



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ORIGEN DE LAS FALLAS MESOSCÓPICAS DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS
ASOCIADOS A LOS CEM CABURGUA (39°S), REGIÓN DE LA ARAUCANÍA, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

KATHERINE PILAR MUÑOZ BECKER

PROFESOR GUÍA:
LUIS LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JOSÉ CEMBRANO PERASSO
GABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE
2016

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TITULO DE: Geóloga
POR: Katherine Pilar Muñoz Becker
FECHA: 28 de junio del 2016
PROFESOR GUÍA: Luis Lara Pulgar

ORIGEN DE LAS FALLAS MESOSCÓPICAS DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS ASOCIADOS A LOS CEM CABURGUA (39°S), REGIÓN DE LA ARAUCANÍA, CHILE.

Los conos de Caburgua corresponden un *cluster* de conos monogenéticos ubicados en la ribera sur del lago Caburgua. Los estudios realizados en estos volcanes y sus depósitos son escasos, siendo dirigidos, en su mayoría, al estudio de estratovolcanes cercanos o al estudio de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.

La presencia de un gran número de fallas de separación normal e inversa en los depósitos asociados a estos conos es lo que motiva la realización de este trabajo, cuyo principal objetivo es determinar el origen de estas estructuras, el que se supone tectónico. Para conseguir esto, se realizó un análisis de la distribución de rumbos y manteos de los planos de falla y un análisis de parámetros morfológicos de los conos, con el fin de determinar una orientación aproximada de los esfuerzos principales para el momento de la formación de las estructuras, del dique alimentador y, probablemente, de los conos y sus depósitos.

Dentro de los resultados obtenidos a partir de la caracterización de fallas, destaca el restringido rango en el que se encuentra el rumbo de estas y su fuerte paralelismo: entre N80° y N130° para fallas normales y entre N90° y N130° para fallas inversas. Esto hace suponer que, de ser el origen tectónico, debió existir un cambio en la configuración de esfuerzos entre el momento de la formación de fallas normales (σ_1 : vertical, σ_3 : NE-SW) y fallas inversas (σ_1 : NE-SW, σ_3 : vertical). Por su parte, a partir de algunos de los parámetros morfológicos, se pudo restringir la orientación del dique alimentador, lo que permitió determinar una orientación aproximada para los esfuerzos principales en el momento de formación del dique: N30-60E para σ_1 y subvertical para σ_3 .

Dentro de la posibilidad de un origen tectónico, se analizan dos opciones de acuerdo al contexto en el que se encuentran los depósitos piroclásticos: estructuras tipo *horsetail*, descartada debido a la orientación de las fallas, y la formación de fallas dentro de las diferentes etapas de un ciclo sísmico. Esta última parece ser una opción sólida, ya que explica el cambio en el estado de esfuerzos, el paralelismo entre los dos tipos de estructuras y la mayor cantidad de fallas normales. Dentro del análisis del origen de las fallas, se considera también un posible origen gravitacional. Sin embargo, este es prácticamente descartado debido a las características observadas en los afloramientos: la amplia distribución de fallas inversas; la proporción observada entre los tipos de depósito que componen a los afloramientos; y la aparente ausencia de caras laterales libres. Así, se determina que el origen de las fallas de los depósitos de Caburgua es probablemente tectónico, asociado al desarrollo de fallas inversas durante la etapa intersísmica y fallas normales durante la etapa cosísmica.

"Estaban dispuestos y ansiosos por enfrentar nuevos retos,
por descubrir, crear y enseñar,
por ser los héroes de sus propias aventuras."

Siempre Alice
Lisa Genova

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer al proyecto FONDECYT 1141139, por financiar el terreno que permitió llevar a cabo este estudio. A mi profesor guía, Luis Lara, por confiar en mí para la realización de este, y a los profesores José Cembrano y Gabriel Vargas, que me impulsaron a confiar en mis capacidades y conocimientos.

A Blanca y Rosita que nos han salvado de tantas olvidadas, siempre dispuestas a ayudar, y con la mejor onda del mundo.

A los que han sido mis compañeros y amigos durante mi vida universitaria, geólogos y no geólogos. A Berni, Bego, Negro, Pablo, Abraham, Ary, y todos los que se me puedan quedar fuera, que han compartido parte de su vida conmigo y que, de alguna u otra manera, han facilitado este largo camino y han sido parte de lo que hoy termina.

A Kari y Pancho, compañeros de memoria, de tecitos postalmuerzo y de sábados trabajados. Gracias por las historias, las risas y la preocupación mutua.

A mis amigos de siempre, de la vida: Pili, Picho, Pablo, Yuyo, Wally, Mora y Javi. Gracias por estar, aunque los caminos nos hayan separado un poco o más que solo un poco. Por los chistes, los momentos, los viajes, por las no tan buenas y por las mejores.

A mi familia repartida por el sur, abuelas, abuelo, primos y tíos, por el cariño que me han entregado, por enseñarme que con constancia siempre se puede salir adelante, por la garra luchadora que me han mostrado y porque sé que siempre estarán ahí.

A Seba, mi compañero de vida. Gracias por el apoyo incondicional, por andar este camino conmigo, por estar en los momentos de duda y hacerme confiar, por el tiempo dedicado, por la alegría que me contagiaste cuando se necesitaba y por todo lo que sé que vendrá.

Y, por supuesto, a mis padres. Por mostrarme que con esfuerzo y trabajo todo se puede conseguir. Por confiar siempre en mí, incluso más que yo misma, por impulsarme a ser mejor cada día y por la dedicación y cariño que siempre han entregado a Sergio y a mí. Esto también es de ustedes.

Tabla de contenido

CAPÍTULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del estudio propuesto	1
1.2. Objetivos	4
Objetivo General.....	4
Objetivos Específicos.....	4
1.3. Hipótesis de Trabajo	4
1.4. Metodología	5
1.4.1 Metodología asociada al objetivo específico 1	5
1.4.2 Metodología asociada al objetivo específico 2	5
1.5. Ubicación y vías de acceso.....	6
CAPÍTULO 2	8
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	8
2.1. Antecedentes Generales.....	8
2.2. Tectónica y estructuras	10
2.2.1 Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO)	10
2.2.2 Sistema de fallas WNW-ESE.....	12
2.3. Rocas estratificadas	12
2.3.1 Formación Curamallín (OMcm).....	12
2.4. Rocas no estratificadas	13
2.4.1 Granito Caburgua (Kgc).....	13
2.4.2 Granitoides Carhuello (Mgc).....	13
2.5. Depósitos Cuaternarios.....	13
2.5.1 Estratovolcanes antiguos (Plimv).....	13
2.5.2 Lavas y rocas volcanoclásticas (Plmsv)	14
2.5.3 Depósitos piroclásticos postglaciales (PIHdp)	14
2.5.4 Lavas y conos de piroclastos recientes (Hv)	14
2.5.5 <i>Cluster</i> Caburgua.....	15
CAPÍTULO 3	18
RESULTADOS	18
3.1 Diagramas de roseta y de densidad de polos	18
3.1.1 Depósitos piroclásticos	20
3.1.1.1 Afloramiento AP1DP.....	20

3.1.1.2	Afloramiento AP2DP.....	24
3.1.1.3	Afloramiento AS1DP.....	27
3.1.1.4	Afloramiento AS2DP.....	31
3.1.1.5	Integración de diagramas.....	33
3.1.2	Basamento	35
3.1.2.1	Trabajos anteriores	35
3.1.2.2	Afloramiento AP1B.....	37
3.1.2.3	Afloramiento AP2B.....	39
3.1.2.4	Afloramiento AS1B.....	40
3.1.2.5	Integración de diagramas.....	40
3.1.3	Síntesis de resultados	43
3.2	Parámetros morfológicos de los conos de Caburgua.....	46
3.2.1	Clasificación de los conos de Caburgua.....	47
3.2.2	Elipticidad de los conos de Caburgua.....	50
3.2.3	Elongación y dirección de elongación: base y cráter de los conos.....	52
3.2.3.1	Elongación.....	53
3.2.3.2	Dirección de elongación	55
3.2.4	Alineamiento de puntos bajos de los cráteres	56
CAPÍTULO 4		58
DISCUSIÓN		58
4.1	Orientación del dique alimentador y de los esfuerzos principales según la morfología de los conos piroclásticos	58
4.1.1	Orientación del dique alimentador	58
4.1.1.1	Orientación del dique alimentador a partir de la alineación de los conos.....	58
4.1.1.2	Orientación del dique alimentador a partir de la dirección de elongación de bases y cráteres	60
4.1.1.3	Orientación del dique alimentador a partir de la alineación de los puntos bajos de los cráteres.....	61
4.1.2	Orientación de los esfuerzos principales a partir de parámetros morfológicos	63
4.2	Origen de las fallas de los depósitos piroclásticos	65
4.2.1	Origen tectónico.....	65
4.2.1.1	Orientación de los esfuerzos principales a partir de las fallas de los depósitos piroclásticos.....	65
4.2.1.2	Estructuras de terminación de fallas de rumbo: <i>Horsetail</i>	66
4.2.1.3	Deformación cosísmica e intersísmica	69
4.2.2	Origen gravitacional.....	78

CAPÍTULO 5	83
CONCLUSIONES	83
BIBLIOGRAFÍA	86
ANEXOS	93

Índice de Tablas

Tabla 3.1: Elipticidad de los conos	50
Tabla 3.2: Parámetros morfológicos de los conos de Caburgua: ejes de las bases y los cráteres	54
Tabla 3.3: Dirección de elongación	55
Tabla 3.4: Dirección de alineación de puntos bajos	57
Tabla 4.1: Orientación del dique alimentador (dirección de elongación)	60
Tabla 4.2: Orientación del dique alimentador (alineación de los puntos bajos).....	61
Tabla A.1: Datos tomados en terreno (Dep. piroclásticos): Fallas normales.....	94
Tabla A.2: Datos tomados en terreno (Dep. piroclásticos): Fallas inversas.....	98
Tabla A.3: Datos tomados en terreno (Basamento): Diaclasas.....	99
Tabla B.1: Datos tomados de bibliografía (Afloramientos bibliográficos): Fallas oblicuas en basamento.....	103

Índice de Figuras

Figura 1.1: Localización de centros eruptivos menores (CEM).....	3
Figura 1.2: Ubicación del área de estudio (Caburgua)	7
Figura 2.1: Segmentación de la Cordillera de los Andes y zonas volcánicas.....	9
Figura 2.2: Zona de falla Liquiñe Ofqui (ZFLO)	11
Figura 2.3: Geología del área de estudio	17
Figura 3.1: Ubicación de afloramientos	19
Figura 3.2: Sección del afloramiento AP1DP	22
Figura 3.3: Fallas de separación normal afloramiento AP1DP.....	23
Figura 3.4: Fallas de separación inversa afloramiento AP1DP	23
Figura 3.5: Sección de afloramiento AP2DP	25
Figura 3.6: Fallas de separación normal afloramiento AP2DP	26
Figura 3.7. Sección del afloramiento AS1DP	28
Figura 3.8: Fallas de separación normal afloramiento AS1DP	30
Figura 3.9: Fallas de separación inversa afloramiento AS1DP	30
Figura 3.10: Fallas de separación normal afloramiento AS2DP	32
Figura 3.11: Integración fallas de separación normal.....	34
Figura 3.12: Integración fallas de separación inversa	34
Figura 3.13: Diagramas del Punto 1 (afloramientos bibliográficos)	36
Figura 3.14: Diagramas del Punto 2 (afloramientos bibliográficos)	36
Figura 3.15: Diagramas del Punto 3 (afloramientos bibliográficos)	37
Figura 3.16: Afloramiento AP1B.....	38
Figura 3.17: Afloramiento AP2B.....	39
Figura 3.18: Afloramiento AS1B.....	40
Figura 3.19: Integración de datos bibliográficos.....	42
Figura 3.20: Integración de datos de basamento (diaclasas).....	42
Figura 3.21: Esquema resumen: fallas en depósitos piroclásticos	44
Figura 3.22: Esquema resumen: fallas y diaclasas en basamento.....	45
Figura 3.23: Numeración de los conos de Caburgua	46
Figura 3.24: Clasificación de los conos 1 y 4	48
Figura 3.25. Clasificación de los conos 2 y 3	49
Figura 3.26: Elongación de los conos de Caburgua.....	51
Figura 3.27: Ejes de la base de los conos de Caburgua	52
Figura 3.28: Ejes de los cráteres de los conos de Caburgua	53

Figura 3.29: Alineación de puntos bajos	57
Figura 4.1: Alineación de conos de Caburgua.....	59
Figura 4.2. Orientación del dique alimentador (alineación de puntos bajos)	62
Figura 4.3. Orientación de esfuerzos horizontales.	64
Figura 4.4. Orientación de esfuerzos principales (parámetros morfológicos).....	64
Figura 4.5. Orientación de esfuerzos principales (orientación de fallas)	66
Figura 4.6: Esquema de <i>Horsetail</i>	67
Figura 4.7: Rango de rumbo para <i>horsetail</i> en la ZFLO	68
Figura 4.8: Distribución de manteos.....	71
Figura 4.9: Ángulo de reactivación (θ_r).....	73
Figura 4.10: Periodos del ciclo sísmico	75
Figura 4.11: Distribución de esfuerzos principales durante el ciclo sísmico	76
Figura 4.12: Condiciones de ruptura	77
Figura 4.13: Fallas en depósitos piroclásticos (vista en perfil: planos cóncavos).....	81
Figura 4.14: Fallas de depósitos piroclásticos (vista en perfil: planos rectos)	81
Figura 4.15: Geometría de las fallas de colapso gravitacional	82

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del estudio propuesto

Los conos de Caburgua son un *cluster* de cinco pequeños centros eruptivos, que han conformado conos de escoria y piroclastos sobre flujos de lava basáltica (50-51% SiO₂) (González-Ferrán, 1994; Moreno y Lara, 2008). Este conjunto de conos monogenéticos se ubica en la ribera sur del lago Caburgua, a los 39°12' de latitud sur y los 71°50' de longitud oeste (Figura 1.1), región de la Araucanía.

Genéticamente, los depósitos asociados al *cluster* Caburgua representan episodios de erupciones freatomagmáticas de los conos ocurridas en épocas postglaciares (González-Ferrán, 1994; Lara, com. escrita). Específicamente, la edad de estos conos se encontraría acotada por los eventos que originaron a la Ignimbrita Licán (14 ka) e Ignimbrita Pucón (4 ka) (Hickey-Vargas *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2004), ambas productos de erupciones del volcán Villarrica.

En cuanto a la morfología de los conos, estos no presentarían asimetrías observables ni en la base, la cual sería de forma circular, ni en el cráter, además de no presentar ningún otro tipo de marcador tectónico en superficie (Cembrano y Lara, 2009; Lara *et al.*, 2005).

Con relación al contexto estructural, el grupo Caburgua se encuentra cerca del extremo norte de la traza principal de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Figura 1.1; Lara *et al.*, 2005). Espacialmente, es asociado a uno de los principales lineamientos NNE de esta zona de falla (Figura 1.1), el cual es descrito como paralelo al arco volcánico (López-Escobar *et al.*, 1995). Esta zona de falla corresponde a un sistema de rumbo dextral que se extiende por, aproximadamente, 1000-1100 km, entre los paralelos 38° y 48°S (Cembrano *et al.*, 1993; Cembrano *et al.*, 2000; Cembrano *et al.*, 2002; Hervé, 1976). Como característica importante de los extremos de la ZFLO, se destaca que el desplazamiento se expresa, principalmente, como estructuras del tipo *horsetail* y *duplexes* extensionales (Lara *et al.*, 2006a).

Los estudios específicos sobre el centro eruptivo Caburgua y sus depósitos son escasos. Los existentes se concentran, principalmente, en el carácter geoquímico de este *cluster* y su comparación con el estratovolcán Villarrica (por ejemplo: Hickey-Vargas *et al.*, 2002) o es incluido como parte de un conjunto de conos monogenéticos con el objetivo de estudiar la ZFLO (por ejemplo: Cembrano y Moreno, 1994). Sin embargo, los afloramientos de sus depósitos piroclásticos presentan una característica que merece ser estudiada: la presencia de numerosas fallas en sus capas.

Parte importante de los depósitos asociados a las erupciones freatomagmáticas de los conos de Caburgua presentan fallas mesoscópicas, en su gran mayoría de carácter normal, con desplazamiento variable, desde fracciones a decenas de centímetros. En muchos casos, en especial dentro de los considerados en este trabajo, los afloramientos poseen una alta densidad de fallas, alcanzando varias decenas por metro.

Debido a la ubicación de este *cluster* y sus depósitos con relación a la ZFLO, y dadas las características del tipo de erupción que los originaron y las características del extremo norte de la ZFLO, parece relevante estudiar la génesis de estas fallas y definir si son de origen gravitacional, es decir, debido al acomodo gravitacional natural del material, o si tienen origen tectónico, asociado o no a la ZFLO, lo que indicaría deformación coeruptiva o posteruptiva de los depósitos.

Para llevar a cabo este estudio, se realiza un análisis estructural de fallas y diaclasas y un análisis morfológico de los conos de Caburgua, en el cual se consideran parámetros como la dirección de alineación de los edificios volcánicos, dirección de elongación y dirección de alineación de puntos bajos en cráteres. Por medio de esto, se pretende determinar la dirección aproximada de los esfuerzos principales para el momento de formación de las fallas que afectan a los depósitos piroclásticos y para el momento de la formación de los conos. Así, dependiendo de estos resultados, el origen de las fallas mesoscópicas podrá ser determinado.

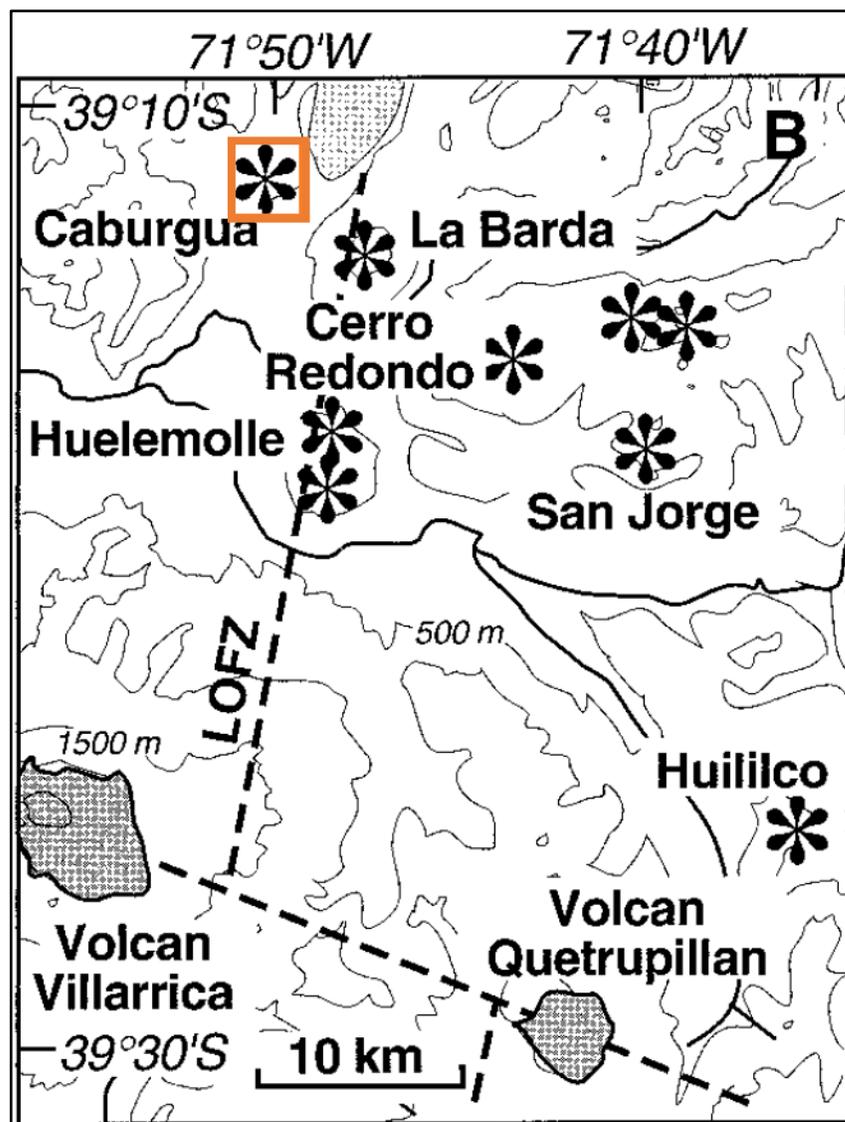


Figura 1.1: Localización de centros eruptivos menores (CEM). Los * indican los principales CEM cercanos al volcán Villarrica. En el recuadro, se destaca la ubicación del *cluster* Caburgua, en la ribera SW del lago Caburgua y cercano a la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Se observa también la alineación NNE que forman los conos Huelemolle-La Barda y la alineación NW que forman los estratovolcanes Villarrica-Quetrupillán-Lanín, este último no aparece en la figura. (Modificado de Hickey-Vargas *et al.*, 2002).

1.2. Objetivos

Objetivo General

Determinar si las fallas mesoscópicas presentes en las capas de tefra asociadas a la formación de los conos de Caburgua se explican como resultado del deslizamiento gravitacional del depósito, producto de la inestabilidad del material, o si son producto de eventos tectónicos, ya sean asociados a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) o a otro fenómeno.

Objetivos Específicos

1. Determinar la geometría y distribución de las fallas que afectan a los afloramientos de depósitos piroclásticos de los CEM Caburgua y de los planos de falla y sets de diaclasas que se reconozcan en los afloramientos de basamento que se encuentran en el área.
2. Definir un estado de *stress* aproximado para la zona de Caburgua para el momento de la formación de los conos que conforman el *cluster* y para el momento en que se desarrollan las fallas que afectan a los depósitos piroclásticos asociados.

1.3. Hipótesis de Trabajo

Se propone que tanto las fallas de separación normal como de separación inversa presentes en los depósitos piroclásticos asociados a los conos de Caburgua tienen un origen tectónico, posiblemente vinculado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.

1.4. Metodología

Para el análisis estructural del presente estudio, se requieren datos recolectados en trabajo de campo. Es por esto que, durante el mes de enero del 2015, se realizó una campaña de terreno de 5 días a la zona de Caburgua.

A continuación, se presenta la metodología utilizada para el cumplimiento de cada objetivo específico. En ella se incluye tanto el trabajo realizado durante la campaña de terreno como el trabajo posterior a ella.

1.4.1 Metodología asociada al objetivo específico 1

1.4.1.1 Recolección de datos en afloramientos de depósitos piroclásticos

En la caracterización de las fallas de este tipo de afloramiento, se mide rumbo, manteo y desplazamiento aparente, tanto en fallas de separación normal como en fallas de separación inversa, teniendo la precaución de mantener lo más fielmente posible la geometría del plano a medir. Además, se mide la dirección del talud y el espesor del afloramiento que no se encuentra afectado por las fallas presentes.

1.4.1.2 Recolección de datos en afloramientos de basamento

En los afloramientos de basamento, se miden los sets de diaclasas y, de ser posible, los planos de falla presentes en ellos. Los datos tomados son rumbo, manteo y, cuando corresponda, espaciamiento. Al igual que en los afloramientos de tefra, se toma la dirección del talud.

1.4.2 Metodología asociada al objetivo específico 2

1.4.2.1 Confección de diagramas

Se confeccionan diagramas de roseta y de densidad de polos utilizando el *software* Dips. Para ello, las mediciones recolectadas en terreno son agrupadas según litología

en la que se encuentra la estructura (depósito piroclásticos o basamento), tipo de estructura (fallas normales, fallas inversas, diaclasas o fallas oblicuas) y ubicación del afloramiento. A partir de estos diagramas, se obtienen las principales familias de cada conjunto de estructuras. Con estas familias se define un campo de *stress* aproximado para el momento de la formación de las fallas de los depósitos piroclásticos y, de ser posible, para el momento de la formación de las estructuras del basamento, lo que permitiría comparar y relacionar la distribución de los esfuerzos en ambos casos.

1.4.2.2 Análisis de morfologías volcánicas

A través de la estereoscopía de fotografías aéreas, y con ayuda de los *softwares* ArcGIS y Google Earth, se extraen parámetros morfológicos de los conos de Caburgua, como la elongación de la base y cráter de los volcanes, la dirección de alineación de los conos y la alineación de los puntos bajos en los bordes de los cráteres, lo que ayuda a inferir la dirección del dique alimentador y de las posibles fallas que se encuentren bajo los volcanes, entregando una idea del potencial campo de *stress* al que pudo estar expuesto y permitiendo definir una posible relación entre el momento de formación del dique alimentador, de los conos y de las fallas de los depósitos piroclásticos.

1.5. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la ciudad de Caburgua (*Kaburwa* en mapudungun, que significa lugar escarbado con cuchara), al sur de la ribera sur del lago que lleva el mismo nombre, entre las latitudes 39°11' y 39°18'S y las longitudes 71°54' y 71°45'W, en la comuna de Pucón, región de la Araucanía (Figura 1.2).

Desde el norte, se accede siguiendo la ruta 5-Sur hasta la ciudad de Freire, para luego continuar por la ruta 199 (Figura 1.2.b), en dirección SE, hasta el cruce de esta con la ruta S-905. En este punto, se debe tomar la ruta S-905 por cerca de 14 km, en dirección NE.

Desde el sur, se debe tomar la ruta 5-Sur hasta la ciudad de Loncoche, donde se continúa el camino siguiendo la ruta S-91 (Camino Loncoche-Villarrica), en dirección NE, hasta cruzar la ciudad de Villarrica (Figura 1.2.b). Al salir de ella, se sigue por la ruta 199, en dirección E, hasta el cruce con la ruta S-905, siguiendo esta última, en dirección NE, por los restantes 14 km.

Para acceder a la mayoría de los afloramientos, se deben tomar caminos interiores, no pavimentados, cuyos accesos se encuentran en medio de la ruta 199 o de la ruta S-905, las cuales unen las ciudades de Villarrica y Caburgua. Específicamente, se debe tomar la ruta S-921, seguida por la ruta S-919, en dirección ESE, para llegar a los

afloramiento de basamento, mientras las rutas S-911 y S-909 llevan a afloramientos de depósitos de tefra.

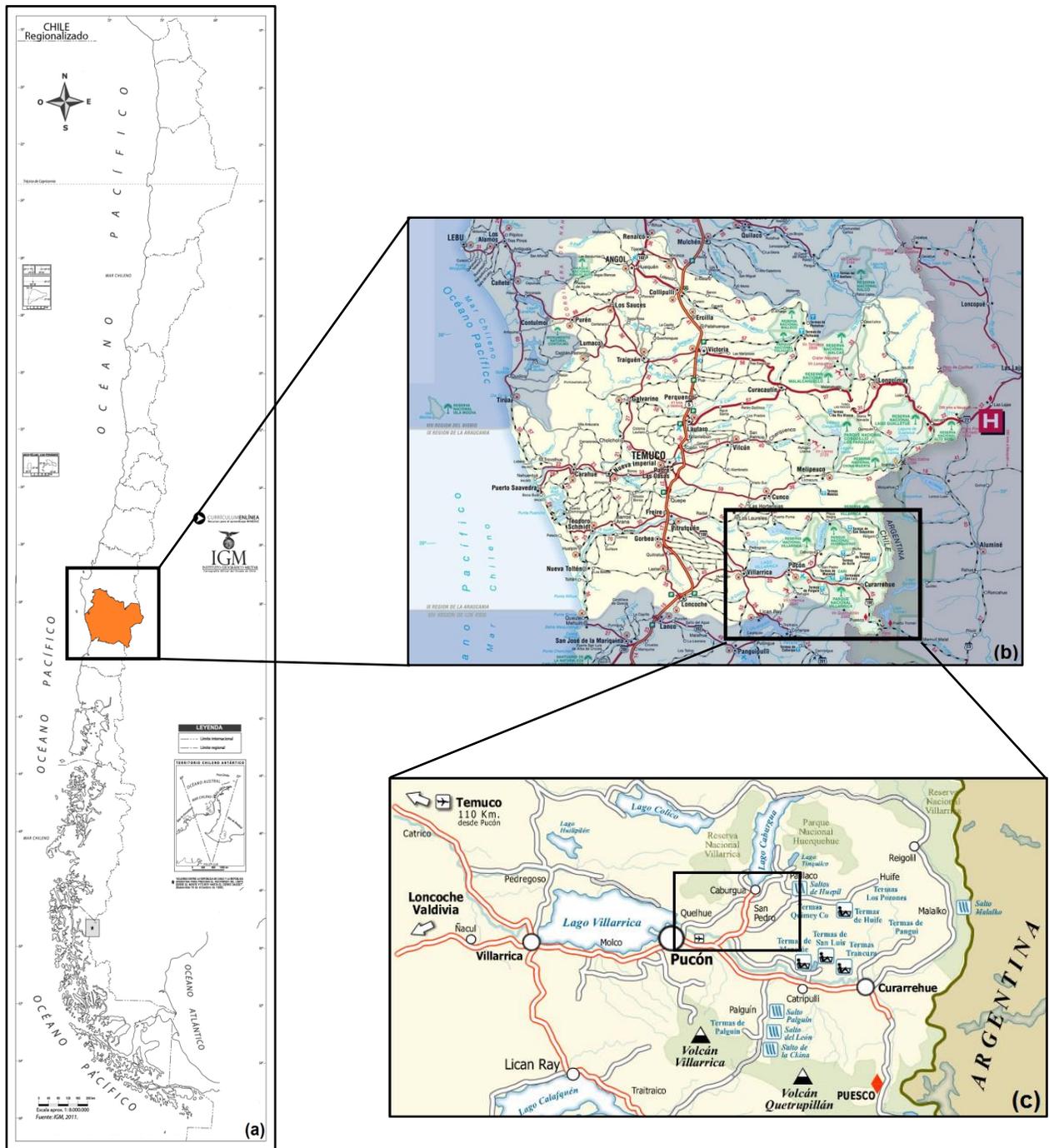


Figura 1.2: Ubicación del área de estudio (Caburgua). (a) Mapa de Chile, donde se destaca la novena región, región de la Araucanía, lugar donde se ubica la zona de estudio (Modificado del mapa Chile Regionalizado, Instituto Geográfico Militar). (b) zoom de la IX región, mostrándose las vías de acceso, incluida la entrada a la ciudad de Caburgua desde el norte y desde el sur. (c) Mapa de la comuna de Pucón, incluye los caminos principales y los estratovolcanes cercanos. En negro, se enmarca el área de estudio (Modificado de mapa de la comuna de Pucón, Ilustre Municipalidad de Pucón).

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Antecedentes Generales

En el margen occidental de Sudamérica, la Cordillera de los Andes constituye el rasgo morfológico más importante de la región, extendiéndose, como una cadena montañosa morfológicamente continua, por más de 7.500 km, desde las costas del Caribe, en el norte, hasta el Cabo de Hornos, en el sur (Stern, 2004).

Según sus características morfoestructurales, la Cordillera de los Andes se encuentra dividida en tres regiones bien diferenciadas: Andes Norte (12°N-5°S), Andes Centrales (5-33°S) y Andes Sur (33-56°S) (Figura 2.1.a; Stern, 2004). Estas varían en la edad del basamento pre-Andino, evolución geológica en el Mesozoico y Cenozoico, espesor cortical, *trends* estructurales, actividad tectónica y volcanismo (Stern, 2004), mientras que, según la distribución del volcanismo, el arco andino se presenta segmentado en cuatro zonas, Zona Volcánica Norte (ZVN, 5°N-2°S), Zona Volcánica Central (ZVC, 14-27°S), Zona Volcánica Sur (ZVS, 33-46°S) y Zona Volcánica Austral (ZVA, 49-55°S), separadas entre ellas por regiones con ausencia de volcanismo (Figura 2.1.a; Stern, 2004).

La ZVS, segmento volcánico donde se encuentra el área estudiada en este trabajo, se extiende desde el *Ridge* de Juan Fernández, en el norte, hasta la Dorsal de Chile, en el sur (Stern, 2004). En ella se distinguen, al menos, cuatro provincias bien reconocidas: norte (ZVSN, 33-34.5°S), transicional (ZVST, 34.5-37°S), central (ZVSC, 37-41.5°S) y sur (ZVSS, 41.5-46°S) (López-Escobar y Moreno, 1994; Figura 2.1.b), cuya separación se basa en el espesor cortical y en las características petrológicas y geoquímicas de las rocas volcánicas que allí se encuentran (Tormey *et al.*, 1991), siendo la ZVSC de especial interés para este estudio.

La principal estructura dentro de la ZVSC y la ZVSS son es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), un sistema de fallas de intraarco, de rumbo dextral, casi N-S, que se extiende por más de 1000 km de longitud (Cembrano *et al.*, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999; López-Escobar *et al.*, 1995), que controla, además, la ubicación de algunos de los más grandes estratovolcanes y cientos de pequeños centros eruptivos menores (CEM) a lo largo de lineamientos NE-SW y NW-SE (López-Escobar *et al.*, 1995; Stern, 2004).

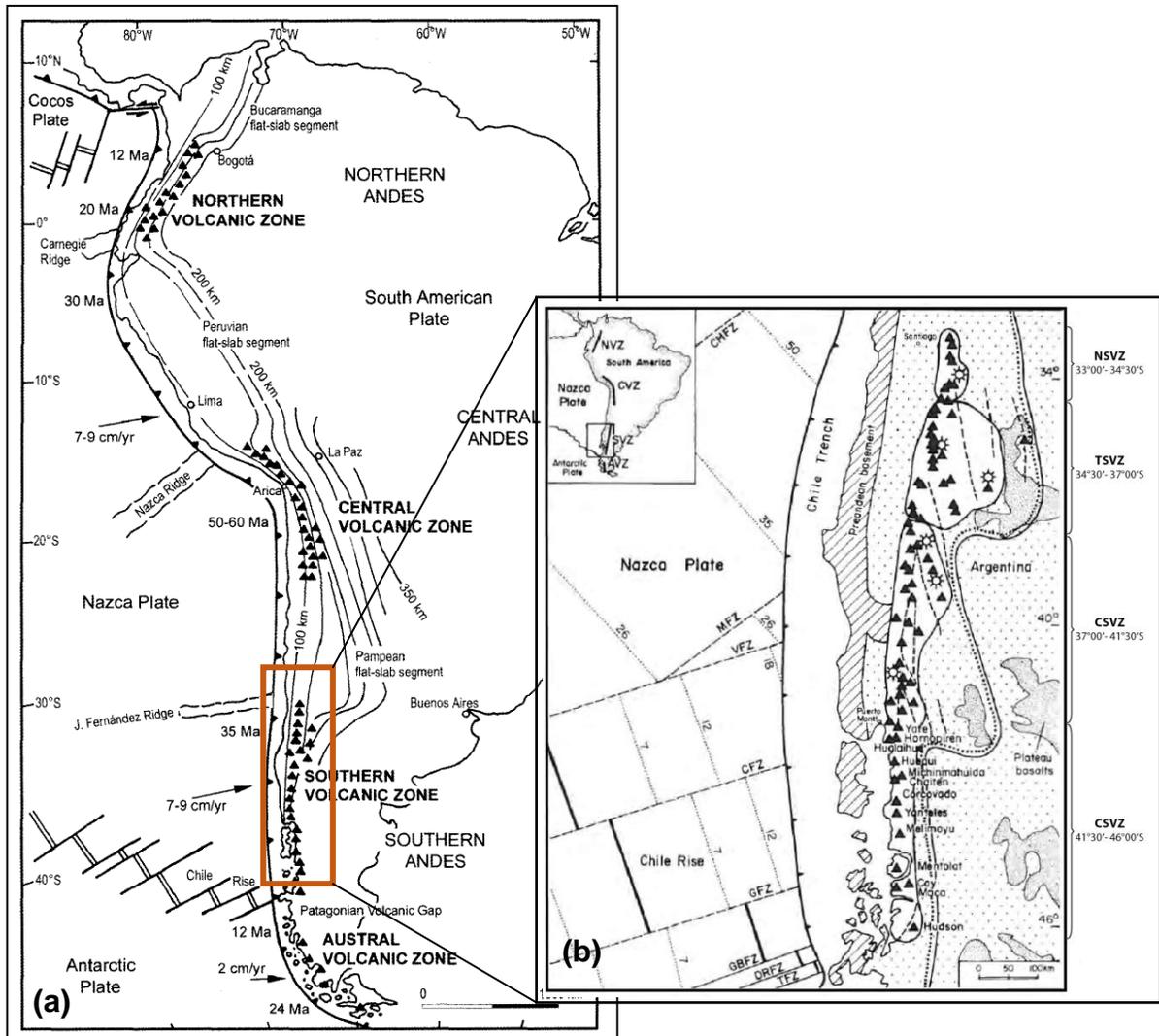


Figura 2.1: Segmentación de la Cordillera de los Andes y zonas volcánicas. (a) Configuración actual a la que se encuentra sometido el borde occidental de Sudamérica, las placas de Nazca, en el norte y centro, y Antártica, en el sur, subduciendo bajo la placa Sudamericana con velocidades de 7-9 cm/año y 2 cm/año, respectivamente. También, las dos particiones en las que se divide la Cordillera de los Andes, la primera de carácter morfoestructural, resultando en los Andes Norte, Centrales y Sur, y la segunda vinculada al volcanismo, resultando en cuatro segmentos: Zonas Volcánicas Norte (ZVN), Centro (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA). (Modificada de Stern, 2004). (b) División de la ZVS en cuatro provincias volcánicas menores: norte (ZVSN), transicional (ZVST), central (ZVSC) y sur (ZVSS). (Modificado de López-Escobar *et al.*, 1993).

