



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



# CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL DEL BASAMENTO Y SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO ACTIVO DE LA ZONA VOLCÁNICA SUR

Memoria para optar al Título de Geóloga

**Catalina Alejandra Cabello Parada**

**Profesor Patrocinante:** Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

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

Concepción, 2019

# ÍNDICE

	Página
<b>RESUMEN</b> .....	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1. GENERALIDADES</b> .....	1
<b>1.2. OBJETIVOS</b> .....	2
1.2.1. OBJETIVO GENERAL .....	2
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	2
<b>1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS</b> .....	3
1.3.1. LAGO RANCO .....	4
1.3.2. ZONA VOLCÁNICA SUR .....	4
<b>1.4. CLIMA, FLORA Y FAUNA</b> .....	4
1.4.1. CLIMA .....	4
1.4.2. FLORA Y FAUNA .....	5
<b>1.5. AGRADECIMIENTOS</b> .....	5
<b>2. MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA</b> .....	7
<b>2.1. CONCEPTOS TEÓRICOS</b> .....	7
2.1.1. CONCEPTOS PARA ANÁLISIS CINEMÁTICOS .....	7
2.1.2. CONCEPTOS PARA ANÁLISIS DINÁMICOS .....	9
2.1.3. RELACIÓN ENTRE TECTÓNICA, DIQUES Y CENTROS ERUPTIVOS .....	13
<b>2.2. ZONA VOLCÁNICA SUR</b> .....	15
2.2.1. GENERALIDADES .....	15
2.2.2. VOLCANES Y CICLO SÍSMICO .....	17
<b>2.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO</b> .....	18
2.3.1. ETAPA PRE-TERRENO .....	18
2.3.1.1. Interpretación de Imágenes Satelitales .....	18
2.3.1.2. Revisión Bibliográfica .....	18
2.3.1.3. Elaboración de Base de Datos .....	19
2.3.2. ETAPA TERRENO .....	21
2.3.2.1. Campaña de Terreno .....	21
2.3.2.2. Limitaciones en Terreno .....	22
2.3.3. ETAPA DE GABINETE .....	22

<b>3. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	23
<b>3.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	23
3.1.1. ROCAS METAMÓRFICAS .....	23
3.1.2. ROCAS INTRUSIVAS .....	24
3.1.3. COBERTURA VOLCANO-SEDIMENTARIA NEÓGENA .....	24
<b>3.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL</b> .....	24
3.2.1. ROCAS METAMÓRFICAS .....	26
3.2.2. ROCAS INTRUSIVAS .....	26
3.2.3. ROCAS SEDIMENTARIAS .....	28
<b>3.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL</b> .....	30
3.3.1. ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI .....	30
3.3.2. FALLAS HEREDADAS DEL PRE-ANDINO .....	32
<b>4. RESULTADOS</b> .....	34
<b>4.1. ANÁLISIS ZONA LAGO RANCO</b> .....	34
4.1.1. ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS .....	34
4.1.2. ORIENTACIÓN DE ESTRUCTURAS .....	35
4.1.3. ANÁLISIS DE DIQUES .....	36
4.1.4. ANÁLISIS DE SITIOS ESTRUCTURALES .....	37
4.1.4.1. Sitio Estructural Lago Ranco .....	38
4.1.4.2. Sitio Estructural Riñinahue .....	41
4.1.4.3. Sitio Estructural Península Illahuapi .....	44
4.1.4.4. Sitio Estructural Quitiasco .....	46
4.1.4.5. Sitio Estructural Llifén .....	49
4.1.4.6. Sitio Estructural Cunao .....	51
4.1.4.7. Sitio Estructural Lago Maihue .....	54
4.1.5. ANÁLISIS POR UNIDAD .....	57
4.1.5.1. Plutón Paleozoico .....	57
4.1.5.2. Plutón Cenozoico .....	58
4.1.5.3. Rocas Volcanoclásticas .....	60
4.1.6. ANÁLISIS REGIONAL .....	62
4.1.7. DEPÓSITOS RECIENTES .....	63
4.1.8. ISLAS LAGO RANCO .....	66
4.1.9. SÍNTESIS DE RESULTADOS .....	66
<b>4.2. HOMOGENEIZACIÓN Y SÍNTESIS DE MEMORIAS ANTERIORES</b> .....	69
4.2.1. COMPLEJO VOLCÁNICO LAGUNA DEL MAULE .....	71
4.2.2. COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADOS DE CHILLÁN .....	74
4.2.3. VOLCÁN ANTUCO .....	78
4.2.4. VOLCÁN LLAIMA .....	83

4.2.5. COMPLEJO VOLCÁNICO MOCHO - CHOSHUENCO .....	87
4.2.6. LAGO MAIHUE .....	90
4.2.7. COMPLEJO VOLCÁNICO PUYEHUE – CORDÓN CAULLE .....	93
4.2.8. COMPLEJO VOLCÁNICO OSORNO – PUNTIAGUDO – CORDÓN CENIZOS .....	96
4.2.9. VOLCÁN CALBUCO .....	98
4.2.10. COMPLEJO VOLCÁNICO CHAITÉN – MICHINMAHUIDA .....	101
4.3. OTROS VOLCANES .....	104
4.3.1. LINEAMIENTO VILLARRICA – QUETRUPILLÁN – LANÍN .....	104
4.3.2. COMPLEJO VOLCÁNICO LONQUIMAY .....	106
4.4. SÍNTESIS.....	109
<b>5. DISCUSIÓN .....</b>	<b>112</b>
<b>5.1. MODELO ESTRUCTURAL ZONA CIRCUNDANTE A LAGO RANCO .....</b>	<b>112</b>
5.1.1. ESTRUCTURAS NNE .....	112
5.1.2. ESTRUCTURAS NE .....	113
5.1.3. ESTRUCTURAS NW .....	114
5.1.4. APLICACIÓN MODELO DE RIEDEL .....	117
5.1.5. SÍNTESIS MODELO LAGO RANCO .....	120
<b>5.2. RELACIÓN ENTRE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN .....</b>	<b>122</b>
<b>5.3. PARTICIÓN DE LA DEFORMACIÓN .....</b>	<b>128</b>
<b>5.4. MODELO ESTRUCTURAL ZVS .....</b>	<b>134</b>
5.4.1. REGÍMENES DE ESFUERZO .....	134
5.4.1.1. Régimen NW .....	134
5.4.1.2. Régimen NE .....	135
5.4.1.3. Régimen Extensional .....	135
5.4.2. ANÁLISIS POR SEGMENTO .....	136
5.4.3. ANÁLISIS GENERAL .....	138
5.4.4. SÍNTESIS .....	139
<b>6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>142</b>
<b>7. REFERENCIAS .....</b>	<b>144</b>
<b>8. ANEXOS .....</b>	<b>144</b>
8.1. ANEXO A .....	



8.2. ANEXO B .....	
8.3. ANEXO C .....	

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.01. Mapa del área de estudio .....	3
2.01. Representación geométrica de conceptos cinemáticos .....	7
2.02. Distribución de ejes P y T .....	8
2.03. Diagrama de <i>strain</i> .....	8
2.04. Clasificación de Regímenes Tectónicos .....	10
2.05. Resultado <i>software</i> © MIM .....	11
2.06. Simbologías <i>Software</i> © MIM .....	12
2.07. Ventana de resultados <i>Software</i> © MIM .....	13
2.08. Diagrama de Roseta <i>software</i> © Dips .....	14
2.09. Segmentos ZVS .....	16
2.10. Rutas de la Campaña de Terreno .....	21
3.01. Mapa Geológico Local .....	25
3.02. Mapa Geológico Regional simplificado .....	31
4.01. Análisis de Lineamientos .....	34
4.02. Orientación de Fallas Lago Ranco .....	35
4.03. Distribución de diques .....	36
4.04. Diagrama de Roseta para diques del Lago Ranco .....	37
4.05. Distribución de sitios estructurales en el área de estudio .....	37
4.06. Sitio Estructural Lago Ranco .....	38
4.07. Orientación de Fallas para Sitio Estructural Lago Ranco .....	39
4.08. Análisis cinemático Sitio Estructural Lago Ranco .....	39
4.09. Análisis dinámico Sitio Estructural Lago Ranco .....	40
4.10. Sitio Estructural Riñinahue .....	41
4.11. Orientación de Fallas Sitio Estructural Riñinahue .....	42
4.12. Análisis cinemático Sitio Estructural Riñinahue .....	42
4.13. Análisis dinámico Sitio Estructural Riñinahue.....	43
4.14. Sitio Estructural Península Illahuapi .....	44
4.15. Orientación de Fallas Sitio Estructural Península de Illahuapi .....	45
4.16. Análisis cinemático Sitio Estructural Península de Illahuapi .....	45
4.17. Análisis dinámico Sitio Estructural Península de Illahuapi .....	46
4.18. Sitio Estructural Quitiasco .....	47
4.19. Orientación de Fallas Sitio Estructural Quitiasco .....	48
4.20. Análisis cinemático Sitio Estructural Quitiasco .....	48
4.21. Sitio Estructural Llifén .....	49
4.22. Orientación de Fallas Sitio Estructural Llifén .....	50
4.23. Análisis cinemático Sitio Estructural Llifén .....	50
4.24. Análisis dinámico Sitio Estructural Llifén .....	52
4.25. Sitio Estructural Cunao .....	53
4.26. Orientación de Fallas Sitio Estructural Cunao .....	54

4.27.	Análisis cinemático Sitio Estructural Cunao .....	54
4.28.	Análisis dinámico Sitio Estructural Cunao .....	55
4.29.	Sitio Estructural Lago Maihue .....	56
4.30.	Orientación de Fallas Sitio Estructural Lago Maihue .....	56
4.31.	Análisis cinemático Sitio Estructural Lago Maihue .....	57
4.32.	Análisis cinemático Plutón Paleozoico .....	58
4.33.	Análisis dinámico Plutón Paleozoico .....	59
4.34.	Análisis cinemático Plutón Cenozoico .....	60
4.35.	Análisis dinámico Plutón Cenozoico .....	61
4.36.	Análisis cinemático Rocas Volcano-sedimentarias .....	61
4.37.	Análisis dinámico Rocas Volcano-sedimentarias .....	62
4.38.	Análisis cinemático Regional .....	63
4.39.	Análisis dinámico Regional .....	64
4.40.	Depósitos Recientes .....	65
4.41.	Análisis cinemático Depósitos Recientes .....	65
4.42.	Islas Lago Ranco .....	66
4.43.	Síntesis de resultados Lago Ranco .....	68
4.44.	Volcanes de la ZVS .....	70
4.45.	Sitios estructurales CVLDM .....	73
4.46.	Modelo estructural CVLDM .....	74
4.47.	Sitios Estructurales CVNCh .....	76
4.48.	Modelo estructural CVNCh .....	78
4.49.	Sitios Estructurales Volcán Antuco .....	80
4.50.	Modelo estructural Volcán Antuco .....	82
4.51.	Sitios Estructurales Volcán Llaima .....	84
4.52.	Modelo Estructural Volcán Llaima .....	86
4.53.	Sitios Estructurales CVMC .....	88
4.54.	Modelo Estructural CVMC .....	90
4.55.	Estructuras Lago Maihue .....	91
4.56.	Mapa CVPCC .....	94
4.57.	Modelo Estructural CVPCC .....	96
4.58.	Sitios Estructurales Volcán Osorno .....	98
4.59.	Sitios Estructurales Volcán Calbuco .....	100
4.60.	Modelo Estructural Volcán Calbuco .....	101
4.61.	Sitios Estructurales CVChM .....	103
4.62.	Modelo Estructural CVChM .....	105
4.63.	Mapa Lineamiento Villarrica-Quetripillán-Lanín .....	107
4.64.	Orientación de estructuras LVQL .....	108
4.65.	Mapa del norte de la ZFLO .....	109
4.66.	Análisis dinámico Regional del sector norte de la ZFLO .....	110
5.01.	Mapa local ampliado .....	113
5.02.	Esquema del sector de Carrán – Los Venados en profundidad .....	115
5.03.	Rol estructuras NW .....	116
5.04.	Mapa de lineamientos Lago Ranco ampliado .....	117
5.05.	Modelo Riedel ZVS .....	118
5.06.	Modelo Riedel Lago Ranco .....	120
5.07.	Anisotropía y Bloque de Basamento .....	121

5.08.	Modelo Estructural Lago Ranco .....	122
5.09.	Sitios con doble cinemática en estructuras de Lago Ranco .....	124
5.10.	Recopilación de terremotos que han afectado a la ZVS desde 1570 .....	125
5.11.	Lineamientos ZVS .....	126
5.12.	Modelo de Partición de la Deformación .....	129
5.13.	Partición a nivel regional .....	130
5.14.	Modelo Cinemático de Teyssier <i>et al.</i> (1995) .....	131
5.15.	Estados de Esfuerzo para sectores de la ZVS .....	133
5.16.	Síntesis de estructuras ZVS .....	140

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
2.01.	Tabla tipo para toma de datos en terreno .....	19
2.02.	Categorización de la calidad de las medidas .....	20
5.01.	% de Partición ZVS .....	131



## RESUMEN

El presente trabajo integra dos ejes de investigación, uno corresponde al análisis estructural en la zona del Lago Ranco por medio de datos obtenidos durante una campaña de terreno, mientras que el otro busca comprender de manera más acabada la relación existente entre estructuras del basamento con el volcanismo activo en la Zona Volcánica Sur (ZVS) mediante una homogeneización y reevaluación de datos estructurales obtenidos en terreno por memoristas anteriores, complementado con bibliografía.

Lago Ranco se encuentra ubicado en la zona precordillerana de la Región de los Ríos, entre los Complejos Volcánicos Mocho – Choshuenco (CVMC), por el norte, y Puyehue – Cordón Caulle (CVPCC), por el sur, entre los 40°00' – 40°30' Latitud Sur, al oeste del Lago Maihue y a poco más de 100km al este de la ciudad de Valdivia. En el sector dominan las rocas intrusivas y volcánicas, y, en menor medida, se distinguen rocas sedimentarias y metamórficas de forma subordinada. En cuanto a su contexto estructural, se localiza al sur de la prolongación occidental del Sistema de Fallas de Gastre (ZFG) nombrada en el área como Falla Futrono, de orientación NW y cinemática sinistral.

En terreno se midieron aproximadamente 10 diques y 260 planos estriados, de los cuales se utilizaron 157 datos que contenían al menos un índice cinemático convincente. Para las fallas se realizó un análisis cinemático por medio del *software* © FaultKin (Marret y Allmendinger, 1990) y un análisis dinámico utilizando el *software* © MIM (Yamaji, 2000), mientras que para los diques se realizó un Diagrama de Roseta por medio del *software* © Dips 5.1 (Rockscience Inc) para obtener orientaciones preferenciales.

A nivel regional, en el basamento de la zona circundante al Lago Ranco se obtiene una deformación bastante homogénea con un  $\sigma_1$  de orientación WNW-ESE y un  $\Phi=0,1-0,2$ , representando un régimen principalmente Transpresivo. Para el análisis en detalle de este sector se dividieron los datos en 7 sitios estructurales de acuerdo a la cercanía de la toma de datos, los que corresponden a Lago Ranco, Riñinahue, Península Illahuapi, Quitiasco, Llifén, Cunao y Lago Maihue. En general, los sitios presentan una deformación relativamente homogénea, y varios regímenes de esfuerzos que varían más en valores de  $\Phi$  (desde 0,1 a 0,9) que en orientaciones. Además de lo anterior, también se recorrieron depósitos volcánicos recientes en los que se reconoce un régimen compresivo, y las islas del Lago Ranco, donde se obtuvieron dos datos estructurales. Por otra parte, los diques presentan una orientación NE-ESE muy marcada.

Unificando los resultados obtenidos de los análisis cinemático y dinámico, más los trabajos realizados en los CVMC y CVPCC, se realizó un modelo estructural en 3D que permite reconocer una compleja interacción entre ramales de la Falla Futrono y fallas de orientación NS posiblemente pertenecientes al Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), donde la primera pareciera ser desplazada y estar desplazando, a su vez, a distintas fallas de orientación NS, generándose una zona de deformación que pareciera estar relacionado con la formación de un gran sistema de conos monogenéticos denominado Grupo Volcánico Carrán – Los Venados, ubicado al sur de los lagos Ranco y Maihue.

Para el segundo eje de investigación se realizó una síntesis, homogeneización y reevaluación de datos estructurales obtenidos en terreno por memoristas anteriores y bibliografía. Como objetivo se tiene comprender de manera más acabada la relación existente entre estructuras del basamento con el volcanismo activo en los Andes del Sur. Para hacerlo se cuenta con alrededor de 1.000 datos distribuidos entre el Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLDM), Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh), Volcán Antuco, Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) Volcán Llaima, Lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanín (LVQL), Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco (CVMC), Complejo Volcánico Puyehue – Cordón Caulle (CVPCC), Lago Ranco, Lago Maihue, Complejo Volcánico Osorno – Puntagüedo – Cordón Cenizas (CVOPCC), Volcán Calbuco y Complejo Volcánico Chaitén – Michinmahuida (CVChM).

El conjunto de datos es analizado por diversos *softwares* a fin de obtener la cinemática predominante y una orientación de esfuerzos en cada sector. Es así como se obtiene el predominio de un régimen transtensivo para la zona más septentrional del segmento Central de la ZVS (ZVSC) y un régimen más transpresivo en el resto de dicho segmento, además de un régimen más compresivo para el segmento Sur de la ZVS (ZVSS). Se obtiene una marcada Partición de la Deformación dadas las diferencias de orientación de los esfuerzos imperantes en cada una de las zonas estudiadas.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. GENERALIDADES

Los Andes del Sur (33,5° - 47° Latitud Sur) comprenden una excelente área de estudio para analizar la relación existente entre tectónica y volcanismo debido a las variaciones que presenta en cuanto al espesor de la corteza, al estilo tectónico, y a que posee una cinemática bien delimitada a corto y largo plazo (Cembrano y Lara, 2009).

Esta región presenta una subducción oblicua entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987), trayendo como consecuencia la existencia de una partición de la convergencia en una componente normal a la fosa (*dip-slip*) y una componente paralela a la fosa (*strike-slip*) (Lavenu y Cembrano, 1999). La estructura que evidencia la partición de la deformación es el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), el que acomoda parcialmente la componente paralela a la fosa. Este sistema estructural corresponde a uno de primer orden y presenta una cinemática predominantemente transcurrente dextral, extendiéndose a lo largo del margen centro-sur de Chile entre 37° y 46°S. Por otra parte, se encuentran las estructuras de segundo orden, con orientación NW-SE y NE-SW. Las primeras se encuentran fuertemente desorientadas con respecto al campo de estrés prevalente (con una cinemática sinistral) y en su mayoría son heredadas de la configuración geológica de largo plazo (cientos de millones de años), mientras que las otras han sido reconocidas como fracturas extensionales asociadas al SFLO (Cembrano y Lara, 2009).

El SFLO está directamente relacionado con el emplazamiento del arco magmático Neógeno bajo el eje de los Andes, particularmente con los centros volcánicos modernos de la Zona Volcánica Sur (ZVS). La ZVS está caracterizada por presentar distintos tipos de volcanismo según sean las estructuras involucradas, sin embargo, no está totalmente claro cuál es el nexo entre la configuración estructural y el tipo de volcanismo. Cembrano y Lara (2009), propusieron un modelo conceptual para explicar la relación espacial entre las características geoquímicas de primer orden de los sistemas volcánicos y la configuración estructural del basamento para la ZVS. En este modelo, magmas básicos a intermedios predominan en una configuración NE-SW, de régimen

predominantemente extensional, cuyas estructuras permiten el ascenso eficiente de magma desde reservorios profundos hasta la corteza. Al contrario, estructuras de orientación NW-SE, de régimen más compresivo, favorecerían la permanencia del magma en reservorios horizontales por largos periodos de tiempo, propiciando su diferenciación magmática.

A 10 años de la propuesta de este modelo se hace necesaria una reevaluación del mismo, considerando principalmente los resultados obtenidos en varios centros volcánicos individuales de la ZVS durante el desarrollo de una serie de memorias de título en los últimos años (a partir del 2012) enmarcadas en los proyectos *Fondecyt* guiados por el profesor patrocinante de esta memoria. Con este objetivo central, se pretende por un lado estudiar un área con baja cobertura relativa (Lago Ranco) y, por otro, homogeneizar la información disponible en un único modelo estructural que permita comprender de forma integral la relación existente entre la configuración estructural y el tipo de volcanismo a lo largo de la ZVS.

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1. OBJETIVO GENERAL**

Comprender las posibles relaciones entre la tectónica del basamento y el volcanismo activo en la Zona Volcánica Sur.

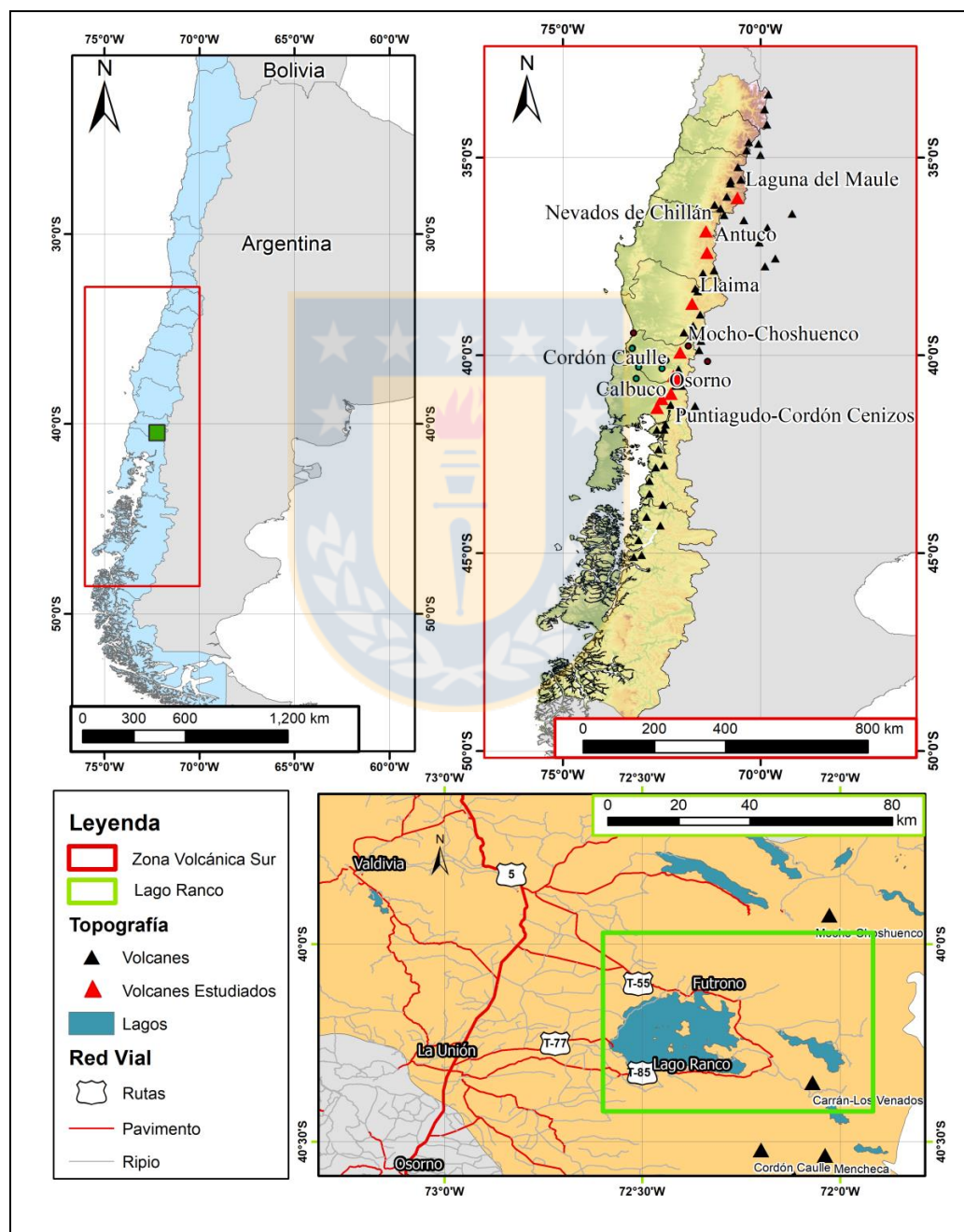
### **1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

1. Describir sitios estructurales en el área de la ZVS y del Lago Ranco, y determinar el régimen de esfuerzos imperantes en este último.
2. Construir un modelo estructural para el área del Lago Ranco.
3. Homogeneizar los modelos existentes para los distintos centros volcánicos de la ZVS.
4. Identificar el rol que posee el arreglo estructural a escala de cada centro volcánico y de la ZVS en su conjunto.



### 1.3. UBICACIÓN Y ACCESO

El área de estudio se divide en dos partes (Figura 1.01.), una abarca específicamente el área circundante al Lago Ranco, ubicado en la Región de Los Ríos (Recuadro verde), mientras que la otra abarca la Zona Volcánica Sur (Recuadro rojo).



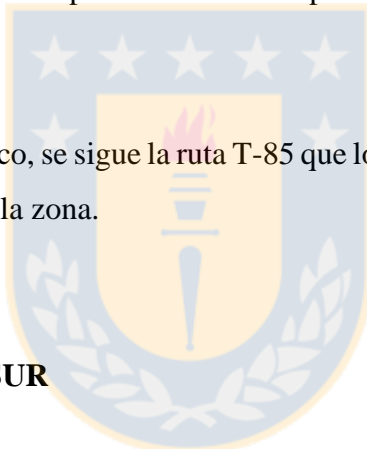
**Figura 1.01. Mapa del área de estudio.** Arriba a la izquierda una imagen regional, a la derecha un mapa de la ZVS y abajo a la derecha la zona de Lago Ranco.

### **1.3.1. LAGO RANCO**

Ubicado en el sector precordillerano de la Región de los Ríos, entre los complejos volcánicos Mocho – Choshuenco y Puyehue – Cordón Caulle, entre los 40°00' – 40°30' Latitud Sur y 72°38' – 71°55' Longitud Oeste, a poco más de 100km de la ciudad de Valdivia.

Partiendo desde Santiago hay que tomar la Ruto 5 Sur con dirección hacia el sur hasta la altura de la localidad de Paillaco, lugar en el que hay que virar hacia la ruta T-65 hacia el este y seguirla durante aproximadamente 7km. En la bifurcación de caminos se debe seguir la ruta T-685 por 12km con dirección sur. En la intersección con la ruta T-75 hay que virar nuevamente hacia el este y seguir por aproximadamente 16km. Nuevamente habrá una bifurcación de caminos y se debe seguir la que tiene dirección al sur por la ruta T-775 por aproximadamente 14km y finalmente seguir la ruta T-777 por 4,5km.

Desde la localidad de Lago Ranco, se sigue la ruta T-85 que lo bordea en totalidad, haciendo posible el levantamiento estructural de la zona.



### **1.3.2. ZONA VOLCÁNICA SUR**

El área de estudio comprende la extensión total de la Zona Volcánica Sur (ZVS) expuesta entre los 33°S, donde se ubica el Volcán Tupungatito, hasta los 46°S, en el Golfo de Penas, al sur de la Península de Taitao donde termina la ZFLO.

## **1.4. CLIMA, FLORA Y FAUNA**

### **1.4.1. CLIMA**

Debido a la presencia del lago, el clima en la zona es templado lluvioso con influencia mediterránea y distribución estacional de las precipitaciones. Está caracterizado por la presencia de lluvias todo



el año, en que el mes más seco tiene más de 60mm de precipitación. Por año, en promedio, se registran entre 1.800 y 2.000mm y una temperatura anual que varía entre los 9° y 18° (Huechán, 1997).

