



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



**SIGNIFICADO TECTÓNICO DEL EMPLAZAMIENTO
DE DIQUES Y CENTROS ERUPTIVOS MENORES EN
EL SECTOR DE CERRO NEGRO (36°S), ZONA
VOLCÁNICA SUR TRANSICIONAL DE LOS ANDES**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Javier Andrés Espinosa Leal

Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Cortés Aranda

Profesores Comisión: Dr. Andrés Tassara Oddo

Dr. Jorge Quezada Flory

Profesional Guía: Sr. Pablo Salas Reyes

Concepción, 2019

Cada día, nos acercamos un poco más a la verdad.



Dedicado a mi familia

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del Problema	2
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo General	3
1.2.2. Objetivos Específicos	3
1.3. Ubicación y Accesos	4
1.4. Metodología de Trabajo	5
1.4.1. Revisión de material bibliográfico y análisis de imágenes satelitales	5
1.4.2. Etapa de terreno	6
1.4.3. Medición y análisis de orientaciones de estructuras	6
1.4.4. Obtención de los ejes principales de esfuerzo	6
1.5. Marco Teórico de las Metodologías Utilizadas	7
1.5.1. Emplazamiento de diques	7
1.5.2. Morfometría de volcanes monogenéticos	8
1.5.3. Análisis dinámico y cinemático de las estructuras	10
1.6. Agradecimientos	13
2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO	14
2.1. Marco Tectónico	15
2.2. Marco Geológico	18
2.3.1. Formación Cura-Mallín (EMcm; Eoceno – Mioceno inferior)	19
2.3.2. Formación Trapa-Trapa (Mtt; Mioceno medio – superior)	20
2.3.3. Formación Campanario (MPc; Mioceno superior – Plioceno inferior)	21
2.3.4. Formación Cola de Zorro (Pplcz; Plioceno superior – Pleistoceno)	22
2.3.5. Intrusivo occidental (Granito-diorita Mgd; Mioceno	24

medio	25
2.3.6. Volcanes y Lavas (Qv; Cuaternario)	25
2.3.6.1. Complejo Volcánico Tatara-San Pedro (CVTSP)	26
2.3.6.2. Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLM)	27
2.3.6.3. Volcanes monogenéticos y centros eruptivos menores	27
2.3.7. Depósitos no consolidados (Qs; Cuaternario)	29
2.3.8. Antecedentes geocronológicos para el área de estudio	29
2.4. Geología estructural: Antecedentes	31
2.5. Geomorfología	33
3. RESULTADOS: DATOS OBTENIDOS EN EL SECTOR	34
DE CERRO NEGRO, ZVST (36°01'S-36°09'S)	34
3.1. Enjambres de Diques	35
3.1.1. Diques EW	35
3.1.1.1. Sector Estero Botacura	35
3.1.1.2. Cajón de Saso	37
3.1.1.3. Cerro Negro	38
3.1.2. Diques NW (NNW)	43
3.2. Volcanes Monogenéticos	43
3.2.1. Volcanes Hoyo Colorado y Saso Oeste (BHC y VSw)	45
3.2.2. Volcán Cráter Bobadilla (MEB)	46
3.2.3. Volcán Laguna de la Plata (VLP)	47
3.2.4. Volcanes Cajón Rodríguez oeste y este (MCRw y MCRe)	47
3.2.5. Volcanes Cajón Troncoso oeste y este (MCTw y MCTe) ..	47
3.2.6. Volcán Laguna Fea (VLF)	47
3.2.7. Par de volcanes monogenéticos Los Hornitos (LHC)	47
3.2.8. Centros eruptivos menores Cerro Negro Norte y Sur (CNN y CNS)	48
3.3. Análisis de datos	48
3.3.1. Orientación y ejes de esfuerzos principales: Diques	48
3.3.2. Orientación y ejes de esfuerzos principales: Fracturas	50
3.3.3. Morfometría de volcanes monogenéticos	52
4. DISCUSIÓN: SIGNIFICADO TECTONOMAGMÁTICO	55

DE LOS ELEMENTOS VOLCÁNICOS DEL SECTOR CERRO NEGRO	
4.1. Emplazamiento de Diques	56
4.2. Morfometría, distribución y relaciones espaciales de los conos monogenéticos	59
4.3. Formaciones Campanario, Trapa-Trapa y Cura-Mallín como límite reológico del transporte de magmas poco diferenciados	61
4.4. Modelo Conceptual	63
5. CONCLUSIONES	66
6. REFERENCIAS	68
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio	4
1. 2. Desarrollo de estructuras y emplazamiento de magma	7
1. 3. Tipos de volcanismo desde volcán monogenético a estratovolcán	9
1. 4. Ejemplo de agrupaciones de datos:GArcmB	12
2. 1. División general de los Andes y principales rasgos tectónicos entre los 33°S y 46°S	17
2. 2. Mapa geológico del área de estudio	19
2. 3. Rocas de la Formaciones Trapa-Trapa, Campanario y Cola de Zorro y volcán Hoyo Colorado	23
2. 4. Volcán Tatara-San Pedro – Pellado	27
2. 5. Distribución de volcanes monogenéticos	28
2. 6. Resumen de estructuras de bibliografía	32
2. 7. Principales geoformas identificadas en el área de estudio	33
3. 1. Ubicación de las área de medición	36
3. 2. Formación Campanario en sector Estero Botacura	37
3. 3. Formación Campanario en sector Cajón de Saso	38

3. 4.	Puntos de medición en sector Cerro Negro Norte	39
3. 5.	Puntos de medición en sector Cerro Negro Sur	42
3. 6.	Diques intruyendo rocas de la Formación Campanario, Cerro Negro	43
3. 7	Distribución de volcanes monogenéticos estudiados y parámetros morfométricos medidos	44
3. 8.	Volcanes Saso Oeste y Hoyo Colorado	45
3. 9.	Rosetas de orientaciones de diques	49
3.10.	Gráficos BIC vs K y orientaciones de ejes principales: Diques	50
3.11.	Roseta de fracturas de tensión	51
3.12.	Gráficos BIC vs K y orientaciones de ejes principales: Fracturas	51
3.13.	Roseta de orientaciones de diques inferidos de volcanes monogenéticos	52
3.14.	Estructuras del área de estudio y su relación con los enjambres de diques, volcanes monogenéticos y centros eruptivos menores	54
4. 1.	Ejes de esfuerzo y estructurales identificados en el área de estudio	56
4. 2.	Ilustración de la anatomía de un centro eruptivo menor	58
4. 3.	Ejes de esfuerzos asociados a diques y fracturas de tensión	59
4. 4.	Volcán monogenético Los Hornitos	61
4. 5.	Modelo conceptual de estructuras y relación con volcanismo	64

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página	
2. 1.	Dataciones radiométricas de bibliografía	30
3. 1.	Principales fallas mapeadas	40
3. 2.	Resumen de datos morfométricos de volcanes monogenéticos	46
3. 3.	Resumen de ejes de esfuerzos principales	52
3. 4.	Resumen de datos morfométricos y relación con estructuras	53
4. 1.	Relación entre estructuras	57

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
1.	Evolución Tectónica: Pre-Cenozoico - Cenozoico	80
2.	Datos de orientaciones de diques	84
3.	Orientaciones y ubicación de fracturas de tensión	88
4.	Ejes de esfuerzos principales y valores BIC y L: Diques	89
5.	Ejes de esfuerzos principales y valores BIC y L: Fracturas de Tensión	94



RESUMEN

El sector de Cerro Negro, se ubica en el Arco de la Zona Volcánica Sur Transicional de la Cordillera de los Andes (ZVST; 34°-37,5°S), entre los 36°01'S y los 36°09'S. Dicho sector está caracterizado por la ocurrencia de una serie de elementos volcánicos poco diferenciados (~55% SiO₂), que se emplazan en y sobre las rocas de las formaciones Trapa-Trapa (Mioceno medio - superior), Campanario (Mioceno superior - Plioceno inferior) y Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno). Estos elementos volcánicos y subvolcánicos, corresponden a enjambres de diques con direcciones preferencialmente NO y EO, de composición basáltica a andesítica-basáltica, volcanes monogenéticos jóvenes (sin evidencia de erosión glaciaria, <0,025 Ma, de composición basáltica) y centros eruptivos menores plio-pleistocenos. La edad de las rocas sobre las que se emplazan estos productos volcánicos, se ha obtenido por dataciones radiométricas K-Ar y corresponde a $3,4 \pm 0,8$ Ma (Plioceno-Pleistoceno), por lo que se adopta esta edad como edad máxima para los elementos volcánicos.

Durante el Plio-Pleistoceno, se habría desarrollado en este segmento de la ZVST, un evento transpresivo, que habría propiciado la reactivación sinistral de fallas pertenecientes a las FTA (Fallas Transversales Andinas) de orientación NO, como la Falla Laguna Fea y fallas normales de orientación EO, como las fallas F1 y F2; esto habría permitido el emplazamiento de grandes volúmenes de magma en forma de enjambres de diques, dando origen a los centros eruptivos menores documentados en el área (volcanes Cerro Negro Norte y Sur).

Posterior a este evento, durante el Pleistoceno-Holoceno, habría ocurrido otro proceso de reactivación de estas estructuras, permitiendo el ascenso de magmas basálticos y el emplazamiento de volcanes monogenéticos, controlados por esta estructura de carácter regional y de orientación NO (Falla Laguna Fea).

Estas fallas FTA, estarían relacionadas con el ciclo sísmico desarrollado desde el Mioceno inferior, y contribuyen al ascenso de magma y ocurrencia de volcanismo, como se ha determinado para este segmento y para las zonas Central y Sur de los Andes del Sur.

Se concluye que el volcanismo monogenético máfico de la ZVST, estaría relacionado a periodos de reactivación de las fallas FTA, por lo tanto, relacionado de forma directa con el ciclo sísmico.

1. INTRODUCCIÓN



1.1. Planteamiento del Problema

Si bien la presencia de enjambres de diques máficos es una característica común en zonas de corteza delgada (<35 km) de arcos magmáticos en márgenes de subducción activos (Nakamura, 1977), su distribución, orientación y relaciones genéticas con los diversos procesos volcánicos, desde conos monogenéticos a estratovolcanes, no ocurre de forma aleatoria (Scarrow y otros, 1998). Un ejemplo notable en este sentido, es la distribución de diques, volcanes y centros eruptivos menores de composición generalmente máfica (p.e. Volcán Callaqui, Lonquimay, Tolhuaca, etc.), en la Zona Volcánica Sur Central y Sur Sur (ZVSC y ZVSS; López-Escobar y otros, 1995), en donde el espesor cortical alcanza los ~30 km y los procesos volcánicos son fuertemente controlados por la presencia de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Cembrano y otros, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999; Stern, 2004; Cembrano y Lara, 2009; Sielfeld y otros, 2016), de orientación principalmente NS, y por las Fallas Transversales Andinas (FTA; Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar y otros, 1995; Rosenau y otros, 2006; Glodny y otros, 2008; Sánchez y otros, 2013; Pérez-Flores y otros, 2016), de orientación NW, estructuras que acomodan parte de la deformación generada por el proceso de subducción en el arco volcánico andino.

Por otra parte, en la Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST; 34,5°-37°S), a pesar de presentar un espesor cortical mayor que el documentado para la parte sur de la ZVS (>55 km), existe una gran cantidad de volcanes monogenéticos, centros eruptivos menores y enjambres de diques (todos de composición máfica) espacialmente relacionados, que representan la expresión más al norte de este tipo de volcanismo (Salas y otros, 2016). Algunos estudios han abordado este problema desde un punto de vista geoquímico para determinar la proveniencia de estos magmas, pero no existen estudios previos que permitan relacionar dichos emplazamientos, especialmente el volcanismo monogenético máfico y enjambres de diques, con las condiciones tectónicas dominantes en el área, por lo que discutir la relación entre estructuras y este tipo de productos volcánicos, define un vacío en el contexto tectonomagmático de la ZVST.

Trabajos recientes, muestran que para la ZVST existe un control sobre el emplazamiento de magmas y actividad hidrotermal ejercido por la presencia de estructuras de escala regional, que podrían coincidir con la actividad de las FTA en este segmento (Sielfeld y otros, 2019; Cardona y

otros, 2018). Estas fallas, documentadas hacia la parte norte del área de estudio, presentan actividad sísmica reciente y aparentemente controlarían la actividad documentada en los Complejos Volcánicos Tatara-San Pedro-Pellado y Laguna del Maule (CVTSPP y CVLM, respectivamente; Cardona y otros, 2018; Sielfeld y otros, 2019).

En esta memoria, en base a la medición y análisis de estructuras en terreno e imágenes satelitales, se pretende determinar las condiciones tectónicas de emplazamiento de los enjambres de diques y volcanes monogenéticos máficos para el intervalo Plioceno-Holoceno, en el sector de Cerro Negro, ubicado en la ZVST ($36^{\circ}01'S$ - $36^{\circ}09'S$), en la parte sur del segmento comprendido entre los Complejos Volcánicos Tatara-San Pedro-Pellado y Laguna del Maule.

Además, se pretende establecer si las características estructurales del área de estudio están dominadas por la tectónica a escala regional (ejes de esfuerzo principales) o por características reológicas de la corteza somera.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Determinar las condiciones tectonomagmáticas que permiten el emplazamiento del Enjambre de Diques Cerro Negro, los centros eruptivos menores y volcanes monogenéticos en la ZVST entre los $36^{\circ}01'S$ y $36^{\circ}09'S$.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Determinar las orientaciones de los enjambres de diques y fracturas de tensión asociadas en el área de estudio
2. Estimar la posición y dirección de los posibles diques alimentadores de algunos de los volcanes monogenéticos del área de estudio.
3. Obtener las direcciones de los ejes de esfuerzos principales asociados al emplazamiento de los diques del área de estudio.
4. Evaluar la posible relación entre estructuras y volcanes monogenéticos.

1.3. Ubicación y Accesos

La zona de estudio se ubica en la VII Región del Maule, en la Cordillera de los Andes, entre los 35,5°S y los 36,5°S (Fig. 1.1), específicamente en el cuadrante definido por las coordenadas:

- 36°01'S - 36°09'S y 70°48'O - 70°37'O

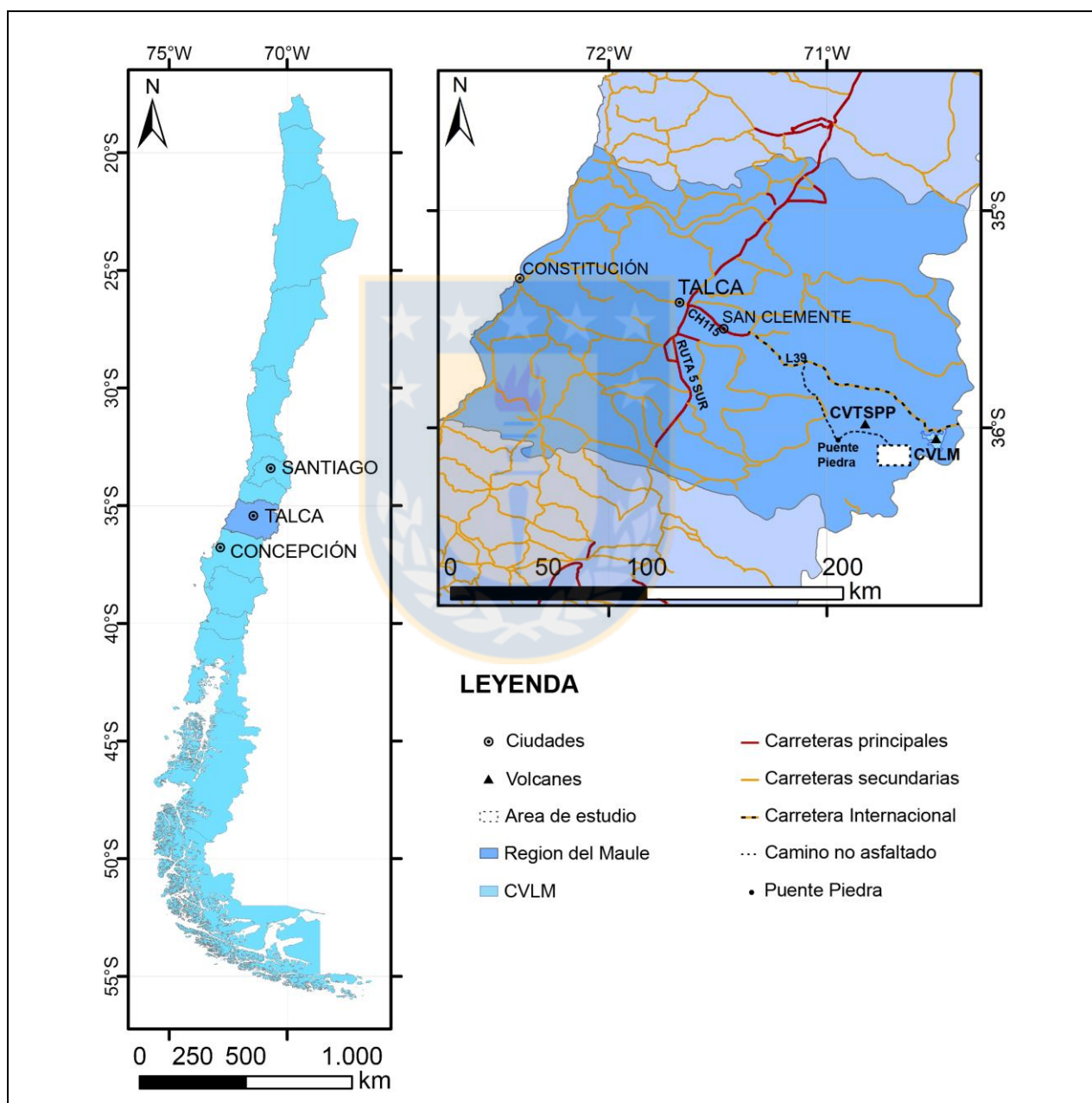


Fig. 1.1: Mapa de la ubicación del área de estudio. La ruta CH115 conecta la ciudad de Talca con San Clemente. Ruta L39, conecta la ciudad de San Clemente con el Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLM).

Se accede al Sector de Cerro Negro desde la comuna de San Clemente, ubicada aproximadamente 17 km al SE de Talca, capital de la VII Región del Maule, a través de la ruta internacional CH-115 en dirección al Paso Pehuenche, hasta el cruce con la ruta L-39 (68 km de recorrido).

Desde este punto, por la ruta L-39, se accede al área de estudio en dirección S, recorriendo 42 km por un camino no asfaltado, paralelo al curso del río Melado, hasta el sector Puente de Piedra. Desde este punto, se sigue un camino tampoco asfaltado y de uso particular de los dueños de los predios, de 14 km aproximadamente hasta el último sector al que se puede avanzar en vehículo de doble tracción, desde donde se inicia un recorrido de 9 km caminando o a caballo por un sendero de arrieros hasta llegar al campamento base. Desde este punto se avanza hasta los diferentes puntos de muestreo definidos para hacer las mediciones.

El recorrido total desde el cruce CH-115 con ruta L-39 hasta el campamento base es de aproximadamente 65 km.

1.4. Metodología de Trabajo

La base de este trabajo está constituida por una combinación de datos obtenidos mediante el trabajo de campo (mapeo estructural y litológico), y de forma remota, a partir del análisis de imágenes satelitales. Las mediciones estructurales fueron realizadas por medio de una brújula tipo Brunton Estructural, con desviación magnética de 6°. Las imágenes satelitales analizadas fueron obtenidas de SasPlanet y Google Earth, con una resolución de 15 m/píxel.

1.4.1. Revisión de material bibliográfico y análisis de imágenes satelitales

A partir del material bibliográfico e imágenes satelitales, se identifican las principales estructuras documentadas en el área de estudio, las litologías definidas como formaciones y unidades, se identifican los principales puntos de muestreo, y se definen metodologías para el análisis de los datos y desarrollo del marco geológico y referencial de este trabajo. Esta etapa se realiza mediante el uso del software ArcGis10.1, con el cual se confeccionan los mapas litológicos y estructurales de este trabajo.

1.4.2. Etapa de terreno

Para cualquier trabajo geológico, la obtención de datos de terreno representativos del fenómeno que se quiere analizar es de primera importancia. En el caso de nuestro trabajo, los datos corresponden principalmente a mediciones estructurales (orientaciones de diques, fracturas de tensión, fallas, lineamientos y morfometría de volcanes monogenéticos) y datos litológicos (volcanes monogenéticos, diques y roca de caja).

Para la obtención de una cantidad representativa de datos, se realizaron cuatro campañas de terreno (de entre 3 a 10 días) entre los meses de abril del año 2016 y marzo del año 2018.

Luego de la obtención de los datos de terreno, se procede a la confección de mapas geológicos a diferentes escalas y posteriormente al análisis de los datos mediante varios softwares, para la obtención de los resultados finales y del modelo conceptual.

1.4.3. Medición y análisis de orientaciones de estructuras

Los datos de orientación de diques, fracturas de tensión, fallas y lineamiento, se obtienen directamente del trabajo de terreno, mediante el uso de diversas herramientas de precisión. Para nuestro trabajo (geología estructural) las principales herramientas corresponden a brújula tipo Brunton-Estructural y *geoflex*, con las cuales es posible medir de forma precisa orientaciones de planos (fallas, fracturas de tensión, paredes de diques, estratificaciones, etc.), y líneas (direcciones, estrías, etc.), y por otro lado GPS (Garmin), con el que es posible obtener la posición exacta de los puntos en los que se realizan dichas mediciones. Es así, como junto a los datos obtenidos a partir de imágenes satelitales, se constituye la base de datos de esta investigación.

1.4.4. Obtención de los ejes principales de esfuerzo

Los ejes principales de esfuerzo se obtienen a partir de la inversión de los datos de fracturas de tensión y de las direcciones de los diques medidos en terreno y a partir de imágenes satelitales, mediante la utilización del software GArcmB (Yamaji y Sato, 2016).

1.5. Marco Teórico de las Metodologías Utilizadas

Los datos a analizar, corresponden a direcciones de emplazamiento de diques, disposición espacial de estructuras (fracturas de tensión y fallas), y morfometría de volcanes monogenéticos. En este capítulo, se presentan de forma breve los antecedentes teóricos de cada una de las metodologías utilizadas en este trabajo.

1.5.1. Emplazamiento de diques

La forma más aceptada como principal método de transporte de magmas en la parte más superficial de la corteza, corresponde a los enjambres de diques (Clemens, 1984, 1998; Creixell y otros, 2007, 2011). Esta teoría, explica de buena forma los grandes volúmenes de magma encontrados en las cordilleras de zonas de subducción (Emerman y Marrett, 1990; Clemens, 1998; Singer y otros, 1997; Creixell y otros, 2007, 2011). En este caso, el magma en su ascenso, utilizaría principalmente fracturas y debilidades preexistentes (fallas, fracturas de tensión, etc, Fig. 1.2.a y b), además de estructuras generadas por autopropagación del magma durante el ascenso, en las que luego se enfría, dando origen a los diques.

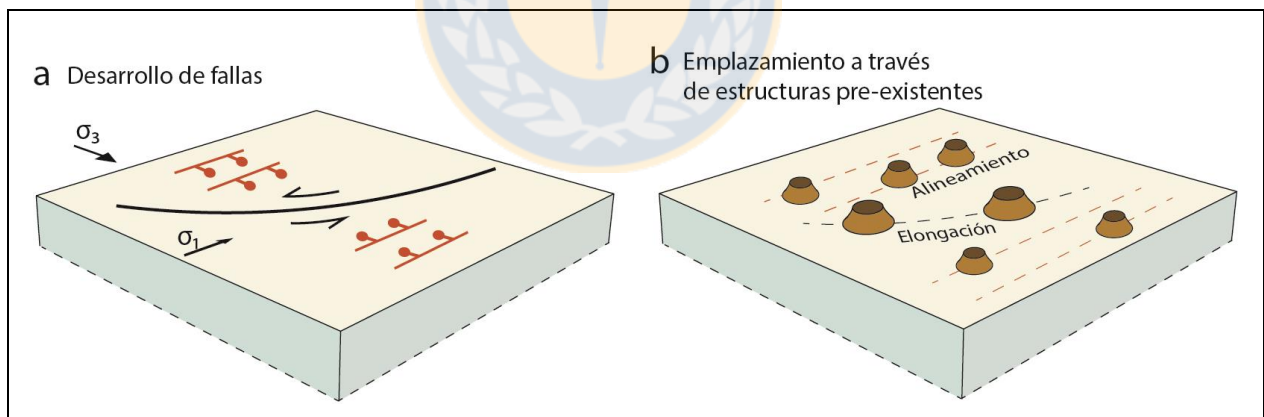


Fig. 1.2: a) Desarrollo de estructuras (fallas) dependientes del dominio tectónico; b) emplazamiento del magma a través de fracturas pre-existentes y formación de centros eruptivos menores (Modificado de Tibaldi, 1995; Paulsen y Wilson, 2010).

Las estructuras, se desarrollan principalmente debido a procesos tectónicos y son una respuesta frágil al régimen de esfuerzos dominante en un área de la corteza terrestre en un determinado periodo de tiempo (Fig. 1.2.a). Por lo tanto, a partir del estudio de la distribución y orientaciones

de los diques y estructuras (*dip direction/dip*), se puede obtener una aproximación de las direcciones de los esfuerzos principales durante su emplazamiento (paleoestrés; Glazner y otros, 1999; Nakamura, 1977).

Según el modelo teórico clásico de emplazamiento de diques, estos se generarían de forma similar a la generación de fracturas de tensión (fracturas T), es decir, perpendiculares al eje de máxima extensión (σ_3). A pesar de esto, y debido a las variaciones de las condiciones tectónicas a nivel local, es posible tener diferentes escenarios de esfuerzo y acomodación de deformación a través de estructuras en el arco volcánico (ante, intra y trasarco), por lo que las observaciones de campo de estructuras como enjambres de diques, pueden presentarse oblicuas al eje de esfuerzo menor (σ_3 regional). Esto principalmente ocurre cuando el emplazamiento de los magmas se desarrolla a lo largo de estructuras como límites de cuencas, fallas reactivadas, discontinuidades estratigráficas, etc, que no están necesariamente orientadas perpendicularmente al σ_3 regional. El magma en su ascenso, al alcanzar la superficie, eventualmente podría generar productos volcánicos que a su vez, estarían condicionados por las características tectónicas respecto a la distribución (relaciones entre edificios), forma de los edificios, desde centros eruptivos menores a volcanes compuestos (Fig.1.2.b; Tibaldi, 1995; Paulsen y Wilson, 2010).

1.5.2. Morfometría de volcanes monogenéticos

Los volcanes monogenéticos, corresponden a pequeños edificios cónicos, en general con volcanismo efusivo, formados por sus propios depósitos de caída (Wood, 1980b; Kereszturi y otros, 2013). Usualmente están conformados por un cono de escoria formado durante una etapa piroclástica, la cual puede ser temprana o tardía respecto a una etapa efusiva, durante la cual se emplazan coladas de lava, que destruyen parte del cono durante su emplazamiento. Las dimensiones son variables, pero usualmente poseen menos de 2000 m de diámetro basal y menos de 200 m de altura. Respecto a su actividad, puede durar desde algunos días a décadas, con relativamente baja energía en la erupción y volumen limitado de sus productos ($<1 \text{ km}^3$), características que, junto a las dimensiones, se usan como criterio para su definición (Nemeth, 2010; Kereszturi y otros, 2013; Fig. 1.3).

Por su parte, los centros eruptivos menores, a pesar de presentar características morfométricas y de emplazamiento similares a los volcanes monogenéticos, se clasificarían como volcanes

poligenéticos. La diferencia fundamental recae en que presentarían más de una fase eruptiva, en un período de tiempo desde años a miles de años, y que sus volúmenes de productos eruptados es mayor o igual a 1 km^3 (Nemeth y Kereszturi, 2015; Fig. 1.3). Incluso, algunos autores, dadas estas características, consideran a los centros eruptivos menores como volcanes monogenéticos de gran tamaño, debido a que presentan un mayor grado de diferenciación, probablemente por el desarrollo de un reservorio magmático somero, pero aun así mantienen una actividad cercana a las decenas de años (Nemeth y Kereszturi, 2015; Smith y Nemeth, 2017).

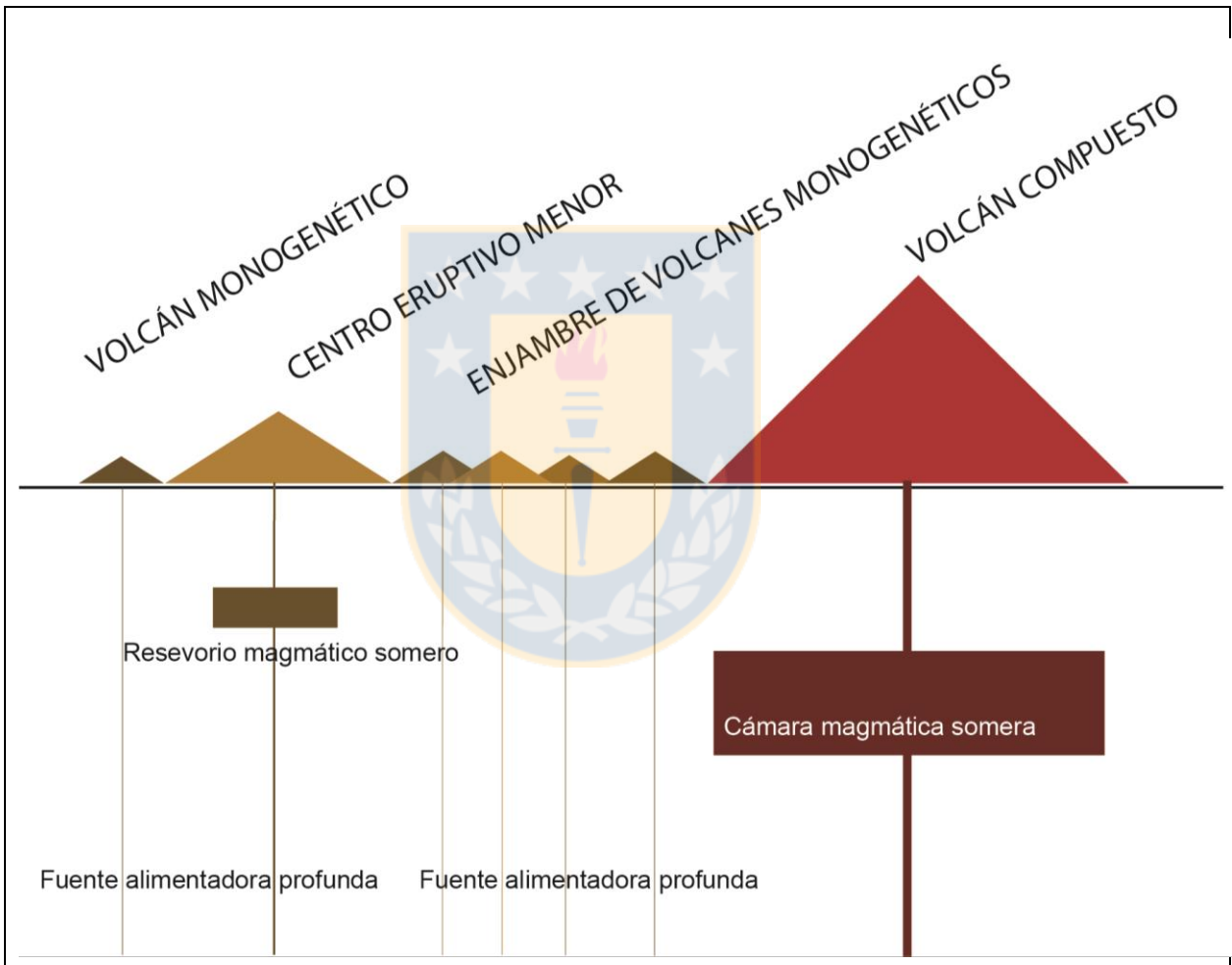


Fig. 1.3: Tipos volcánicos desde volcán monogenético (izquierda) hasta un estratovolcán o volcán compuesto (derecha). Algunos autores, consideran los centros eruptivos menores como volcanes monogenéticos de gran volumen, debido a un periodo mayor de emisiones de lavas y el posible desarrollo de un reservorio magmático somero (modificado de Nemeth y Kereszturi, 2015; Smith y Nemeth, 2017).

