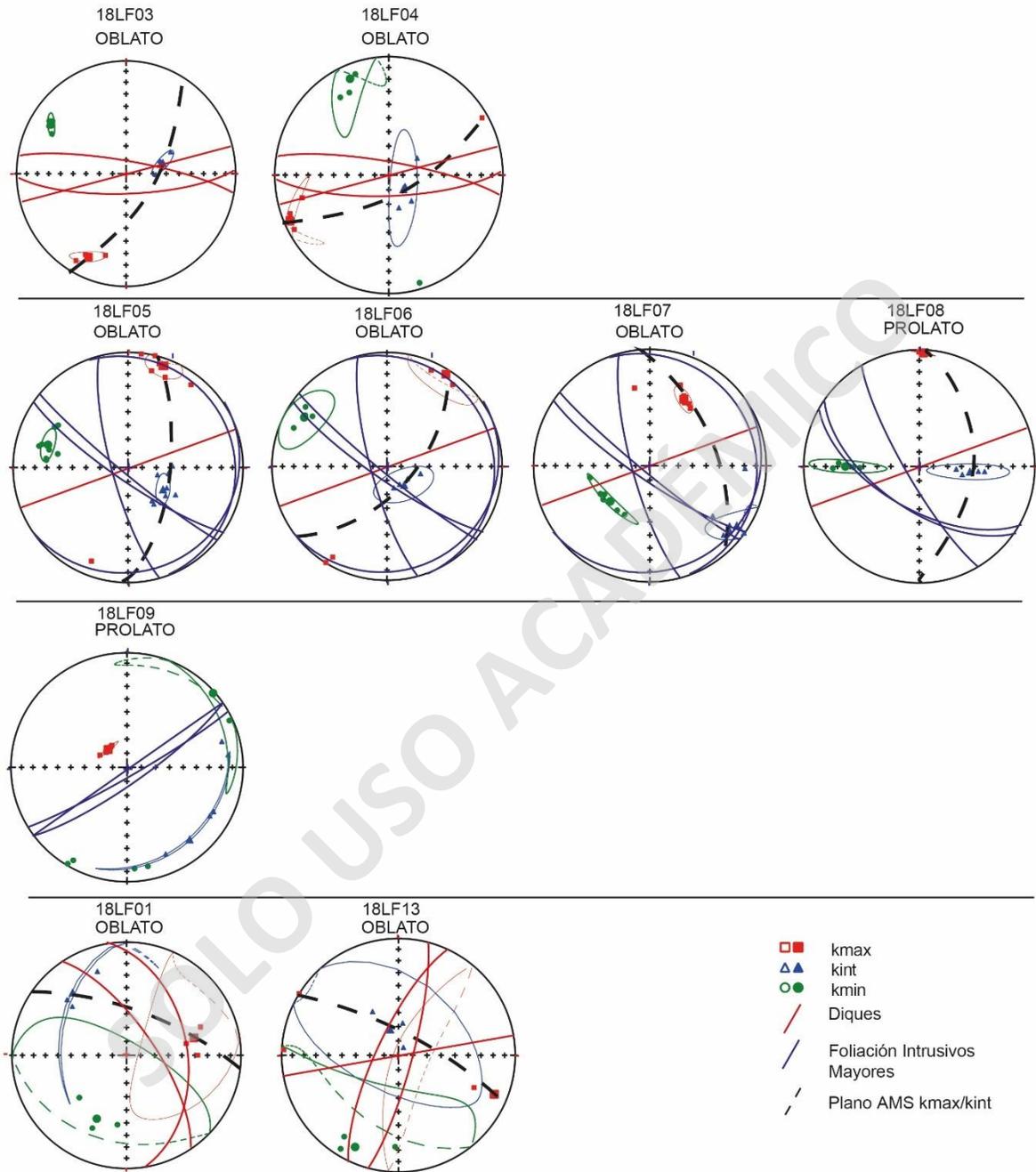


Fig. 31. Relaciones espaciales de los datos de ASM, Rumbo de los diques y Foliación de los Intrusivos representados en redes estereográficas.

4.3 Relación ASM – Estructuras e Intrusivos - Estructuras

Para los sitios 18LF01 y 18LF13, con elipsoides oblatos, existe una relación espacial directa entre la orientación algunas familias de fracturas, noroeste – sureste, y la disposición del plano de ASM de los diques correspondientes a estos mismos, plano el cual presenta una orientación similar (Fig. 32), así mismo esta relación, de esperarse, se mantiene en la relación entre el rumbo de estos diques y la orientación de las fracturas (Fig. 33). Esta relación podría estar controlada directamente por el ascenso de estos cuerpos tabulares a través de estas zonas de fractura, corroborando la información presentada en el capítulo anterior, respecto al origen de la fábrica de estos cuerpos.

En el caso del sitio 18LF09 (Fig.13), el cual se observaba con un lineamiento de ASM subvertical y un elipsoide prolato, se observa una relación con planos de falla subverticales de orientación noreste – suroeste (Fig. 32) correspondiente a la falla Pirihueico Neltume, esta misma la cual sería precursora de la deformación de la fábrica de estos intrusivos. Se observa de igual forma que estos planos de falla se orientan en la misma dirección que las foliaciones de la fábrica petrográfica de este cuerpo intrusivo (Fig. 33), dando así origen a una fábrica controlada por deformación en estado solidus o hipersolidus (Paterson et al., 1989; Paterson et al., 1998) tal y como se propone en el capítulo anterior. De forma contraria ocurre en el sitio 18LF11, el cual presenta un elipsoide prolato (Anexo Tabla 3) y se encuentra cercano a una traza de la Falla Liquiñe – Ofqui de comportamiento inverso. Tomando en consideración estas mismas evidencias podríamos asumir que para el caso del sitio 18LF08, existiera una estructura que deformara el elipsoide y verticalizara el lineamiento principal, cumpliendo el mismo comportamiento inverso.