#### **1.4.2. FLORA Y FAUNA**

Existen varios factores que influyen en la dinámica de la vegetación en torno al lago, entre ellos están las diferencias climáticas que existen entre un extremo y el otro del lago, la topografía, el material litológico y la actividad volcánica, además de las actividades humanas de tipo silvoagropecuarias en las comunas de Futrono y Lago Ranco (Huechán, 1997).

La vegetación de la zona recibe el nombre de Pluviselva Valdiviana, caracterizada por una alta proporción de especies endémicas, muchas de ellas en peligro de extinción. Entre las especies más abundantes destaca la presencia de Coigüe (*Nothofagus dombeyi*), Olivillo (*Aeotoxicom punctatum*), Ulmo (*Eucryphia cordifolia*), Tineo (*Weinmannia trichosperma*), Roble (*Nothofagus oblicua*), Mañío (*Saxegothea conspicua*), Raulí (*Nothofagus Alpina*), entre otros (Huechán, 1997).

En cuanto a la fauna, se encuentran mamíferos como Guiña, Pudú, Puma del sur, Zorro gris, Coipo del sur y el Gato montés; aves como el Chucao, la Torcaza, el Choroy, Carpintero Grande y la Perdiz del sur; Insectos como el la Madre de la Culebra y el Caballo del Diablo; y Peces, tanto introducidos como endémicos, entre los que encontramos a trucha, el pejerrey de río y el Puye.

#### **1.5. AGRADECIMIENTOS**

Al Dr. Andrés Tassara y su proyecto Fondecyt 1151175 *Active Tectonics and Volcanism at the Southern Andes* (ACT&VO-SA), quien financió este trabajo. Gracias por todo el apoyo y confianza durante el proceso de esta memoria, desde planear el terreno hasta conversar sobre asuntos

personales. Por instarme a participar en el Congreso Geológico Chileno y vencer el miedo a presentar una charla.

A todos los memoristas de años anteriores quienes me prestaron sus datos y respondieron cuanta duda tuve sobre sus trabajos, en especial a Carolina, Amapola y Francisco.

A Joaquín por acompañarme a terreno, ayudarme en la identificación de estructuras, y a su disposición por conversar sobre posibles explicaciones estructurales cada vez que tenía un problema.

A mis compañeros y amigos de la generación, Fernando, Alain, Camilo, Catalina, por todos los buenos y malos momentos durante los años de carrera, por las eternas jornadas de estudio y las salidas.

Al Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, a sus docentes, auxiliares (Don Raúl, Don Iván, Don Pedrito, Don Mauricio, Don Carlitos y Don Gerardo), y a Luchito por ayudarme en todos los problemas que hubiese con los *softwares* a lo largo de la carrera.

A Enrique por aguantarme durante todo el proceso, por apoyarme, motivarme a trabajar y por estar en todo momento.

Finalmente, y más importante, a mi familia, a mis hermanas y mi mamá que me motivaron a terminar este proyecto pese a todos los problemas. A mi papá, por todo su apoyo e insistencia en que terminara, al fin puedo decir, misión cumplida.

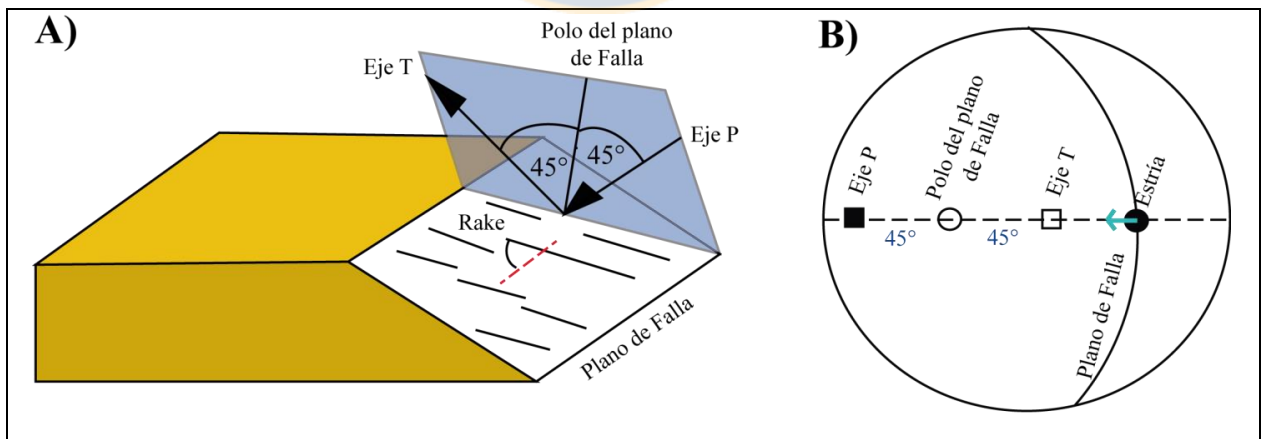
## 2. MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA

### 2.1. CONCEPTOS TEÓRICOS

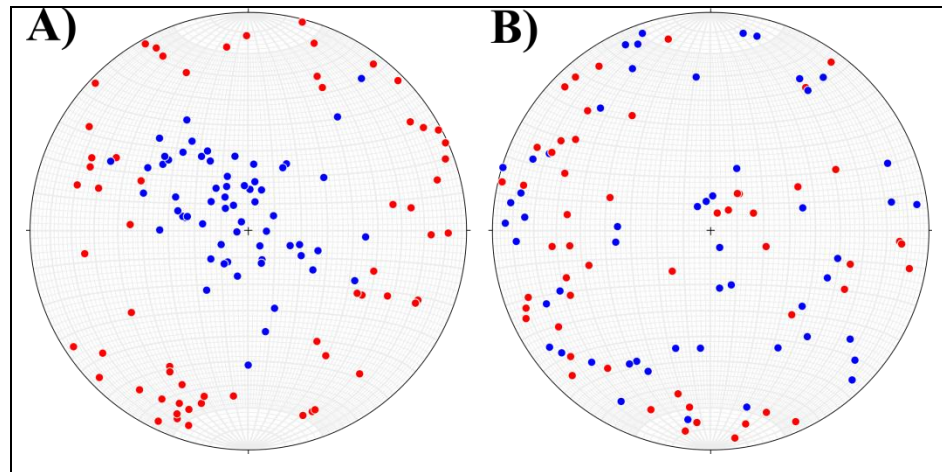
#### 2.1.1. CONCEPTOS PARA ANÁLISIS CINEMÁTICOS

El análisis cinemático permite caracterizar la deformación mediante la reconstrucción del movimiento de las principales estructuras observadas a lo largo del tiempo. Un aspecto importante es el hecho de que no toma en cuenta los esfuerzos responsables de generar dichos movimientos, sino que es más bien un estudio de geometría en el que se considera la traslación, rotación y deformación (Marret y Peacock, 1999).

La caracterización cinemática es realizada en base a la distribución de ejes de acortamiento máximo y alargamiento máximo (Ejes P y T, respectivamente) (Marret y Allmendinger, 1990), los cuales se ubican a  $45^\circ$  del polo del plano de falla (Figura 2.01.). En base a la distribución de estos ejes se distinguen dos tipos de deformación, uno homogéneo en caso de obtenerse *cluster* en la distribución de los ejes (Figura 2.02.A.), y uno heterogéneo si estos ejes presentan una gran dispersión y no es posible distinguir agrupaciones (Figura 2.02.B.).

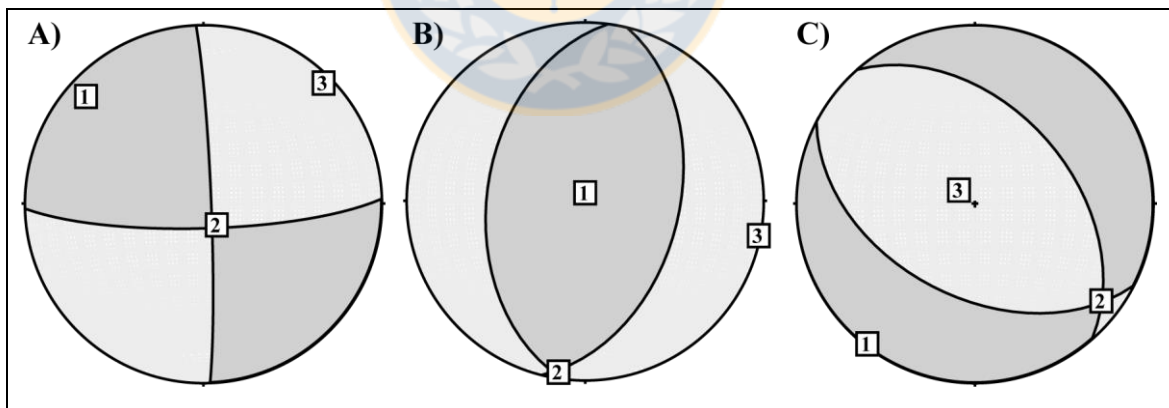


**Figura 2.01. Representación geométrica de conceptos cinemáticos. (A)** Distribución de ejes P y T. **(B)** Ejes P y T en una proyección estereográfica. Modificado de Niemeyer (1999).



**Figura 2.02. Distribución de ejes P y T. (A) Deformación Homogénea. (B) Deformación Heterogénea.**

En caso de deformación homogénea es posible utilizar el método de los diedros o de pelota de playa (diagrama de *strain*) (Figura 2.03.). Por el contrario, en el caso de ser heterogéneo, carece de sentido geológico realizar este diagrama ya que existe una superposición de distintos esfuerzos y cualquier interpretación sería errónea. A través de este método es posible caracterizar la deformación utilizando los ejes de deformación 1, 2 y 3, los cuales son perpendiculares entre sí. El eje 1 corresponde al eje de alargamiento máximo y el eje 3 al de acortamiento máximo.



**Figura 2.03. Diagrama de *strain*. (A) Falla Transcurrente. (B) Falla Inversa. (C) Falla Normal.**

Un sistema de fallas homogéneo corresponde a un sistema donde las fallas fueron activadas al mismo tiempo bajo un campo de *stress* homogéneo y bajo un campo de deformación homogéneo (Zalohar y Vrabec, 2008). Sin embargo, en la mayoría de los casos esto no ocurre en la naturaleza, sino que más bien existe una deformación heterogénea con subgrupos de fallas homogéneas (Angelier, 1989).

Para realizar el análisis cinemático se utilizará el *software* © FaultKin 7 desarrollado por Marrett y Allmendinger (1990), el cual requiere, como mínimo, la orientación del plano de falla (Rumbo y Manteo), sentido de deslizamiento (Dextral, Sinistral, Inversa o Normal) y orientación de la estría de falla (*Rake* o *Trend* y *Plunge*), lo que en su conjunto compone el *Datum* de falla.

### 2.1.2. CONCEPTOS PARA ANÁLISIS DINÁMICO

Un análisis dinámico corresponde al estudio de las fuerzas que generaron la geometría de las estructuras observadas y de los procesos tectónicos que generaron dichas fuerzas (Marret y Peacock, 1999). Tiene por finalidad caracterizar los esfuerzos que originan el fallamiento en una región, los que para el caso andino se generan principalmente por el sistema de subducción (Veloso *et al.*, 2005).

El campo de esfuerzos regional producido por fuerzas tectónicas puede sufrir importantes variaciones locales a partir de la presencia de estructuras geológicas, carga por topografía, variaciones laterales de densidades, contrastes en la resistencia litosférica y/o por la presencia de un despegue basal (Zoback y Zoback, 2007). Por otra parte, la presencia de fallas que delimitan distintos bloques pueden rotar significativamente el campo de esfuerzo regional, dando lugar a un campo de esfuerzos local (Yale, 2003).

Los esfuerzos se pueden dividir en dos componentes, un Esfuerzo Normal perpendicular a la superficie y un Esfuerzo de Cizalle paralelo a la superficie (Rowland *et al.*, 2007). Existen 3 esfuerzos principales los cuales se pueden ordenar de acuerdo a su magnitud en  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ .

Otro parámetro importante es  $\Phi$ , el que corresponde a la razón entre las magnitudes de esfuerzos principales según la siguiente ecuación:

$$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3},$$

con  $0 \leq \Phi \leq 1$ . Representa la importancia relativa de una componente respecto de las otras (Arancibia *et al.*, 1999).

Ritz (1994) clasifica los regímenes de deformación según el valor de  $\Phi$  y el esfuerzo vertical (Figura 2.04.). Si el esfuerzo vertical corresponde a  $\sigma_1$ , se tiene un régimen extensional que va variando desde Tensión Radial cuando  $\Phi=0$  hasta Tensión Uniaxial cuando  $\Phi=1$ . En el caso de que  $\sigma_3$  sea el esfuerzo vertical, se va variando desde Compresión Radial hasta Compresión Uniaxial. Finalmente, existirá un régimen de rumbo en el caso de que se tenga un  $\sigma_2$  como esfuerzo vertical, el cual será Transpresivo si  $0 < \Phi < 0,5$  y transtensivo si  $0,5 < \Phi < 1$ . Cabe mencionar que los valores de las esquinas del diagrama no se encuentran en la naturaleza, sino que más bien corresponden a casos ideales experimentales.

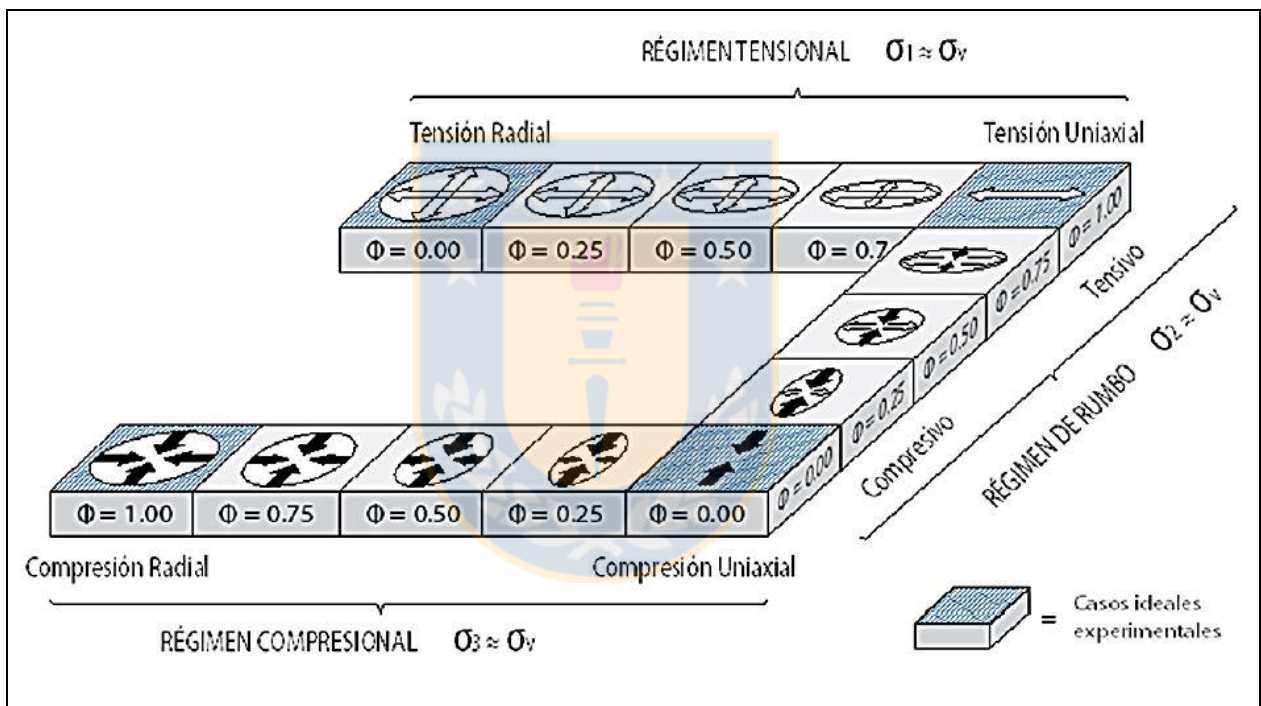
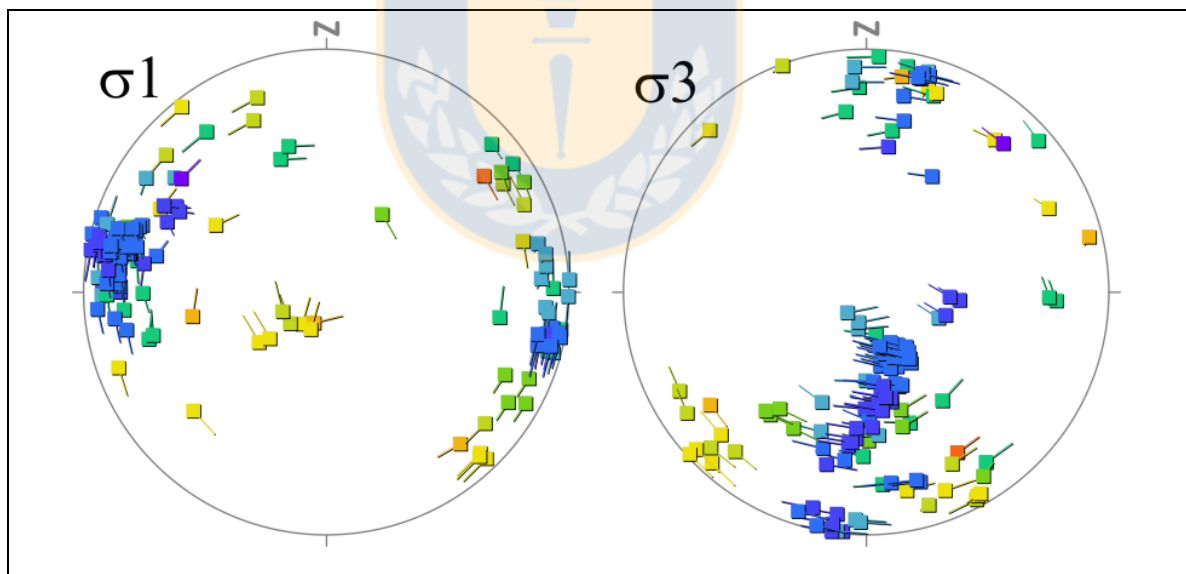


Figura 2.04. Clasificación de Regímenes Tectónicos. Tomado de Ritz, 1994.

Para el análisis dinámico se utilizará el *software* © MIM, desarrollado por Yamaji (2000), el cual se basa en el “Método de Inversión Múltiple” consistente en una técnica numérica para separar estados de *stress* desde datos heterogéneos de fallas y mecanismos focales. Por medio de iteraciones matemáticas el modelo entregará la mejor combinación de esfuerzos para el conjunto de datos entregados.

Para el funcionamiento del *software* se requiere como mínimo la orientación del plano de falla en *Dip direction/ Dip*, la orientación de la estría (*Trend y Plunge*) y el sentido de desplazamiento (Dextral, Sinistral, Inversa o Normal). Además, es necesario ingresar el parámetro “*k*” que corresponde a un número entero que va desde 3 a 8 que representa el número de fallas que conforma un subgrupo, ya que el *software* trabaja con subconjuntos de *k*-elementos para determinar las orientaciones de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  para cada uno de ellos. Se elige generalmente un valor de  $k=5$  si son menos de 100 datos, según recomendaciones del autor, aunque si la cantidad de datos es muy baja, se utilizará 3 o 4.

Como resultado de la inversión múltiple, el *software* entrega dos estereogramas que utilizan la proyección del hemisferio inferior y área equivalente, representando el de la izquierda a  $\sigma_1$  y el de la derecha a  $\sigma_3$  (Figura 2.05.). En ellos se muestran los *tadpoles symbols* (“símbolos de renacuajos”), correspondientes a cada uno de los cuadrados dentro de los estereogramas, donde cada uno representa un estado de *stress* como resultado de la iteración de un subconjunto de datos.

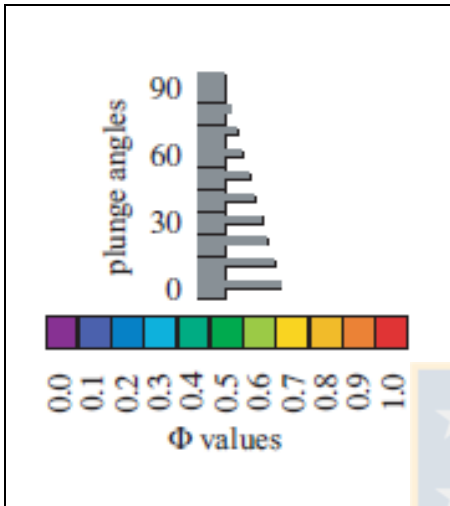


**Figura 2.05.** Resultado *software* © MIM. Ejemplo de distribución de esfuerzos principales en estereogramas de tipo hemisferio inferior e igual área.

En cuanto a los *tadpoles symbols*, la dirección de su “cola” indica el lugar en que se encuentra su pareja en el estereograma adyacente, y el largo indica de forma inversamente proporcional el *Plunge* de su pareja (cola más larga quiere decir un *Plunge* más horizontal, mientras que si la cola



es corta, indicaría un *Plunge* más vertical). Por otra parte, cada uno posee un color que indica valores de  $\Phi$ , codificados en intervalos de 0,1, siendo cada uno de estos colores una relación de esfuerzos (*stress ratio*), partiendo de colores más fríos (tonos azules) a colores más cálidos (tonos rojos) para valores de  $\Phi=0$  y  $\Phi=1$ , respectivamente (Figura 2.06.).



**Figura 2.06.** Simbologías Software © MIM. Arriba se muestra la proporción inversa entre el largo de la cola y el *Plunge* de su pareja. Abajo se muestran los colores que representan cada estado de *stress*.

Una vez identificados de forma manual los *cluster* de *tadpoles*, y habiéndole asignado el valor de  $\Phi$  correspondiente, el programa abrirá una nueva ventana donde aparecerá un estereograma con los planos de falla, además de una estrella y un triángulo que representan a  $\sigma_3$  y  $\sigma_1$ , respectivamente (Figura 2.07.). El panel inferior izquierdo muestra un histograma de *misfit angles* para el esfuerzo escogido, estos representan la diferencia entre el ángulo observado en el plano de falla, entre el deslizamiento observado (planos estriados medidos) y el deslizamiento teórico (obtenido del supuesto estado de esfuerzos escogido), es necesario destacar que entre más planos se encuentren destacados en las 3 primeras barras, más confiable es el resultado, ya que más fallas serían “activadas” con dicho esfuerzo. Finalmente, en el panel de la derecha se encuentra una tabla que muestra los valores de *misfit angles* con la misma coloración que el histograma.

Dado que los *cluster* se escogen de forma manual, se tendrán los siguientes criterios para escoger los esfuerzos principales y secundarios, primero que todo, el histograma debe ser descendiente, siendo más alto en las tres primeras barras, y en caso de observarse una deformación heterogénea, se compararán los *misfit angles* obtenidos para cada opción de esfuerzo principal y se dejarán aquellas combinaciones de esfuerzo que activen la mayor cantidad de fallas.



A tener en consideración, para la utilización del *software* se determinarán esfuerzos sólo en aquellos sitios estructurales que posean más de 10 datos. Para los que no posean la cantidad mínima, se realizará de igual forma el análisis, pero sólo para visualizar si existe alguna tendencia más que una orientación confiable.

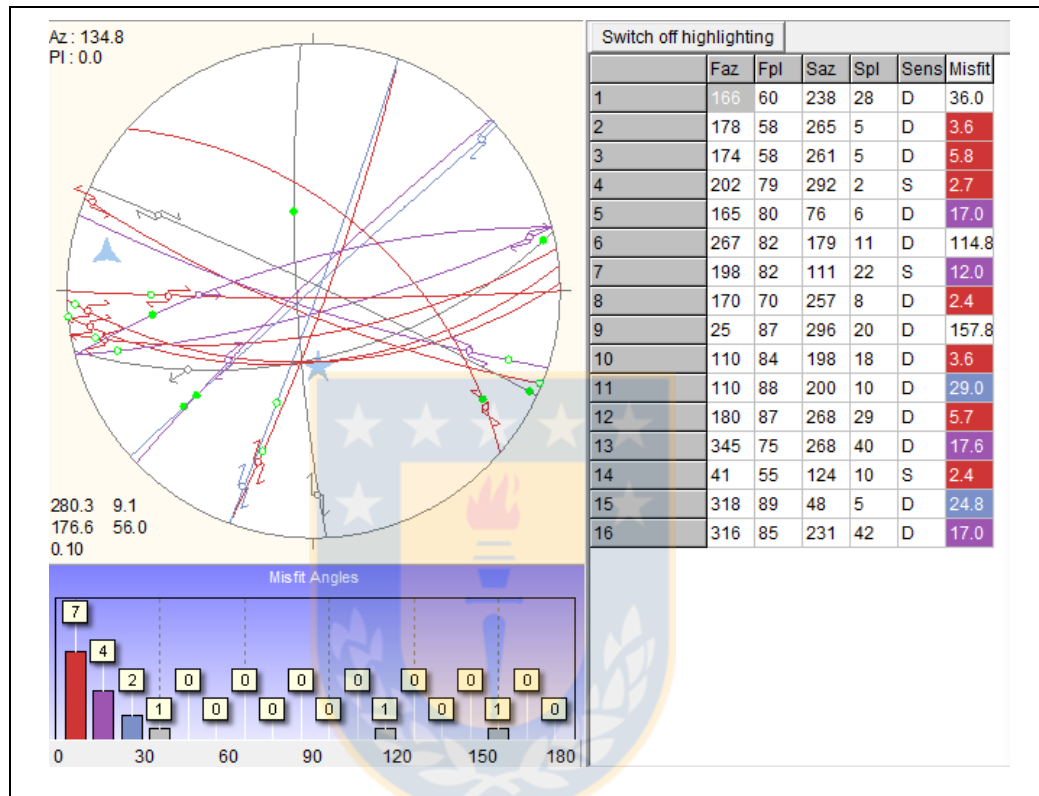


Figura 2.07. Ventana de resultados *Software* © MIM.

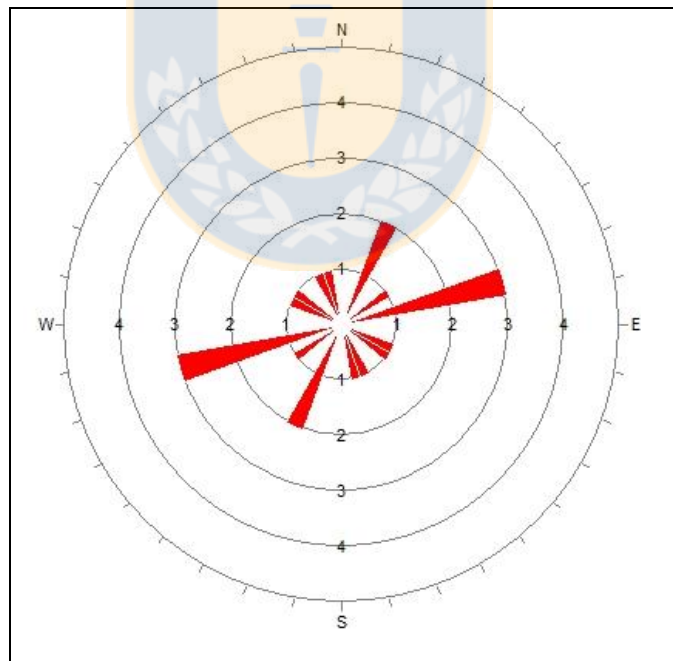
### 2.1.3. RELACIÓN ENTRE TECTÓNICA, DIQUES Y CENTROS ERUPTIVOS

Nakamura (1977) propone que la alineación de MEC y respiraderos dentro de los principales estratovolcanes puede utilizarse para determinar la dirección del  $S_{Hmáx}$ , y además señala que esta alineación de centros eruptivos sería la expresión superficial de diques de alimentación localizados en profundidad. En la ZVSC y ZVSS el  $S_{Hmáx}$  es cercano a  $N50^{\circ}-70^{\circ}E$  como indica la alineación de la mayoría de los conos parásito, MEC y estratovolcanes.