Al igual que para el reconocimiento de diques, se utilizan datos de terreno e imágenes satelitales, a través de las cuales se determinan parámetros con los que se realiza el análisis morfométrico de los conos monogénicos (Tibaldi, 1995; Tibaldi y Corazzato, 2005; Keresztury y Németh, 2013). Este análisis se efectúa para aquellos edificios volcánicos bien preservados, que bien no presentan evidencias de erosión glaciaria o que a pesar de la erosión, el edificio (cono) aún es reconocible.

Se utilizan parámetros como D_{max} y D_{min} , que corresponden respectivamente al diámetro mayor y menor del edificio. A partir de estos, se calcula el índice de elongación (ge), que permite determinar el control tectónico ejercido sobre el emplazamiento del cono en cuestión y la orientación aproximada de los ejes de esfuerzos principales (Tibaldi, 1995; Tibaldi y Corazzato, 2005; Corazzato y Tibaldi, 2006). Los valores de ge se calculan a partir de:

$$ge = \frac{D_{min}}{D_{max}}$$

Los valores van desde 0, que implica una elongación total, hasta 1, que representaría un cono de igual diámetro en todas direcciones, es decir, con baja o nula incidencia de la tectónica sobre su emplazamiento. Se calcula en base a este parámetro el porcentaje de elongación:

$$\% \text{ Elongación} = (1 - ge)100$$

Además de los valores morfométricos calculados para cada volcán monogénico y centro eruptivo menor (CEM) por separado, se realizan las mediciones de las distribuciones y relaciones espaciales (alineamientos) entre edificios de similares edades y composiciones, en base a datos de edades determinadas por diferentes autores (Singer y otros, 1997; Hildreth y otros, 2010; Salas y otros, 2016) según la metodología de Tibaldi (1995) y Paulsen y Wilson (2010), a través de la disposición y orientación de los edificios volcánicos respecto a estructuras.

1.5.3. Análisis dinámico y cinemático de las estructuras

Para el caso de las fallas y fracturas de tensión, el análisis dinámico, permite reconstruir la orientación del campo de esfuerzos que genera dichas estructuras (σ_1 , σ_2 y σ_3) y caracterizar la deformación mediante el movimiento modelado de las fallas.

Para el análisis cinemático, los datos de cada falla medidos en terreno, corresponden a *dip*, *dip direction*, *rake* de la estría en el plano de falla y el sentido del desplazamiento a lo largo de la estría, cuyo reconocimiento y medición en terreno se ha realizado de acuerdo a los criterios de Petit (Petit y otros, 1983; Petit, 1987). El análisis de los datos de las fallas se realiza mediante el método de los diedros, a través del cual se utiliza el *datum* de estas para obtener, a través del software Faultkin7 (de Almendinger), los dominios de alargamiento y acortamiento asociados a la falla. Así, se determinan los ejes P y T, que corresponden a los ejes de máximo acortamiento y extensión, respectivamente. Si bien, estos ejes no corresponden a los ejes principales de esfuerzo, son una buena aproximación de los mismos (Niemeyer, 1999).

Para los sistemas de fracturas de tensión y orientación de diques, el dato que se utiliza de cada estructura, corresponde al *dip* y *dip direction* de cada estructura. En el caso de los diques determinados por imágenes satelitales y aquellos a los cuales no es posible acceder, el *dip* se determina de forma aproximada mediante la observación de las relaciones de corte y emplazamiento. La inversión de los datos para la obtención de los ejes principales de esfuerzo, se realiza mediante la utilización del software GArCmB (Yamaji y Sato, 2011; Yamaji, 2016).

A través del software GArCmB, es posible obtener la dirección de los ejes principales de esfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3), para un grupo de datos de fracturas extensionales (orientaciones de diques, vetillas y fracturas de tensión) mediante una distribución combinada de Bingham (Yamaji y Sato, 2011; Yamaji, 2016). La distribución Bingham fue aplicada para analizar las condiciones de emplazamiento de diques por Baer y otros (1994) y Jolly y Sanderson (1997), para inferir el estado de estrés de un determinado lugar en el momento del emplazamiento de los diques.

Para una base de datos de fracturas (*dip-direction*, *dip*) el software determina las agrupaciones de datos (o *clusters*) que mejor se ajustan a una distribución combinada de Bingham, calculando así para cada uno de dichos *clusters*, los ejes principales de esfuerzo. El algoritmo empleado para esto, sigue el método de Jolly y Sanderson (1997), que estima la orientación del eje mínimo de estrés (σ_3), desde la máxima concentración de polos de las fracturas. La cantidad de grupos de datos (valor K que varía entre 1 y 5), debe ser ingresada por el usuario y debe ser analizada para los valores que van de 1 (un cluster) a 5 (cinco clusters), de modo de obtener una base de datos completa. Para determinar qué distribución presenta el mejor ajuste, el programa entrega el valor BIC, que corresponde a un criterio Bayesiano de información (por su sigla en inglés). Un buen

ajuste, presentará bajos valores de BIC respecto a K (Fig. 1.4). En el ejemplo de la figura 1.4, se observan las distribuciones de un mismo grupo de datos para a) $K=3$ y b) $K=4$. Al observar el gráfico BIC vs K , el mejor ajuste correspondería a $K=3$ (Fig. 1.4.c).

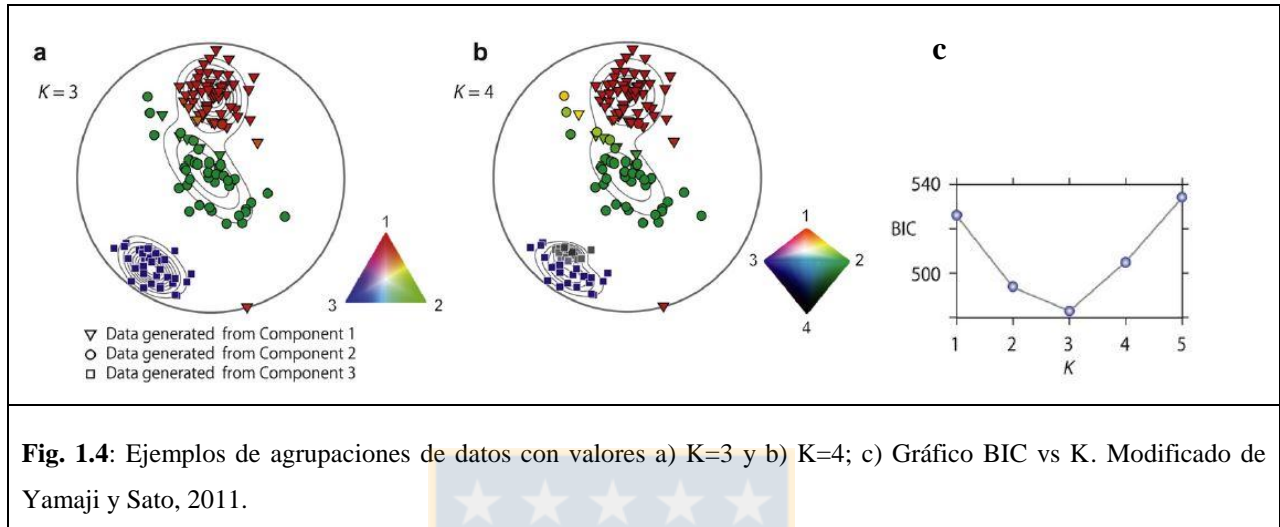


Fig. 1.4: Ejemplos de agrupaciones de datos con valores a) $K=3$ y b) $K=4$; c) Gráfico BIC vs K . Modificado de Yamaji y Sato, 2011.

Finalmente, se obtienen los valores de los ejes principales de esfuerzo. Por ejemplo, para un valor de $K = 1$, el programa obtiene un grupo de ejes principales ($\sigma_{1.1}$, $\sigma_{2.1}$ y $\sigma_{3.1}$); para $K = 2$, dos grupos de ejes principales, $\sigma_{1.1}$, $\sigma_{2.1}$ y $\sigma_{3.1}$, para el *cluster* 1 y $\sigma_{1.2}$, $\sigma_{2.2}$ y $\sigma_{3.2}$, para el *cluster* 2. Los ejes de esfuerzo se presentan en figuras EAP (Equal Area Projection, por su sigla en inglés), en las que cada eje queda centrado en una elipse que representa el 95% de certeza de ubicación de dicho eje.

Finalmente, el programa entrega los valores de los ejes de esfuerzos principales, con los que se construye una base de datos a analizar, y figuras con la disposición de los ejes principales de esfuerzos (para cada grupo de datos). En las figuras, los ejes σ_1 , σ_2 y σ_3 aparecen encerrados sobre elipses que representan un 95% de certeza de la ubicación de cada eje, con colores rojo, verde y azul, respectivamente.

Estos valores se comparan con los datos obtenidos por otros autores, en relación al fallamiento determinado en campo, y a las relaciones tectónicas actuales regionales y locales.

1.6. Agradecimientos

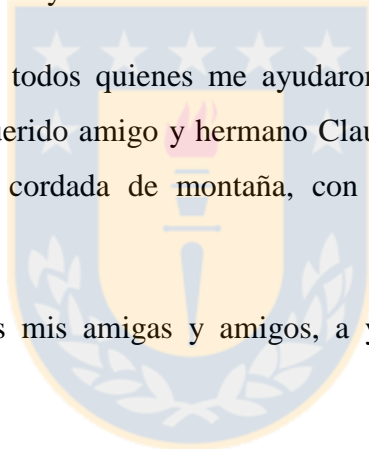
Un profundo agradecimiento a Sr. Pablo Salas Reyes, por la oportunidad de participar en los terrenos desarrollados en la Cordillera de los Andes, que nos llevaron a plantear esta pregunta. A Dr. Joaquín Cortés Aranda por guiarme en los aspectos técnicos en el desarrollo de esta investigación, su paciencia y consejos. A los Drs. Jorge Quezada y Andrés Tassara, por sus observaciones y comentarios que contribuyeron a mejorar ampliamente este trabajo.

A la Srta. Carolina, por ayudarme en todo el proceso de inscripción de la memoria.

A mi familia, mis padres y hermanas, que siempre me han apoyado en todas mis ideas y proyectos. A Federica, por su amor y apoyo incondicional durante todo este proceso, por su ayuda en la elaboración de figuras y revisión de este manuscrito.

Agradezco también a todas y todos quienes me ayudaron en las duras etapas del trabajo en terreno, especialmente a mi querido amigo y hermano Claudio Carrasco y Valentina Urtubia. A Pablo Salas nuevamente, mi cordada de montaña, con quien durante este proceso, hemos construido una gran amistad.

Por último, agradecer a todos mis amigas y amigos, a y las personas del Departamento de Ciencias de la Tierra.



2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO



2.1. Marco Tectónico

Los Andes del Sur (ZVS, 33,5°-47°S; Fig. 2.1) corresponde a una provincia volcano-tectónica caracterizada por complejas interacciones entre procesos de deformación, magmatismo y erosión. Dichos procesos han sido gobernados principalmente por la convergencia entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana. Si bien la convergencia entre ambas placas ha sido continua desde al menos el Jurásico inferior, los mayores cambios en los rasgos volcano-tectónicos de los Andes del Sur se han desarrollado durante el Cenozoico, principalmente desde el Oligo-Mioceno (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Mpodozis y Ramos, 1989; Allmendinger y otros, 1997; Charrier y otros, 2002; Stern, 2004). Además, se han identificado variaciones en las tasas de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, dentro de las cuales es posible determinar dos periodos o fases en las que la velocidad de convergencia ha aumentado (sobre 100 mm/a), denominadas fase Incaica, Eoceno superior y fase Quechua, en el Mioceno (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Silver y otros, 1998; Kay y otros, 2005; Radic, 2010; Jordan y otros, 2001; Melnick y otros, 2006b; Fig. 2.1).

Luego de este evento, la compresión disminuye hasta el presente, pero manteniendo aun un régimen compresivo (Somoza, 1998). A pesar de esto, algunos autores hablan de que durante el Plioceno – Pleistoceno, hubo más bien un episodio extensivo para el segmento al norte del Lineamiento Cortaderas, estructura de escala regional que limita la cuenca de Neuquén con la faja corrida y plegada de Malargüe (Ramos y Kay, 2006; Fig. 2.1).

Actualmente, la convergencia se desarrolla a una velocidad de 66 mm/año, en un ángulo oblicuo de N78°E respecto a la fosa (Fig. 2.1; Angermann y otros, 1999; Cembrano y Lara, 2009). Este ángulo oblicuo imprime en el régimen de subducción tanto una componente paralela como una perpendicular para el vector de convergencia. En este sentido, el principal esfuerzo es generado por la componente perpendicular a la fosa, con un vector de esfuerzo principal de compresión σ_1 perpendicular a la fosa y σ_3 (extensión) en la vertical, entre los 33° y 37°S, generando la zona de debilidad para el emplazamiento de los complejos volcánicos a lo largo de la Cordillera de los Andes sobre las Fallas Transversales Andinas (FTA, Sánchez y otros, 2013; Stern, 2004; Cembrano y Lara, 2009; Fig. 2.2.a). Hacia el sur de los 37°S, los procesos volcano-tectónicos, están dominados por la presencia de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO, Cembrano y otros,

1996), estructura de carácter regional, de orientación paralela a la fosa (N10°E), que acomoda parte de la deformación ejercida por el vector paralelo a la fosa, a través de estructuras dextrales.

Ahora, para los Andes del Sur, diversos autores han propuesto divisiones según variaciones petroquímicas en los productos volcánicos. Se reconocen para la Zona Volcánica Sur, cuatro subzonas volcánicas: Norte (ZVSN, 33°-34,5°S), Transicional (ZVST, 34,5°-37°S), Centro (ZVSC, 37°-41,5°S) y Sur (ZVSS, 41,5°-46°S; López-Escobar y otros, 1995; Stern, 2004; Cembrano y Lara, 2009; Fig. 2.1.b).

El área de estudio de nuestro trabajo, se encuentra sobre el segmento transicional (ZVST), zona para la cual se ha determinado un decrecimiento en el espesor cortical y en la altura de los principales edificios volcánicos (de >55km a <35km de espesor cortical desde la ZVSN a la ZVSS; Tassara y Echaurren, 2012), siendo la ZVST el punto de inflexión entre mayores y menores espesores corticales.

La ZVST además, constituye el dominio volcánico más septentrional de la ZVS en que afloran productos volcánicos poco diferenciados, tales como lavas basálticas y andesíticas (Stern, 2004; Salas y otros, 2016), lo que contrasta con el hecho de presentar un elevado espesor cortical (ca. 55 km). Para la ZVSC y ZVSS, existe la ZFLO constituye una discontinuidad de primer orden, la cual permite acomodar parte de la deformación asociada a la convergencia y, a su vez, el ascenso y emplazamiento de magmas poco diferenciados provenientes de niveles profundos de la corteza (Cembrano y Lara, 2009). Parte del acomodamiento de la deformación, se efectúa además a través de las Fallas Transversales Andinas (FTA), estructuras de orientación NW, tanto para la ZVST como para la ZVSC y SS (Sánchez y otros, 2013). Las FTA han sido interpretadas como debilidades corticales asociadas a fallas pre-Andinas reactivadas como fallas sinestrales inversas, durante el desarrollo del arco volcánico (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar y otros, 1995; Rosenau y otros, 2006). Ejemplos de volcanismo controlado por estas estructuras corresponden a la zona de falla Mocha-Villarrica (ZFMV), lineamiento regional que comprende la cadena de volcanes Villarrica-Quetrupillán-Lanín (Hackney y otros, 2006).

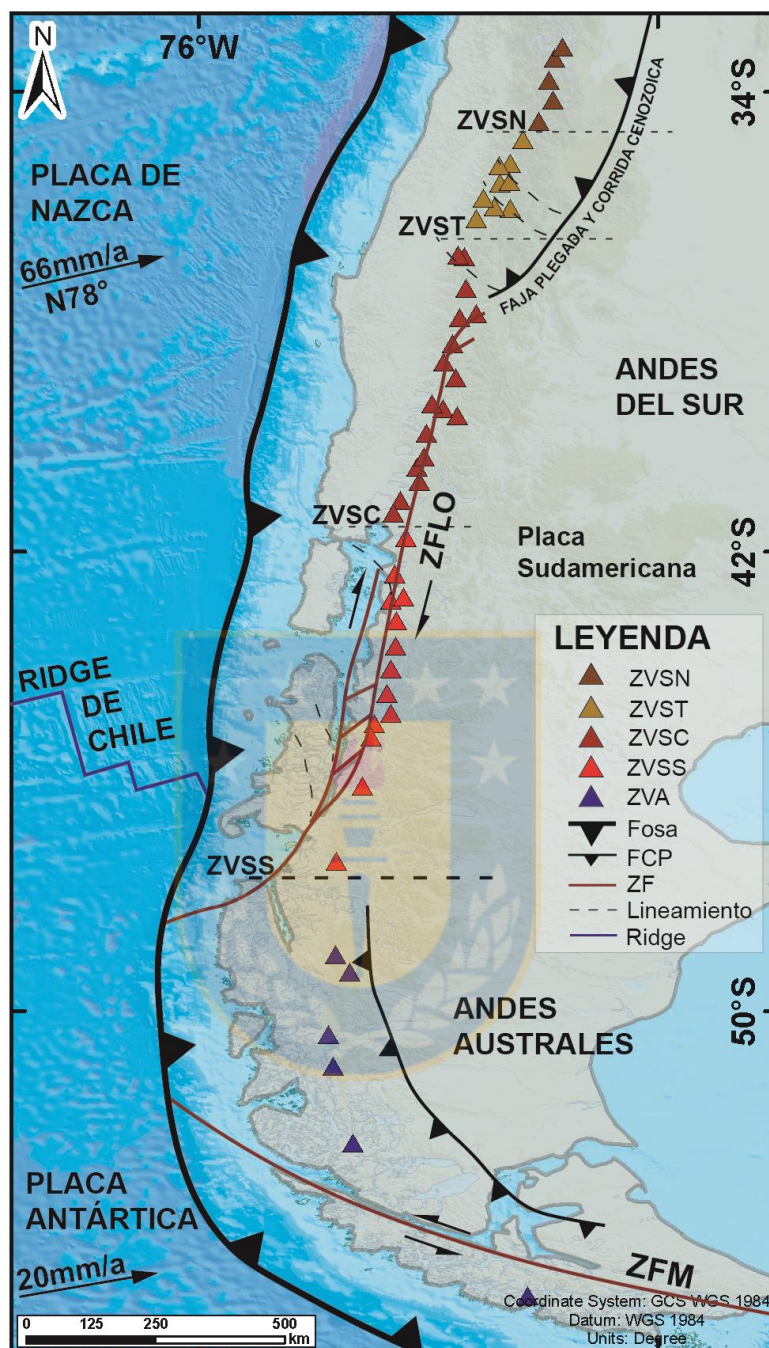


Fig. 2.1: a) Principales rasgos tectónicos entre los 33°S y 46°S (López-Escobar y otros, 1995; Cembrano y otros, 1996; Angerman y otros, 1999; Stern, 2004; Rosenau y otros, 2006; Cembrano y Lara, 2009). En líneas negras se muestra la fosa (guesa con triángulos), el ridge de Chile (delgada), ZFLO (delgada), Faja Corrida y Plegada (FCP; delgada con triángulos), Zona de Falla de Magallanes (ZFM; delgada roja) y con triángulos de colores según zona, el arco volcánico actual.

Si bien, el cómo se reactivan estructuras en un régimen de subducción ha sido una interrogante desde el punto de vista tectono-magmático, algunos autores sugieren que las reactivaciones estarían controladas por el ciclo sísmico, es decir, con cambios de estrés durante el período interco y post-sísmico. Respecto a este punto, en algunos trabajos realizados hacia la parte sur de nuestra área de estudio, en el complejo volcánico Nevados de Chillán (CVNC), también ubicado sobre la traza de un lineamiento NW-SE asociado a las FTA de la ZVST, muestran que este complejo volcánico sufrió un período de reactivación posterior al terremoto del Maule Mw 8.8, con cambios transientes en el régimen de estrés que actúa sobre dicho complejo (Lupi y otros, 2019). Esto induce a pensar a los autores en que el ciclo sísmico podría reactivar estas estructuras pertenecientes a las FTA, por lo menos desde el Oligo-Mioceno (Lupi y otros, 2019).

El basamento pre-andino, en donde se depositan las rocas cenozoicas, tiene edades que van desde el Paleozoico hasta el Mesozoico temprano, según algunos autores (Anexo 8.1: Evolución Tectónica pre-Andina; Nelson y otros, 1999; Stern, 2004).

2.3. Marco Geológico

En el área de estudio es posible identificar una gran cantidad de unidades geológicas (principalmente relacionadas a procesos volcano-sedimentarios y volcánicos) que varían en cuanto a composición, textura, relaciones de contacto, etc., identificadas por diversos autores que han trabajado en la región (González-Ferrán y Vergara, 1962; Drake, 1976; Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Dungan y otros, 2001, Singer y otros, 1997; Hildreth y otros, 2010; Salas y otros, 2016).

Las definiciones de las formaciones y diferentes unidades han sido tomadas de la Carta Geológica del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), correspondiente a la Carta N°64, escala 1:250.00, Muñoz y Niemeyer, 1984. La distribución de las unidades puede observarse en el mapa geológico de la figura 2.2.

Las unidades geológicas descritas, se pueden dividir en dos grupos. El primero, corresponde a las rocas depositadas durante el Eoceno – Pleistoceno, que corresponden a las rocas de las Formaciones Cura-Mallín, Trapa-Trapa, Campanario y Cola de Zorro, que sirven de basamento

para los procesos volcánicos actuales, es decir, las lavas cuaternarias, que constituyen el segundo grupo.

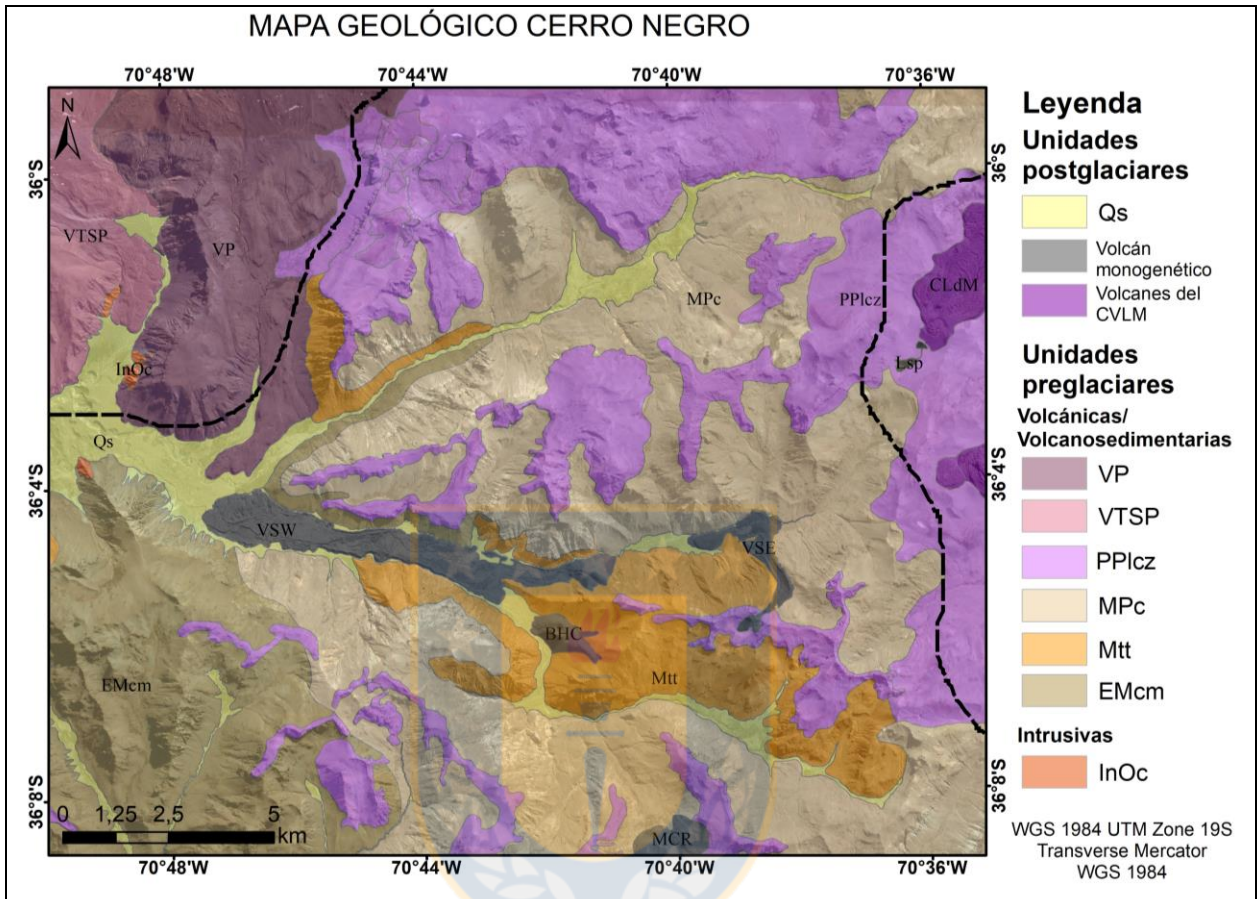


Fig. 2.2: Mapa geológico de las principales unidades del área de estudio (Formaciones Cura-Mallín, Trapa-Trapa, Campanario, Cola de Zorro y coladas de lavas cuaternarias) elaborado a partir de trabajos anteriores y este trabajo (González-Ferrán y Vergara, 1962; Drake, 1976; Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Dungan y otros, 2001, Singer y otros, 1997; Hildreth y otros, 2010; Salas y otros, 2016; Este trabajo).

2.3.1. Formación Cura-Mallín (EMcm; Eoceno - Mioceno inferior)

La Formación Cura-Mallín fue definida en el estero homónimo, dentro de la Hoja Laguna de La Laja, como "una sucesión de sedimentitas clásticas continentales e intercalaciones de volcanitas de queratófidos y porfiritas cuarcíferas por González-Ferran y Vergara, 1962. Dentro de la Hoja Laguna del Maule, corresponde a una secuencia de rocas piroclásticas, sedimentitas clásticas y de forma subordinada algunas coladas de lava intermedia. Infrayace en pseudoconcordancia o

concordantemente a las rocas de la Formación Trapa-Trapa y en discordancia angular a rocas de las formaciones Campanario, Cola de Zorro y volcanes y lavas recientes.

En el sector de Cerro Negro, al sureste de la Laguna del Maule, se distribuye hacia la parte sureste en una franja de orientación NS, la que se extiende hasta el límite este y sur de la Hoja Laguna del Maule, siendo la unidad de mayor extensión (45% de la superficie; Muñoz y Niemeyer, 1984). Se divide por los mismos autores en los miembros Río Queuco (inferior), conformado principalmente por tobas y brechas y de forma subordinada por rocas sedimentarias clásticas y coladas de lava, y el miembro superior Malla-Malla, compuesto principalmente por rocas sedimentarias clásticas (areniscas, conglomerados y lutitas) y en menor medida por tobas, brechas, calizas y niveles carbonosos.

Según relaciones estratigráficas, los autores determinan una edad máxima a Cretácico superior (Post-Albiano) y por medio del análisis de contenido fosilífero, una edad de Eoceno – Mioceno inferior.

2.3.2. Formación Trapa-Trapa (Mtt; Mioceno medio - superior)

Secuencias de lavas andesíticas, rocas volcanoclásticas y sedimentarias continentales, que cubren de forma concordante a las rocas de la Formación Cura-Mallín, definidas por Niemeyer y Muñoz, 1983. Esto es observable también para la zona de estudio, en la que además se puede ver el contacto hacia techo, en una superficie de discordancia con las rocas de la Formación Campanario.

En nuestra área de estudio, estas rocas aparecen en la parte central (Fig. 2.2), en donde sirven de basamento para los conos monogénéticos Hoyo Colorado (BHC), Volcán Saso Este (VSe) y Oeste (VSw).

Corresponden a andesitas, andesitas basálticas y dacitas, y en menor medida, tobas y brechas.

En general las andesitas (y andesitas basálticas) presentan colores grises con tonos verdes y rojizos, textura en general porfídica, vesículas y amígdalas. Se observan abundantes fenocristales de plagioclasa, con tamaños de hasta 1 cm, y en menor proporción y de menor tamaño, piroxenos. La masa fundamental es en general hialopilitica, la que presenta microlitos de

plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio pardo a negro. La alteración de estas rocas es variable, desde débil a intensa, ocurriendo en reemplazo de algunos minerales, en la masa fundamental o como relleno de vesículas y venillas. Los minerales de alteración principales son clorita, arcillas, óxidos de hierro, calcita, y cuarzo.