En el punto de control 5 (Fig.13), es posible establecer correlaciones entre la foliación de la fábrica petrográfica y la orientación de planos de falla y fracturas (Fig. 33) correspondientes a la traza principal de la Falla Liquiñe – Ofqui, sin embargo, se carece de información de ASM para esta zona, es esperable que el elipsoide que representara esta parada fuera de tipo prolato, teniendo un origen de la fábrica controlado por deformación en estado plástico.

ASM-Planos_Fallas-Fracturas

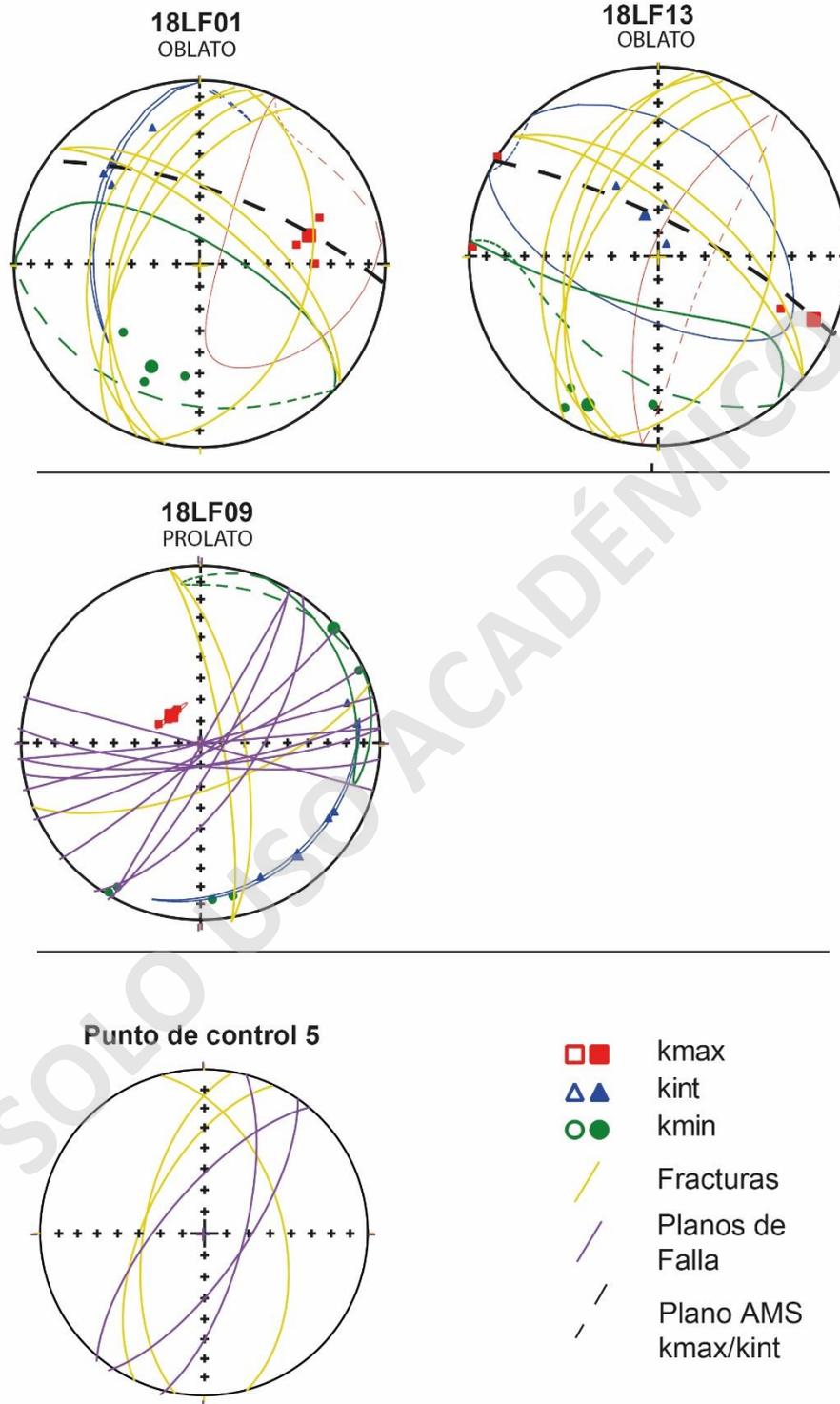


Fig. 32. Relaciones espaciales de los datos de ASM, Orientación de las Fracturas y Planos de Falla representados en redes estereográficas.