Los diques transportan magma controlados por la tectónica y estos alimentan los Lacolitos (Cembrano y Lara, 2009). Para magmas de baja viscosidad se espera que estos diques se orienten

de forma perpendicular al eje mínimo de *stress* principal (Nakamura, 1977; Cembrano y Lara, 2009). Sin embargo, las fuerzas gravitacionales se suman al *stress* tectónico produciendo alineaciones curvas. Otro problema es que las anisotropías pre-existentes en las rocas del basamento también pueden servir para el transporte de magmas, generando diques no Andersonianos, los que no indicarían por sí mismos la orientación del campo de *stress*. En estos casos los diques deben utilizarse de forma muy cuidadosa, tomándose en consideración elementos texturales y de su fábrica para este análisis (Creixell *et al.*, 2011). Dentro de un dique, las diaclasas paralelas a sus paredes son evidencias de que su emplazamiento fue generado por una autopropagación de la fractura que lo contiene, donde estas estructuras son causadas por esfuerzos tensionales y se orientan de forma paralela al esfuerzo máximo horizontal (Delayni *et al.*, 1986).

El análisis de diques se realizó mediante el *software* © Dips 5.1, de *Rockscience Inc*, el cual utiliza como datos la orientación en *Dip direction / Dip* y entrega como resultado diagramas de roseta con las direcciones preferenciales (Figura 2.08.).



**Figura 2.08.** Diagrama de Roseta *software* © Dips.

## 2.2. ZONA VOLCÁNICA SUR

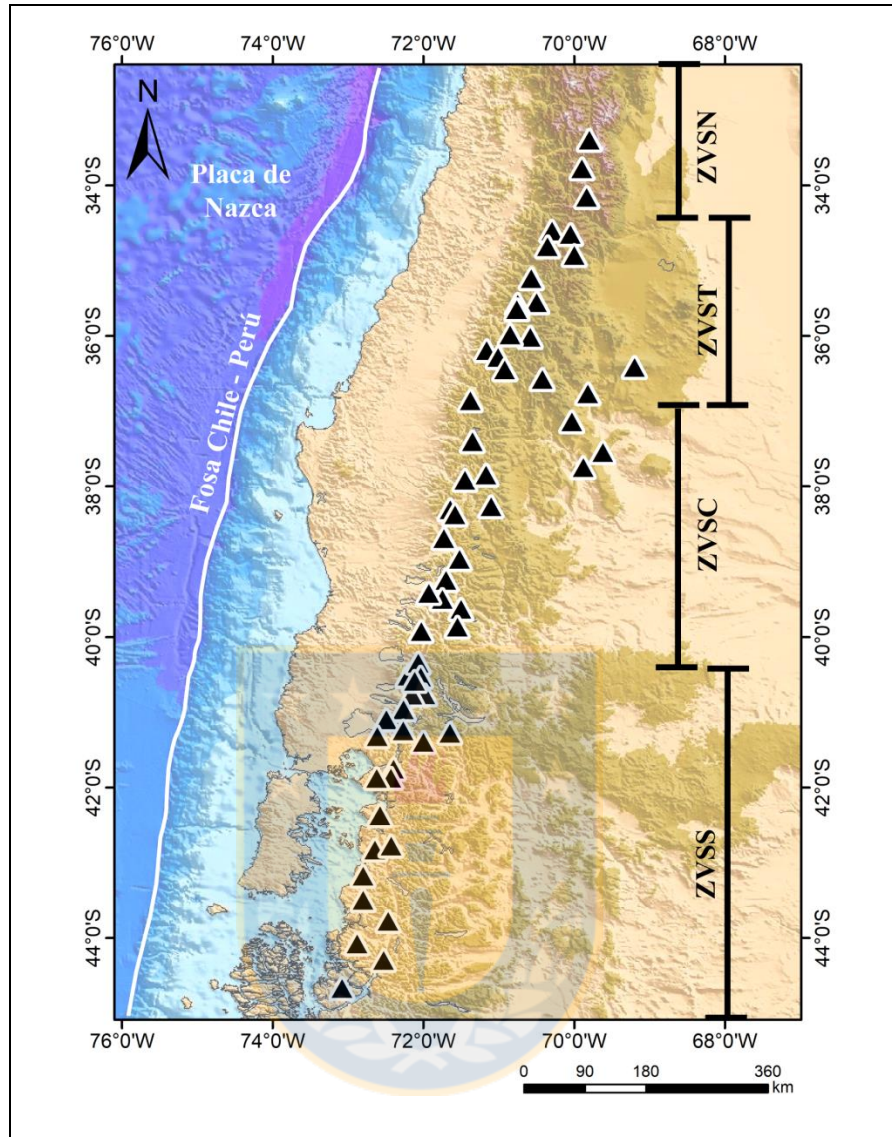
### 2.2.1. GENERALIDADES

El arco volcánico andino incluye más de 200 estratovolcanes y al menos 12 sistemas de calderas potencialmente activos dispuestos en cuatro segmentos denominados Zona Volcánica Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA) (Stern, 2004).

La ZVS se extiende desde los 33°S donde es subductada la Dorsal de Juan Fernández (DJF) hasta el Punto Triple Chileno a los 46°S (Stern *et al.*, 2007) y se ha dividido en 4 segmentos (Figura 2.09.): Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN, 33°S – 34,5°S), Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST, 34,5°S – 37°S), Zona Volcánica Sur Central (ZVSC, 37°S – 41,5°S) y Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS, 41,5°S – 46°S) (Hildreth y Moorbath, 1988; López-Escobar *et al.*, 1995a;), e incluye ~60 volcanes con erupciones históricas o potencialmente activos en Chile y Argentina, además de 3 calderas y numerosos centros eruptivos menores (MEC) (Stern, 2004), evidenciando variaciones petrográficas y geoquímicas dependiendo del segmento (López-Escobar *et al.*, 1995a).

La ZVS se encuentra a unos 250 – 300km de la Fosa Chile-Perú, y se ha desarrollado durante los últimos 25Ma (Mpodozis y Ramos, 1989; Dewey y Lamb, 1992). El espesor de la corteza bajo el arco volcánico decrece regularmente desde ~50km a los 33°S a 35km a los 46°S acompañado de una declinación en el promedio de las altitudes de la cordillera desde los 5.000m a menos de 2.000m (Tassara y Echaurren, 2012).

La edad de la Placa de Nazca decrece desde los 25Ma a los 38°S a 0Ma a los 46°S, lugar donde es subductada la Dorsal Chile (Cande y Leslie, 1986). Por otra parte, los 38°S marcan un límite en cuanto a las tasas de exhumación, siendo menores a 0,1mm/año al norte de dicha latitud y de más de 1mm/año al sur de la misma (Glodny *et al.*, 2008).



**Figura 2.09.** Segmentos ZVS.

Una característica tectónica de primer orden que afecta a las ZVSC y ZVSS es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), de más de 1.000km de largo, rumbo  $\sim$ N10°E y cinemática dextral, que se extiende desde el Complejo Volcánico Callaqui – Copahue a los 38°S hasta el Golfo de Penas a los 46°S (Melnick *et al.*, 2006; Cembrano *et al.*, 1996), la que junto a lineamientos NW-SE y NE-SW controlan la ubicación de los estratovolcanes más grandes y cientos de MEC dado que ha servido como una vía de ascenso de magmas desde el Pleistoceno (López-Escobar *et al.*, 1995a, Cembrano *et al.*, 1996, 2000; Lavenu y Cembrano, 1999; Stern, 2004; Lara *et al.*, 2008; Cembrano y Lara, 2009). Hacia el sur,  $\sigma_3$  se vuelve más vertical, sugiriendo un cambio de régimen de uno de rumbo a uno compresivo (Cembrano y Lara, 2009).

### 2.2.2. VOLCANES Y CICLO SÍSMICO

Diversos estudios buscan descifrar la relación existente entre los sismos de gran magnitud ( $M_w > 8$ ) y la actividad de los edificios volcánicos cercanos al área del epicentro, generalmente en orden de los cientos de km y a una escala de días, meses e incluso años después del terremoto (Mora-Stock *et al.*, 2012). Esta interacción depende de la magnitud y distancia al epicentro, de la deformación estática y dinámica de la corteza generada por las ondas sísmicas mientras se desplazan por el edificio volcánico y el estado en que se encuentra el volcán, incluyendo la profundidad y la composición del magma (Mora-Stock *et al.*, 2012). Sin embargo, Farías *et al.* (2017) señalan que lo anterior es insuficiente para comprender dicha relación, indicando que las estructuras locales y sus diferentes orientaciones juegan un papel importante a nivel regional ya que concentran la energía cinética en su interior y actúan como guías para las ondas sísmicas actuando como un “rompeolas”, lo que generaría cambios repentinos en la presión de poro, la expansión volumétrica y gradientes de tensión.

Existen 3 formas de inducir cambios de *stress* capaces de promover erupciones: cambios en el *stress* estático, cambios en el *stress* cuasi-estáticos y *stresses* dinámicos inducidos por ondas sísmicas (Hill *et al.*, 2002). Marzocchi (2002) notó que erupciones explosivas del último siglo en el mundo han ocurrido dentro de los 0-5 años (Cambio estático de *stress* según Bonali *et al.*, 2015) y 30-35 años (Cambio cuasi-estático de *stress* según Bonali *et al.*, 2015) después de terremotos  $M_w \geq 7$ , a distancias de hasta 1.000km. Por otra parte, Bonali *et al.*, 2013a indica que los volcanes que tienen una cámara magmática somera y grandes contenidos de sílice serían buenos candidatos para hacer erupción a una distancia de hasta 250km, donde los cambios en el *stress* dinámico inducidos por el terremoto pueden jugar un rol importante en el gatillamiento de actividad volcánica. Erupciones desencadenadas por estos procesos son raras debido a que los volcanes deben estar en un estado especial, metaestable, antes de un terremoto para provocar una erupción (Pritchard *et al.*, 2013).

Entre los efectos más comunes inducidos por las ondas sísmicas en centros volcánicos se encuentran variaciones de calor (Farías *et al.*, 2014), enjambres sísmicos (Farías *et al.*, 2014), deformación transitoria (Farías *et al.*, 2014), subsidencia en la superficie volcánica debido a una

liberación repentina de gas en la cámara magmática (Pritchard *et al.*, 2013) y expansión volumétrica producto de un incremento en la presión magma-gas (Walter y Amelung, 2007), esto último pudiendo propiciar erupciones en un plazo de años.

Pritchard *et al.* (2013) señalan que menos del 1% de las erupciones explosivas se activan debido a eventos sísmicos, e indican que grandes terremotos como los de Alaska en 1964, Sumatra 2004 y Japón 2011 no han tenido erupciones posteriores. En Chile, desde 1906, han ocurrido 4 terremotos de  $M_w > 8$ , en la proximidad de 60 volcanes holocenos en la ZVS (Bonali *et al.*, 2013a), de los cuales sólo han hecho erupción aproximadamente 10 volcanes (Anexo B. Tabla B.1.).

## **2.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO**

### **2.3.1. ETAPA PRE-TERRENO**

#### **2.3.1.1. Interpretación de imágenes satelitales**

Para el análisis a nivel local, perteneciente a la zona del Lago Ranco, se determinaron posibles sitios de interés mediante la utilización de imágenes satelitales y análisis de lineamientos, locales y regionales, a través de modelos de elevación digital (ASTER DEM) con resolución de 30m (descaradas de forma gratuita en el sitio web del Servicio Geológico de Estados Unidos), en el *software* © Arcgis 10.3. También se utilizó el *software* © Google Earth Pro para determinar las rutas a seguir y buscar posibles afloramientos.

#### **2.3.1.2. Revisión Bibliográfica**

Se recopiló información geológica del área circundante a Lago Ranco principalmente de Bucchi (2015) y una memoria de la Universidad de Chile perteneciente a Castro (2015), quienes trabajaron en la zona de Carrán – Los Venados.



Para el análisis a nivel regional, se recopiló información de las memorias anteriores enmarcadas en este proyecto, pertenecientes a algunos volcanes de la ZVS, como lo son el Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLDM), Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh), Volcán Antuco, Volcán Llaima, Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco (CVMC), Complejo Volcánico Puyehue – Cordón Caulle (CVPCC), Volcán Calbuco, Complejo Volcánico Osorno – Puntagudo – Cordón Cenizos (CVOPCC) y Complejo Volcánico Chaitén – Michinmahuida (CVChM), además de la zona de Lago Maihue.

Por otra parte, se hizo una recopilación de datos estructurales de otras memorias pertenecientes al Lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanín (LVQL) y al Volcán Lonquimay, además de papers de los mismos.

### 2.3.1.3. Elaboración de Base de Datos

Para optimizar el trabajo en terreno se elaboró una tabla de datos (Tabla 2.01.) mediante el *software* © Microsoft Office Excel 2013, con los siguientes parámetros a obtener en terreno:

**Tabla 2.01.** Tabla tipo para toma de datos en terreno.

Día	Punto	Localidad	Coordenada N	Coordenada S	Dato	Rumbo ( <i>Dip direction</i> )	Manteo ( <i>Dip</i> )	<i>Rake</i>

**Tabla 2.01.** Continuación.

<i>Plunge</i> estría	<i>Trend</i> estría	Tipo	Criterio	Calidad	Alteración	Muestra	Foto	Observación

- Días enumerados desde A hasta H.
- Puntos visitados durante cada día de terreno.
- Localidad se refiere al sector donde fue tomado el dato.
- Coordenadas Norte y Este en UTM.

- Dato corresponde al campo donde se indica si es una falla, un dique, un plano de estratificación, diaclasa, etc.
- Rumbo y Manteo o Dip direction/dip corresponden a la orientación de la estructura (Se trabaja con una Brújula Branton y una Brújula Estructural de forma paralela para medir de forma más eficiente).
- *Rake* es la orientación de las estrías medido con regla de la mano derecha.
- *Plunge* y *Trend* también representan la orientación de la estría y se midieron utilizando un dispositivo electrónico.
- Tipo hace referencia a la cinemática de las fallas.
- Criterio(s) con el(los) cual(es) se determinó el sentido de desplazamiento.
- Calidad de los índices cinemáticos, categorizados de A – D (Tabla 2.02):

**Tabla 2.02.** Categorización de la calidad de las medidas.

<b>Tipo</b>	<b>Criterio</b>
<b>A</b>	Estrías muy marcadas más la presencia de dos o más índices cinemáticos, incluidas las fibras de relleno.
<b>B</b>	Estrías claras, con uno o más índices cinemáticos donde el principal indicador es el criterio Tipo R.
<b>C</b>	Presencia de un solo índice cinemático, no muy claro, con estrías más o menos marcadas, presencia de índices cinemáticos en dos direcciones.
<b>D</b>	Planos de fallas muy poco claros o inferidos, no se utilizarán en los análisis cinemáticos.

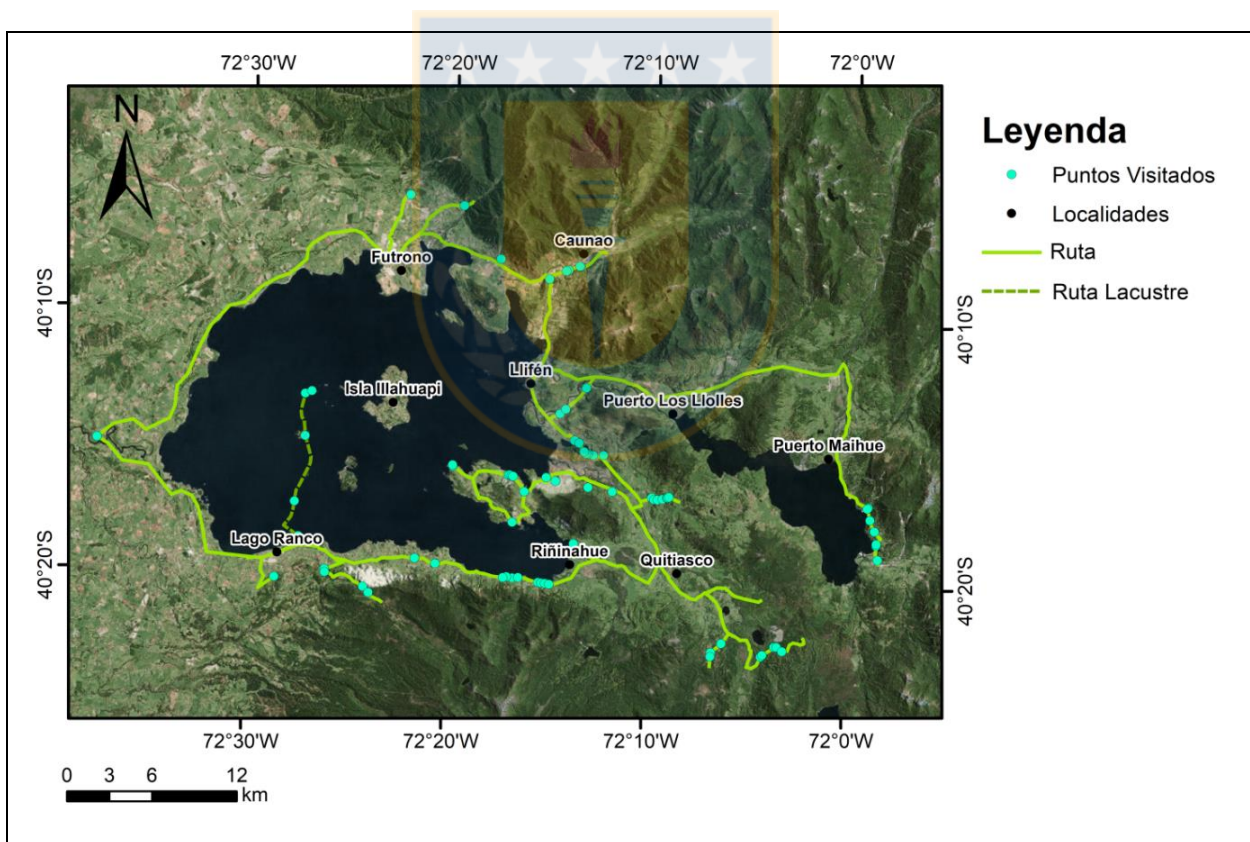
- Alteración en los planos de falla o presencia de minerales hidrotermales.
- Muestra de roca en caso de ser necesario.
- Foto del plano de falla o afloramiento.
- Observaciones complementarias para el dato obtenido.



## 2.3.2. ETAPA TERRENO

### 2.3.2.1. Campaña de Terreno

Se realizó un mapeo estructural en el área circundante al Lago Ranco durante 8 días de terreno efectivo desde el 30 de enero al 6 de febrero de 2018 (Figura 2.10.), poniendo especial énfasis en aquellos sitios de interés definidos en la etapa anterior. En cada afloramiento identificado se tomaron datos que permiten caracterizar estructuras (rumbo y manto de los planos, *Trend* y *Plunge* de las estrías y tipo de deslizamiento), la litología presente (con el fin de asociarlas a las formaciones definidas en el área) y la geomorfología del sitio para determinar posibles relaciones entre la fisiografía y las estructuras halladas.



**Figura 2.10.** Rutas de la Campaña de Terreno.

### 2.3.2.2. Limitaciones de Terreno

Entre las principales limitaciones se encuentra la gran cantidad de sectores privados a los que no se pudo tener acceso, en especial en el sector de Futrono y Cunao (Norte y Noreste del Lago Ranco). Por otra parte, se reconocieron muchos afloramientos a grandes alturas que hacían imposible medir los planos e identificar sentidos de movimiento. Finalmente, la gran cantidad de vegetación limitó el hallazgo de afloramientos en algunos sectores.

### 2.3.3. ETAPA DE GABINETE

Se elabora una base de datos en el *software* © Microsoft Office Excel 2013, la cual es analizada mediante los *softwares* © FaultKin 7 (Marrett y Allmendinger, 1990) para determinar la cinemática de las estructuras; © Dips 5.1 (*Rockscience Inc*) con el fin de encontrar las orientaciones preferenciales de dichas estructuras; y © MIM (Yamaji, 2000) para identificar el régimen de esfuerzos en el sector circundante a Lago Ranco y en la ZVS en general. Se utiliza el *Software* © Arcgis 10.3. para representar las estructuras de cada sitio estructural de forma gráfica y asociarlas a las unidades fisiográficas, lineamientos determinados en la etapa pre-terreno y a estructuras propuestas por otros autores.

Finalmente se confecciona un modelo estructural para cada centro volcánico de la ZVS con el *software* © Adobe Illustrator CC 2015, además de crear un modelo para el área de Lago Ranco y otro para la ZVS en su totalidad. Con estos modelos de los distintos centros volcánicos se analizan posibles relaciones entre las estructuras del basamento con el tipo de volcanismo existentes con el fin de identificar el rol que éstas poseen.

## 3. MARCO GEOLÓGICO

### 3.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 3.1.1. ROCAS METAMÓRFICAS

Entre las latitudes 32° y 47°S, las unidades metamórficas ocurren como complejos acrecionarios y son expuestos principalmente en la Cordillera de la Costa.

**Complejos Metamórficos Paleozoicos:** Consisten en dos cinturones metamórficos pareados, la Serie Oriental y la Serie Occidental (Charrier *et al.*, 2007). La primera está compuesta principalmente de metaturbiditas deformadas y lentes de rocas calcosilicatadas. Hacia el este, el metamorfismo aumenta debido a la intrusión del Batolito Costero, desarrollando condiciones de bajo P/T. Por otro lado, la Serie Occidental corresponde a un metamorfismo de alto P/T y está conformada por sedimentos clásticos deformados y metamorfizados, metachert, metabasitas y serpentinitas, representando una mezcla de componentes derivados del continente y la corteza oceánica superficial (Hervé *et al.*, 2007). En cuanto a la edad, Hervé *et al.* (2007) determinaron que la Serie Oriental corresponde al rango Devónico – Carbonífero temprano, mientras que la Serie Occidental es Carbonífero tardío ( $311 \pm 10$ Ma). Entre los  $\sim 39^\circ\text{S} - 43^\circ\text{S}$ , la Serie Occidental ha sido nombrada como Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM), donde la litología incluye cuerpos intrusivos traquíticos y meta-ignimbritas.

**Complejos Metamórficos Mesozoicos:** Más al sur, entre los  $\sim 44^\circ - 47^\circ\text{S}$  se distingue el Complejo Metamórfico Chonos (CMC), compuesto principalmente de metaturbiditas, y de esquistos y metacherts de forma subordinada. Este complejo presenta una edad de depositación Triásico Superior, indicado por una fauna fósil (Fang *et al.*, 1998) y por U-Pb en circones detríticos (Hervé y Fanning, 2001), y fue metamorfizado en condiciones de alto P/T (Hervé y Flanning, 2001).

### 3.1.2. ROCAS INTRUSIVAS

**Basamento Paleozoico o Batolito Costero:** Se extiende entre los  $\sim 35^\circ - 38^\circ\text{S}$  y está compuesto principalmente de granitoides calcoalcalinos del Carbonífero tardío – Pérmico, los que intruyeron la Serie Oriental del Basamento Metamórfico (Hervé *et al.*, 2007).

**Basamento Meso – Cenozoico o Batolito Patagónico:** Abarca desde  $\sim 40^\circ - 47^\circ\text{S}$ . Intruye al Complejo Metamórfico Chonos hacia el margen oriental de la Cordillera de la Costa (Hervé y Flanning, 2001), a rocas jurásicas tardías de la Formación Ibañez (Pankhurst *et al.*, 1999) al este de la Cordillera Principal y subyace a rocas volcano-sedimentarias marinas del Cretácico temprano de la Cuenca de Aysén (Suárez y De La Cruz, 2000). En general presenta una señal calcoalcalina, con rocas granodioríticas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el margen occidental, rocas monzograníticas y granitos del Cretácico en el margen oriental, y rocas granodioríticas – dioríticas del Mioceno hacia el centro (Pankhurst *et al.*, 1999).

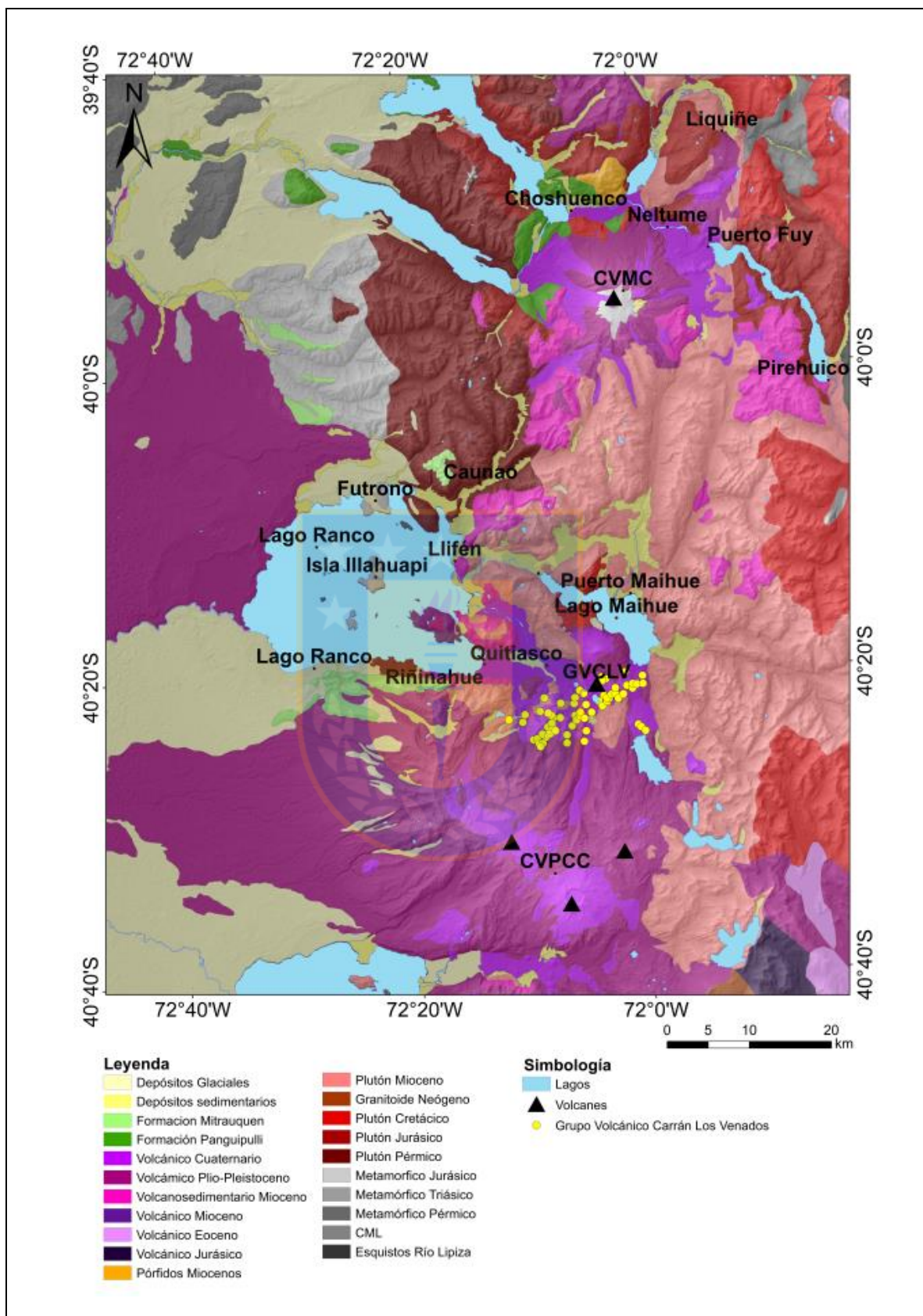
### 3.1.3. COBERTURA VOLCANO–SEDIMENTARIA NEÓGENA

Lavas e ignimbritas oligo-miocenas se desarrollan en inconformidad sobre rocas del BNP. Además, estas se encuentran localmente cubiertas por lavas andesíticas y basálticas plio-pleistocenas, como también por lavas basálticas e intermedias holocenas derivadas de los volcanes cuaternarios alineados a lo largo de la ZFLO.