Dataciones radiométricas K-Ar indican una edad miocena media a superior (Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.3.3. Formación Campanario (MPc; Mioceno superior - Plioceno inferior)

Las rocas de la Formación Campanario, definidas por Drake, 1976, son las más importantes en este estudio debido a su directa relación con los enjambres de diques máficos mapeados en el sector de Cerro Negro, Cajón de Saso y Estero Botacura.

Corresponden a una secuencia de diferentes tipos de tobas, brechas, ignimbritas y coladas de lava (andesíticas y andesítico basálticas) que afloran en la parte norte del área de estudio, y principalmente al norte de la Laguna del Maule (Drake, 1976; Muñoz y Niemeyer, 1984).

En la parte al suroeste de la Laguna del Maule, en la confluencia entre los esteros de Saso y Rodríguez, las rocas de la Formación Campanario cubren en discordancia angular a las rocas de la Formación Trapa-Trapa (Muñoz y Niemeyer, 1984; Este estudio).

Además, esta formación infrayace pseudoconcordantemente con una actitud sub-horizontal a las rocas de la Formación Cola de Zorro, como se puede ver en varios sectores del área de estudio (sectores con las cotas más altas, hacia la parte sur de Cerro Negro, al norte del volcán Hoyo Colorado y al noreste del par de conos monogénicos del Cajón Troncoso, en la parte oriental del área de estudio).

Las rocas de la Formación Campanario tienen amplia distribución en la parte noreste de la Laguna del Maule, continuando hacia el norte del volcán Cerro Campanario a los 30°30'S y hacia el este, en Argentina, en donde se expresan en amplia distribución areal (Drake, 1976; Muñoz y Niemeyer, 1984).

En nuestra área de estudio, se observan en excelentes afloramientos en los sectores de Estero Botacura, en la parte centro norte, en las cabeceras del estero de Cajón de Saso, y en el sector de Cerro Negro, siendo este el afloramiento principal en donde se realizaron la mayor cantidad de mediciones.

En general presentan un color en tonos amarillos grisáceos claros, que varían dependiendo de las diferencias litológicas locales. Es posible ver además en variados sectores, la generación de algunas geomorfologías glaciofluviales como penitentes, en los afloramientos de mayor escarpe y altura.

Las tobas, principales rocas observadas en terreno de esta formación, corresponden a tobas líticas y de cristales, con proporciones variables entre fragmentos de líticos, minerales como plagioclasa, biotita y anfíbol. Es posible observar soldamiento de clastos líticos con la matriz (Muñoz y Niemeyer, 1984; Este estudio).

La matriz es vitroclástica-fluidal, parcialmente desvitrificada, compuesta por ceniza y pequeños fragmentos de vidrio y minerales (Muñoz y Niemeyer, 1984). La alteración es débil a media y está integrada por calcita, clorita, arcilla (montmorillonita), hematita, ceolita y alunita.

Las coladas de lava dacíticas y andesíticas, son poco frecuentes, se presentan intercaladas entre niveles de tobas blanquecinas, especialmente en el sector de Cajón Filumé, en donde son cortadas, al igual que los niveles de tobas, por enjambres de diques.

La edad de las rocas de la Formación Campanario, según dataciones radiométricas, corresponde a Mioceno superior – Plioceno inferior (Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.3.4. Formación Cola de Zorro (Pplcz; Plioceno superior - Pleistoceno)

Las rocas de esta formación, definidas por González-Ferran y Vergara, (1962) coronan los sectores más elevados del área de estudio, ubicados hacia la parte sur del enjambre de diques Cerro Negro, la parte este, en las laderas que rodean el par de conos monogenéticos del cajón Rodríguez y en el sector de Estero de Saso (Fig. 2.2).

Corresponde a una secuencia de rocas volcánicas andesíticas a basálticas, de disposición subhorizontal a horizontal y de gran extensión areal, definida el cajón Cola de Zorro, en la parte central de la Hoja Laguna del Maule. Las rocas de esta formación constituyen mesetas por acumulación de estratos, que nivelan un antiguo relieve erosionado. La secuencia está truncada por una profunda erosión glacial y fluvial, que forma acantilados muy escarpados (Fig. 2.3).

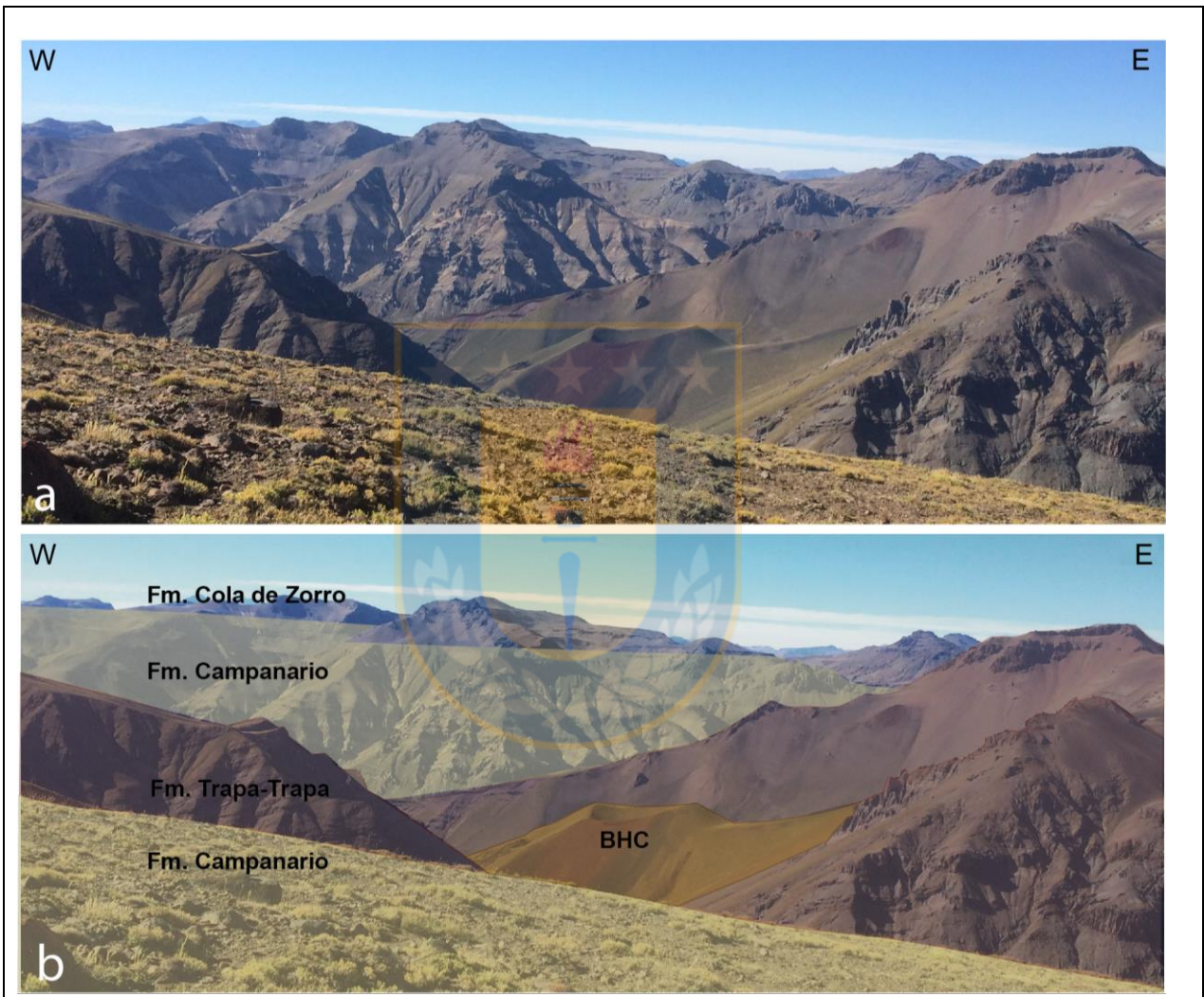


Fig. 2.3: a) Imagen sin edición; b) Imagen editada. Rocas de las formaciones Cola de Zorro, Campanario y Trapa-Trapa en el área de estudio. Se observa la disposición horizontal la Formación Cola de Zorro sobre las rocas de la Formación Campanario. Volcán monogenético Hoyo Colorado (BHC).

Además, está afectada por una tectónica de bloques, producto de fallamiento normal, que acrecienta estos rasgos fisiográficos.

Hacia la base, presenta un contacto en discordancia angular con la Formación Cura-Mallín y en forma concordante con los estratos de la Formación Campanario, lo que es observable en nuestra área de estudio.

En varios sectores en los que se presenta volcanismo Pleistoceno-Holoceno, es cubierta por conos volcánicos y lavas relacionadas a este volcanismo, además de depósitos morrénicos y piroclásticos (Muñoz y Niemeyer, 1984; González-Ferrán y Vergara, 1962; Este estudio).

Esta formación es posible reconocerla en la Laguna del Maule, al este del complejo volcánico Tatará-San Pedro – Pellado, al sur del volcán Nevados de Longaví, en los alrededores del volcán Nevados de Chillán, etc, en donde es posible reconocer además algunos centros eruptivos de estas lavas actualmente muy erodados.

El principal mineral de las andesitas de esta formación corresponde a clinopiroxeno, además de ortopiroxeno y olivino, evidenciado en algunas de las muestras de nuestros diques muestreados, en especial las muestras de diques de orientación ENE, que además son coronados por una colada muy erosionada pero que preserva su disposición sub-horizontal.

Según autores, en los basaltos de esta formación, predominan las plagioclasas por sobre el olivino y piroxenos, con un predominio además de textura intersertal a intergranular.

La edad de la Formación Cola de Zorro fue asignada, utilizando correlaciones estratigráficas (González-Ferran y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984), a Plio-Pleistoceno, lo que ha sido corroborado por una gran cantidad de dataciones radiométricas K-Ar en roca total (Plioceno superior – Pleistoceno).

2.3.5. Intrusivo occidental (Granito-diorita Mgd; Mioceno medio – Plioceno inferior)

Constituido por un pequeño cuerpo intrusivo, se ubica en la parte este del área de estudio, intruyendo a rocas de la formación Cura-Mallín y Trapa-Trapa. En algunos lugares en los que se ha identificado este tipo de intrusivos, se encuentran cubiertos, en discordancia de erosión por rocas de la Formación Cola de Zorro, Campanario y Trapa-Trapa, como ocurre en el sector sureste del volcán San Pedro, en donde aparece erosionado, en contacto con estas rocas (Muñoz y

Niemeyer, 1984). En este sector, se ha denominado Plutón Huemul, y presenta edades de 6,2 a 6,4 Ma (Mioceno superior).

La composición varía entre sienogranito y monzodiorita, con edades definidas por relaciones estratigráficas de Mioceno medio – Plioceno inferior (Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.3.6. Volcanes y Lavas (Qv; Cuaternario)

A lo largo del margen andino, se desarrolla un magmatismo producto de la deshidratación de la litósfera oceánica subductante, la fusión parcial de la cuña del manto y una componente de contaminación cortical (Thorpe y otros, 1984). Este magmatismo varía en composición dependiendo de la proporción de cada uno de estos agentes que participan en la generación de los magmas en niveles corticales profundos, lo que imprime diferentes firmas composicionales en los tipos de lavas eruptadas (Tormey y otros, 1991).

El frente volcánico en la ZVST, se ubica al oeste de la división continental entre Chile y Argentina y aproximadamente 280 km al este de la fosa oceánica. El límite sur de la ZVST corresponde a la subducción de la Zona de Fractura Mocha en la placa de Nazca. Al norte de esta zona, la corteza oceánica es relativamente antigua (>35 Ma). Los volcanes de la ZVST sobreyacen rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno depositadas en un basamento principalmente Mesozoico – Cenozoico (Muñoz y Niemeyer, 1984; López-Escobar y otros, 1995; Stern, 2004).

La TSVZ incluye volcanes en Chile y Argentina en un cinturón de más de 200 km de ancho en el cual los estratovolcanes ocurren en bloques de un basamento pre-volcánico alzado, separado por cuencas de intra-arco extensionales las que contienen numerosos conos monogenéticos basálticos y flujos de lava en una compleja transición entre un volcanismo de arco subalcalino y uno de tras-arco alcalino (Stern, 2004).

Las lavas de la ZVST, van desde basaltos a riolitas, con dominio de andesitas y dacitas (Stern, 2004). Los dos complejos volcánicos más importantes y estudiados en la zona, corresponden a los volcanes Tatara-San Pedro-Pellado (TSPP) y el Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLM), principalmente con lavas riolíticas.

En el área de estudio es posible determinar una gran cantidad de tipos volcánicos y sus productos que representan las rocas de menor edad del registro geológico del área, desde estratovolcanes a volcanes monogenéticos. Estos productos volcánicos, representan una actividad continua desarrollada desde mediados del Pleistoceno hasta la actualidad (Muñoz y Niemeyer, 1984). En general, cubren en discordancia angular a las formaciones Trapa-Trapa, Cura-Mallín, Campanario y en discordancia de erosión a la Formación Cola de Zorro, descritas anteriormente, rellenando valles glaciares y fluviales, que canalizan el movimiento de los productos volcánicos desde las cotas más altas.

En general, los edificios volcánicos de estratovolcanes y conos monogenéticos se presentan erosionados en mayor o menor medida, dependiendo de cómo han sido afectados por los agentes erosivos (ríos y glaciares principalmente).

2.3.6.1. Complejo volcánico Tatara-San Pedro (CVTS)

Corresponde a un volcán compuesto de edad cuaternaria-holocena, que comprende 8 o más secuencias volcánicas en inconformidad, que representan remanentes erosionados de centros volcánicos generados durante aproximadamente 930 ka de actividad (Nelson y otros, 1999; Dungan y otros, 2001). En terreno, es posible ver su edificio volcánico, un estratovolcán de forma cónica a 17 km de distancia hacia el noreste del área de estudio.

Sobre el volcán San Pedro I, se ha construido un pequeño cono piroclástico denominado San Pedro II, que emitió una colada fácilmente observable por la vía de acceso este a nuestra área de estudio, que fluyó por el estero Pellado (Muñoz y Niemeyer, 1984; Singer y otros, 1997; Dungan y otros, 2001; Fig. 2.4).



Fig. 2.4: Volcán Tatara-San Pedro – Pellado. Vista desde la principal vía de acceso hacia el sector de Cerro Negro.

Varias de las coladas y productos eruptados por este complejo volcánico, han sido cubiertas por depósitos de avalanchas y luego cortadas profundamente por la erosión fluvial (Muñoz y Niemeyer, 1984; Singer y otros, 1997; Dungan y otros, 2001).

Además, se han determinado enjambres sísmicos asociados a un lineamiento regional de orientación NS, denominado Falla Melado (Cardona y otros, 2018).

2.3.6.2. Complejo volcánico Laguna del Maule (CVLM)

Ampliamente estudiado, el Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLM), corresponde a un sistema riolítico holoceno, el cual actualmente sufre un importante proceso de alzamiento (Hildreth y otros, 2010; Feigl y otros, 2014; Le Mével y otros, 2015). Compuesto por 24 centros emisivos de lavas riolíticas a riodacíticas, el CVLM según recientes investigaciones la actividad sísmica registrada en estaría controlada por alguna estructuras como fallas strike-slip y normales (Cardona y otros, 2018).

2.3.6.3. Volcanes monogenéticos máficos y centros eruptivos menores

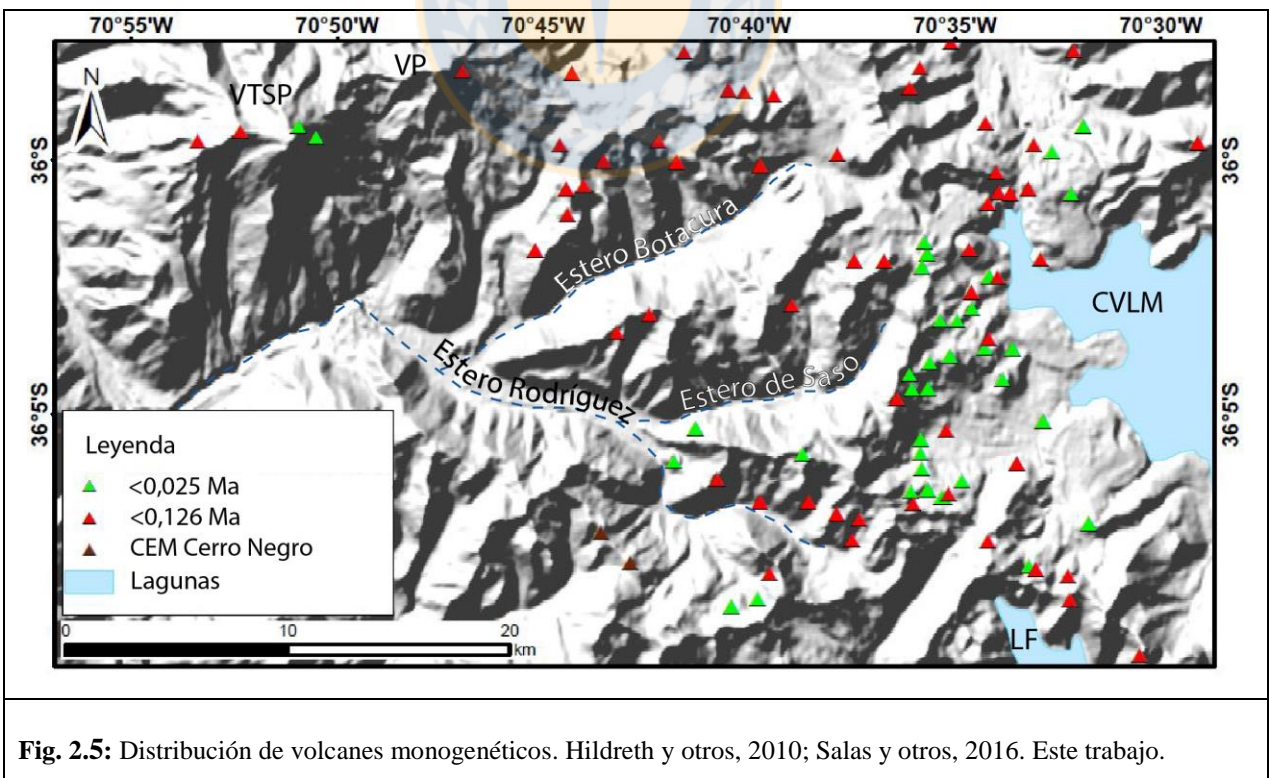
En el área comprendida entre los volcanes Tatara-San Pedro y el CVLM, en donde se enmarca la zona de estudio, diversos autores han identificado y estudiado (respecto a las edades y composiciones) una gran cantidad de volcanes monogenéticos y centros eruptivos menores,

algunos de los cuales representan la expresión más al norte de volcanismo primitivo (Fig. 2.5; Muñoz y Niemeyer, 1984; Singer y otros, 1997, Hildreth y otros, 2010; Salas y otros, 2016).

Las composiciones son variables, pero van principalmente desde basaltos a andesitas, como se observa en los volcanes monogenéticos del área de estudio (Hildreth y otros, 2010; Salas y otros, 2016).

Según algunos autores, los volcanes monogenéticos con edificio volcánico bien preservado, presentan edades menores a 0,025 Ma, con actividad posterior a la última glaciación que afectó el área (Singer y otros, 1997). Por otra parte, los volcanes monogenéticos y centros eruptivos menores con edades mayores ($<0,126$ Ma), presentan un alto grado de erosión, pero en algunos casos, es posible identificar el edificio volcánico, lo que permite realizar la medición de parámetros morfométricos.

A partir de la medición en terreno y en imágenes satelitales de diferentes parámetros morfométricos de ambos tipos volcánicos, es como se pretende en este trabajo dar respuestas a las interrogantes planteadas, por lo que se describen de forma detallada en los capítulos siguientes.



2.3.7. Depósitos no consolidados (Qs; Cuaternario)

Corresponden a depósitos no consolidados de origen fluvial, aluvial, glacial, glacio-fluvial, lacustre y coluvial, que han sido removilizados por los diferentes agentes transportadores y cubren parcialmente las diferentes unidades mapeadas en terreno, principalmente en las depresiones como valles glaciares y fluviales. Se les asigna una edad de Cuaternario, puesto que no han sufrido procesos diagenéticos que los consoliden como rocas.

Debido a su escasa expresión en relación a las demás unidades, su representación en el mapa resulta difícil, y por lo cual, para efectos prácticos en algunos de los mapas expuestos en el trabajo, las áreas de estos se omitirán.

En general, las mayores acumulaciones de los depósitos no consolidados, ocurre en los valles de ríos, generando diferentes geomorfologías como ríos trezados con barras de arena y grava de diferente granulometría, abanicos fluviales y aluviales que acumulan sedimentos en sectores aladaños a fuertes pendientes (Fig. 2.2).

2.3.8. Antecedentes geocronológicos para el área de estudio

En este estudio, las edades utilizadas corresponden a datos bibliográficos obtenidos por autores que han trabajado cerca del área de estudio (Drake, 1976; Muñoz y Niemeyer, 1984; Singer y otros, 1997; Dungan y otros, 2001).

Respecto a las rocas de la Formación Trapa-Trapa, se obtienen edades en tres muestras de andesitas de esta formación hacia la parte oeste, fuera del área de estudio, de $11,8 \pm 2,1$ Ma y $15,0 \pm 1,6$ Ma (en plagioclasa) y $18,6 \pm 1,0$ Ma (en roca total; Muñoz y Niemeyer, 1984).

Para tres muestras de la Formación Campanario, principal unidad en la que se emplazan los procesos estudiados, se obtuvieron edades radiométricas K-Ar de $6,1 \pm 0,5$, $3,4 \pm 0,8$ (plagioclasa) y $2,4 \pm 0,4$ Ma (biotita; Muñoz y Niemeyer, 1984).

De estas edades, cabe destacar que la edad media $3,4 \pm 0,8$ (plagioclasa) obtenida por estos autores, corresponde la muestra recolectada en la confluencia de los esteros de Saso y Rodríguez, justo al noreste a unos escasos 5 km de distancia del área de estudio. Corresponde a una muestra

además representativa de niveles basales de la columna estudiada por los mismos autores, señalando una edad miocena superior. Según las relaciones estratigráficas con formaciones supra y sobreyacentes, la edad menor correspondería a pliocena inferior (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Por otro lado, la edad de tres filones, que intruyen a la Formación Campanario, fue $2,0 \pm 0,1$; $3,5 \pm 0,7$ y $2,19 \pm 0,06$ Ma (Drake, 1976).

Los datos más representativos para las rocas en estudio, corresponden a tres dataciones radiométricas K/Ar en plagioclasa y roca total (PI y RT, respectivamente) para tobas de la Formación Campanario y una andesita de la Formación Cola de Zorro.

De los datos expuestos en la Tabla 2.1, las más representativos para nuestra área de estudio, corresponden a las muestras JM – 2311 y C-266, obtenida por los autores en la intersección de los esteros Rodríguez y Saso, y en tobas de la parte sur del área de estudio. Las rocas datadas, corresponden a tobas de la Formación Campanario, lo que nos permite acotar la edad máxima para los enjambres de diques a Mioceno superior.

Las dataciones se presentan a continuación en la Tabla 2.1.

Muestra	Ubicación	Litología	Material	Edad	Unidad	Autor
JM-2469	36°04'10"S 71°00'50"W	Andesita	PI	15,0±1,6 Ma	Mtt	Muñoz y Niemeyer, 1984
JM-2470	36°04'30"S 71°00'40"W	Andesita	Rt	18,6±1,0 Ma	Mtt	Muñoz y Niemeyer, 1984
C-117	36°16'10"S 70°52'40"W	Andesita	PI	11,8±2,1 Ma	Mtt	Muñoz y Niemeyer, 1984
JM-2311	36°05'00"S 70°43'00"W	Toba	PI	3,4±0,8 Ma	MPc	Muñoz y Niemeyer, 1984
C-266	36°09'50"S 70°39'30"W	Toba	PI	6,1±0,5 Ma	MPc	Muñoz y Niemeyer, 1984
C-97	36°13'50"S 70°45'05"W	Dacita	Bt	2,4±0,4 Ma	MPc	Muñoz y Niemeyer, 1984

Tabla 2.1: Dataciones radiométricas para rocas del área de estudio, obtenidas de trabajos anteriores (Vergara y Munizaga, 1974, en Muñoz y Niemeyer, 1984). PI: Plagioclasa; RT: Roca Total.

Además, el dato obtenido por los autores, corresponde a la edad de una muestra obtenida en la base de la columna de la Formación Campanario, sobreyaciendo a rocas de la Formación Trapa-Trapa, por lo que nos da una buena aproximación de la edad máxima de estas rocas.

A pesar de esto, es importante destacar el hecho de que las dataciones fueron realizadas antes del año 1984, por lo que estos datos se deben usar con discreción y representan sólo una buena aproximación de la edad de estas rocas.

2.4. Geología estructural: Antecedentes

De forma general, en la ZVST es posible observar la presencia hacia el trasarco de la faja corrida y plegada (FCP) de Malargüe, en la que la deformación se acomoda a través de estructuras como fallas inversas de alto ángulo de orientación NS, que según diversos autores corresponderían a una reactivación de fallas normales generadas en un régimen extensivo previo (Giambiagi y otros, 2009).

En la parte occidental de la FCP, se ubica el CVLM y el CVTSP, ubicados al noreste y noroeste de nuestra área de estudio, en los cuales, se han realizados diversos trabajos, documentando una gran cantidad de datos de fallas y lineamientos (Fig. 2.6; Muñoz y Niemayer, 1984; Hildreth y otros, 2010), identificando en ambos casos un control estructural ejercido sobre estos complejos por parte de estructuras que presentan actividad sísmica reciente (Cardona y otros, 2018; Sielfeld y otros, 2019).

Para el caso del CVLM, Cardona y otros (2018), han determinado una intensa actividad sísmica, relacionada a la activación de las fallas Laguna Fea y Troncoso, siendo la falla Troncoso, estructura transtensiva dextral, la que se relaciona de forma más directa con la actividad del CVLM. Por otra parte, Sielfeld y otros (2019), a través del trabajo de campo, han determinado una gran cantidad de fallas de orientación ENE (denominadas Zona de Daño Melado), las que aparentemente controlan la actividad del volcánica e hidrotermal del CVTSP. Ambos sistemas de fallas asociados a estos complejos volcánicos, estarían genéticamente relacionados al acomodamiento de parte del estrés ejercido por el régimen de subducción, y corresponderían a las Fallas Transversales Andinas, que representan los mayores dominios estructurales en la parte al norte de los 38°S de los Andes del Sur (Sánchez y otros, 2013; Cardona y otros, 2018; Sielfeld y otros, 2019).

Otros autores, han medido fallas normales-dextrales de alto ángulo, en el sector de Cerro Negro, cortando rocas de las formaciones Trapa-Trapa y Campanario (Muñoz y Niemeyer, 1984), todas en general de carácter local.

Hacia el antearco, las estructuras de carácter regional corresponderían a fallamiento inverso de alto ángulo de orientación paralela al arco (NS), con una génesis similar a la formación de las fallas inversas de la Faja Corrida y Plegada (FCP), producto de la inversión de cuencas antiguas de intraarco (Charrier y otros, 2002).

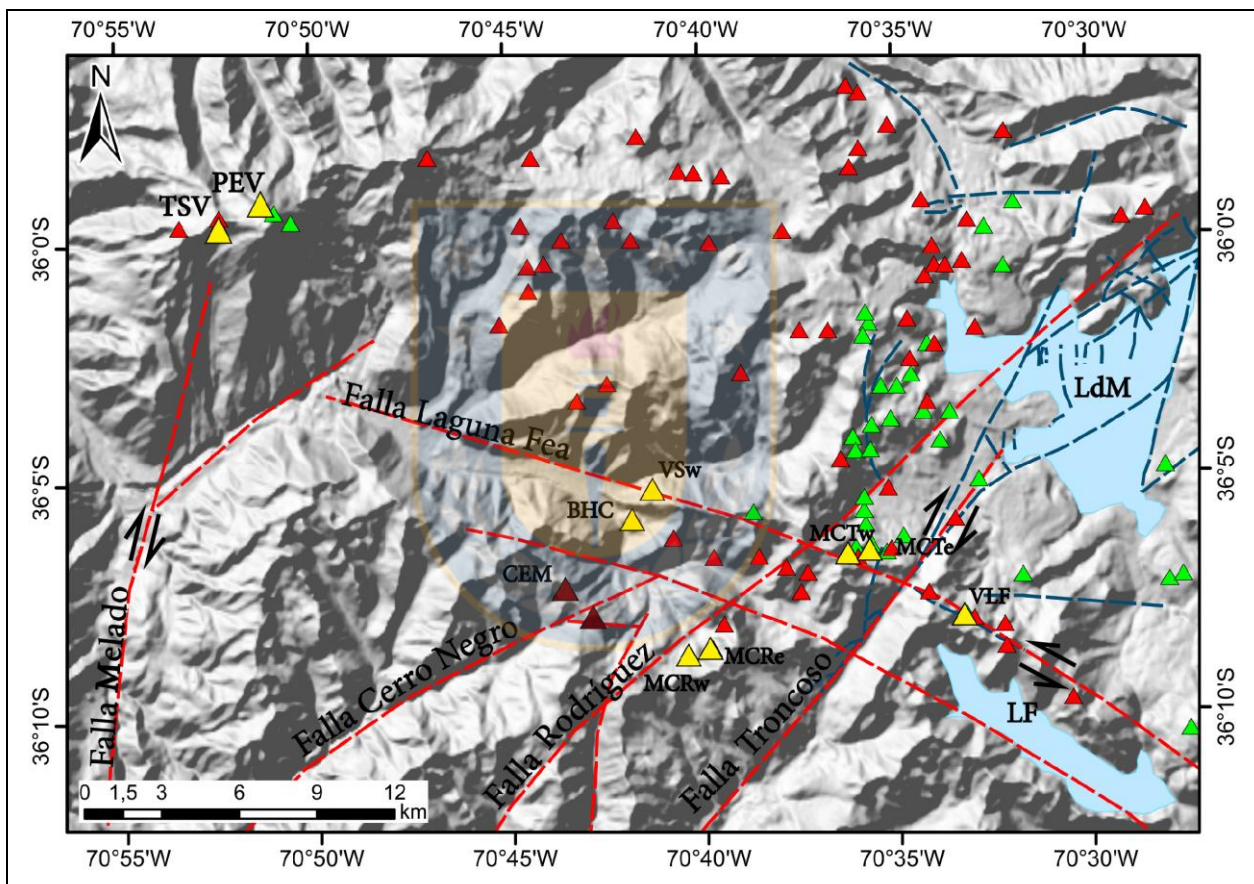


Fig. 2.6: Resumen de estructuras definidas por lineamientos y sísmica (rojo) y mediciones en terreno (verde, Drake, 1976; Munizaga y otros, 1978; López-Escobar y Munizaga, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Sielfeld y otros, 2019; Kohler, 2016; Cardona y otros, 2018).