2.2. Tectónica y estructuras

2.2.1 Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO)

Entre los 38° y 47° de latitud sur, la ZFLO domina la deformación en la zona de intraarco, siendo la estructura regional neógena más importante de la Cordillera Principal del sur de Chile (Cembrano *et al.*, 1996; Hervé, 1976; Hervé *et al.*, 1979; Rosenau *et al.*, 2006). Este sistema de fallas de rumbo dextral está compuesto por dos fallas maestras, de rumbo NNE, aproximadamente $N10^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ (Cembrano *et al.*, 2007; Lavenu y Cembrano, 1999), unidas por una serie de fallas subsidiarias, *en echelon*, de rumbo ENE a NE (Cembrano *et al.*, 2007; Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau *et al.*, 2006; Figura 2.2), extendiéndose por más de 1000 km (Cembrano *et al.*, 1996; Lavenu y Cembrano 1999; López-Escobar *et al.*, 1995).

La ZFLO fue reconocida, en primera instancia, por Steffen (1944), siendo denominada más tarde, en Moreno y Parada (1974), como Falla Liquiñe-Reloncaví, recibiendo su nombre actual de Hervé *et al.* (1979) (Lara *et al.*, 2006).

La ZFLO se desarrolla como resultado de la subducción oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana (Figura 2.1), que a las latitudes de la ZVSC forma un ángulo de $\sim 25^{\circ}$ hacia al NE con respecto a la dirección ortogonal a la fosa (Jarrard, 1986; Dewey y Lamb, 1992). En su movimiento de rumbo dextral paralelo al arco, la ZFLO acomoda una tasa promedio de 13 mm por año, correspondiente a la mitad de la componente paralela al margen del vector de convergencia entre las placas (Rosenau *et al.*, 2006). Zonas de cizalle frágil y dúctil registran que la ZFLO ha estado activa, como estructura de rumbo dextral transpresional por, al menos, los últimos 6 Ma (Mioceno Superior).

Con relación a las estructuras que se encuentran en los extremos del sistema de fallas, se han presentado evidencias, basadas en rasgos morfológicos, que describen principalmente estructuras de transtensión tanto en el extremo norte como en el sur (Chinn e Isacks, 1983 y Barrientos y Acevedo, 1992 en Lara *et al.*, 2006a). Así, la expresión del desplazamiento en los extremos de la ZFLO corresponden a estructuras de carácter extensional, tales como *horsetails* o *duplexes* extensionales, mientras que, en la parte central de esta, el cizalle dextral distribuido a lo ancho del arco volcánico se expresa como megagrietas de tensión, sin transporte lateral significativo, pero con alzamiento local de superficies (Lara *et al.*, 2006a).

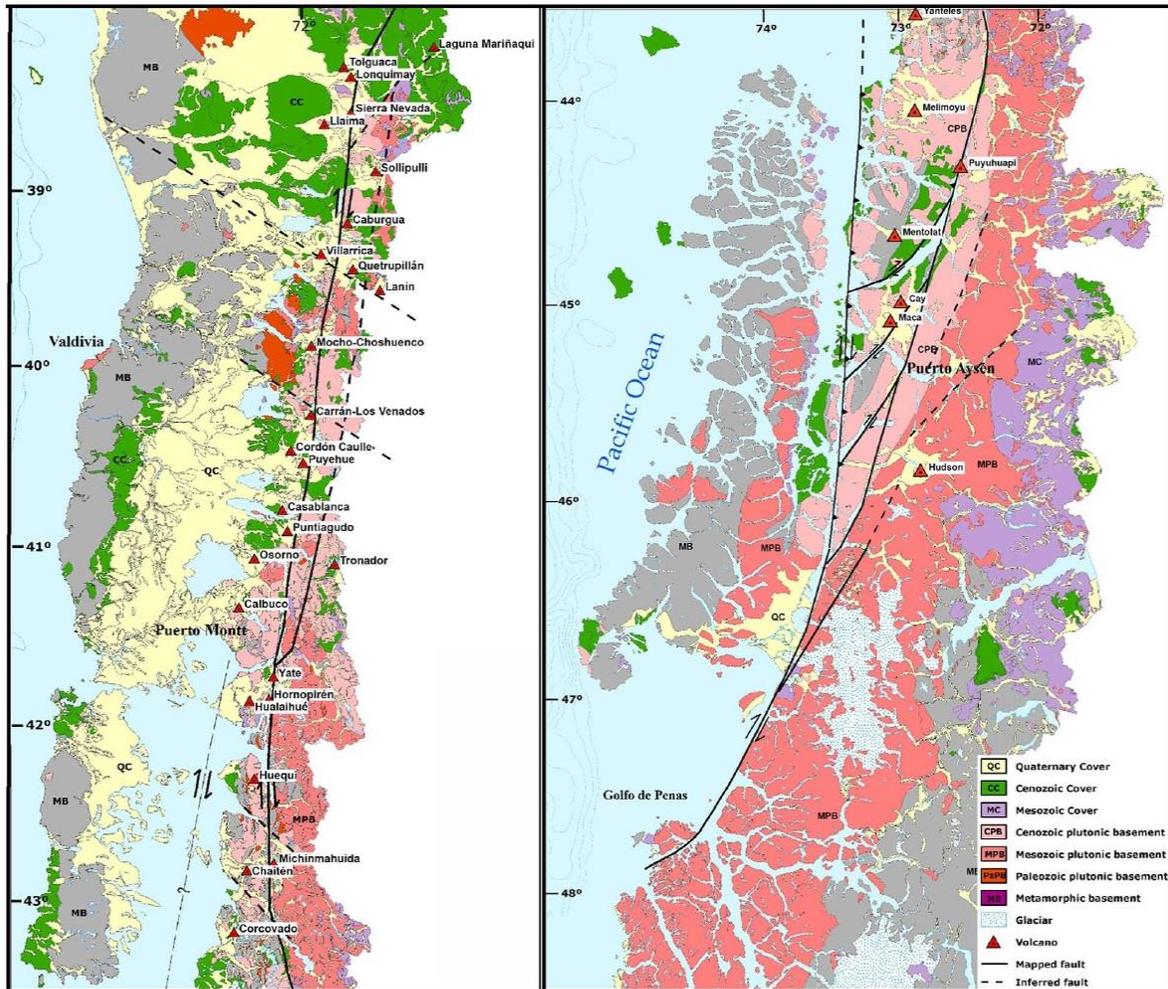


Figura 2.2: Zona de falla Liquiñe-Ofqui (ZFO). En negro, se muestra la traza del sistema de fallas. Las fallas de orientación NNE-SSW corresponden a las fallas maestras de cizalle dextral, mientras que las de orientación NE-SW, que unen a las principales, corresponden a fallas subsidiarias que forman un dúplex de rumbo, también dextral. Se incluye la ubicación de los principales centros eruptivos de la región, los que forman alineamientos NNE, NE, siguiendo la traza de la ZFO, y NW. (Modificado de Cembrano y Lara, 2009).

Estudios de Lavenu y Cembrano (1999) muestran que el área extendida entre los 33-46°S, ha estado sometida al menos a dos estados diferentes de *stress* desde el Plioceno. Durante el Plioceno, el máximo *stress* compresivo (σ_1) estuvo generalmente orientado en dirección E-W, el que habría afectado tanto a la zona de antearco como a la de intraarco, mientras que, durante el Cuaternario, habría existido una partición del *stress*, por lo que solo la zona de intraarco habría sido sometida a un estado de *stress* transpresional, con σ_1 actuando en dirección NE-SW (Lavenu y Cembrano, 1999).

Además de acomodar gran parte de la deformación, la ZFO controla la ubicación de muchos de los más grandes estratovolcanes, calderas y centros eruptivos menores. Estos están asociados a fallas NNE, siguiendo la tendencia general de la ZFO, o a lineamientos oblicuos al arco, de orientación N50°-70°E, los que estarían dominados por fallas subsidiarias que unen a las fallas maestras (López-Escobar *et al.*, 1995).

2.2.2 Sistema de fallas WNW-ESE

Corresponden a estructuras de primer orden a escala regional (Rosenau *et al.*, 2006) que han sido descritas como sistemas de fallas oblicuos al arco, de rumbo WNW-ESE a NW-SE (Figura 2.2), e interpretadas como fallas o discontinuidades heredadas del basamento pre-Andino que se han reactivado como fallas de rumbo sinistral-inversa durante el desarrollo del arco (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar *et al.*, 1995).

Las fallas que pertenecen a este sistema están severamente desorientadas con respecto al campo de *stress* actual (*stress* principal NE-SW), por lo que requieren de presiones magmáticas supralitostáticas para su activación (Lara *et al.*, 2004; Lara *et al.*, 2006b; Cembrano y Lara, 2009).

Al igual que la ZFLO, el sistema de fallas WNW-ESE controla parte de la ubicación de la actividad volcánica de los Andes del Sur, manifestándose en alineamientos de estratovolcanes WNW a NW (Sánchez *et al.*, 2013), como el que forman los volcanes Villarrica-Quetripillán-Lanín. La condición para la reactivación de estas fallas promueve un largo tiempo de residencia del magma en el reservorio, por lo que los productos de las erupciones de los volcanes que pertenecen a estas alineaciones abarcan un amplio rango de composiciones, encontrándose centros que solo han emitido productos riolíticos en tiempos históricos (Sánchez *et al.*, 2013)

2.3. Rocas estratificadas

2.3.1 Formación Curamallín (OMcm)

Secuencia estratificada y plegada del Oligoceno-Mioceno, integrada por capas de tobas cristalino-líticas, areniscas tobáceas, brechas volcánicas y lavas andesíticas, intruidas por diques y filones andesíticos, con intercalaciones locales de lutitas y limonitas (Figura 2.3; Moreno y Lara, 2008).

La Formación Curamallín sobreyace a cuerpos intrusivos del Cretácico y Eoceno y, en discordancia angular, subyace a la Formación Malleco y a rocas volcánicas pleistocenas y holocenas, además es intruida por granitoides miocenos (Moreno y Lara, 2008). Los rumbos generales de esta unidad van de N-S a NW-SE, con manteos de hasta 30° al SW, siendo más suaves en la península de Pucón.

2.4. Rocas no estratificadas

2.4.1 Granito Caburgua (Kgc)

Cuerpo intrusivo del Cretácico Superior formado principalmente por granitos de biotita, incluyendo granodioritas de hornblenda y biotita y dioritas de hornblenda subordinadas (Figura 2.3; Moreno y Lara, 2008).

Esta unidad subyace en discordancia de erosión a los Estratos de Relicura, la Formación Curamallín y las secuencias volcánicas pleistocenas y holocenas, mientras que el contacto de esta con los granitos miocenos ocurre a través de contacto por falla y/o por la intrusión de los últimos (Moreno y Lara, 2008).

2.4.2 Granitoides Carhuello (Mgc)

Cuerpo intrusivo plutónico del Mioceno, formado principalmente por dioritas, granitos y granodioritas de hornblenda y biotita, que ocupa una superficie irregular de unos 50 km² en el norte y noreste de Pucón (Figura 2.3).

Subyace, en discordancia por erosión, a la Formación Malleco y a las unidades volcánicas pleistocenas y holocenas, y está en contacto por falla con el Granito Caburgua y con los Granitoides Trancura, siendo, en el último caso, la ZFLO la que los comunica. Además, intruye a la Formación Curamallín, generando rocas metamórficas de contacto (Figura 2.3; Moreno y Lara, 2008).

2.5. Depósitos Cuaternarios

2.5.1 Estratovolcanes antiguos (Plimv)

Esta unidad incluye secuencia estratificadas (lavas de composición basáltica a dacítica, con intercalaciones de tobas, brechas y conglomerados volcánicos), intensamente erosionada, y remanentes de antiguos estratovolcanes (Figura 2.3; Moreno y Lara, 2008).

Los estratos son subhorizontales o con inclinaciones menores a 25°, y se disponen en discordancia por erosión sobre los granitoides de la zona o, en discordancia angular, sobre los Estratos de Relicura y las formaciones Curamallín y Curarrehue (Moreno y Lara, 2008).

2.5.2 Lavas y rocas volcanoclásticas (Plmsv)

Corresponde a la secuencia basal erosionada de los estratovolcanes modernos y a coladas de lavas emitidas desde centros eruptivos independientes, las que rellenan parcialmente los valles de los ríos Llancañil y Panqui (Moreno y Lara, 2008).

Esta unidad está formada por un conjunto de lavas andesíticas basálticas, basaltos y andesitas silíceas a dacitas con intercalaciones de tobas, conglomerados y brechas volcánicas. Es seccionada por valles glaciales y cubierta en discordancia por secuencias de lava y depósitos piroclásticos que forman los conos actuales. Además, subyacen a los depósitos glaciales de la Glaciación Llanquihue, las lavas del Pleistoceno superior tardío y Holoceno y a los depósitos sedimentarios holocenos (Figura 2.3; Moreno y Lara, 2008).

2.5.3 Depósitos piroclásticos postglaciales (PIHdp)

Sucesión de depósitos piroclásticos postglaciales, tanto de caída como de flujo, con escasas intercalaciones de lavas basálticas a dacíticas, que han formado un manto piroclástico cubriendo todo, salvo cumbres escarpadas y en laderas de fuertes pendientes (Figura 2.3; Moreno y Lara, 2008).

2.5.4 Lavas y conos de piroclastos recientes (Hv)

Unidad formada por lavas basálticas a dacíticas, recientes e históricas, emitidas por estratovolcanes modernos y por lavas basálticas asociadas a conos de piroclastos monogénicos holocenos.

Los estratovolcanes con emisión de lavas durante el holoceno son el Villarrica, Quetrupillán y Sollipulli, mientras que los conos piroclásticos monogénicos corresponden a los volcanes San Jorge, Huillico y a los *clusters* Caburgua, La Barda, Huelemolle, Redondo y Relicura (Figura 1.1; Figura 2.3).

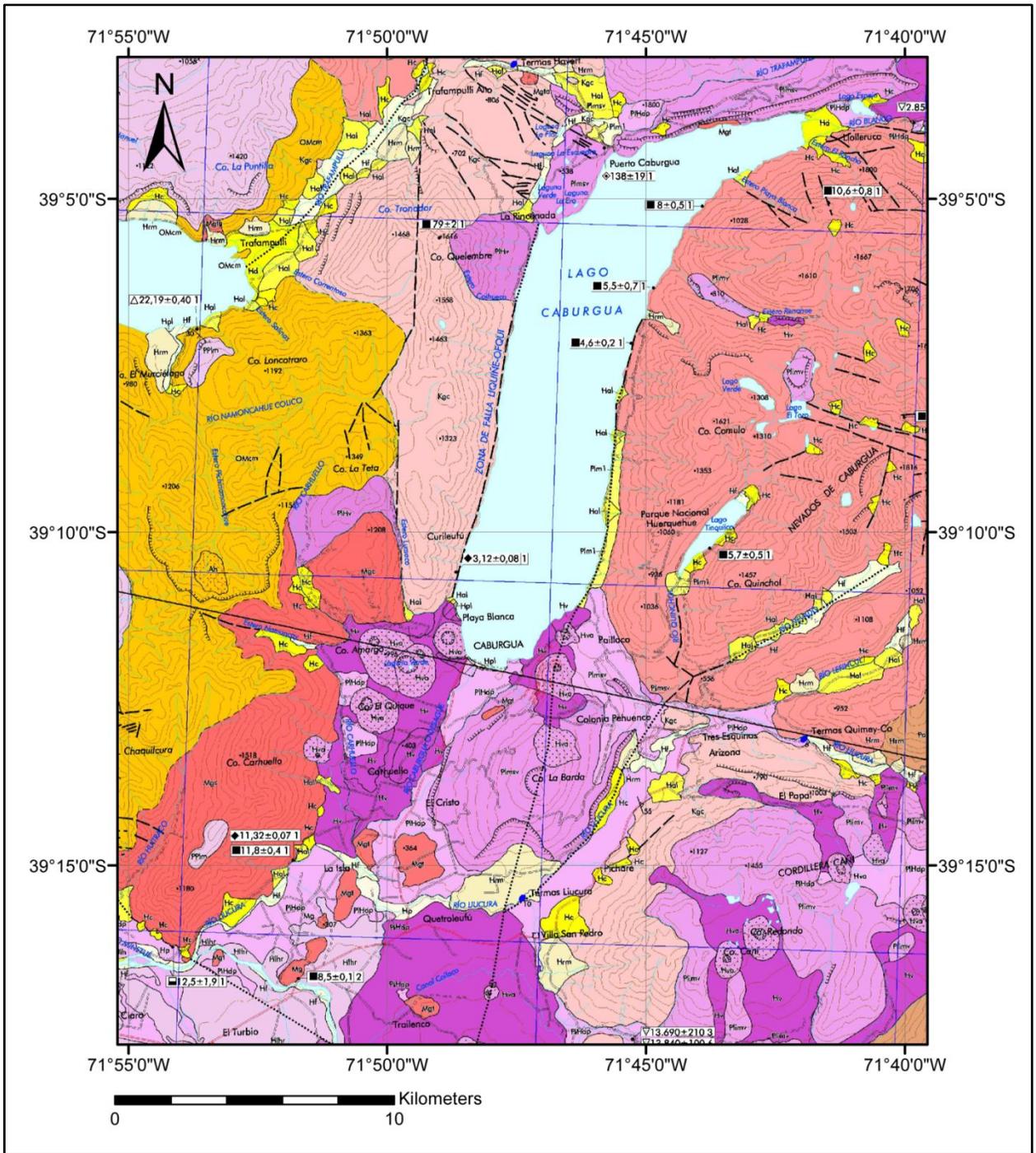
La mayoría de los conos piroclásticos escoriaáceos, cercanos al volcán Villarrica, son anteriores a la Ignimbrita Pucón, es decir, anteriores a los 3.500 años (Moreno y Lara, 2008).

2.5.5 *Cluster Caburgua*

El *cluster* Caburgua corresponde a un grupo de cinco conos monogenéticos ubicados en la ribera sur del lago Caburgua. Estos son conos de escoria y piroclastos, que no superan los 0.3 km^3 , contruidos sobre flujos de lava basáltica (González-Ferrán, 1994; Morgado *et al.*, 2015) y que se encuentran espacialmente asociados a la ZFLO (López-Escobar *et al.*, 1995).

Los afloramientos de los depósitos piroclásticos asociados a los CEM Caburgua que no son parte de la estructura de los conos, en particular los tratados en este trabajo, presentan longitudes de talud variables, entre 25 y 100 m, pero, en la mayoría de los casos, la porción no cubierta de este no superan los cuatro metros de altitud. Estos afloramientos están compuestos por depósitos de caída, entre un 60% y 90%, con intercalaciones menores de oleadas piroclásticas, las que, en algunos casos, se presentan como lentes dentro del mismo. Con relación a la granulometría, los depósitos de caída presentan, en general, un tamaño de grano que varía entre 1 y 3 mm, mientras que, en el caso de oleadas piroclásticas, este es inferior a 1 mm.

La edad de los conos de Caburgua y sus depósitos es desconocida. Sin embargo, hay ciertos eventos que permiten restringir el rango de tiempo en el que habían formado. Según lo mencionado por Hickey-Vargas *et al* (2002), los conos de Caburgua, junto con el resto de los conos piroclásticos de la zona, serían posteriores al evento de formación de la Ignimbrita Licán (14320 ± 10 - 13520 ± 80 años antes del presente; Clavero, 1996), la cual representa el primer evento eruptivo posglaciación Llanquihue (Clavero y Moreno, 1994), último evento glaciario mayor reconocido en la región de la Araucanía, y anteriores al evento que dio origen a la Ignimbrita Pucón (3950 ± 70 - 3580 ± 7 años antes del presente), la cual sobreyace a los conos de piroclastos monogenéticos cercanos al volcán Villarrica, como lo son los conos de Caburgua, y sus lavas asociadas (Moreno y Lara, 2008).



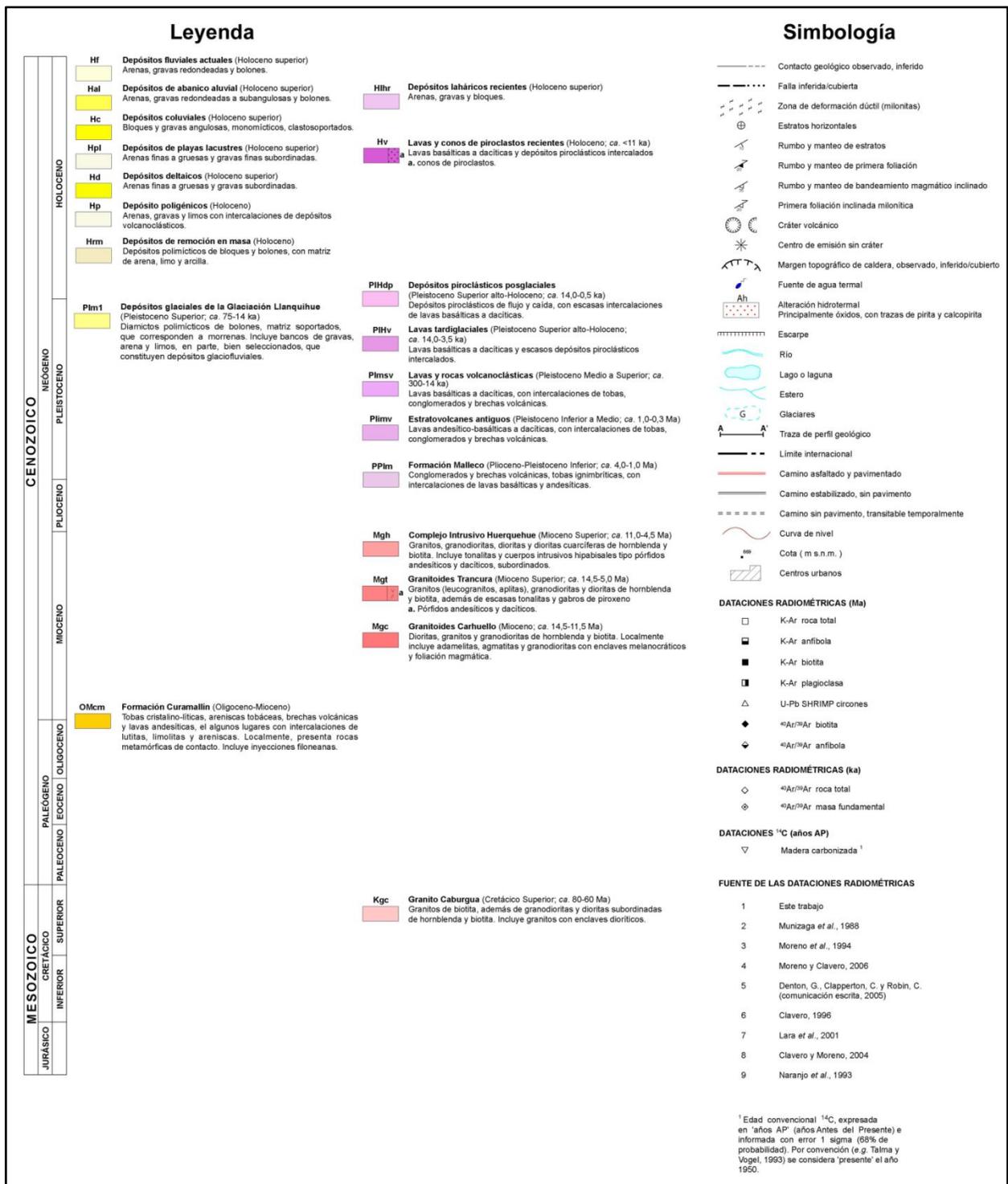


Figura 2.3: Geología del área de estudio. El mapa corresponde a un fragmento del mapa incluido en Geología del área Pucón-Curarrhue (Modificado de Moreno y Lara, 2008).

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

En este capítulo, se presentan los resultados luego del procesamiento de los datos obtenidos en terreno, a partir de los cuales se confeccionan diagramas de densidad de polos y de roseta, y del análisis de imágenes aéreas, utilizadas para el estudio de parámetros morfológicos de los conos de Caburgua. Con la confección de diagramas se pretende obtener las tendencias principales de rumbo y manteo de las fallas caracterizadas, con el fin de, posteriormente, definir un posible campo de *stress* para el momento de formación de las fallas de separación normal y de separación inversa. Por su parte, con el análisis de parámetros morfológicos se pretende determinar la orientación del dique alimentador que subyace a los conos de Caburgua, el que, a su vez, permitirá tener una aproximación del campo de esfuerzos activo durante su formación.

Para un mayor orden en la presentación de los diagramas, se ha asignado códigos a los afloramientos, los cuales dependen de si son depósitos piroclásticos, "AXYDP", o si son afloramientos de basamento, "AXYB". La letra "X" es reemplazada por "P" o "S" dependiendo si el afloramiento ha sido catalogado como principal (P) o secundario (S), mientras que la letra "Y" es sustituida por el número que indique la posición de este afloramiento dentro del conjunto "P" o "S". Así, al segundo afloramiento principal/secundario de depósitos piroclásticos le corresponde el código AP2DP/AS2DP. La ubicación de cada uno de los afloramientos, y el código asociado, es mostrada en la Figura 3.1.

Los parámetros morfológicos que son incluidos en este trabajo (Sección 3.2) corresponden a elipticidad de conos y cráteres, elongación y dirección de elongación de los mismos y dirección de alineación de los puntos bajos de los cráteres. Para su presentación se ha decidido enumerar los conos de Caburgua como se muestra en la Figura 3.23 (Sección 3.2).

3.1 Diagramas de roseta y de densidad de polos

La presentación de los diagramas es separada según el tipo de afloramiento en el que fueron tomadas las mediciones y tipo de estructura dentro del mismo (fallas de separación normal, falla de separación inversa, diaclasas o fallas oblicuas). Para cada tipo de afloramiento se presentan, en primer lugar, los datos obtenidos a partir de trabajos anteriores si corresponde y, posteriormente, los resultados obtenidos a partir de los datos de la campaña de terreno. Además de los diagramas mencionados

anteriormente, se incluye, por afloramiento, un diagrama con los principales sets de polos, los que en el texto son expresados en notación azimut/buzamiento

El detalle de las mediciones realizadas en fallas y diaclasas y los datos utilizados para el análisis de fallas oblicuas puede ser revisado en la sección de Anexos, en la Tabla A.1, Tabla A.2, Tabla A.3 y Tabla B.1

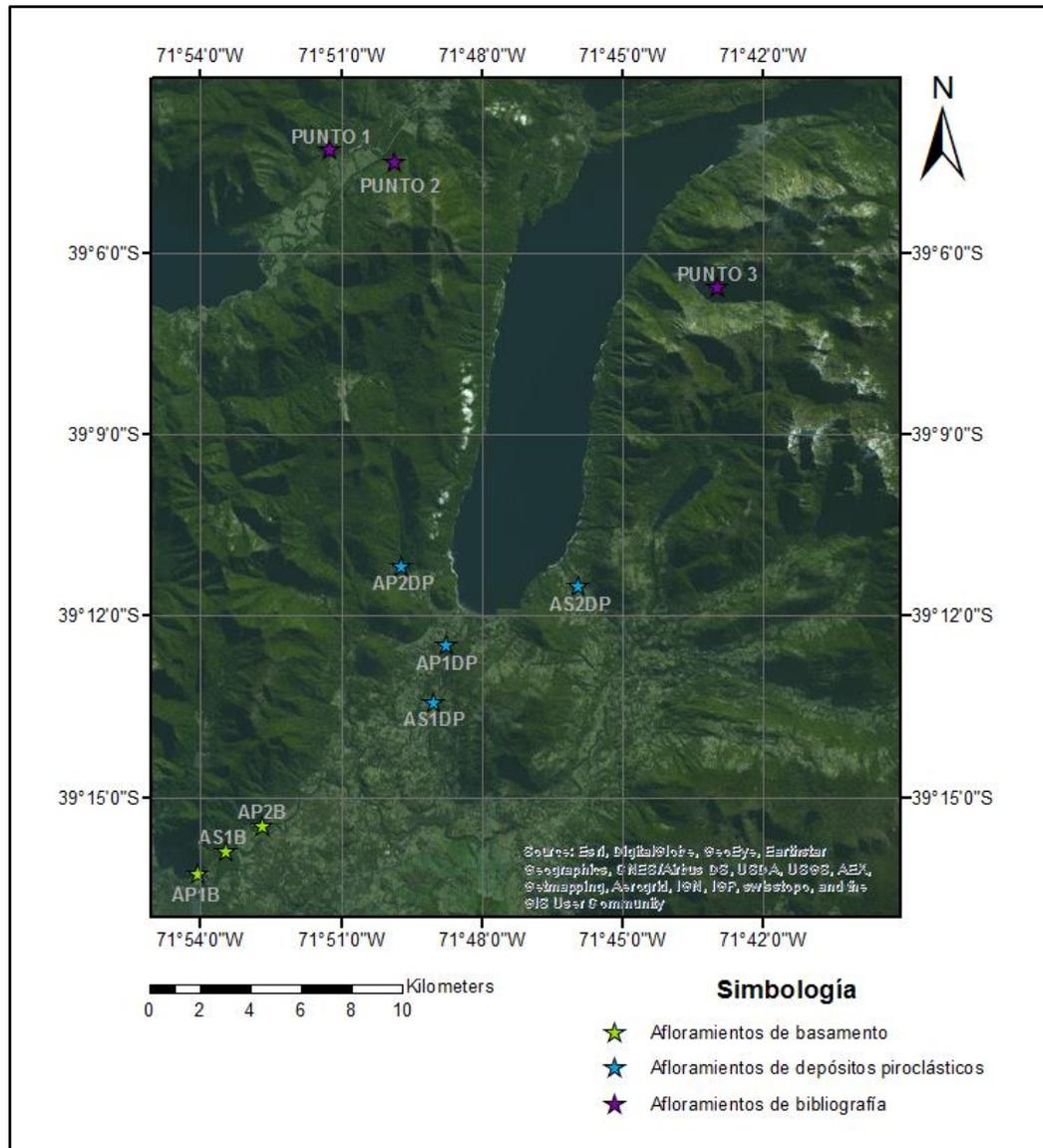


Figura 3.1: Ubicación de afloramientos. Los puntos incluidos en el mapa indican la ubicación de los afloramientos en los que fueron medidos los planos de falla, cada uno con el código que es utilizado en este trabajo. Los códigos terminados en letra "B" corresponden a afloramientos de basamento, mientras que los terminados en letras "DP" son de afloramientos de depósitos piroclásticos. Las letras "P" y "S" indican si estos son considerados principales o secundarios, respectivamente.

3.1.1 Depósitos piroclásticos

En este estudio, son considerados cuatro afloramientos de material piroclástico (Figura 3.1), los cuales en general no superan los 5 m de espesor y tienen una buena exposición, es decir, sus taludes no se encuentran cubiertos por vegetación. En ninguno de los cuatro afloramientos considerados es visible el contacto con la roca subyacente, ya sea del basamento cercano (Granitoides Carhuello) u otras unidades.

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, estos depósitos se encuentran afectados por fallas de separación normal e inversa, con una proporción promedio de 6:1, seis fallas de separación normal por cada falla de separación inversa. La continuidad de las fallas dentro de los depósitos es variable, con fallas contenidas totalmente dentro de estos y fallas que los afectan desde el techo hasta, al menos, el límite inferior visible. Así mismo, y debido al no afloramiento de contactos con rocas subyacentes, no es posible definir la continuidad de estas fallas en el basamento. La magnitud del desplazamiento observado en las fallas es amplio, encontrándose entre 40 y 0.5 cm, con un promedio de 9.7 cm, en las fallas de separación normal y entre 45 y 1 cm, con un promedio de 11.6 cm, en las fallas de separación inversa. El desplazamiento máximo, mínimo y promedio es detallado, por afloramiento, para cada tipo de falla.

Solo una pequeña porción de cada uno de los planos de falla es despejada durante el proceso de medición, ya que todos ellos se encuentran cubiertos por material piroclástico. Debido a esto, no es posible reconocer estrías u otro indicador cinemático que permita determinar la dirección y sentido de movimiento real de las fallas.

Con relación a la temporalidad de las fallas, no es posible definir cuál de los dos tipos es anterior al otro, ya que en los afloramientos se observan fallas de separación normal desplazando fallas de separación inversa y viceversa.

3.1.1.1 Afloramiento AP1DP

Afloramiento de color rojizo, de 2.9-3.2 m de alto y 100 m de largo, aproximadamente, cubierto por una capa de suelo y vegetación de 20-30 cm de espesor. La orientación general del talud es N15E.

AP1DP está compuesto por intercalaciones de oleadas piroclásticas y depósitos de caída, cuyos tamaños de grano son inferiores a 1 mm y 2-3 mm, respectivamente. Estructuralmente, se encuentra afectado tanto por fallas de separación normal como de separación inversa, con una densidad aproximada de 1.3 fallas por metro y una proporción entre fallas de separación inversa y fallas de separación normal de 1:12. Los últimos 70-80 cm del depósito no se encuentran afectados por este tipo de estructuras. El desplazamiento medido en las fallas de separación normal varía entre 28 y 0.5 cm, con un promedio de 8.5 cm, mientras que, en las fallas de separación inversa, se

registra un desplazamiento máximo de 45 cm y mínimo de 5 cm, con un promedio de 23.5 cm.

La Figura 3.2 muestra parte de las fallas presentes en este afloramiento. Junto a la fotografía tomada en terreno, se incluye un esquema de las fallas presentes en la imagen. En ella se puede apreciar el amplio dominio de fallas de separación normal frente a fallas de separación inversa, además de parte de las relaciones de corte que existe entre estas: fallas de separación normal cortando a fallas de separación inversa.

Para analizar en detalle las características de las fallas de este afloramiento, se han creado los diagramas mostrados en la Figura 3.3 y Figura 3.4. En ellos, se incluyen la distribución y concentración de las fallas de separación normal e inversa, además de la asignación de sets.

a) Fallas de separación normal

El diagrama de roseta de la Figura 3.3 revela una clara tendencia en la orientación de las fallas de separación normal. La dirección de estas se distribuye, principalmente, entre los rumbos N80°-90° y N130°, siendo en estas mismas direcciones donde ocurre la mayor concentración, agrupando, entre ambas, cerca del 34% de las fallas.

En el diagrama de densidad de polos (Figura 3.3.a), se observan tres puntos importantes de concentración, los que, a partir de la definición de sets de la Figura 3.3.b, son representados por los puntos: 185/31 (1m); 213/33 (2m), y 352/25 (3m). Al comparar estos puntos con los rumbos principales del diagrama de roseta (Figura 3.3.c), se observa que el segundo de ellos es compatible con un rumbo NW-SE, mientras que los dos restantes concuerdan con un rumbo cercano a la dirección E-W, coincidiendo así con las orientaciones principales mencionadas anteriormente.

b) Fallas de separación inversa

Al igual que en el caso de las fallas de separación normal, las fallas de separación inversa muestran una orientación muy acotada, con prácticamente el 100% de ellas entre los rumbos N90° y N130° (Figura 3.4.c). Dentro de este rango, la dirección acotada por N120° y N130° es la que contiene la mayor parte de las fallas, con un 20%.

Como se puede observar en la Figura 3.4.a, el manto de estas fallas es bastante amplio, abarcando desde fallas con manteos subhorizontales, menores a 5°, a manteos de 75°-80°. A pesar de esta dispersión en el manto, existen dos acumulaciones de polos (sets) que incluyen cerca del 50% de los datos graficados: 200/15 y 219/34 (Figura 3.4.b).

Es importante destacar que la distribución de rumbos y manteos de fallas de separación normal e inversa es bastante similar, observándose alto grado de paralelismo al comparar los diagramas de roseta (Figura 3.3.c y Figura 3.4.c). Complementando lo anterior, en ambos casos la concentración total o mayoritaria de polos ocurre en un rango de azimut de 40° , entre 180° y 220° , y un rango de manteo que va desde los 15° a 35° (Figura 3.3.a-b y Figura 3.4.a-b).

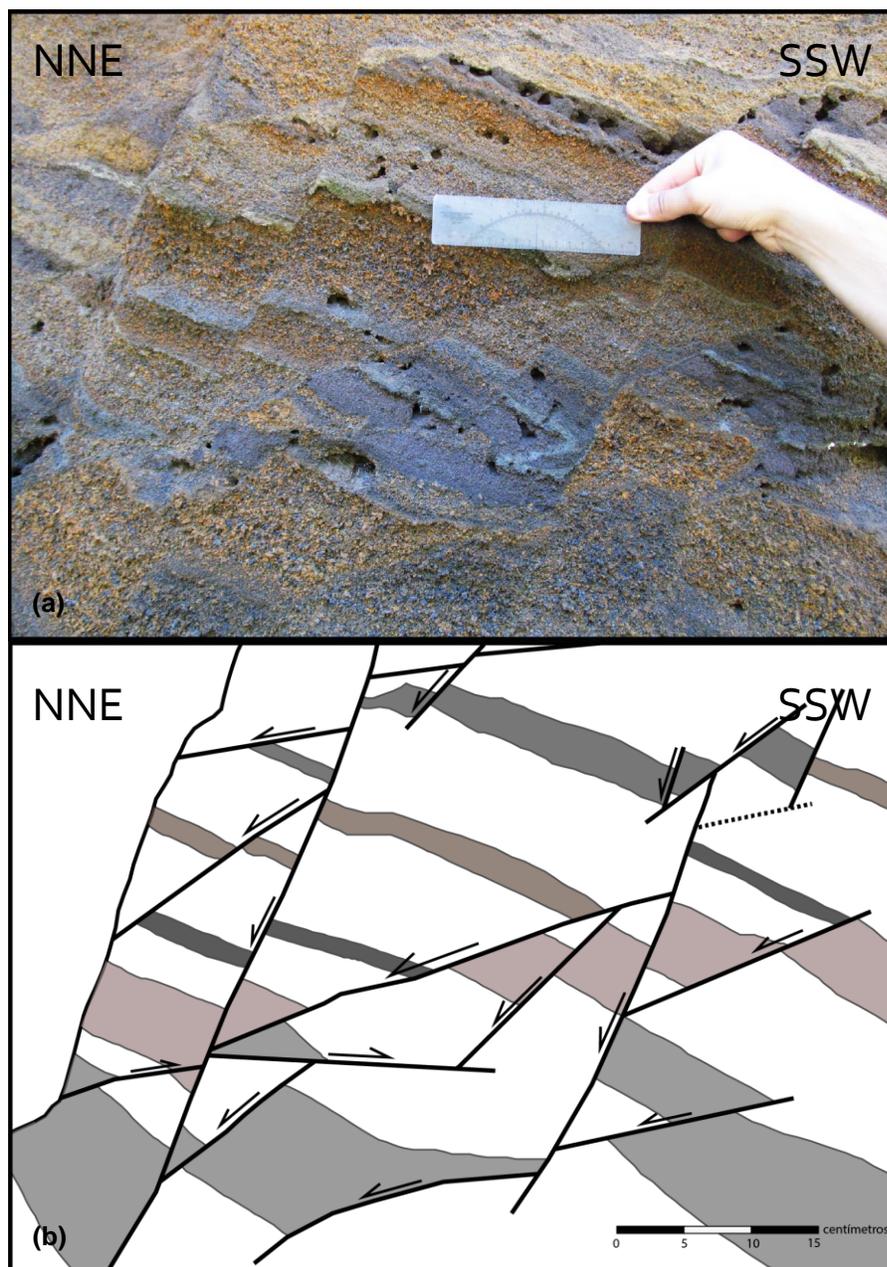


Figura 3.2: Sección del afloramiento AP1DP. (a) Fotografía tomada en terreno de parte del afloramiento AP1DP, donde se ven bien definidos los estratos que lo componen. (b) Esquema de la parte (a) donde se hacen más evidentes los estratos guía y las fallas que afectan a esta parte del afloramiento. Se puede ver que tanto fallas de separación inversa como de separación normal están presentes en el afloramiento, con claro dominio de estas últimas en cuanto a cantidad.