Estructuras-Diques-Fol_Intrusivos

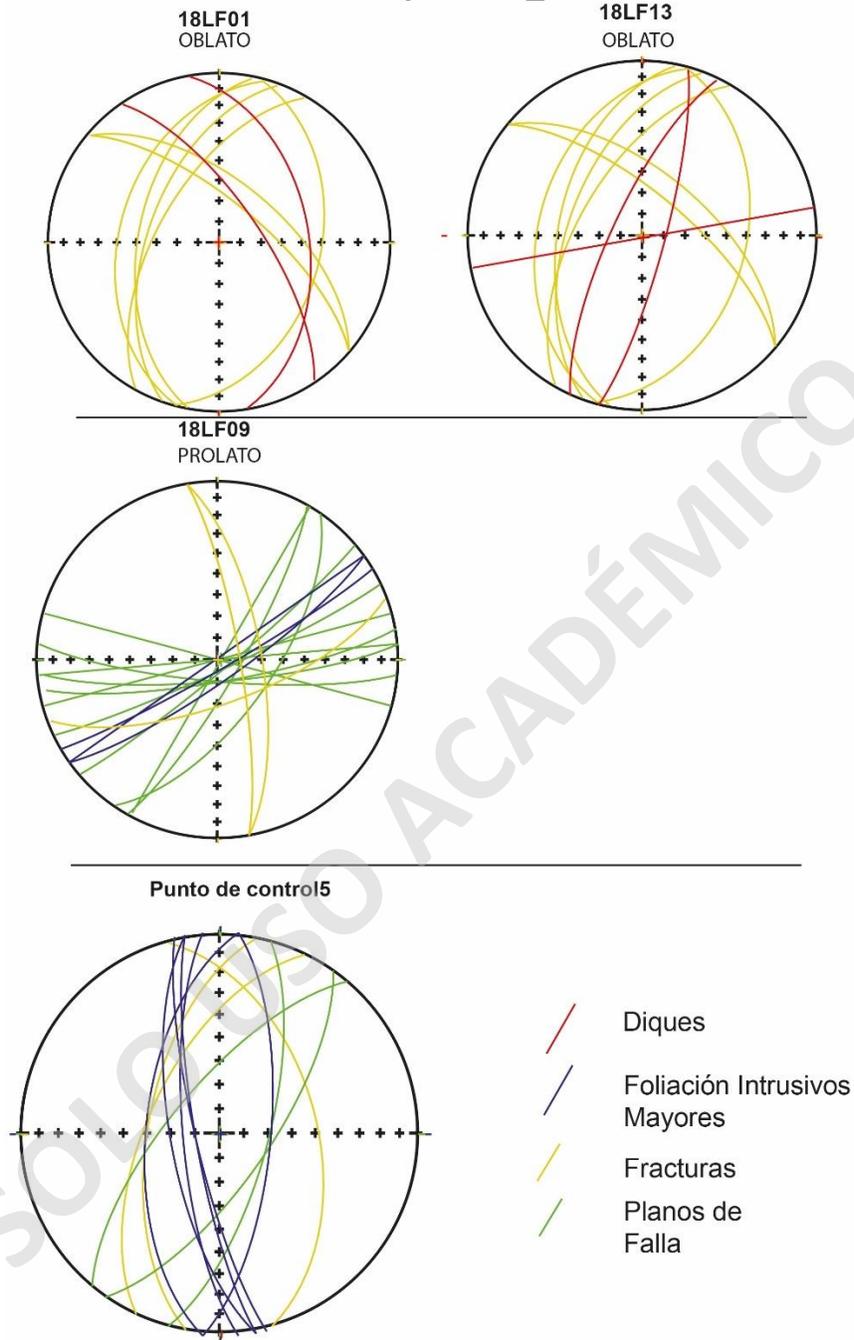


Fig. 33. Relaciones espaciales de los datos de Estructuras, Rumbo de los diques y Foliación de los Intrusivos mayores, representados en redes estereográficas.

5. Conclusiones

Para explicar la variación entre los elipsoides de ASM pertenecientes a los cuerpos intrusivos, se alude a la cercanía a las diferentes trazas de falla (Fig. 13), es decir, podemos concluir que las zonas cercanas a las trazas de las fallas principales tienden a tener un elipsoide prolata, tal y como se observa en las relaciones espaciales con los sitios 18LF08, 18LF09 y 18LF11. Al ser prolatas y cercanas a una estructura de tipo inversa, asociadas a una fábrica originada por deformación en estado sólido o subsolidus. Diferente a la tendencia oblata general del resto de los cuerpos intrusivos presentes, de fábrica originada por flujo magmático o transición de flujo magmático a estado sólido.

La edad de la deformación, podemos proponerla en este estudio de un rango que va desde o posterior al Cretácico Superior y hasta por lo menos el Mioceno a Post – Mioceno, lo cual se fundamenta primeramente en la determinación de una fábrica originada en estado solidus o subsolidus para los cuerpos intrusivos cretácicos (Granitoides Paimún), en la cual el elipsoide de deformación se ve afectada de oblata a prolata a medida que se acerca hacia la traza de falla. Por otro lado, a la elongación de los cuerpos intrusivos miocenos (Granito Liquiñe y Granitoides Pellaifa – Neltume) para los cuales su emplazamiento está limitado por las fallas Liquiñe – Ofqui y Reigolil – Pirihueico, y a la geometría sigmoidal de los diques dioríticos Pos – Miocenos.