2.5. Geomorfología

Desde una meso a una macroescala, es posible observar para la latitud en la que se enmarca nuestra área de estudio, una gran cantidad de geoformas y relieves de erosión y depositación, como edificios volcánicos bien preservados (Volcán San Pedro), volcanes monogenéticos con y sin erosión glaciaria (Singer y otros, 1997), coladas de lavas recientes y una gran cantidad de geoformas glaciales y fluviales, desde circos glaciales, delimitando niveles de máxima altura en cordones montañosos locales, hasta valles glaciales, de gran extensión y forma en “U”, que bajan desde este a oeste, y que conforman los valles principales en nuestra área de estudio. Asociados a estos, es posible determinar una gran cantidad de valles de ríos incisos en las partes más altas y escarpadas, los que al llegar a los niveles base, se tornan más anchos, con rellenos de gravas y arenas de diferente granulometría (Fig. 2.7.a). Es posible ver también una gran cantidad de rocas aborregadas, depósitos antiguos de avalanchas asociadas a los procesos volcánicos, domos, bloques erráticos dejados por el paso y posterior deshielo glacial, abanicos aluviales, y una gran cantidad de marcas como estrías en las rocas, que dan cuenta del paso de glaciares por el sector (Fig. 2.7.b).

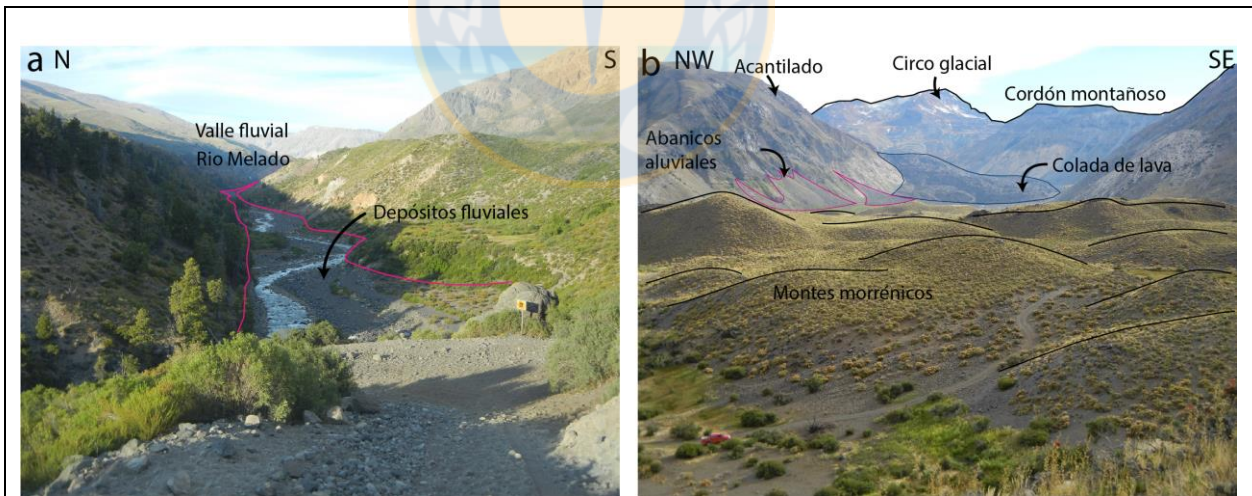


Fig. 2.7: Principales geoformas identificadas en el área de estudio. a) Valle fluvial del Río Melado y depósitos fluviales del mismo; b) Diversas geoformas de erosión y depositación.

**3. RESULTADOS: DATOS OBTENIDOS EN EL SECTOR DE
CERRO NEGRO, ZVST (36°01'S-36°01'S)**



3.1. Enjambres de Diques

Las unidades y estructuras descritas en este trabajo, se correlacionan y complementan con aquellas identificadas por autores previos. Se obtiene así una base de datos estructural y litológica respecto a diques, volcanes monogenéticos, centros eruptivos menores y de la roca caja para los sectores en donde se presentan estas estructuras. Estos datos constituyen la base para la definición e interpretación de las diferentes características de los grupos de diques estudiados. Los datos de orientaciones de planos se expresan en notación *dip direction/dip (dd/d)*. De las observaciones en imágenes satelitales y en el trabajo de terreno, se determina de forma general, dos grupos de orientaciones de diques: EW predominantemente y un grupo de diques de orientación NW subordinado (Fig. 3.1).

3.1.1. Diques EW

Corresponde a la mayor ocurrencia de orientaciones de diques del área de estudio, los cuales fueron observados en las tres diferentes áreas de mediciones de detalle: de norte a sur, sectores Estero Botacura, Cajón de Saso y Cerro Negro (Fig. 3.1.a). Este último, es además en donde se realiza la mayor cantidad de mediciones, debido a que presenta mejores accesos. Los datos se presentan de norte a sur respecto al área en que fueron mapeados. Algunos de los diques más importantes mapeados, se muestran en las figuras con su respectiva etiqueta (D1D1, por ejemplo). La totalidad de los datos de diques con su etiqueta, orientación, punto de muestreo, etc., se encuentra en el Anexo (Tablas de datos).

3.1.1.1. Sector Estero Botacura

Ubicado en la parte norte del área de estudio, en este sector, debido a lo escarpado y la altura del afloramiento, no fue posible acceder a los diques de las cotas más altas, pero se determinaron orientaciones y distribuciones a partir de imágenes satelitales, las que se corroboraron y complementaron con las mediciones realizadas en las zonas bajas del lugar, a las que sí fue posible acceder (Fig. 3.1.b; Anexo; Tablas de datos).

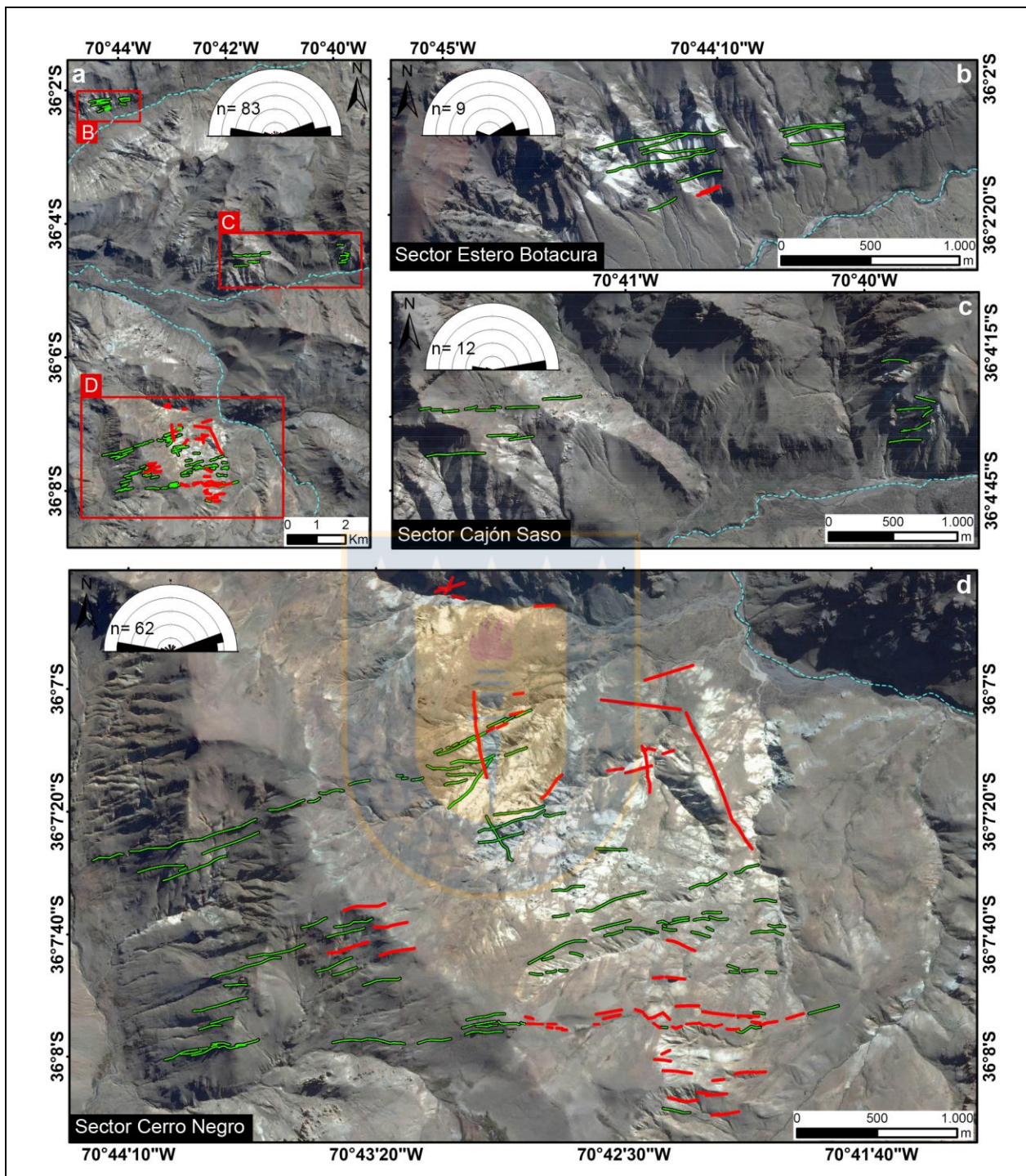


Fig. 3.1: a) Ubicación de las áreas de medición, sectores Botacura, Saso y Cerro Negro, de norte a sur; b) Diques sector Estero Botacura, c) Estero de Saso y d) Cerro Negro. Las líneas de color verde y rojo, corresponden a los diques mapeados en imagen satelital y en terreno, respectivamente.

La roca de caja en este sector, corresponde a una secuencia intercalada de tobas líticas blanquecinas (7-30 m de espesor) con coladas de lavas andesíticas de 4-6 m de espesor, dispuestas en paquetes de gran espesor en forma sub-horizontal correspondientes a la Formación Campanario (Fig. 3.2.a). Presenta un alto grado de alteración, principalmente a arcillas, tanto en la matriz como en los clastos líticos. El afloramiento presenta una altura aproximada de 300 m.

Se miden en total 9 diques (2 en terreno y 7 de forma remota), los cuales presentan orientaciones que van desde los N67°E a N75°W, espesores entre 0,9 a 2 m, y una continuidad de hasta 1300 m. El manto es aproximadamente vertical, con valores variables de 70° a 90°.

La mayoría de los diques presenta disyunción columnar moderada a bien desarrollada y composicionalmente corresponden a andesita, con una muy leve alteración a arcilla en sus bordes (Fig. 3.2.b). Los datos litológicos se obtienen a partir de la observación de muestras de mano y de trabajos previos.



Fig. 3.2: a) Tobas de la Formación Campanario intercaladas con niveles de lavas andesíticas de color gris oscuro-negro, de disposición subhorizontal; b) Dique D1D1 en sector Estero Botacura.

3.1.1.2. Cajón de Saso

En este sitio se ubica el segundo enjambre de diques intruyendo las tobas líticas de la Formación Campanario (Fig. 3.1.c).

Acceder a los diques de este sector es de gran complejidad debido a lo escarpado del afloramiento (Fig. 3.3), por lo que el análisis de este enjambre se realiza a través de imágenes

satelitales, en las cuales se pudo medir las direcciones de 12 diques, los que presentan un rumbo promedio de N85°E (EW), y que se emplazan de forma paralela entre sí, sin relaciones de corte entre los mismos.



Fig. 3.3: Afloramiento del sector Cajón de Saso, rocas de la Formación Campanario intruídas por enjambres de diques (líneas segmentadas de color rojo). Se observa además la colada del volcán VSe.

3.1.1.3. Cerro Negro

Este sector, al poseer un fácil acceso a la parte central y a las cotas más altas por valles que lo cortan, permite realizar la mayor cantidad de mediciones y observaciones de terreno, por lo que la descripción de los datos se realizará desde la parte norte hacia el sur, dividiendo el sector de Cerro Negro en dos subsectores: Cerro Negro Norte y Sur (Fig. 3.4 y 3.5, respectivamente).

La roca de caja en todo el sector, al igual que las de los sectores Cajón de Saso y Estero Botacura, corresponde a tobas líticas blanquecinas de la Formación Campanario.

De forma general, los diques del sector Cerro Negro, presentan disyunción columnar de moderada a bien desarrollada, en orientación perpendicular a las paredes del dique (Fig. 3.4.e). Adicionalmente, es frecuente observar acumulaciones de fenocristales alineados hacia las partes centrales de los diques, características del diferencial de movimiento de magma a través de una fractura. De la misma forma, vesículas de hasta 2 mm de longitud, elongadas paralelamente a las

paredes del dique, ocurren en las zonas que rodean al centro. La composición de éstos es principalmente andesítica (hornblenda + piroxeno \pm olivino) y de forma subordinada basalto, con textura que varía de equigranular a porfídica, y alteración de leve a moderada, masa fundamental vítrea (D3D1, D3D3, ver tabla en Anexo). Algunas de las vesículas presentan relleno posterior de calcita. En algunas paredes de diques que han quedado expuestas, es posible ver estrías glaciares en dirección paralela a la inclinación de la roca. Esto implica que uno de los agentes erosivos de estas rocas corresponde a procesos glaciares.

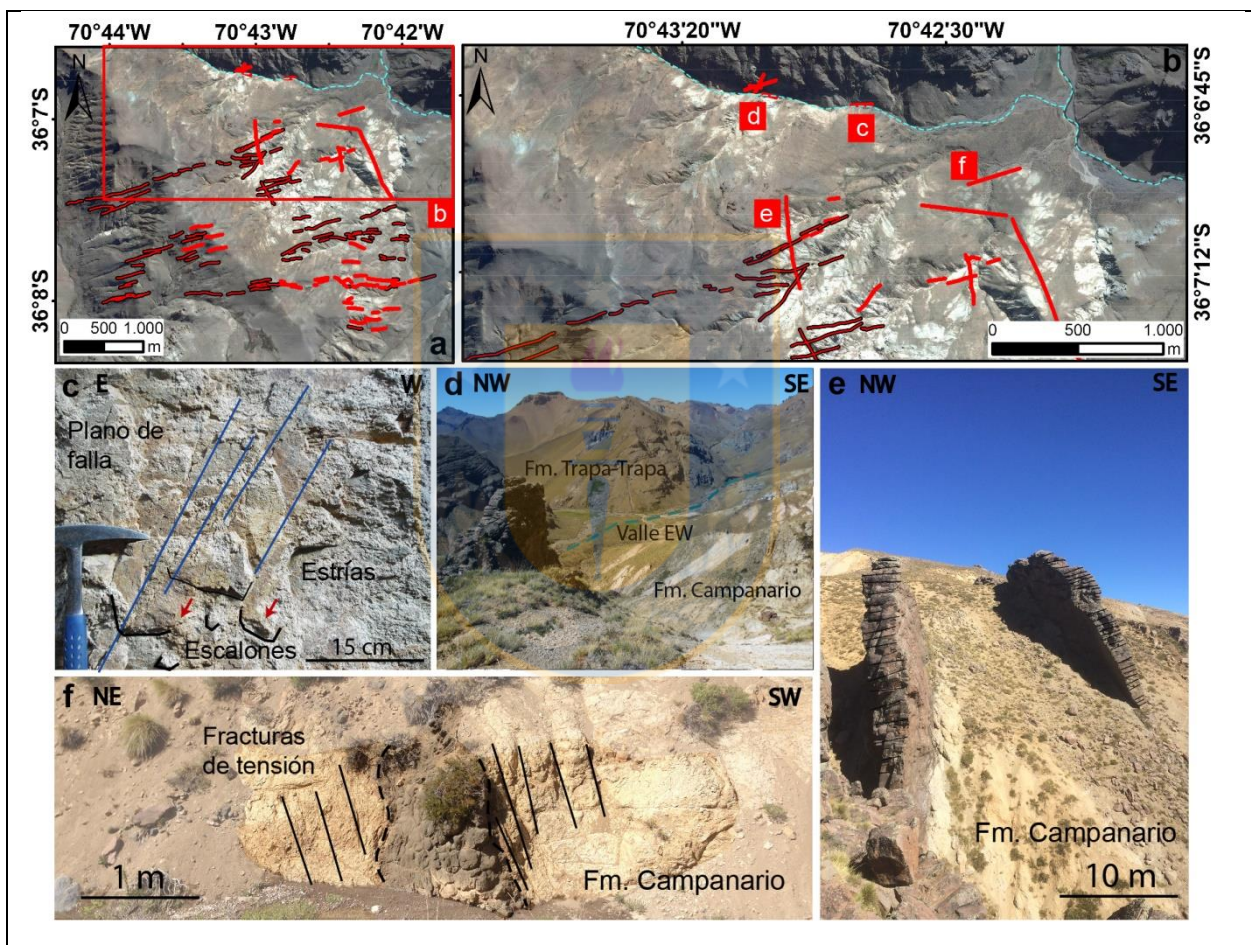


Fig. 3.4: a) Vista en miniatura del sector Cerro Negro; b) Parte norte del Sector Cerro Negro con los principales puntos de mapeo; c) Falla paralela al dique D1D3; d) Contacto por falla entre Formaciones Campanario y Trapa-Trapa a lo largo del valle EW; e) Diques paralelos expuestos en la parte superior del sector Cerro Negro con disyunción columnar; f) Dique asociado a fracturas de tensión. Las líneas segmentadas de color negro, representan los contactos de los diques con la roca caja.

Algunos de los diques mapeados, especialmente los ubicados en las cotas más altas del sector presentan gran espesor (2 a 7 m) y extensión horizontal (hasta 2600 m), y han resistido la persistente erosión, generando crestas de alturas de hasta 20 m (Fig. 3.4.e). La orientación preferencial de estos es N55-75°E (rumbo), de disposición sub-vertical (77° manteo). Se muestran agrupados en este sector en direcciones preferentemente ENE (dd/d 172/75).

Además de dichos diques de gran espesor, es posible el reconocimiento de otro grupo de similar composición y orientación (~N70°E y ~N70°W), pero con espesores menores que varían entre 1,5 y 2 m. Se realiza la medición de un sistema de fracturas de tensión (Tabla fracturas de tensión en Anexo), asociadas al emplazamiento de dique D2WP34 de orientación N72°E (rumbo), de disposición subvertical en el punto f (Fig. 3.4.b y f).

En este sector, se mide una falla (F1) en dirección del valle SW, ubicado en la parte norte del sector Cerro Negro (Fig. 3.4.c), por la que se emplaza un dique con misma dirección (D1D3). Los índices cinemáticos de la falla F1, indican que corresponde a una falla normal de alto ángulo (~90°) con componente dextral. El rumbo del plano de falla es de N75°E.

Falla F1	wp	Coord W	Coord S	H	strike	d	dd	rake	Tipo
F1.1	62	345292	6002232	2059	75	82	165	89,39	ND
					278	86	8	77,42	N
F1.2	64	345365	6002244	2025	276	85	186	44	ND
					278	84	188	44	ND
					86	83	176	39	ND
F1.3	78	346683	5999741	2459	273	82	183	41	ND
					90	78	180	44	N
					89	79	179	40	ND

Tabla 3.1: Datos de las principales fallas mapeadas.

La falla mapeada estaría relacionada a la estructura que controla el emplazamiento y desarrollo del valle, producto de la erosión fluvial (Fig. 3.4.d). Esta inferencia es coherente con la presencia del contacto entre tobas de color blanquecino de la Formación Campanario y las secuencias andesíticas de color oscuro, levemente deformadas de la Formación Trapa-Trapa. De este modo, correspondería a la falla normal que genera el descenso del bloque de rocas de la Formación

Campanario con respecto a las secuencias de la Formación Trapa-Trapa. Se observa en uno de los puntos salbanda de falla paralela a la pared del dique.

En el sector sur de Cerro Negro (Fig. 3.5.a y b), se observan diques de extensión entre 300 y 1000 m y espesores de 0,9 a 1,5 m, de composición andesítica con textura afanítica, levemente alterados (arcillas de color blanquecino en fracturas; D4D1-2; Fig, 3.5.c). Adicionalmente, se pueden ver en este sector diques de menor espesor (0,3 – 0,4 m), pero de similar composición. Presentan textura afanítica pero a diferencia de los anteriores, se observan vesículas elongadas hacia el centro del dique, algunas con relleno de calcita. Los diques de este sector presentan en general orientación ENE (~EW).

Estos se disponen de forma sinusoidal, con extensión en general de orientación EW, observándose además una bifurcación en la dirección del rumbo (Fig. 3.5.d).

Se miden además fracturas de tensión T en la roca caja, asociadas espacialmente a los diques (Fig. 3.5.h), con orientación paralela a las paredes de estos, además de bordes de enfriado y disyunción columnar moderadamente desarrollada perpendicular a las paredes de los diques (Fig. 3.5.g).

Asociada a estos diques, ocurre fallamiento de alto ángulo de rumbo EW (Falla F2). Es posible ver índices cinemáticos como estrías y espejo de falla que indican un carácter normal, con componente dextral (Fig. 3.5.e). Las estrías se disponen de forma sub-vertical sobre el plano de falla el que además presenta espejo de falla. La falla es paralela al dique y corta las tobas de la Formación Campanario.

Hacia las cotas más altas del sector Cerro Negro sur, fue posible medir un subgrupo de diques, de espesores variables (2 – 9 m), los que se extienden desde la parte más alta 3,5 km hacia el este del sector (Fig. 3.5.f). Presentan una textura y composición diferente a los de menor espesor. Se observa textura porfídica, con masa fundamental afanítica de color gris claro-violeta. El principal fenocristal de estos corresponde a plagioclasa, con tamaños de hasta 3 mm y en menor medida biotita y piroxenos. Presentan alta vesicularidad y hacia el contacto con la roca caja es posible ver borde de enfriado, de color oscuro, misma textura y composición pero una masa fundamental más vítrea, producto del enfriamiento rápido. La composición de estos es andesítica. Asociados a

estos diques, es posible identificar dos centros eruptivos menores (CEM's; Fig. 3.5.b), uno en la parte norte del sector Cerro Negro (CNN) y otro en la parte sur (CNS). Ambos CEM's, presentan características litológicas similares a los diques y es posible identificar además algunas coladas de disposición horizontal, también de similar litología, por lo que es posible correlacionarlas con dichos diques. Hacia las cotas más altas, se puede identificar además sectores con *pebble dikes*. Estas coladas de lava de disposición horizontal y composición de andesita a basalto, pertenecen a las secuencias de coladas de la Formación Cola de Zorro, dispuestas pseudoconcordantemente sobre las tobas de la Formación Campanario.

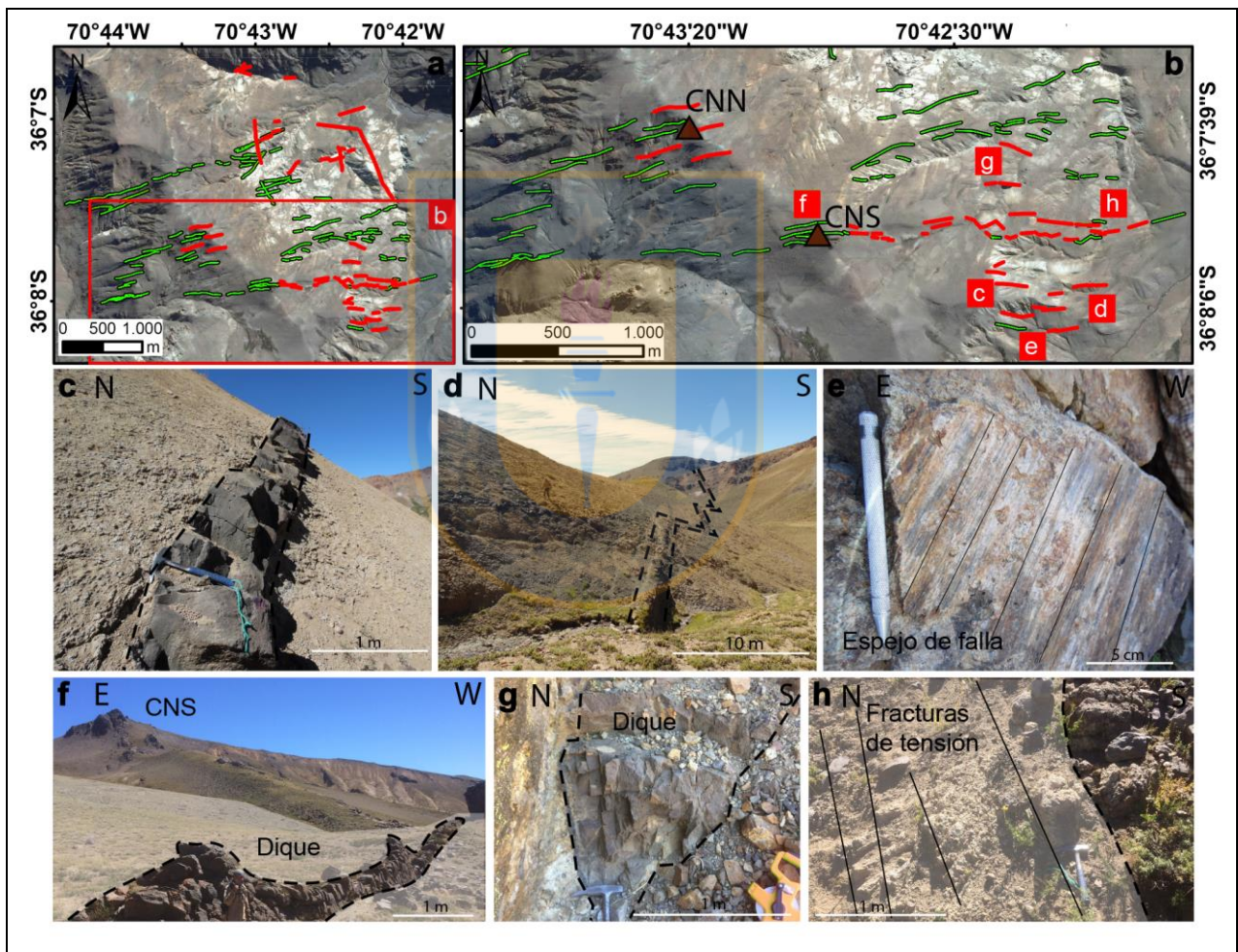


Fig. 3.5: a) Vista en miniatura del sector Cerro Negro; b) Parte sur del sector Cerro Negro con los principales puntos de mapeo. c) Dique D4D1 y d) D4D2, representativos de esta área; espesores de 1 a 1,5 m; e) superficie con espejo de falla F2 paralela al dique; f) Centro eruptivo menor Sur (CNS) y diques asociados; g) Dique con borde de enfriado y vesículas hacia la parte central; h) fracturas de tensión asociadas a dique.

3.1.2. Diques NW (NNW)

Los diques de este segundo grupo, son de espesor variable (1,6 - 30 m), gran continuidad (1200 m) y menor distribución. Corresponden a basaltos y andesitas basálticas, sin minerales hidratados y con gran cantidad de olivino (~10%). Intruyen la misma roca caja que los diques del grupo ENE, tobas líticas de la Formación Campanario y presentan además similar grado de alteración, de leve a moderada, principalmente de las plagioclasas a arcillas (Fig. 3.6).

Estos diques se han medido a lo largo del todo el sector de Cerro Negro (Fig. 3.4.b y 3.5.b), y no es posible identificar diques de similares características en los sectores de estero Botacura y Cajón de Saso.

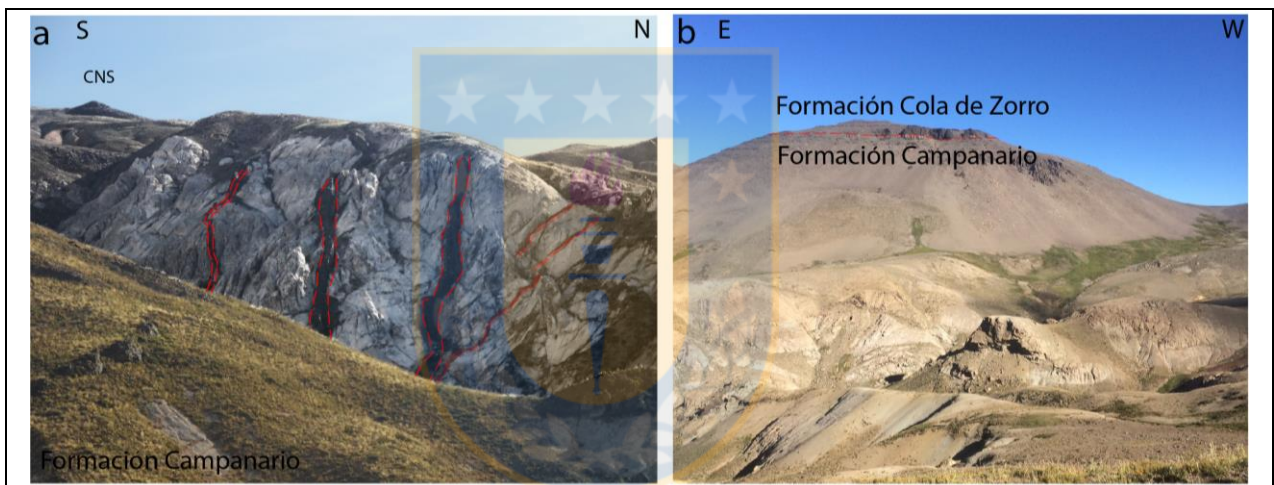


Fig. 3.6: a) Diques NW y NNW (línea discontinua roja) en el sector de Cerro Negro; b) rocas de la Formación Campanario pseudoconcordantes con rocas de la Formación Cola de Zorro.