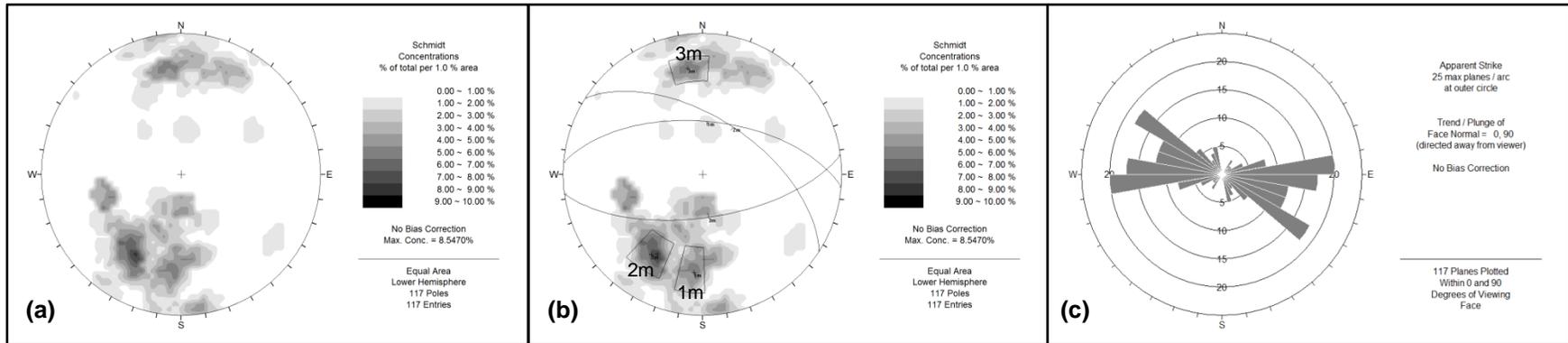


Figura 3.3: Fallas de separación normal afloramiento AP1DP. (a) Diagrama de densidad de polos. Muestra la distribución de los polos de las fallas medidas en el afloramiento AP1DP. En este caso los polos tienden a concentrarse en los alrededores de la línea N-S de la red. (b) Sets. Representan zonas de mayor concentración de polos. Se reconocen 3 sets representados por los polos 185/31; 213/33, y 352/25. (c) Diagrama de roseta. Muestra la distribución de orientaciones de las fallas. En el afloramiento AP1DP el rumbo de estas fallas es bastante acotado, encontrándose, principalmente, entre N80°-90° y N130°.

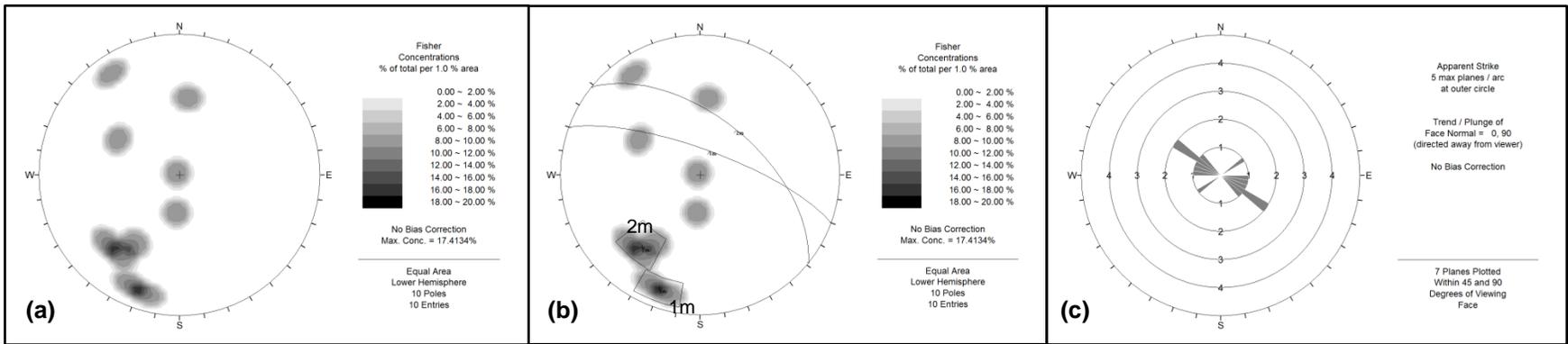


Figura 3.4: Fallas de separación inversa afloramiento AP1DP. (a) Diagrama de densidad de polos. En el caso de las fallas de separación inversa, los polos muestran un amplio rango de buzamiento y sus azimuth tienden a concentrarse hacia el oeste de la red. (b) Sets. Se reconocen dos zonas de mayor concentración, representados por los polos 200/15 y 219/34, abarcando entre ambas cerca del 50% de los datos graficados. (c) Diagrama de roseta. En este afloramiento, el rango de rumbo es bastante pequeño, encontrándose principalmente entre N90° y N130°.

3.1.1.2 Afloramiento AP2DP

Depósito piroclástico de color café-rojizo, expuesto en tres bloques con taludes de diferente dirección: N5E, N15E y N10W. El afloramiento tiene 7-8 m de alto y 25 m de largo, considerando los tres taludes antes mencionados. Ocultando los 4 m inferiores del afloramiento, existe una gruesa capa de regolito, lo que impide alcanzar la base de este. Sobre el afloramiento, existe una cubierta de suelo que tiene un espesor de 50-70 cm.

Al igual que el depósito anterior, AP2DP está compuesto por intercalaciones de depósitos de caída y oleada piroclástica. Con relación a las fallas encontradas, a pesar de tener una densidad mucho menor comparada con la del afloramiento anterior (0.36 fallas por metro), estas tienen una mayor longitud y desplazamiento aparente, con un desplazamiento máximo de 40 cm, mínimo de 8 cm y un promedio de 23.7 cm en el caso de las fallas de separación normal.

En la Figura 3.5, se muestra parte del afloramiento AP2DP. Junto a la imagen tomada en terreno (Figura 3.5.a), se incluye una figura esquemática de las fallas presentes en esta sección del afloramiento.

a) Fallas de separación normal

En los gráficos que se presentan a continuación (Figura 3.6), se muestra la tendencia de las fallas (rumbo y manteo) de este depósito. En el primero de ellos (Figura 3.6.a), se aprecian tres puntos de alta densidad, los cuales son representados por los polos 198/34, 204/52 y 308/40, nombrados en la Figura 3.6.b como 1m, 2m y 3m, respectivamente. El hecho de que cada uno de estos puntos solo equivalga a un dato no permite afirmar que exista una clara tendencias de rumbo y/o manteo en este grupo de fallas.

Según el gráfico de la Figura 3.6.c, para los planos de falla de este afloramiento existen dos rangos de direcciones de rumbo destacados: N30°-40° y N100°-120°. Al comparar esto con el afloramiento anterior, se ve que la dirección N100°-120° se encuentra dentro del rango de rumbos principales del depósito AP1DP.

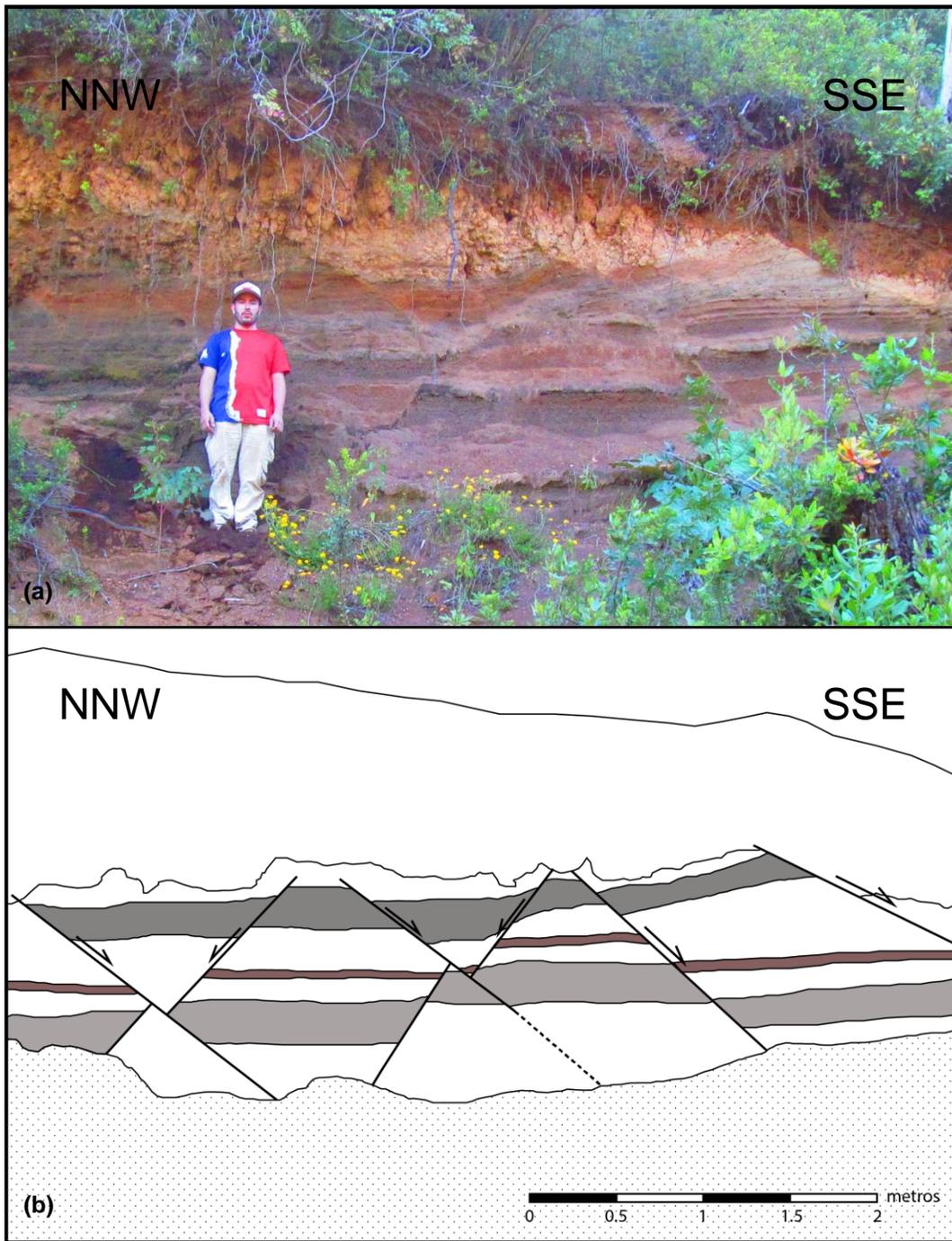


Figura 3.5: Sección de afloramiento AP2DP. (a) Fotografía tomada en terreno de uno de los taludes que componen el afloramiento AP2DP. En ella se ven parte de los estratos que componen el afloramiento y el desplazamiento que han sufrido debido a las fallas que lo afectan. (b) Esquema de la fotografía de la parte (a) donde se hacen más evidentes los estratos guía y las fallas que afectan al afloramiento. Se puede ver que, al menos este talud, se encuentra afectado exclusivamente por fallas de separación normal. La zona punteada representa el material que cubre la parte inferior del afloramiento.

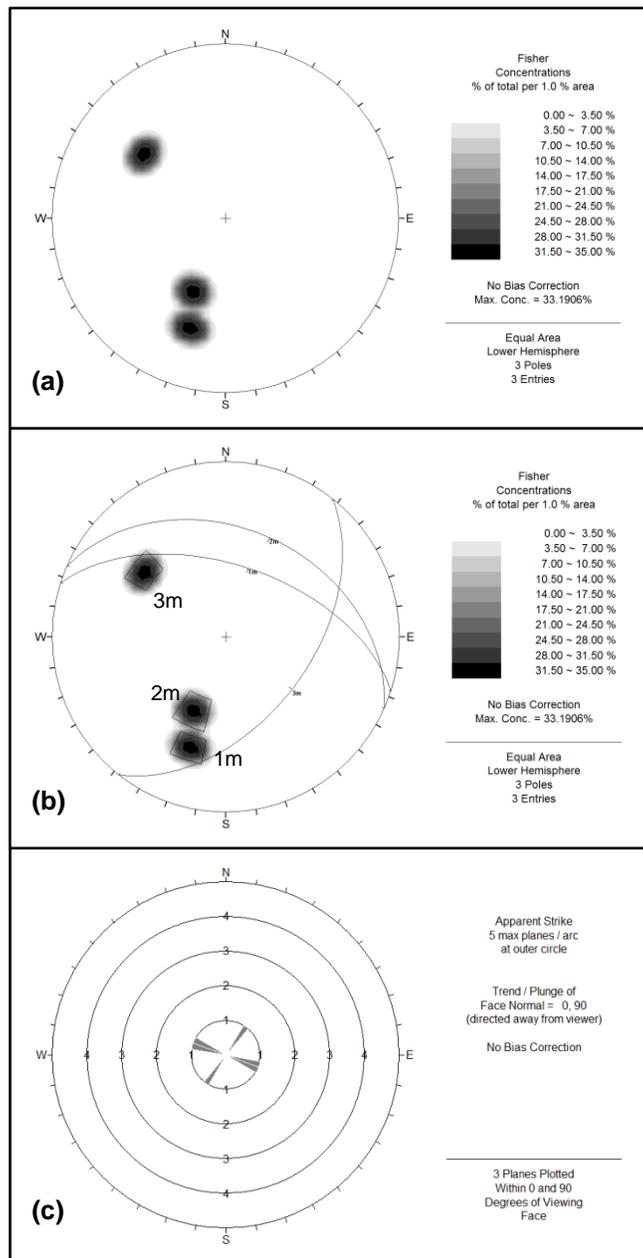


Figura 3.6: Fallas de separación normal afloramiento AP2DP. **(a)** Diagrama de densidad de polos. Los polos de las fallas de separación normal tienden a encontrarse desde la línea N-S hacia el oeste, con buzamientos entre 35° y 60° . **(b)** Sets. Se reconocen 3 zonas de alta densidad, representadas por los polos 198/34, 204/52 y 308/40. Cada uno de estos sets representa un único dato, por lo que es difícil asegurar que exista una tendencia. **(c)** Diagrama de roseta. Las fallas de este afloramiento muestran dos tendencias de rumbo: $N30^\circ-40^\circ$ y $N100^\circ-120^\circ$. Sin embargo, al ser baja la cantidad de datos, no es posible establecer con certeza que estas son las direcciones principales.

b) Fallas de separación inversa

La presencia de fallas de separación inversa es escasa en este afloramiento. El único plano de falla de este tipo encontrado durante la campaña de terreno es caracterizado por el *dip/dipdirection* 50/188. Dada esta condición, se piensa innecesaria la confección de diagramas como los anteriores, aunque este dato sí se incluirá en la integración completa de datos, sección que es tratada más adelante.

A pesar de lo anterior, resulta relevante que la orientación de esta falla es subparalela a la dirección N100°-120°, uno de los dos rangos de direcciones de rumbo mostrados por las fallas de separación normal.

3.1.1.3 Afloramiento AS1DP

Afloramiento de color gris, de 2-2.5 m de alto y, aproximadamente, 15 m de largo, con una orientación de talud N5W. En su techo, existe una capa de material caótico y sobre este una cubierta de suelo, agregándole 3-3.5 m de altura al depósito.

AS1DP está formado principalmente por depósitos de caída, con granulometría de 1-4 mm, e intercalaciones menores y lentes de oleada piroclástica, cuyo tamaño de grano es menor a 1 mm.

Al contrario de los afloramientos anteriores, en este predominan fallas inversas por sobre fallas normales, con una proporción de 3:1. En las primeras se registran desplazamientos entre 5 y 1 cm, con un promedio de 2.9 cm, mientras que en las segundas se observan los mismo desplazamientos máximo y mínimo, pero con un promedio de 3.7 cm. Ejemplos de las fallas de separación inversa encontradas en este afloramiento son mostrados en la Figura 3.7.

En los gráficos de la Figura 3.8 y Figura 3.9, se muestra la tendencia de los planos de fallas de separación normal e inversa medidos en este afloramiento.

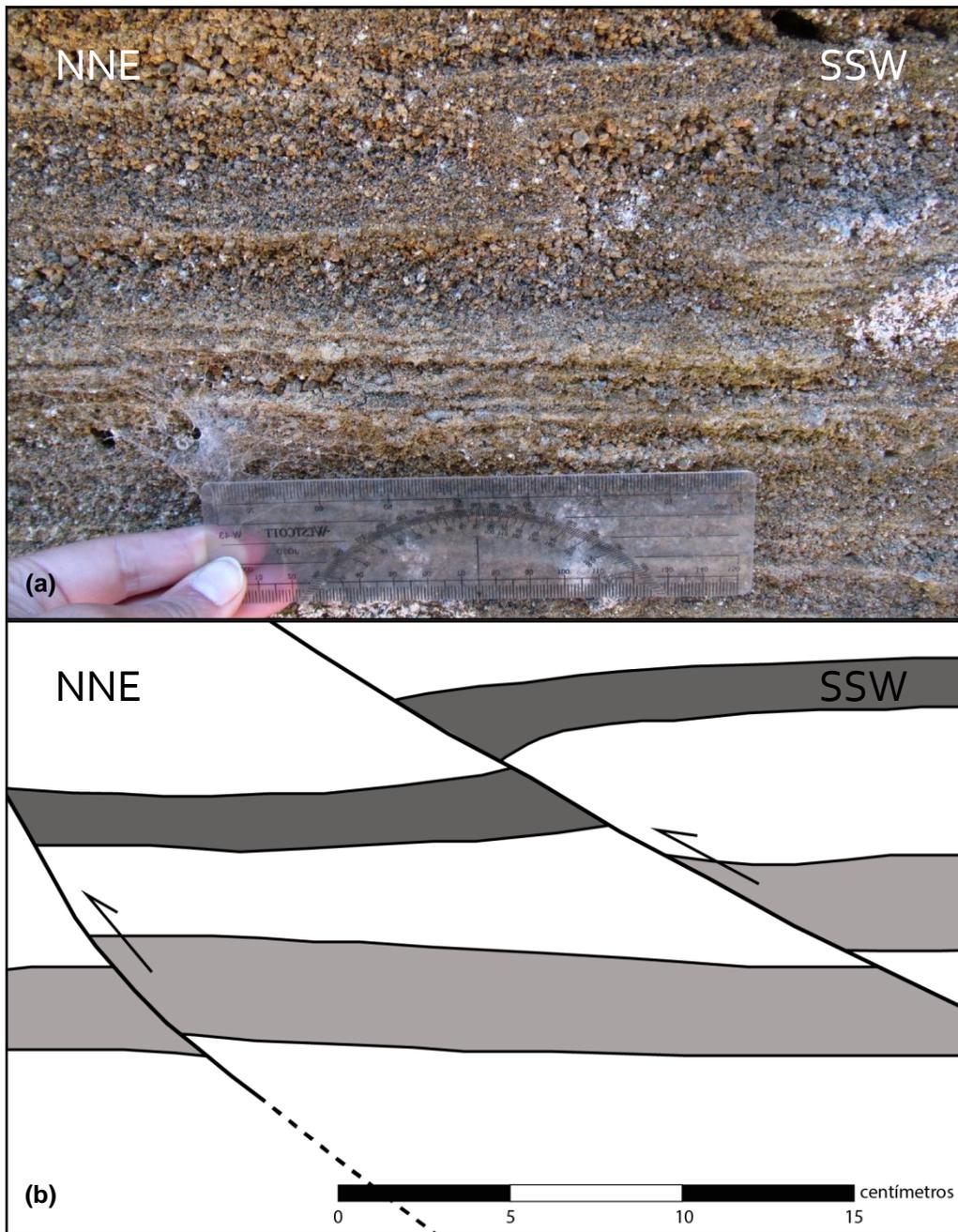


Figura 3.7. Sección del afloramiento AS1DP. (a) Fotografía, tomada en terreno, de parte del afloramiento AS1DP, donde se ven bien definidos los estratos que lo componen. (b) Esquema de la parte (a), donde se hacen más evidentes los estratos guía y las fallas que afectan a esta parte del afloramiento, que, en este caso, son exclusivamente de separación inversa.

a) Fallas de separación normal

En el diagrama de densidad de polos (Figura 3.8.a), se observa un único punto de alta concentración, 261/14, "1m" en la Figura 3.8.b, el cual agrupa al 61% de los datos graficados. De este set destaca que el rumbo del plano asociado es cercano a la línea N-S (Figura 3.8.b), orientación que no ha sido significativa en los afloramientos anteriores.

El diagrama de roseta de estas fallas (Figura 3.8.c), muestra una leve tendencia en la orientación de los planos, los que se agrupan, mayormente, entre los rumbos N-S y N5°W. A pesar de no ser la orientación principal, la presencia de un rumbo de dirección N70°-80°E es significativo de destacar, ya que es muy cercana a los rangos de rumbo principal de afloramientos anteriores.

b) Fallas de separación inversa

El diagrama de concentración de polos, al igual que el de definición de sets, muestra una significativa dispersión en el manto de las fallas, pero no así de su azimut (Figura 3.9.a-b). El manto medido en estas fallas varía entre 80° y 20°, representado por polos con buzamiento entre 10° y 70° (Figura 3.9.a-b), mientras que más del 66% de los planos medidos se encuentran en un rango de 40°, entre los rumbos N70° y N110°, representadas por polos con azimut entre 160°-200° y 340°-20° (Figura 3.9.a-b). A pesar del grado de dispersión, se definen dos sets de polos, los que, en conjunto, agrupan a más del 41% de los datos: 314/47, "1m", y 346/47, "2m" (Figura 3.9.b).

Parte de lo anterior es reafirmado por el diagrama de roseta (Figura 3.9.c). Este muestra que el principal rango de direcciones de las fallas de separación inversa se encuentra entre N70° a N120°, 10° más amplio que el obtenido a partir de los diagramas de concentración de polos y definición de sets.

Al comparar las orientaciones de las fallas de separación normal y separación inversa, llama la atención la baja similitud entre los rumbos, contrario a lo que ha sucedido en los afloramientos anteriores (AP1DP Y AP2DP). Sin embargo, es relevante destacar la cercanía existente entre la orientación de las fallas de separación inversa recién descritas y las direcciones principales de ambos tipos de falla de los afloramientos anteriores, en particular con AP1DP.

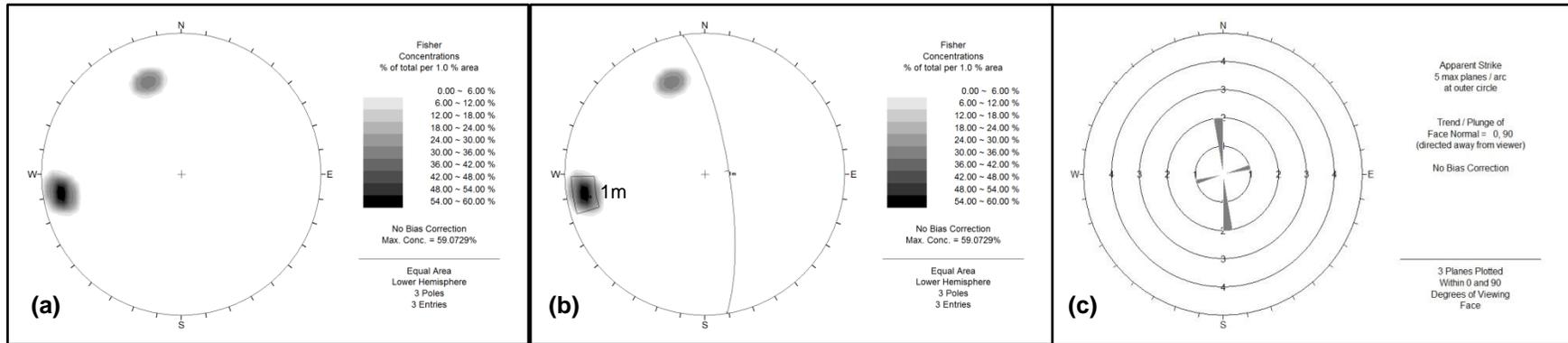


Figura 3.8: Fallas de separación normal afloramiento AS1DP. (a) Diagrama de densidad de polos. En este caso existen dos puntos aislados de concentración: una cercana a la línea E-W, con buzamiento subhorizontal; y la otra a la línea N-S, con buzamiento menor a 30°. (b) Sets. Destaca un único punto de alta densidad, cuyo azimuth es muy cercano a 270° (W) y su buzamiento subhorizontal (261/14), en la figura catalogado como "1m". (c) Diagrama de roseta. En el afloramiento AS1DP, existen dos direcciones de rumbo, una cercana a la N-S y otra cercana a la E-W, siendo la primera, según lo mostrado por la imagen, levemente más importante.

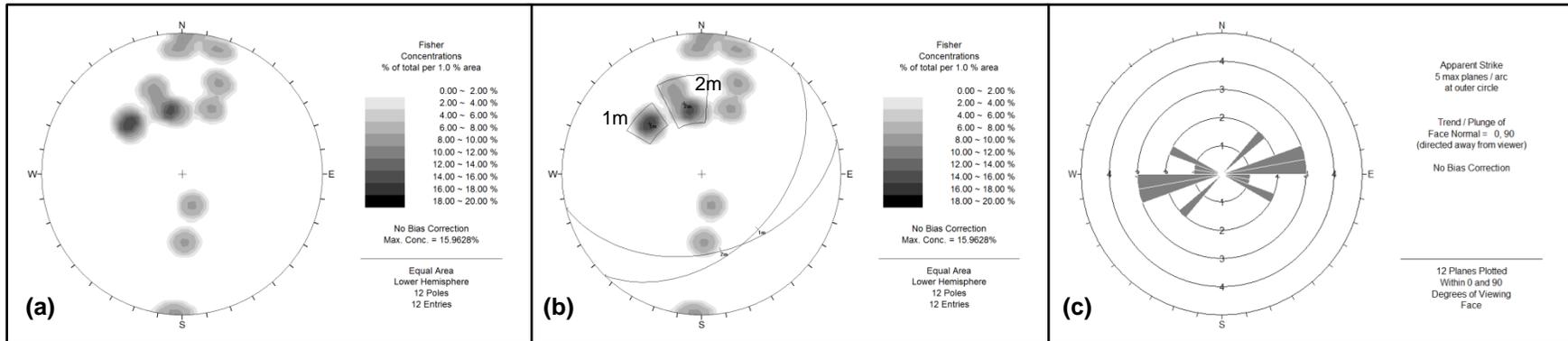


Figura 3.9: Fallas de separación inversa afloramiento AS1DP. (a) Diagrama de densidad de polos. Los polos de este tipo de fallas muestran un amplio rango de buzamiento: entre 10° y 70°; mientras que su azimuth tienden a concentrarse en el norte de la red. (b) Sets. Se reconocen dos zonas que destacan por su concentración, representados por los polos 314/47 y 346/47, las que agrupan el 41% de los datos graficados. (c) Diagrama de roseta. En este afloramiento, el rango de rumbo es bastante pequeño, encontrándose principalmente entre N70° a N120°.

3.1.1.4 Afloramiento AS2DP

Afloramiento rojizo, de cerca de 2.5 m de alto, lo que incluye una cubierta de suelo de 60 cm de espesor, y 80 m de largo, con una dirección general de talud de N15W.

AS2DP está formado, casi exclusivamente, por depósitos de caída de granulometría menor a 3 mm. Este afloramiento se encuentra afectado, principalmente, por fallas de separación normal, con desplazamientos entre 18 y 6 cm y separación promedio de 12.4 cm. Una única falla de separación inversa es registrada, con un desplazamiento de 11.5 cm.

Los siguientes gráficos (Figura 3.10) muestran la distribución de rumbos y manteos de los planos de falla de separación normal de este afloramiento.

a) Fallas de separación normal

En la Figura 3.10, se observan dos zonas de concentración que resaltan por sobre el resto, representadas por los polos 322/29 y 310/47, “1m” y “2m” en la Figura 3.10.b. Entre ambos concentran más del 44% de los datos graficados. Los polos restantes se ubican entre los azimut 56° y 188° (Figura 3.10.a), ninguno de ellos supera los 34° de buzamiento. Los polos 322/29 y 310/47 representan planos de rumbo N52E y N40E, respectivamente.

En el diagrama de roseta (Figura 3.10.c) se observa cierta tendencia en la orientación de las fallas, resaltando el rumbo NE-SW, específicamente entre $N40^\circ$ y $N60^\circ$. Esto concuerda con la orientación de los planos asociados a los polos principales mencionados anteriormente. Los rumbos secundarios corresponden a orientaciones E-W y NW-SE.

b) Fallas de separación inversa

Al igual que en afloramiento AP2DP, en este afloramiento una única falla de separación inversa fue encontrada, representada por el *dip/dipdirection* 68/339. Debido a esto, se considera innecesaria la realización de gráficos para este tipo de fallas, pero esta medición sí es incluida en los diagramas de integración, sección que es abordada más adelante.

Es importante resaltar que la falla de separación inversa es subparalela a gran parte de las fallas de separación normal de este afloramiento y a parte importante de las fallas de los afloramientos anteriores.

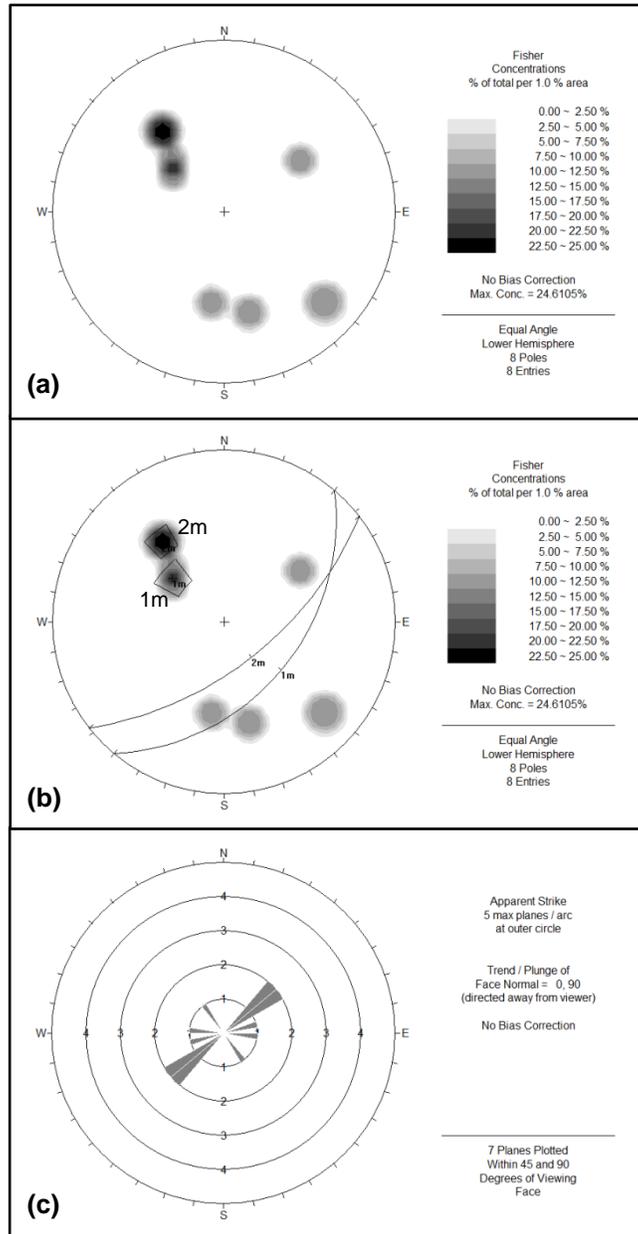


Figura 3.10: Fallas de separación normal afloramiento AS2DP. (a) Diagrama de densidad de polos. En este caso existen varios puntos de concentración aislados, sin una tendencia marcada en azimuth ni en buzamiento. (b) Sets. Destacan dos áreas de alta concentración, bastante similares en azimuth, representadas por los polos 322/29 y 310/47. Entre ambos agrupan más del 44% de los datos graficados (c) Diagrama de roseta. Existe un único rango de direcciones que destaca N40-60E.

3.1.1.5 Integración de diagramas

Los diagramas que se presentan a continuación (Figura 3.11 y Figura 3.12) resultan de la integración de las mediciones hechas en los afloramientos de depósitos piroclásticos, mostrando por separado las fallas de separación normal y las fallas de separación inversa.

a) Fallas de separación normal

La Figura 3.11.b muestra tres áreas importantes de concentración de polos, representadas por los sets 187/34 (polo 1m), 213/35 (polo 2m) y 348/27 (polo 3m), los que, en conjunto, contienen cerca del 20% de las fallas graficadas. A pesar de que la distribución de los demás polos muestran cierta dispersión (Figura 3.11.a), gran parte de ellos tiende a concentrarse en los alrededores de los sets recién mencionados.

Rumbos concentrados entre N80° y N130° es lo que muestra el diagrama de roseta de la Figura 3.11.c. En él se observa que este rango de rumbos incluye, o es cercano, a las orientaciones de los planos asociados a los sets descritos más arriba (Figura 3.11.b-c). Algunas orientaciones secundarias, que cubren casi todo el resto del espectro de azimuts, representan cerca del 29% de los datos.

b) Fallas de separación inversa

El caso de las fallas de separación inversa es bastante similar a las de separación normal. Como ya se ha mencionado, y se puede ver en la Figura 3.12.c, el rumbo de estas fallas es bastante acotado, encontrándose principalmente entre N90° y N130°, lo que incluye poco más del 60% de las fallas de este tipo. Las que no se encuentran dentro de este rango se alejan, como máximo, 50° de las direcciones principales, nunca abarcando direcciones entre N320° y N40°.

La dispersión del manto en estas fallas es amplio, abarcando desde planos subhorizontales a subverticales (Figura 3.12.a-b). Las zonas que destacan por alta acumulación de polos son dos, representadas por los sets 310/48 (1m) y 355/45 (2m), concentrando entre ambos un tercio de las fallas.

Es importante recalcar la similitud en las orientaciones de los dos tipos de falla, observada al comparar las Figura 3.11.c y Figura 3.12.c. En ellas se aprecia un paralelismo fuertemente marcado.

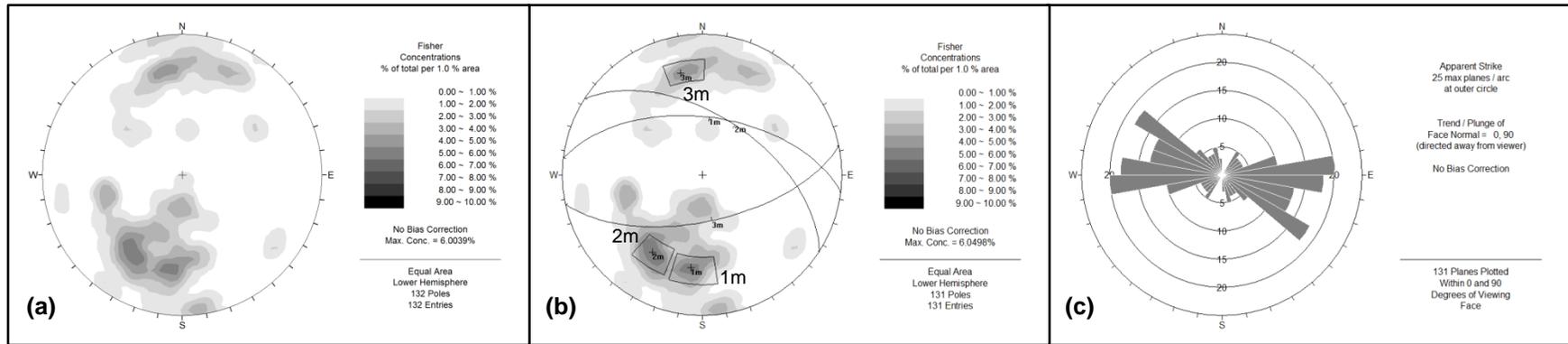


Figura 3.11: Integración fallas de separación normal. (a) Diagrama de densidad de polos. La distribución de polos del diagrama de integración se concentra, principalmente, entre los azimut 165°-230° y 330°-35°, mientras que el rango de buzamiento es amplio, desde 2° a 86°. (b) Sets. Se reconocen tres sets, representados por los polos 187/34, 213/35 y 348/27. En conjunto, los sets representan cerca del 20% de los datos (c) Diagrama de roseta. El rango principal de orientaciones de este tipo de fallas es bastante pequeño, encontrándose principalmente entre N80° y N130°.