## 3.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

La zona de estudio local va desde  $39^\circ 40'$  hasta los  $40^\circ 40'$  Latitud Sur, y desde los  $71^\circ 40'$  hasta los  $72^\circ 40'$  Longitud Oeste, abarcando los Complejos Volcánicos Mocho – Choshuenco (CVMC) y Puyehue – Cordón Caulle (CVPCC) y al Grupo Volcánico Carrán – Los Venados (GVCLV) (Figura 3.01.).





### 3.2.1. ROCAS METAMÓRFICAS

**Complejo Metamórfico Trafún:** Definido por Campos *et al.* (1998). Corresponde a una secuencia con bajo grado de metamorfismo que no supera la Facies de Esquistos Verdes, y está conformado por metagrauvascas de grano fino, alternando con meta-areniscas finas, pizarras arcillosas con estratificación lenticular y marcas de ondulación con niveles locales de metaconglomerados. Su protolito corresponde a una secuencia turbidítica. En esta unidad se preserva la superficie de estratificación original ( $S_0$ ), y además es posible distinguir dos fases de deformación sobreimpuestas que generan foliación. El primer evento habría ocurrido en el Carbonífero superior – Pérmico debido a la intrusión del Batolito Futrono – Riñihue (Rodríguez *et al.*, 1999), mientras que el segundo no tiene una edad exacta, pudiendo llegar al Triásico (Campos *et al.*, 1998). Aflora principalmente en la Península de Futrono y a lo largo del Valle del Río Trafún, pero también es posible encontrarlo en algunas islas de Lago Ranco, en la Península Pisada del Diablo, en la ribera sur del lago y en la Isla Huapi (Campo *et al.*, 1998).

**Complejo Metamórfico Liquiñe:** Definido originalmente por Hervé (1977) y redefinido en 1983. Está conformado por gneises, esquistos de cuarzo micáceos y esquistos de anfíbol afectados por un metamorfismo regional de grado medio – alto y cizalle dúctil en su borde occidental. Aflora en el sector de Liquiñe, al este de la ZFLO.

**Esquistos del Río Lipinza:** Conformados por filitas y esquistos de cuarzo micáceos. Se encuentra en continuidad con gneises y migmatitas que forman parte de la Formación Colohuincul en Argentina (Franzese, 1995). Fue definida de forma informal por Lara y Moreno (2004) en la ladera oriental del Valle del Río Lipinza. Dataciones radiométricas indicarían una edad de Carbonífero superior (Franzese, 1995).

### 3.2.2. ROCAS INTRUSIVAS

**Intrusivos Paleozoicos:** Definido por Campos *et al.* (1998) como Batolito Futrono – Riñihue. Aflora desde el norte del Lago Riñihue hasta el sur del Lago Ranco (Rodríguez *et al.*, 1999),

presentándose al este en el Cerro Trafa y al noreste del poblado de Futrono, particularmente en las laderas y serranías que bordean los ríos Quimán, Caunahue y las nacientes del Río Trafún, además del sector centro-sur de la Península Illahuapi y alrededores de la localidad Iihue (Campos *et al.*, 1998). Esta unidad intruye al Complejo Metamórfico Trafún por el oeste y es intruida por plutones jurásicos hacia el este. Incluye granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, leucogranitos y pórfidos riódacíticos. Munizaga *et al.* (1988) han aportado edades K-Ar en biotita de  $295\pm 7\text{Ma}$  y  $309\pm 8\text{Ma}$  y una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita de  $304,8\pm 1\text{Ma}$ . Mientras que Campos *et al.* (1998) obtuvieron cinco edades K-Ar, en biotita y anfíbola, con valores de  $267\pm 8\text{Ma}$ ;  $286\pm 9\text{Ma}$ ;  $313\pm 7\text{Ma}$ ;  $313\pm 7\text{Ma}$ ,  $316\pm 7\text{Ma}$  y una edad U-Pb en circones de  $297,6\pm 1\text{Ma}$ ; asignándole así una edad de Carbonífero – Pérmico.

**Intrusivos Jurásicos:** Corresponden al Plutón Panguipulli (Rodríguez *et al.*, 1999), el cual se encuentra constituido por monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas de biotita, piroxeno y hornblenda. Intruye a las rocas del Complejo Metamórfico Trafún, al Batolito Futrono – Riñihue y a las rocas triásicas de la Formación Panguipulli y, a su vez, es intruido por granitoides cretácicos y miocenos, los que son cubiertos por rocas volcanoclásticas del Oligoceno – Mioceno y depósitos cuaternarios. Munizaga *et al.* (1988) indican edades K-Ar de  $164\pm 3\text{Ma}$ ;  $171\pm 4\text{Ma}$ ;  $176\pm 5\text{Ma}$ ; Rodríguez *et al.* (1999) obtuvieron una edad U-Pb en circones de  $176\text{Ma}$ , la cual interpretan como edad de cristalización; mientras que Lara y Moreno (2004) publican edades K-Ar de  $180\pm 4\text{Ma}$  y  $184\pm 6\text{Ma}$ . Según Lara y Moreno (2006) esta unidad es equivalente al Plutón Huechulafquén (sureste del Lago Riñihue) y con a las Tonalitas Pirehueico-Neltume (riberas de los lagos Pirehueico y Neltume) (Lara y Moreno, 2004).

**Intrusivos Cretácicos:** se subdividen en:

- Plutón Lago Maihue: Campos *et al.* (1998) lo definen como un Stock de aproximadamente  $30\text{km}^2$  que aflora en la parte centro – occidental de la cuenca del Lago Maihue y se encuentra constituido por granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda de grano medio a grueso. Los mismos autores obtuvieron una edad U-Pb de  $120\pm 4\text{Ma}$ , en circones de una granodiorita.

- Plutón Choshuenco: Definido por Rodríguez *et al.* (1999), corresponde a un cuerpo intrusivo ubicado al sur y al este de la localidad de Choshuenco y a ambos lados del Río Llanquihue, en contacto con la Formación Panguipulli, tanto por intrusión en el norte, como por falla hacia el sur. Se encuentra compuesto por dioritas cuarcíferas y tonalitas de hornblenda que han sido datadas en 140-130Ma.
- Granitoides Paimún: Definido informalmente por Lara y Moreno (2004). Se encuentra constituido por tonalitas y granodioritas, con gabros y granitos subordinados. Afloran en una franja NS al este de la ZFLO, desde el norte del Lago Pihueico hasta los 38°S. En Argentina es definido como Formación Huechulafquén en el lago homónimo (Lara y Moreno, 2004). Diversas dataciones le asignan a esta unidad una edad cretácica (135-74Ma) (Lara y Moreno, 2004).

**Intrusivos Miocenos:** Esta unidad fue definida por Moreno y Lara (2007) y agrupa desde granitos y granodioritas a dioritas y tonalitas de biotita y hornblenda (pertenecientes al Batolito Norpatagónico), además de cuerpos hipoabisales andesítico-dacíticos no mapeables a escala 1:100.000 (Campos *et al.*, 1998). Se encuentra dispuesto en dos franjas longitudinales de dirección NNE y limitada por la traza de la ZFLO o estructuras asociadas a ella. Intruye a plutones mesozoicos y cenozoicos además de las rocas de la Formación Lago Ranco. Dataciones realizadas por Campos *et al.* (1998), indican edades de enfriamiento entre 15-5Ma para K-Ar y edades comprendidas entre 15±1Ma y 5,3±0,8Ma para dataciones realizadas con U-Pb. Dataciones más recientes realizadas por Sepúlveda *et al.* (2005) mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  arrojaron edades de 5,44±0,04Ma.

### 3.2.3. ROCAS SEDIMENTARIAS

**Formación Panguipulli:** Corresponde a una secuencia rítmica de areniscas, lutitas, cuarcitas y conglomerados cuarcíferos que se encuentran principalmente en la ribera de los lagos Calafquén y Panguipulli y en el extremo suroeste del Lago Riñihue. Se encuentra fuertemente plegada e intruida



por el Plutón Panguipulli (Rodríguez *et al.*, 1999). La flora fósil recolectada en esta unidad es de edad Cárnico superior-Nórico (Moreno y Lara, 2007).

**Estratos Lago Ranco:** Definidos por Campos *et al.* (1998) en la ribera sur del Lago Ranco como una secuencia sedimentaria y volcánica de composición intermedia que alcanza los 1.000m de espesor, afectada por alteración propilítica regional, acumulada en ambiente subaéreo y subacuático continental. Está compuesta por brechas volcánicas, tobas líticas, lavas andesíticas, areniscas volcanoclásticas, lutitas con abundantes restos vegetales y conglomerados de ambiente continental. En la localidad de Llifén se encuentra intruida por granitoides del Mioceno medio y al norte del Lago Ranco se dispone en inconformidad sobre el Batolito Futrono-Riñihue, mientras que al sur infrayace a los Estratos de Pitreño. A lo largo de la costa sureste del lago, en la ribera de la Península Illahuapi y en Llifén, los estratos se encuentran plegados, con rumbos y manteos variables. La presencia de *T. Ambulecum* y *Chione* sp. en una columna realizada en el sureste del Lago Ranco, indicaría una edad mínima miocena (Covacevich, 1996). Una muestra de andesita en el norte de la localidad de Riñinahue fue datada con K-Ar en plagioclasa e indicaría una edad de  $20,7 \pm 0,4$  Ma (Mioceno inferior) (Campos *et al.*, 1998). Se correlaciona cronológicamente con la Formación Cura-Mallín hacia el norte y con los Estratos Pupunahue-Catamutún y la Formación Santo Domingo hacia el oeste.

**Estratos de Pitreño:** Definida en la ribera sur del Lago Ranco como una secuencia volcano-sedimentaria subhorizontal dispuesta en discordancia angular sobre los Estratos del Lago Ranco y en inconformidad sobre los granitoides y rocas metamórficas descritas anteriormente (Campos *et al.*, 1998). La edad está definida en base a dataciones K-Ar en roca total en un basalto ( $5,2 \pm 0,5$  Ma) y una andesita basáltica ( $4,8 \pm 0,5$  Ma) e indican un rango Mioceno superior-Plioceno. Se encuentra constituido por areniscas líticas, volcanoclásticas, conglomerados y lutitas portadoras de fauna fósil (*Araucaria araucana*, *Weinmania* sp. y varias formas de *Nothofagus perennifolios*, indicativos de clima frío), las cuales se habrían depositado en un paleolago.

**Depósitos no consolidados:** Incluye los depósitos glaciales, glaciofluviales, deltaicos, que se encuentran en la ribera oeste del Lago Panguipulli, en el fondo de los valles y en algunas laderas de forma aislada, generalmente asociados al avance y retroceso de los hielos durante la Glaciación

Llanquihue (Rodríguez *et al.*, 1999); depósitos fluviales, que corresponden a bancos de gravas y arenas con intercalación de limo y arcilla pertenecientes a los remanentes de terrazas aisladas de edad Pleistoceno Superior – Holoceno (Moreno y Lara, 2007); depósitos de remoción en masa formados por flujos de detritos, coluviales o deslizamientos de roca asociados a colapsos gravitacionales de taludes en condiciones inestables (Moreno y Lara, 2007); y depósitos de playas lacustres actuales conformados por arenas finas a gruesas, principalmente de origen volcánico (Moreno y Lara, 2007).

### 3.3. MARCO TECTONICO REGIONAL

Los márgenes convergentes oblicuos desarrollan fallas paralelas a la fosa que conforman la arquitectura regional de los cinturones orogénicos y la partición de la deformación intra-placa (Staton-Yonge *et al.*, 2016).

En la Figura 3.02. se muestra un mapa geológico simplificado con las principales estructuras de tamaño regional, incluyendo la ZFLO y estructuras heredadas del Pre-Andino.

#### 3.3.1. ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI

Rasgo estructural más importante de la ZVS. Abarca más de 1.000km desde el Complejo Volcánico Callaqui – Copahue a los 38°S hasta el Golfo de Penas a los 46°S, uniendo la Faja Corrida y Plegada de El Agrio con el Punto Triple de Chile (Rosenau, 2004; Melnick *et al.*, 2006; Cembrano y Lara, 2009). Está conformado por dos lineamientos de tendencia NNE de cinemática dextral (García *et al.*, 1988; Cembrano *et al.*, 1992), conectados mediante lineamientos *en echelón* de orientación NE, formando en su conjunto una estructura tipo dúplex de *strike-slip* (Rosenau *et al.*, 2006; Cembrano *et al.*, 1996). Por otro lado, es cortada por estructuras desorientadas con respecto al régimen tectónico actual con orientación NW-SE de cinemática Sinistral (Cembrano y Lara, 2009).

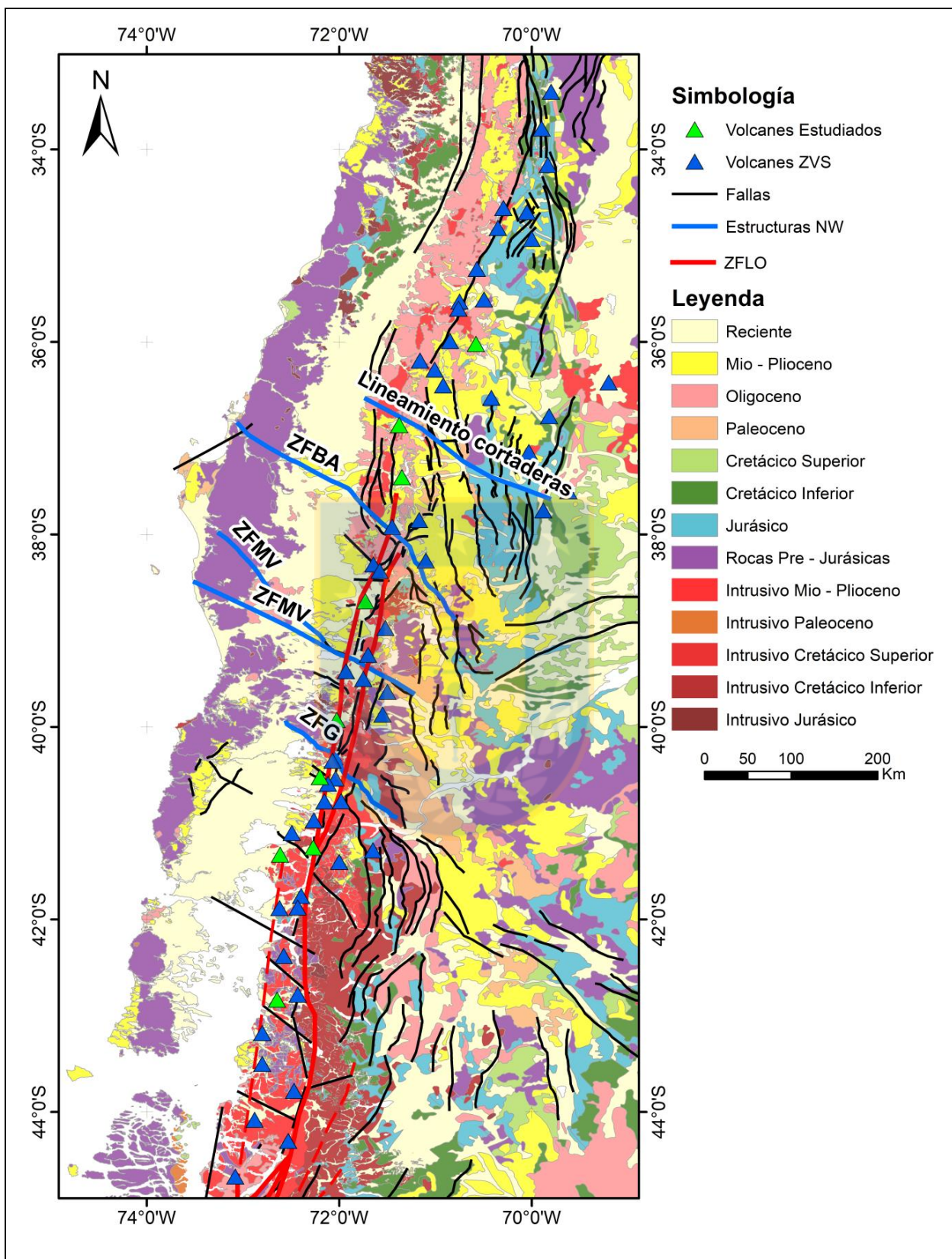


Figura 3.02. Mapa Geológico Regional simplificado. Se incluyen los volcanes y las fallas de la ZVS, destacando la ZFLO en líneas rojas y las estructuras heredadas del Pre-Andino en líneas azules.

Presenta un régimen transpresivo dextral y ha sido considerada como una falla de intra-arco resultante de una subducción oblicua (Cembrano *et al.*, 2000) o como efecto de un indentador de la Dorsal Chile que causaría la generación de un “*outboard sliver*” (Bloque de Chiloé) que se mueve hacia el norte (Cembrano *et al.*, 2000). Sin embargo, Cembrano *et al.* (2000) indican que el mecanismo que mejor explica la tectónica de la ZFLO es la subducción oblicua, la cual ha actuado de forma continua desde hace 49Ma con la excepción de entre 26 – 20Ma donde fue prácticamente ortogonal (Cembrano *et al.*, 1996).

Esta estructura acomoda la componente de convergencia paralela a la fosa, por lo que no existen Fajas Corridas y Plegadas (FCP) en el antepaís a estas latitudes, pero sí al norte y sur (Cembrano *et al.*, 2002). Modelos cinemáticos como el de Rosenau *et al.* (2006) sugieren que la ZFLO ha acomodado 124 (+24/-21)km de desplazamiento dextral entre los 38° – 40°S desde el Plioceno.

### 3.3.2. FALLAS HEREDADAS DEL PRE-ANDINO

Las estructuras NW son comúnmente identificadas como debilidades corticales heredadas del Pre-Andino y denominadas “Estructuras Transversales al Arco (ETA, o ATS o ALFS por sus siglas en inglés) (Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013; Piquer *et al.*, 2015; Pérez-Flores *et al.*, 2016). Se encuentran fuertemente desacopladas con el régimen tectónico actual (Cembrano y Lara, 2009) y poseen una cinemática inversa-sinistral, principalmente. Pueden servir como canales de ascenso de magma o reactivarse, y la mayoría de los estratovolcanes o complejos volcánicos se construyen sobre estas estructuras (Cembrano y Lara, 2009) ya que pueden llegar a generar grandes reservorios de fluidos magmáticos e hidrotermales (Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013; Pérez-Flores *et al.*, 2016), los que dada la orientación de la estructura, son de tipo *ramp-and-flat* con productos de composiciones más evolucionadas que pueden alcanzar incluso riolitas (González *et al.*, 2009; Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013).

**Sistema de Fallas Biobío-Aluminé (SFBB):** Limita el bloque alzado Copahue-Pino Hachado y se une con el SFLO al sur del centro volcánico Copahue (Muñoz y Stern, 1988). Estructuras observadas en la parte norte del valle del Río Biobío indicarían una actividad post-miocena

relacionadas a un movimiento sinistral (Basso y Cembrano, 2009). Separa dos dominios tectónicos, el bloque norte ha sido sometido a compresión y acortamiento del tras-arco durante el Cuaternario y luego uno extensivo previo al Mioceno tardío (Folguera *et al.*, 2002), y el bloque sur caracterizado por transtensión en el arco desde el Plioceno (Folguera *et al.*, 2002).

**Sistema de Fallas Lanalhue (SFL):** Estructura ubicada en la Cordillera de Nahuelbuta, marcando el contacto entre la Serie Oriental y Occidental del Basamento Metamórfico (Hervé *et al.*, 1988). Dataciones indican un movimiento sinistral a los ~275Ma (Glodny *et al.*, 2008), con manteo hacia el NE (Groß *et al.*, 2008).

**Sistema de Fallas Mocha-Villarrica (SFMV):** Definido por Melnick *et al.* (2006), marca un límite en cuanto a las tasas de erosión. Hacia el norte aún se preserva la cobertura volcano-sedimentaria neógena, mientras que hacia el sur se exponen rocas pertenecientes al arco magmático Meso-Cenozoico. Controla el alzamiento de la Isla Mocha en la zona del ante-arco y el emplazamiento de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanin en el arco (Hackney *et al.*, 2006). Datos sísmicos indicarían un desplazamiento sinistral (Lange *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2011).

**Sistema de Fallas Gastre (SFG):** Ubicado en la Patagonia Central, representa un sistema anastomosado de fallas regionales subparalelas de ~40km de ancho (Rapela y Pankhurst, 1992). Munizaga *et al.* (1988) reconocen su prolongación hacia la Región de Los Lagos (40°S), marcando el límite norte del Batolito Patagónico Meso-Cenozoico.

**Lineamiento Cortaderas:** El Complejo Nevados de Chillán presenta una tendencia N40°W y está conformado por dos subcomplejos andesíticos a dacíticos separados por numerosos cráteres y conos (Dixon *et al.*, 1999). Este complejo volcánico pareciera ser la continuación oeste del lineamiento Cortaderas (N70°W) que se extiende por aproximadamente 200km desde la Cordillera Principal de Chile hasta el antepaís de Argentina (Staton-Yonge *et al.*, 2016). Se ha interpretado como una zona de acomodación estructural que permite el equilibrio de la deformación entre las subcuencas oligo-miocenas (Radic, 2010).



## 4. RESULTADOS

### 4.1. ANÁLISIS ZONA LAGO RANCO

#### 4.1.1. ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS

Mediante el análisis de Modelos de Elevación Digital (DEM) e imágenes satelitales se obtuvieron los lineamientos de la Figura 4.01., los que en su mayoría corresponden a valles fluviales.

Se subdividieron en cinco orientaciones diferentes, dominando los lineamientos NNE y NW, ambos abarcando grandes distancias. Los primeros dominan en el sector más oriental del área de estudio mientras que los segundos se distinguen principalmente en la zona central, rodeando al Lago Ranco.

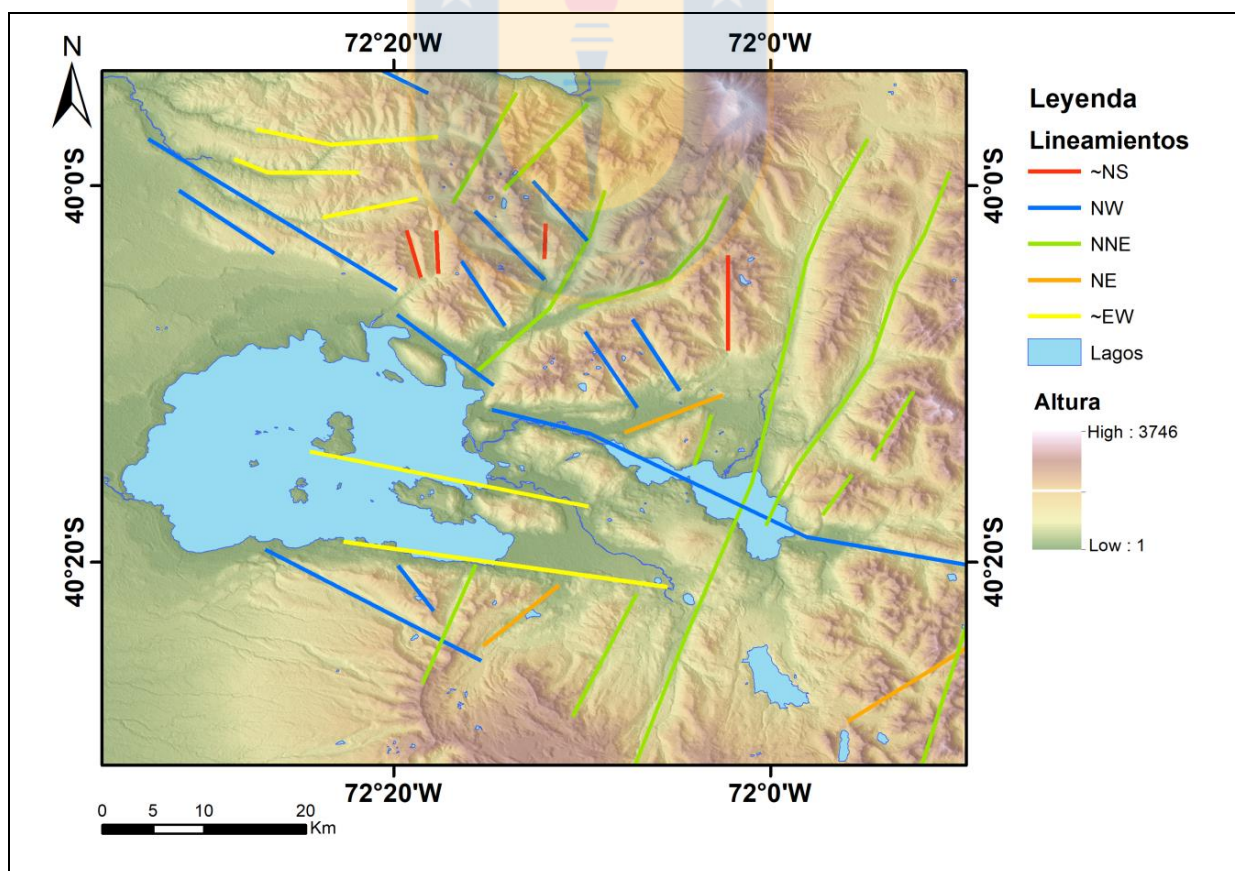


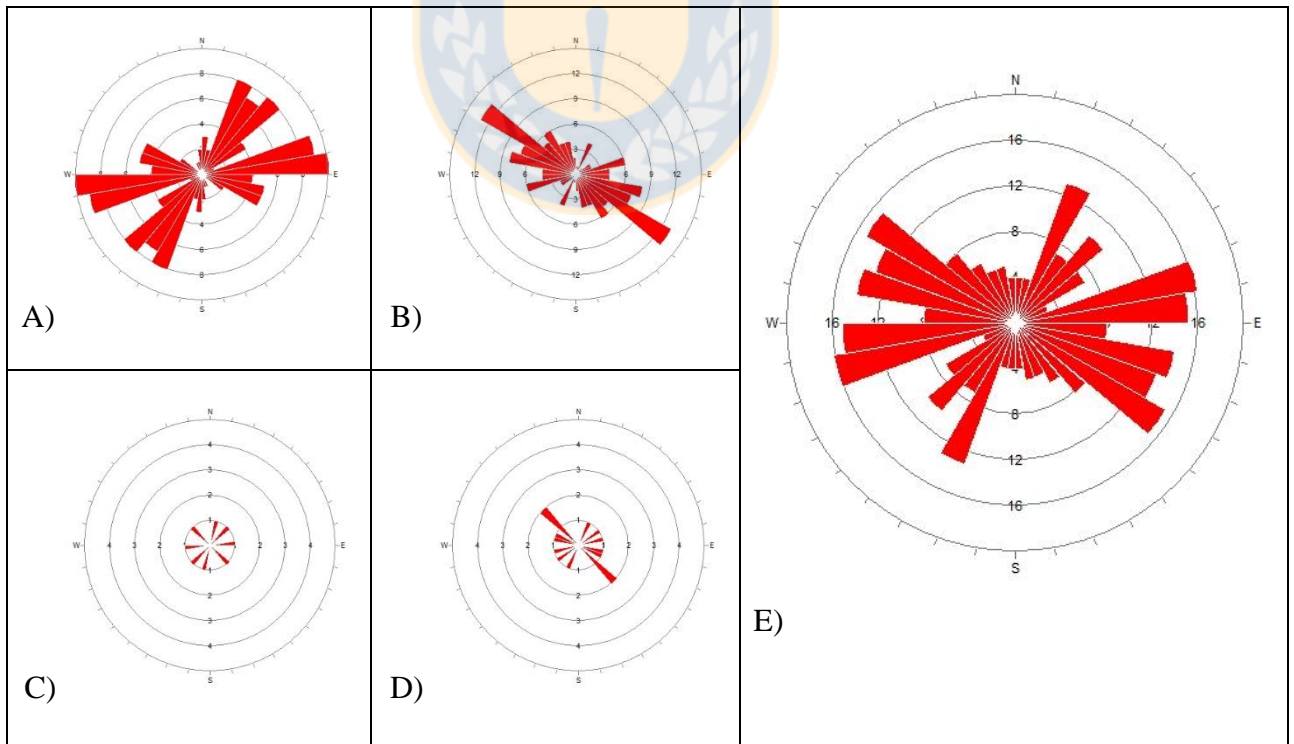
Figura 4.01. Análisis de Lineamientos.