3.2. Volcanes Monogenéticos

En el área de estudio existen al menos 90 volcanes monogenéticos los que se pueden agrupar respecto a edad, composición y preservación del edificio volcánico (Fig. 3.7.a; Singer y otros, 1997; Hildreth y otros, 2010; Salas y otros, 2016).

En este trabajo, y dadas las características de los magmas de los enjambres de diques, analizamos sólo aquellos conos que presenten composiciones máficas (basálticas a andesíticas) y que se presenten bien preservados, es decir, que no hayan estado expuestos a procesos erosivos.

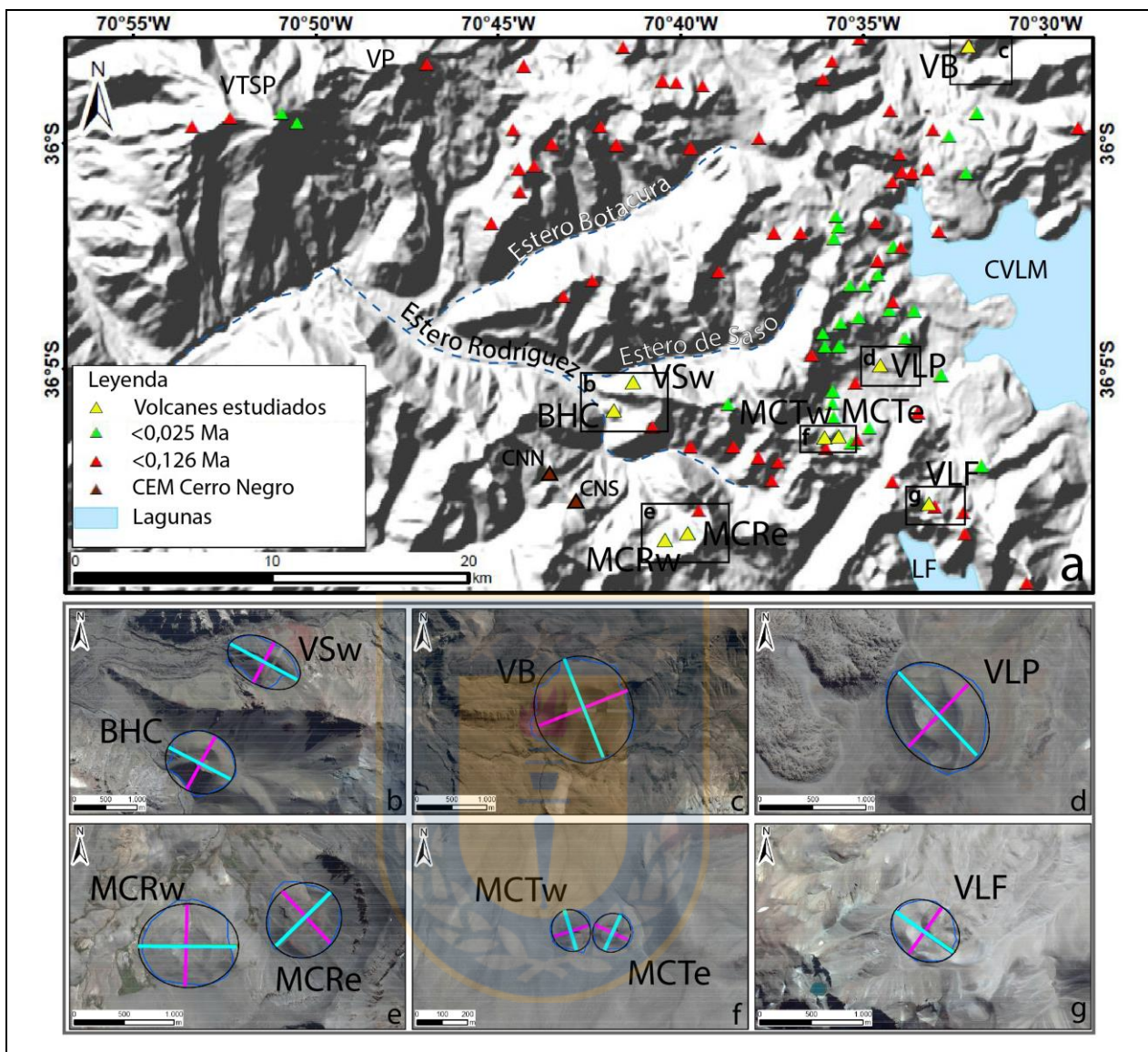


Fig. 3.7: a) Distribución de los volcanes monogenéticos ubicados en el área de estudio, en la parte occidental del Complejo Volcánico Laguna del Maule (triángulos rojos indican edad $<0,126$ Ma; verde edades $<0,025$ Ma; b) BHC (volcán Hoyo Colorado) y VSsw (volcán Saso oeste); c) VB (volcán Estero Bobadilla); d) VLP (volcán Laguna de la Plata); e) MCRw y MCRe (volcanes Cajón Rodríguez oeste y este, respectivamente); f) MCTw y MCTe (volcanes Cajón Troncoso este y oeste, respectivamente); g) VLF (volcán Laguna Fea). Línea de color azul, área basal; elipse de color negro, mejor ajuste del área; línea verde y amarilla, diámetro menor y mayor, respectivamente.

Si bien, de los 90 volcanes monogenéticos identificados por diversos autores y en este trabajo 50 presentan composiciones máficas (Singer y otros, 1997; Hildreth y otros, 2010; Salas y otros, 2016), sólo 9 presentan además de composición máfica, edificios bien preservados, parámetros

necesarios para hacer la evaluación morfométrica. Es así como se selecciona un total de 9 conos monogénéticos, distribuidos principalmente en el sector de Cerro Negro, de los cuales 2 muestran edades menores a 0,126 Ma (Pleistoceno superior) y 7 edades menores a 25 ka (Singer y otros, 1997; Hildreth y otros, 2010).

De la observación en terreno y en imágenes satelitales, se determinan direcciones de elongación máxima y mínima (líneas amarilla y verde, respectivamente en Fig. 3.7), de la base del edificio volcánico, para determinar el índice de elongación (*ge*).

3.2.1. Volcanes Hoyo Colorado y Saso Oeste (BHC y VSw)

Ubicados en la parte central del área de estudio (Fig. 3.7.b), emplazados en rocas de la Formación Trapa-Trapa en la confluencia entre los esteros de Saso y Rodríguez, cada uno de los volcanes que conforman este par, presentan su cono piroclástico bien preservado (sin evidencias de erosión glaciaria), de edad <25 Ka, compuesto por depósitos de caída (tefras), de granulometría media y buena selección, que no presentan gran compactación y se disgregan fácilmente. Las alturas corresponden a 100 y 180 m, para VSw y BHC, respectivamente. Un flujo de lava vítreo, pobre en fenocristales emitido por VSw, escurre 9 km valle abajo hasta el sector Estero Botacura. Comparativamente, BHC presenta escaso material efusivo (i.e. lavas). Litológicamente, al analizar las coladas y tefras, se identifican principalmente olivino (~10%), plagioclasa (~25%) y una gran cantidad de vidrio de color oscuro (Fig. 3.8).

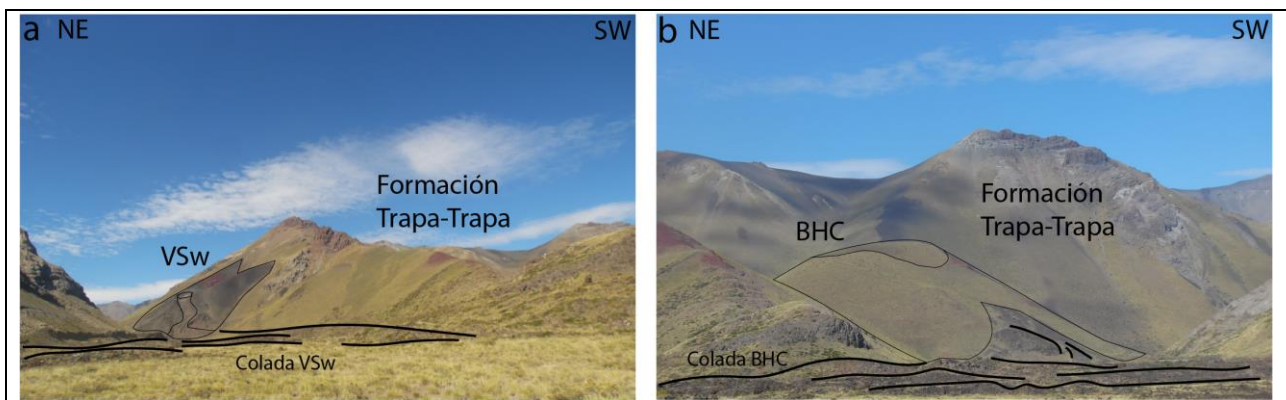


Fig. 3.8: a) Volcanes Saso oeste (VSw) y b) Hoyo Colorado (BHC) emplazados en rocas de la Formación Trapa-Trapa.

Las características (altura, elongación máxima y mínima, edades y litologías) de ambos volcanes, así como de la totalidad de los volcanes analizados, se presentan en la Tabla 3.2:

Volcán	D_min (km)	D_max (km)	Altura (m)	Composición	Edad (Ma)
BHC	0,795463	0,917552	180	Bas-And	0,025
VSw	0,599498	1,0028	100	Bas-And	0,025
MEB	1,13464	1,25546	200	Bas-And	0,025
VLP	0,681622	0,895967	120	Bas-And	0,025
MCRw	0,674012	0,811089	85	Bas-And	<0,126
MCRe	0,584241	0,646334	58	Bas-And	<0,126
MCTw	0,121238	0,134806	27	Bas-And	0,025
MCTe	0,120562	0,125523	27	Bas-And	0,025
VLF	0,45518	0,567018	45	Bas-And	0,025

Tabla 3.2: Datos morfométricos de los volcanes monogenéticos. D_min y D_max, corresponden a las direcciones de elongación mínima y máxima, respectivamente.

3.2.2. Volcán Cráter Bobadilla (MEB)

El volcán Cráter Bobadilla (MEB; Fig. 3.7.c), ubicado en el límite norte del área de estudio, en el estero homónimo, corresponde a un volcán monogenético de altura 200 m, sin evidencias de erosión glaciaria (<25 Ka), compuesto por depósitos de caída de composición basáltica-andesítica. Las tefras que componen su edificio, al igual que los volcanes BHC y VSw, presentan bajo grado de compactación. Las coladas de lava de este volcán, descienden por el estero Bobadilla y a través del valle del Río Maule. Los datos morfométricos de este volcán, se han obtenido mediante la observación de imágenes satelitales y se presentan en la Tabla 3.2.

3.2.3. Volcán Laguna de la Plata (VLP)

Se ubica en la parte centroeste del área de estudio, en el límite con el Complejo Volcánico Laguna del Maule (Fig. 3.7.d). Presenta un edificio volcánico (cono piroclástico) bien preservado formado por tefras poco consolidadas (disgregables), de 120 m de altura y de composición basáltica. Los datos morfométricos (Tabla 3.2) de este volcán monogenético también se obtienen a partir de imágenes satelitales.

3.2.4. Volcanes Cajón Rodríguez oeste y este (MCRw y MCRe)

Estos volcanes monogenéticos se ubican 7 km al sureste del volcán Hoyo Colorado, en la parte sur del área de estudio (Fig. 3.7.e). Sus edificios volcánicos corresponden a tefras basálticas con bajo grado de compactación. Presenta una altura de 85 y 58 m, respectivamente. A pesar de presentar una edad mayor que los otros volcanes monogenéticos analizados ($<0,126$ Ma), se presentan bien preservado, por lo que es posible realizar la medición de los parámetros morfométricos (Tabla 3.2).

3.2.5. Volcanes Cajón Troncoso oeste y este (MCTw y MCTe)

Este pequeño para de volcanes monogenéticos, se ubican en la parte centro norte del área de estudio. Presentan un edificio volcánico de baja altura (35 m; Tabla 3.2), compuesto por tefras de composición basáltica de bajo grado de compactación.

3.2.6. Volcán Laguna Fea (VLF)

Ubicado en el límite sureste del área de estudio, este volcán monogenético, presenta un edificio volcánico compuesto por tefras, de similar composición que los otros volcanes estudiados (basáltica-andesítica). Los datos morfométricos de este, debido al difícil acceso a su ubicación, se obtienen mediante el análisis de imágenes satelitales (Tabla 3.2).

Para los volcanes monogenéticos a los cuales no es posible realizar la medición de parámetros morfométricos, se determinan las relaciones espaciales entre volcanes y la relación de dichos conos con las fallas y lineamientos determinados en el área de estudio.

3.2.7. Par de volcanes monogenéticos Los Hornitos (LHC)

Este par de volcanes monogenéticos, se ubica 40 km al norte del área de estudio. Presenta características morfométricas similares a los volcanes monogenéticos analizados en este trabajo (altura de 125 m). En el trabajo realizado por Salas y otros, 2016, se determinan las características geoquímicas de las tefras que forman el edificio volcánico y de los olivinos encontrados en los depósitos de caída de LHC, a partir de las cuales se determinó que corresponde a las composiciones más primitivas reconocidas hasta ahora en la ZVST.

A diferencia de los volcanes monogenéticos estudiados en este trabajo, el basamento en el que se emplazan las lavas de LHC corresponde a rocas mesozoicas, más antiguas que el basamento del sector Cerro Negro.

3.2.8. Centros eruptivos menores Cerro Negro Norte y Sur (CNN y CNS)

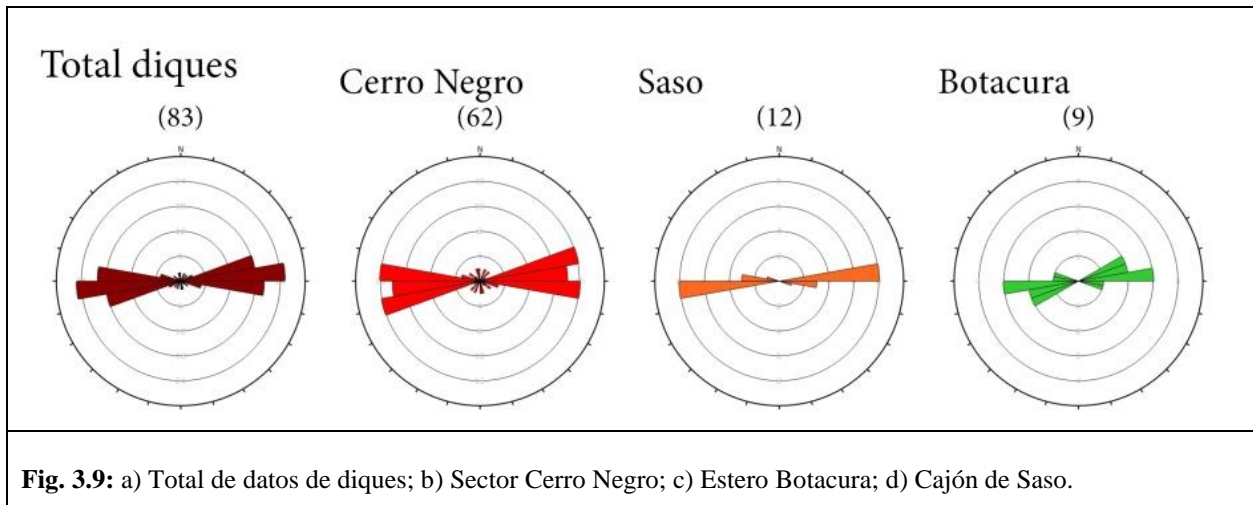
En la parte central del área de estudio, se identifican dos centros eruptivos menores, uno en la parte norte (CNN) y otro en la parte sur (CNS; Fig. 3.7.a), con similares características composicionales (andesíticos). Es posible identificar para estos, algunos relictos de coladas, hacia las cotas más altas, y los diques generadores, hacia la parte más baja. Estos diques, presentan orientación ENE, pero a diferencia de la mayoría de los diques ENE, presentan composiciones más diferenciadas.

3.3. Análisis de datos

La base de datos generada en este estudio está constituida jerárquicamente por características estructurales y distribución espacial de diques (orientaciones preferenciales, *dip/dip direction*, relaciones de corte, variaciones morfométricas, espesores), características morfométricas y distribución espacial de volcanes monogenéticos y centros eruptivos menores (altura máxima, elongación máxima y mínima, dirección de la elongación, relación espacial con otros conos monogenéticos y/o centros eruptivos menores, relación con estructuras mapeadas), fallas (*dip/dip direction, rake*) y sistemas de fracturas de tensión asociadas a emplazamiento de diques (*dip/dip direction*). Los datos son analizados mediante diferentes *softwares* para determinar las orientaciones preferenciales de los diferentes grupos de diques y las orientaciones de los ejes principales de esfuerzo, a través de la integración de los datos de diques, fracturas de tensión y fallas.

3.3.1. Orientación y ejes de esfuerzos principales: Diques

Si bien es posible identificar de forma general dos grupos de diques (ENE y NW), los datos de diques de orientación ENE sobrepasan ampliamente a los de orientación NW, como se observa en las rosetas de las direcciones de diques (Fig. 3.9).



Para el análisis dinámico, se utiliza el software GArCmB (ver capítulo 1.5.3), mediante el cual se obtienen las direcciones de los ejes de esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) relacionados al emplazamiento de los magmas generadores de los diques, durante su génesis (paleoestrés). Los resultados se presentan por separado, diferenciando los enjambres de diques de las fracturas de tensión.

Para el caso de los diques, se analiza total de 83 datos de dd/d de los diques mapeados en terreno y de forma remota a partir de imágenes satelitales (espesor >1 m).

Los datos de las orientaciones y ubicación de los diques mapeados se pueden ver en el Anexo: Tablas de Datos.

Para la obtención de los datos de paleoestrés, se debe hacer variar el parámetro K (entre 1 y 5), que corresponde a la cantidad de agrupaciones de datos para las que el software va a determinar los ejes de esfuerzos. El software además, utiliza un criterio Bayesiano de información (BIC), mediante el cual se selecciona el mejor ajuste de los datos, es decir, el parámetro K que mejor agrupa las orientaciones de diques. El valor más bajo de BIC, respecto a diferentes valores de K , representa el mejor ajuste.

Como se observa en el gráfico BIC vs K (Fig. 3.10.a), el menor valor de BIC (que representa también el mejor ajuste), se obtienen para un $K = 2$, es decir, dos *clusters*.

Es así como se obtienen los valores de ejes de esfuerzo para ambos grupos de datos, por una parte, un grupo predominante EW y para un grupo con una menor cantidad de datos, de orientación NW (NNW; Fig.3.10.b).

Los valores de los ejes de esfuerzos principales, se pueden observar en la Tabla 3.3 y en el Anexo, junto con la base de datos generada de BIC.

En la figura 3.10.b, se observan los ejes de esfuerzos σ_3 , σ_2 y σ_1 (azul, verde y rojo, respectivamente) en los que los círculos corresponden a los ejes del primero grupo y los rombos al segundo grupo.

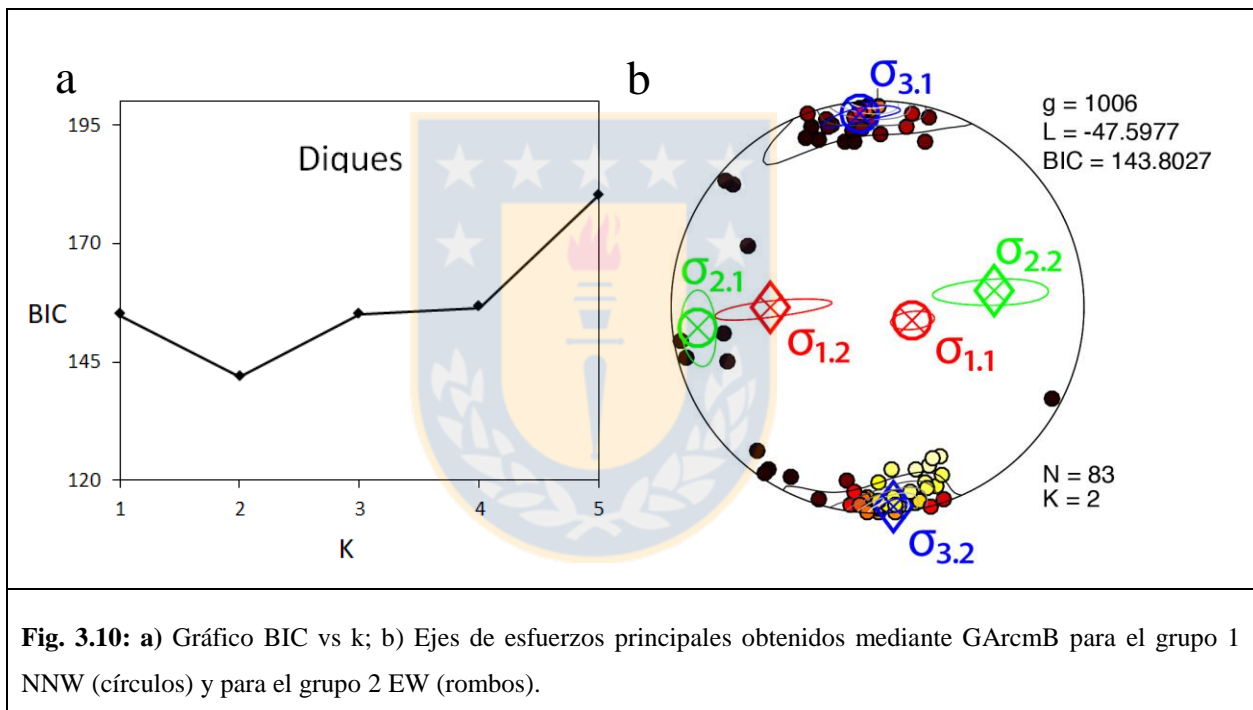


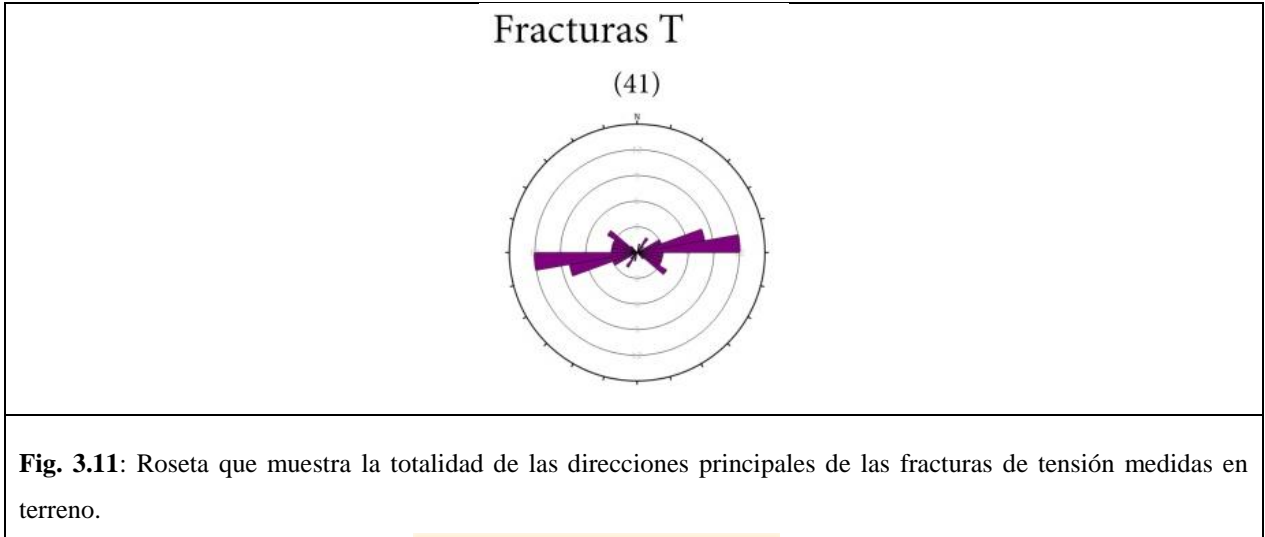
Fig. 3.10: a) Gráfico BIC vs k; b) Ejes de esfuerzos principales obtenidos mediante GArCmB para el grupo 1 NNW (círculos) y para el grupo 2 EW (rombos).

Los ejes de esfuerzos principales están contenidos en elipses del mismo color. Estas elipses, corresponden al sector en el que existe un 95% de probabilidad de ubicación de cada eje, por lo cual, mientras más grande sea esta, mayor error puede existir en la ubicación de dicho eje.

3.3.2. Orientación y ejes de esfuerzos principales: Fracturas

En el caso de las fracturas de tensión, para el análisis de datos se utilizan mediciones realizadas a lo largo de toda el área de estudio. Se determina así, un total de 40 fracturas de tensión. En la

roseta de la figura 3.11, se observa que existe, al igual que para los datos de diques, un grupo predominante de orientaciones EW.



Al igual que para los datos de diques, para hacer la inversión de los datos de fracturas de tensión y determinar los ejes principales de esfuerzo, es necesario variar el parámetro K (entre 1 y 5), para determinar el menor ajuste, que corresponderá al valor K coincidente con el menor valor de BIC. En este caso, como se puede ver en el gráfico BIC vs K de la figura 3.12.a, el menor valor corresponde para un K=1, es decir, un solo grupo de datos. Los ejes de esfuerzo obtenidos para las fracturas de tensión, se listan en la Tabla 3.3 (y en Anexo) y se pueden observar en la figura 3.12.b.

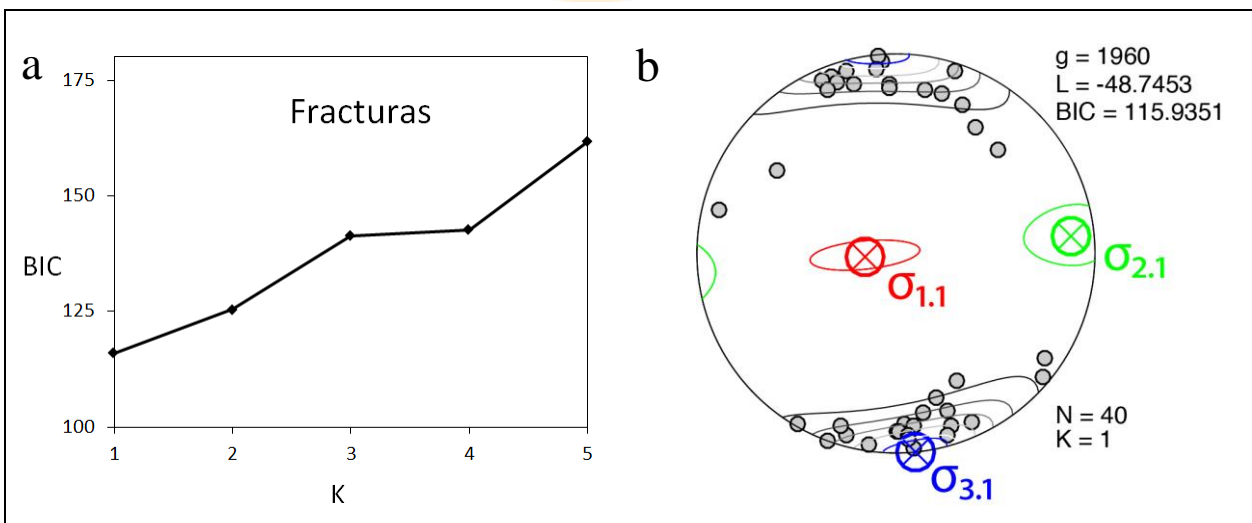


Fig. 3.12: a) Gráfico BIC vs k; b) Ejes de esfuerzos principales obtenidos mediante GArCmB.

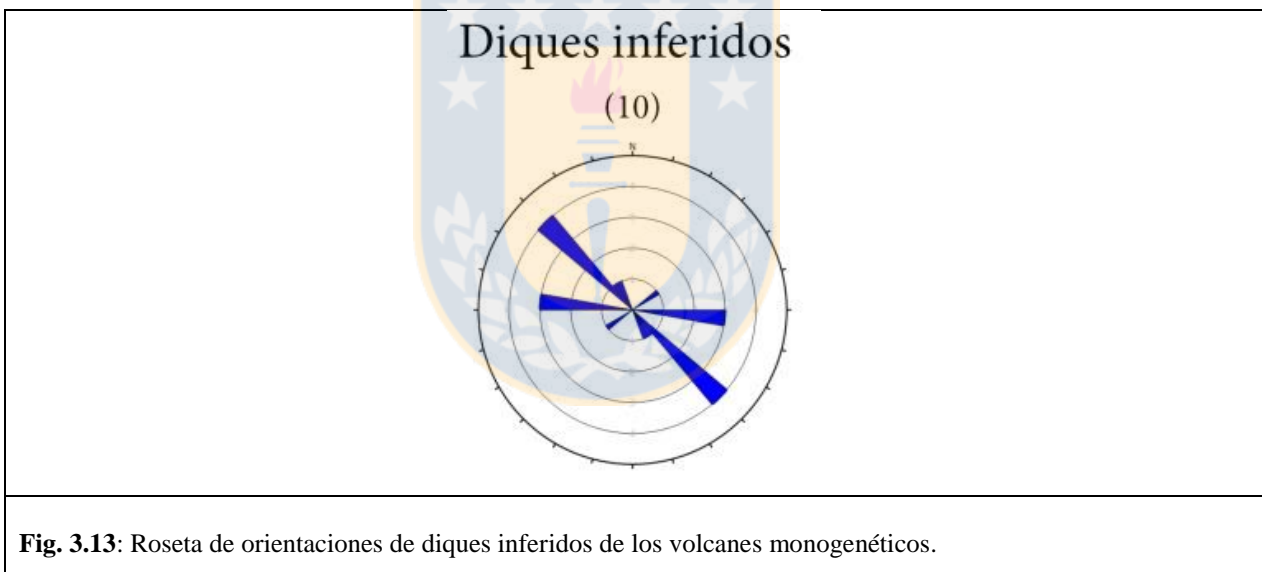
Las orientaciones de los ejes principales de esfuerzo para cada grupo (diques y fracturas) se listan en la Tabla 3.3.