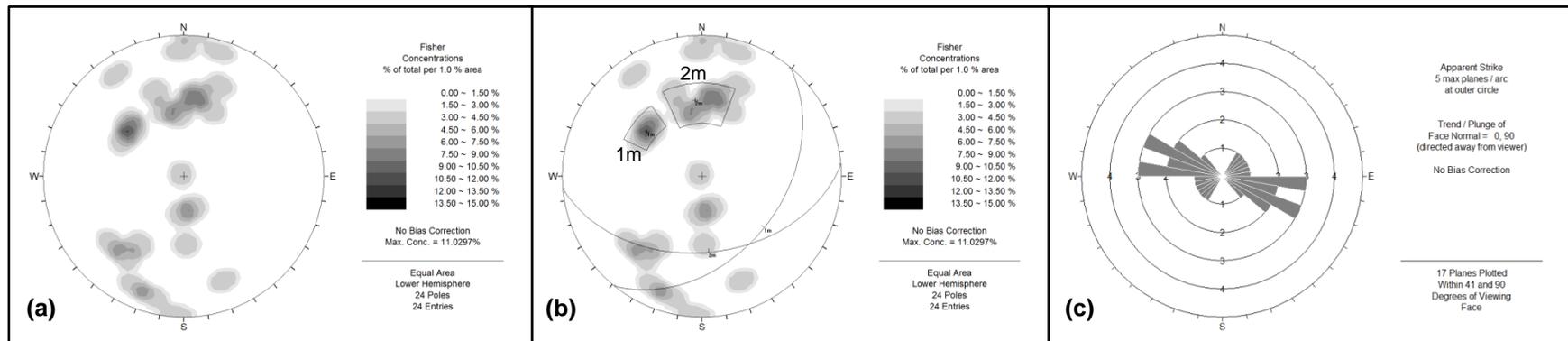


Figura 3.12: Integración fallas de separación inversa. (a) Diagrama de densidad de polos. En el caso de las fallas de separación inversa, los polos muestran un amplio rango de buzamiento, entre 2° y 90°; al contrario de su azimut, el cual se encuentra principalmente entre 335°-25° y 160°-210°. (b) Sets. Se reconocen dos zonas de mayor concentración, representados por los polos 310/48 y 355/45, abarcando entre ambas un tercio de los datos graficados. (c) Diagrama de roseta. En su conjunto, el rango de rumbo de estas fallas es bastante pequeño, encontrándose principalmente entre las líneas N90° y N130°.

3.1.2 Basamento

El basamento en esta zona corresponde a rocas intrusivas pertenecientes, principalmente, a las unidades Granito Caburgua (Kgc), Granitoides Carhuello (Mgc) y Complejo Intrusivo Huerquehue (Mgh).

Son seis los afloramientos de basamento considerados en este trabajo (Figura 3.1). Los datos estructurales de los tres primeros que se presentan —de ahora en adelante "afloramientos bibliográficos"— fueron entregados por el profesor guía, y corresponden a rumbo y manteo de planos de falla. Los datos de los tres afloramientos restantes fueron obtenidos en terreno y corresponden a rumbo y manteo de diaclasas, ya que no se encontraron indicadores cinemáticos que permitieran definir planos de falla. El detalle de las mediciones es incluido en la sección de anexos (Tabla A.3 y Tabla B.1).

3.1.2.1 Trabajos anteriores

Los afloramientos bibliográficos incluidos en este trabajo se encuentran al N y al NE de los conos de Caburgua, específicamente, en los alrededores del río Trafampulli (puntos 1 y 2 en la Figura 3.1), y a pocos kilómetros de la ribera E del lago Caburgua (punto 3 en la Figura 3.1).

Las estructuras que afectan este tipo de afloramientos son reconocidas como fallas oblicuas, con la componente de rumbo (sinistral o dextral) como el principal movimiento en la mayoría de ellas. Los diagramas presentados en la Figura 3.13, Figura 3.14 y Figura 3.15, muestran la distribución de estas fallas en los puntos 1, 2 y 3, respectivamente.

Para el punto 1 (Figura 3.1), se reconoce una única zona de alta densidad de polos, set "1m" (312/2) en la Figura 3.13.b, la cual representa fallas de manteo subvertical (Figura 3.13.a-b). En cuanto a la orientación de estos planos, ellos se encuentran, exclusivamente, entre los rumbos N30° y N50° (Figura 3.13.c).

Para el punto 2 (Figura 3.1), se define el set 1m (123/5) como el sector con mayor concentración de polos (Figura 3.14.b). Este incluye a más del 42% de las mediciones y, en cuanto al manteo de los fallas, representa planos subverticales (Figura 3.14.a-b). La orientación de las fallas en este punto se concentra en las direcciones NNE-NE, resaltando el rango N30°-N40°, y en las cercanías de la línea E-W (Figura 3.14.c).

Para el punto 3 (Figura 3.1), se definen los sets 1m (295/1) y 2m (149/1) como zonas de alta densidad de polos (Figura 3.15.b). Estos agrupan más del 88% de los datos y, con relación a los planos, representan fallas de manteo subvertical (Figura 3.15.a-b). En cuanto a la orientación de las fallas, esta se encuentra principalmente dentro de los rangos N20°-40° y N50°-N60° (Figura 3.15.c).

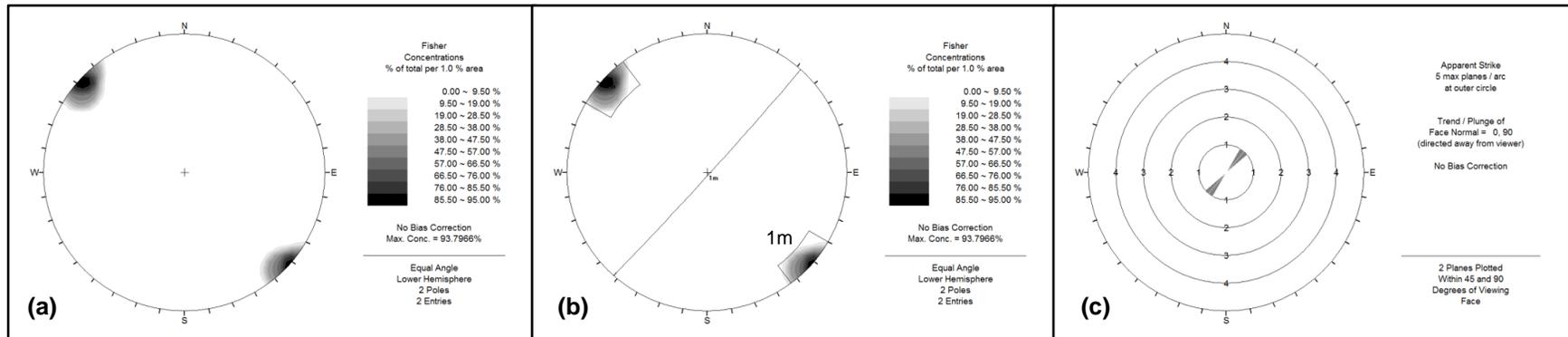


Figura 3.13: Diagramas del Punto 1 (afloresamientos bibliográficos). (a) Diagrama de densidad de polos. Muestra una única área de acumulación, orientada en la dirección NW-SE. (b) Sets. Se evidencia un único set, el cual concentra el 100% de los datos. Este set es representado por el polo 312/2. (c) Diagrama de roseta. Muestra la única orientación relacionada a las fallas de este afloramiento, N30°-50°.

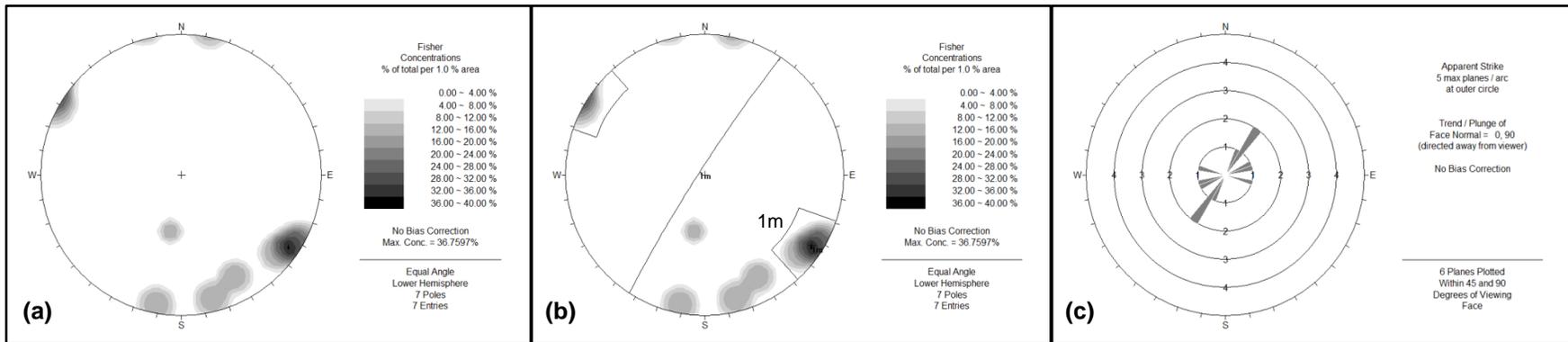


Figura 3.14: Diagramas del Punto 2 (afloresamientos bibliográficos). (a) Diagrama de densidad de polos. Muestra áreas de concentración que, en general, tiene bajo manteo y que se ubican principalmente entre los azimut 110° y 170°. (b) Sets. Se evidencia una zona de mayor densidad, representada por el polo 123/5, que incluye a más del 42% de los datos. (c) Diagrama de roseta. Resalta una única dirección dentro del diagrama, N30 y N40, pero no por mucho con respecto a las demás direcciones presentes.

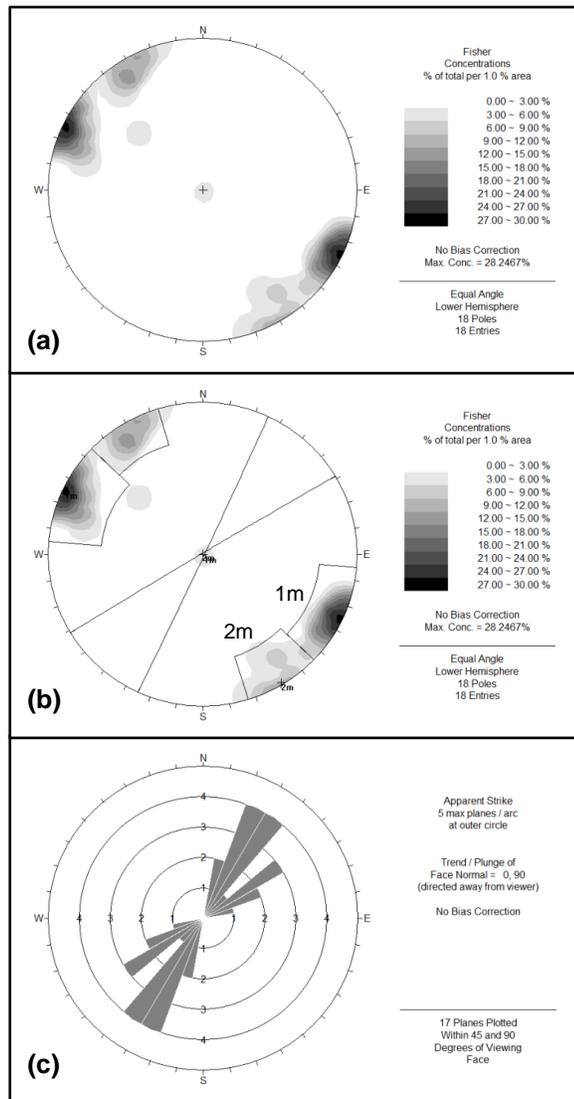


Figura 3.15: Diagramas del Punto 3 (afloramientos bibliográficos). (a) Diagrama de densidad de polos. Muestra que los polos se concentran a bajos manteos, entre los azimut 95° - 160° y 275° - 340° . (b) Sets. Se reconocen dos sets de datos, representados por los polos 149/1 y 295/1, los cuales abarcan más del 88% de los datos. (c) Diagrama de roseta. Muestra dos direcciones principales, entre los rumbos $N20^{\circ}$ - 40° y $N50^{\circ}$ - 60° .

3.1.2.2 Afloramiento AP1B

Afloramiento de color gris claro, de orientación $N50W$ - $S50E$. Mide, aproximadamente, 60 m de largo y 11 m de alto. Se encuentra totalmente diaclasado, y a simple vista se reconocen tres sets (Figura 3.1, Figura 3.16).

En la Figura 3.16, se muestra la distribución de rumbo (Figura 3.16.c) y manteo (Figura 3.16.a) de las diaclasas medidas en este afloramiento. El diagrama de roseta (Figura 3.16.c) muestra dos rangos de direcciones principales, entre $N350^{\circ}$ y $N20^{\circ}$ y entre $N280^{\circ}$ y $N320^{\circ}$, destacando las direcciones $N350^{\circ}$ - 0° y $N290^{\circ}$ - 300° en el primer y

segundo rango, respectivamente. Además de estos grupos de direcciones, resalta una tercera orientación, N40°-50°.

El diagrama de densidad de polos (Figura 3.16.a) muestra cuatro zonas de mayor concentración: 25/4, set 1m; 31/18, set 2m; 84/33, set 3m, y 279/2, set 4m, (Figura 3.16.b). De estos, el primer, segundo y cuarto sets representan planos de diaclasas subverticales, mientras que el tercero representa planos de manto medio. A pesar de que existe cierta dispersión de los datos, la mayoría de los polos se grafican en los alrededores de los cuatro puntos antes mencionados.

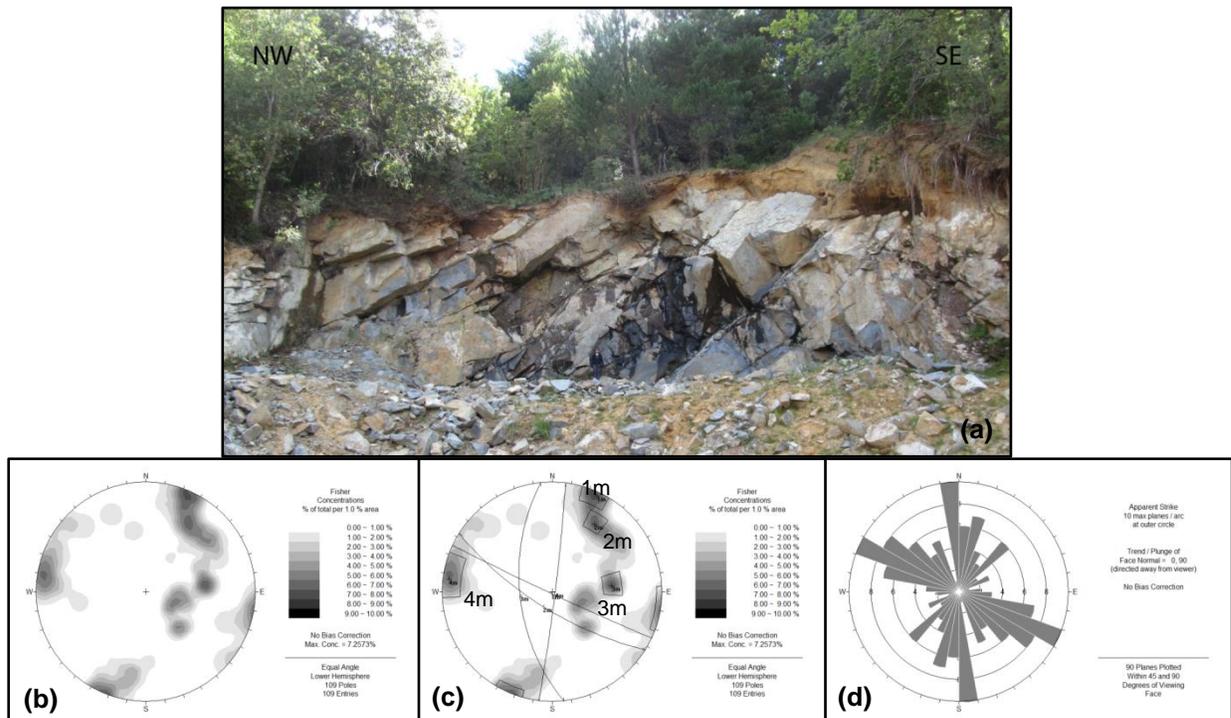


Figura 3.16: Afloramiento AP1B. (a) Fotografía tomada en terreno del afloramiento AP1B. La orientación del talud es, aproximadamente, N50°W-S50°E. Las figuras inferiores corresponden al diagrama de densidad de polos (b), definición de sets (c) y al diagrama de rosetas (d) de este afloramiento. Los dos primeros diagramas (b y c) muestran amplia distribución en el buzamiento de los polos, mientras que el diagrama de roseta (d) muestra dos direcciones principales de rumbo, N-S y NW-SE, y una secundaria, NE-SW.

3.1.2.3 Afloramiento AP2B

Afloramiento de color gris, de cerca de 50 m de largo y 15 m alto, cuyo talud tiene una dirección aproximada de N60E-S60W. En él se reconocen al menos tres sets de diaclasas (Figura 3.1 y Figura 3.17).

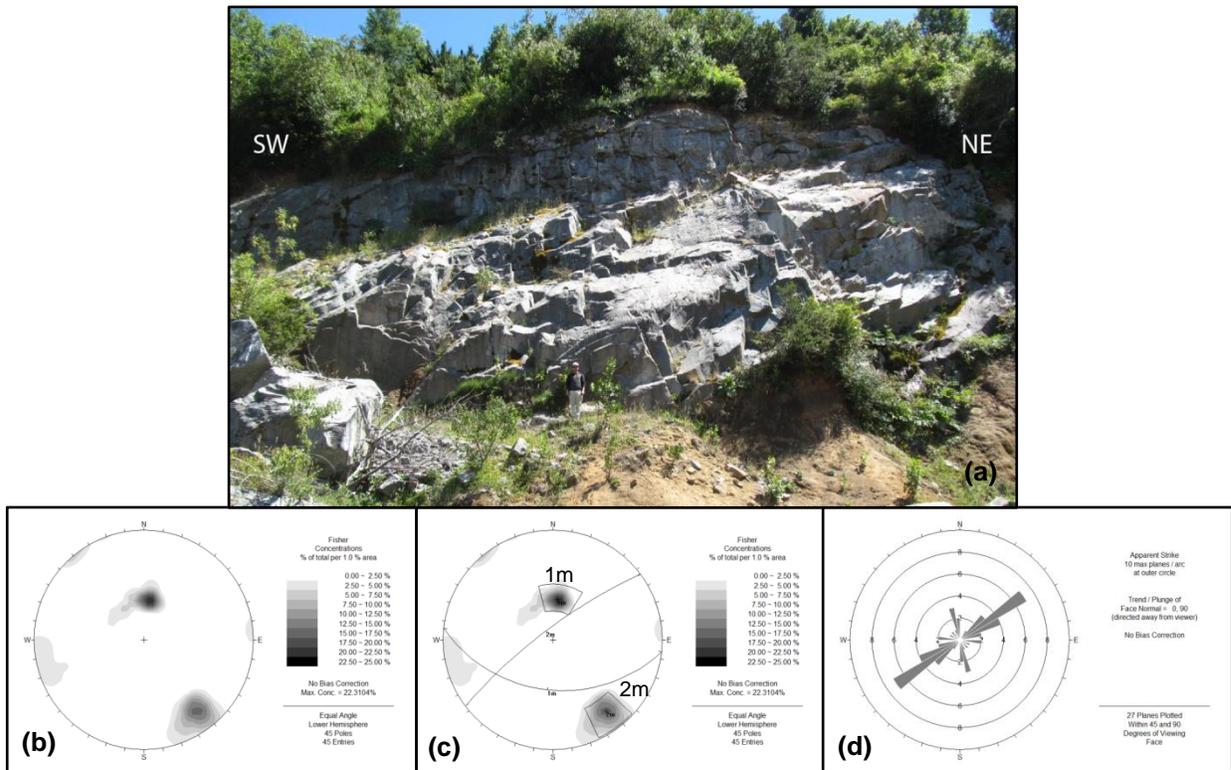


Figura 3.17: Afloramiento AP2B. (a) Fotografía tomada en terreno del afloramiento AP2B. El talud de este afloramiento tiene una orientación aproximada de N60E-S60W. Las imágenes inferiores muestran el diagrama de densidad de polos (b), definición de sets (c) y diagrama de roseta de este afloramiento. En este caso, los polos se concentran en áreas pequeñas, con buzamientos medios y subhorizontales y la orientación de los planos de diaclasas se concentra en el rango N50°-70°.

A diferencia del afloramiento anterior, en AP2B se observan dos áreas de concentración de polos, sin una significativa dispersión de los datos (Figura 3.17.a). Los sets de alta concentración corresponden a “1m” (6/50) y “2m” (145/11) en la Figura 3.17.b, los cuales están asociados a planos de manto medio y subverticales, respectivamente. Con relación al diagrama de roseta (Figura 3.17.c), este afloramiento muestra una única dirección preferencial en el rumbo de sus diaclasas, N50°-60°, similar a la tercera dirección de importancia del afloramiento anterior (Figura 3.16.c).

3.1.2.4 Afloramiento AS1B

Afloramiento de color gris oscuro, de cerca de 3 m de alto y 10 m de largo, separado por áreas cubiertas de vegetación (Figura 3.1).

Contrario a los afloramientos anteriores, el diagrama de densidad de polos de AS1B (Figura 3.18.a), revela una importante dispersión e incomunicación de los datos, sin puntos de concentración que resalten notoriamente sobre el resto. El set de mayor concentración no contiene más del 12.5% de los datos, “1m” (90/28) en la Figura 3.18.b. Por su parte, el diagrama de roseta muestra tres direcciones que sobresalen levemente sobre las demás: N0°-10°; N50°-60°, y N340°-350° (Figura 3.18.c). Estas son similares a orientaciones reconocidas en los afloramientos anteriores (Figura 3.16.c, Figura 3.17.c y Figura 3.18.c), en particular a las direcciones N350°-0° y N40°-50° de AP1B y N50°-60° de AP2B.

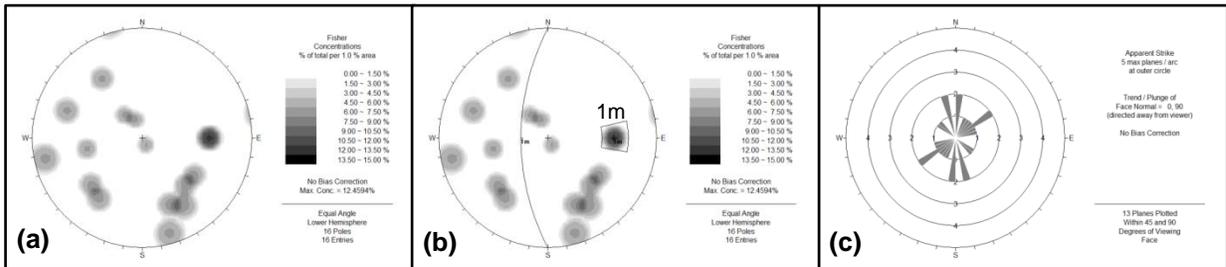


Figura 3.18: Afloramiento AS1B. Diagrama de densidad de polos (a), definición de sets (b) y diagrama de roseta (c) del afloramiento AS1B. En los dos primeros (a y b), se observa una importante dispersión de los datos tanto en azimut como en buzamiento, mientras que el diagrama de roseta (c) muestra que tres direcciones de rumbo sobresalen, levemente, sobre las demás: N0°-10°, N50°-60°, y N340°-350°.

3.1.2.5 Integración de diagramas

Los diagramas que se presentan a continuación (Figura 3.19 y Figura 3.20) corresponden a la integración de los datos estructurales de los afloramientos de basamento.

Como los planos medidos en este estudio (diaclasas) no son del mismo tipo que los encontrados en la literatura (planos de falla), estos no pueden ser integrados en un único grupo de diagramas. Debido a esto, se presentan dos grupos de diagramas de integración: en el primero de ellos se incluyen los planos de falla de afloramientos bibliográficos (Figura 3.19); mientras que, en el segundo, las mediciones de diaclasas (Figura 3.20).

a) Datos bibliográficos

Al comparar los diagramas de los afloramientos bibliográficos (Figura 3.13; Figura 3.14 y Figura 3.15), se advierte que la orientación y manteo de las fallas que los afectan es muy similar: rumbos principales en dirección NE; y manteos subverticales.

En la Figura 3.19 se presenta el grupo de diagramas resultado de la integración de los datos de este tipo de afloramientos. Como es de esperar, en ella se aprecian tendencias muy similares a las mostradas individualmente por los puntos 1, 2 y 3, con polos concentrados en áreas de poca extensión, representados por el set "1m" (120/1) en la Figura 3.19.b, de manteos bajos (Figura 3.19.a-b), equivalente a planos de fallas de manteos subverticales, y con fallas principalmente orientadas entre las direcciones NNE y NE, específicamente dentro del rango $N20^\circ$ y $N40^\circ$ (Figura 3.19.c).

b) Mediciones en terreno

Los diagramas conseguidos como resultado de la integración de las mediciones en planos de diaclasa son presentados en la Figura 3.20.

Los polos de los planos de diaclasas se distribuyen ampliamente dentro del diagrama de densidad (Figura 3.20.a), con cierta tendencia hacia el oeste. A pesar de esta dispersión, algunas zonas resaltan por sobre las demás, como las representadas por los sets "1m" (7/50), "2m" (26/10), "3m" (84/31) y "4m" (142/11) en la Figura 3.20.b, los cuales equivalen a planos de manteos medio a subverticales. En cuanto a la orientación de estos planos, el diagrama de roseta (Figura 3.20.c) muestra tres rangos de rumbos preferenciales: $N40^\circ$ - $N70^\circ$; $N110^\circ$ - $N140^\circ$; y $N350^\circ$ - $N10^\circ$, los cuales tienen prácticamente el mismo nivel de importancia.

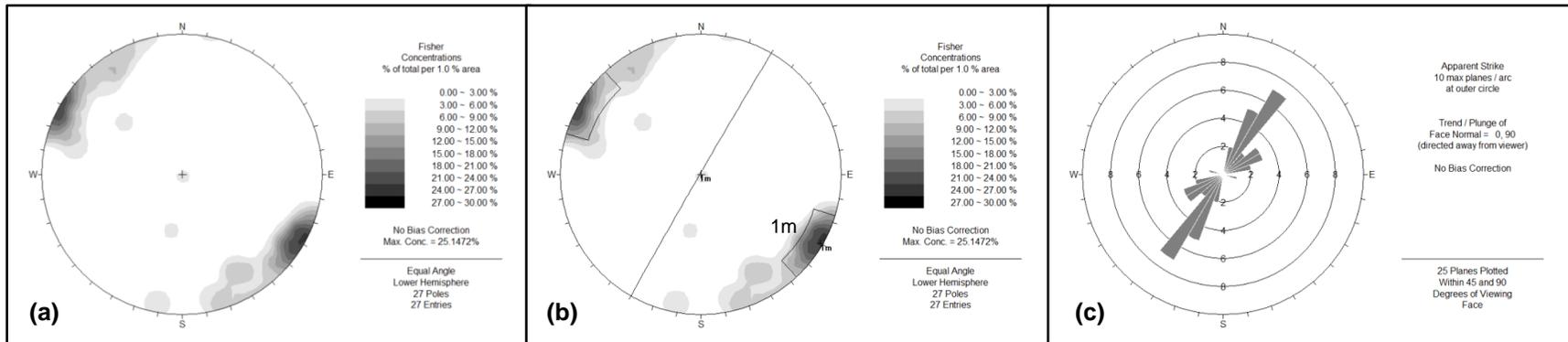


Figura 3.19: Integración de datos bibliográficos. Los datos considerados pertenecen a las fallas de los afloramientos bibliográficos. (a) Diagrama de densidad de polos. Los polos se concentran, en general, a bajos manteos y en azimuts entre 100° - 170° y 280° - 350° . (b) Sets. Se reconoce una zona de mayor concentración, representada por el polo 120/1, el cual concentra más del 51% de los datos. (c) Diagrama de roseta. Destaca, como rumbo principal, un único rango el que abarca desde $N20^{\circ}$ a $N40^{\circ}$.

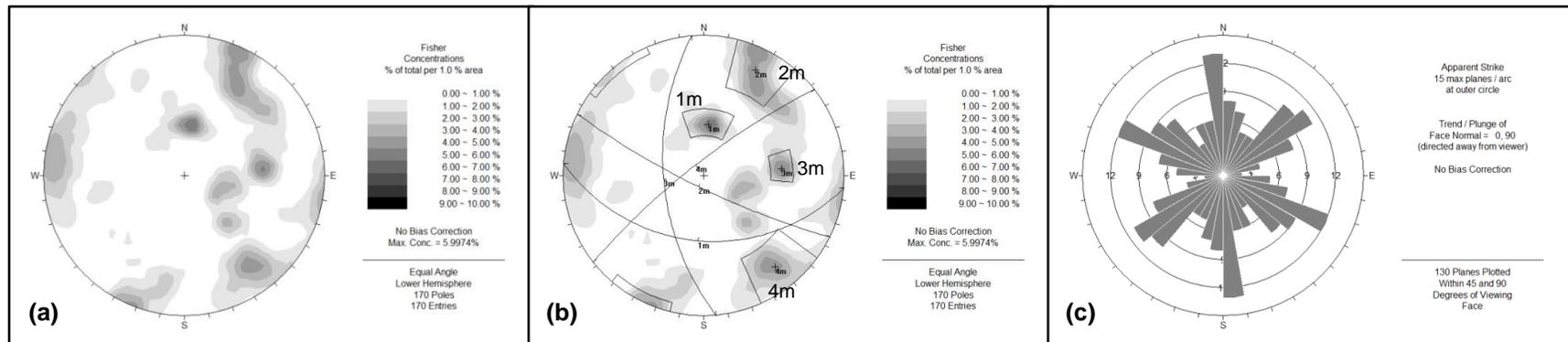


Figura 3.20: Integración de datos de basamento (diaclasas). (a) Diagrama de densidad de polos. Muestra amplia distribución de azimut y buzamiento en los polos, siendo el rango de azimut 210° - 240° el único sin una cantidad de datos notoria. (b) Sets. Se encuentran cuatro sets de datos, a pesar de la dispersión de estos, representados por los polos 7/50, 26/10, 84/31 y 142/11. (c) Diagrama de roseta. Se reconocen tres direcciones de rumbo destacadas: N-S, NE-SW y NW-SE, todas de similar importancia.

3.1.3 Síntesis de resultados

A continuación se presentan dos figuras que resumen la ubicación y orientación de las fallas y diaclasas encontradas en terreno y de las fallas extraídas de trabajos anteriores. La primera, Figura 3.21, incluye las fallas que afectan a los depósitos piroclásticos, fallas de separación normal (recuadros celestes en la Figura 3.21) y fallas de separación inversa (recuadros naranjos en la Figura 3.21); mientras que la segunda, Figura 3.22, muestra las estructuras que afectan el basamento, diaclasas (recuadros verdes en la Figura 3.22) y fallas oblicuas (recuadros fucsia en la Figura 3.22).

La Figura 3.21 revela un importante paralelismo entre las fallas que afectan un mismo afloramiento de depósitos piroclásticos, siendo la única excepción AS1DP. A pesar de que las fallas de AS1DP no muestran esta coincidencia, el rango de orientaciones en el que se concentran las fallas de separación inversa sí coincide con el rumbo de las fallas, tanto de separación inversa como normal, de los demás afloramientos. Los diagramas de integración muestran que casi la totalidad de las fallas de separación normal se concentran entre las direcciones $N80^\circ$ y $N130^\circ$, mientras que en un rango muy similar se concentran las fallas de separación inversa, $N90^\circ$ - $N130^\circ$.

Con relación a las estructuras que afectan al basamento, la Figura 3.22 muestra coincidencias importantes en la orientación de las fallas oblicuas de los puntos 1, 2 y 3, las que se orientan, principalmente, hacia el NE. Por su parte, los diagramas de diaclasas muestran a esta misma dirección como primaria o secundaria en todos los afloramientos y repetición de la dirección N-S en al menos dos, AP1B y AS1B. Los diagramas de integración muestran a la dirección NE-SW como la orientación principal de los planos de fallas, mientras que las diaclasas se distribuyen en tres direcciones: N-S, NE-SW y NW-SE

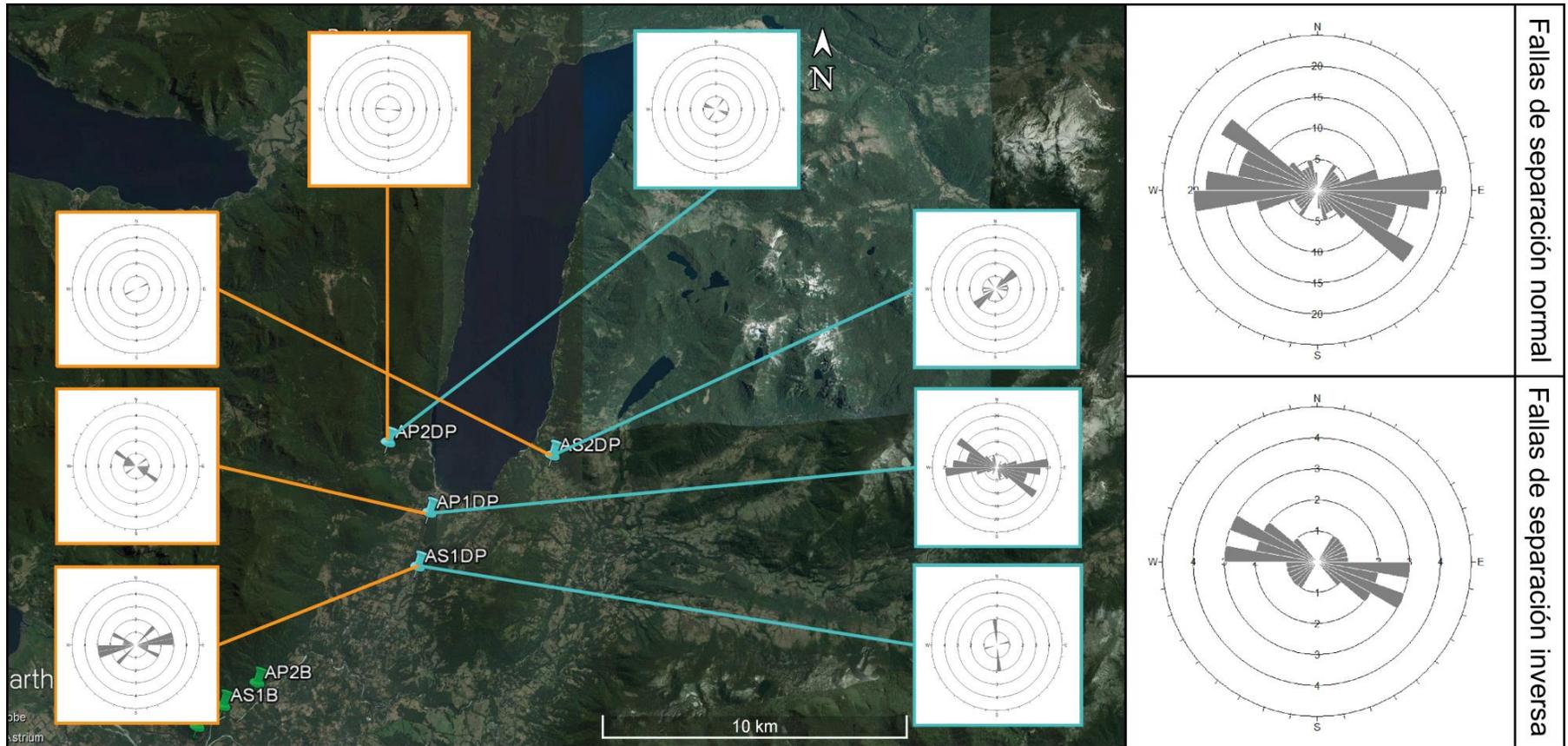


Figura 3.21: Esquema resumen: fallas en depósitos piroclásticos. (a) Para cada aforamiento se presentan los diagramas de roseta de las fallas de separación normal (recuadros celestes) y de las fallas de separación inversa (recuadros naranjos). Las figuras de la derecha corresponden al diagrama de roseta resultado de la integración de las fallas de separación normal (b) y de las fallas de separación inversa (c).