Es así, como el modelo evolutivo de los cuerpos intrusivos tendría lugar con un origen de fábrica magmática para aquellos que van desde el Paleozoico al Cretácico, controlados netamente por el ascenso de magma hacia la superficie representada por una tendencia general de elipsoide oblata (Fig. 34 a). Esta fábrica sería deformada hacia el Paleógeno por la actividad de las fallas Panguipulli – Neltume, Liquiñe – Ofqui y Reigolil – Pirihueico, deformando el elipsoide a prolata en las zonas cercanas a las trazas de falla (Fig. 34 b) y verticalizando los lineamientos principales de los intrusivos. Así podría explicarse la tendencia principal de los elipsoides de orientación general norte – sur a noreste – suroeste a través de la componente de rumbo de la ZFLO. Luego, hacia el Mioceno, ocurre la intrusión del Granito Liquiñe y Granitoides Pellaifa – Neltume estos cuyo emplazamiento estaría controlado por la zona de falla y los cuales se presentarían

paulatinamente afectados por la actividad de la falla, concordante con la geometría de los diques post – miocenos sigmoidales (Fig. 35 a y b).

Por lo tanto, teniendo en cuenta la hipótesis planteada para el presente estudio, se concluye que la estructura interna de los cuerpos miocenos y pos mioceno estaría relacionada respecto a la actividad de la zona de falla y definida por los tensores de deformación presentes en estos, por lo tanto, estarían determinando a su vez el emplazamiento de los cuerpos intrusivos miocenos a post – Miocenos.

Respecto a la discusión de la geometría tipo flor positiva definida por la relación entre las fallas Panguipulli Neltume, Liquiñe Ofqui y Reigolil Pirihueico se concluye que su generación podría estar ligada a la deformación producto de la actividad de la falla Mocha-Villarrica, sin embargo, no disponemos de la densidad de datos suficiente para asignar a esta estructura la génesis de la geometría en flor y movimiento vertical definido para la ZFLO. Es por esto que se vuelve imprescindible la realización de proyectos de investigación enfocados en determinar la actividad de la falla Mocha-Villarrica y su influencia en el control de la deformación para la zona.

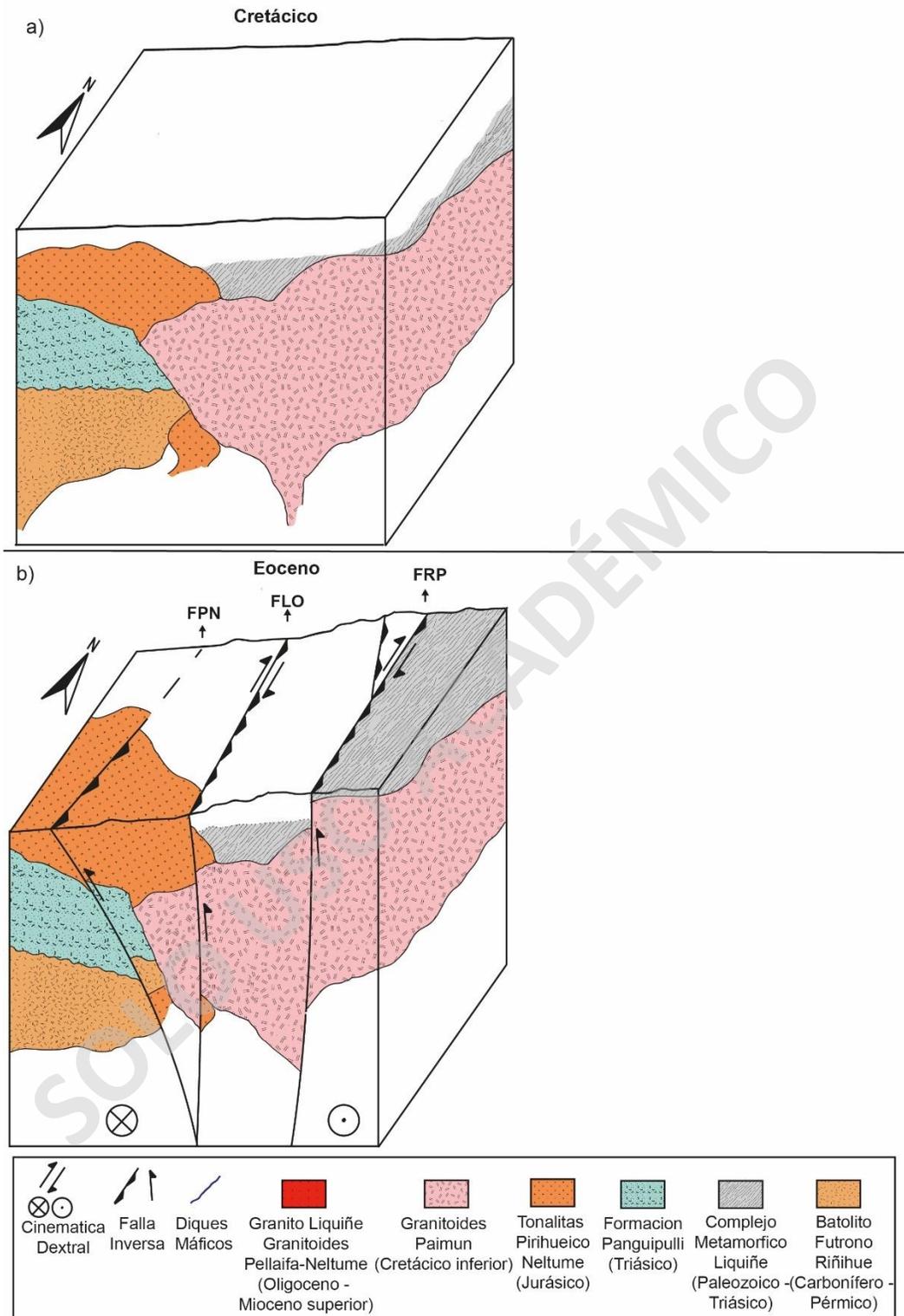


Fig. 34. Modelo evolutivo de la deformación de los cuerpos intrusivos desde el cretácico al eoceno y su relación con las estructuras de fallas presentes.