			σ_1		σ_2		σ_3	
			Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge
Diques	Fig. 3.10.b	CLUSTER 1	29,3	5,6	120,7	14	278,2	74,9
	Fig. 3.10.b	CLUSTER 2	257,7	9,5	55,8	79,8	167,1	3,7
Fracturas	Fig. 3.12.b	CLUSTER 1	265,3	77,1	84,4	12,9	174,4	0,2

Tabla 3.3: Resumen Ejes de esfuerzos principales (diques, fracturas *ta* y para la totalidad de las fracturas).

3.3.3. Morfometría de volcanes monogenéticos

Como se explicó previamente, a partir del análisis morfométrico realizado en los 10 conos analizados, se obtuvieron direcciones inferidas de los diques asociados (Fig. 3.13).



A partir de los datos morfométricos recogidos en los centros eruptivos menores estudiados, se obtiene el parámetro ge , que corresponde al índice de elongación máxima de cada volcán. En la Tabla 3.4, se presenta un resumen de dichos datos.

Como se observa en los datos de la Tabla 3.4, el parámetro ge muestra que para todos los volcanes monogenéticos analizados, es decir, que presentan edificio volcánico bien preservado, existe una elongación que varía desde un 4% (MCTe, que presenta la menor elongación) hasta un 40% (VSw).

Centro eruptivo	$ge (D_{min}/D_{max})$	DE	Lineamiento	Fallas
BHC	0,87	NW	Laguna Fea 1 y 2 (NW)	Laguna Fea (NW)
VSw	0,60	NW	Laguna Fea 1 y 2 (NW)	Laguna Fea (NW)
MEB	0,90	EW	Sin lineamiento	Falla Bobadilla (EW)
VLP	0,76	NW	Troncoso 2 (NE)	Falla Troncoso 1 (NE)
MCRw	0,83	EW	Troncoso 2 (NE)	Sin Falla
MCRe	0,90	NW	Troncoso 2 (NE)	Sin Falla
MCTw	0,90	EW-WNW	Laguna Fea 1 (NW)	Laguna Fea (NW)
MCTe	0,96	EW-WNW	Laguna Fea 1 (NW)	Laguna Fea (NW)
VLF	0,80	NW	Laguna Fea 1 (NW)	Laguna Fea (NW)

Tabla 3.4: Resumen de datos morfométricos. ge (índice de elongación), DE (dirección de elongación). Los colores verde, amarillo y rojo, muestran la relación ubicación/DE, sólo ubicación y no relación, respectivamente, entre los centros eruptivos y las estructuras (fallas y lineamientos).

Las direcciones de las elongaciones (DE), asociadas a ge , corresponden a NW y EW, con pequeñas variaciones entre los ángulos (Tabla 3.4). A partir de estas direcciones, se puede establecer de forma cualitativa la dirección del posible enjambre de diques generador de cada volcán monogenético (Fig. 3.14; líneas gruesas segmentadas azules). Estas direcciones además, podrían estar relacionadas con las condiciones tectónicas dominantes en el momento del emplazamiento de los magmas, es decir, con los ejes principales de esfuerzo.

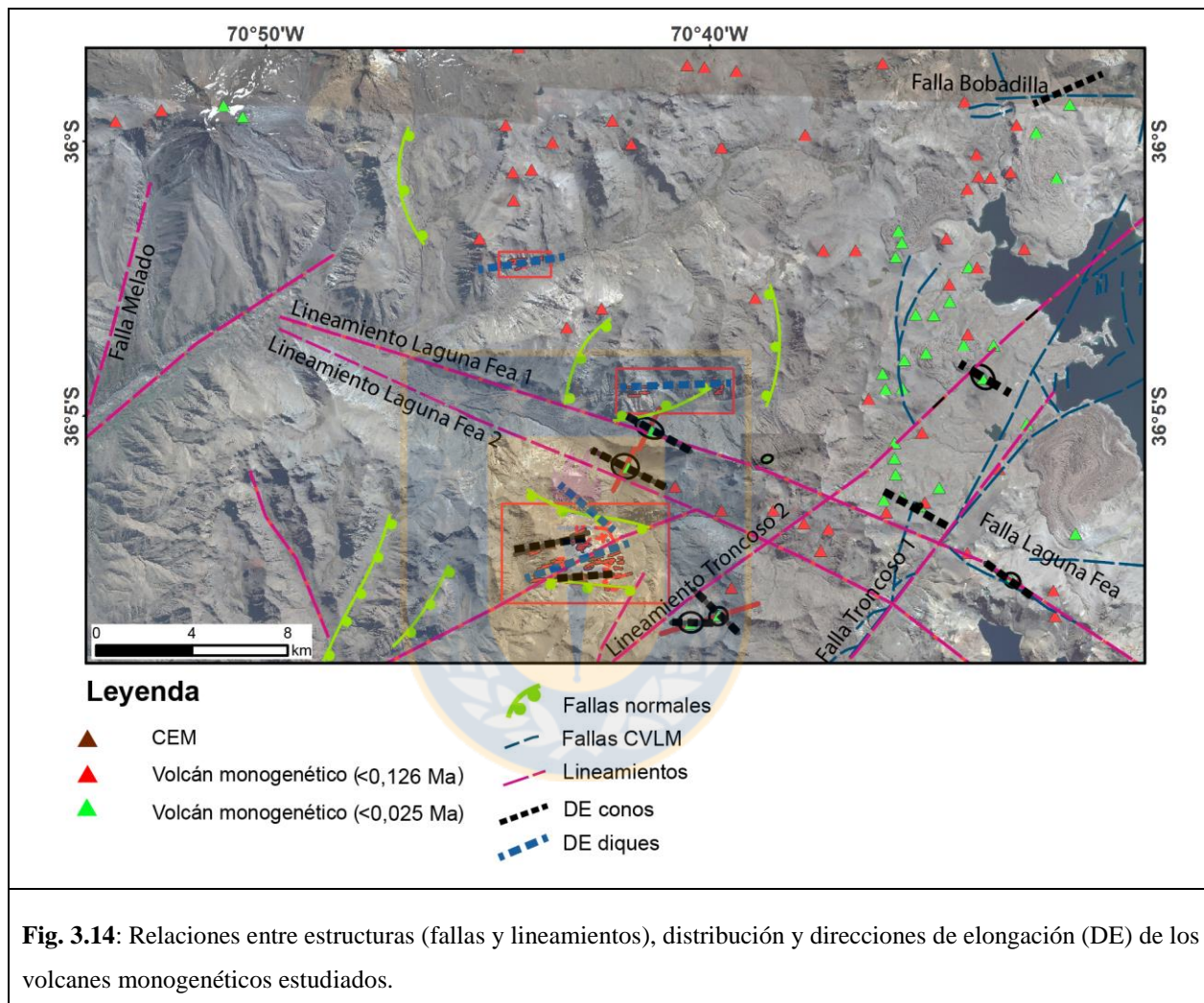
Además, las direcciones de elongación de la mayoría de los volcanes monogenéticos analizados, coincide con alguno de los lineamientos o fallas documentadas en el área de estudio, salvo para los volcanes monogenéticos VLP, MCRw y MCRe, pero la ubicación de estos, además de todos los otros conos analizados, se ubica sobre la traza de alguno de los lineamientos y fallas documentados (Tabla 3.4; Fig 3.14).

Para el caso de los volcanes monogenéticos a los cuales no es posible realizar este análisis, se analiza la relación entre su distribución y la traza de las principales estructuras identificadas en el área de estudio.

Se observa además, que las fallas de menor escala (color verde en Fig. 3.14), son todas normales, ya sean las medidas en este trabajo, como las obtenidas en trabajos anteriores. Las orientaciones de estas si bien son heterogéneas, y no se observa un patrón de forma general, la distribución de algunos volcanes monogenéticos se relaciona espacialmente a estas, por lo que podría existir una

relación genética entre este fallamiento y el emplazamiento de los magmas generadores de dichos volcanes monogenéticos.

Sin embargo, se puede observar también que existe una distribución heterogénea respecto a la ubicación de una gran cantidad de volcanes monogenéticos (Fig. 3.14).



**4. DISCUSIÓN: SIGNIFICADO TECTONOMAGMÁTICO DE
LOS ELEMENTOS VOLCÁNICOS DEL SECTOR CERRO
NEGRO**



4.1. Emplazamiento de Diques

Respecto a las relaciones entre diques y estructuras (fallas y lineamientos) determinadas en el área de estudio, las dos orientaciones obtenidas están relacionadas con estructuras medidas, ya sea están ubicados sobre la traza de alguna estructura o presentan igual dirección, como se observa en la figura 4.1. Los diques de orientación NW-WNW (línea segmentada amarilla en Fig. 4.1), que según relaciones de corte entre diques representan el grupo de mayor edad, coinciden con la traza de la falla y lineamiento Laguna Fea, estructura dextral medida en las inmediaciones de la laguna homónima que presenta una orientación NW y un lineamiento con continuidad de más de 50 km, denominado de la misma forma (Fig. 4.1). Esta estructura controlaría el emplazamiento de este grupo de diques de edad mayor a Plio-Pleistoceno.

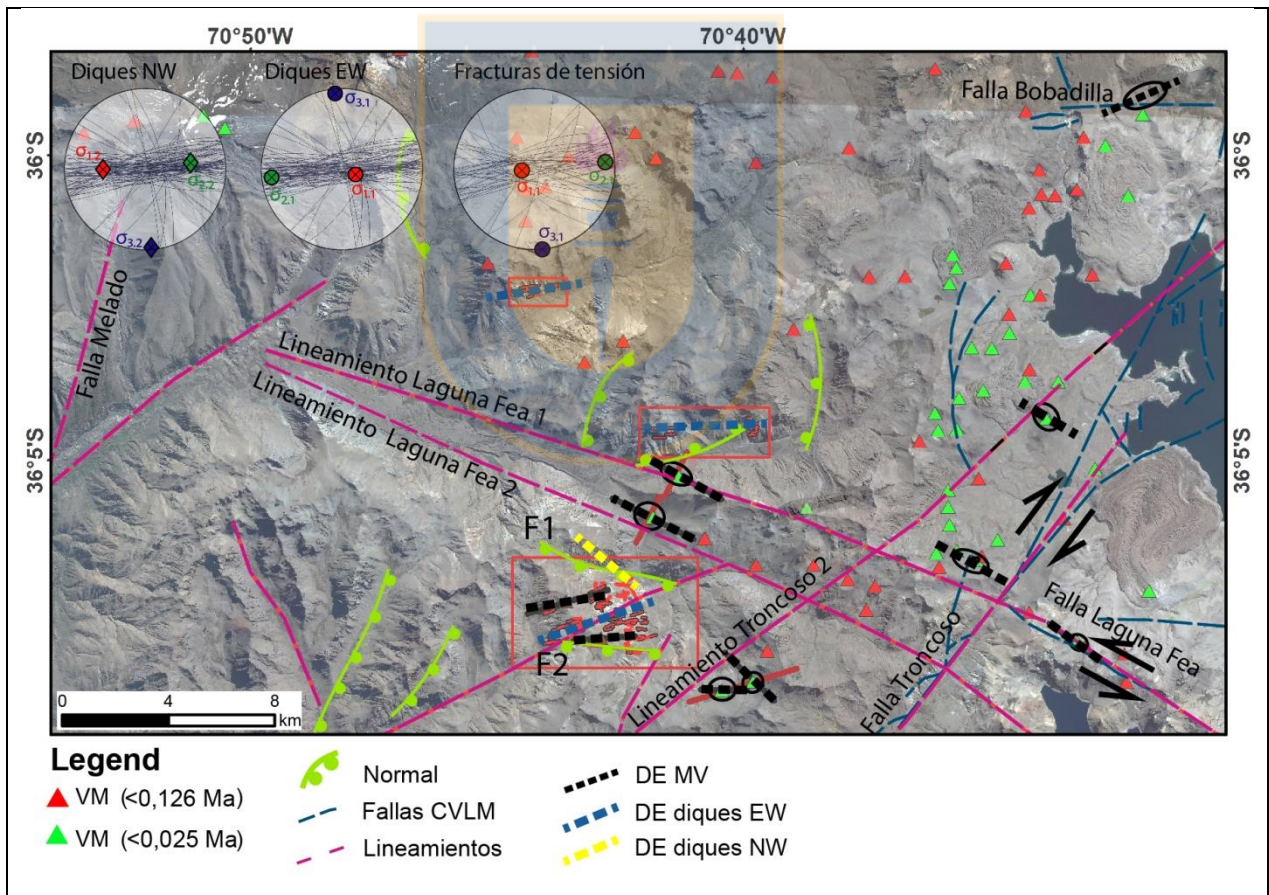


Fig. 4.1: Relaciones entre estructuras (fallas y lineamientos), distribución y direcciones de elongación (DE) de los volcanes monogenéticos estudiados.

Por otra parte, en el mismo contexto tectónico, se desarrollaría además fallamiento normal en direcciones EW (fallas de color verde en Fig. 4.1), y fracturas de tensión, estructuras a través de las cuales se emplazarían los diques del grupo EW (línea segmentada azul en Fig. 4.1). Esta relación entre fallas y diques se ha determinado en la parte norte y sur del sector Cerro Negro, en las fallas F1 y F2, respectivamente. Ambas corresponden a un fallamiento normal, con componente dextral y hacia las cajas de dicha falla, es posible observar y medir diques que van de forma paralela, que estarían asociados genéticamente a esta estructura EW. Las relaciones entre direcciones de diques y estructuras, se listan en la Tabla Tabla 4.1.

			Diques	
			ENE	NW (NNW)
Lineamientos	Laguna Fea 1 y 2	NW		
	Troncoso 2	NE		
	Cerro Negro	ENE		
Fallas	Saso 1 (S1)	NNE		
	Saso 2 (S2)	ENE		
	Saso 3 (S3)	NS		
	Cerro Negro 1 (F1)	WNW		
	Cerro Negro 2 (F2)	WNW-EW		

Tabla 4.1: Relación entre las orientaciones de estructuras (lineamientos y fallas) documentadas en el área de estudio. Los colores verde, amarillo y rojo, representan el grado de relación de la estructura con los diques (relacionada, parcialmente relacionada, no relacionada, respectivamente).

Para el sector Cerro Negro además, es observable la presencia de dos centros eruptivos menores (CEM's) fuertemente erodados, espacialmente relacionados con los diques EW. Considerando que estos CEM's ocurren en las partes más altas por sobre el nivel donde aflora el enjambre de diques, que tanto las lavas y diques observados presentan similitudes mineralógicas y texturales y que además, en un nivel intermedio entre la parte más alta, cercano a las coladas, se identifican *pebble dikes*, característicos de niveles en donde el magma pierde presión al alcanzar la superficie e integra clastos de la roca de caja, se propone una relación genético-temporal entre diques de dirección EW y los CEM's que los coronan (CEM; Fig. 4.2).

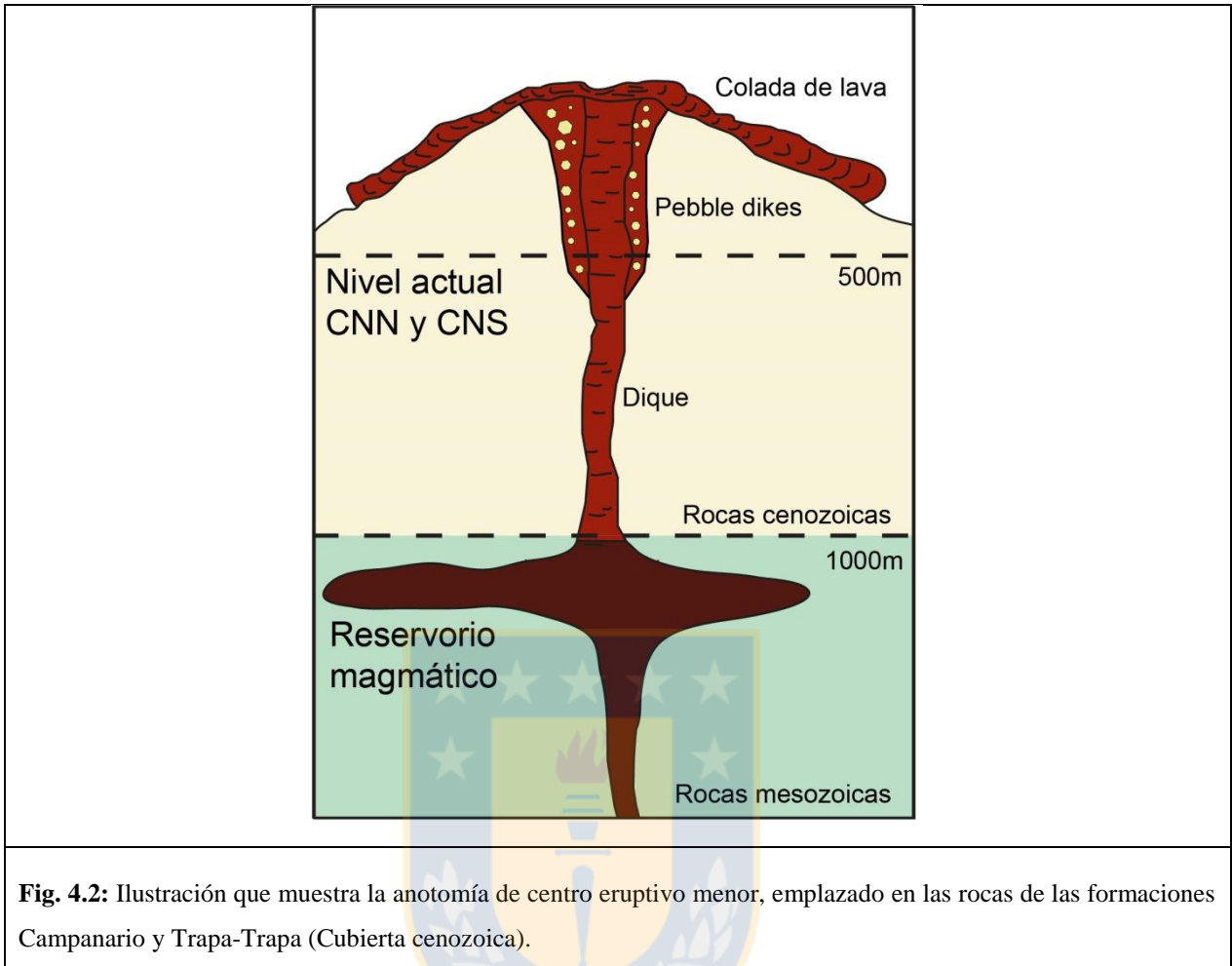


Fig. 4.2: Ilustración que muestra la anatomía de centro eruptivo menor, emplazado en las rocas de las formaciones Campanario y Trapa-Trapa (Cubierta cenozoica).

Las composiciones de los diques y coladas de lava identificadas, coinciden con las composiciones de las rocas de la Formación Cola de Zorro, por lo que estos CEM's corresponderían a centros de emisión de las lavas de esta formación de edad Plio-Pleistoceno.

Los ejes principales de esfuerzos determinados para este periodo, obtenidos de la inversión de los datos de fracturas de tensión y orientación de los diques, muestran dos estados de estrés diferentes, relacionados con los emplazamientos NW y EW. De forma general, la traza de las estructuras regionales NW (falla y lineamientos Laguna Fea; Fig. 4.1), coincide con los ejes de esfuerzos regionales, que en este segmento y para el periodo Plio-Pleistoceno, corresponderían a un σ_1 regional horizontal casi perpendicular a la fosa y un σ_3 regional horizontal y casi paralelo a la fosa, generando este tipo de estructuras dextrales NW, en un régimen tectónico transpresivo. Los diques orientados en estructuras de esta orientación (NNW), presentarían un σ_1 vertical y un σ_3 horizontal perpendicular al rumbo de los diques (Fig. 4.3). Ahora, y de forma particular para el

grupo de diques EW, los ejes de esfuerzo obtenidos corresponden a σ_1 vertical y σ_3 horizontal, casi paralelo a la fosa (NS), asociados al emplazamiento a través de estructuras normales, desarrolladas en un contexto transpresivo con σ_1 horizontal y perpendicular a la fosa (Fig. 4.3).

De los ejes de esfuerzos obtenidos para los enjambres de diques, se puede decir que presentan orientaciones que concuerdan con características tectónicas impuestas por la subducción (σ_1 horizontal, perpendicular a la fosa y σ_3 vertical). Sin embargo, las variaciones que se aprecian entre la disposición espacial de algunas estructuras, pueden estar asociadas a heterogeneidades de la corteza superior.

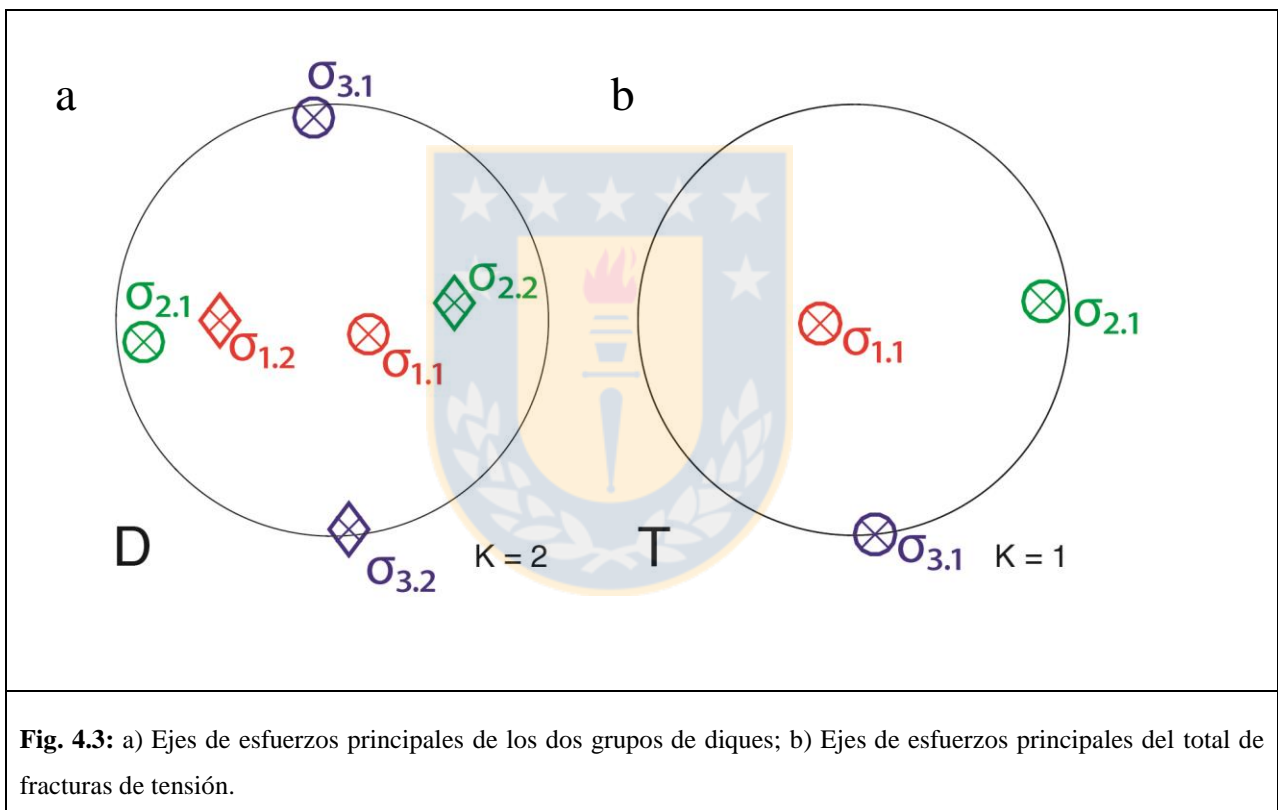


Fig. 4.3: a) Ejes de esfuerzos principales de los dos grupos de diques; b) Ejes de esfuerzos principales del total de fracturas de tensión.

4.2. Morfometría, distribución y relaciones espaciales de los conos monogenéticos

A partir del análisis morfométrico realizado en los volcanes monogenéticos estudiados (composición basáltica y edad $<0,025$ Ma), se obtiene que todos presentan elongación del edificio volcánico, entre un 4 y un 40%, la que se puede relacionar con un control tectónico (estructural), durante el proceso de emplazamiento. En relación a la orientación inferida para los

posibles diques alimentadores en base al índice de elongación (*ge*), se determinó que estos presentarían orientaciones NW a EW, coincidentes con las direcciones de las principales fallas y lineamientos identificados, pero con dominio de las direcciones de elongación NW por sobre las EW.

Respecto a este último punto, las orientaciones predominantemente NW de las elongaciones de los volcanes monogenéticos basálticos jóvenes, y su ubicación sobre la traza del principal lineamiento identificado para el área de estudio (Lineamiento Laguna Fea), nos lleva a pensar en que estas estructuras dextrales NW Plio-Pleistocenas, controlarían el emplazamiento Holoceno de estos magmas basálticos, por lo que se sugiere una reactivación de estas estructuras. Esta falla además presenta actividad reciente documentada a partir de datos sísmicos (Cardona y otro., 2018).

Como se observa en el mapa de distribución de volcanes monogenéticos y fallas, la Falla Laguna Fea, controlaría la distribución de una mayor cantidad de conos monogenéticos, pero que no se presentan bien preservados, lo que demuestra su actividad y control sobre el emplazamiento de magmas en este segmento.

En el caso de los volcanes monogenéticos erodados ($> 0,025\text{Ma}$), si bien una gran cantidad de estos presentan una distribución heterogénea y no es posible determinar direcciones de elongación que relacionen su emplazamiento con direcciones preferenciales, es posible observar algunos dispuestos sobre la traza de fallas de gran escala, como la falla activa Troncoso, estructura transpresiva dextral que, además de controlar parte de la actividad presentada por el CVLM (Cardona y otros, 2018), controlaría la ubicación de algunos de estos volcanes monogenéticos erodados (fallas CVLM en Fig. 4.1).

En base a estos rasgos, se puede decir que la distribución y características morfométricas de los volcanes monogenéticos emplazados desde el Plioceno superior, estarían siendo controladas por estructuras de mayor edad, que han estado activas o presentan episodios de reactivación desde el Plioceno hasta la actualidad.

Estas fallas (o sistemas de fallas), dada sus características estructurales, corresponderían a la expresión de las Fallas Transversales Andinas (FTA), en este segmento de la ZVST (Sielfeld y

otros., 2019), y su reactivación podría estar asociada al ciclo sísmico, como ha quedado demostrado en el caso del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNC), ubicado en el límite norte de la ZVSC, en el que las fallas FTA que afectan a dicho complejo, han presentado reactivación durante el co-sísmico, promoviendo la actividad del CVNC (Lupi y otros, 2019).

Por último, si bien las composiciones de los volcanes monogenéticos analizadas en este trabajo son máficas, las composiciones de los volcanes monogenéticos Los Hornitos (LHC; Salas y otros, 2016), par de volcanes monogenéticos ubicados en la parte norte de la ZVST, presentan un menor grado de diferenciación, lo que se asocia a un escaso tiempo de residencia en la corteza superior. El magma generador de LHC, habría atravesado la corteza de forma directa a través de estructuras enraizadas en niveles profundos lo que habría permitido el arribo a la superficie de magmas con componente mantélica (Fig. 4.4). Estas estructuras, al igual que las que controlan el emplazamiento de los volcanes monogenéticos holocenos de Cerro Negro, también presentan una traza de orientación NW, por lo que también podrían corresponder al periodo de reactivación de fallas FTA.

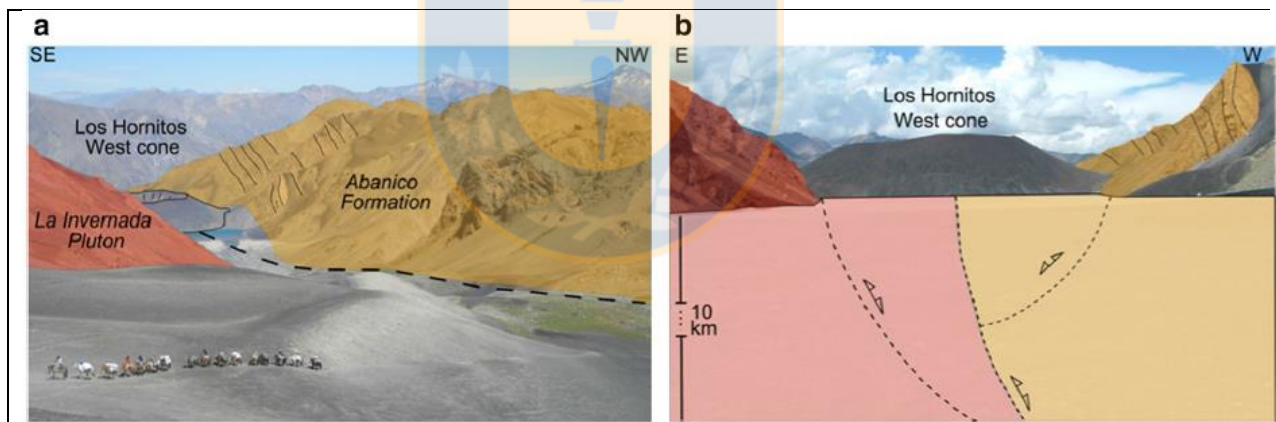


Fig. 4.4.: Los Hornitos (LHC), 40 km al norte del área de estudio (Salas y otros, 2016).

4.3. Formaciones Campanario, Trapa-Trapa y Cura-Mallín como límite reológico del transporte de magmas poco diferenciados

Las formaciones Campanario, Trapa-Trapa y Cura-Mallín, se distribuyen ampliamente en el área de estudio, y corresponden al principal basamento para el desarrollo de los procesos volcánicos. En particular, la asociación de enjambres de diques máficos-intermedios cortando a la Formación

Campanario, fue la más ampliamente observada en la zona. De este modo, se evidencian procesos de transporte de magma a través de diques de diferentes espesores que funcionaron asociados a una tectónica particular, posterior a la depositación de la Formación Campanario, durante el Plio-Pleistoceno.