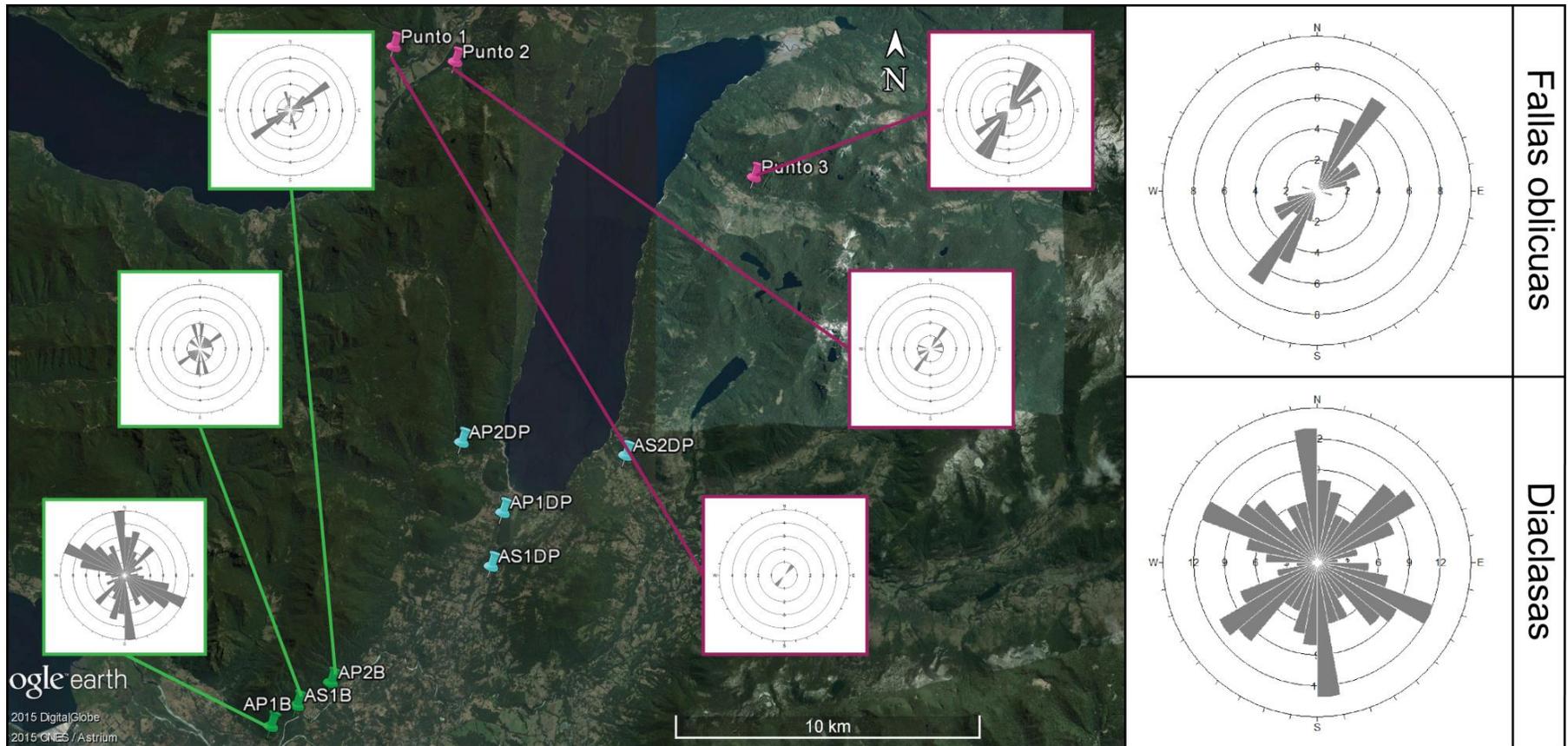


Figura 3.22: Esquema resumen: fallas y diaclasas en basamento. La figura de la izquierda (a) muestra el diagrama de roseta de diaclasas (recuadros verdes) y fallas oblicuas (recuadros fucsia) para cada afloramiento. Las figuras de la derecha corresponden a los diagramas de roseta que resultaron de la integración de los datos de orientación de fallas oblicuas (b) y de la integración de las mediciones realizadas en diaclasas (c).

3.2 Parámetros morfológicos de los conos de Caburgua

Los datos que aquí se presentan, longitud de los ejes mayor y menor de la base y del cráter de cada cono, elipticidad y dirección de elongación de los mismos y dirección de alineación de los puntos bajos de los cráteres son obtenidos a partir de estereoscopia de fotografías aéreas, de escala 1:40.000, tomadas por el Servicio Aerofotométrico (SAF) durante al año 2007 y análisis de imágenes aéreas en el *software* ArcGIS.

Para evitar confusión en la presentación de los datos, los conos que forman parte del *cluster* Caburgua son numerados como se presenta a continuación (Figura 3.23):

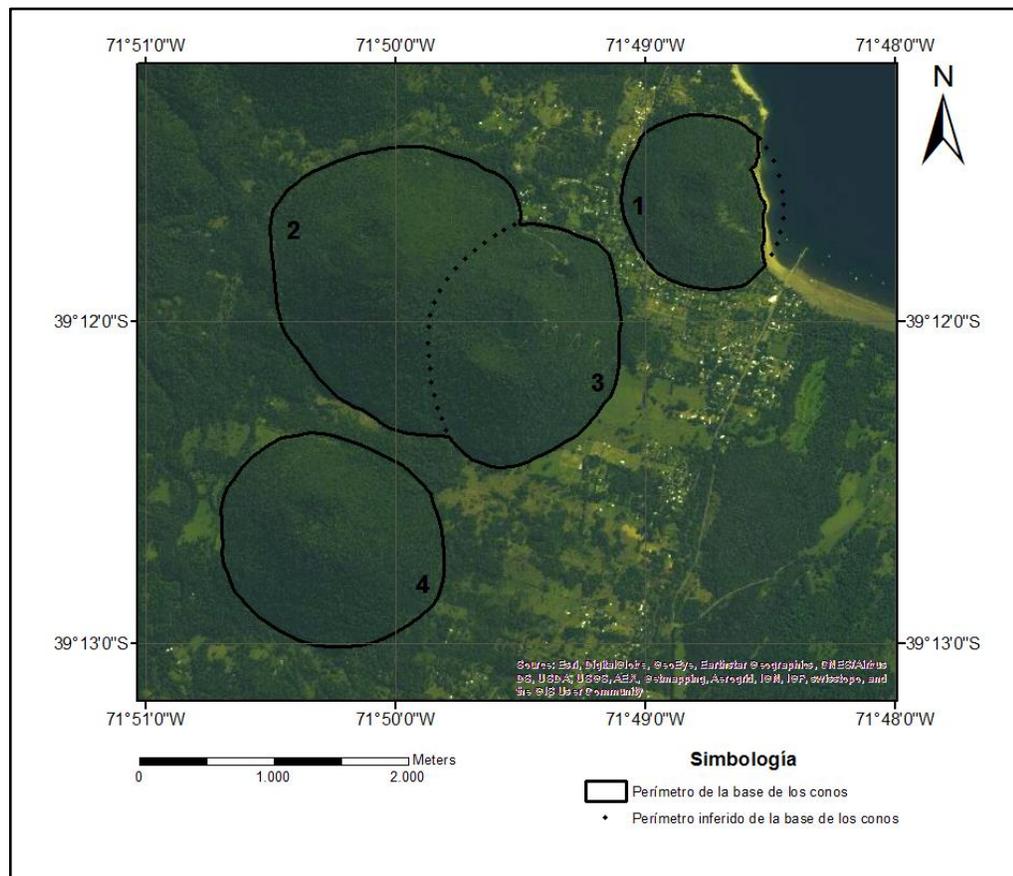


Figura 3.23: Numeración de los conos de Caburgua. En esta figura se muestra la numeración que se le da a los conos de Caburgua durante este trabajo, para un mayor orden en la presentación de los datos.

3.2.1 Clasificación de los conos de Caburgua

En el trabajo de Corazzato y Tibaldi (2006), se propone una nueva clasificación para los conos monogenéticos, basada principalmente en la cantidad de cráteres presentes en un cono y la relación de contacto tanto entre edificios volcánicos de conos vecinos como entre cráteres que son parte de un mismo volcán, esto se refiere a si existe o no solapamiento entre estos. Esta clasificación, la cual cuenta con cinco categorías, es la utilizada para clasificar a los conos que son parte de este trabajo.

En la Figura 3.23, considerando los puntos recién mencionados, se observan al menos dos tipos de conos dentro del *cluster* Caburgua. El primero de los grupos es en el que se encuentra el cono 1 y cono 4 (Figura 3.24), caracterizado por bases levemente elípticas, con edificios volcánicos que no se encuentran en contacto con ningún volcán vecino, por lo que no existe solapamiento, y con una única ventana o cráter (Figura 3.24). Bajo estas características, los conos 1 y 4 pertenecen a la categoría de conos simples de Corazzato y Tibaldi (2006).

El segundo tipo de conos que se puede reconocer en el área es al que pertenecen los CEM 2 y 3: conos múltiples superpuestos (Figura 3.25). Esta categoría se caracteriza por la existencia de un solapamiento entre los conos relacionados a una misma erupción, como lo observado entre los conos 2 y 3 (Figura 3.23, Figura 3.25), con cráteres alineados, pero sin interferencia entre ellos. Lo que difiere en estos conos, con respecto a la descripción de Corazzato y Tibaldi, es que el cono 3 posee un cráter secundario que no se encuentra alineado con los otros dos cráteres, pero que es prácticamente paralelo al cráter principal del cono al que pertenece (Figura 3.25). Esta afirmación es válida considerando como parte del criterio de alineación la dirección de alargamiento de los cráteres, la que es tratada posteriormente en este trabajo.

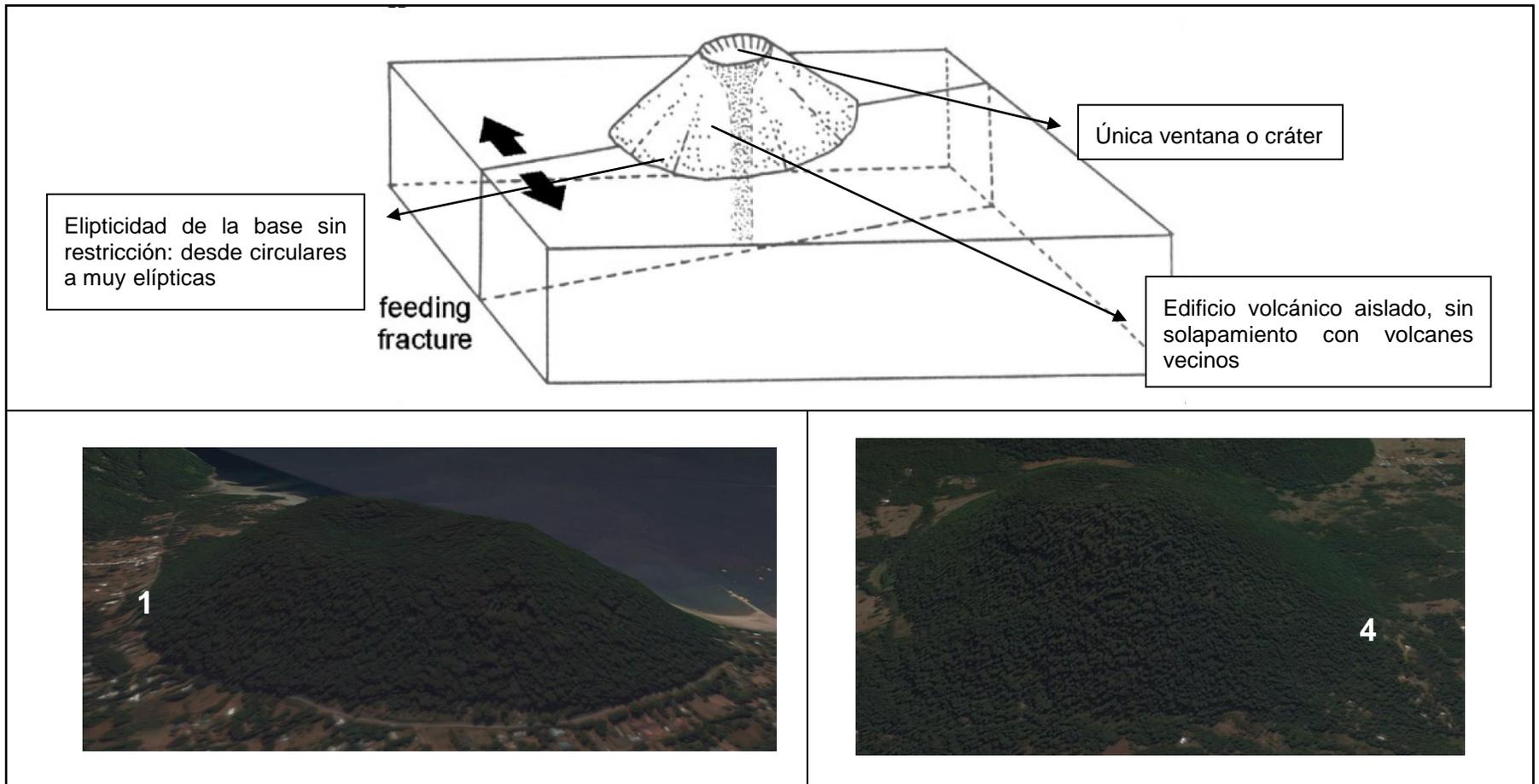


Figura 3.24: Clasificación de los conos 1 y 4. La figura superior corresponde a la representación esquemática de la primera categoría de la clasificación de volcanes monogenéticos de Corazzato y Tibaldi (2006), conos simples, a la que pertenecen los conos incluidos en la parte inferior, conos 1 (izquierda) y 4 (derecha). Característica que tienen los volcanes que pertenecen a esta categoría son la ausencia de solapamiento entre edificios volcánicos vecinos y la presencia de un único cráter por volcán.

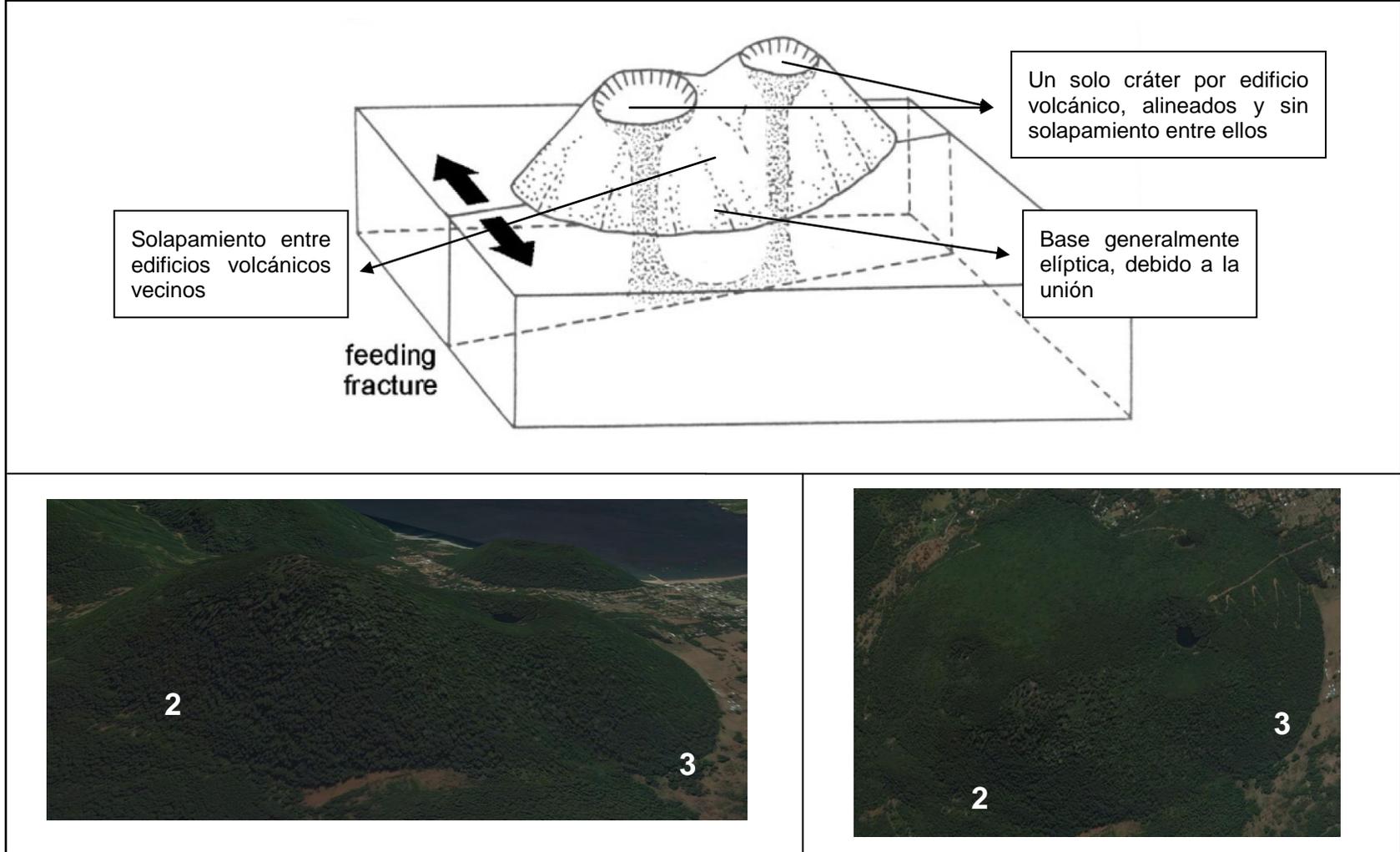


Figura 3.25. Clasificación de los conos 2 y 3. La figura superior corresponde a la representación esquemática de la segunda categoría de la clasificación de volcanes monogenéticos de Corazzato y Tibaldi (2006), conos múltiples superpuestos, a la que pertenecen los conos incluidos en la parte inferior, conos 2 y 3. Los edificios volcánicos de estos conos, al igual que lo ilustrado en el esquema, se encuentran solapados, pero sin que ocurra interferencia entre los cráteres.

3.2.2 Elipticidad de los conos de Caburgua

A partir de la diferencia existente entre la longitud de los ejes de los conos de Caburgua, es posible calcular el grado de elipticidad de cada cono. La elipticidad es representada por el cociente entre el eje menor y el eje mayor de la base del cono, siendo 1 el valor que representa a un volcán de base circular, es decir, elipticidad nula. Bajo esta definición, son obtenidos los valores presentes en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Elipticidad de los conos. El grado de elipticidad es expresado como el cociente entre el eje menor (ancho) y el eje mayor (largo). El cálculo de este parámetro es mostrado para cada cono y cráter en la tercera columna de cada sección de la tabla.

Cono	Base del cono			Cráter		
	Largo [km]	Ancho [km]	Grado de elipticidad [ancho/largo]	Largo [km]	Ancho [km]	Grado de elipticidad [ancho/largo]
1	-	-	-	0.445	0.309	0.69
2	2.538	2.014	0.79	0.272	0.228	0.84
3	1.846	1.479	0.80	0.614	0.603	0.98
				0.128	0.087	0.68
4	1.745	1.521	0.87	0.357	0.288	0.81
Promedio	2.043	1.671	0.82	0.363	0.303	0.80

Al considerar, únicamente, el grado de elipticidad de las bases (Tabla 3.1), se observa que los conos del *cluster* Caburgua poseen un grado de elipticidad promedio de 0.82 ± 0.04 , con valores extremos de 0.79, en el caso del cono 2, y de 0.87, en el caso del cono 4. La baja dispersión de los datos (desviación estándar de 0.04) indica que el valor promedio es un buen representante del grado de elipticidad de grupo de volcanes.

Extrapolando el cálculo de elipticidad a los cráteres (Tabla 3.1), estos presentan mayoritariamente una menor elipticidad que la base de los conos, pero una mayor dispersión, con un promedio de 0.80 ± 0.1 . En particular, el cráter con mayor elipticidad corresponde al cráter secundario del cono 3, con un valor de 0.68, mientras que el de menor elipticidad es el cráter principal del mismo cono.

La baja elipticidad individual y grupal de los conos y cráteres es mostrada gráficamente en la Figura 3.26, donde se muestra la relación entre el largo y ancho de cada centro eruptivo. En la figura, los puntos azules y naranjos representan la elipticidad de la base de los conos y de los cráteres, respectivamente. La línea superior indica una razón de ancho:largo de 1:1, un círculo, y la inferior de 1:3. De ella, lo más importante a destacar, y que además corrobora lo mencionado anteriormente, es que el ancho de la base de los conos es superior a $2/3$ del largo de la misma para los tres centros eruptivos evaluados, y, aunque no es tan evidente, también lo es para los cinco cráteres, lo que indica una elipticidad moderada de los CEM.

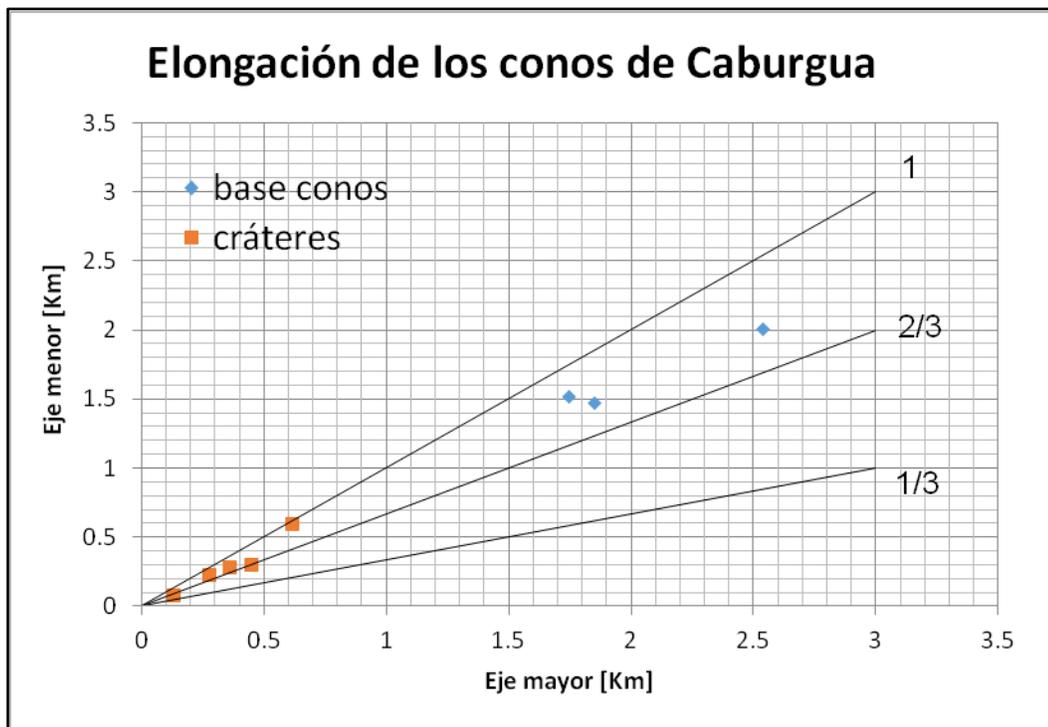


Figura 3.26: Elongación de los conos de Cabargua. Relación morfométrica entre el largo y ancho de los conos del *cluster* Cabargua. La línea superior indica una razón ancho:largo de 1:1 y la inferior una razón 1:3.

3.2.3 Elongación y dirección de elongación: base y cráter de los conos

En las siguientes secciones, se desarrollan los resultados relacionados con la elongación de los conos de Caburgua, tanto de la base como de los cráteres. Para ello, en la Figura 3.27 y Figura 3.28, se presentan parte de las características morfológicas de los conos, las cuales son consideradas relevantes para este estudio. En ambas imágenes, las líneas naranjas representan el eje mayor o eje largo, ya sea de la base del volcán (Figura 3.27) o de su(s) cráter(es) (Figura 3.28), mientras que las líneas verdes corresponden al eje menor o eje corto de los mismos. En el caso del cono 1, solo los parámetros del cráter son entregados, debido a que la base de este no se encuentra intacta.

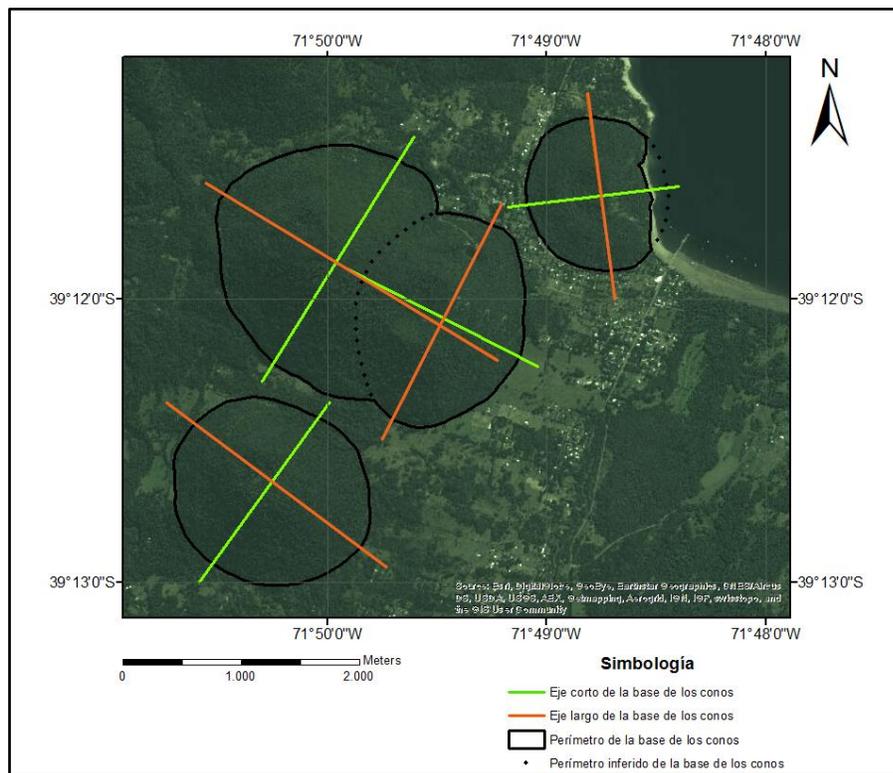


Figura 3.27: Ejes de la base de los conos de Caburgua. Las líneas presentes en la imagen representan el eje mayor (naranja) y menor (verde) de la base de cada uno de los conos del *cluster* Caburgua. La dirección de la elongación es determinada a partir del eje mayor (naranja).

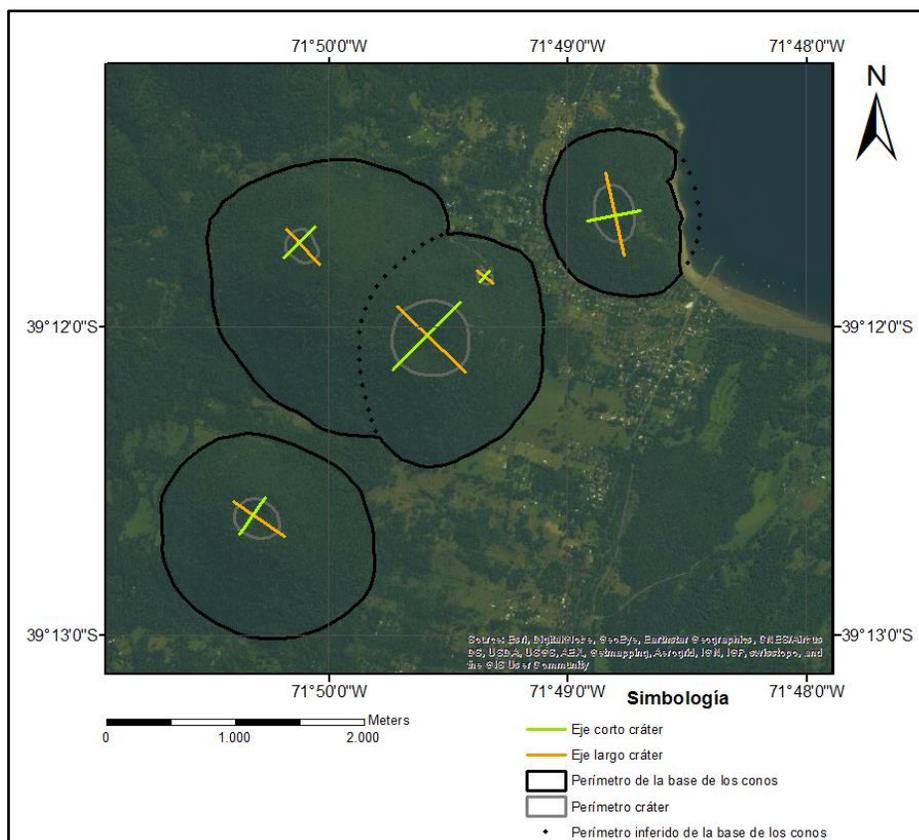


Figura 3.28: Ejes de los cráteres de los conos de Caburgua. Las líneas presentes en la imagen representan el eje mayor (naranja) y menor (verde) del cráter de cada uno de los conos de Caburgua. La dirección de la elongación es determinada a partir del eje mayor (naranja), considerando su desviación desde el norte.

3.2.3.1 Elongación

En la Tabla 3.2, se dan a conocer los valores de los parámetros medidos en la base y cráteres de los conos a partir del *software* ArcGIS y de fotografías del SAF. En ella, se incluyen parámetros relacionados con las dimensiones de los conos y los cráteres, como lo son la longitud del eje mayor y menor (largo y ancho) y la relación entre estos ejes, específicamente la diferencia entre las longitudes y el porcentaje que esta diferencia representa del eje mayor

Para las mediciones realizadas a partir de fotografías del SAF, los valores entregados fueron sometidos a escalamiento 1:40.000.

Tabla 3.2: Parámetros morfológicos de los conos de Caburgua: ejes de las bases y los cráteres. Las primeras dos columnas de cada sección (base del cono y cráter) contienen las medidas, escaladas de ser necesario, del eje mayor y menor del cono o cráter correspondiente, mientras, en las dos últimas columnas se muestra la relación o comparación de estas mediciones, la diferencia de longitud entre ambos ejes y el porcentaje que esta diferencia representa del eje mayor.

Cono	Base del cono				Cráter			
	Largo [km]	Ancho [km]	Dif. Largo-Ancho [km]	% ^(*)	Largo [km]	Ancho [km]	Dif. Largo-Ancho [km]	% ^(*)
1	-	-	-		0.445	0.309	0.14	30.56
2	2.538	2.014	0.52	20.65	0.272	0.228	0.04	16.18
3	1.846	1.479	0.37	19.88	0.614	0.603	0.01	1.79
	-	-	-	-	0.128	0.087	0.04	32.03
4	1.745	1.521	0.22	12.84	0.357	0.288	0.07	19.33
Promedio	2.04±0.43	1.67±0.30	0.37	17.79	0.36±0.18	0.30±0.19	0.06	19.98

^(*): Porcentaje de la diferencia largo y ancho con respecto al eje mayor (largo)

Como se observa en la tabla anterior, en los conos que forman parte del *cluster* Caburgua existe una diferencia apreciable entre el largo y ancho de su base y entre el largo y ancho de su(s) cráter(es) (Tabla 3.2). En el caso de las bases, el porcentaje promedio de la diferencia entre largo y ancho, con respecto al eje mayor, es de 17.79%, variando entre 12.84% y 20.65% correspondientes a los conos 4 y 2, respectivamente (Tabla 3.2). Para los cráteres la situación es similar, con diferencias en la longitud de los ejes que oscilan entre un 1.79% (cráter 1 del cono 3) y un 32.03% (cráter 2 del cono 3), con un promedio de 19.98% (Tabla 3.2). A partir de estas relaciones, se hace evidente que existe una dirección de elongación, o alargamiento, tanto en la base como en el (los) cráter(es) de los conos.

3.2.3.2 Dirección de elongación

Como se expone en el apartado anterior, y se observa en algunas de las figuras anteriores (Figura 3.23, Figura 3.27 y Figura 3.28), tanto los cráteres como la base de los conos en estudio exhiben una dirección de alargamiento o elongación preferencial. Esto se evidencia en la Tabla 3.3, que contiene la dirección de alargamiento de bases y cráter(es) y la diferencia entre estas. Además, en la última fila de la tabla, se incluye la dirección de la alineación de los conos del *cluster*.

Tabla 3.3: Dirección de elongación. Las dos primeras columnas contienen la dirección de alargamiento de la base de los conos y de los cráteres de estos, mientras, la última muestra la diferencia, en grados, que existe entre estos parámetros pertenecientes a un mismo cono monogenético. En la última fila de la tabla, se incluye la dirección de alineamiento del *cluster* Caburgua.

Cono	Dirección de elongación		
	Base	Cráter	Dif. entre direcciones [°]
1	-	N12W	-
2	N58W	N42W	16
3	N26E	N46W	72
		N53W	79
4	N53W	N55W	2
Dirección de alineamiento del <i>cluster</i>		N45-50E	-

La Tabla 3.3 evidencia una tendencia poco marcada en la dirección de elongación de las bases. El rango que estas cubren es superior a 80°, esto a pesar de que dos de las tres direcciones de elongación consideradas (conos 2 y 4) son subparalelas (N58°W y N53°W). La diferencia la marca la base del cono 3 (N26E), la cual es prácticamente perpendicular a las otras dos direcciones.

En el caso de los cráteres, las direcciones de alargamiento, al igual que para las bases, no tienen una tendencia clara, cubriendo un segmento de más de 40°, entre N12W —

cráter del cono 1— y N55W —cráter del cono 4— (Tabla 3.3). Sin embargo, a diferencia del caso anterior, para todos los cráteres el eje mayor se encuentra en los cuadrantes NW-SE.

Al relacionar las direcciones de elongación, se observa que, con excepción del cono 3, la dirección de alargamiento de los cráteres es bastante cercana a la dirección de alargamiento de la base de los conos, diferenciándose, en el peor de los casos, en 16° (Figura 3.27; Figura 3.28; Tabla 3.3). En el caso particular del cono 3, el ángulo formado entre el eje mayor de la base y el eje mayor de los cráteres es superior a 70° , específicamente 72° para el cráter principal y 79° para el cráter secundario, alejándose considerablemente de lo anterior, pero, en el caso de los cráteres, siguiendo la tendencia de los demás en cuanto a la dirección (Figura 3.28; Tabla 3.3).

3.2.4 Alineamiento de puntos bajos de los cráteres

Se reconocen como puntos bajos de un cráter a las zonas de menor altitud dentro de su perímetro, las que comúnmente se presentan de a pares. Lo que se presenta a continuación corresponde a la dirección de alineación de estos puntos en cada uno de los cráteres (Figura 3.29; Tabla 3.4), medidas conseguidas por medio del *software* ArcGIS y de fotografías del SAF.

La orientación de las alineaciones, como se evidencia en la Figura 3.29, es bastante similar entre todos los cráteres, a diferencia de los parámetros ya presentados, concentrándose todas entre las direcciones NNE y NE (Figura 3.29). La mayor diferencia entre estas orientaciones es observada entre las alineaciones de los conos 1 y 3 (cráter principal), siendo esta de 27° (Tabla 3.4). Entre las alineaciones asociadas a los conos 3 y 4, la diferencia es de únicamente 5° , por lo que, en términos prácticos, se pueden considerar paralelas.

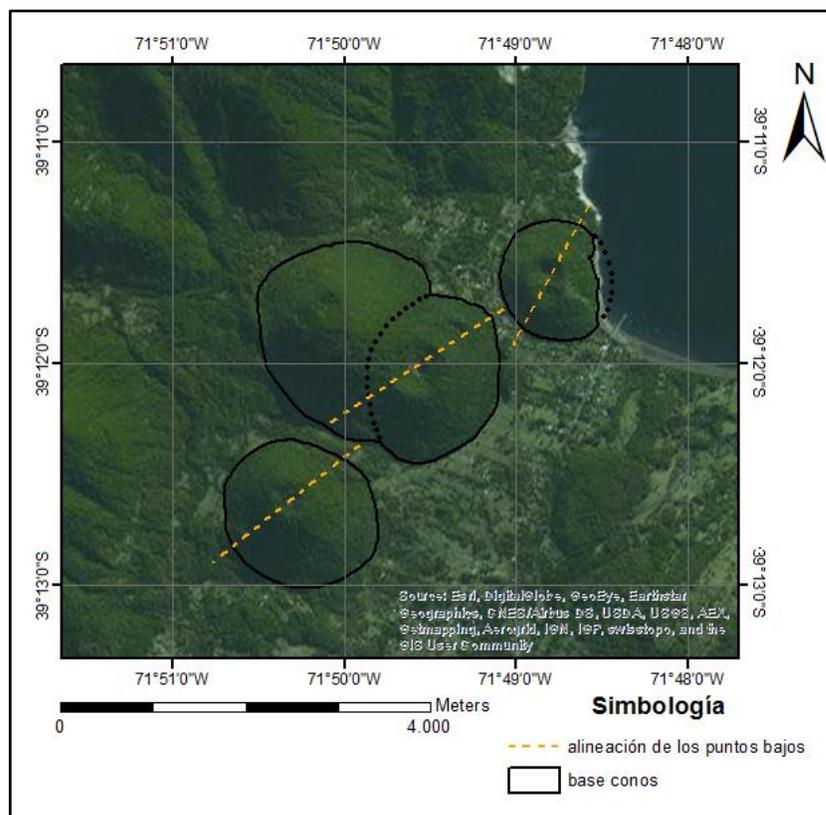


Figura 3.29: Alineación de puntos bajos. Las líneas presentes en la imagen representan la alineación de los puntos bajos de los cráteres, las cuales se concentran mayormente entre las direcciones NNE y NE, observándose paralelismo, o subparalelismo, entre algunos casos.

Tabla 3.4: Dirección de alineación de puntos bajos. La dirección de alineación representa la orientación de la línea que une los dos puntos bajos de un mismo cráter.

	Cono 1	Cono 2	Cono 3		Cono 4
Cráter	1	1	1	2	1
Dirección de alineamiento	N30°E	-	N57°E	*	52°E
Dirección de alineamiento del <i>cluster</i>		N45-50E			

* La ausencia de una dirección de alineación para el cráter secundario del cono 3 se debe a que la identificación de estos no fue posible.

Al comparar las direcciones de alineación de los puntos bajos con la alineación de los edificios volcánicos que forman parte del *cluster* Caburgua (Tabla 3.4), se reconoce una destacable similitud. Dos de las tres alineaciones entregadas en la Tabla 3.4 se encuentran a menos de 10° de la alineación principal de los conos de Caburgua, entre 2°-7° en el caso de menor distanciamiento. A pesar de que la tercera dirección muestra una mayor diferencia, esta es de tan solo 15°-20°.