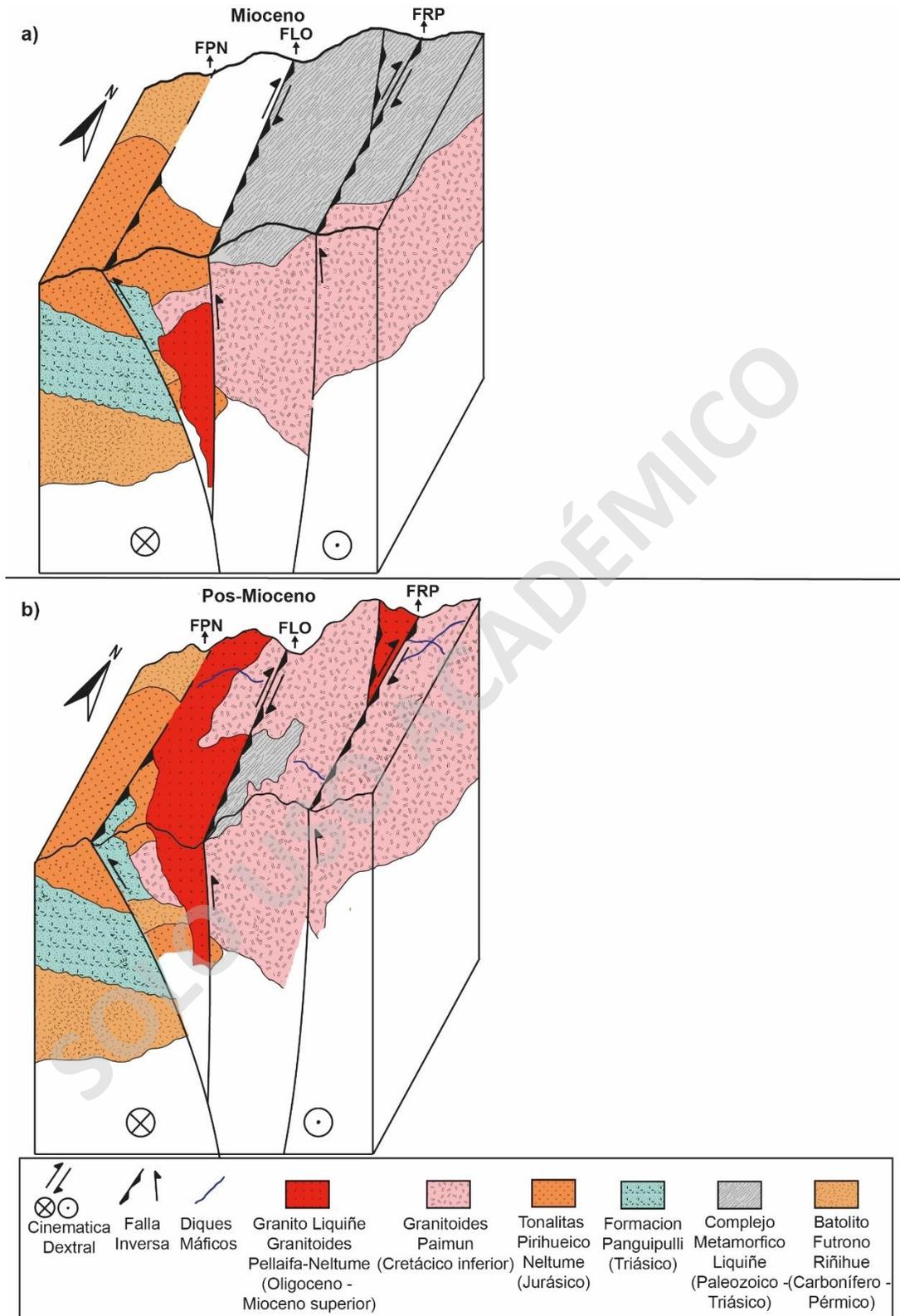


Fig. 35. Modelo evolutivo de la deformación de los cuerpos intrusivos desde el mioceno al pos-mioceno y su relación con las estructuras de fallas presentes.

6. Referencias

- Archanjo, C. J., Bouchez, J. L., Corsini, M., Vauchez, A. 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State). *Journal of Structural Geology*, 16(3), 323-335.
- Archanjo, C. J., Launeau, P., Bouchez, J. L. 1995. Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 89(1-2), 63-75.
- Archanjo, C. J., Launeau, P., Hollanda, M. H. B., Macedo, J. W. P., Liu D. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, 98(8), 1793-1807.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P. 2002. The Southern Andes Between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356, p. 275 – 289.
- Bouchez, J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephen, W.E. (eds), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, 95-112.
- Butler, R. F. 1992. *Paleomagnetism, from Magnetic Domains to Geologic Terranes*, 319 pp., Blackwell Sci., Malden, Mass.
- Cembrano, J., Beck, M., F, R., Rojas, C. 1992. Paleomagnetism of Lower Cretaceous rocks from east of the Liquine-Ofqui fault zone, southern Chile: evidence of small in-situ clockwise rotations. *Earth and Planetary Science Letters*, 113, 539-551.
- Cembrano, J., Hervé, F. 1993. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *Second ISAG*, Oxford (UK), 175-178.
- Cembrano, J., Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38°S y 46°S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? *Universidad de Concepción, 7° Congreso Geológico Chileno, Vol I*, 240-244.

- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55-66.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319, 129–149.
- Cembrano, J., Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471, 96-113.
- Clavero, J., Moreno, H. 2006. Geología del Volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica escala 1:50.000. No 98.
- Clemente, C. S., Amorós, E. B., Crespo, M. G. 2007. Dike intrusion under shear stress: effects on magnetic and vesicle fabrics in dikes from rift zones of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Structural Geology*, 29(12), 1931-1942.
- Corti, G., Moratti, G., Sani, F., 2005. Relations between surface faulting and granite intrusions in analogue models of strike-slip deformation. *Journal of Structural Geology*, 27, 1547–1562.
- Creixell, C., Parada, M. A., Morata, D., Roperch, P., Arriagada, C. 2009. The genetic relationship between mafic dike swarms and plutonic reservoirs in the Mesozoic of central Chile (30°–33° 45' S): Insights from AMS and geochemistry. *International Journal of Earth Sciences*, 98(1), 177-201.
- Cucchi, R., Leanaza, H., Repol, D., Escosteguy, L., Franchi, M. 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina escala 1:250.000. Boletín N°357. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C., Varela, R. 1991. El Basamento Pre – Andino Metamórfico de San Martín de Los Andes. *Asociación Geológica Argentina, REV*, XLVI (3-4): 223-234.
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. 1998. Transpression and transtension zones. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 1-14.

Dubey, A. 2014. Understanding an Orogenic Belt Structural Evolution of the Himalaya. Springer International Publishing Switzerland. XVI, p 401.

Fossen, H. 2010. Structural geology. Cambridge University Press.

Franzese, J. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): Parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica de Chile, Vol 22. P. 193-202.

García, E., Ramos, V. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30'-40°30'S). Journal of South American Earth Sciences, 38, p. 13-30.

Glodny, J., Etchler, H., Collao, S., Ardiles, M., Burón, P., Figueroa, F. 2008. Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37°S-40°S) – the Lanahue Fault Zone. Journal of South American Earth Sciences, 26, p. 397-411.

Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., Chiara, A. D. 2014. Understanding kinematics of intra-arc transcurrent deformation: Paleomagnetic evidence from the Liquiñe-Ofqui fault zone (Chile, 38–41°S). AGU Publications, 1964-1988.

Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophysical surveys, 5(1), 37-82.

Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79, T63-T67.

Lara, L., Moreno, H. 2004. Geología del Liquiñe - Neltume, Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica escala 1:100.000. No 83.

Lara, L., Moreno, H. 2008. Geología del Área Pucón - Curarrehue, Regiones de la Araucanía y de Los Ríos. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica escala 1:100.000. No 115.

Lavenu, A., Cembrano, J. 1999. Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). Journal of Structural Geology, 21(12), 1669-1691.

- Marschik, R., Fontignie, D., Chiaradia, M., Voldet, P. 2003. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotope composition of granitoids of the Early Cretaceous Copiapó plutonic complex (27°30'S), Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 381-398.
- Martinez-Poza, A. I., Druguet, E., Castaño, L. M., Carreras, J. 2014. Dyke intrusion into a pre-existing joint network: the Aiguablava lamprophyre dyke swarm (Catalan Coastal Ranges). *Tectonophysics*, 630, 75-90.
- Martinez-Poza, A. I., Druguet, E. 2016. Structure and tectonic setting of the SE Sardinia mafic dyke swarm. Insights for the stress state during magma emplacement in the upper crust. *Journal of Geodynamics*, 101, 170-185.
- McClay, K., Bonora, M. 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, v. 85, no. 2, 233–260.
- Melnick, D., Sanchez, M., Echtler, H., Pineda, V. 2003. Geología Estructural de La Isla Mocha, Centro-Sur de Chile (38°30´S, 74°W): Implicancias en la Tectónica Regional. Universidad de Concepción, 10° Congreso Geológico Chileno.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of structural geology*, 11(3), 349-363.
- Paterson, S. R., Fowler Jr, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1-2), 53-82.
- Poland, M. P., Fink, J. H., & Tauxe, L. 2004. Patterns of magma flow in segmented silicic dikes at Summer Coon volcano, Colorado: AMS and thin section analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(1-2), 155-169.
- Pratheesh, P., Prasannakumar, V., Praveen, K. R. 2013. Magnetic fabrics in characterization of magma emplacement and tectonic evolution of the Moyar Shear Zone, South India. *Geoscience Frontiers*, 4(1), 113-122.
- Richard, P. D., Naylor, M. A., Koopman, A. 1995. Experimental models of strike-slip tectonics. *Petroleum Geoscience*, 1(1), 71-80.

Rodríguez, C., Pérez, Y., Moreno, H., Clayton, J., Antinao, J., Duhart, P., Martin, M. 1999. Geología del Área de Panguipulli – Ríñihue, Región de Los Lagos. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica escala 1:100.000. No 10.

Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25, 1 – 16.

Sagripanti, L., Roja, E., Gianni, G., Folguera, A., Harvey, J., Farías, M., Ramos, V. 2015. Neotectonic reactivation of the western section of the Malargüe fold and thrustbelt (Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes). *Geomorphology*.

Tauxe, L., J. Gee, and H. Staudigel. 1998. Flow directions in dikes from AMS data: The Bootstrap way, *J. Geophys. Res.*, 103, 17,775–17,790.

Tauxe, L. 2003. *Paleomagnetic principles and practice*. Springer Science & Business Media, Vol. 18.

Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler R., van der Voo, R. 2008. *Essentials of Rock and Paleomagnetism*. Scripps Institution of Oceanography, University of California Press.

Van der Pluijm, B. A., Marshak, S. 2004. *Earth structure: An introduction to structural geology and tectonics*. New York. Second Edition, 476-498.

Woodcock, N. H., Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of structural geology*, 8(7), 725-735.

7. Anexos

Tabla 1. Tabla de estructura y sus orientaciones

lugar	Lito	Estructura	Coordenadas UTM/WGS 84		Orientación			
			Sur	Este	dip	dip direction	Rumbo	Manteo
Parada3	Gneisses de grano medio-grueso	foliación	5595043.00	257856.00	52	278	N8°E	52°NW
Parada3	Gneisses de grano medio-grueso	foliación	5595043.00	257856.00	43	285	N15°E	43°NW
Parada3	Gneisses de grano medio-grueso	foliación	5595043.00	257856.00	78	250	N20°W	78°SW
Parada3	Gneisses de grano medio-grueso	foliación	5595043.00	257856.00	80	245	N25°W	80°SW
Parada3	Gneisses de grano medio-grueso	foliación	5595043.00	257856.00	82	260	N10°W	82°SW
Parada3	Gneisses de grano medio-grueso	foliación	5595043.00	257856.00	78	280	N10°E	78°NW
Parada4	Milonitas	foliación	5595011.72	257505.76	70	275	N5°E	70°NW
Parada4	Milonitas	foliación	5595011.72	257505.76	75	265	N5°W	75°SW
Parada4	Milonitas	foliación	5595011.72	257505.76	70	260	N10°W	70°SW
Parada4	Milonitas	foliación	5595011.72	257505.76	80	260	N10°W	80°SW
Parada4	Milonitas	foliación	5595011.72	257505.76	80	257	N13°W	80°SW
Parada4	Milonitas	foliación	5595011.72	257505.76	60	275	N5°E	60°NW
Parada5	Gneisses de grano medio-grueso	plano falla	5595133.91	257211.72	70	105	N15°E	70°SE
Parada5	Gneisses de grano medio-grueso	plano falla	5595133.91	257211.72	70	310	N40°E	70°SE
Parada5	Gneisses de grano medio-grueso	plano falla	5595133.91	257211.72	70	125	N35°E	70°SE
Parada5	Gneisses de grano medio-grueso	fracturas	5595133.91	257211.72	50	75	N15°W	50°NE
Parada5	Gneisses de grano medio-grueso	fracturas	5595133.91	257211.72	60	280	N10°E	60°NW
Parada5	Gneisses de grano medio-grueso	fracturas	5595133.91	257211.72	60	295	N25°E	60°NW
Sitio6	Tonalita de Biotita y Anfíbol	foliación	5593190.30	267944.53	85	220	N50°W	85°SW
Sitio6	Tonalita de Biotita y Anfíbol	foliación	5593190.30	267944.53	80	215	N55°W	80°SW
Sitio6	Tonalita de Biotita y Anfíbol	foliación	5593190.30	267944.53	78	255	N15°W	78°SW
Sitio6	Tonalita de Biotita y Anfíbol	foliación	5593190.30	267944.53	10	145	N55°E	10°SE
Sitio6	Tonalita de Biotita y Anfíbol	foliación	5593190.30	267944.53	10	70	N20°W	10°NE
Sitio8	Granito de Biotita	foliación	5593228.83	267321.82	80	240	N30°W	80°SW
Sitio8	Granito de Biotita	foliación	5593228.83	267321.82	60	210	N60°W	60°SW
Sitio8	Granito de Biotita	foliación	5593228.83	267321.82	60	215	N55°W	60°SW
Parada9	Granito de Biotita	foliación	5593131.52	266861.83	90	275	N5°E	90°NW
Parada9	Granito de Biotita	foliación	5593131.52	266861.83	80	280	N10°E	80°NW
Parada9	Granito de Biotita	foliación	5593131.52	266861.83	80	285	N15°E	80°NW
Parada9	Granito de Biotita	foliación	5593131.52	266861.83	70	100	N10°E	70°SE
Parada10	Granito de Biotita	foliación	5593142.07	266235.68	60	245	N25°W	60°SW
Parada10	Granito de Biotita	foliación	5593142.07	266235.68	55	225	N45°W	55°SW
Parada10	Granito de Biotita	foliación	5593142.07	266235.68	58	240	N30°W	58°SW
Parada10	Granito de Biotita	foliación	5593142.07	266235.68	60	310	N40°E	60°NW
Parada10	Granito de Biotita	foliación	5593142.07	266235.68	55	320	N50°E	55°NW
Parada11	Granito de Biotita	foliación	5592921.33	265496.57	55	80	N10°W	55°NE
Parada11	Granito de Biotita	foliación	5592921.33	265496.57	60	85	N5°W	60°NE
Parada11	Granito de Biotita	foliación	5592921.33	265496.57	30	0	N89°W	30°NE
Parada11	Granito de Biotita	foliación	5592921.33	265496.57	20	5	N85°W	20°NE