A partir de las composiciones contrastantes observadas entre LHC y el resto de los volcanes monogenéticos máficos analizados en este estudio, podría deducirse que las redes de estructuras que permiten el ascenso de los magmas de estos últimos son más complejas, dificultando el ascenso hasta la superficie de magmas poco evolucionados y permitiendo así un aumento en el grado de diferenciación. Esto estaría relacionado a que las estructuras que controlan el emplazamiento de volcanes monogenéticos en el sector Cerro Negro, como la falla Laguna Fea, se emplazan sobre las rocas cenozoicas de las formaciones Cura Mallín, Trapa-Trapa, Campanario y Cola de Zorro. Para el caso de LHC, si bien este par de volcanes monogenéticos se emplaza también sobre la traza de lineamientos regionales NW, al igual que los volcanes monogenéticos de Cerro Negro, la falla que controla la disposición de LHC se dispone en el límite entre las rocas Mesozoicas y Cenozoicas. De esta forma, podemos decir que la cubierta cenozoica, particularmente las rocas de la formación Campanario, funcionarían como trampa del magma en ascenso, generando pequeños reservorios magmáticos someros en los cuales el magma en ascenso podría asimilar parte de las tobas formadoras de la roca caja, aumentando el grado de diferenciación y el tiempo de residencia del magma en ascenso.

Esto se puede apreciar para los CEM's determinados en este estudio, que se habrían emplazado sobre el enjambre de diques EW, de composición basáltico-andesítica, y responde al por qué los volcanes monogenéticos distribuidos en este segmento, dominado por estas rocas, a pesar de ser basálticos presentan un grado de diferenciación y crecimiento cristalino mucho más evolucionado que LHC, a pesar de presentar la misma edad y condiciones de emplazamiento, y encontrarse espacialmente relacionado a los volcanes monogenéticos de Cerro Negro. El cono monogenético Los Hornitos (LHC), estudiado en detalle por Salas y otros, (2016), a diferencia de los de nuestra área, se emplaza a través de una falla de orientación NW, en el límite entre las rocas mesozoicas y el intrusivo cenozoico plutón la Invernada, por lo que los magmas que le dieron origen no interceptan el límite de las rocas volcanosedimentarias de la Formación Campanario.

4.4. Modelo conceptual

Del análisis de los datos, se puede determinar que existe una relación entre enjambres de diques máficos, volcanes monogenéticos, CEM's, y estructuras dominantes en el área de estudio, fallas y lineamientos. Particularmente para nuestra área de estudio, el lineamiento y falla Laguna Fea (falla sinistral) controla la ubicación y orientación de la elongación de la mayor cantidad de volcanes monogenéticos basálticos analizados (BHC, VS_w, VLF, MCT_w y MCT_e). Además, representa la estructura de mayor envergadura de nuestra área de estudio, y que según recientes investigaciones, muestra actividad sísmica reciente (Cardona y otro, 2018).

Esta falla, se correlaciona con estructuras de las FTA, que corresponden a estructuras heredadas del basamento pre-Andino, reactivadas como estructuras sinestrales de orientación NW desde el Oligo-Mioceno en una tectónica transtensiva, en la que la disposición de los ejes de esfuerzo presentan un σ_1 horizontal de orientación ENE y un σ_3 horizontal, perpendicular a σ_1 (Sielfeld y otros, 2019).

La Falla Laguna Fea entonces, presentaría varios episodios de reactivación, relacionados principalmente con el ciclo sísmico, en los cuales estas estructuras acomodan parte de la deformación durante el co e intersísmico, como lo demuestran Lupi y otros (2019) para el Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNC), situado hacia la parte sur de la ZVST, que sufrió una reactivación posterior al terremoto Mw 8.8 del Maule, 2010.

Durante el Plioceno-Pleistoceno, se habrían emplazado los diques de orientación NW (NNW) medidos en el sector de Cerro Negro (Fig. 4.5.a), sobre la traza principal de esta falla. Durante el mismo evento, se emplazarían además los diques de orientación EW en estructuras secundarias, relacionados también con la traza principal de la falla Laguna Fea, pero en este caso, a través de fallas normales, paralelas a la componente compresiva del régimen de subducción. Se asocian a estos diques, los centros eruptivos menores documentados en este estudio en el sector Cerro. El análisis de paleo-estrés de este grupo de diques, muestra un σ_1 horizontal paralelo a la dirección de los diques y un σ_3 horizontal, perpendicular. Los magmas emplazados en este evento, se correlacionarían con las rocas de la Formación Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno).

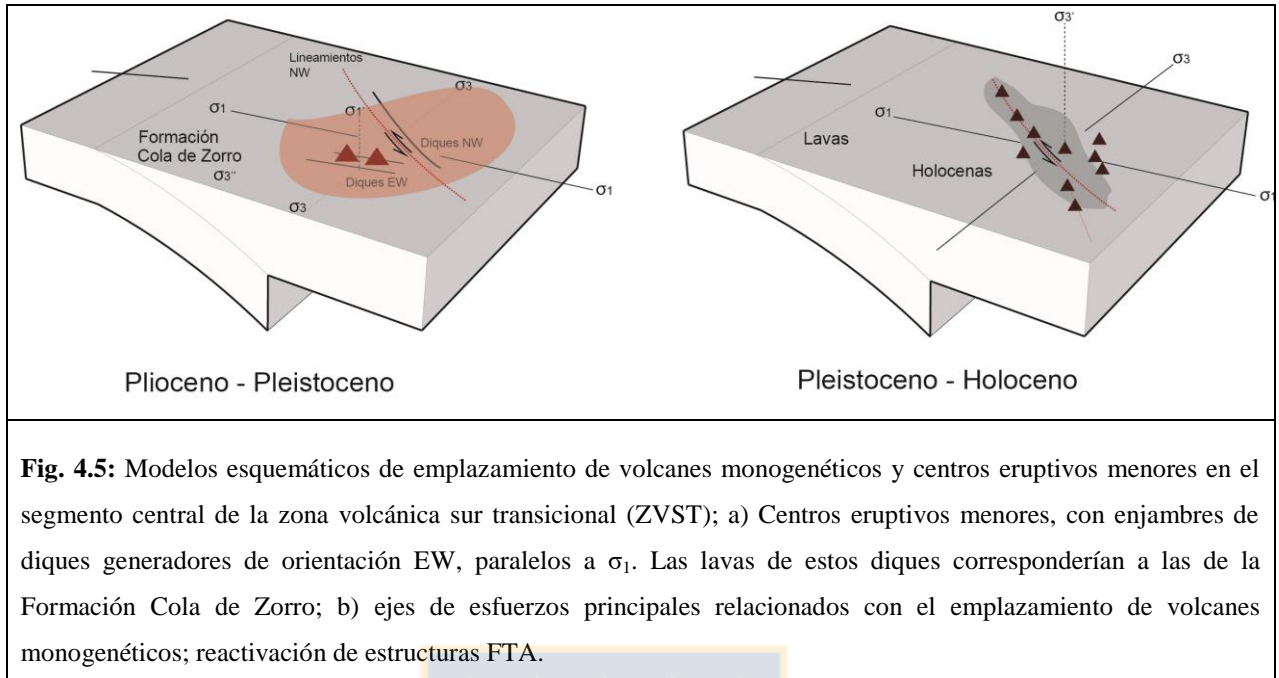


Fig. 4.5: Modelos esquemáticos de emplazamiento de volcanes monogenéticos y centros eruptivos menores en el segmento central de la zona volcánica sur transicional (ZVST); a) Centros eruptivos menores, con enjambres de diques generadores de orientación EW, paralelos a σ_1 . Las lavas de estos diques corresponderían a las de la Formación Cola de Zorro; b) ejes de esfuerzos principales relacionados con el emplazamiento de volcanes monogenéticos; reactivación de estructuras FTA.

Posterior a este evento de emplazamiento de magmas, habría ocurrido otra reactivación de estas estructuras NW, en un régimen de esfuerzos similar, en el que se emplazaron los volcanes monogenéticos basálticos ($>0,026$ Ma) estudiados en este trabajo (Fig. 4.5.b).

Estos volcanes monogenéticos presentan un fuerte control estructural, determinado en base al análisis de parámetros morfométricos y a la disposición espacial observada en terreno.

El basamento en el que se desarrollan ambos eventos, corresponde a rocas de las formaciones Cura-Mallín, Trapa-Trapa y Campanario, cubierta cenozoica que además permitiría el estancamiento del magma en ascenso, generando una asimilación de corteza y un periodo mayor de residencia en la corteza somera, lo que imprime en estos magmas basálticos un leve grado de diferenciación, mayor al documentado para el par de volcanes monogenéticos Los Hornitos (LHC). A diferencia de los volcanes monogenéticos de Cerro Negro, el par LHC se emplaza sobre una estructura también de orientación NW, pero en ausencia de la cubierta cenozoica y por ende, en un menor periodo de tiempo.

Según datos de sismicidad, actualmente la falla Laguna Fea y Troncoso, se presentan activas, con componente principalmente dextral, lo que induce a pensar en que el dominio tectónico actual en este segmento de la Cordillera, sería una sumatoria entre compresión (a nivel regional, con σ_1 perpendicular al arco y σ_3 en la vertical; Lavenue y Cembrano, 1999; Cembrano y Lara, 2009) y

una componente de cizalle (en el CVLM, con σ_1 perpendicular al arco, pero σ_3 paralelo al arco; Cardona y otros, 2018; Kohler, 2016), de ahí el hecho de la heterogeneidad en las direcciones de las estructuras y los diferentes valores de ejes de esfuerzos principales locales determinados en el área de estudio. En este sentido, y dadas estas características, el emplazamiento de centros eruptivos menores y volcanes monogénicos, estaría condicionado no sólo por la tectónica regional, sino que además, por particularidades reológicas (Fig. 4.6).

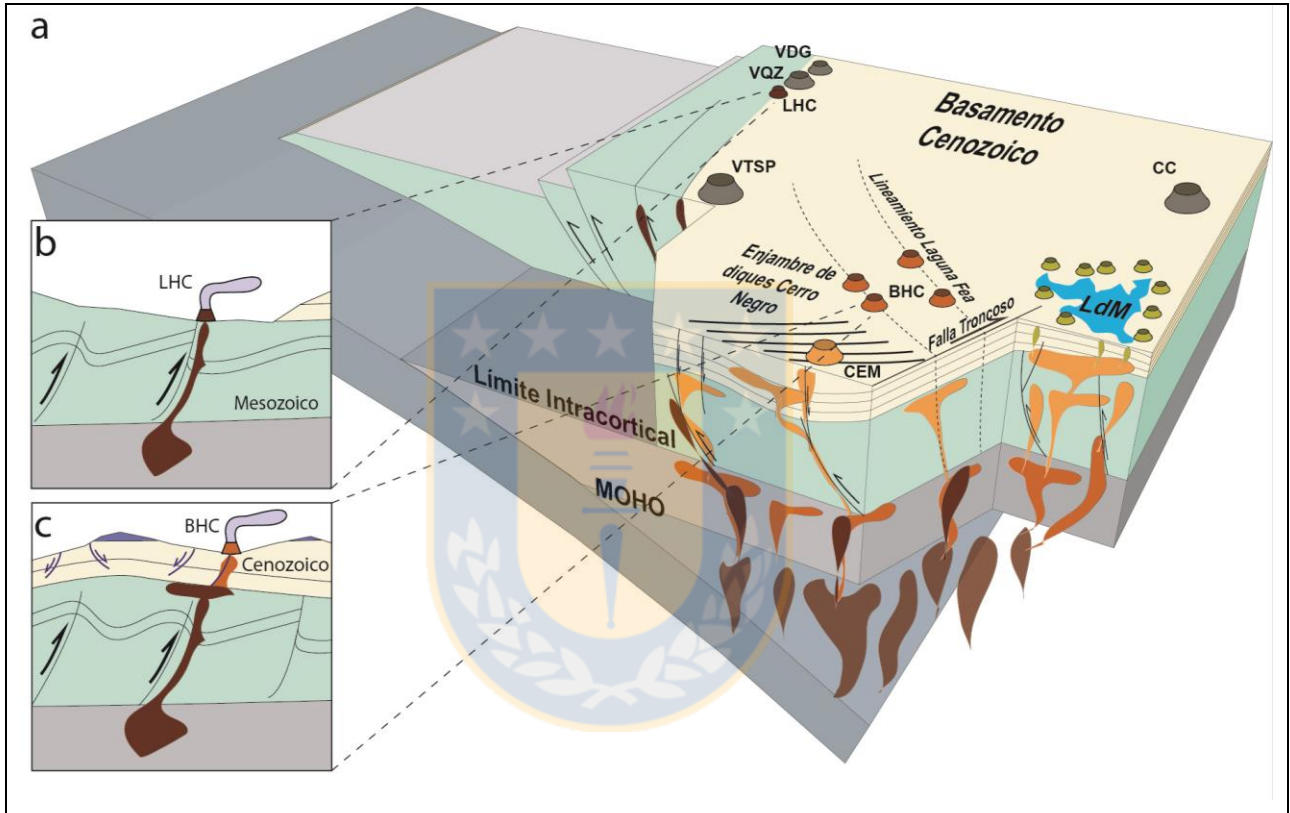


Fig. 4.6: Ilustración (no a escala) que muestra las principales características del volcanismo en la ZVST. Se destaca la presencia hacia el Este de volcanes monogénicos y centros eruptivos menores emplazados en la FCP, hacia el trasarco (Thorpe y otros, 1984; Tormey y otros, 1991; Muñoz y Niemeyer, 1984; López-Escobar y otros, 1995; Stern, 2004; Hildreth y otros. (1999); Folguera y otros, 2002; Muñoz y Stern, 1988). Elaboración propia.

5. CONCLUSIONES



Respecto al modelo estructural conceptual de emplazamiento de magmas y la generación de los diferentes tipos de volcanismo documentados en el área de estudio tenemos que:

- Las estructuras dominantes a escala regional para el segmento TVST, corresponden a fallamiento sinistral de orientación NW en el arco magmático, pertenecientes a las estructuras FTA, estructuras heredadas del basamento pre-Andino, que acomodan parte de la deformación generada por el régimen de subducción en el arco.

- Estas fallas, como por ejemplo la Falla Laguna Fea, presentan gran extensión en superficie y en profundidad, alcanzando niveles corticales profundos, enraizadas probablemente en el límite inferior de la corteza, sobre un nivel de deformación dúctil, y serían responsables del transporte de magma hacia niveles corticales someros (~7 km), controlando la dirección y ubicación de diques NW Plio-Pleistocenos.

- Estas estructuras regionales, condicionarían el desarrollo de estructuras de menor envergadura, como el fallamiento normal que se dispone en diferentes direcciones preferenciales, principalmente EW medidas en el área de estudio, sobre el cual se emplazan los diques de orientación EW y los centros eruptivos menores documentados en este trabajo.

- La heterogeneidad en las orientaciones de estas fallas, estaría relacionada directamente con las características particulares del basamento, que en este sector está fuertemente dominado por la cubierta cenozoica, principalmente por las tobas líticas de la Formación Campanario.

- Las rocas de la Formación Campanario para nuestra área de estudio, sector en el cual constituyen el principal basamento, representarían además un límite en el ascenso de los magmas, aumentando el grado de diferenciación de los productos eruptados.

- Hacia el norte de nuestra área de estudio, además, se ubica el par de volcanes monogenéticos Los Hornitos, que a pesar de tener la misma edad y características morfométricas de los analizados en nuestra área de estudio, presentan un bajo grado de diferenciación, y corresponde a magmas con un escaso tiempo de residencia en la corteza. Para este par volcánico, el mecanismo de desarrollo es similar a los estudiados pero la estructura que moviliza el magma desde niveles profundos, no interactúa con la cubierta cenozoica, lo que permite un menor tiempo de residencia y un escaso grado de diferenciación.

6. REFERENCIAS



- ACOCELLA, V. y NERI, M. 2009. Dike propagation in volcanic edifices: Overview and posible developments. *Tectonophysics*. Vol. **471**: 67-77.
- ALLMENDINGER, R. JORDAN, T. KAY, S. y ISACKS, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews Earth Planetary Science*. Vol. **25**: 139-174.
- ANGERMANN, D. KLOTZ, J. y REIGBER, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **171**: 329-334.
- BLUMENFELD, P. y BOUCHEZ, J. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*. Vol. **10**, N°4: 361-372.
- CARDONA, C. TASSARA, A. GIL-CRUZ, F. LARA, L. MORALES, S. KOHLER, P. y FRANCO, L. 2018. Crustal seismicity associated to rapid Surface uplift at Laguna del Maule Volcanic Complex, Southern Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Res. p. 1-12.
- CEMBRANO, J. HERVÉ, F. LAVENU, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: A long-lived intra-arc fault system in Southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. **259**: 55-66.
- CEMBRANO, J. y LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*. Vol. **471**: 96-113.
- CEMBRANO, J. y MORENO, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38° y 46°S: Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente. Congreso Geológico Chileno N°4.
- CORAZZATO, C. y TIBALDI, A. 2006. Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **158**: 177-194.
- CHARRIER, R. BAEZA, O. ELGUETA, S. FLYNN, J. GANS, P. KAY, S. MUÑOZ, N. WYSS, A. y ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic

inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.) *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 117-139.

CHARRIER, R. PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile.

CLEMENS, J. 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society*. Vol. **155**, N°5: 843-851.

CREIXELL, C. 2007. Petrogénesis y emplazamiento de enjambres de diques máficos mesozoicos de Chile Central (30°-33°45' S): Implicancias tectónicas del Arco Jurásico – Cretácico temprano. Tesis para optar al Grado de Doctor en Ciencias/Mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 100 pp, Santiago.

CREIXELL, C. PARADA, M. MORATA, D. VÁSQUEZ, P. PÉREZ DE ARCE, C. y ARRIAGADA, C. 2011. Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in Central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology*, Vol. **38**, 1: 37-63.

MCKENZEE, D. 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. **59**, N°2: 591-601.

DUNGAN, M. WULFF, A. y THOMPSON, R. 2001. Eruptive Stratigraphy of the Tatara-San Pedro Complex, 36°S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: Reconstruction Method and Implications for Magma Evolution at Long-lived Arc Volcanic Centers. *Journal of Petrology*. Vol. **42**, N°3: 555-626.

DRAKE, R. 1976. Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes – latitudes 35°30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **1**: 265-284.

EMERMAN, S y MARRETT, R. 1990. Why dikes? *Geological Society of America*. Vol. **18**: 231-233.

FARIAS, M. COMTE, D. CHARRIER, R. MARTINOD, J. DAVID, C. TASSARA, A. TAPIA, F. y FOCK, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismic and Surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*. Vol. **29**: 1-22.

FEIGL, K. LE MÉVEL, H. TABREZ ALI, S. CÓRDOVA, L. ANDERSEN, N. DEMETS, C. y SINGER, B. 2014. Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic zone (Chile) 2007-2012. *Geophysical Journal International*. Vol. **196**: 885-901.

FOLGUERA, A. RAMOS, V. HERMANNNS, R. y NARANJO, J. 2002. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antifuerz-Copahue Fault Zone. *Tectonics*. Vol. **3**: 1-23.

GANSSER, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. **129**: 93-131.

GIAMBIAGI, L. GHIGLIONE, M. CRISTALLINI, E. y BOTTESI, G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*. Vol. **31**: 1443-1457.

GLAZNER, A. BARTLEY, J. y CARL, B. 1999. Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. *Journal of Structural Geology*. Vol. **21**: 1275-1283.

GLODNY, J. ECHTLER, H. COLLAO, S. ARDILES, M. BURÓN, P. y FIGUEROA, O. 2008. Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37°S-40°S) – the Llanhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Science*. Vol. **26**:397-411.

GONZÁLEZ, O. y VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, *Publicaciones* 24: 121 pp. Santiago.

HACKNEY, R., ECHTLER, H., FRANZ, G., GÖTZE, H.-J., LUCASSEN, F., MARCHENKO, D., MELNICK, D., MEYER, U., SCHMIDT, S., TÁSROVÁ, Z., TASSARA, A., y WIENECKE, S. 2006. The segment over-riding plate and coupling at the south-central Chilean margin (36° and 42°S), ONCKEN, O., CHONG, G., FRANZ, G., GIESE, P., GÖTZE, H.-J., RAMOS, V. A.,

STRECKER, M., y WIGGER, P. *Editors. The Andes – active subduction orogeny: New York, Springer. 355-374.*

HILDRETH, W. FIERSTEIN, J. GODOY, E. DRAKE, R. y SINGER, B. 1999. The Puelche volcanic field: Extensive rhyolite lava flows in the Andes of central Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **26**: 275-309.

HILDRETH, W. GODOY, E. FIERSTEIN, J. y SINGER, B. 2010. Laguna del Maule Volcanic Field: Eruptive history of a Quaternary basalt-to rhyolite distributed volcanic field on the Andes rangecrest in central Chile. *Boletín N°63. Subdirección Nacional de Geología.*

JOLLY, R. y SANDERSON, D. 1997. A Mohr circle construction for the opening of a pre-existing fracture. *Journal of Structural Geology*. Vol. **19**, N°6: 887-892.

JORDAN, T. BURNS, W. VEIGA, R. PÁNGARO, F. COPELAND, P. KELLEY, S. y MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Vol. **20**, N°3: 308-324.

JORDAN, T. ISACKS, B. ALLMENDINGER, R. BREWER, J. RAMOS, V. y ANDO, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America*. Vol. **94**, N°3: 341-361.

KAY, S. y MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Science*. Vol. **15**:39-57.

KAY, S. y COIRA, B. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America, Memoir 204*: 229-256.

KERESZTURI, G. GEYER, A. MARTÍ, J. NÉMETH, K. y DÓNIZ-PÁEZ, F. 2013. Evaluation of morphometry-based dating of monogenetic volcanoes – a case study from Bandas del Sur, Tenerife (Canary Islands). *Bulletin Volcanology*. Vol. **75**, N°734: 1-19.

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

LÓPEZ-ESCOBAR, L. PARADA, M. HICKEY-VARGAS, R. FREY, F. KEMPTON, P. y MORENO, H. 1995. Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Lliquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°-42°S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **119**: 345-361.

LUPI, M., TRIPpanera, D., GONZÁLEZ, D., D'AMICO, S., ACOCELLA, V., CABELLO, C., MUELLE-STEF, M. y TASSARA, A. 2019. Transient tectonic regimes imposed by megathrust earthquakes and the growth of NW-trending volcanic systems in the Southern Andes. *Tectonophysics* (2019).

MCKENZEE, D. 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. **59**, N°2: 591-601.

MELNICK, D. FOLGUERA, A. y RAMOS, V. 2006b. Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue Complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Science*. Vol. **22**: 66-88.

MESCUA, J. GIAMBIAGI, L. TASSARA, A. GIMENEZ, M. y RAMOS, V. 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geological Society of America*. Vol. **10**, N°3:585-609.

MUÑOZ, J. y NIEMAYER, H. 1984. Carta geológica de Chile escala 1:250.000. Hoja Laguna del Maule. Regiones de Maule y Biobío. Boletín N°64. Servicio Nacional de Geología y Minería.

MUÑOZ, J. y STERN, C. 1988. The quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **1**, N°2: 147–161.

- MPODOZIS, C. y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *In* Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. *Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*. Vol. **11**: 59-90.
- NAKAMURA, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **2**: 1-16.
- NELSON, S. DAVISON, J. HEIZLER, M. y KOWALLIS, B. 1999. Tertiary tectonic history of the southern Andes: The subvolcanic sequence to the Tatara-San Pedro volcanic complex, lat 36°S. *GSA Bulletin*. Vol. **111**, N°9: 1387-1404.
- NEMETH, K. y KERESZTURI, G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Science*. Vol. **104**: 2131-2146.
- NIEMAYER, 1999. *Geología Estructural*. Ril Editores, 292 pp.
- PÉREZ-FLORES, P. CEMBRANO, J. SÁNCHEZ-ALFARO, P. VELOSO, E. ARANCIBIA, G. y ROQUER, T. 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*. Vol. **680**: 192-210.
- PARDO-CASAS, F. y MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since late Cretaceous times. *Tectonics*. Vol. **6**: 233-248.
- PATERSON, S. y VERNON, R. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America, Bulletin*. Vol. **107**, N°11: 1356-1380.
- PAULSEN, T. y WILSON, T. 2010. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for cristal stress analyses. *Tectonophysics*. Vol. **482**: 16-28.
- PETIT, J. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*. Vol. **9**, N°5/6: 597-608.

RADIC, J. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). *Andean Geology*. Vol. **37**, N°1: 220-246.

RAMOS, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America – a Collisional History. *Episodes*. Vol. **11**, N°3: 168-174.

RAMOS, V. y KAY, S. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitud). *Geological Society of America, Special Paper*. 407. P. 1-17.

RAMOS, V. y ALEMAN, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U.G. Milani, E.J. Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro (2000)*: 635-685.

ROJAS-VERA, E. FOLGUERA, A. ZAMORA, G. BOTTESI, G y RAMOS, V. 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics*. Vol. **73**: 34-52.

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

SALAS, P. RABBIA, O. HERNÁNDEZ, L. y RUPRECHT, P. 2016. Mafic monogenetic vents at the Descabezado Grando volcanic field (35.5°S-70.8°W): the northernmost evidence of regional primitive volcanism in the Southern Volcanic Zone of Chile. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)*. p. 1-15.

SÁNCHEZ, P. PÉREZ-FLORES, P. ARANCIBIA, G. CEMBRANO, J. REICH, M. 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe-Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review*. p. 1-18.

SCARROW, J. LEAT, P. WAREHAM, C. y MILLAR, I. 1998. Geochemistry of mafic dykes in the Antarctic Peninsula continental-margin batholith: A record of arc evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 131(2-3): 289-305.

- SIELFELD, G. CEMBRANO, J. y LARA, L. 2016. Transtension driving volcano-edifice anatomy: insights from Andean transverse-to-the-orogen tectonic domains. *Quaternary International*. p. 1-17.
- SILVER, P. RUSSO, R. y LITHGOW-BERTELLONI, C. 1998. Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation. *Science*. Vol. **279**: 60-63.
- SINGER, B. THOMPSON, R. DUNGAN, M. FEELEY, T. NELSON, S. PICKENS, J. y METZGER, J. 1997. Volcanism and erosion during the past 930 ky at the Tatara–San Pedro complex, Chilean Andes. *Geological Society of America, Bulletin*. Vol. **109**, N°2: 127-142.
- SMITH, I. y NÉMETH, K. 2018. Source to Surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **446**: 1-28.
- SOMOZA, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for the mountain building in the central Andean región. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **11**: 211-215.
- SOMOZA, R. y GHIDELLA, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **60**, N°4: 797-809.
- SRUOGA, P. RUBINSTEIN, N. ETCHEVERRÍA, M. CEGARRA, M. KAY, S. SINGER, B. y LEE, J. 2008. Estadío inicial del arco volcánico neógeno en la Cordillera Principal de Mendoza (35°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **63**, N°3: 454-469.
- STERN, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*. Vol. **31**, N°2: 161-206.
- TASSARA, A. y ECHAURREN, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*. Vol. **189**: 161-168.

TASSARA, A. y YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista geológica de Chile*. Vol. 30, N°2: 159-186.

THORPE, R. y FRANCIS, R. 1979. Variations in andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*. Vol. 57: 53-70.

THORPE, R. FRANCIS, P. y O'CALLAGHAN, L. 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 310(1514), 675-692.

TIBALDI, A. 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Resaerch*. Vol. 100, N°B12: 24,521 - 24,535.

TIBALDI, A.; BONALI, F. L. y CORAZZATO, C. 2017. Structural control on volcanoes and magma paths from local- to orogen-scale: The central Andes case. *Tectonophysics*. Vol. 699: 16-41.

TORMEY, D. HICKEY-VARGAS, R. FREY, F. y LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1991. Recent lavas from the Andean front (33° to 42°S): Interpretations of along-arc compositional variations. *In Andean Magmatism and its Tectonic Setting* (Harmon, R. y Rapela, C. *editors*). *Geological Society of America, Special Paper*. Vol. 265: 57-78.

TORMEY, D. FREY, F. y LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1995. Geochemistry of the Avtive Azufre-Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Chile (35°15'S): Evidence for Multiple Sources and Processes in a Cordilleran Arc Magmatic System. *Journal of Petrology*. Vol. 36, N°2: 265-298.

WOOD, C. 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 8: 137-160.

YAMAJI, A. y SATO, K. 2011. Clustering of fracture orientations using a mixed Bingham distribution and its application to paleostress analysis from dike or vein orientations. *Journal of Structural Geology*. Vol. 33: 1148-1157.

YAMAJI, A. 2016. Genetic algorithm for fitting a mixed Bingham distribution to 3D orientations: a tool for the statistical and paleostress analyses of fracture orientations. *Island Arc*. Vol. **25**:72-83.



ANEXOS

1. Evolución Tectónica: Pre-cenozoico – Cenozoico

Se puede decir que las variaciones en la convergencia entre las placas tectónicas en el margen chileno, son las responsables de la diversidad de procesos y cambios ocurridos en la corteza. Esta convergencia, a pesar de presentar variaciones, ha sido continua desde al menos el Jurásico inferior hasta el presente (Mpodozis y Ramos, 1989).

A pesar de esto, los mayores cambios en los rasgos de la Cordillera de los Andes en este segmento, se han desarrollado según diversos autores durante el Cenozoico, principalmente desde el Oligo-Mioceno (Allmendinger y otros, 1997; Charrier y otros, 2002; Stern, 2004).

Respecto al basamento pre-Cenozoico, para la ZVST, que comprende desde los 34,5°S a los 37°S, es posible observar un arco magmático remanente que se ha mantenido estático desde el Jurásico hasta el presente, y que se desarrolla a lo largo del eje de la cordillera principal o Cordillera de los Andes, mayor morfoestructura en esta latitud (Mpodozis y Ramos, 1989). En la parte este, es decir en el límite chileno-argentino, se ubicaba la cuenca jurásica - cretácica de Neuquén (entre los 36°S y los 39°S; Fig. 1.1.a), cuenca ensiálica de trasarco, en la que se depositan sedimentos marinos y continentales, en un ambiente tectónico extensivo, generado por el quiebre y la posterior migración de Gondwana hacia el noreste (Ramos, 1986 en Mpodozis y Ramos, 1989).

Durante el Cretácico medio, se inicia la deformación de la cuenca, en un evento principalmente compresivo, lo que generó fallamiento del basamento y acortamiento cortical, a través de fallas inversas y cabalgamiento de estructuras a lo largo del eje de la Cordillera de los Andes (Mpodozis y Ramos, 1989; Giambiagi y otros, 2009; Fig. 1.1.b).

El evento compresivo que se inició durante el Cretácico medio, continúa con el alzamiento y una consecuente deformación y erosión de las unidades mesozoicas depositadas en las cuencas hasta fines del Cretácico superior e inicios del Cenozoico (Charrier y otros, 2002).