CAPÍTULO 4

DISCUSIÓN

4.1 Orientación del dique alimentador y de los esfuerzos principales según la morfología de los conos piroclásticos

4.1.1 Orientación del dique alimentador

Según Tibaldi (1995) y Corazzato y Tibaldi (2006), existen ciertos parámetros morfológicos de los conos monogenéticos que pueden representar, de manera aproximada, la orientación del dique alimentador. Parámetros como el rumbo de la línea que conecta los puntos bajos del borde de un cráter, la dirección de *breaching*, la dirección de alineación de conos coetáneos y la dirección de máxima elongación de los cráteres o de la base de los conos reflejan el azimut de la falla alimentadora con mayor o menor incertidumbre (Tibaldi 1995; Corazzato y Tibaldi, 2006).

Los conos que son parte del *cluster* Caburgua solo presentan algunas de estas características, por lo que únicamente se pueden considerar los siguientes parámetros: dirección de alineación de los conos, dirección de elongación de cráteres y bases y dirección de alineamientos de puntos depresivos de los cráteres.

4.1.1.1 Orientación del dique alimentador a partir de la alineación de los conos

Al considerar la disposición de los conos de Caburgua, se observa que tres de ellos, conos 1, 3 y 4, forman una alineación de dirección NE, N45°-50°E (Figura 4.1), la cual coincide con el rumbo de grietas de tensión asociadas a la ZFLO (Cembrano y Lara, 2009). Según estudios de Tibaldi (1995), esta dirección de alineación, se aleja, en general, menos de 20° de la dirección real del dique alimentador, por lo que podría utilizarse como una aproximación a la orientación real de este. Así, a partir de este parámetro, y considerando un margen de error de 20°, la orientación del dique alimentador es restringida entre N25°-30°E y N65°-70°E.

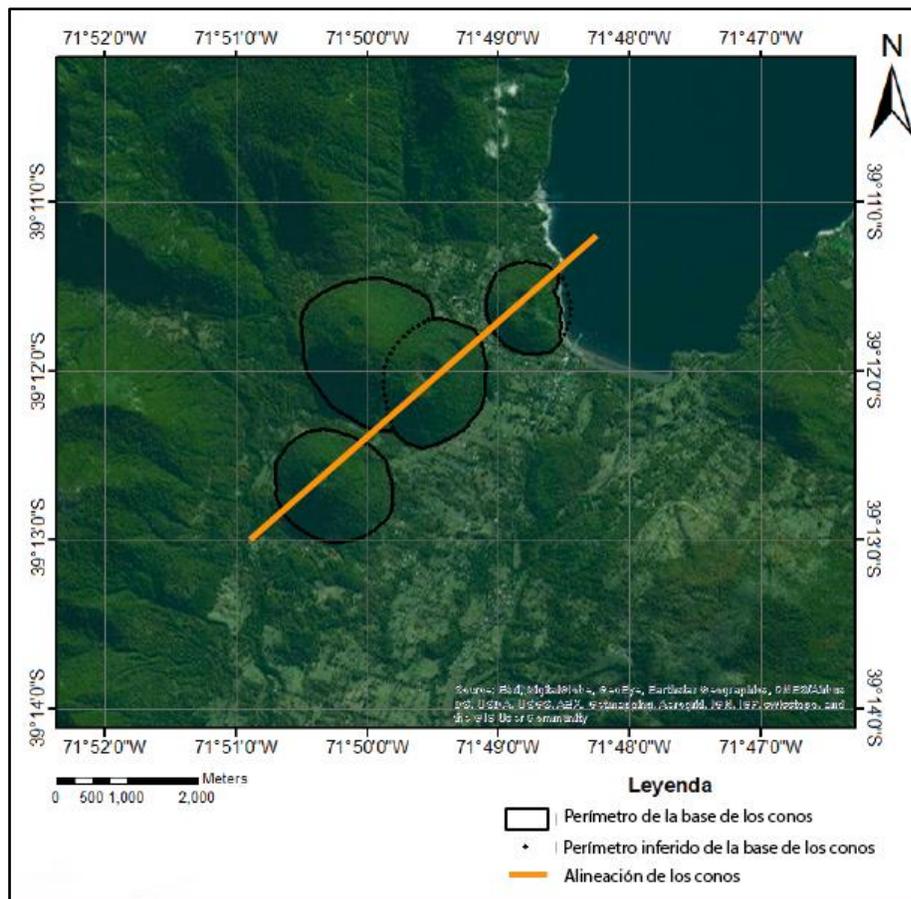


Figura 4.1: Alineación de conos de Caburgua. La línea anaranjada representa el alineamiento de los conos de Caburgua de dirección N40-45E. La alineación coincidiría con grietas de tensión asociadas a la ZFLO. Esta dirección es una primera aproximación a la orientación del dique alimentador de los conos.

Si la dirección del dique alimentador se encuentra dentro del rango mencionado, debe existir otro canal, probablemente secundario, que posibilite el ascenso de material para la formación del cono 2. La clasificación de los conos realizada en el capítulo de resultados (Sección 3.2.1) indica que el cono 2 es parte de los conos denominados múltiples superpuestos. En este tipo de conos, el dique alimentador se ubica en la dirección en la que se alinean los cráteres de los edificios volcánicos que se solapan (conos 2 y 3), por lo que la dirección del dique secundario debería ser cercano N50°-60°W.

4.1.1.2 Orientación del dique alimentador a partir de la dirección de elongación de bases y cráteres

Tibaldi (1995) y Corazzato y Tibaldi (2006) muestran que la diferencia angular entre la orientación del dique alimentador y la orientación de elongación de bases y cráteres es inferior a 20° para más del 85% de los conos monogenéticos. En el caso de los conos de Caburgua, dos de los tres conos en los que estas orientaciones son comparables exhiben una significativa cercanía entre las direcciones de elongación, menor a 20° (Sección 3.2.2, Tabla 3.3), permitiendo restringir la orientación del dique alimentador al menos de manera individual. La excepción a esto es el cono 3, donde la diferencia entre las direcciones de elongación es superior a 70° (Tabla 3.3).

En la Tabla 4.1, se presentan el rango de orientaciones en el que podría encontrarse el dique alimentador para cada uno de los conos, considerando un error de 20°.

Tabla 4.1: Orientación del dique alimentador (dirección de elongación). El rango de ángulos definido por "límite 1" y "límite 2" corresponde al rango de orientaciones en las que se podría encontrar el dique subyacente de cada cono. Los límites son definidos considerando que la dirección de elongación de los cráteres y bases de los conos no se alejan más de 20° de la orientación de la fractura subyacente, según lo encontrado por Corazzato y Tibaldi (2006).

Cono	Rango de orientaciones (dique)	
	Límite 1	Límite 2
1*	N32W	N8E
2	N62W	N38W
3	-	-
4	N73W	N35W

*Rango definido solo a partir de la dirección de elongación del cráter.

A pesar de que todos los rangos se concentran en el cuadrante NW, se observa una amplia variabilidad entre ellos. Dada esta condición, y considerando que la relación entre la geometría de un dique alimentador y la geomorfología de los conos a los que alimenta se basa en datos estadísticos, para lo cual se tiene tan solo tres datos, no es posible determinar la orientación de un dique alimentador único a partir de este parámetro.

4.1.1.3 Orientación del dique alimentador a partir de la alineación de los puntos bajos de los cráteres

Según lo mencionado por Corazzato y Tibaldi (2006), la presencia de puntos depresivos en el borde de un cráter de un cono piroclástico representa el equivalente a un *scoria rampart* en la etapa inicial de la actividad estromboliana, el cual normalmente es paralelo a la erupción fisural.

Complementando lo anterior, observaciones en terreno y experimentos realizados por Tibaldi (1995) muestran que, en cerca del 90% de los casos, no existen más de 10° de diferencia entre la dirección de alineación de los puntos depresivos y la dirección del dique alimentador. Esto es cierto para substratos con inclinaciones inferiores a 6°, como es el caso de la zona de Caburgua, con una inclinación promedio inferior a 5° en el área donde se localizan los conos.

Lo mostrado por los autores permite restringir de manera importante la orientación del dique que alimenta a los conos de Caburgua. La Tabla 4.2 presenta los límites este y oeste de la dirección del dique alimentador según la alineación de los puntos bajos de cada uno de los cráteres, considerando una desviación de 10°.

Tabla 4.2: Orientación del dique alimentador (alineación de los puntos bajos). Límite 1 y límite 2 representan los límites oeste y este, respectivamente, del rango de orientaciones para la dirección del dique alimentador al considerar una desviación máxima de 10° con respecto a la dirección de la alineación de los puntos bajos de los cráteres.

Cono	Rango de orientaciones (dique)	
	Límite 1	Límite 2
1	N20E	N40E
3*	N47E	N67E
4	N42E	N62E

*Cráter principal

Como es de esperar, los rangos determinados a partir de los conos 3 y 4 (Tabla 4.2) muestran una importante similitud, heredada de la semejanza existente entre la dirección de las alineaciones (Sección 3.2.4).

La existencia de un único dique alimentador para los conos 1, 3 y 4 permite restringir aun más la orientación del dique. Considerando un error de 15° con respecto a la orientación de la alineación de los puntos bajos, grado de error que incluye a más del 90% de los casos según lo mostrado por Tibaldi (1995), la dirección del dique alimentador se encontraría, más precisamente, entre los rumbos N30°E y N60°E (Figura 4.2).

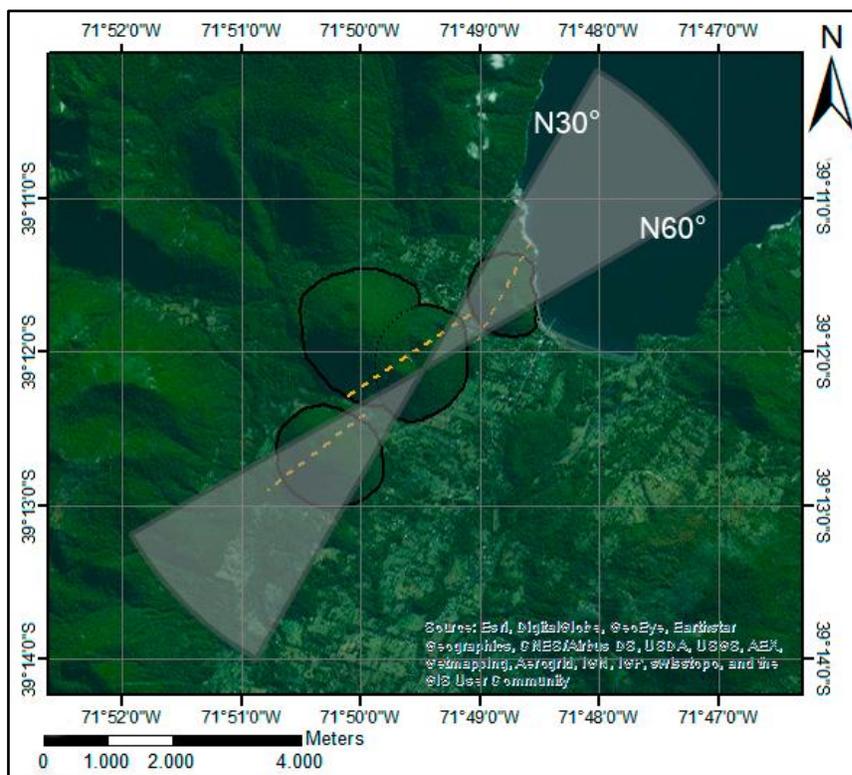


Figura 4.2. Orientación del dique alimentador (alineación de puntos bajos). El área sombreada en la imagen representan el rango de orientaciones en el que se encontraría el dique alimentador de los conos de Caburgia. Este rango es encontrado considerando que un único dique es el que alimenta a los conos 1, 3 y 4.

Al comparar la dirección encontrada a partir de los diferentes parámetros morfológicos, se piensa que la dirección determinada a través de la alineación de puntos depresivos es la mejor aproximación a la orientación del dique alimentador (entre N30E y N60E), considerando que se encuentra dentro del rango determinado a través de la alineación de los edificios volcánicos (entre N25°-30°E y N65°-70°E) y la amplia variabilidad mostrada por las direcciones de elongación de bases y cráteres.

4.1.2 Orientación de los esfuerzos principales a partir de parámetros morfológicos

Nakamura (1977) y otros autores, entre ellos Johnson y Harrison (1990) y Strecker y Bosworth (1991), mencionados en Tibaldi (1995), proponen que una aproximación a la dirección de los esfuerzos principales horizontales máximo (σ_{Hmax}) y mínimo (σ_{Hmin}) puede ser estimada a partir de la orientación del dique alimentador de conos piroclásticos, ya que este sería paralelo a la orientación de σ_{Hmax} y, por lo tanto, perpendicular a σ_{Hmin} .

Considerando lo definido en la sección anterior (Sección 4.1.1) con relación a la orientación del dique alimentador, y lo propuesto por los autores anteriores, la orientación de σ_{Hmax} y σ_{Hmin} , durante la formación del dique subyacente a los conos de Caburgua, debió encontrarse entre N30E-N60E y N60W-N30W, respectivamente (Figura 4.3). Dadas las características estructurales del área de Caburgua, es claro que la zona ha sido sometida a un régimen tectónico de contracción, ya sea compresivo o de rumbo, al menos durante el Cuaternario. Independiente de cuál de estos sea el régimen dominante, el esfuerzo horizontal máximo (σ_{Hmax}) corresponderá σ_1 , lo que permite afirmar que el esfuerzo principal máximo actuó, al menos durante la formación del dique alimentador de los conos, en la dirección NE-SW.

Al comparar la orientación de σ_1 definida recientemente con la dirección encontrada por Lavenu y Cembrano (1999) para los esfuerzos principales durante el Cuaternario y Pliocuatnario en la zona de Caburgua, se observa que la orientación del esfuerzo principal máximo es concordante entre ambos estudios, NE-SW versus 228/14. Junto con esto, el trabajo de estos autores permite discriminar el régimen tectónico al que ha estado sometida el área de Caburgua, pues en su trabajo se reconoce como σ_{Hmin} a σ_2 (σ_2 : 137/2, σ_3 : 41/76, Lavenu y Cembrano, 1999; Figura 4.4) definiendo, de esta manera, que la zona de Caburgua ha sido sometida a un régimen compresivo al menos desde el Cuaternario (Figura 4.4).

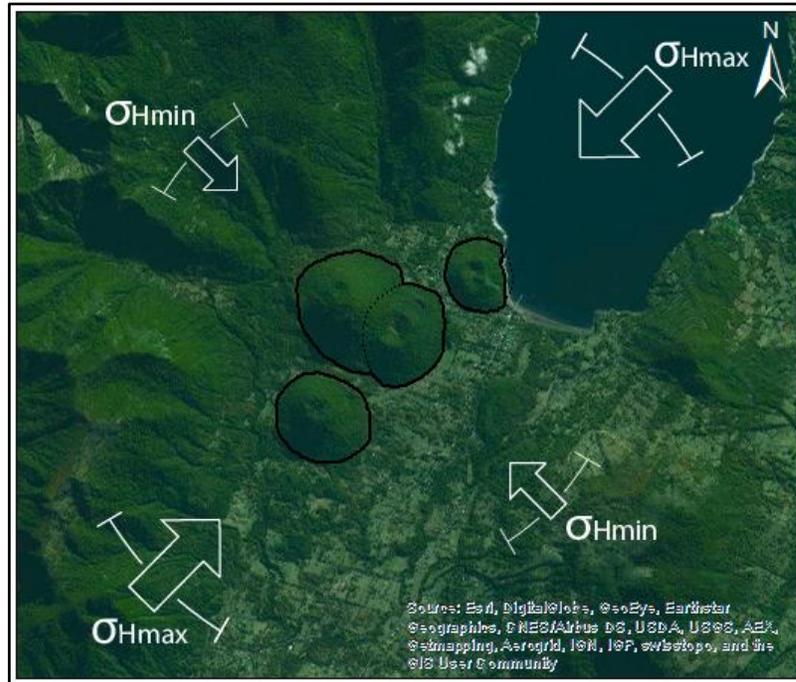


Figura 4.3. Orientación de esfuerzos horizontales. Dirección en la que habrían actuado los esfuerzos horizontales máximos y mínimos en el momento de la formación del dique alimentador. Las direcciones son obtenidas a partir de la dirección de alineación de los puntos bajos de los cráteres de los conos de Caburgua, con un margen de error de $\pm 15^\circ$, definiéndose el rango N30E-N60E para σ_{Hmax} , y N60W-N30W para σ_{Hmin} .

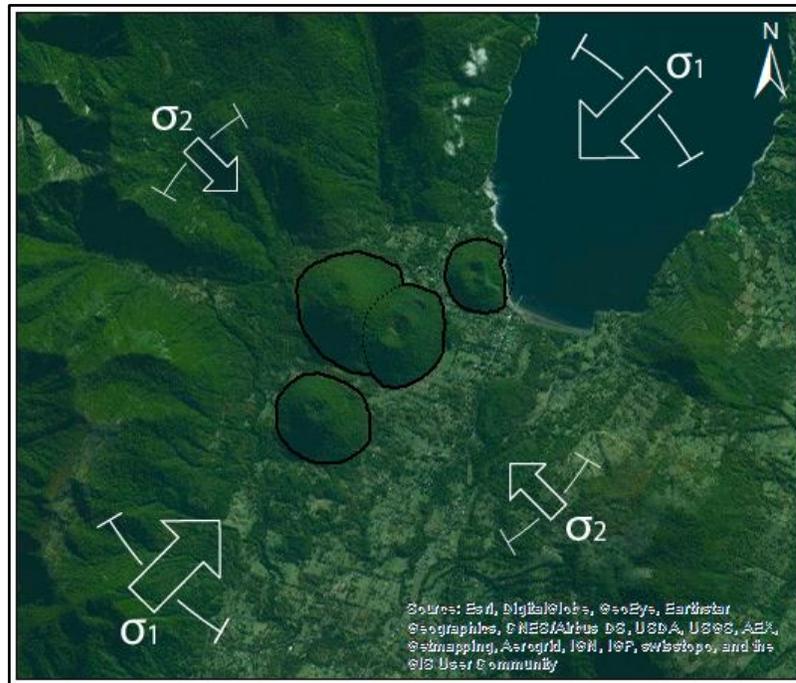


Figura 4.4. Orientación de esfuerzos principales (parámetros morfológicos). Definición de esfuerzos principales a partir de la distribución de los esfuerzos horizontal máximo y mínimo (Figura 4.3) y las direcciones encontradas por Lavenu y Cembrano (1999). Al menos durante el Cuaternario, la zona de Caburgua habría estado sometida principalmente a un régimen compresivo.

4.2 Origen de las fallas de los depósitos piroclásticos

La parte más importante de este trabajo es establecer un posible origen para las fallas, tanto de separación normal como de separación inversa, que afectan los depósitos piroclásticos de los conos de Caburgua.

En esta sección, se identifican y describen tres mecanismos que pueden explicar la presencia de las fallas que afectan a los afloramientos de material piroclástico. Analizando sus características y las de las fallas consideradas, se pretende determinar la posibilidad de que estos mecanismos sean los generadores de estas discontinuidades. Para presentarlos, estos se han separado según si corresponden a mecanismos tectónicos o gravitacionales.

Es importante tener en cuenta que, en el análisis que se presenta a continuación, las fallas de separación normal y de separación inversa son consideradas, directamente, como fallas normales e inversas. Para esto, se supone que el movimiento observado a lo largo de los planos de falla es suficiente para clasificarlas.

4.2.1 Origen tectónico

4.2.1.1 Orientación de los esfuerzos principales a partir de las fallas de los depósitos piroclásticos

Como se ha mencionado en la sección de resultados (Sección 3.1.1), el rumbo de los dos tipos de falla que afectan a los depósitos piroclásticos se encuentra fuertemente acotado, encontrándose principalmente en un rango no mayor a 40°-50°. A partir de estas direcciones, es posible obtener una orientación aproximada de los esfuerzos principales que habrían actuado en el momento del desarrollo de las fallas.

El reconocido paralelismo entre las fallas normales e inversas (Figura 3.11, Figura 3.12, Figura 4.5) permite anticipar que el estado de *stress* en el periodo de formación de estos dos tipos de estructuras debe ser diferente si se considera un origen tectónico (Figura 4.5), ya que si estas corresponden a fallas *dip-slip* puras, sin desplazamiento en la dirección del rumbo, un único estado de esfuerzos no puede explicar su formación.

Según Anderson (1905), el desarrollo de fallas normales se produciría durante la acción de un *stress* principal máximo (σ_1) vertical a subvertical y un *stress* principal mínimo (σ_3) horizontal a subhorizontal, el cual actuaría perpendicular al rumbo de la falla generada. Por el contrario, fallas inversas se desarrollarían durante un campo de *stress* compresivo, con un esfuerzo principal mínimo (σ_3) vertical a subvertical y un esfuerzo principal máximo (σ_1) horizontal a subhorizontal, también perpendicular al rumbo de la falla.

Al implementar lo anterior a las fallas encontradas en los depósitos de Caburgua, y teniendo en consideración los rangos en los que se concentran sus orientaciones, se obtiene que, para el momento de la formación de las fallas normales, σ_3 debió actuar entre las direcciones N-S y NE-SW (Figura 4.5.a), mientras que, durante la formación de fallas inversas, ese lugar debió ser ocupado por σ_1 (Figura 4.5.b). De esta forma, se hace evidente que debe haber existido un cambio en el estado de *stress* entre el periodo, o los periodos, de formación de fallas normales y fallas inversas.

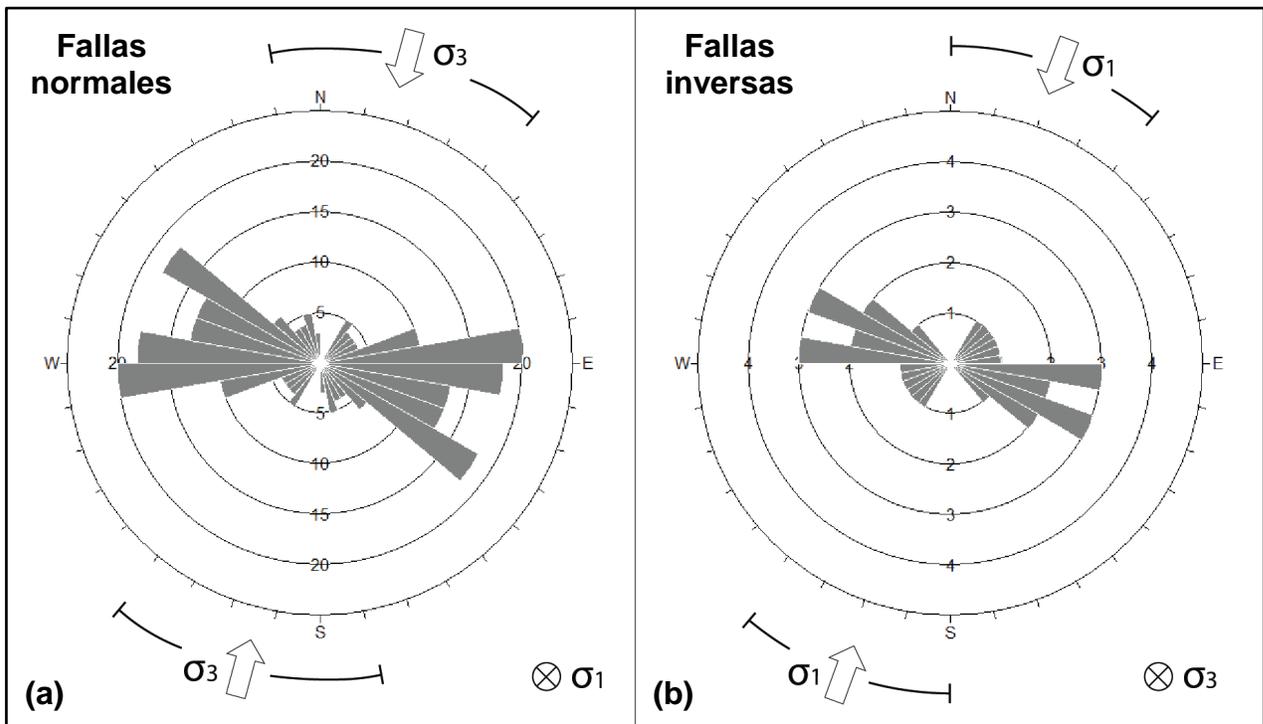


Figura 4.5. Orientación de esfuerzos principales (orientación de fallas). El campo de esfuerzos para la formación de los dos tipos fallas que afectan los depósitos piroclásticos debe ser diferente. Para la formación de las fallas normales (a), σ_3 debe actuar entre las direcciones N-S y NE-SW y σ_1 debe ser subvertical, mientras que para la formación de fallas inversas (b), estos esfuerzos intercambian su orientación.

4.2.1.2 Estructuras de terminación de fallas de rumbo: *Horsetail*

Las estructuras tipo *horsetail* son fallas o fracturas que se desarrollan en el cuadrante extensional de la zona terminal de fallas de rumbo, debido a una disminución gradual del desplazamiento de la falla principal (Kim *et al*, 2000; Kim *et al*, 2004). Autores como Kim *et al* (2000) y McGrath y Davison (1995) las describen como estructuras curvadas que, alejadas de la falla principal, son paralelas a la dirección del esfuerzo principal mayor (σ_1) que actuó en el momento de su formación (Figura 4.6).

El ángulo que forma esta estructura con la falla de la cual emerge no se encuentra completamente claro. Por un lado, autores como Kim *et al* (2000) y Qidong y Peizhen (1984) postulan que el ángulo con que las fracturas *horsetail* surgen de la falla principal se encuentra entre 30° y 40° y 25° y 40°, respectivamente; mientras que McGrath y Davison (1995) indican que este ángulo depende de la plasticidad de la roca, condiciones de stress, geometría superficial de la falla y velocidad a la que ocurre el fallamiento, sin entregar un rango concreto, pudiendo variar entre bajos ángulos hasta ser casi perpendiculares. A pesar de esto, los estudios coinciden en que este ángulo es agudo o recto.

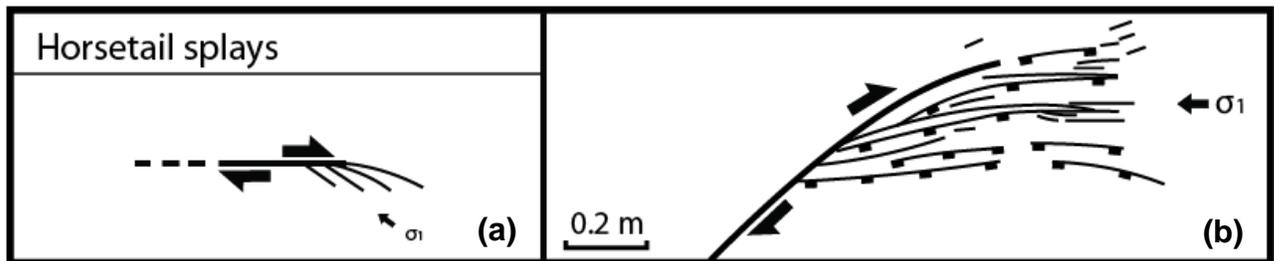


Figura 4.6: Esquema de *Horsetail*. La imagen de la izquierda (a) muestra una representación esquemática de las estructuras tipo *horsetail*, donde se evidencian fallas o fracturas emergiendo de la zona terminal de la falla de rumbo principal, las que, al alejarse, tienden a ser paralelas a la dirección de σ_1 que actúa en el momento de su formación. La imagen de la derecha (b) corresponde a un ejemplo real de *horsetail* en granito del *Massif de la Borne*, en Francia. (Modificado de Kim y Sanderson, 2006).

Como se puede ver en la sección de resultados, la orientación de las fallas medidas se encuentra, esencialmente, entre N80° y N130° para fallas normales (Figura 4.5.a) y, totalmente, entre N90° y N130° para fallas inversas (Figura 4.5.b). Al juntar esto con la orientación de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 , σ_3) obtenida por Lavenu y Cembrano (1999) para la zona de Caburgua durante el Cuaternario y Pliocuaternario (σ_1 : 228/14, σ_2 : 137/2, σ_3 : 41/76), se observa que:

1. en las fallas inversas, la dirección de σ_1 se aleja entre 40° y 85° de los límites del rango definido por los rumbos de estas fallas (N90°-N130).
2. en fallas normales, el rumbo de los planos de falla presentan una desviación con respecto a la dirección de σ_1 de 30° a 80°, aproximadamente.

Al analizar la posibilidad de que las fallas que afectan a los depósitos piroclásticos correspondan a estructuras *horsetail*, y dadas las características recientemente descritas, se puede afirmar que las fallas presentes en los depósitos no representan la dirección de acción del esfuerzo principal σ_1 en el periodo de su formación, ya que, como se menciona anteriormente, la separación entre el rumbo de estas fallas y el esfuerzo principal varía entre 30° y 80° para fallas normales y entre 40° y 80° para fallas inversas.

Otro punto a tener en cuenta es la presencia de fallas inversas en los depósitos. Como se indicó en la descripción de las estructuras, los *horsetail* ocurren en el cuadrante extensional de la falla principal (Kim *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2004). Debido a esto, y dependiendo del ángulo en que se formen las fallas o fracturas que son parte de un *horsetail*, las estructuras que lo componen pueden ser fracturas puras, fallas normales, fallas de rumbo y/o fallas oblicuas, pero no fallas inversas. Así, las fallas inversas no se explicarían como parte de una estructura *horsetail*, por lo que su formación, de ser este el fenómeno que forma las fallas normales, debería estar vinculado a un proceso diferente.

Lo último a considerar es el ángulo que forman las fallas normales con la falla principal. El rumbo principal de la ZFLO varía entre N10°E y N20°E (Cembrano *et al.*, 2007; Lavenu y Cembrano, 1999), por lo que las fallas en estudio no deberían tener una orientación superior a N100°-N110° si son parte de un *horsetail* (Figura 4.7). Como se desarrolló en la sección de resultados, la orientación de las fallas normales es bastante restringida, teniendo un rango no mayor a 50°. Este rango varía entre N80° y N130° (Figura 4.7). Así, solo una fracción de las fallas de separación normal tiene el rumbo adecuado para poder ser consideradas parte de un *horsetail*. Sin embargo, más importantes son las que no cumplen esta condición, ya que permiten descartar que las fallas de los depósitos piroclásticos tengan este origen, pues, dadas las características de las mismas, se considera que todas, o la gran mayoría, se habrían desarrollado durante un proceso común.

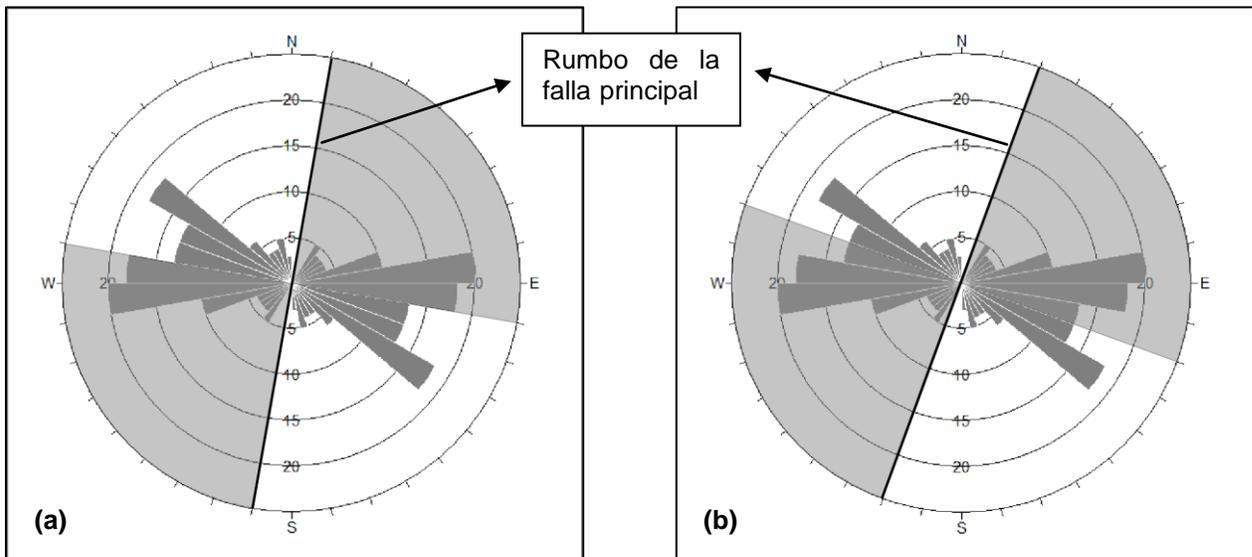


Figura 4.7: Rango de rumbo para *horsetail* en la ZFLO. En ambas imágenes, las áreas sombreadas corresponden al rango de rumbos que concuerdan con una estructura tipo *horsetail*. (a) Rango considerando como rumbo de la falla principal N10°E. (b) Rango considerando como rumbo de la falla principal N20°E.

Más allá de que las fallas de los depósitos piroclásticos pueden no formar parte de estructuras tipo *horsetail*, es importante destacar que la fractura o falla que forma al dique alimentador de los conos sí podría ser parte de uno, dada la orientación que tiene la alineación de estos (N45°-50° E) con respecto a la falla principal (N10°-20°E), las cuales se distancian entre 25° y 40°, y con respecto a σ_1 (228/14), siendo prácticamente paralelos. Esto es factible si se considera que un segmento de la ZFLO termina cerca del lugar donde se encuentran los conos.

4.2.1.3 Deformación cosísmica e intersísmica

Trabajos como los de Aron *et al.* 2013 y 2014 han estudiado la posibilidad de reactivación de estructuras preexistentes durante el periodo cosísmico y/o postsísmico de un ciclo sísmico de subducción. Más específicamente, han visto reactivación con movimiento normal en estructuras del antearco chileno, posiblemente, gatillada por sismos de gran magnitud.

De forma similar, Lara *et al.* (2004) estudia el vínculo existente entre el terremoto de 1960, ocurrido en el sur de Chile, el sismo de mayor magnitud que ha sido registrado, con la erupción fisural del Complejo volcánico Cordón Caulle, ocurrida 38 horas después del primer movimiento, a 240 km al este de la fosa de Chile-Perú. Según este estudio, la erupción se habría desarrollado como consecuencia del sismo. Es importante destacar que la deformación cosísmica de este evento alcanzó, como límite oriental, la traza principal de la Falla Liquiñe-Ofqui (Plafker y Savage, 1970), cuya distancia a la fosa varía entre 150 km y 260 km en el segmento de ruptura de 1960.

Ambos antecedentes, la reactivación de fallas con movimiento normal y el alcance que puede tener la deformación cosísmica, son base importante para plantear un origen similar para las fallas presentes en los depósitos piroclásticos estudiados en este trabajo, considerando que estos se encuentran a 250-255 km de la fosa.

Al igual que lo observado en los afloramientos de material piroclástico de este trabajo, los estudios antes mencionados, en particular Aron *et al.* 2013 y 2014, resaltan la coexistencia de fallas normales e inversas en tiempo y espacio, con mucho mayor número de fallas normales que inversas en casi todos los casos.

La coexistencia de fallas inversas y normales se debería, según Aron *et al.* (2013), a su desarrollo en diferentes etapas de un ciclo sísmico. Por una parte, las fallas inversas corresponderían a la expresión estructural del periodo intersísmico del ciclo, formándose en respuesta a la constante compresión que domina esta etapa (Melnick *et al.*, 2012), asociada a la permanente convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, produciendo lento acortamiento horizontal (baja tasa de *strain*). Las fallas normales, por otra parte, se desarrollarían en la etapa cosísmica-postsísmica del ciclo si el *stress* de cizalle en ellas supera la resistencia al cizalle crítico (Aron *et al.*, 2013; Farías *et al.*, 2011; Toda *et al.*, 2011; Toda y Tsutsumi, 2013). El campo de *stress* extensivo que permite el desarrollo de estas fallas sería producido por el rebote elástico

ocurrido durante un sismo de subducción (Allmendinger y González, 2010; Delouis *et al.*, 1998; Loveless y Pritchard, 2008; Loveless *et al.*, 2010).

Es importante destacar que la deformación cosísmica-postsísmica no implica únicamente la formación de fallas normales o reactivación de las mismas, sino que también podría permitir la reactivación de fallas intersísmicas, originalmente de movimiento inverso, como fallas normales si estas estuvieran favorablemente orientadas (Melnick *et al.*, 2006, 2009).

a) Reactivación de fallas

Para analizar la relación que puede existir entre las fallas normales e inversas, es relevante considerar el último punto mencionado, la posible reactivación de fallas inversas como fallas normales. Para confirmar o descartar esto, es importante ver la similitud existente entre las estructuras en cuestión y la posibilidad real de reactivación.

Se debe tener en cuenta que una confirmación de la posibilidad de reactivación no implica que no exista desarrollo de nuevas fallas normales durante la etapa cosísmica.

i. Similitud entre planos de falla

La similitud existente entre la orientación de las fallas es evidente. En el caso de las fallas normales, más de un 71% tiene una orientación que se encuentra dentro del rango N80°-N130°; mientras que, en el caso de fallas inversas, dentro de un rango muy similar, N90°-N130°, se concentra más del 60%. Este subparalelismo se puede apreciar gráficamente en la Figura 4.5 (Sección 4.2.1).

El manteo de los planos de falla es otra característica que se comporta de manera similar en ambos casos. En los dos tipos de falla, el manteo parece más bien aleatorio, abarcando casi todos los ángulos posibles, desde subhorizontales, menores a 5°, a casi 90° (Figura 4.8). Como es de esperar, sí existen rangos de mayor acumulación, como 45° y 75° para el manteo en fallas normales, y 35° y 60 para el manteo de fallas inversas, reuniendo poco más del 58% de los datos en cada uno de los casos. En la Figura 4.8, se puede apreciar, claramente, la distribución de ángulos de manteo para fallas normales e inversas, haciéndose evidente la similitud existente.