#### 4.1.2. ORIENTACIÓN DE ESTRUCTURAS

Cerca de 260 planos fueron medidos durante la campaña de terreno, de los cuales 157 han sido utilizados en los análisis que siguen a continuación por tener la información mínima necesaria para poder ingresarlos en los distintos *softwares*. Estos consisten en 72 fallas dextrales, 74 sinestrales, 7 normales y 4 inversas.

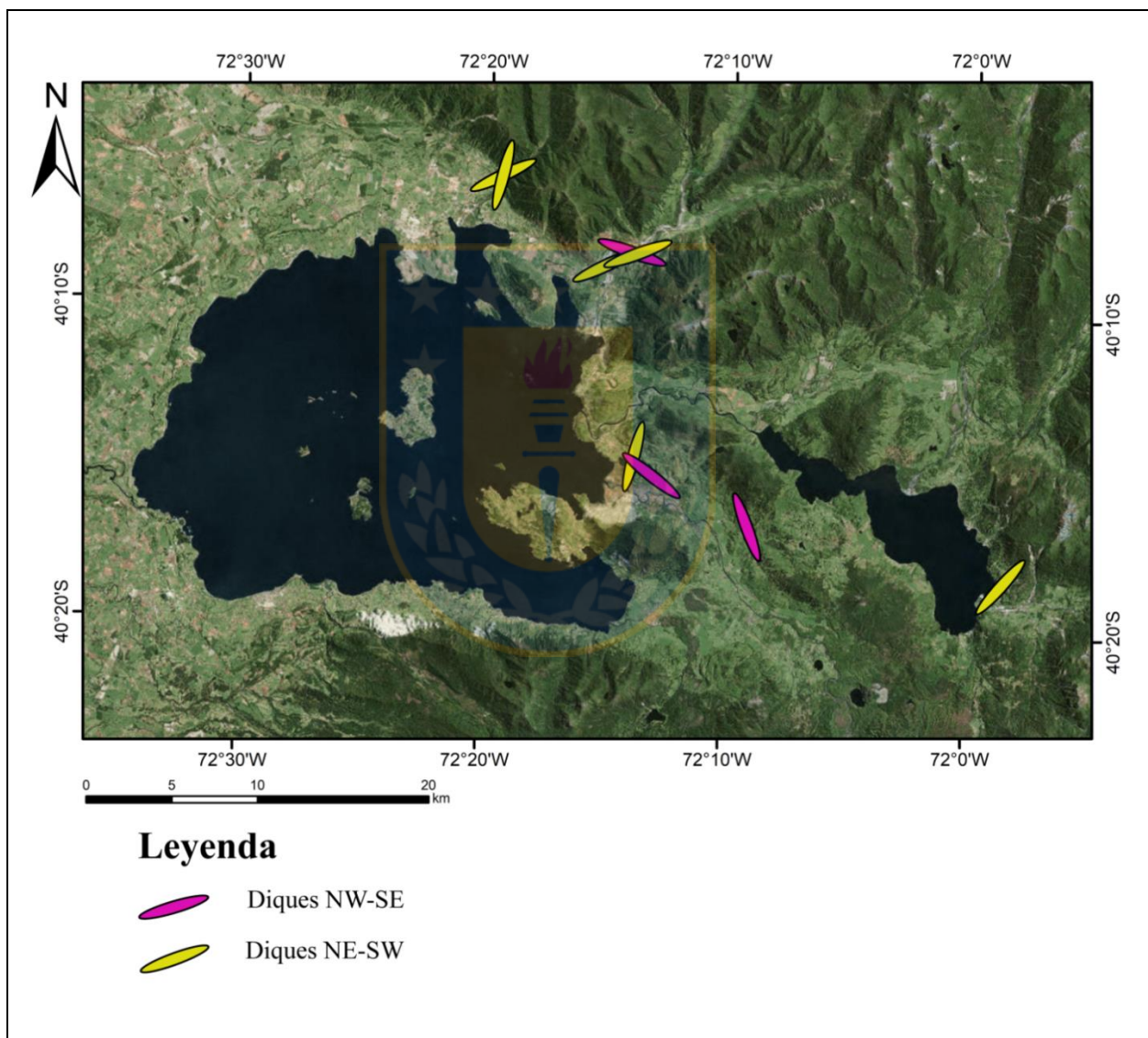
Del total de datos, sin hacer distinción alguna entre tipos de fallas, se pueden determinar 3 orientaciones principales, NNE-SSW, ENE-WNW y NW-SE (Figura 4.02.E.). Al subdividirlos según tipo de estructura se obtiene que en las fallas dextrales priman dos orientaciones, NE-SW y ENE-WSW y una subordinada WNW (Figura 4.02.A.), en el caso de las fallas sinestrales destaca una orientación principal con dirección NW-SE y una secundaria NE (Figura 4.02.B.), en las fallas inversas no se observa ninguna orientación preferencial (Figura 4.02.C.), y en las fallas normales, se distingue una ENE-WSW y otra NW-SE (Figura 4.02.D.). Sin embargo, para estos últimos dos tipos los datos son escasos como para poder determinar orientaciones principales.



**Figura 4.02. Orientación de Fallas Lago Ranco. (A)** Fallas dextrales. **(B)** Fallas sinestrales. **(C)** Fallas inversas. **(D)** Fallas normales. **(E)** Regional.

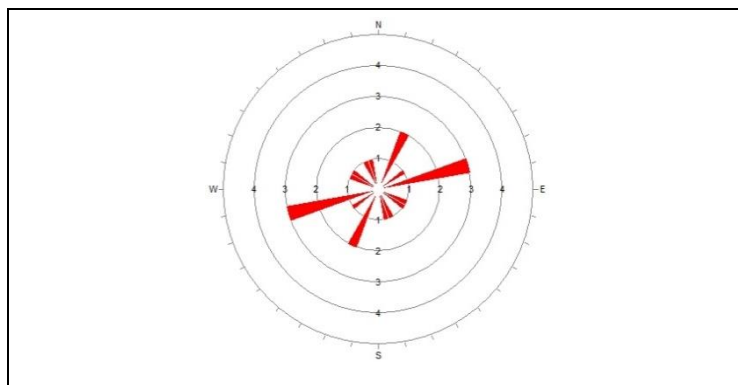
### 4.1.3. ANÁLISIS DE DIQUES

En terreno se midieron un total de 12 diques, todos de aparente composición basáltica - andesítica, con textura afanítica en muestra de mano y con espesores entre 5cm hasta ~70cm. Se distribuyen principalmente en el sector centro-oriental del área de estudio, como es posible ver en la Figura 4.03.



**Figura 4.03. Distribución de diques.** En rosado se observan aquellos de orientación NW-SE y en amarillo aquellos NE-SW.

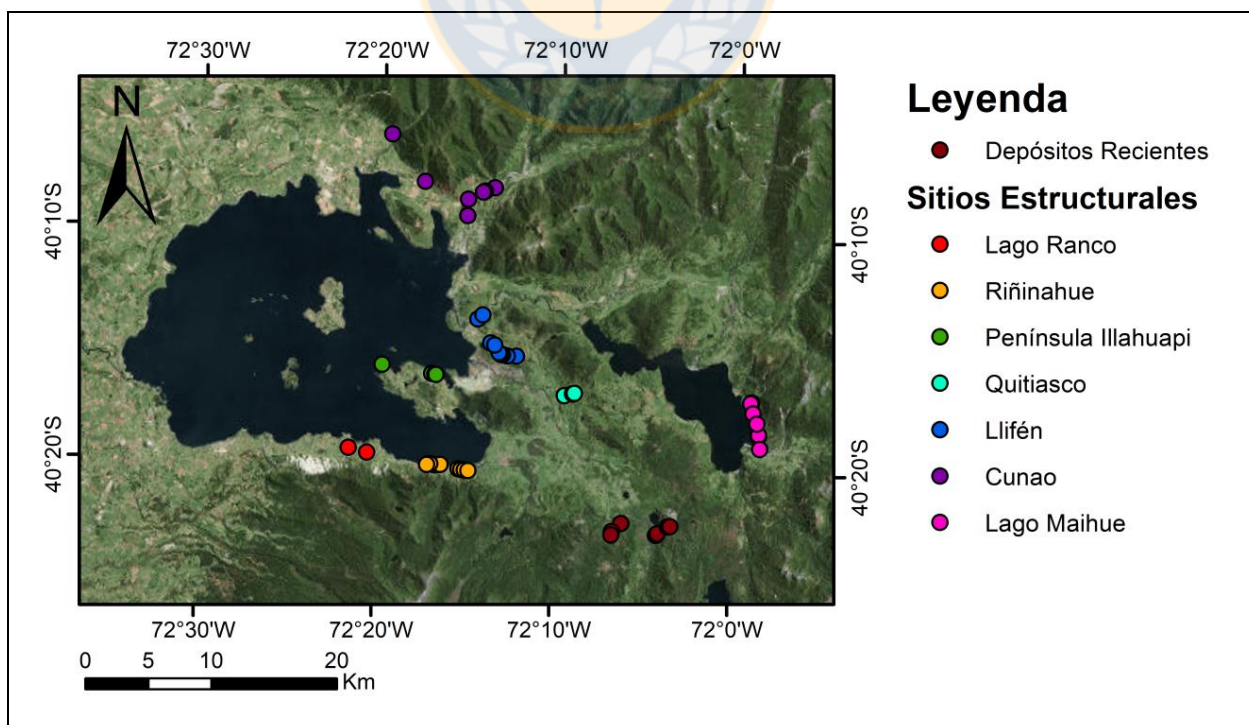
Predominan aquellos con orientación NE-SW, aunque es posible distinguir cuatro NW-SE, como se observa en el Diagrama de Roseta de la Figura 4.04.



**Figura 4.04.** Diagrama de Roseta para diques del Lago Ranco.

#### 4.1.4. ANÁLISIS DE SITIOS ESTRUCTURALES

Con el fin de poder ordenar la gran cantidad de datos recolectados en la campaña de terreno, estos se agruparán en 7 sitios estructurales independientes para poder analizar de mejor forma cómo varían los esfuerzos por sector y así determinar la geometría de las estructuras que afectan el área. Estos sitios corresponden a Lago Ranco, Riñinahue, Península Illahuapi, Quitiasco, Llifén, Cunao y Lago Maihue (Figura 4.05.).

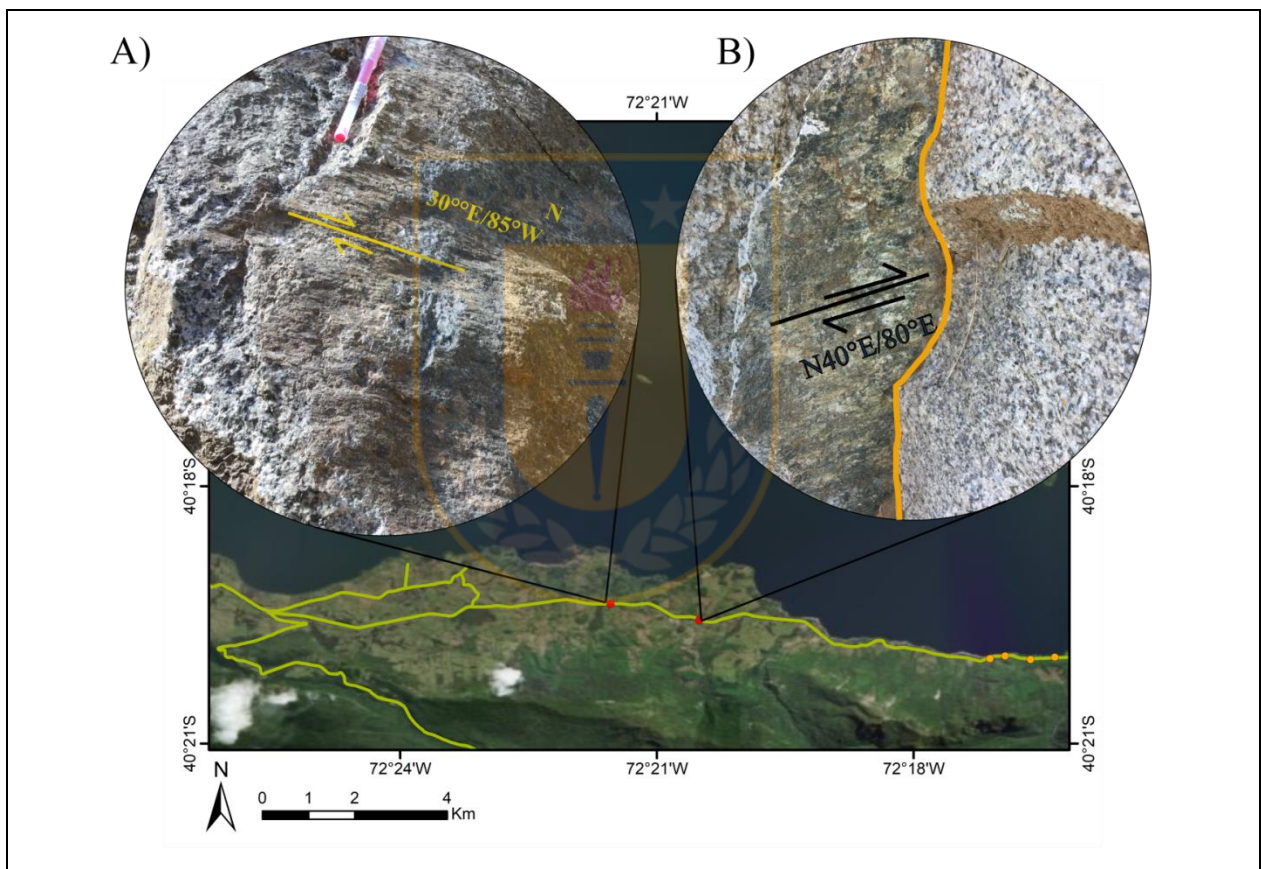


**Figura 4.05.** Distribución de sitios estructurales en el área de estudio.



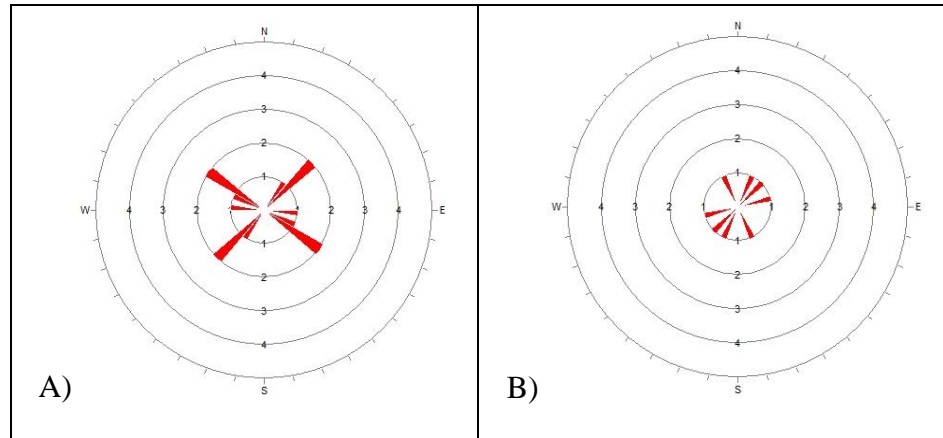
#### 4.1.4.1. Sitio Estructural Lago Ranco

Ubicado a 12,5km de la localidad de Lago Ranco por la ruta T-85. Consta de dos afloramientos, ambos cortes de camino, donde se distinguen Tonalitas de Biotita con enclaves de microdiorita pertenecientes al Basamento Plutónico Paleozoico de edad Carbonífero – Pérmico (Figuras 4.06. A y B). Este sitio cuenta con 11 planos estriados cuya cinemática pudo ser determinada a través de índices cinemáticos Tipo R y fibras de crecimiento de epidota; y 3 planos en los que no fue posible determinar el sentido de desplazamiento.



**Figura 4.06. Sitio Estructural Lago Ranco. (A)** Falla dextral con escalones Tipo R. **(B)** Falla dextral con fibras de crecimiento de epidota.

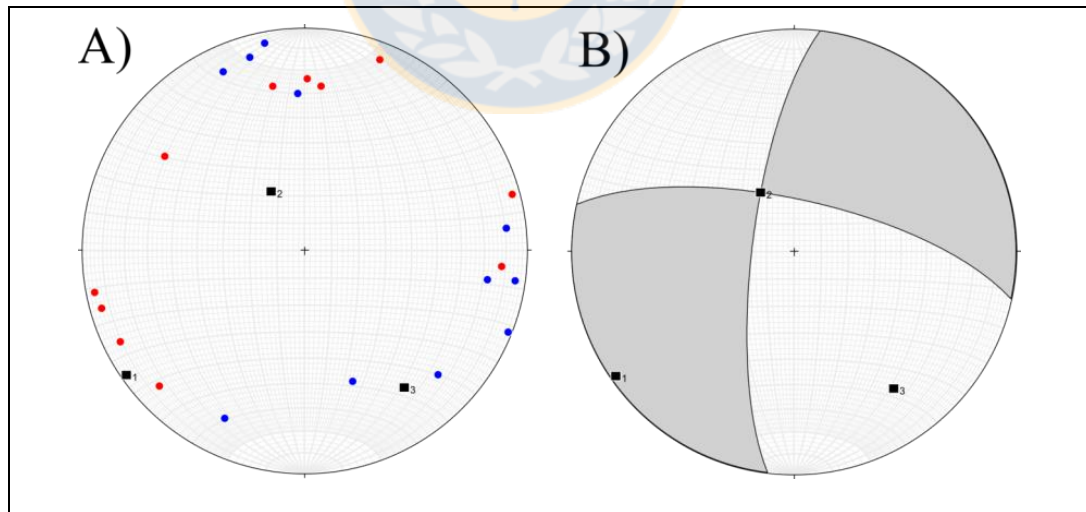
En cuanto al análisis por tipo de falla, se obtienen 2 orientaciones principales para las fallas dextrales (NW y NE), mientras que las fallas sinestrales no tienen orientación preferencial (Figura 4.07. A y B respectivamente).



**Figura 4.07. Orientación de Fallas para Sitio Estructural Lago Ranco. (A)** Fallas dextrales. **(B)** Fallas sinestrales.

*- Análisis Cinemático*

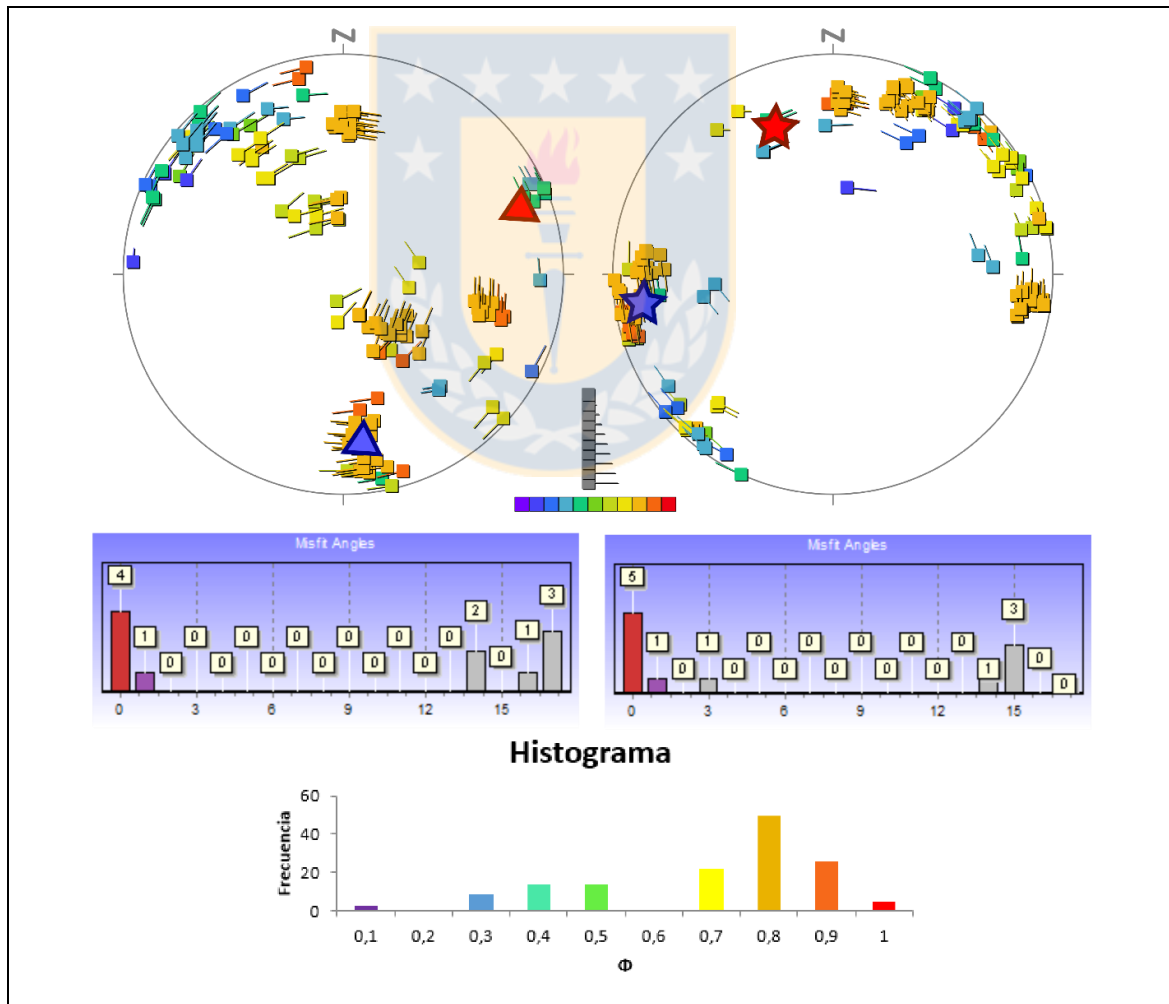
La deformación es relativamente homogénea según la distribución de los polos (Figura 4.08.A.). La orientación del eje de acortamiento máximo (P) es  $143,9^{\circ}/24,7^{\circ}$  y la del eje de alargamiento máximo (T) es  $235,1^{\circ}/02,6^{\circ}$ . El diagrama de *strain* muestra una deformación predominantemente transcurrente con un plano de falla sinistral orientado NNE-SSW y uno dextral casi EW (Figura 4.08.B.).



**Figura 4.08. Análisis cinemático Sitio Estructural Lago Ranco. (A)** Distribución ejes P y T. **(B)** Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.

- *Análisis Dinámico*

Si bien se observa una gran dispersión en los resultados obtenidos, es posible reconocer 2 *cluster* para este sitio, el primero tiene un  $\sigma_1$  de orientación  $070,7^\circ/06,5^\circ$  y un  $\sigma_3$   $338,1^\circ/21,1^\circ$  con un  $\Phi=0,4$  (Figura 4.09. Triángulo y Estrella roja, respectivamente). El segundo *cluster* de esfuerzos tiene una orientación de  $\sigma_1$   $168,8^\circ/36,1^\circ$  y un  $\sigma_3$   $261,8^\circ/04,1^\circ$  con un  $\Phi=0,9$  (Figura 4.09. Triángulo y Estrella azul, respectivamente). Los resultados obtenidos evidencian un paso de una deformación relativamente transpresiva a una transtensiva (o de transtensiva a transpresiva). Cabe mencionar que ninguna de las dos soluciones coincide con la moda vista en el histograma, donde el valor que destaca es  $\Phi=0,8$ .

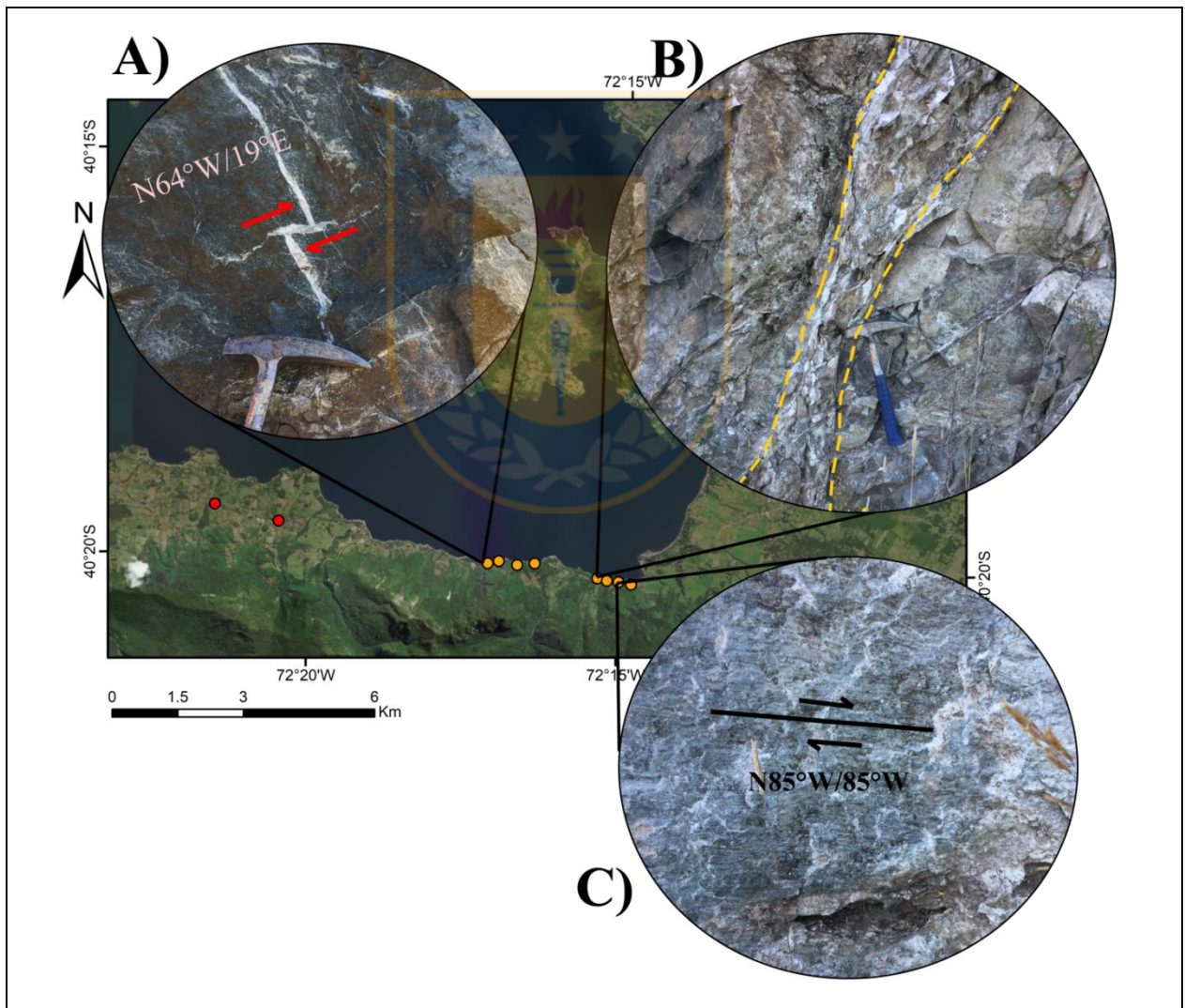


**Figura 4.09.** Análisis dinámico Sitio Estructural Lago Ranco.



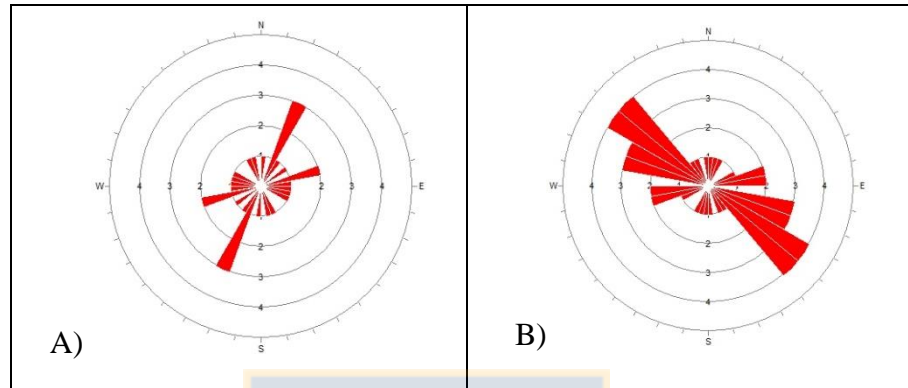
#### 4.1.4.2. Sitio Estructural Riñinahue

Localizado a menos de 5km hacia el poniente de la localidad de Riñinahue, corresponde a diversos cortes de camino donde afloran secuencias volcano-sedimentarias, intrusivos porfídicos y localmente granitoides. Es posible distinguir vetillas siendo cortadas por fallas dextrales (Figura 4.10.A.), zonas de falla de unos 20cm de espesor que pareciera ser una brecha hidrotermal con gran cantidad de arcillas (Figura 4.10.B.) y alteración hidrotermal, en especial hacia el sector más oriental, destacándose gran cantidad de fibras de crecimiento de epidota y clorita (Figura 4.10.C.) y localmente una argilización, además de sulfuros como pirita.