Luego de este evento tectónico, desde el Eoceno superior al Oligoceno, ocurre una disminución de la velocidad de subducción que se mantiene constante, en la que se generó acortamiento cortical en la cuenca de Neuquén (Mpodozis y Ramos, 1989; Fig. 1.1.c).

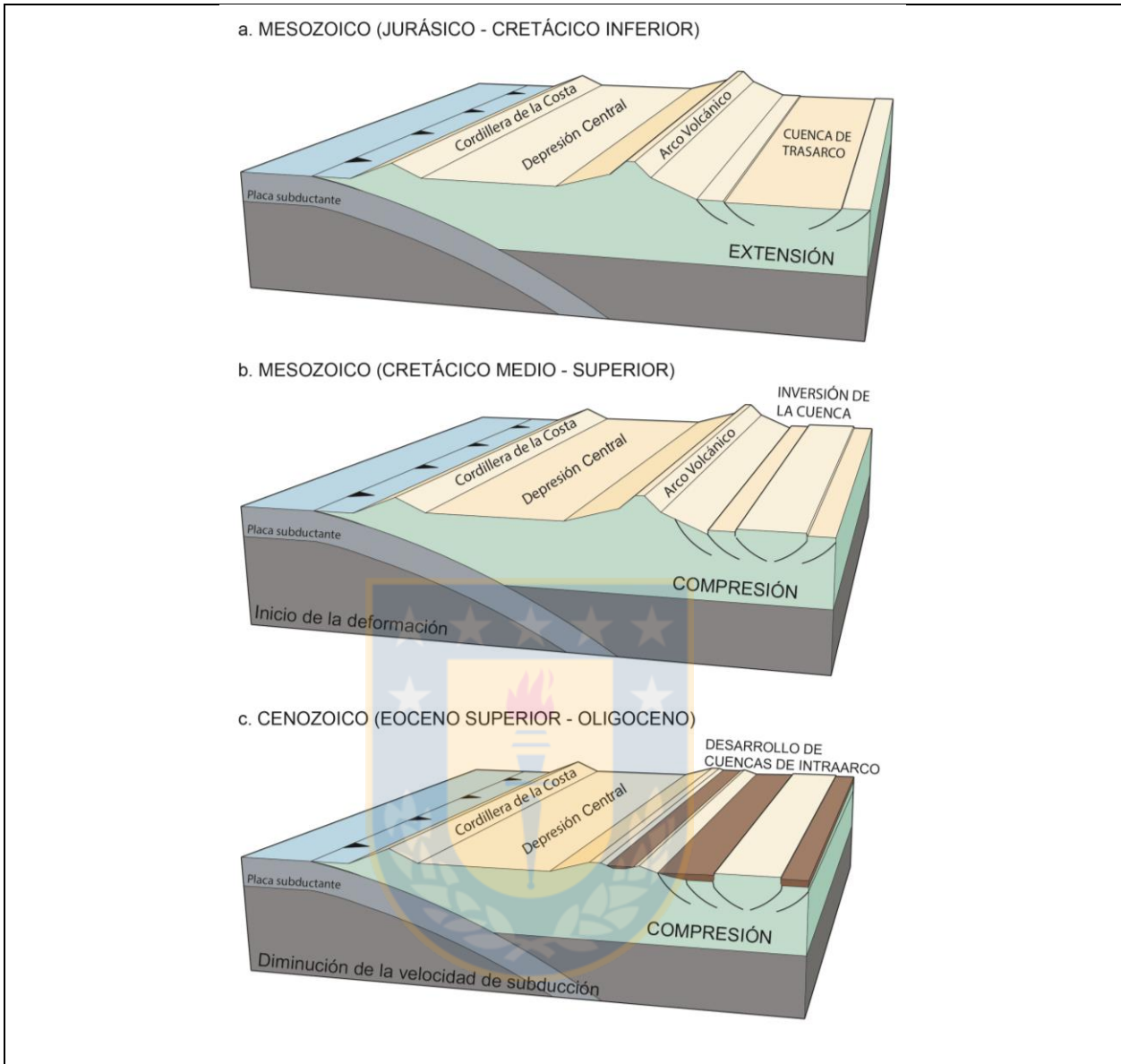


Fig. 1.1: Principales etapas de la Evolución tectónica en la ZVST durante el Mesozoico (Mpodozis y Ramos, 1989; Giambiagi y otros, 2009; Charrier y otros, 2002; Stern, 2004).

Sobre este relieve accidentado se desarrollarían las cuencas de intrarco durante el Eoceno medio-superior – Oligoceno, en las que se depositarían las rocas cenozoicas de las formaciones Abanico, Farellones, hacia el norte del área de estudio, y Trapa-Trapa, Cura-Mallín, Campanario y Cola de Zorro en la ZVST, y que servirían además como basamento de las rocas volcánicas cuaternarias (Charrier y otros, 2002; Stern, 2004).

Desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior-medio (Fig. 1.2.d), ocurre un cambio en el ángulo de convergencia entre las placas de Farallón y Sudamericana, quedando en un ángulo casi perpendicular a la fosa, y un aumento de la velocidad de la placa Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Silver y otros, 1998).

Se da así inicio a un periodo compresivo, que habría generado la inversión de la cuenca de Abanico y la formación de la FCP, como la faja corrida y plegada de Malargüe, cuyo sistema de fallas acomoda gran parte de la deformación en el trasarco, en la Cuenca de Neuquén (Kay y Mpodozis, 2002; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005).

Finalmente, durante el Mioceno, entre los 11 y 6 Ma, ocurre otro evento compresivo, que deforma y exhuma las rocas de las unidades más antiguas, genera inversión del fallamiento normal de alto ángulo para acomodar deformación en el intrarco en estructuras inversas (Radic, 2010; Jordan y otros, 2001; Melnick y otros, 2006b; Fig. 1.2.e). Luego de este evento, la compresión disminuye hasta el presente, pero manteniendo aun un régimen compresivo (Somoza, 1998). A pesar de esto, algunos autores hablan de que durante el Plioceno – Pleistoceno, hubo más bien un episodio extensivo para el segmento al norte del Lineamiento Cortaderas, estructura de escala regional que limita la cuenca de Neuquén con la faja corrida y plegada de Malargüe (Ramos y Kay, 2006; Fig. 1.2.f).

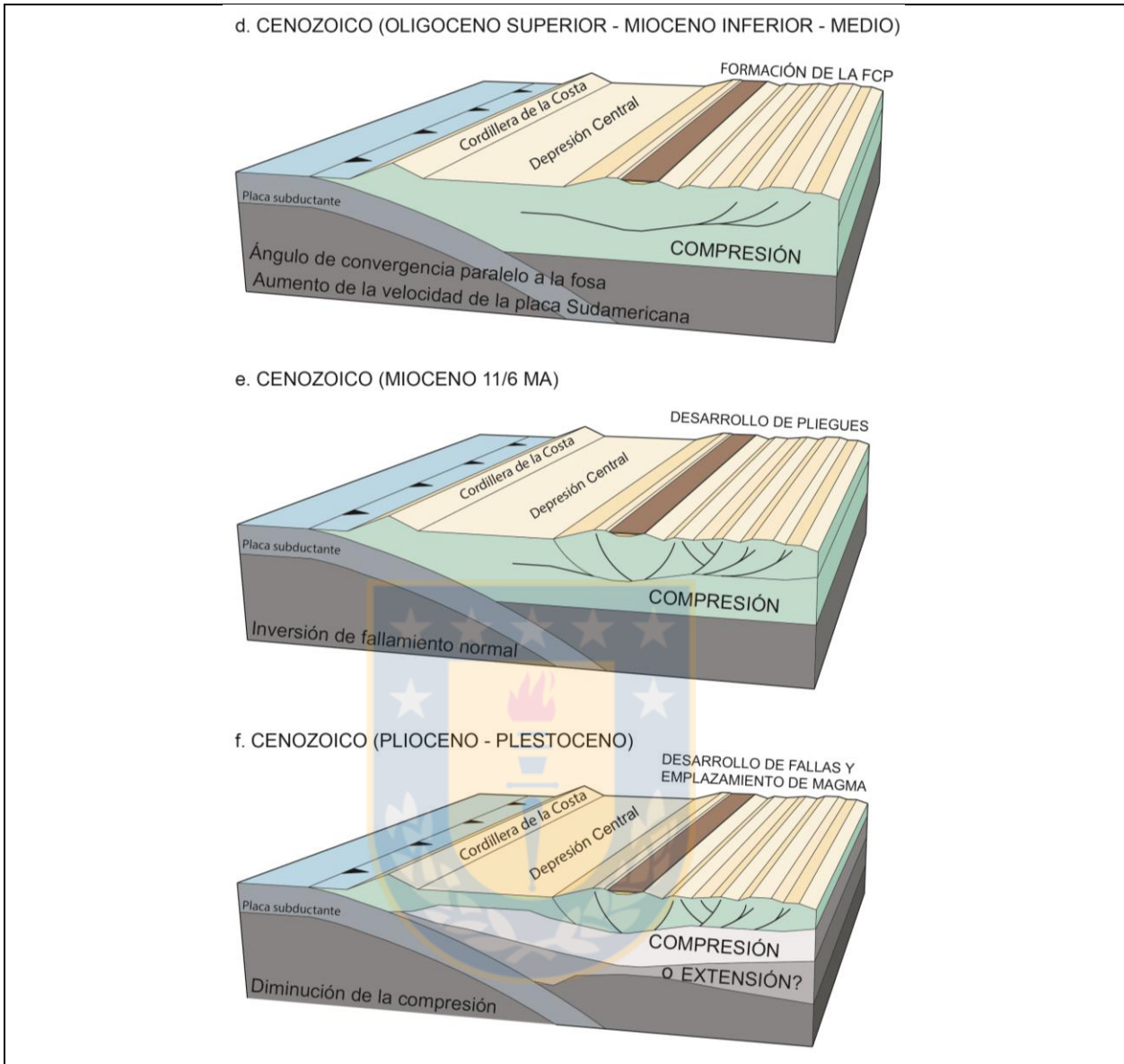


Fig. 1.2: Principales etapas de la Evolución tectónica en la ZVST durante el Cenozoico Allmendinger y otros, 1997; Charrier y otros, 2002; Stern, 2004; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Silver y otros, 1998; Kay y Mpodozis, 2002; Somoza y Ghidella, 2005; Radic, 2010; Jordan y otros, 2001; Melnick y otros, 2006b; Ramos y Kay, 2006.

2. Datos de orientaciones de diques

Estero Botacura					
Nombre	wp	E	N	d	dd
D1D1	CND-1	343420	6010464	67,25	337,5
D1D2	CND-1	343420	6010464	67	340
DB1	1			86	355
DB2	2			70	172
DB3	3			74	0
DB4	3 a			76	175
DB5	5			78	157
DB6	5 a			80	345
DB7	7			85	195

Estero Saso					
Nombre	wp	E	N	d	dd
DS1W	7 a	343722	6010823	84	176
DS2W	8			85	178
DS3W	9			86	175
DS4W	10			82	355
DS5W	11			83	0
DS6W	12			83	0
DS1E	13			84	175
DS2E	13 a			85	190
DS3E	15			86	177
DS4E	15 a			87	180
DS5E	17			85	175
DS6E	18			84	175

Cerro Negro					
Nombre	WP	E	N	d	dd
D2D2	63			59	115
D2D3	64			86	8
D2D3.50	65			86	8
D2D4	66			80	176
D3D1	68			75	172
D3D2	70			77	345
D3D2	70 a			76	325
D3D3	70 a			85	298
D3D3.1	71 b			85	335
D3D3.2	71 c			85	335
D3D3.3	71 d			85	335

D3D3.42	71 e			85	330
D3D3.56	71 f			85	350
D3D3.57	71 g			85	350
D3D3.58	71 h			85	350
D3D3.59	71 i			85	350
D3D3.60	71 j			85	350
D3D3.61	71 k			85	350
D3D4	73			84	165
D4D1.73	73 a			81	92
D4D10	85			80	166
D4D10	86			81	180
D4D10	87			79	180
D4D11	89			71	169
D4D1a	75			80	178
D4D1b	75			82	178
D4D3	76			82	173
D4D3S	77			81	177
D4D4	80			78	189
D4D9	83			73	181
D4D9	84			73	181
D4D9	88			72	180
D4D9.80	IM. SAT.			75	183
D4D9.81	IM. SAT.			76	180
D4D9.82	IM. SAT.			75	176
D4D9CEM	IM. SAT.			76	177
D5D1	90			80	165
D5D1.33	114			81	195
D5D10	108			86	5
D5D10	CND-9			88	355
D5D11	109			75	161
D5D2	92			70	342
D5D2	IM. SAT.			71	342
D5D3	93			80	350
D5D5	100			82	27
D5D5	101			79	201
D5D5A	IM. SAT.			81	2
D5D6.24	102			79	7
D5D6.25	102			75	353
D5D6.30	IM. SAT.			83	12
D5D6.31	IM. SAT.			84	348
D5D6.32	IM. SAT.			84	0

D5D6.7	IM. SAT.			80	3
D5D6.8	IM. SAT.			83	357
D5D6.9	IM. SAT.			83	0
D5D7	103			68	355
D5D8	104			72	196
D5D8.36	117			88	0
D5D8.5	IM. SAT.			86	286
D5D9	105			70	347
D5D9.52	119			78	3
D5D9NE	IM. SAT.			78	0
D5D9NE	118			86	357
DCN10	IM. SAT.			84	176
DCN10	IM. SAT.			83	175
DCN11	113			85	130
DCN12	IM. SAT.			83	0
DCN12	IM. SAT.			85	0
DCN13	IM. SAT.			82	3
DCN14	IM. SAT.			66	70
DCN15	IM. SAT.			84	34
DCN16	IM. SAT.			88	353
DCN16	CND-11			87	354
DCN17	IM. SAT.			83	4
DCN17	IM. SAT.			88	356
DCN18	IM. SAT.			84	354
DCN18	IM. SAT.			84	356
DCN18	D5B			87	177
DCN19	IM. SAT.			89	0
DCN19	D5C			86	175
DCN2	IM. SAT.			83	357
DCN2	IM. SAT.			84	358
DCN2	IM. SAT.			82	356
DCN2	IM. SAT.			85	355
DCN20	IM. SAT.			90	0
DCN20	IM. SAT.			90	350
DCN21	IM. SAT.			87	356
DCN21	IM. SAT.			86	355
DCN21	IM. SAT.			88	339
DCN21	IM. SAT.			87	342
DCN21	IM. SAT.			86	355
DCN21	IM. SAT.			90	353
DCN21	D5E			90	355

DCN22	IM. SAT.			87	0
DCN22	IM. SAT.			87	348
DCN22	IM. SAT.			89	352
DCN22	IM. SAT.			86	354
DCN22A	IM. SAT.			89	357
DCN22A	IM. SAT.			88	358
DCN23	IM. SAT.			88	2
DCN23	IM. SAT.			85	4
DCN23	IM. SAT.			87	0
DCN23	IM. SAT.			85	356
DCN23	IM. SAT.			86	0
DCN23	IM. SAT.			85	350
DCN23	IM. SAT.			83	320
DCN23	IM. SAT.			89	351
DCN23A	IM. SAT.			87	22
DCN23A	IM. SAT.			87	18
DCN23A	IM. SAT.			88	17
DCN23B	IM. SAT.			86	20
DCN23B	IM. SAT.			85	0
DCN23B	IM. SAT.			84	10
DCN23S	IM. SAT.			84	24
DCN23S	IM. SAT.			84	355
DCN24	IM. SAT.			90	30
DCN24	IM. SAT.			90	349
DCN24	IM. SAT.			90	349
DCN24	IM. SAT.			90	350
DCN24	IM. SAT.			90	351
DCN24A	112			87	34
DCN25	IM. SAT.			84	0
DCN26	IM. SAT.			86	357
DCN26	IM. SAT.			85	358
DCN27	IM. SAT.			84	0
DCN27	IM. SAT.			85	354
DCN27	IM. SAT.			84	0
DCN27	IM. SAT.			86	354
DCN28	IM. SAT.			86	356
DCN28	D5G			80	40
DCN3	IM. SAT.			86	349
DCN3	IM. SAT.			88	348
DCN30	116			90	345
DCN31	115			90	3

DCN4	IM. SAT.			87	0
DCN5	IM. SAT.			86	0
DCN5	IM. SAT.			85	0
DCN5	IM. SAT.			88	0
DCN5	IM. SAT.			87	353
DCN6	IM. SAT.			85	348
DCN7	IM. SAT.			81	130
DCN8	IM. SAT.			86	348
DCN8	IM. SAT.			88	346
DCN9	IM. SAT.			82	160
DWP27	27			74	10
DWP29	29			87	17
DWP32	32			88	341
DWP34	34			80	342
DWP36	36			90	160
DWP37	37			76	339
DWP38	38			65	80
MEGA 1	110			86	80
MEGA 2	111			85	75

3. Orientaciones y ubicación de fracturas de tensión

wp			dd	d
67	345853	6002154	15	84
			30	88
			20	90
			18	80
			198	86
75	346783	5999629	178	74
			305	80
			310	86
104	346680	6000079	196	72
			357	74
			354	76
			0	78
			359	78
			356	80
64	345365	6002244	8	86
34	345383	6002257	342	80
			336	82
			160	84
			344	84

			176	86
			350	70
			166	76
			342	72
			344	64
			125	62
			334	60
			225	62
			175	89
			355	88
			204	70
			212	64
35	345732	6002158	356	82
			161	80
			190	72
			174	82
			178	72
			104	81
			157	84
			165	84
			157	78

* Las coordenadas de los wp que no aparecen en las tablas de datos, se pueden observar en el mapa con los datos de orientación y ubicación de las estructuras (archivos en carpeta Shape).

4. Ejes de esfuerzos principales y valores BIC y L: Diques

dd_d Res CN Todo	L	BIC	Min		Inter		Max		
	3	-42,200104	154,561492						
cluster 1			168,8	9,4	268,6	45,9	70,1	42,6	
cluster 2			96,7	76,6	307,4	11,5	216,1	6,6	
cluster 3			84,1	11,5	272,6	78,4	174,4	1,7	
	3	-46,838118	163,83752						
cluster 1			127,8	10	226,4	40,5	26,6	47,8	
cluster 2			80,8	75,7	265,6	14,3	175,3	1,2	
cluster 3			35,1	72,6	162,6	10,8	255,2	13,5	
	3	-47,769059	165,699403						
cluster 1			80	76,8	266,1	13,1	175,8	1,4	
cluster 2			316,1	25,5	205,9	35,9	72,8	43,3	
cluster 3			156,5	59,4	7,3	26,9	270,4	13,4	
	3	-32,935989	136,033263						

cluster 1				267,4	51	79,6	38,7	172,7	3,8
cluster 2				87,1	45,6	266,9	44,4	357	0,1
cluster 3				95,8	75,8	302,6	12,8	211,2	6,2
	3	-36,08692	142,335124						
cluster 1				71,8	84,5	263,5	5,4	173,4	1,1
cluster 2				122,8	26,2	318,2	63	215,8	6,2
cluster 3				147,5	54,1	4,7	30	263,9	17,9
	3	-40,124226	150,409737						
cluster 1				77,4	80,4	267	9,5	176,7	1,6
cluster 2				351,3	20,2	129,7	63,8	255,3	16
cluster 3				35	9,5	195	79,9	304,5	3,4
	3	-47,767396	165,696077						
cluster 1				221,8	45,2	105,2	24	357	35,1
cluster 2				96,2	74,1	0,9	1,5	270,5	15,8
cluster 3				77,5	81,4	266,4	8,5	176,2	1,3
	3	-42,20023	154,561744						
cluster 1				100,1	77,2	299,7	12	208,8	4,1
cluster 2				84,1	12,5	272,7	77,4	174,5	1,8
cluster 3				38,5	22	304,4	10,1	191,4	65,6
	2	-42,276467	129,951413						
cluster 1				89,7	77,2	333,7	5,7	242,5	11,4
cluster 2				27	88,6	264,9	0,7	174,9	1,2
	2	-42,276795	129,952068						
cluster 1				76,2	71,8	265,2	18	174,4	2,7
cluster 2				104,7	76,3	291,3	13,6	200,9	1,5
	2	-49,596224	144,590927						
cluster 1				80,4	72,2	266	17,7	175,5	1,7
cluster 2				359,6	79	173,2	11	263,5	1,2
	2	-48,090712	141,579903						
cluster 1				162,6	23,9	24,5	59,2	260,9	18,2
cluster 2				77,8	81,3	265,9	8,6	175,7	1,2
	2	-42,32296	130,044398						
cluster 1				84,6	6,2	276,3	83,6	174,7	1,3
cluster 2				86,3	76,4	312,7	9,5	221,1	9,7
	2	-55,895673	157,189825						
cluster 1				80,8	76,9	265,9	13,1	175,6	1,1
cluster 2				289,5	21,9	26,9	17,8	152,6	61,2
	2	-42,359857	130,118193						
cluster 1				88,9	76,5	330,2	6,6	238,8	11,8
cluster 2				266,7	55	84	35	174,9	1,3
	2	-55,895115	157,188708						

cluster 1				80,3	75,9	266,3	14	176	1,4
cluster 2				249,2	6,4	343,9	36,4	150,6	52,9
	1	-56,057587	132,750846						
cluster 1				80,6	76,6	266,3	13,3	176	1,3
	1	-55,895101	132,425873						
cluster 1				80	76,6	266,1	13,3	175,8	1,4
	1	-56,057574	132,750819						
cluster 1				80,3	76,9	266,7	13	176,3	1,4
	1	-55,895096	132,425863						
cluster 1				80,2	77	266,2	13	175,9	1,3
	1	-55,903179	132,44203						
cluster 1				80,6	76,1	266,3	13,8	176	1,3
	1	-56,057623	132,750917						
cluster 1				80,3	76,4	266,3	13,5	176	1,4
	1	-56,057573	132,750817						
cluster 1				80,5	76,6	266,4	13,4	176,1	1,3
	1	-56,057667	132,751006						
cluster 1				80,9	76,2	266	13,7	175,7	1,2
d_dd Res. Todo									
	2	-55,416297	159,43984						
cluster 1				165	22,1	24,6	62,2	261,7	16
cluster 2				77,3	85,1	265,3	4,9	175,2	0,7
	2	-63,200183	175,007612						
cluster 1				107,1	52,5	209,8	9,6	306,8	35,8
cluster 2				79,7	79,9	266,1	10,1	175,9	1,1
	2	-46,631373	141,869993						
cluster 1				43	66,5	179,7	17,6	274,7	15,1
cluster 2				273,1	80,4	85,5	9,5	175,7	1,2
	2	-47,037324	142,681894						
cluster 1				86	76,3	339,7	3,9	248,8	13,1
cluster 2				265,9	40,2	84	49,8	175,1	1
	2	-59,659388	167,926023						
cluster 1				85,4	76,6	266,4	13,4	176,4	0,2
cluster 2				71,5	28,1	273,7	60	166,7	9,6
	1	-66,388274	154,870751						
cluster 1				82,2	77,4	265,8	12,6	175,7	0,8
	1	-66,388275	154,870753						
cluster 1				82,3	77,1	265,9	12,9	175,7	0,8
	1	-66,388263	154,870729						
cluster 1				82	77,5	265,8	12,5	175,6	0,8
	1	-66,388537	154,871277						

cluster 1				81,4	77,5	265,6	12,5	175,4	0,9
	3	-40891436	156,903163						
cluster 1				57,6	77,7	325,5	0,4	235,4	12,3
cluster 2				206,6	32,7	48,8	55,3	303,4	10,5
cluster 3				265,4	26,2	83,6	63,8	175	0,7
	3	-44,932884	164,986057						
cluster 1				34,5	85,6	265,2	2,8	175,1	3,4
cluster 2				110,4	71,9	356,8	7,5	264,6	16,4
cluster 3				86,6	20,2	262,8	69,8	356,1	1,2
	3	-46,755876	168,632043						
cluster 1				265,1	16,6	80,4	73,4	174,7	1,3
cluster 2				94,6	76,1	282,7	13,7	192,3	1,9
cluster 3				6,1	19,9	269,9	16,8	142,6	63,5
	3	-39,980543	155,081377						
cluster 1				37,4	64,9	186,4	21,9	281,2	11,7
cluster 2				119,7	26,9	317,2	62	213,3	7,2
cluster 3				265,3	23,8	82,4	66,2	174,8	1,1
	4	-34,109466	169,852266						
cluster 1				92,3	76,1	302,1	12,1	210,7	6,7
cluster 2				263,3	3,9	66,7	85,9	173,3	1,2
cluster 3				83,3	72,2	267,6	17,8	177,2	1,2
cluster 4				315,3	6,9	221,2	30,1	56,9	58,9
	4	-27,404248	156,441831						
cluster 1				74,1	73,5	332,2	3,5	241,2	16,1
cluster 2				88	73,3	263,7	16,6	354	1,2
cluster 3				223,2	84,1	38,6	5,9	128,6	0,5
cluster 4				266,1	14,6	74,5	75,1	175,4	2,9
	4	-46,887195	195,407724						
cluster 1				154,8	33,4	307,4	53,4	55,9	13,2
cluster 2				265,3	23,4	81,7	66,5	174,8	1,3
cluster 3				295,9	9,2	202,5	19,8	49,6	68
cluster 4				97,1	75,4	274,4	14,6	4,6	0,6
	4	-54,635669	210,904673						
cluster 1				167,7	65	349,1	25	258,8	0,5
cluster 2				84,3	70,5	266,9	19,5	176,6	0,8
cluster 3				269,8	35,3	7,2	10,3	111	52,8
cluster 4				213,4	59,3	33,6	30,7	303,6	0,1
	5	-34,947617	198,041612						
cluster 1				88,9	45,7	259,7	43,9	354,2	4,7
cluster 2				158,5	44,9	248,7	0,3	339	45,1

cluster 3				279	61,4	81,8	27,5	175,6	7,2
cluster 4				304,4	18,5	108,5	70,8	212,7	4,9
cluster 5				32,1	62,8	177,7	23	273,7	13,7
	5	-40,545927	209,238231						
cluster 1				37,4	79,1	213	10,9	303,1	0,8
cluster 2				110,9	43,9	222,1	20,6	329,8	39
cluster 3				143,5	45,9	30,7	20,6	284,3	36,9
cluster 4				72,6	84,8	266,7	5	176,6	1,3
cluster 5				349,3	6,6	103	74	257,6	14,5
	5	-39,983011	208,112399						
cluster 1				265,9	29,1	84	60,9	175,4	0,8
cluster 2				33,5	56,7	179	28,4	277,8	15,9
cluster 3				353,6	6,3	85,8	19,4	246,3	69,5
cluster 4				9,5	10,9	252,9	66,8	103,6	20,2
cluster 5				307,3	50,1	126,8	39,9	217	0,2
	5	-38,888982	205,924342						
cluster 1				18,2	27,2	230,8	58,6	115,8	14,5
cluster 2				265,1	18,8	82,2	71,2	174,8	0,9
cluster 3				168,2	12,5	264,8	27,6	56,3	59,3
cluster 4				42,5	28,6	193,6	58,1	305,3	13
cluster 5				121,5	66,1	330,6	21,2	236,4	10,6

5. Ejes de esfuerzos principales y valores BIC y L: Fracturas de Tensión

	Figura	k	L	BIC	min		int		max	
	Fig. 11.1	1	-48,745446	115,935289						
cluster 1					265,5	77,3	84,3	12,7	174,3	0,3
	Fig. 11.2	1	-48,748319	115,941035						
cluster 1					265	76,4	84,1	13,6	174,1	0,2
	Fig. 11.3	1	-48,796888	116,038173						
cluster 1					264,7	77,1	84,5	12,9	174,5	0,1
	Fig. 11.4	1	-48,796887	116,038171						
cluster 1					264,3	77	84,1	13	174,1	0
	Fig. 11.5	1	-48,796887	116,038171						
cluster 1					264,6	76,8	84,4	13,2	174,5	0
	Fig. 11.6	1	-48,74534	115,935077						
cluster 1					265,3	77,1	84,4	12,9	174,4	0,2
	Fig. 11.7	1	-48,796895	116,038188						
cluster 1					265,3	76,8	84,3	13,2	174,3	0,2
	Fig. 11.8	1	-48,796956	116,03831						
cluster 1					265,8	77	84,4	13	174,5	0,3

	Fig. 11.9	1	-48,745505	115,935408						
cluster 1					264,5	77,3	84,3	12,7	174,3	0,1
	Fig. 11.10	1	-48,796888	116,038173						
cluster 1					265	77	84,1	13	174,1	0,2
	Fig. 11.1	2	-45,242314	131,062301						
cluster 1					274,8	47,7	88,5	42,1	181,3	3,1
cluster 2					121,6	84,1	252,3	3,8	342,6	4,4
	Fig. 11.2	2	-42,42151	125,420694						
cluster 1					192,5	30,5	52	52,6	294,5	19,5
cluster 2					266,8	63,5	85,1	26,5	175,5	0,6
	Fig. 11.3	2	-48,745337	138,068348						
cluster 1					264,8	76	84,6	14	174,6	0
cluster 2					127,1	14,3	29,7	26,6	242,5	59,2
	Fig. 11.4	2	-48,745337	138,068348						
cluster 1					92,7	8	185,3	18	339,8	70,2
cluster 2					266,1	77,6	84,2	12,4	174,2	0,4
	Fig. 11.5	2	-42,848732	126,275138						
cluster 1					285,7	33,6	147	48,5	30,7	21,4
cluster 2					29	87,4	261,6	1,6	171,5	2
	Fig. 11.6	2	-42,852521	126,282717						
cluster 1					75,1	29	272,9	59,8	169,4	7,7
cluster 2					216,8	81,9	89,7	4,9	359,1	6,4
	Fig. 11.7	2	-44,43273	129,443134						
cluster 1					267,8	58,1	86,9	31,9	177,2	0,4
cluster 2					32,8	22,4	191,8	66,2	299,7	7,7
	Fig. 11.8	2	-42,422359	125,422392						
cluster 1					173	56,4	32	27,3	292,3	18
cluster 2					267,1	64,3	85,9	25,7	176,1	0,5
	Fig. 11.9	2	-48,645337	138,068348						
cluster 1					261,1	76,9	84,1	13,1	174,2	0,2
cluster 2					0,4	36,7	110,5	24,8	226,1	43,1
	Fig. 11.10	2	-42,505295	125,588264						
cluster 1					285,2	57,8	75	28,6	172,6	13,6
cluster 2					216,8	79,2	85,6	7,1	354,6	8