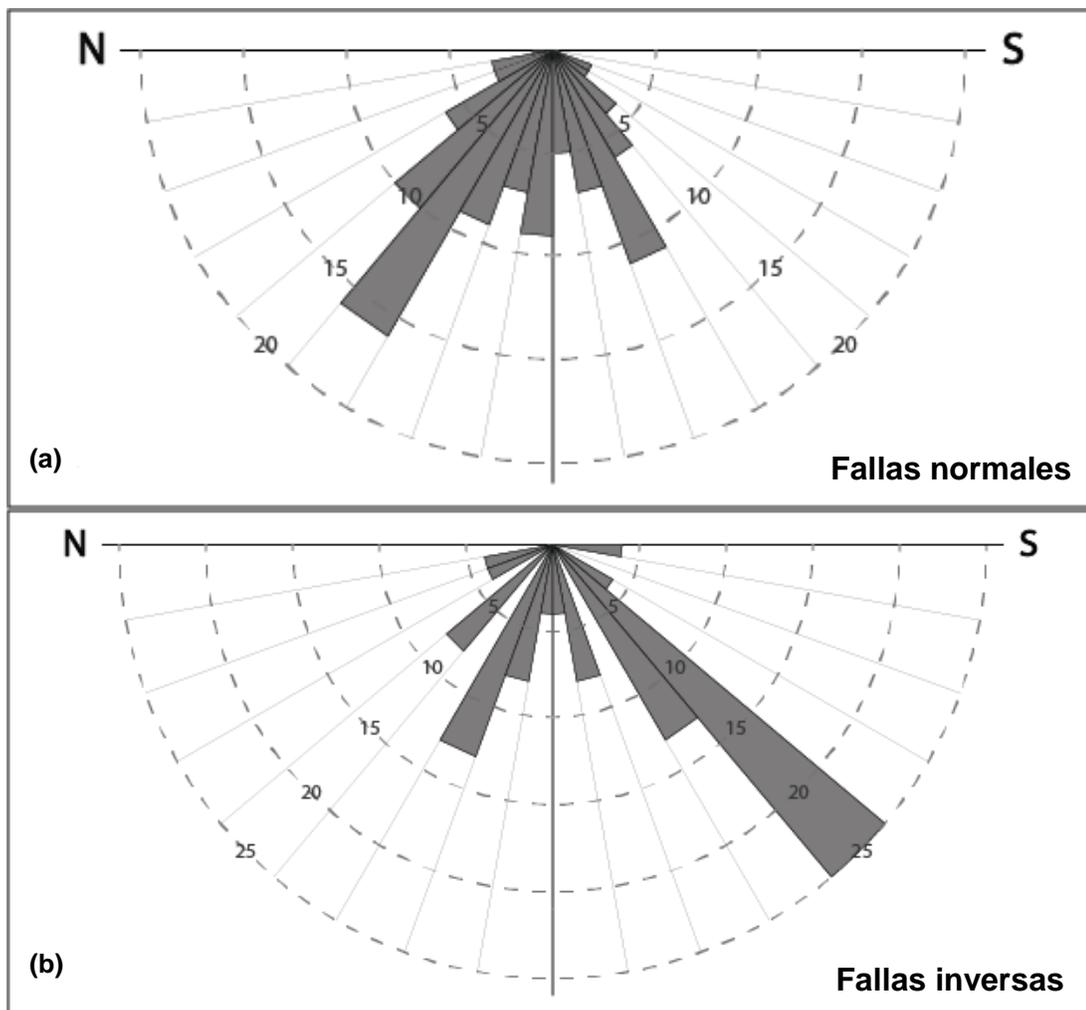


Figura 4.8: Distribución de manteos. Las imágenes muestran la distribución de manteo de las fallas normales (a) y de las fallas inversas (b). En ambos casos, los manteos son separados según su dirección (*dipdirection*) y agrupados cada 10°. La cantidad de fallas que se encuentra dentro de cada uno de estos rangos es expresada en porcentaje (semicírculos), con un máximo de 20% en el gráfico de fallas normales (a) y de un 25% en el gráfico de fallas inversas (b). El ángulo de manteo de ambos tipos de falla muestra una amplia distribución, cubriendo casi todo el espectro de ángulos posible, desde 0° a 90° tanto en dirección norte como sur. A pesar de esto, existen direcciones de mayor concentración, 50°-60°N en fallas normales (16%) y 40°-50°S en fallas inversas (25%), y una tendencia de las fallas normales a manteo hacia el norte y de las inversas a manteo hacia el sur.

ii. Ángulo de reactivación

La reactivación de fallas durante ciertos periodos del ciclo sísmico, junto con las formación de nuevas fallas en las etapas cosísmica e intersísmica, es uno de los posibles procesos que permiten explicar la similitud entre los dos tipos de falla encontrados en los depósitos. El proceso de reactivación, independiente del tipo, depende, entre otros factores, de la separación angular existente entre el eje de mayor *stress* (σ_1) y, considerando este caso en particular, los planos en los que pueda ocurrir inversión.

Para el análisis relacionado al ángulo de reactivación, se tendrán en cuenta las siguientes suposiciones:

1. Se evaluará la posible reactivación de fallas originalmente inversas como fallas normales.
2. La reactivación de las fallas ocurre durante el periodo cosísmico-postsísmico.
3. Durante el periodo cosísmico el eje de mínimo *stress* (σ_3) es horizontal y de tensión.
4. Dado que se evalúa la posibilidad de reactivación con movimiento normal, el eje de mayor *stress* (σ_1) se considera vertical.

Estas consideraciones no deben llamar demasiado la atención. Melnick *et al.* (2006, 2009) anticipa la posibilidad de reactivación de fallas documentadas con actividad inversa intersísmica como fallas normales cosísmicas y trabajos como los de Aron *et al.* (2013 y 2014) y Toda y Tsutsumi (2013) mencionan, en reiteradas ocasiones, que fallas normales pueden ser activadas o reactivadas durante el periodo cosísmico tras sismos de magnitud importante, como por ejemplo el terremoto del Maule del 2010 en Chile. El hecho de que σ_3 se considere horizontal tiene relación con el efecto rebote que se produce durante el periodo cosísmico, pero este punto será tratado con mayor profundidad más adelante.

Sibson (1985) postula que, para un coeficiente de fricción estática (μ) de 0.75, el ángulo óptimo de reactivación (θ_r), es decir, el ángulo entre el eje de máximo *stress* (σ_1) y el plano de falla, es de 26.5°.

La configuración de los esfuerzos principales y del plano de falla mostrada en la Figura 4.9, a pesar de ser una simplificación de parte de los supuestos, permite determinar que, para este estudio en particular, el ángulo de reactivación depende directamente del manto de los planos de falla, obteniéndose a partir de la expresión:

$$\theta_r = 90 - m$$

Donde

- θ_r : ángulo de reactivación.
- m : manto de la falla a evaluar.

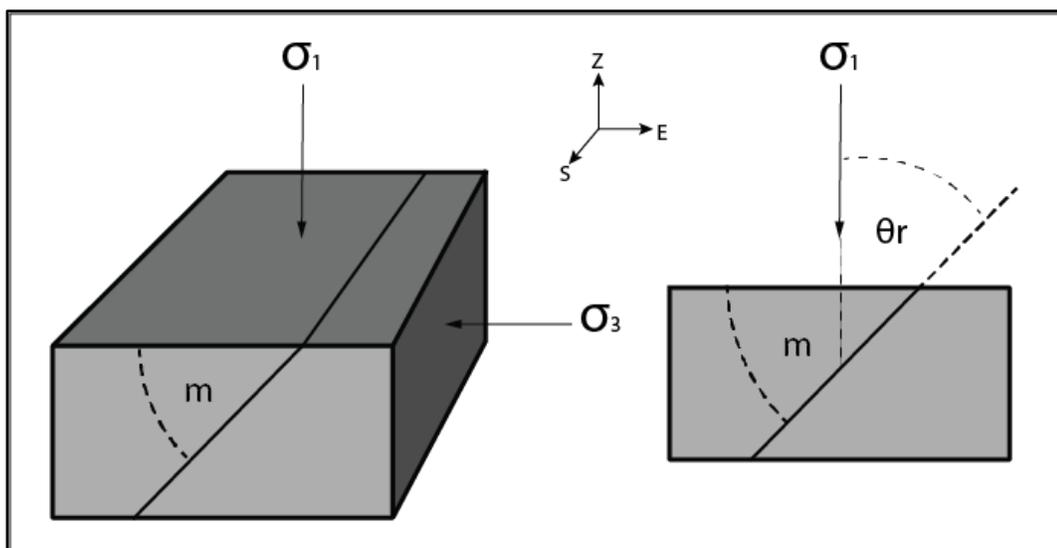


Figura 4.9: Ángulo de reactivación (θ_r). El ángulo de reactivación se define como el ángulo entre el esfuerzo principal máximo (σ_1) y el plano que se quiere evaluar. Según Sibson (1985), el valor óptimo de θ_r es 26.5 para un coeficiente de fricción estática de 0.75. Si σ_1 actúa en el eje vertical, el valor de θ_r corresponderá al complemento del ángulo de manteo del plano.

A partir de la ecuación anterior, e imponiendo que el valor de θ_r sea igual a 26.5°, se puede obtener el ángulo de manteo de las fallas que estarían óptimamente orientadas para la reactivación según el criterio de Sibson (1985). En este caso, el manteo corresponde a 63.5°, por lo que se podría esperar que fallas que tengan manteos entre 60° y 65° se reactivaran, rango que incluye poco más del 8% de las fallas inversas.

Existen antecedentes que permiten ampliar el rango del ángulo de reactivación (θ_r), como es el caso de la erupción fisural del Complejo volcánico Cordón Caulle. Las estructuras reactivadas en este evento se encontraban a alrededor de 45° del eje de σ_1 (σ_1 : N-S, estructuras: N135°), lo que se describe como "moderadamente bien orientadas" (Lara *et al.*, 2004).

Considerando el caso del Cordón Caulle, se puede suponer que planos que se encuentran entre 25° y 45°-50° del eje de máximo *stress* (σ_1) también pueden ser reactivados, a pesar de que su orientación solo sea moderadamente óptima. Si esto es así, el rango de fallas inversas que pueden ser reactivadas aumenta de manteos entre 60° y 65° a manteos entre 40° y 65°-70°, aumentando el porcentaje de fallas inversas que pueden ser invertidas, pasando de poco más de un 8%, como ya se ha mencionado, a poco más de un 62% considerando el rango ampliado.

Así, considerando los dos puntos desarrollados, similitud entre fallas y ángulo de reactivación, se piensa que es posible la inversión, al menos teóricamente, de parte importante de las fallas inversas contenidas en los depósitos piroclásticos.

b) Distribución numérica: fallas normales versus fallas inversas

Como ya se ha mencionado dentro de este trabajo, el número de fallas normales supera ampliamente al número de fallas inversas, en una proporción cercana a 6:1. Se piensa que el motivo de esta diferencia está estrechamente ligado a la resistencia de los materiales frente a la compresión y a la tensión, y a la diferencia entre las tasas de *strain* del periodo intersísmico y cosísmico.

Para evaluar el comportamiento del material, se deben definir las condiciones a las que este es sometido. En la Figura 4.10, se presentan dos esquemas que representan la configuración y características presentes en el periodo intersísmico (Figura 4.10.a) y cosísmico (Figura 4.10.b). En ella se puede observar que existen diferencias importantes entre ambas etapas, en las que se incluyen la duración (0.1 a 1 ka versus minutos a meses), tasa promedio de desplazamiento y sentido de este en el plano interplaca (60.3 mm/año versus metros/minuto), indicado por las flechas negras más gruesas, y la orientación del cizalle aplicado en el plano interplacas, el cual es, aproximadamente, opuesto entre ambos periodos (Aron *et al.*, 2013; Figura 4.10).

Como se mencionó dentro de los antecedentes, el periodo intersísmico se caracteriza por ser de naturaleza altamente compresiva (Aron *et al.*, 2013; Melnick, 2012), característica que se puede apreciar en la Figura 4.10.a, donde el movimiento en el plano interplaca y el cizalle aplicado en el mismo plano es predominantemente hacia el este, en dirección a la placa Sudamericana. Esta dirección de compresión hace suponer que durante este periodo σ_1 es subhorizontal (Figura 4.11.a), lo que es sustentado por las direcciones de *stress* principal encontradas a partir de los parámetros morfológicos de los conos del *cluster* Caburgua (σ_1 = NE-SW, σ_2 = NW-SE, σ_3 = subvertical; Figura 4.4, Sección 4.1.2) y por las calculadas por Lavenu y Cembrano (1999) para el sector de Caburgua durante, al menos, el Cuaternario y Pliocuatnario (σ_1 = 228/14, σ_2 = 137/2, σ_3 = 41/76; Figura 4.11.a).

Contrario al periodo intersísmico, la etapa cosísmica estaría acompañada por un campo de *stress* extensivo producido por el rebote elástico ocurrido durante un sismo de subducción (Allmendinger y González, 2010; Delouis *et al.*, 1998; Loveless y Pritchard, 2008; Loveless *et al.*, 2010), el cual provoca que la porción que se encuentra sobre el área de ruptura se extienda (Klotz *et al.*, 1999; Klotz *et al.*, 2006). La presencia de este campo de *stress* permite determinar la dirección de los esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) durante esta etapa, que actuarían de manera subvertical y subhorizontal, respectivamente (Figura 4.11.b), mientras que las consecuencias del rebote elástico, entre ellas el cambio en el sentido del desplazamiento entre placas y del cizalle aplicado en el plano interplacas, el que, a grandes rasgos, pasa de este a oeste (flechas negras delgadas en la Figura 4.10), indicarían que probablemente la acción de σ_3 es paralela o subparalela a la dirección del rebote. Con respecto al sentido en el que actúa σ_3 durante este periodo, parece lógico pensar que este corresponda a un esfuerzo de tensión (Figura 4.11.b), ya que, debido al "efecto rebote", todo el material que se encuentra dentro de su campo de acción es arrastrado en la dirección en la que este ocurra.

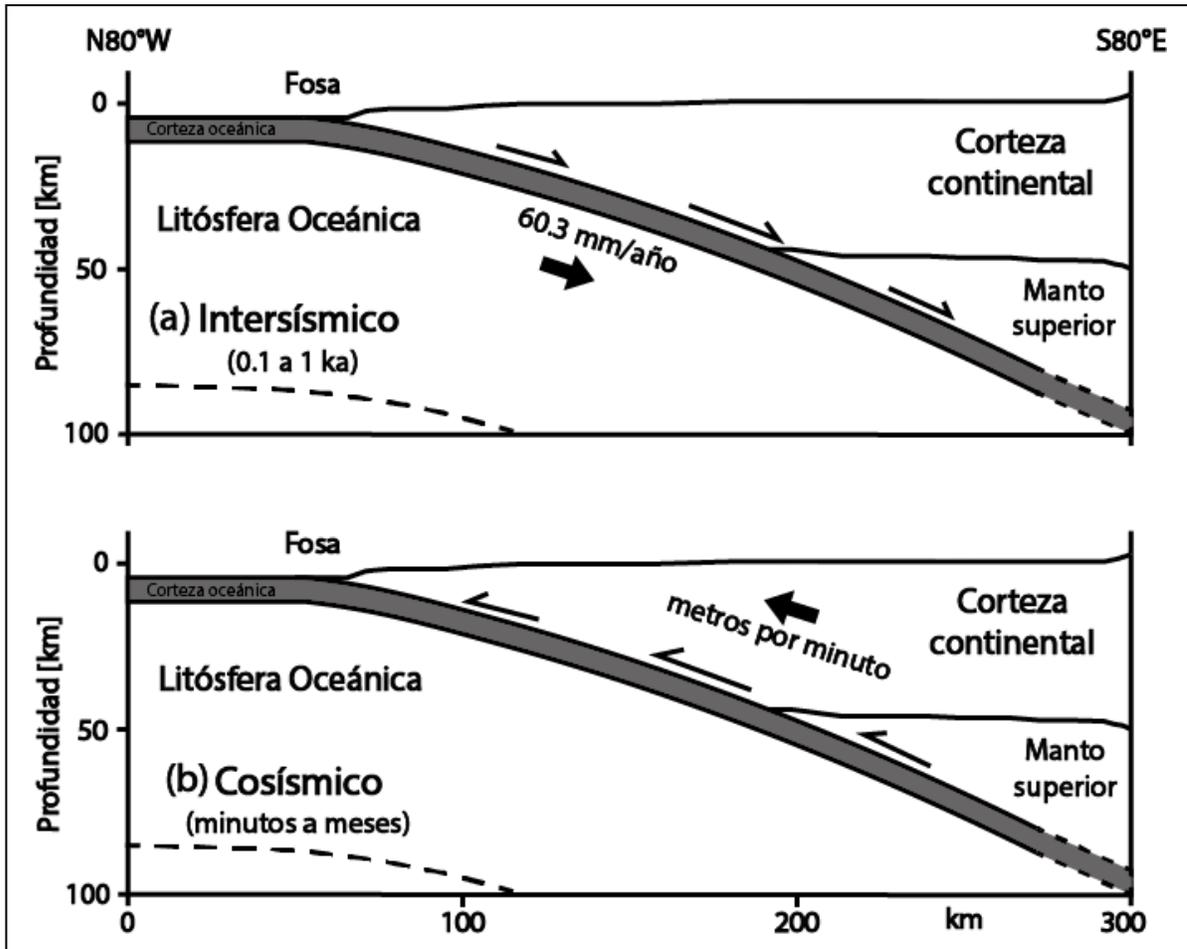


Figura 4.10: Periodos del ciclo sísmico. (a) El periodo intersísmico es caracterizado por un fuerte acoplamiento entre las placas y una naturaleza fundamentalmente compresiva, lo que se expresa en el desplazamiento de la placa de Nazca hacia la placa Sudamericana (flecha gruesa) a velocidades de decenas de milímetros por año y en *stress* de cizalle aplicado en el plano interplacas en dirección este (flechas delgadas). La duración de este periodo varía entre 0.1 a 1 ka. (b) Durante el periodo cosísmico la placa oceánica se desplaza en sentido opuesto al anterior, alejándose de la placa continental (flecha gruesa), produciendo que el esfuerzo de cizalle aplicado en el plano entre placas sea hacia el oeste (flecha delgada). Características como la tasa de desplazamiento y la duración de esta etapa también varían con respecto a la anterior, pasando de 60 mm/año a metros/minutos y de miles de años a minutos o meses. (Modificada de Aron *et al.*, 2013)

Así, a modo de síntesis, una de las principales diferencias entre los periodos del ciclo sísmico es el campo de *stress* que actúan en cada uno de ellos, siendo de naturaleza compresiva en el periodo intersísmico (Figura 4.11.a), con σ_3 subvertical y σ_1 subhorizontal actuando en una orientación cercana a la dirección de convergencia, permitiendo el dominio de fallas inversas frente a fallas normales (Aron *et al.*, 2013), y de naturaleza extensiva en la etapa cosísmica (Figura 4.11.b), con σ_1 subvertical y σ_3 subhorizontal, probablemente de tracción, actuando en una dirección cercana a la del rebote elástico, permitiendo el dominio de fallas normales frente a fallas inversas (Aron *et al.*, 2013).

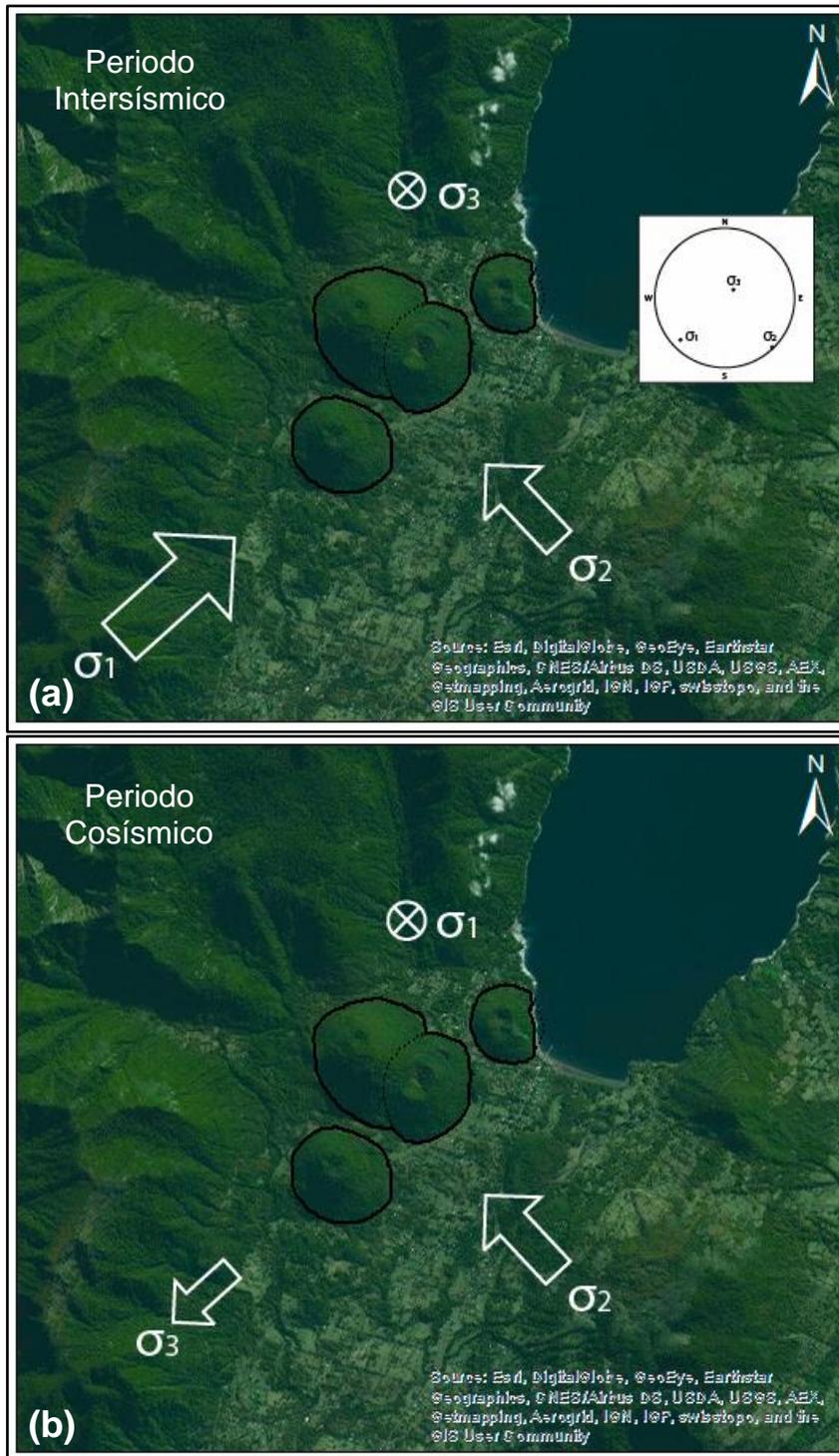


Figura 4.11: Distribución de esfuerzos principales durante el ciclo sísmico. Durante el periodo intersísmico (a), la corteza continental se encontraría sometida a un campo de *stress* fundamentalmente compresivo, con σ_1 subhorizontal y σ_3 subvertical. Producto del "efecto rebote" producido sobre la corteza continental durante un sismo de subducción, el campo de esfuerzos cambia a extensivo durante el periodo cosísmico (b), con σ_1 subvertical y σ_3 subhorizontal y de tracción.

Para evaluar el comportamiento del material piroclástico frente a las condiciones descritas anteriormente para el periodo intersísmico y cosísmico, se utiliza el criterio de Mohr-Coulomb, el cual representa, por medio de una ecuación lineal, la resistencia al corte a lo largo de un plano (González de Vallejo *et al*, 2002). Esto permite determinar si bajo ciertas condiciones de *stress* (σ_1 y σ_3), existirá ruptura o no.

En la Figura 4.12, se presentan, de manera esquemática, las condiciones a las que habrían sido sometidos los depósitos de Caburgua durante el periodo intersísmico (a) y cosísmico (b).

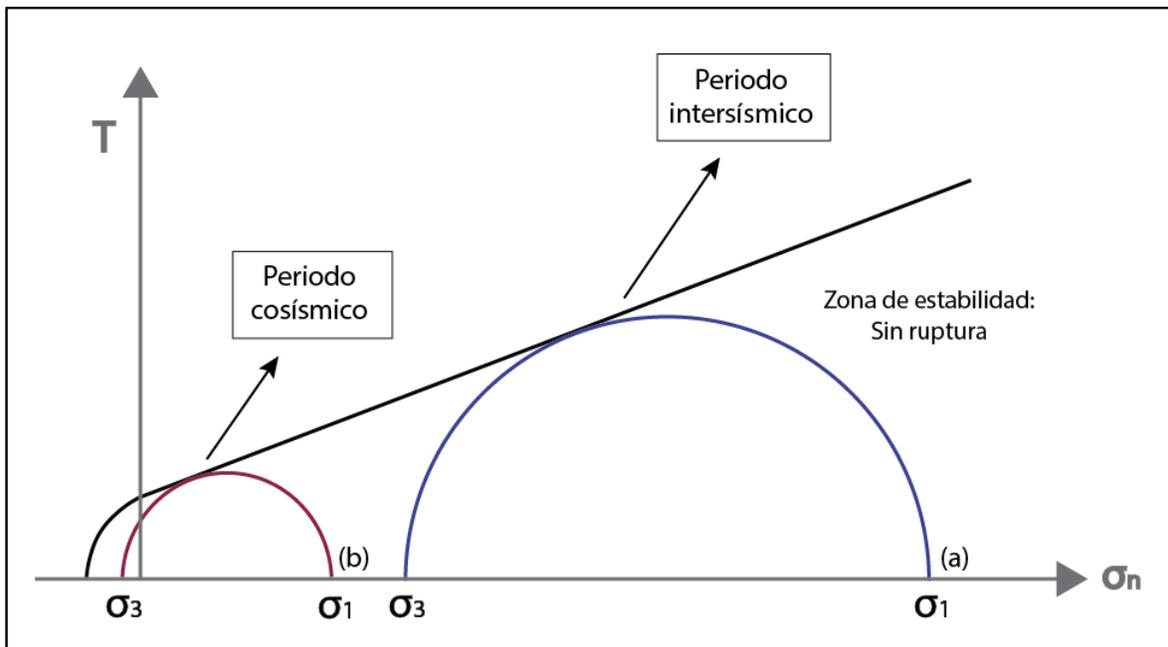


Figura 4.12: Condiciones de ruptura. El criterio de ruptura utilizado es el de Mohr-Coulomb, el cual representa, por medio de una relación lineal a través de la envolvente de ruptura, la resistencia al cizalle del material considerado. Para que exista ruptura, el círculo debe ser tangente a la envolvente. (a) Durante el periodo intersísmico, σ_1 y σ_3 son esfuerzos compresivos y, para cumplir con la condición de ruptura, el *stress* diferencial ($\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$) debe ser alto, al menos mayor que para el caso (b). (b) Durante el periodo cosísmico solo σ_1 actúa como esfuerzo compresivo, pasando σ_3 a ser de tracción, disminuyendo así el *stress* diferencial necesario para causar ruptura. El área bajo la envolvente representa el dominio de estabilidad, donde no existe ruptura, que, como se puede ver, disminuye al acercarse al origen, (b).

Basado en lo que ya se ha discutido, para la etapa intersísmica ambos esfuerzos, σ_1 y σ_3 , son representados como esfuerzos compresivos y, como se observa en la Figura 4.12.a, debe existir un *stress* diferencial importante ($\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$), al menos mayor que en caso cosísmico (b), para cumplir con la condición de ruptura, es decir que el círculo de Mohr sea tangente a la envolvente. Toda el área bajo la envolvente de ruptura es considerada como zona de estabilidad, sin ruptura.

Durante el periodo cosísmico, a diferencia del anterior, únicamente el esfuerzo máximo (σ_1) es compresivo y σ_3 es considerado de tracción (Figura 4.12.b). Este cambio con respecto al caso intersísmico es suficiente para disminuir el esfuerzo cizalle (τ),

gráficamente representado por el eje de las ordenadas, y, por lo tanto, el *stress* diferencial necesario para producir ruptura (Figura 4.12). Esta nueva configuración se encuentra dentro de una zona con menor rango de estabilidad que la anterior, lo que se aprecia en la Figura 4.12 por medio del área que se encuentra bajo la envolvente, la que disminuye considerablemente con respecto al caso intersísmico. Así, las nuevas condiciones de la etapa cosísmica (disminución del *stress* diferencial y menor rango de estabilidad) permitirían alcanzar con mayor facilidad la condición de ruptura, lo que podría manifestarse en los depósitos piroclásticos con una mayor cantidad de fallas normales que de fallas inversas, las cuales son asociadas a los periodos cosísmico e intersísmico, respectivamente (Aron *et al.*, 2013).

Además de la participación de los periodos cosísmico e intersísmico en la formación de las fallas estudiadas, es posible que estas etapas también hayan influido en el origen de los conos de Cabargua. Lo que se propone es que durante el periodo intersísmico habrían existido las condiciones para la formación de la estructura que posteriormente correspondería al dique alimentador, o incluso la formación del mismo dique, pero que las condiciones que habrían permitido la erupción se habrían dado durante el periodo cosísmico, producto del efecto de un "bombeo sísmico", similar a lo ocurrido en el Complejo volcánico Cordón Caulle (Lara *et al.*, 2004), debido a una descompresión generada al estar sometido a un campo de *stress* extensivo.

4.2.2 Origen gravitacional

El deslizamiento de material a lo largo de fallas normales puede ocurrir no solo por acción tectónica, sino que también debido a inestabilidad gravitacional (Hesthammer y Fossen, 1999), la que puede manifestarse por medio de *slumps*, definido por Woodcock (1979) como movimientos rotacionales en un plano de cizalle cóncavo hacia arriba, o *slides*, concepto utilizado para describir tanto fallas rotacionales como no rotacionales, definido por Woodcock (1979). Deslizamientos por gravedad suelen ocurrir en partes de afloramientos que son cercanas a bordes libres, es decir, que no están confinados lateralmente por material.

Las fallas de origen gravitacional pueden ocurrir a diferentes escalas, desde centímetros a cientos de kilómetros, y en diferentes tipos de material, desde rocas altamente litificadas a sedimentos no consolidados (Hesthammer y Fossen, 1999). Independiente de la variedad de tamaños y materiales en las que pueden ocurrir, las fallas relacionadas a colapso gravitacional tienden a tener, en la geometría general, características similares. En planta, un área afectada por fallas por gravedad es similar a un anfiteatro (Hutchinson, 1973; Jones *et al.*, 1984; Bishop y Norris, 1986; Morton, 1993), mientras que, en perfil, el plano de deslizamiento principal muestra una geometría cóncava hacia arriba, y, a lo largo de una superficie débil, típicamente paralela a la estratificación, la falla se comporta como *detachment* (Clari y Ghibaudo, 1979; Mandl y Crans, 1981; Long, 1986). Estas características hacen del colapso gravitacional un buen candidato para explicar el origen de las fallas estudiadas.

Parte de las fallas normales que afectan los depósitos piroclásticos presentan características similares a las descritas anteriormente en vista en perfil, como el deslizamiento de material a lo largo de un plano cóncavo hacia arriba. Esta característica en particular se puede apreciar en la Figura 4.13, donde, además de la fotografía tomada en terreno, se presenta una imagen esquemática de las fallas encontradas. En ella se observan dos planos cóncavos hacia arriba unidos por un plano horizontal interpretado como un posible *detachment*. Desde el plano de falla superior surge, además, una falla tipo *shortcut*.

A pesar de que los afloramientos en estudio son afectados por fallas que muestran características típicas de fallas de tipo gravitacional, en ellos también se reconocen fallas en las que estas características no son evidentes, como las incluidas en la Figura 4.14. En ella, y en los afloramientos, se observan planos de deslizamiento, tanto de movimiento inverso como normal, más bien rectos, y en pocos casos se reconocen planos de despegue (*detachment*). Sin embargo, la presencia de fallas con estas características no descarta la posibilidad de un origen gravitacional. La Figura 4.15, de Hesthammer y Fossen (1999), muestra ejemplos de configuraciones estructurales que se pueden desarrollar en ambientes de colapso gravitacional. En ella, además de los planos de falla cóncavos, se aprecian planos de deslizamiento más rectos, secundarios, que pueden o no llegar a niveles más profundos. Así, los planos presentes en los depósitos piroclásticos que no presentan parte importante de las características mencionadas más arriba podrían ser asociados a los planos secundarios mostrados en la Figura 4.15. A pesar de esto, la formación de fallas de origen gravitacional requiere de caras libres que entreguen el espacio necesario para el descenso de material, lo que, al menos en este caso, no fue reconocido en estos afloramientos.

Así, el proceso de colapso gravitacional, o la formación de fallas por acción de la gravedad, explica, relativamente bien, el origen de las fallas normales presentes en los depósitos piroclásticos. Sin embargo, no parece hacer lo mismo con las fallas inversas, ya que el efecto gravitatorio no provocaría ascenso de material.

Para explicar la presencia de fallas inversas no es necesario alejarse del concepto de fallas de origen gravitacional, ya que algunos procesos vinculados a este concepto pueden desarrollar estructuras compresivas en un flujo descendente. Que esto suceda o no depende de la presencia de acantilados y de la existencia de material *in situ* a los pies del deslizamiento, pues la presión que este material ejerce contra el flujo descendente, en el momento de su encuentro, es lo que podría provocar el desarrollo de fallas inversas (Varnes, 1978; Schwarz, 1982; McDonald *et al.*, 1993). Una de las características que poseen estas fallas es su bajo ángulo de manteo, normalmente inferior a 30° (Cembrano, com. verbal). Al comparar esto con los resultados obtenidos a partir de las fallas inversas de los depósitos piroclásticos, se observa que:

1. El rango de manteo de las fallas inversas del afloramiento AP1DP va desde inferior a 5° a 85°-90°. Un 80% de estas fallas poseen manteo mayor o igual a 40°. El 20% restante posee manteo incluso inferior a 30°.
2. En el afloramiento AP2DP, las fallas inversas son escasas. La única registrada posee un manteo de 50°.

3. Las fallas inversas del afloramiento AS1DP tiene un manteo que varía entre 20° y 90°, aproximadamente. Poco más del 83% de estas fallas tienen manteos superiores o iguales a 40°. Del porcentaje restante, solo poco más del 8% muestran manteos menores a 30°.
4. Existe una única falla de este tipo registrada en el afloramiento AS2DP, la cual es caracterizada por el *dip/dipdirection* 68/339.

En las observaciones anteriores, se pone de manifiesto que los manteos de las fallas inversas tienden a ser mayores a 40°. Dada esta condición, se puede proponer que el efecto producido durante el choque entre el flujo piroclástico y el material *in situ* puede explicar una parte minoritaria (12.5%) de las fallas inversas que afectan los depósitos piroclásticos de los conos de Caburgua.

Lo anterior puede ser rebatido al considerar la distribución de las fallas inversas en los afloramientos considerados y los tipos de depósitos que componen a estos últimos. En el capítulo de resultados se pone de manifiesto que las fallas inversas estudiadas se encuentran, en mayor o menor proporción, en todos los afloramientos de depósitos piroclásticos, independiente de su cercanía a los conos. Esta amplia distribución espacial se opone a un origen gravitacional, debido a que el choque que se ha mencionado como posible proceso de formación de fallas inversas solo permitiría el desarrollo de estas en el entorno inmediato al punto del choque, por lo que la presencia de fallas inversas, al menos de origen gravitacional, es poco probable en los afloramientos más cercanos a los conos. Por otra parte, considerando los depósitos que componen los afloramientos, vemos que estos corresponden, entre un 60% y 90%, a depósitos de caída y solo una porción menor, entre un 10% y 40%, a flujo piroclástico. Esta condición desecha casi completamente la formación de fallas inversas debido a procesos gravitacionales, debido a que, durante la formación de los depósitos piroclásticos de los conos de Caburgua no habría existido un flujo descendente importante, en este caso un flujo piroclástico, que permitiera la formación de fallas inversas por medio del proceso explicado anteriormente.

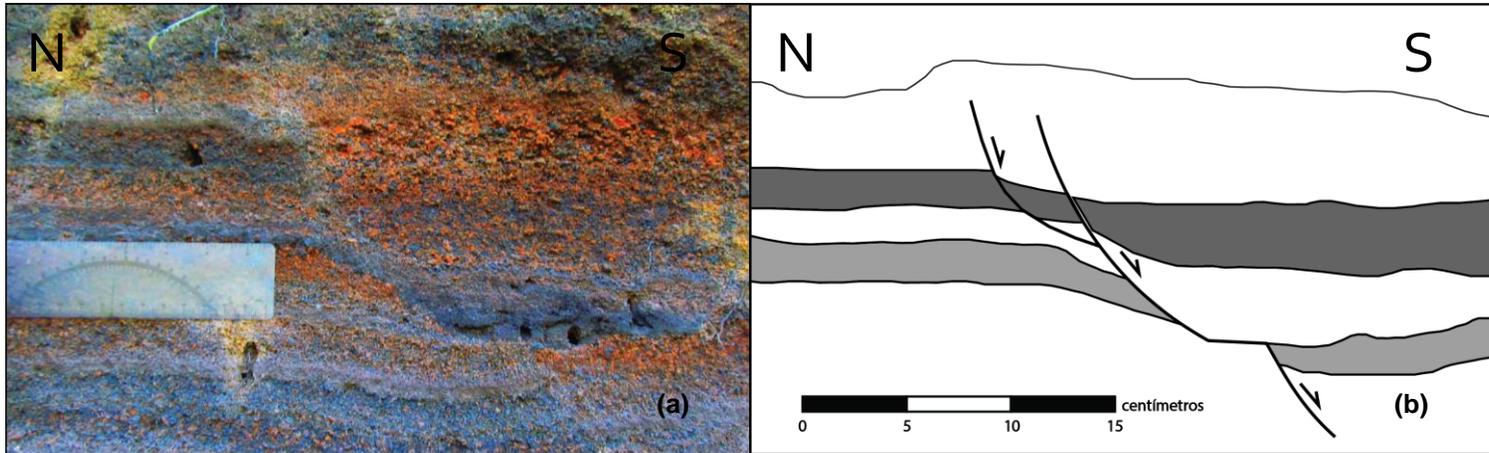


Figura 4.13: Fallas en depósitos piroclásticos (vista en perfil: planos cóncavos). (a) Fotografía tomada en terreno de parte del afloramiento AP1DP. (b) Imagen esquemática de (a), donde se hacen evidentes las fallas encontradas en esta parte del afloramiento. Se observan dos planos de deslizamiento normal, cóncavos, posiblemente unidos por un *detachment*. Se observa, también, que desde uno de los planos emerge una falla tipo *shortcut*.