**Figura 4.10.** Sitio Estructural Riñinahue. (A) Vetillas cortadas por fallas. (B) Zonas de falla. (C) Fibras de crecimiento de epidota.

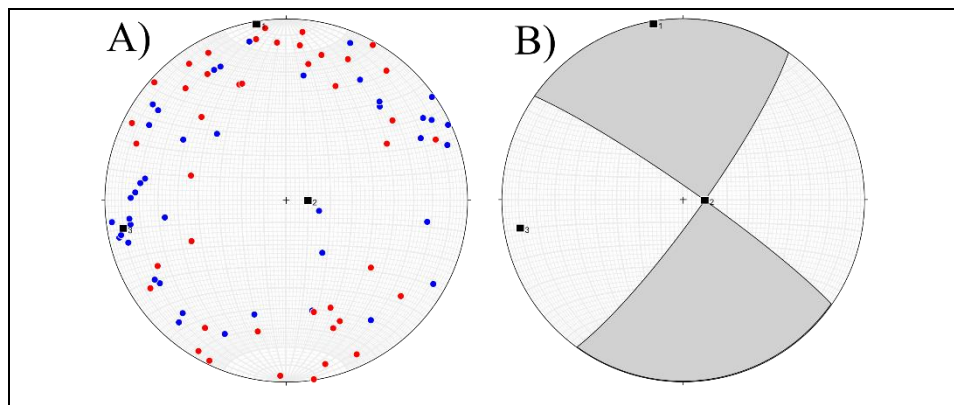
Se midieron 43 planos estriados, además de otros 32 que no fueron considerados en el análisis por no poseer índices cinemáticos convincentes. Para las fallas dextrales prima una orientación N20-30°E (Figura 4.11.A.) mientras que para las fallas sinestrales resalta una marcada orientación NW-SE (Figura 4.11.B.).



**Figura 4.11.** Orientación de Fallas Sitio Estructural Riñinahue. (A) Fallas dextrales. (B) Fallas Sinestrales.

#### - Análisis Cinemático

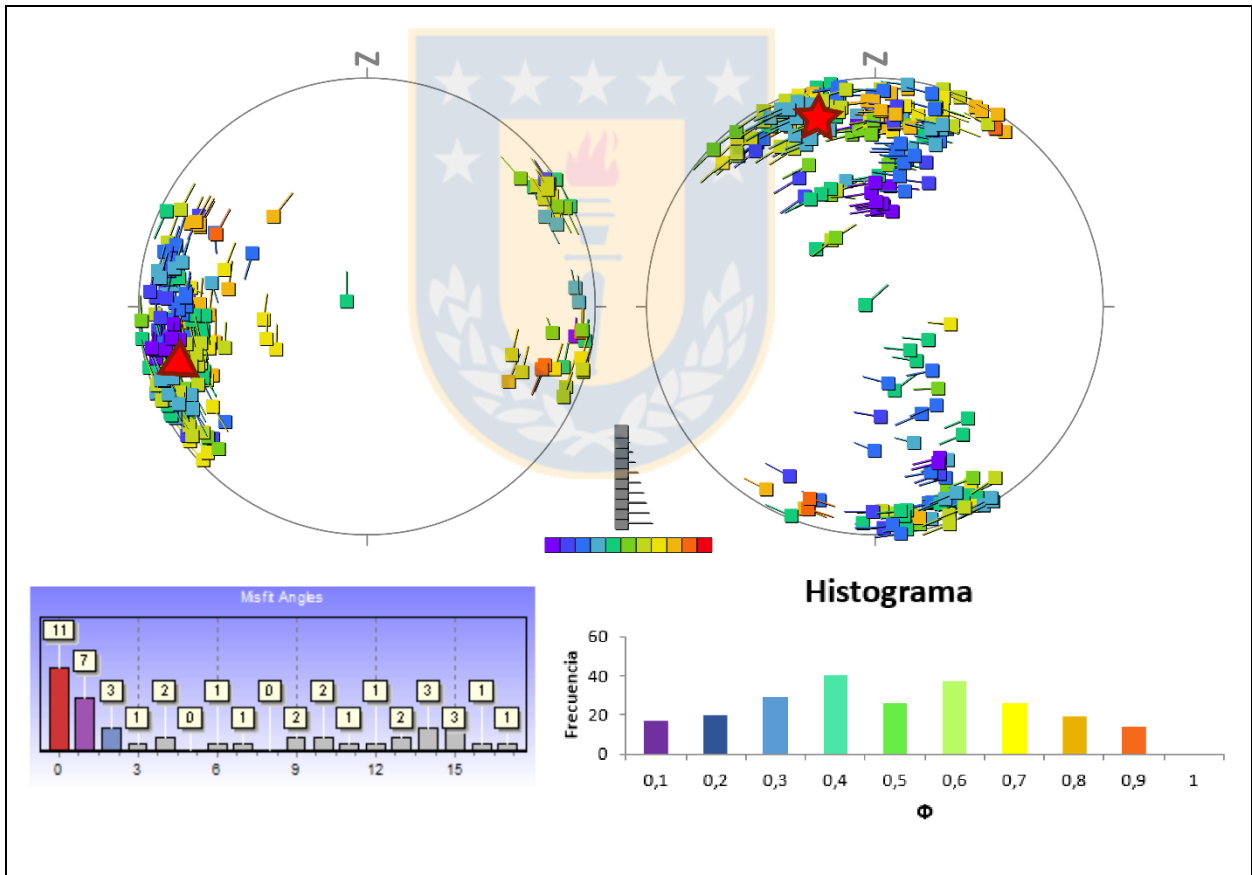
La deformación del sitio es relativamente homogénea dada la orientación de ejes P y T (Figura 4.12.A.) por lo que es factible realizar un diagrama de *strain*. La orientación del eje de acortamiento máximo (P) es  $260,2^{\circ}/09,7^{\circ}$  y la del eje de alargamiento máximo (T) es  $350,5^{\circ}/01,8^{\circ}$ . El diagrama de *strain* muestra una deformación predominantemente transcurrente con un plano de falla sinistral orientado NW-SE y uno dextral NE-SW (Figura 4.12.B.).



**Figura 4.12.** Análisis cinemático Sitio Estructural Riñinahue. Distribución ejes P y T. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.

- *Análisis Dinámico*

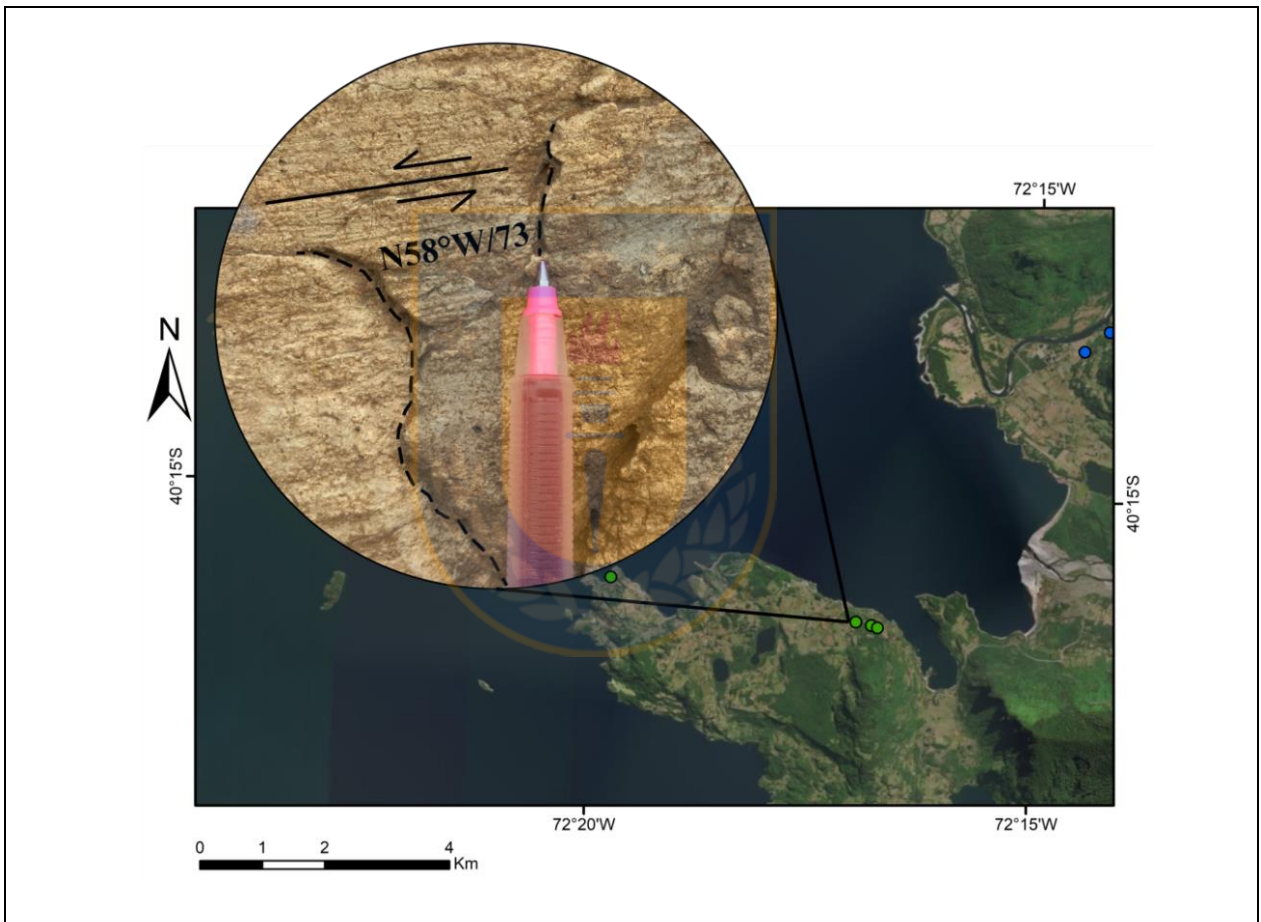
Es posible obtener un *cluster* muy marcado, el cual presenta una orientación de  $250,9^\circ/15,5^\circ$  para  $\sigma_1$  y  $342,5^\circ/15,8^\circ$  para  $\sigma_3$ , con un  $\Phi=0,4$  (Figura 4.13. Triángulo y Estrella roja, respectivamente). En esta misma orientación es posible distinguir valores de  $\Phi$  que van desde 0,2 a 0,7 correspondientes a regímenes transpresivos, transcurentes y transtensivos, lo que podría ser una explicación para la deformación relativamente homogénea reconocida con la distribución de ejes P y T. Esto último coincide, a su vez, con la gran dispersión que se obtiene en el histograma de valores de  $\Phi$ , los cuales están ampliamente distribuidos, pero entre los cuales destaca el valor de 0,4, consistente con lo determinado manualmente.



**Figura 4.13.** Análisis dinámico Sitio Estructural Riñinahue.

#### 4.1.4.3. Sitio Estructural Península Illahuapi

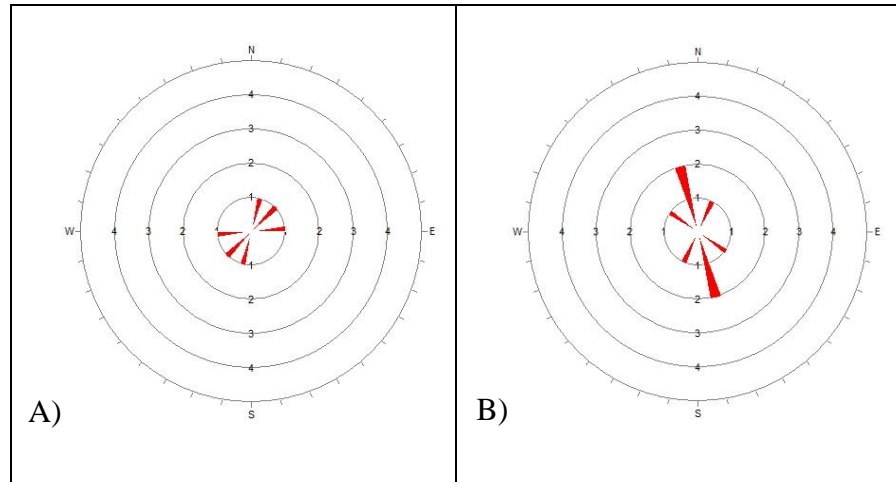
Ubicado en la Península de Illahuapi, al norte de Riñinahue, en la ribera oeste del Lago Ranco. Afloran secuencias volcano-sedimentarias y lavas andesíticas en algunos sectores y los bordes de playa se encuentran cubiertos por depósitos de pómez producto de la última erupción del Complejo Volcánico Puyehue – Cordón Caulle. En este sector el principal índice cinemático utilizado para reconocer el sentido de movimiento consistió en el criterio Tipo “R” (Figura 4.14.)



**Figura 4.14.** Sitio Estructural Península Illahuapi. Falla Dextral con escalones Tipo R.

Debido a la vegetación y a la meteorización del área sólo fue posible medir 11 planos, de los cuáles únicamente 7 poseían estrías e índices cinemáticos convincentes. Las fallas inversas no tienen una tendencia marcada, aunque se encuentran todas en el cuadrante NE-SW (Figura 4.15.A.), en tanto, las fallas sinestrasales son principalmente NNW-SSE (Figura 4.15.B.).

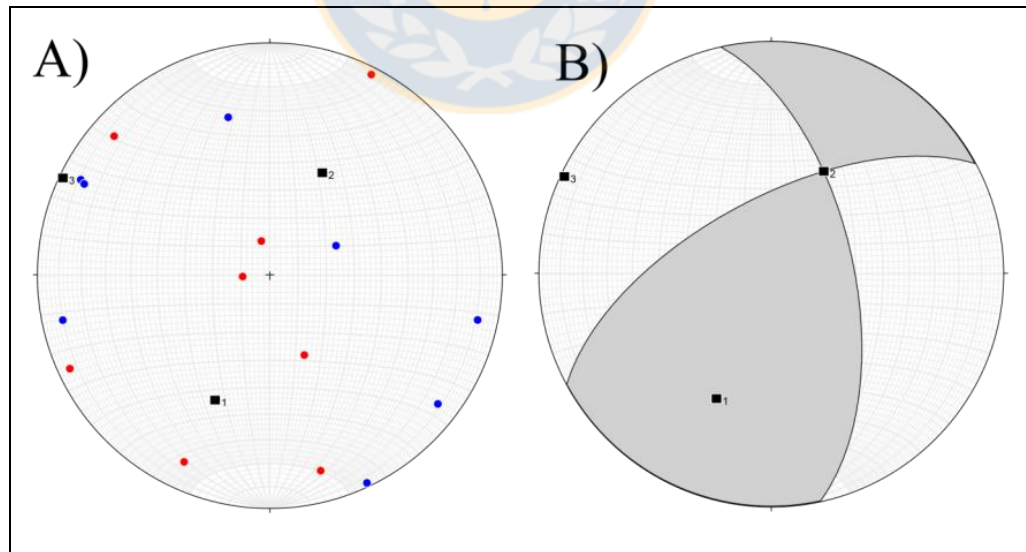




**Figura 4.15. Orientación de Fallas Sitio Estructural Península de Illahuapi. (A) Fallas Inversas. (B) Fallas Sinestrales.**

- *Análisis Cinemático*

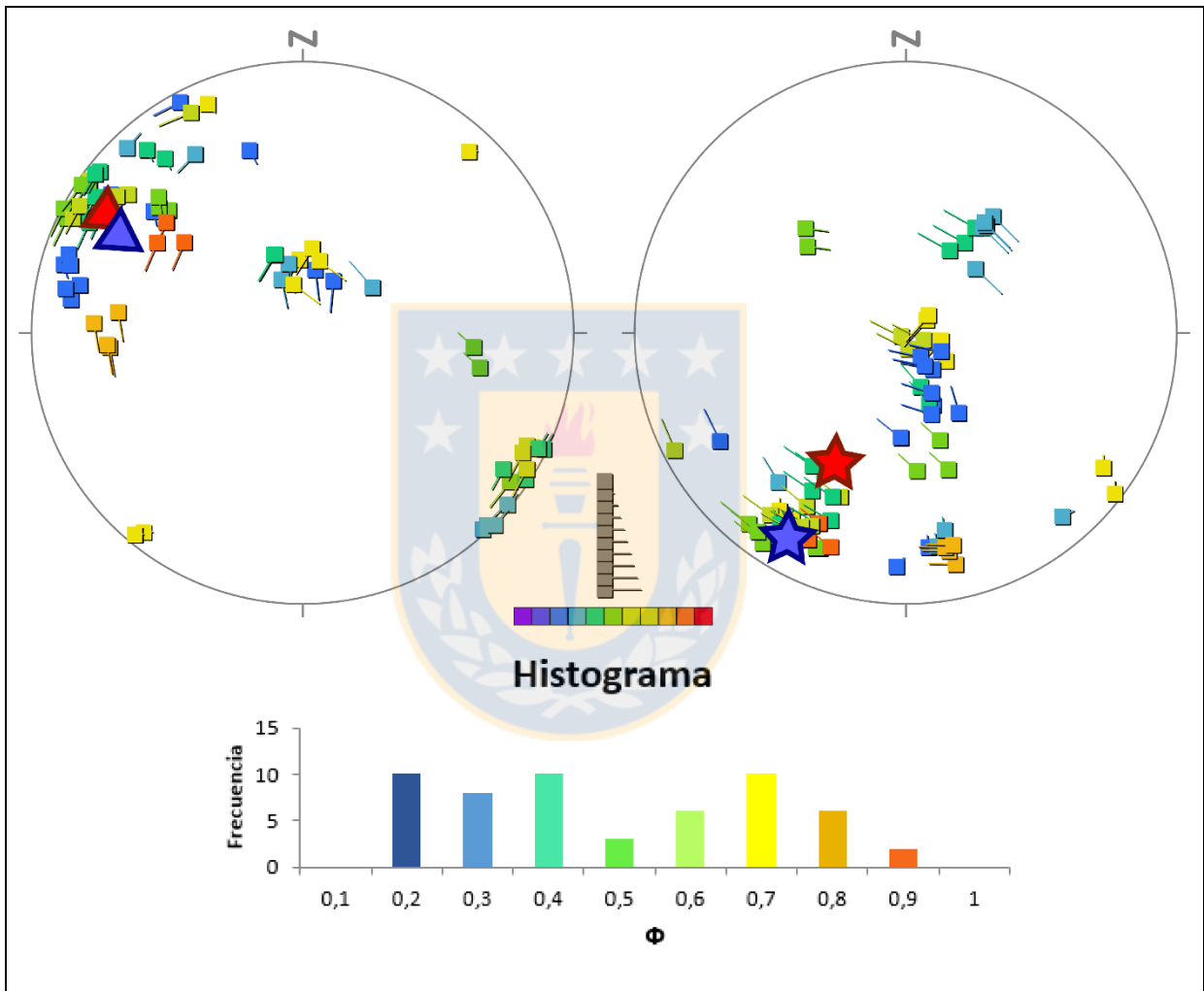
Presenta una deformación relativamente homogénea con un eje T de orientación  $203,5^{\circ}/41^{\circ}$  y  $295,2^{\circ}/01,9^{\circ}$  para el eje P (Figura 4.16.A.), aunque puede deberse a la baja cantidad de datos. El diagrama de *strain* muestra un fallamiento transcurrente con componente inverso, de plano dextral  $\sim N70^{\circ}E$  y sinistral  $\sim N20^{\circ}W$  (Figura 4.16.B.).



**Figura 4.16. Análisis cinemático Sitio Estructural Península de Illahuapi. (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.**

- *Análisis Dinámico*

Si bien este sitio no cumple con el requisito mínimo de 10 datos para poder obtener un resultado confiable a través del *software*, es posible reconocer una tendencia NW para  $\sigma_1$  y NE para  $\sigma_3$  (Figura 4.17. Triángulos y Estrellas, respectivamente).



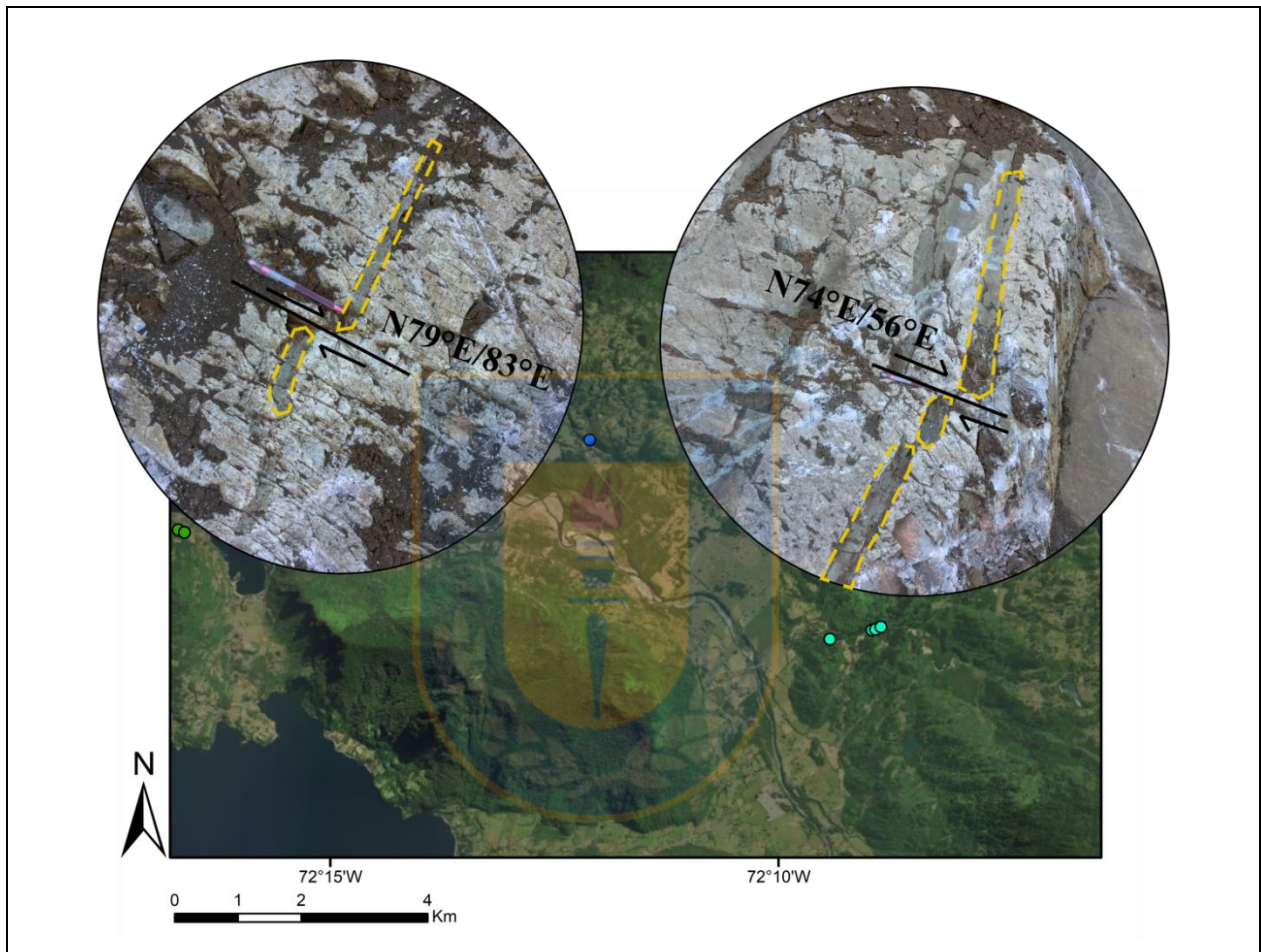
**Figura 4.17.** Análisis dinámico Sitio Estructural Península de Illahuapi.

#### 4.1.4.4. Sitio Estructural Quitiasco

Ubicado al este del Lago Ranco, a unos 6km del sector de Quitiasco, la mayoría de los datos fue recopilado en un camino en construcción donde afloraban granitoides del Plutón Cenozoico. Las



rocas no presentaban una alteración significativa, siendo sólo distinguible un leve crecimiento de epidota en los planos de falla. Destaca la presencia de dos diques con orientación NNW-SSE de un espesor aproximado de 5cm, los que se encontraban cortados por fallas dextrales de orientación ENE-WSW (Figura 4.18.).



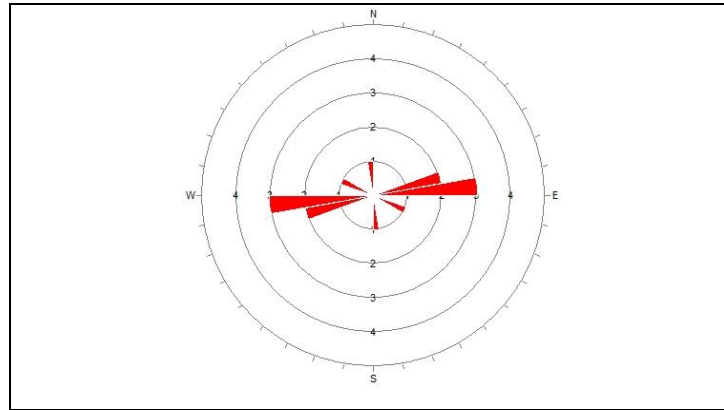
**Figura 4.18.** Sitio Estructural Quitiasco. Diques cortados por fallas dextrales.

El sitio cuenta con 9 planos estriados y 3 planos sin índices cinemáticos convincentes. De los planos medidos en este sitio, 7 corresponden a fallas dextrales con una orientación ENE (Figura 4.19.).