Continuación Tabla 1

Lugar	Lito	Estructura	Coordenadas UTM/WGS 84			Orientación		
			Sur	Este	dip	dip direction	Rumbo	Manteo
Sitio9	Diorita hipabisal	plano falla	5591537	746730.64	90	120 N30°E	90°SE	
Sitio9	Diorita hipabisal	plano falla	5591537	746730.64	80	170 N80°E	80°SE	
Sitio9	Diorita hipabisal	plano falla	5591537	746730.64	80	175 N85°E	80°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	plano falla	5590659.14	746850.93	85	155 N65°E	85°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	plano falla	5590659.14	746850.93	90	165 N75°E	90°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	plano falla	5590659.14	746850.93	80	120 N30°E	80°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	plano falla	5590659.14	746850.93	90	175 N85°E	90°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	plano falla	5590659.14	746850.93	80	185 N85°W	80°SW	
Parada12	Diorita hipabisal	plano falla	5590659.14	746850.93	90	195 N75°W	90°SW	
Parada12	Diorita hipabisal	plano falla	5590659.14	746850.93	65	125 N35°E	65°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	plano falla	5590659.14	746850.93	85	140 N50°E	85°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	foliación	5590659.14	746850.93	90	145 N55°E	90°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	foliación	5590659.14	746850.93	85	150 N60°E	85°SE	
Parada12	Diorita hipabisal	foliación	5590659.14	746850.93	80	145 N55°E	80°SE	
Parada13	Diorita hipabisal	fracturas	5591178.65	748026.41	80	80 N10°W	80°NE	
Parada13	Diorita hipabisal	fracturas	5591178.65	748026.41	70	80 N10°W	70°NE	
Parada13	Diorita hipabisal	fracturas	5591178.65	748026.41	80	80 N10°W	80°NE	
Parada13	Diorita hipabisal	fracturas	5591178.65	748026.41	70	160 N70°E	70°SE	
Parada14	Granodirita de Biotita y Anfíbol	foliación	5593516.66	246781.13	60	170 N80°E	60°SE	
Parada14	Granodirita de Biotita y Anfíbol	foliación	5593516.66	246781.13	40	170 N80°E	40°SE	
Parada14	Granodirita de Biotita y Anfíbol	foliación	5593516.66	246781.13	70	175 N85°E	70°SE	
Parada16	Granito de Anfíbol y Biotita	fracturas	5618232.33	282455.88	70	40 N50°W	70°NE	
Parada16	Granito de Anfíbol y Biotita	fracturas	5618232.33	282455.88	70	40 N50°W	70°NE	
Parada16	Granito de Anfíbol y Biotita	fracturas	5618232.33	282455.88	60	40 N50°W	60°NE	
Parada16	Granito de Anfíbol y Biotita	fracturas	5618232.33	282455.88	40	285 N15°E	40°NW	
Parada16	Granito de Anfíbol y Biotita	fracturas	5618232.33	282455.88	50	281 N11°E	50°NW	
Parada16	Granito de Anfíbol y Biotita	fracturas	5618232.33	282455.88	55	290 N20°E	55°NW	
Parada16	Granito de Anfíbol y Biotita	fracturas	5618232.33	282455.88	60	300 N30°E	60°NW	
Parada16	Granito de Anfíbol y Biotita	fracturas	5618232.33	282455.88	40	105 N15°E	40°SE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	80	45 N45°W	80°NE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	90	15 N75°W	90°NE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	80	55 N35°W	80°NE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	75	15 N75°W	75°NE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	70	355 N85°E	70°NW	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	80	135 N45°E	80°SE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	70	135 N45°E	70°SE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	80	140 N50°E	80°SE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	80	130 N40°E	80°SE	
Parada 17	-	fracturas	5629625.05	280372.79	80	120 N30°E	80°SE	

Tabla 2. Tabla de datos espaciales de los diques presentes en el área

lugar	Lito Dyke	Coordenadas UTM/WGS 84		Orientación			Manteo
		Sur	Este	dip	dip direction	Rumbo	
Sitio 4	diorita hipabisal	5609601.54	249510.38	90	165 N75°E	90°SE	
Sitio 4	diorita hipabisal	5609601.54	249510.38	75	178 N88°E	75°SE	
Sitio 4	diorita hipabisal	5609601.54	249510.38	80	190 N80°W	80°SW	
Sitio5	Qz-diorita hipabisal	5593190.30	267944.53	90	340 N70°E	90°NW	
Sitio13	diorita hipabisal	5618011.56	283032.49	80	105 N15°E	80°SE	
Sitio13	diorita hipabisal	5618011.56	283032.49	75	295 N25°E	75°NW	
Sitio13	diorita hipabisal	5618011.56	283032.49	90	350 N80°E	90°NW	
Parada16	diorita hipabisal	5618232.00	282455.00	45	80 N10°W	45°NE	
Parada16	diorita hipabisal	5618232.00	282455.00	70	55 N35°W	70°NE	

SOLO USO ACADÉMICO