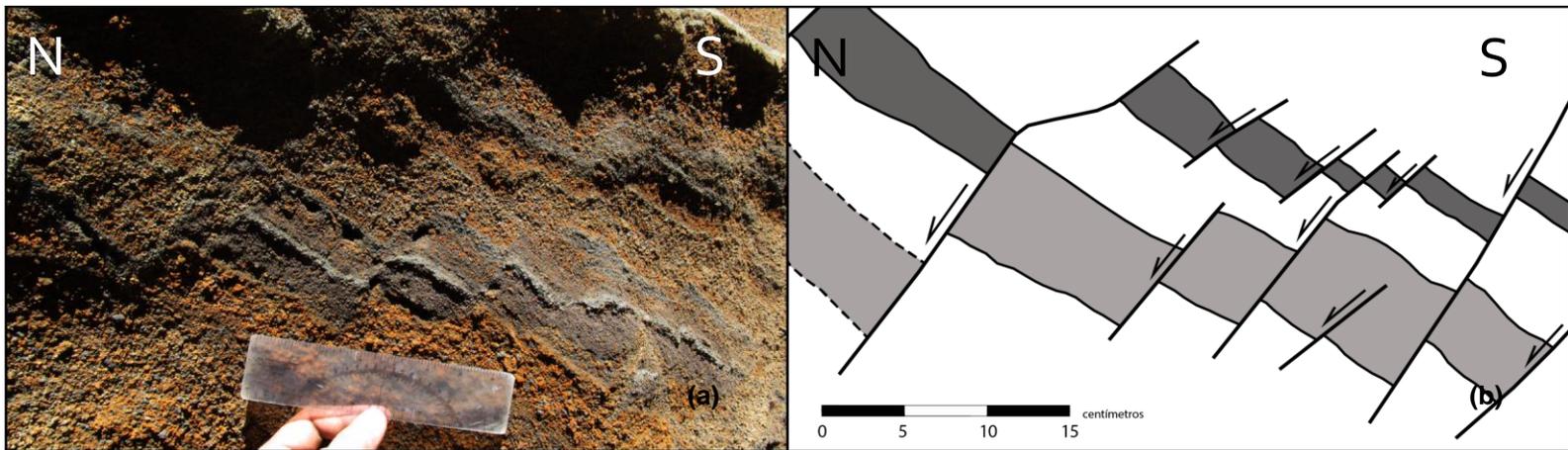


Figura 4.14: Fallas de depósitos piroclásticos (vista en perfil: planos rectos). (a) Fotografía tomada en terreno de parte del afloramiento AP1DP. (b) Imagen esquemática de (a), donde se hacen evidentes las fallas y estratos guías encontrados. En ella se reconoce fallas normales, las que pueden separarse en dos grupo, superior e inferior, cuyos planos son, en general, rectos.

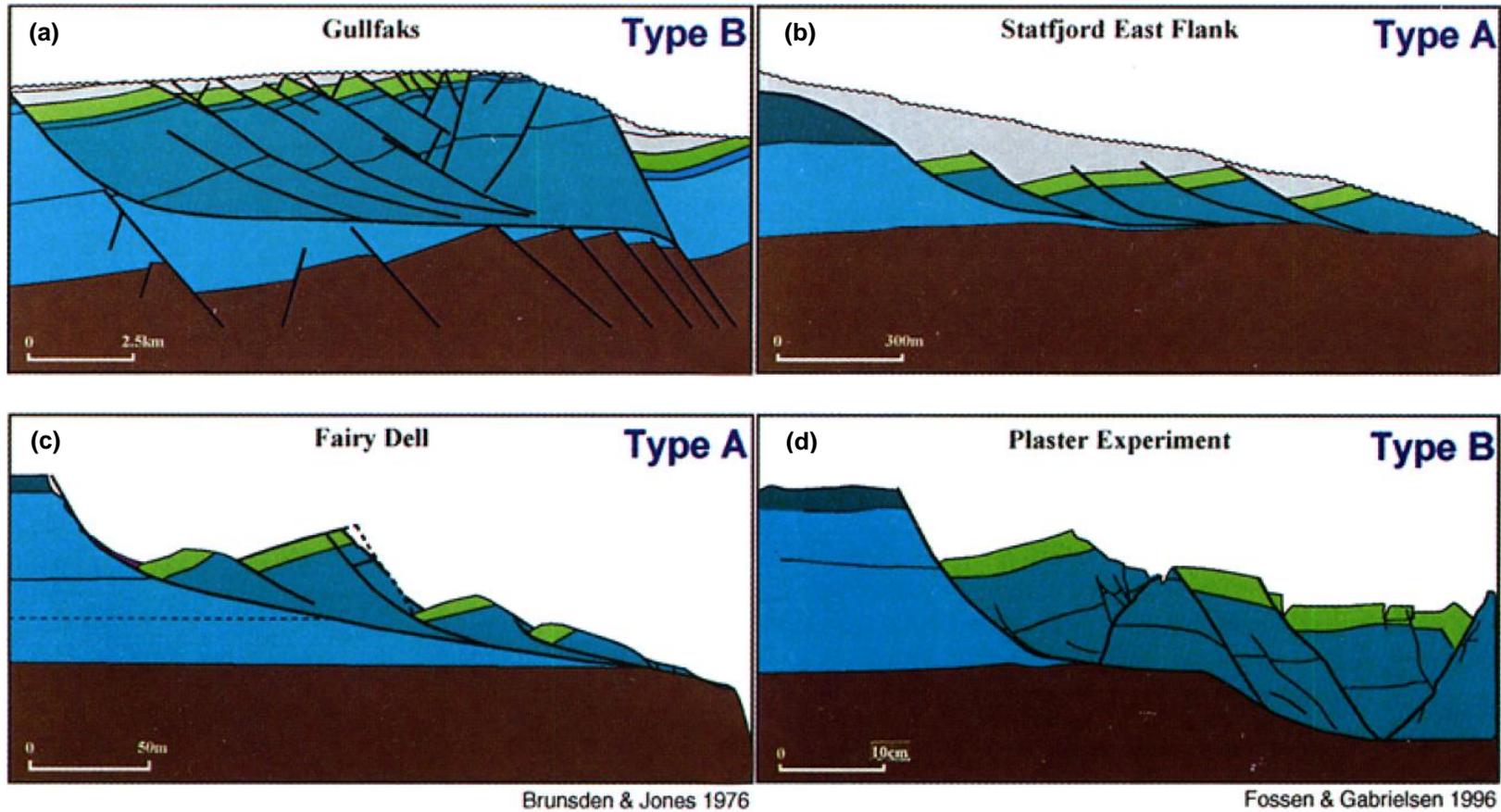


Figura 4.15: Geometría de las fallas de colapso gravitacional. Las tres primeras imágenes que son parte de esta figura, (a)-(c), corresponden a secciones esquemáticas de las fallas formadas en colapsos gravitacionales en diferentes regiones donde este fenómeno se ha reconocido. La cuarta imagen, (d), corresponde a un perfil esquemático del resultado de experimentos que simulan el comportamiento de material sometido a colapso gravitacional. Como se puede observar, las cuatro imágenes ocurren a diferentes escalas, desde centímetros a varios kilómetros, no variando demasiado la configuración entre una y otra. (Modificado de Hesthammer y Fossen, 1999).

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

Los conos que son parte del *cluster* Caburgua permiten la evaluación de tres parámetros morfológicos con el fin de determinar posibles rangos de orientación del dique alimentador subyacente. Estos parámetros son: dirección de elongación de las bases y cráteres, orientación del alineamiento de los conos que conforman el *cluster* y dirección del alineamiento de los puntos bajos del borde de los cráteres.

A partir del análisis del primer parámetro, se obtiene una amplia variabilidad en los rangos que restringen la dirección del dique: N32°W-N8°E; N62°W-N38°W; N73°W-N35°W, aunque los rangos encontrados muestran tendencia hacia el cuadrante NW. A pesar de esta tendencia, no es posible entregar, a partir de las direcciones de elongación, un rango más acotado para la dirección del dique alimentador.

A partir de la dirección de alineamiento de los conos, el rango para la dirección del dique subyacente es más reducido, entre N25°-30°E y N65°-70°E. Si se considera que el canal alimentador se encuentra dentro de este rango de direcciones, debería existir un dique secundario que permita la formación del cono 2, el cual no forma parte, directamente, de la alineación NE formada por los conos. Considerando que el solapamiento existente entre el cono 2 y 3 los transforman, según la clasificación propuesta por Corazzato y Tibaldi (2006), en un cono tipo múltiple superpuesto, el rumbo del dique secundario debería ser cercano a N50°-60°W, dirección definida por la alineación de los cráteres de los conos 2 y 3.

La alineación de los puntos bajos de los cráteres es el parámetro que permite acotar de manera más precisa la orientación del dique alimentador, con errores inferiores a 10° para cerca del 90% de los casos (Tibaldi, 1995). A partir de él, la orientación del dique subyacente es restringida entre las direcciones N30°E y N60°E.

Según Nakamura (1977), la orientación encontrada para el dique principal que subyace los conos de Caburgua entrega una aproximación de la dirección de σ_{Hmax} y, por lo tanto, de σ_{Hmin} , estando este dique orientado de forma paralela y perpendicular a la dirección de estos esfuerzos, respectivamente. Así, a partir de la dirección obtenida para el dique a través de la alineación de puntos depresivos, utilizada debido a su mayor precisión, se determina que σ_{Hmax} se encontraría restringido entre N30°E y N60°E y σ_{Hmin} entre N60°W y N30°W. A partir de las características estructurales de la zona, se puede afirmar que esta se encontraba sometida, al menos durante la formación del dique alimentador de los conos, a un régimen de contracción, por lo que σ_{Hmax} corresponde a σ_1 , independiente de si el régimen es de rumbo o compresivo. Esta disyuntiva es aclarada a través del trabajo de Lavenu y Cembrano (1999), pues, a partir de la orientación encontrada por estos autores para los esfuerzos principales, se puede determinar que el régimen al que ha sido sometida el área de Caburgua, al menos desde el Cuaternario, es un régimen compresivo.

Con relación al origen de las fallas presentes en los depósitos piroclásticos, se puede afirmar, a partir de lo discutido anteriormente, que existen dos posibles explicaciones: un origen tectónico y un origen gravitacional.

El considerar un origen tectónico para las fallas permite restringir la orientación de los esfuerzos principales para el momento de formación de las fallas, más aun teniendo en cuenta el restringido rango de rumbos en los que estas se concentran. Así, para el desarrollo de fallas normales, σ_3 debe haberse encontrado entre las direcciones N10°W y N40°E, mientras que, durante la formación de fallas inversas, dentro de un rango de orientaciones muy similar debe haber actuado σ_1 , entre N-S y N40°E. Esta alta similitud entre los rangos permite proponer la existencia de un cambio en el estado de *stress* entre el momento de formación de fallas normales y el periodo de formación de fallas inversas.

Dentro de las explicaciones de un origen tectónico, la que mejor explica lo observado en los depósitos asociados a los conos de Caburgua es la posibilidad de deformación durante los periodos intersísmicos y cosísmico de un ciclo sísmico de subducción. Los diferentes campos de *stress* que dominan en cada uno de estos periodos, un campo altamente compresivo durante la etapa intersísmica, con σ_1 subhorizontal (azimut/buzamiento 228/14) y σ_3 subvertical (azimut/buzamiento 41/76), y extensivo durante la etapa cosísmica, posiblemente con una componente de tracción horizontal (σ_3) originada por el rebote elástico producido durante esta etapa, permiten el desarrollo predominante de uno de los dos tipos de falla encontrados en los depósitos piroclásticos: fallas inversas en el periodo intersísmico, a bajas tasas de *strain* (intervalo de deformación: cientos a miles de años), y fallas normales en el periodo cosísmico, a altas tasas de *strain* (intervalo de deformación: minutos a meses).

Sin alejarse de la deformación durante el ciclo sísmico, la similitud entre la orientación de fallas normales e inversas es explicada por medio del desarrollo de nuevas fallas durante cada uno de los periodos, debido a la simetría que existiría entre los campos de *stress*, y/o a través de la reactivación, como fallas normales cosísmicas, de fallas cuyo movimiento ha sido reconocido como inverso en el periodo intersísmico. De ser este último el caso, la reactivación ocurriría durante la acción de un campo de *stress* extensivo, etapa cosísmica, con σ_1 actuando en dirección subvertical, por lo que la reactivación podría ocurrir en fallas inversas cuyo manteo se encuentra entre 40° y 65°-70°, independiente de la dirección. Esto debido a que se ha considerado el criterio de Sibson (1985) para la reactivación de estructuras (θ_r) y fallas que estén, al menos, moderadamente bien orientadas ($20^\circ-25^\circ < \theta_r < 45^\circ-50^\circ$).

La posibilidad de un origen gravitacional para las fallas en estudio pareciera ser una buena opción, ya que parte importante de las fallas normales que se han registrado cumplen con características que han sido descritas para este tipo de fallas, entre ellas planos principales cóncavos hacia arriba unidos a un plano de *detachment* generalmente paralelo a la estratificación y planos secundarios más rectos, sin continuidad en planos de despegue y muchas veces de poca longitud. Sin embargo, el desarrollo de fallas gravitacionales requiere de caras laterales libres que permitan el descenso de material, condición que, en este caso, no fue observada

Aunque a través de este proceso se podría llegar a explicar la presencia de las fallas normales, considerando que el efecto de la gravedad produce únicamente descenso de material, no es intuitivo pensar que durante este se desarrollen fallas de movimiento inverso. Esta situación cambia al considerar la presencia de material *in situ* a los pies del flujo piroclástico descendente. Lo que permite la formación de este tipo de estructuras es la presión que el material *in situ* produce sobre el material piroclástico descendente en el momento de su encuentro (choque). Las fallas inversas que este proceso forma suelen tener bajo ángulo de manteo, inferior a 30°, por lo que, considerando únicamente esta condición, un 12.5% de las fallas inversas encontradas en los depósitos piroclásticos pueden ser explicadas a través de él.

A pesar de lo anterior, la distribución de las fallas inversas dentro de los afloramientos y la proporción entre los tipos de depósito que componen a estos últimos descartan casi por completo la posibilidad de formación de este tipo de fallas por medio de este proceso. La presencia de fallas inversas en todos los afloramientos considerados no sería compatible con la formación de éstas a través del choque de materiales, ya que este proceso formaría fallas de este tipo únicamente en los alrededores del lugar donde sucede, sin mayor propagación hacia el material más cercano a la fuente eruptiva. Por otra parte, la ocurrencia de este choque depende, además de la presencia de material *in situ*, de la existencia de un flujo descendente, en este caso flujo piroclástico. Sin embargo, este tipo de material compone solo entre un 10% y un 40% de los afloramientos, condición que no sustenta la formación de fallas inversas por medio de este fenómeno.

Así, se propone un origen tectónico para las fallas que afectan a los depósitos piroclásticos de los conos de Caburgua. Estas se habrían formado como consecuencia de la deformación producida en diferentes periodos de un ciclo sísmico: fallas inversas durante el periodo intersísmico y fallas normales durante el periodo cosísmico.

BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W., y González, G. 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, v. 495, pp. 93–110, doi: 10.1016/j.tecto.2009.04.019.
- Anderson, E.M. 1905. The Dynamics of faulting. *Transaction of the Edinburgh Geological Society*, v. 8, 3, pp. 387-403.
- Aron, F., R. W. Allmendinger, J. Cembrano, G. González and G. Yáñez. 2013. Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, v. 118, pp. 724–739, doi:10.1029/2012JB009339.
- Aron, F., Cembrano, J., Astudillo, F., Allmendinger, R. W., Arancibia, G. 2014. Constructing forearc architecture over megathrust seismic cycles: Geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, publicado online 6 de octubre del 2014, doi: 10.1130/B31125.1.
- Barrientos, S., Acevedo, P. 1992. Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 53, p. 73-87.
- Bishop, D. G., y Norris, R. J. 1986. Rift and thrust tectonics associated with a translational block slide Abbotsford New Zealand. *Geological magazine*, v. 123, p. 13-25.
- Cembrano, J. & Hervé, F. 1993. The Liquiñe-Olqui Fault Zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. In: 2° International Symposium on Andean Geology, Actas, Oxford, UK, pp.175-178.
- Cembrano, J. y Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38°S y 46°S: ¿dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? In: 7° Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1. Concepción, pp. 240-244.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquiñe–Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault Zone in southern Chile. *Tectonophysics*, v. 259, pp. 55–66.
- Cembrano, J., E. Schermer, A. Lavenu, and A. Sanhueza. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, v.319, pp.129–149, doi:10.1016/S0040-1951(99)00321-2.

- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca -South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, v. 354, pp. 289–314.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Yañez, G., Riquelme, R., García, M., Gonzalez, G., Hérail, G. 2007. Neotectonics. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds). *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, pp 231-261.
- Cembrano, J. y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophys*, v. 471(1–2), pp. 96–113.
- Chinn, D. S., and Isacks, B. L. (1983): Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides island arc. *Tectonics*, v. 2 (6), pp. 529-563.
- Clari, P. y Ghibaudo, G. 1979. Multiple slumps scars in the Tortonian type area (Piedmont Basin northwestern Italy). *Sedimentology*, v. 26, pp. 719-730.
- Clavero, J. y Moreno, H. 1994. Ignimbrita Licán y Pucón: evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciares del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39.25 S. In: 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción.
- Clavero, J. 1996. Ignimbritas andesítico-basálticas posglaciares del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S). Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Corazzato, C. y Tibaldi, A. 2006. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 158, pp. 177-194.
- Delouis, B., H. Philip, L. Dorbath, and A. Cisternas (1998), Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, v. 132, pp. 302-338, doi:10.1046/j.1365-246x.1998.00439.x.
- Dewey, J. y Lamb, S. 1992. Active tectonics in the Andes. *Tectonophysics*, v. 205, pp. 79-95.
- Farías, M., D. Comte, S. Roecker, D. Carrizo, y M. Pardo. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu seismic sequence, *Tectonics*, 30(6), TC6010, doi:10.1029/2011TC002888.
- González-Ferrán, O. 1994. Volcanes de los Andes del sur de Chile y Argentina. En: *Volcanes de Chile*. Santiago, Chile. Instituto Geográfico Militar, pp.396-398.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. 2002. *Ingeniería Geológica*. Madrid, Pearson Educación. 744p.
- Hervé, M., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). 1° Congreso Geológico Chileno, Santiago, 1, B39-B56.

- Hervé, F., Araya, E., Fuenzalida, J. L., Solano, A. 1979. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X región. 2° Congreso Geológico Chileno, Arica, 1, F1-F18.
- Hesthammer, J., y Fossen, H. 1999. Evolution and geometries of gravitational collapse structures with examples from the Statfjord Field, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, v. 16, pp. 259-281.
- Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M. K., Morris, J. D., Ryan, J. G. 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology*, v. 30, pp. 199-202.
- Hutchinson, J. N. 1973. The response of London Clay cliffs to differing rates of toe erosion. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, v. 8, pp. 221-239.
- Jarrard, R. D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, v. 24, No. 2, pp.217-284.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A. (1990) Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 64, pp. 187-210.
- Jones, M. E., Allison, R. J., y Gilligan, J. 1984. On the relationships between geology and coastal landforms in central southern England. *Journal of Dorset National History and Archaeological Society*, pp. 107-118.
- Kim, Y.-S., Andrews, J.R., Sanderson, D.J. 2000. Damage zones around strike-slip fault systems and strike-slip fault evolution, Crackington Haven, southwest England. *Geoscience Journal*, v. 4, pp. 53–72.
- Kim, Y.-S., Peacock, D., y Sanderson, D. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, v. 26, pp. 503-517.
- Kim, Y.-S., y Sanderson, D. 2006. Structural similarity and variety at the tips in a wide range of strike-slip faults: a review. *Terra Nova*, v. 18, pp. 330-344.
- Klotz, J. Angermann, D., Michel, G. W., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V.H., Barrientos, S., Barriga, R., y Cifuentes, . 1999. GPS-derived deformation of the central Andes Including the 1995 Antofagasta Mw = 8.0 earthquake, *Pure Applied Geophysics*, v. 154, pp.709–730, doi:10.1007/s000240050249.
- Klotz, J., A. Abolghasem, G. Khazaradze, B. Heinze, T. Vietor, R. Hackney, K. B. R. Maturana, J. Viramonte, and R. Perdomo. 2006. Long-term signals in the present-day deformation field of the central and southern Andes and constraints on the viscosity of the Earth's upper mantle, in *The Andes: Active Subduction Orogeny*, edited by O. Oncken, et al., pp. 65–89, Springer, Berlin.

- Lara, L., Naranjo, J., Moreno, H. 2004. Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40.5°S) after the 1960 (Mw:9.5) Chilean earthquake: a structural interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 138, pp. 127-138.
- Lara, L., Cembrano, J., Lavenu, A., Darrozes, J. 2005. Holocene volcanism and vertical displacements along a major intra-arc transpressional system in the Southern Andes. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona. In: *Andean geodynamics: extended abstracts*, Paris, pp. 438-441.
- Lara, E., Cembrano, J., Lavenu, A. 2006a. La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: antecedentes de su evolución cuaternaria e implicancias para el volcanismo activo en los Andes del Sur. 11° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, v. 2, pp. 427-430.
- Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., and Rodríguez, C. 2006b. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.158, no.1–2, pp.70–86. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore-arc and intr.-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, v. 21, pp. 1669-1691.
- Long, J. 1986. The Eocene Lobo Gravity Slide Webb and Zapata Counties Texas. In *Contributions to the geology of South Texas* (p.270-93), San Antonio, Texas: South Texas Geological Society.
- López-Escobar, L., Kilian, A., Kempton, P.D., Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41 °30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 20, pp. 33-55.
- López-Escobar, L. y Moreno, H. 1994. Geochemical characteristics of the Southern Andes basaltic volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui fault zone between 39.0° and 46.0° S. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, v. 2, p. 1388-1393. Concepción.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno-Roa, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, v. 22, pp. 219-234.
- Loveless, J. P., y M. E. Pritchard. 2008. Motion on upper-plate faults during subduction zone earthquakes: Case of the Atacama Fault System, northern Chile, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9(12), Q12017, doi:10.1029/2008GC002155.
- Loveless, J. P., R. W. Allmendinger, M. E. Pritchard, and G. González. 2010. Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean fore arc, *Tectonics*, 29(2), TC2001, doi:10.1029/2009TC002465.

- Macdonald, D., Moncrieff, A., y Butterworth, O. 1993. Giant slide deposits from a Mesozoic fore-arc basin Alexander Island Antarctica. *Geology*, v. 21, pp. 1047-1050.
- Mandl, G., y Crans, W. 1981. Gravitational gliding in deltas. *Geological Society of London Special Publications (GBR)*, v. 9, pp. 41-54.
- McGrath, A. G., Davison, I. 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, v. 17, pp. 1011-1024.
- Melnick, D., B. Bookhagen, H. P. Echtler, and M. R. Strecker. 2006. Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37 S), *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12), 1463–1480, doi:10.1130/B25865.1.
- Melnick, D., B. Bookhagen, M. R. Strecker, and H. P. Echtler. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, *J. Geophys. Res.*, v.114, pp. 23, doi:200910.1029/2008JB005788.
- Melnick, D., M. Moreno, M. Motagh, M. Cisternas, y R. L. Wesson .2012. Splay fault slip during the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Geology*, v. 40(3), pp. 251–254, doi:10.1130/G32712.1.
- Moreno, H., y Parada, M.A. 1974. Geología del área de Liquiñe-Neltume y Lago Pihueico. Instituto de Investigaciones Geológicas (inédito), pp. 41.
- Moreno, H.& Lara, L. 2008. Geología del área Pucón-Curarrehue, regiones de La Araucanía y de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 115: 36 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Morgado, E.2015. Costrasting records from mantle to surface of holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes:Caburgua-Huelemolle small eruptive centers and Villarrica volcano, southern Chile. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Morton, R. A. 1993. Attributes and origins of ancient submarine slides and filled embayments: examples from the Gulf Coast Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, pp. 1064-1081.
- Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress ientation- Principle and Proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2, pp. 1-16.
- Naranjo, J.A; Moreno, H.; Emparán, C.; Murphy, M. 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipulli (39°S). *Revista Geológica de Chile* 20 (2): 167-191.
- Plafker, G. and Savage, J.C. 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 1001--1030

- Qidong, D., y Peizhen, Z. 1984. Research on the geometry of shear fracture zones. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, n° B7, pp. 5699-5710.
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006, Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, v. 25, no. 4, pp. 1-16.
- 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*, doi: 10.1080/00206814.2013.775731-
- Schwarz, H.-U. 1982. Subaqueous slope failures-Experiments and modern occurrences. In H. Füchtbauer, A.P Lisitzyn, J. D. Milliman y E. Seibold (Eds.), *Contributions to sedimentology. Contribution. N°242 of the Joint Programme 95 Interation Sea-Sea Botton, Kiel University*, pp. 116. Stuttgart: E. Schweizarbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Sibson, R., 1985. A note on fault reactivation. *Journal Structural Geology*, v. 7, pp. 751–754.
- Silva, C.; Druitt, T; Robin, C; Lohmar, S.; Clavero, J. ; Moreno, H. ; Naranjo, J.A. 2004. The 3700-yr Pucón eruption of Villarrica volcano, 39°S Southern Andes, Chile. In IAVCEI Chile 2004.
- Steffen, H. 1944. Patagonia Occidental. Las cordilleras patagónicas y sus regiones circundantes. Ediciones Universidad de Chile, v.1, pp. 333. Santiago.
- Stern, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Andean Geology*, v. 31, N° 2, pp. 161-206.
- Strecker, M., Bosworth, W. 1991. Quaternary stress-field change in Gregory Rift, Kenya. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 72, pp. 17-22.
- Tibaldi, A. 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n° B12, pp 24521–24535.
- Toda, S., Stein, R.S., y Lin, J. 2011. Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer. *Geophysical Research Letters*, v. 38, L00G03, doi: 10 .1029 /2011GL047834.
- Toda, S., y Tsutsumi, H. 2013. Simultaneous reactivation of two, subparallel, inland normal faults during the Mw 6.6 11 April 2011 Iwaki earthquake triggered by the Mw 9.0 Tohoku-oki, Japan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 103, pp. 1584–1602, doi: 10 .1785 /0120120281.
- Tormey, D. R., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., López-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean front (33° to 42°S): Interpretations of along-arc compositional

variations, in Harmon, R.S., and Rapela, C.W., Andean magmatism and its tectonic setting: Geological Society of America Special Paper 265, pp. 57–77.

Varnes, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In: Landslides: Analysis and control. Transportation Research Board Special Report, v. 176, DC: Nat. Acad. Sei, Ash, pp.12-33.

Woodcock, N. H. 1979. Sizes of submarine slides and their significance. Journal of Structural Geology, v. 1, pp. 137-142.

ANEXOS

Anexo A: Detalle de la medición de estructuras: fallas y diaclasas

Tabla A.1: Datos tomados en terreno (Dep. piroclásticos): Fallas normales.

Datos del afloramiento		Datos de las fallas			
Código	Punto GPS	Código	Orientación del talud	<i>Dip</i>	<i>Dipdirection</i>
AP1DP	257181/5656364	D1P1F2	N45E	48	50
		D1P1F3	N25E	27	188
		D1P1F4	N10E	90	353
		D1P1F5	N10E	70	22
		D1P1F7	N10E	34	148
		D1P1F8	N-S	70	208
		D1P1F9	N-S	78	200
		D1P1F10 A	N-S	26	185
		D1P1F10 B	N-S	52	174
		D1P1F11	N12W	48	345
		D1P1F12	N12W	62	5
		D1P1F14	N15E	62	30
		D1P1F17	N20E	68	0
		D1P1F18	N20E	20	36
		D1P1F19	N20E	36	5
		D1P1F20	N20E	56	358
		D1P1F21	N20E	40	82
		D1P1F22	N30E	76	10
		D1P1F23	N30E	37	33
		D1P1F24	N8W	80	10
		D1P1F25	N25E	34	130
		D1P1F26 A	N-S	50	350
		D1P1F26 B	N-S	82	350
		D1P1F27	N10W	64	160
		D1P1F29	N10E	74	185
		D1P1F30	N10E	56	33
		D1P1F31	N10E	78	38
		D1P1F32	N30E	84	33
		D1P1F33	N15E	68	210
		D1P1F34	N30E	48	76
		D1P1F35	N30E	48	76
		D1P1F36	N30E	48	76
		D1P1F37	N30E	48	76
		D1P1F38	N15E	18	355
		D1P1F39	N15E	18	355

		D1P1F40	N15E	18	355
		D1P1F41	N3W	44	64
		D1P1F42	N30E	45	355
		D1P1F44	N-S	38	33
		D1P1F45	N15W	84	160
		D1P1F46	N15W	64	10
		D1P1F47	N-S	66	175
		D1P1F48	N46E	82	55
		D1P1F49	N20E	80	70
		D1P1F50	N20W	52	157
		D1P1F51	N10E	50	38
		D2P1F1	N10E	82	172
		D2P1F2	N7W	62	46
		D2P1F3	N7W	74	204
		D2P1F4	N15W	80	150
		D2P1F5	N8E	70	193
		D2P1F6	N5W	40	26
		D2P1F7 A	N15W	48	190
		D2P1F7 B	N15W	48	235
		D2P1F8	N5W	64	178
		D2P1F9	N20E	32	334
		D2P1F10	N20E	50	345
		D2P1F11	N15E	52	241
		D2P1F12	N7E	66	164
		D2P1F13	N7E	50	29
		D2P1F14	N7E	7	344
		D2P1F16	N22E	50	46
		D2P1F17	N12E	76	344
		D2P1F18	N34E	56	60
		D2P1F19	N30E	88	188
		D2P1F20	N15E	26	26
		D2P1F22	N15E	50	4
		D2P1F23	N32E	72	178
		D2P1F24	N45E	20	8
		D2P1F25	N20W	45	213
		D2P1F26	N10E	38	9
		D2P1F27	N10E	56	21
		D2P1F28	N10E	88	34
		D2P1F29	N10E	18	44
		D2P1F30	N26E	67	195
		D2P1F31	N18E	67	32
		D2P1F32	N8E	56	60
		D2P1F34	N5E	42	45

		D2P1F35	N10E	68	7
		D2P1F36	N10E	59	10
		D2P1F37	N10E	52	5
		D2P1F38	N20E	78	215
		D2P1F39	N20E	62	27
		D2P1F40	N15E	26	352
		D2P1F41	N15E	48	41
		D2P1F42	N20E	63	170
		D2P1F43	N20E	63	170
		D2P1F44	N20E	66	44
		D2P1F45	N22E	60	184
		D2P1F46	N7E	58	198
		D2P1F48	N15W	82	355
		D2P1F49	N5E	80	186
		D2P1F50	N4E	60	36
		D2P1F51	N2W	66	212
		D2P1F52	N20W	52	154
		D2P1F53	N20W	68	26
		D2P1F54	N20W	78	123
		D2P1F55	N5E	84	162
		D2P1F56	N5E	70	21
		D2P1F57	N3W	30	326
		D2P1F58	N3W	86	357
		D2P1F59	N16W	56	34
		D2P1F60	N16W	86	352
		D2P1F61	N16W	56	19
		D2P1F62	N5W	88	16
		D2P1F63	N5W	86	134
		D2P1F64	N30E	70	305
		D2P1F65	N30E	70	305
		D2P1F67	N5E	72	184
		D2P1F68	N5E	64	199
		D2P1F69	N-S	64	170
		D2P1F70	N-S	50	0
		D2P1F71	N2E	58	6
		D2P1F72	N2E	42	12
		D2P1F73	N5E	54	38
		D2P1F74	N15E	52	32
		D2P1F75	N7E	30	20
AS1DP	256856/5654573	D3P3F1	N65W	72	80
		D3P3F2	N65W	80	82
		D3P3F15	N20E	59	160
AP2DP	255763/5658589	D3P4F1	N7W	50	128

		D3P4F4	N5E	56	18
		D3P4F8	N5E	38	24
AS2DP	261162/5658329	D3P5F1	N40W	62	141
		D3P5F2	N40W	60	144
		D3P5F3	N15W	76	312
		D3P5F4	N15W	56	8
		D3P5F5	N20E	56	236
		D3P5F6	N30W	62	346
		D3P5F7	N44W	40	125
		D3P5F8	N44W	46	135

Tabla A.2: Datos tomados en terreno (Dep. piroclásticos): Fallas inversas.

Datos del afloramiento		Datos de las fallas			
Código	Punto GPS	Código	Orientación del talud	Dip	Dipdirection
AP1DP	257181/5656364	D1P1F1	N40E	2	130
		D1P1F6	N10E	42	120
		D1P1F13	N15E	77	15
		D1P1F15	N15W	22	5
		D1P1F16	N15W	48	33
		D1P1F28	N10E	46	186
		D1P1F43	N20E	60	36
		D2P1F15	N7E	60	48
		D2P1F21	N15E	74	25
		D2P1F47	N10E	76	146
AS1DP	256856/5654573	D3P3F3	N25E	42	204
		D3P3F4	N20E	40	358
		D3P3F5	N20E	19	342
		D3P3F6	N25E	54	161
		D3P3F7	N25E	40	164
		D3P3F8	N25E	81	196
		D3P3F9	N25E	88	3
		D3P3F10	N28E	59	202
		D3P3F11	N35E	78	178
		D3P3F12	N35E	36	176
		D3P3F13	N25E	46	134
D3P3F14	N25E	40	133		
AP2DP	255763/5658589	D3P4F9	N5E	50	188
AS2DP	261162/5658329	D3P5F9	N44W	68	339

Tabla A.3: Datos tomados en terreno (Basamento): Diaclasas.

Datos del afloramiento			Datos de las fallas	
Código	Punto GPS	Orientación del talud	<i>Dip</i>	<i>Dipdirection</i>
AP1B	249776/5649114	N50W-S50E	60	168
			82	88
			88	24
			88	205
			34	300
			88	96
			86	206
			88	14
			76	30
			28	285
			74	228
			66	20
			74	226
			66	80
			86	24
			74	198
			52	306
			56	245
			76	13
			70	220
			42	321
			74	217
			34	276
			86	97
			66	210
			88	15
			56	268
			74	234
			62	264
			30	296
			24	276
			26	296
78	135			
60	265			
50	324			
28	303			
48	315			
78	235			
36	278			
32	316			

			60	82
			34	262
			88	25
			30	308
			40	287
			82	206
			58	262
			72	227
			86	206
			58	170
			64	352
			78	11
			75	13
			75	5
			79	96
			71	95
			82	112
			90	115
			48	315
			47	280
			86	284
			48	322
			83	93
			58	244
			74	250
			74	294
			76	288
			42	269
			89	270
			89	282
			84	201
			54	268
			48	216
			38	171
			56	262
			54	260
			36	216
			77	156
			70	210
			90	309
			80	137
			42	289
			80	209

			70	55
			84	103
			70	236
			70	242
			60	223
			54	150
			73	156
			88	107
			74	210
			87	124
			86	313
			88	100
			51	61
			50	315
			79	184
			72	206
			56	249
			64	225
			32	270
			70	213
			74	215
			81	112
			42	289
			58	261
			66	4
			80	197
AP2B	251700/5650609	S61W-N61E	34	148
			86	315
			46	168
			43	168
			38	182
			40	184
			38	191
			39	185
			43	184
			40	194
			84	325
			75	334
			38	196
			82	121
			36	204
			38	184
			43	191

			42	198
			54	188
			56	40
			36	176
			68	72
			88	322
			82	338
			48	188
			71	330
			72	317
			74	323
			78	325
			72	323
			74	318
			37	140
			34	113
			42	128
			72	206
			82	72
			86	86
			86	68
			88	84
			86	341
			40	157
			82	330
			78	321
			69	256
			84	320
AS1B	250606/5649822		63	270
			68	35
			30	142
			84	78
			20	160
			66	146
			64	48
			60	305
			60	318
			72	328
			66	338
			84	344
			72	110
			8	332
			54	79
			62	270

Anexo B: Detalle de las estructuras tomadas de bibliografía: fallas oblicuas

Tabla B.1: Datos tomados de bibliografía (Afloramientos bibliográficos): Fallas oblicuas en basamento

Datos del afloramiento	Datos de las fallas		
Código	Dip	Dipdirection	Tipo de falla
Punto 1	89	315	sinestral-inversa
	86	129	sinestral-normal
Punto 2	89	299	dextral-normal
	82	309	dextral-normal
	85	302	dextral-normal
	44	11	inversa-dextral
	86	11	dextral-inversa
	78	332	dextral-normal
	84	346	normal-dextral
Punto 3	76	104	dextral-normal
	89	292	inversa-dextral
	81	112	normal-dextral
	87	110	normal-dextral
	2	330	sinestral-normal
	83	320	normal-sinestral
	80	141	sinestral-inversa
	82	300	inversa-dextral
	88	295	inversa-dextral
	87	301	dextral-inversa
	88	307	dextral-inversa
	86	289	dextral-inversa
	85	148	sinestral-inversa
	58	132	dextral-inversa
	75	330	sinestral-normal
	89	341	sinestral-normal
84	120	dextral-inversa	
86	152	sinestral-inversa	