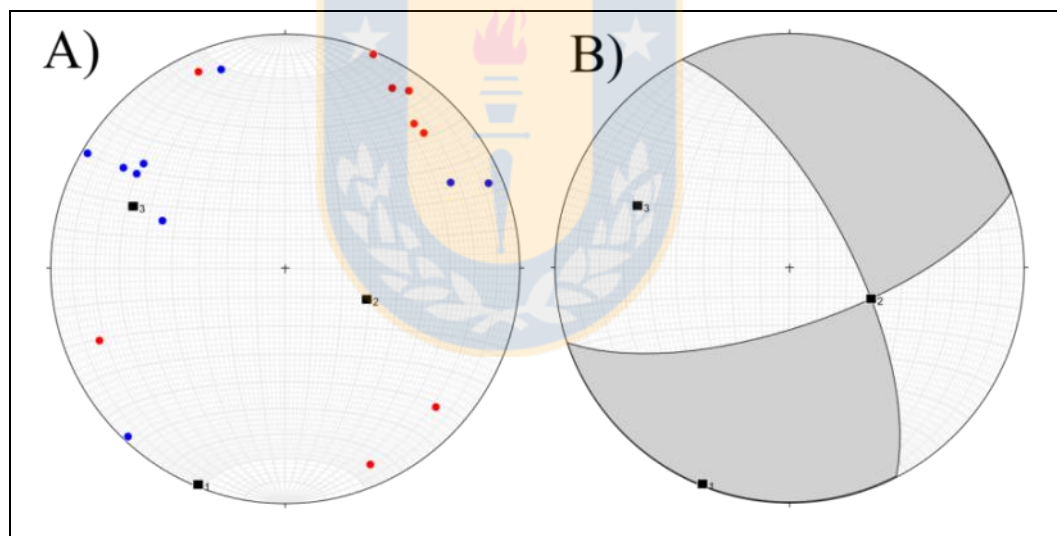
#### - Análisis Cinemático

Deformación relativamente homogénea. Los ejes P y T tienen orientaciones  $292,3^{\circ}/30,7^{\circ}$  y  $201,9^{\circ}/00,7^{\circ}$ , respectivamente (Figura 4.20.A.). El diagrama de *strain* muestra una solución de

fallamiento transcurrente con componente normal, cuyo plano dextral se orienta ENE-NE, consistente con lo obtenido en el diagrama de roseta anterior, mientras que el plano sinistral es NNW-NW (Figura 4.20.B.).



**Figura 4.19. Orientación de Fallas Sitio Estructural Quitiasco. Fallas Dextrales.**



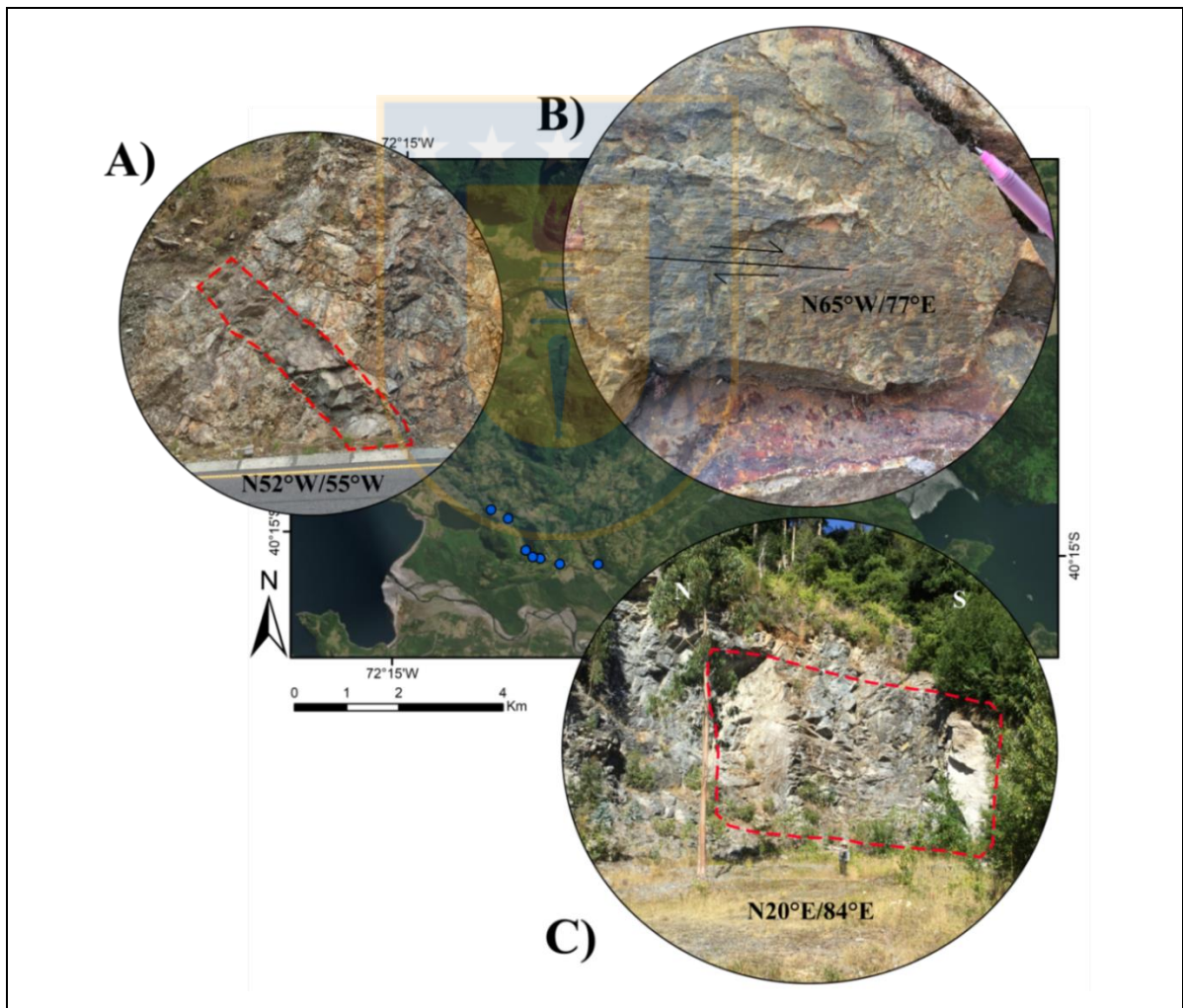
**Figura 4.20. Análisis cinemático Sitio Estructural Quitiasco. (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.**

#### - Análisis Dinámico

Este sitio no cuenta con los datos suficientes como para poder realizar un análisis por medio del *software* MIM.

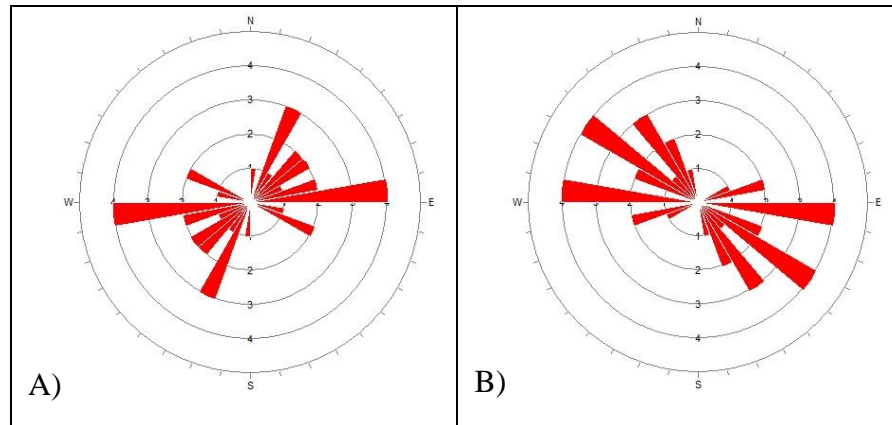
#### 4.1.4.5. Sitio Estructural Llifén

Localizado a aproximadamente 4km al sur de Llifén, consiste en una serie de cortes de camino donde se distinguen rocas volcano-sedimentarias con presencia de alteración hidrotermal, incluyendo la presencia de epidota y clorita en algunos sectores, y óxidos y sulfuros (Figura 4.21.B.), además de un dique andesítico de orientación NW-SE (Figura 4.21.A.). La roca está muy fracturada y aparentemente plegada. También se distinguieron algunos granitoides del Plutón Mioceno de forma subordinada afectados por una falla de orientación N20°E de grandes dimensiones (Figura 4.21.C.).



**Figura 4.21. Sitio Estructural Llifén.** (A) Dique andesítico. (B) Falla dextral con fibras de crecimiento. (C) Falla dextral de orientación N20°E.

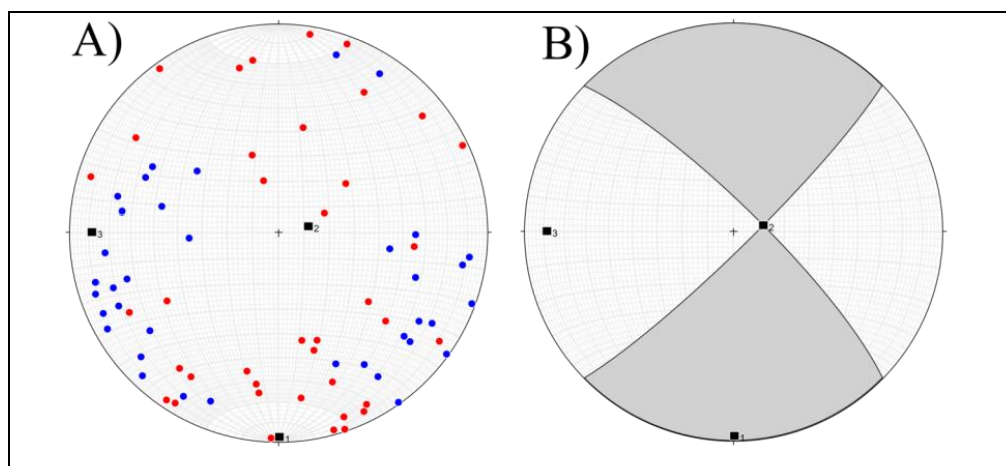
Se encontraron 63 planos, de los cuales 39 consistían en planos estriados. Para las fallas dextrales dominan dos tendencias, una ENE-WSW y otra NE-SW (Figura 4.22.A.), mientras que para las fallas sinistralas se reconocen una NW-SE y otra WNW-ESE (Figura 4.22.B.).



**Figura 4.22.** Orientación de Fallas Sitio Estructural Llifén. (A) Fallas Dextrales. (B) Fallas Sinistralas.

#### - Análisis Cinemático

La distribución de los polos P y T muestra una deformación relativamente homogénea y sus orientaciones son  $270^{\circ}/11,7^{\circ}$  y  $179,7^{\circ}/02,5^{\circ}$ , respectivamente (Figura 4.23.A.). Se distingue un diagrama de *strain* predominantemente transcurrente con un plano dextral NE-SW y uno sinistral NW-SE (Figura 4.23.B.).



**Figura 4.23.** Análisis cinemático Sitio Estructural Llifén. (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.



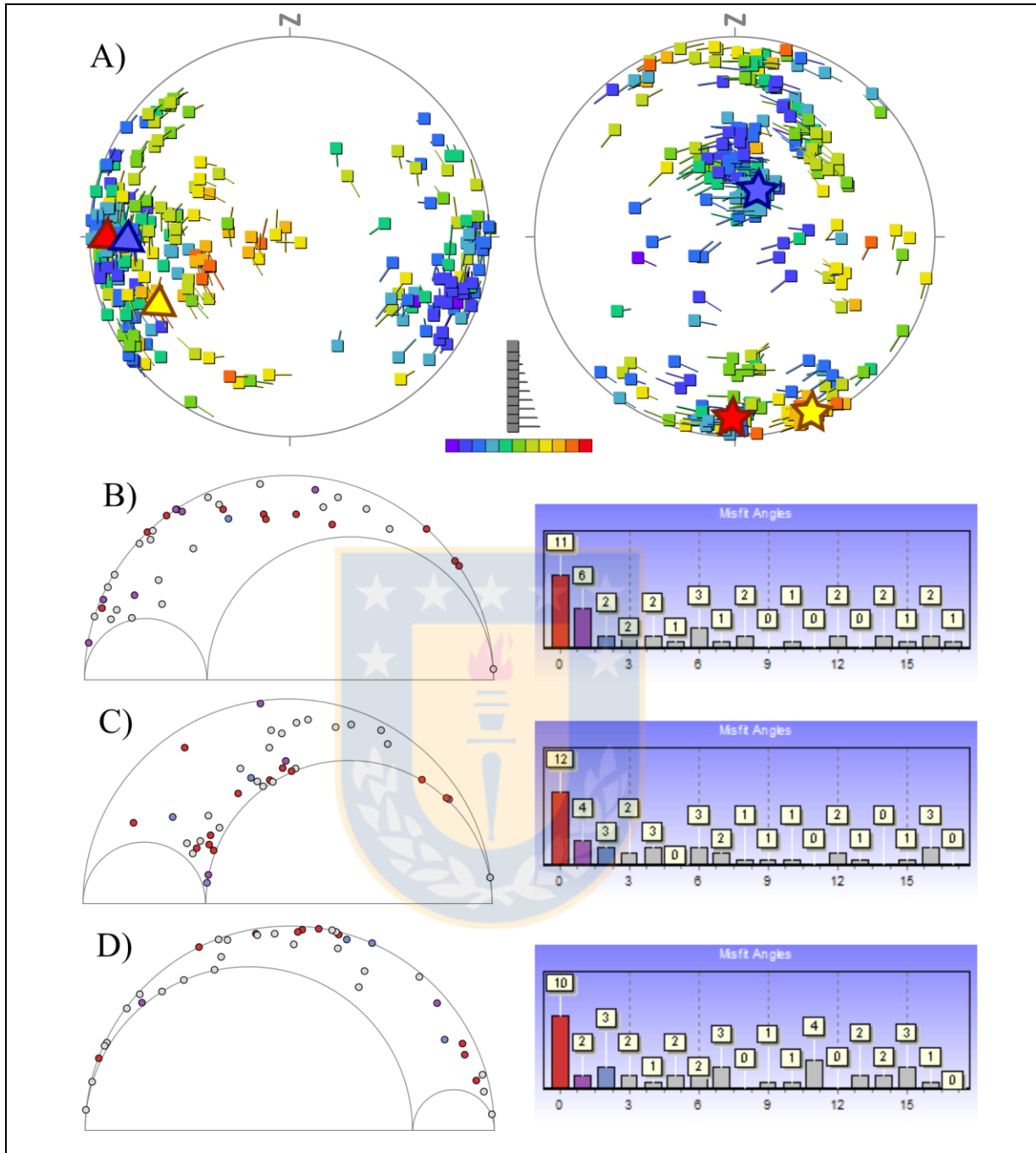
### - Análisis Dinámico

Al menos 3 *cluster* pueden ser reconocidos en este sitio estructural. El primero posee una orientación de  $273,2^\circ/08,9^\circ$  para  $\sigma_1$  y  $182,2^\circ/06,9^\circ$  para  $\sigma_3$  con un  $\Phi=0,3$  (Figura 4.24. Triángulo y Estrella roja, respectivamente), perteneciendo a un régimen transpresivo. Por otra parte, para el mismo valor de  $\Phi$  hay otro *cluster*, el cual posee un  $\sigma_1$  de orientación similar, pero un  $\sigma_3$  sub-vertical con orientación  $022,9^\circ/69,6^\circ$  (Figura 4.24. Triángulo y Estrella azul, respectivamente). Finalmente se distingue un *cluster* con  $\sigma_1$   $247,1^\circ/26,6^\circ$  y  $\sigma_3$   $157,1^\circ/0^\circ$  con un  $\Phi=0,8$ , perteneciente a un régimen transtensivo (Figura 4.24. Triángulo y Estrella amarilla, respectivamente).

#### 4.1.4.6. Sitio Estructural Cunao

Ubicado al norte del Lago Ranco, al oriente de la localidad de Futrono, está compuesto principalmente de tonalitas y granodioritas pertenecientes al Plutón Paleozoico, donde se distinguen además algunos intrusivos porfídicos con amígdalas de epidota (Figura 4.25.B.) y vetillas de cuarzo. En general, el sitio presenta un bajo grado de alteración hidrotermal, manifestado más que nada en fibras de crecimiento de epidota y evidencia de oxidación distinguible por la presencia de limonita (Figura 4.25.A.). Por otra parte, se distinguen granitoides con una posible alteración potásica dada la presencia de turmalina y gran cantidad de feldespatos potásicos en vetillas y planos de falla, los cuales son intersectados por un dique andesítico de orientación  $N70^\circ W$  de casi un metro de espesor al seguir la Ruta T-675 hacia el oriente (Figura 4.25.C.).

Se midieron 41 planos de falla, de los cuales 28 tuvieron estrías e índices cinemáticos convincentes para el análisis. Para las fallas dextrales se distinguen dos orientaciones principales, NE-SW y WNW-ESE (Figura 4.26.A.), mientras que para las fallas sinestrales domina una dirección NW-SE (Figura 4.26.B.).

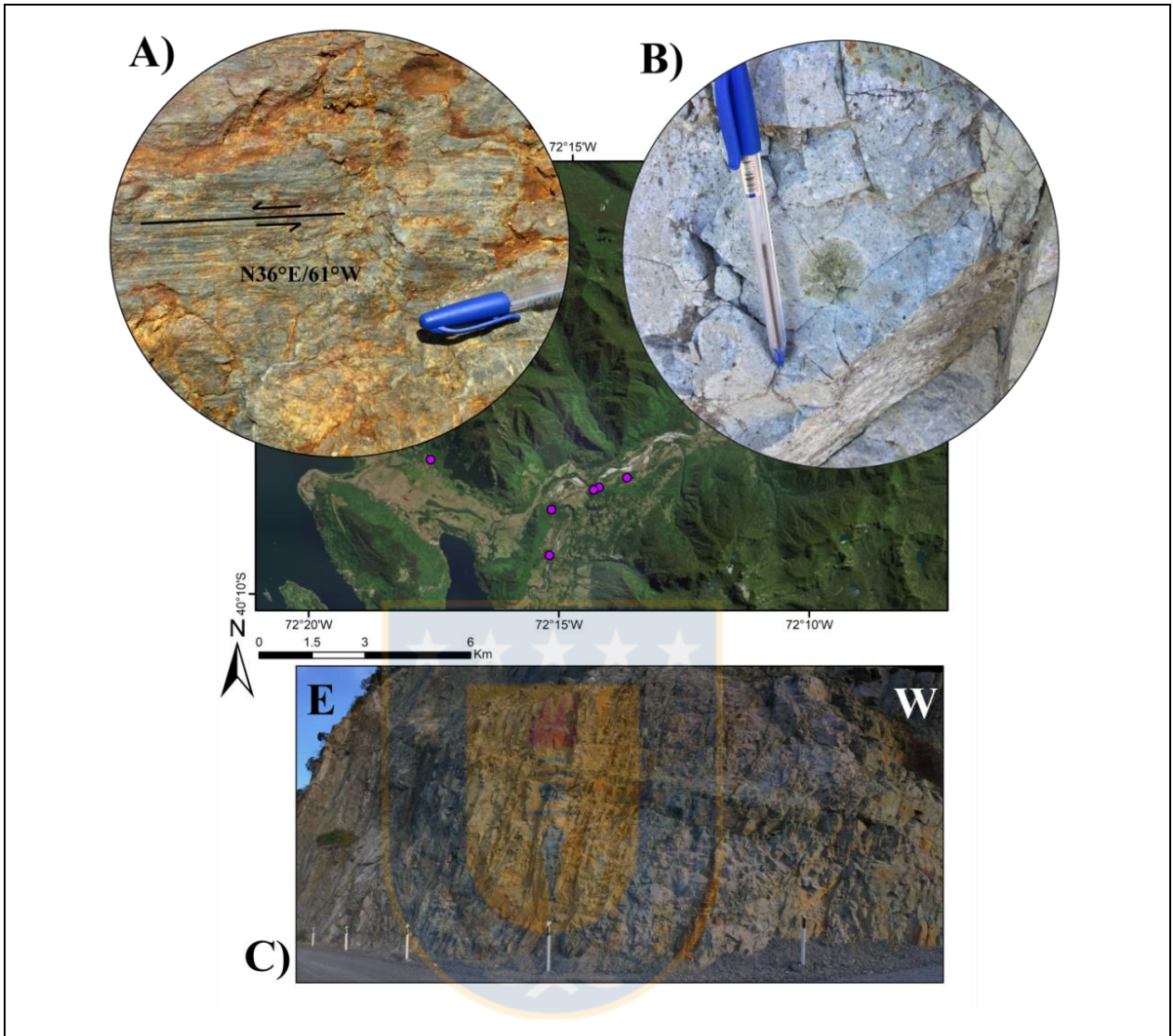


**Figura 4.24.** Análisis dinámico Sitio Estructural Llifén.

#### - Análisis Cinemático

Distribución relativamente homogénea de los ejes de deformación, con eje T de orientación  $351,7^\circ/05,1^\circ$  y eje P de orientación  $083^\circ/14,5^\circ$  (Figura 4.27.A.). El diagrama de *strain* revela un fallamiento transcurrente con una pequeña componente en el manto (Figura 4.27. B.).

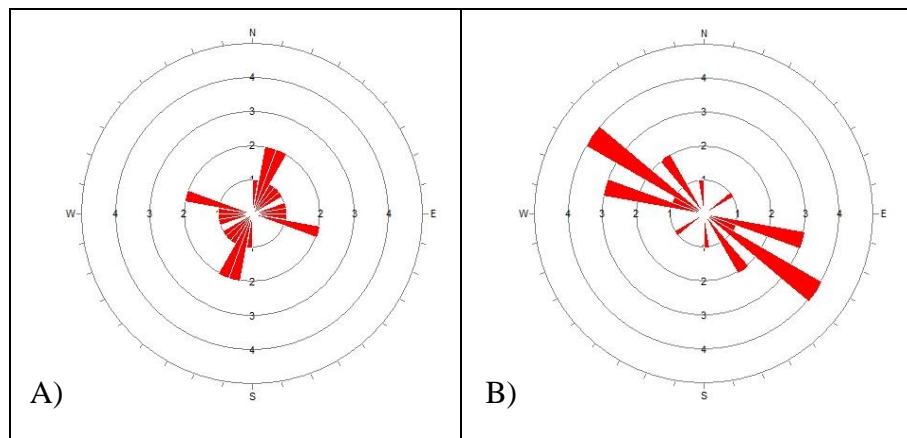




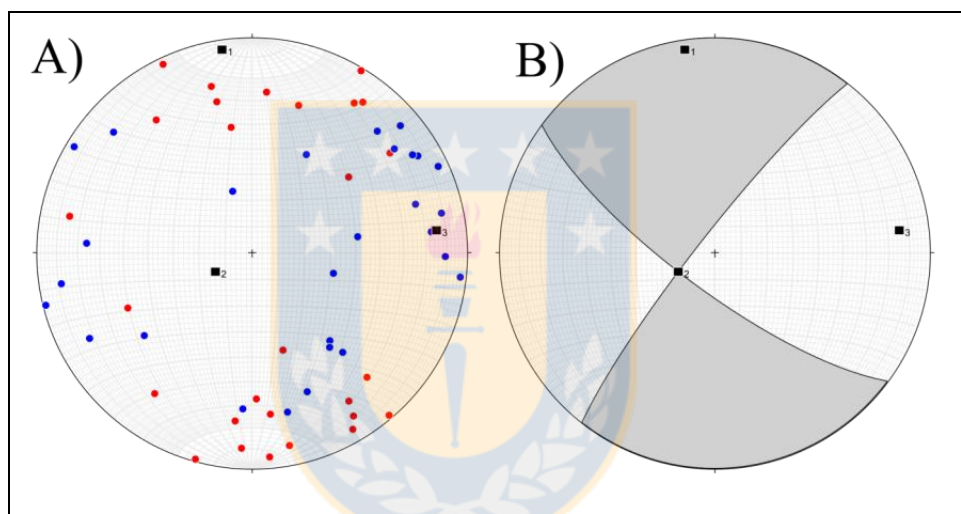
**Figura 4.25.** Sitio Estructural Cunao. (A) Plano de Falla con alteración a Limonitas. (B) Amígdalas rellenas de epidota. (C) Dique andesítico de orientación N70°W.

#### - Análisis Dinámico

Se distingue un *cluster* de esfuerzos muy marcado, el cual posee distintos valores de  $\Phi$ . El primero es transpresivo con un valor de 0,3 y posee una orientación de  $\sigma_1$  084,8°/15,4° y  $\sigma_3$  176°/06,7° (Figura 4.28. Triángulo y Estrella roja, respectivamente), mientras que el segundo es transtensivo con un valor es  $\Phi=0,8$  de orientación  $\sigma_1$  097°/29° y  $\sigma_3$  190°/08,5° (Figura 4.28. Triángulo y Estrella azul, respectivamente). Ambos resultados son consistentes con los valores de  $\Phi$  más altos en el histograma de la Figura 4.28.



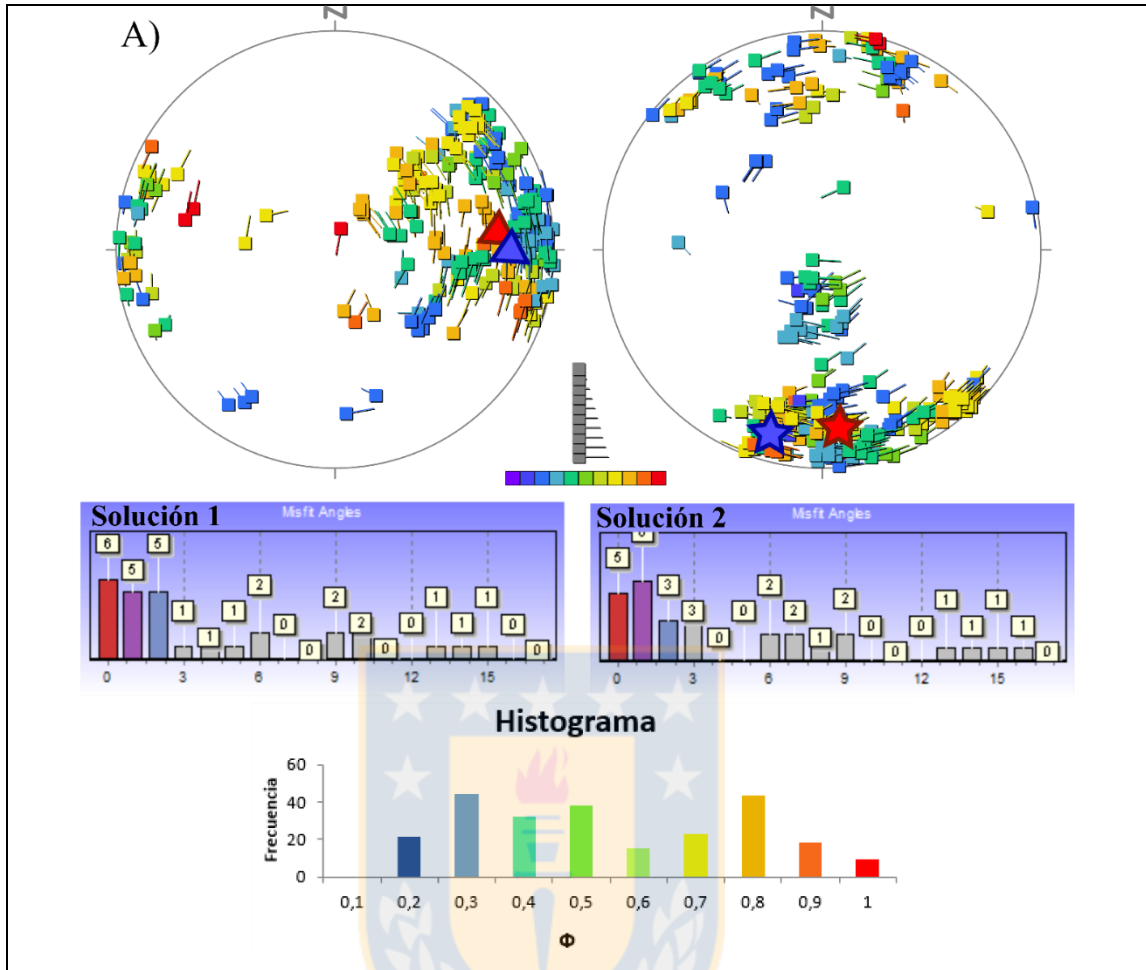
**Figura 4.26.** Orientación de Fallas Sitio Estructural Cunao. (A) Fallas Dextrales. (B) Fallas Sinestrales.



**Figura 4.27.** Análisis cinemático Sitio Estructural Cunao. (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.

#### 4.1.4.6. Sitio Estructural Lago Maihue

Ubicado en la ribera oriental del Lago Maihue, abarcando en el sector más lejano del área de estudio. En este sector se distinguen rocas del Basamento Plutónico Paleozoico, conformados por intrusivos tonalíticos a granodioríticos afectados por diques y vetillas (Figura 4.29.B.). Es reconocible la presencia de fibras de crecimiento de epidota, la que indica generalmente un desplazamiento dextral (Figura 4.29.A.).

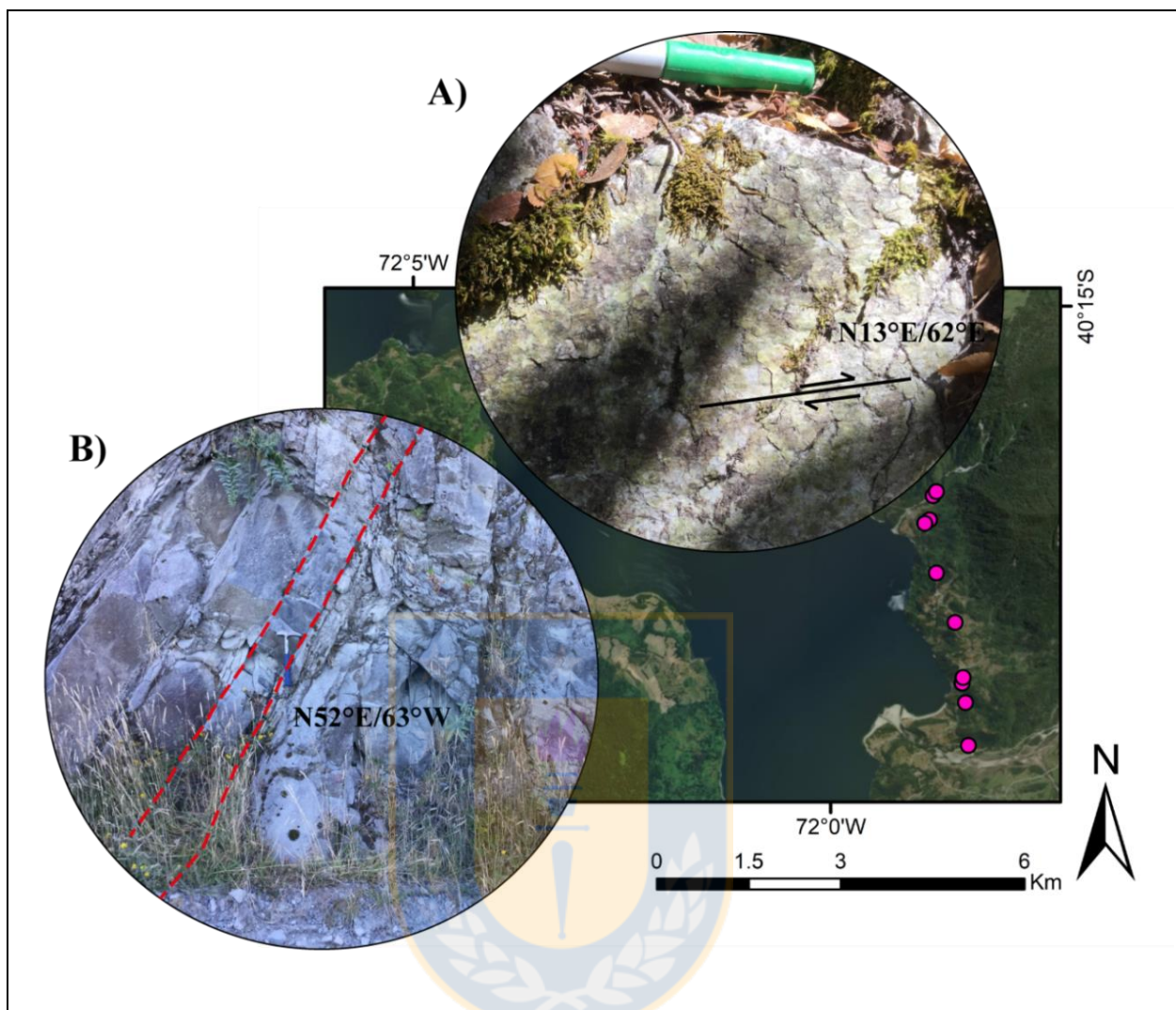


**Figura 4.28.** Análisis dinámico Sitio Estructural Cunao.

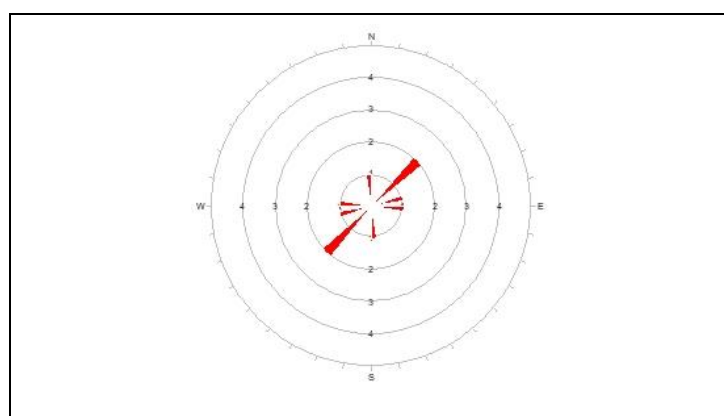
Se midieron 6 planos de falla, de los cuales 5 planos correspondían a fallas dextrales. Para estas fallas distinguen dos 2 orientaciones principales, NE-SW y NW-SE (Figura 4.30.A. y B., respectivamente).

#### - Análisis Cinemático

Se distingue una deformación homogénea, la que puede deberse principalmente a la escasez de datos recogidos en la zona, con ejes P y T de orientaciones  $083,1^\circ/02,7^\circ$  y  $173,2^\circ/00,8^\circ$ , respectivamente (Figura 4.31.A.). El diagrama de *strain* revela un movimiento transcurrente (Figura 4.31.B.).

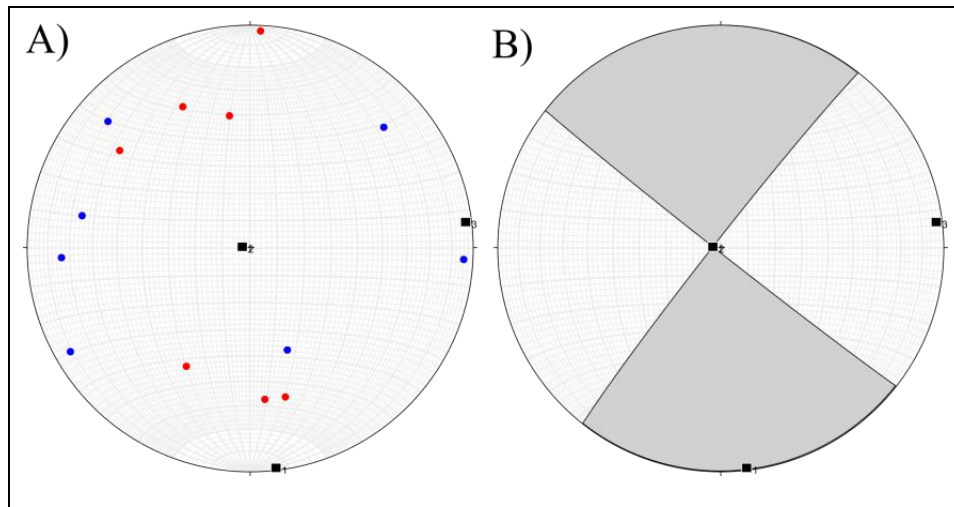


**Figura 4.29.** Sitio Estructural Lago Maihue. (A) Falla dextral con fibras de crecimiento de epidota. (B) Dique andesítico.



**Figura 4.30.** Orientación de Fallas Sitio Estructural Lago Maihue. Fallas Dextrales.





**Figura 4.31. Análisis cinemático Sitio Estructural Lago Maihue. (A)** Distribución ejes P y T. **(B)** Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.

## 4.1.5. ANÁLISIS POR UNIDAD

### 4.1.5.1. Plutón Paleozoico

Para el análisis de esta unidad se incluyen todos aquellos datos que se encuentren afectando esta unidad, ya sea de los sitios estructurales mencionados como de los datos aislados.

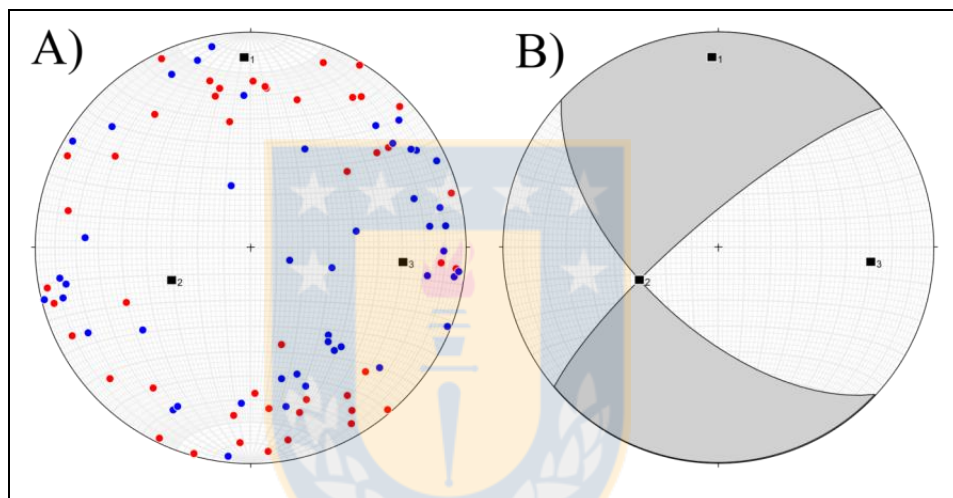
#### - Análisis Cinemático

La deformación del Plutón Paleozoico no es homogénea dada la distribución de los ejes P y T (Figura 4.32.A.), aunque se pueden distinguir algunas concentraciones de estos, por lo que se confecciona el diagrama de *strain*. Este diagrama muestra una solución de un fallamiento transcurrente con una componente normal (Figura 4.32.B.).

#### - Análisis Dinámico

La disposición de los esfuerzos en los estereogramas muestra una gran dispersión. Sin embargo, es posible reconocer algunos *cluster* con distintos valores de  $\Phi$ . Para  $\Phi=0,2$ ,  $\sigma_1$  es  $086,7^\circ/04,6^\circ$  y  $\sigma_3$

178,7°/23,9° (Figura 4.33. Triángulo y Estrella rojos, respectivamente), para  $\Phi=0,6$ ,  $\sigma_1$  es 108,9°/00,5 y  $\sigma_3$  es 199°/26° (Figura 4.33. Triángulo y Estrella azul, respectivamente), y para  $\Phi=0,8$  se distinguen 2 *clusters*,  $\sigma_1$  040°/70,9° y  $\sigma_3$  136,1°/02,2° (Figura 4.33. Triángulo y Estrella amarillo, respectivamente) y  $\sigma_1$  295,4°/06,4° y  $\sigma_3$  028°/22° (Figura 4.33. Triángulo y Estrella verdes, respectivamente). Los resultados concuerdan con una deformación heterogénea en la que se pasó desde un régimen transpresivo, a uno levemente transcurrente y finalmente a uno extensivo. No es posible establecer el orden de los regímenes mencionados ya que no se cuenta con dataciones de las fallas del área. Sólo es posible distinguir la existencia de distintos regímenes tectónico.



**Figura 4.32.** Análisis cinemático Plutón Paleozoico. (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.

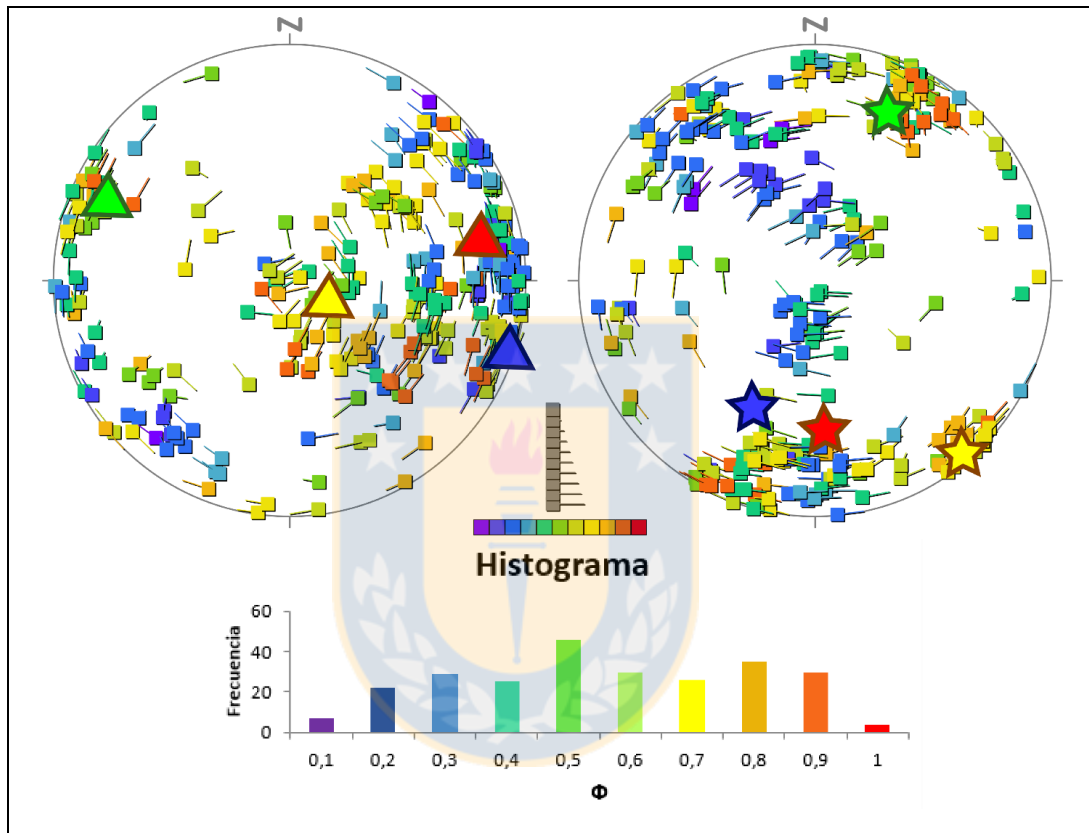
#### 4.1.5.2. Plutón Cenozoico

Para el análisis de esta unidad se incluyen todos aquellos datos que se encuentren afectando al Plutón Cenozoico, ya sea de los sitios estructurales analizados anteriormente como de datos aislados.



- *Análisis Cinemático*

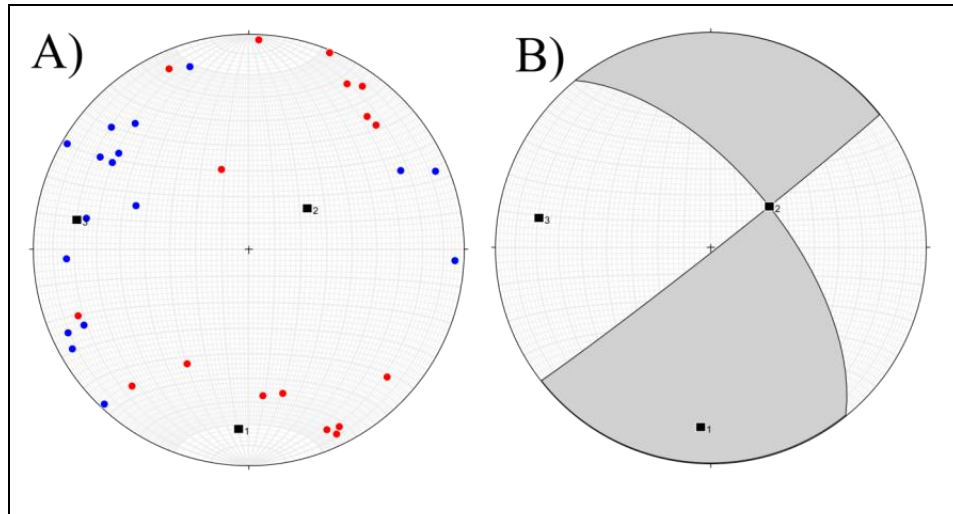
La deformación del Plutón Cenozoico es bastante homogénea, con ejes P y T de valores  $279,8^\circ/20,2^\circ$  y  $183,1^\circ/17,7^\circ$ , respectivamente (Figura 4.34.A.), presentando un diagrama de *strain* transcurrente con una pequeña componente en el manto (Figura 4.34.B.).



**Figura 4.33.** Análisis dinámico Plutón Paleozoico.

- *Análisis Dinámico*

Se distingue un *cluster* claro de orientación  $280,3^\circ/09,1^\circ$  y  $176,6^\circ/56^\circ$  para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  (Figura 4.35. Triángulo y Estrella rojos, respectivamente), respectivamente, con un  $\Phi=0,1$ , evidenciando una deformación transpresiva a compresiva para esta unidad dado que  $\sigma_3$  es sub-vertical.



**Figura 4.34.** Análisis cinemático Plutón Cenoico. (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.

#### 4.1.5.3. Rocas Volcanoclásticas

Para el análisis de esta unidad se incluyen todos aquellos datos que se encuentren afectando las rocas volcanoclásticas, ya sea de los sitios estructurales analizados anteriormente como de datos aislados.

##### - Análisis Cinemático

La deformación de las Rocas Volcanoclásticas es relativamente homogénea, con ejes P y T de valores  $268,3^{\circ}/04,7^{\circ}$  y  $177,5^{\circ}/09,7^{\circ}$ , respectivamente (Figura 4.36.A.), presentando un diagrama de *strain* transcurrente con una pequeña componente en el manto (Figura 4.36.B.).

##### - Análisis Dinámico

Se distinguen dos *clusters*, uno de orientación  $280,1^{\circ}/09,2^{\circ}$  y  $012,3^{\circ}/13,7^{\circ}$  para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , respectivamente, con un  $\Phi=0,3$ , evidenciando una deformación transpresiva (Figura 4.37. Triángulo y Estrella rojos, respectivamente), y otro de orientación  $261,5^{\circ}/21,5^{\circ}$  y  $354,8^{\circ}/08,4^{\circ}$  para

$\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , respectivamente, con un  $\Phi=0,5$ , evidenciando un régimen transcurrente (Figura 4.37. Triángulo y Estrella azul, respectivamente).

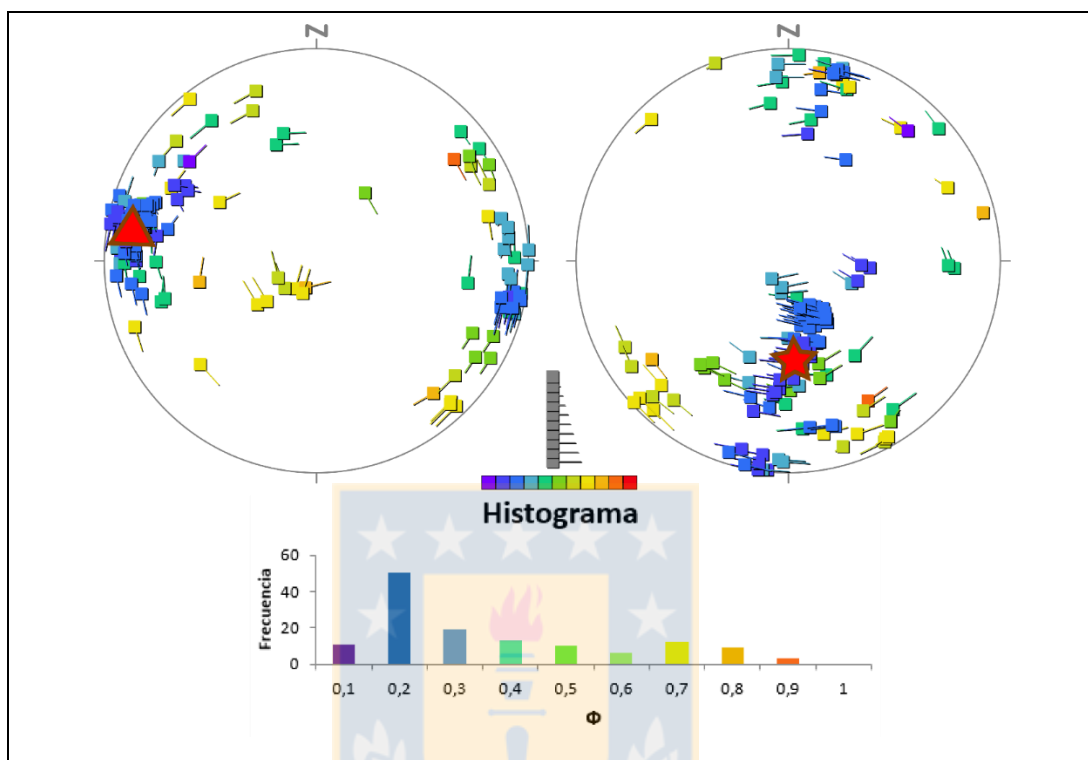


Figura 4.35. Análisis dinámico Plutón Cenozoico.

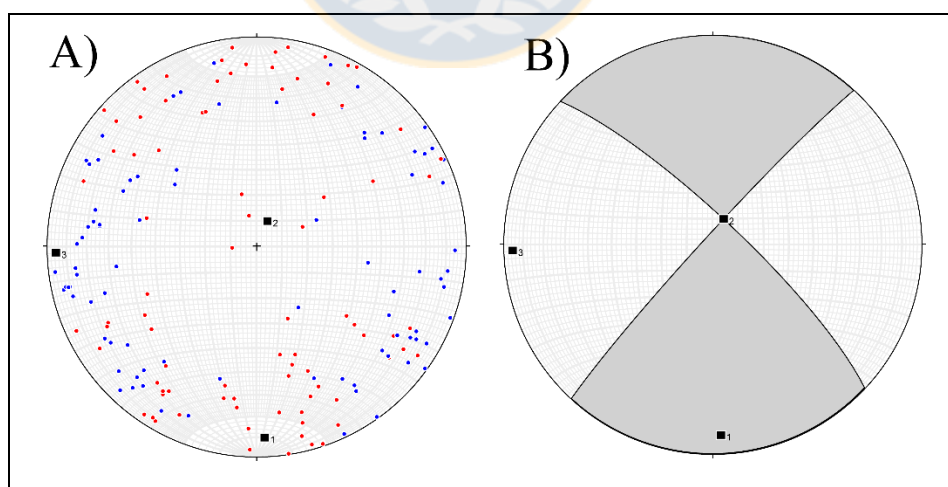
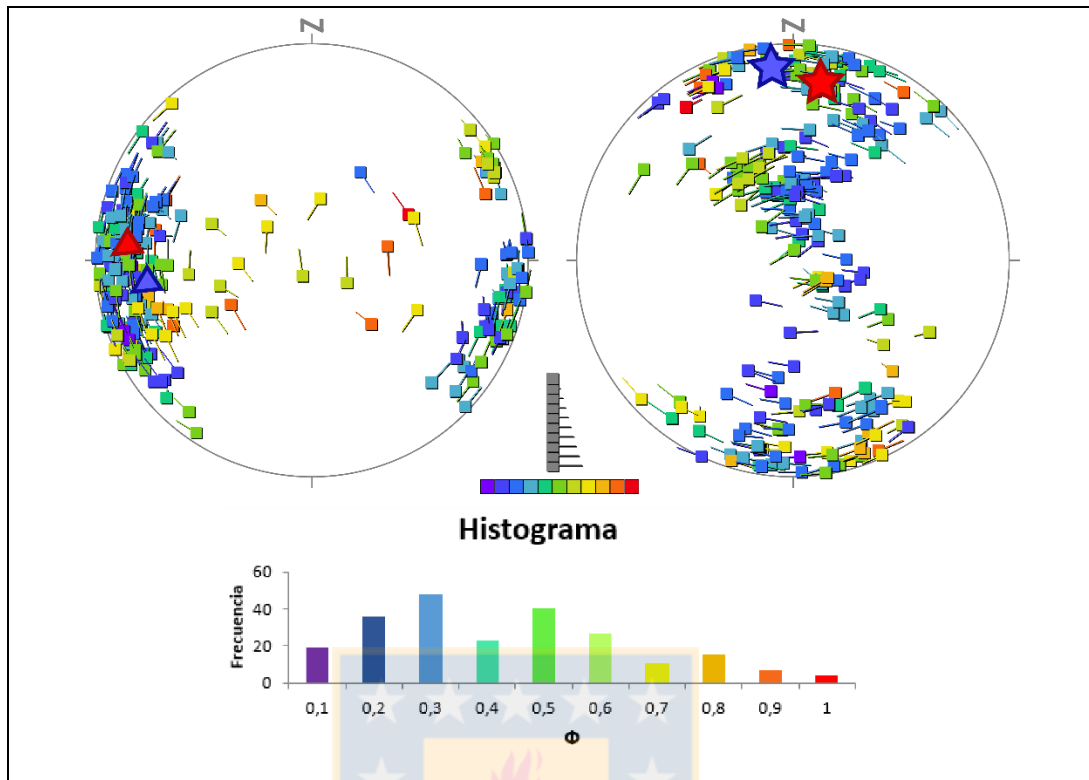


Figura 4.36. Análisis cinemático Rocas Volcanoclásticas. (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.



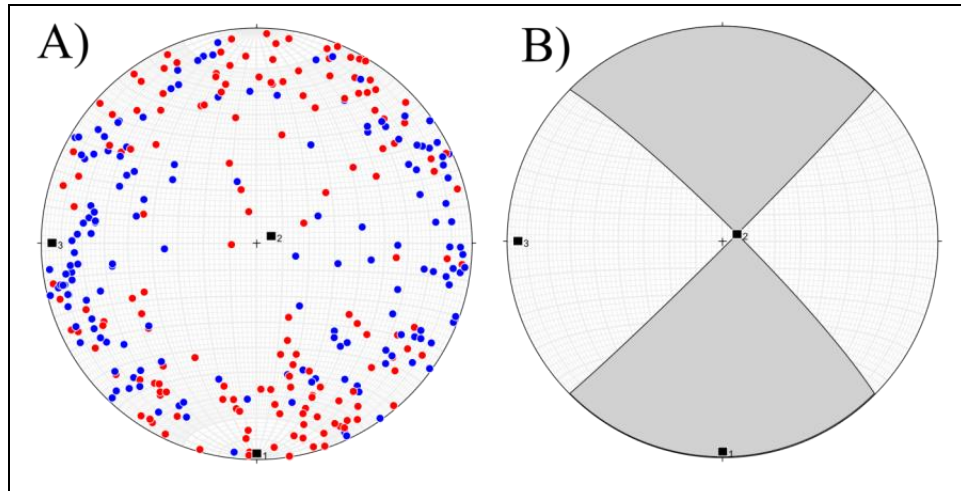
**Figura 4.37.** Análisis dinámico Rocas Volcanoclásticas.

#### 4.1.6. ANÁLISIS REGIONAL

Para el análisis a nivel regional se incluyen todos aquellos datos tomados, tanto en los sitios estructurales como en los lugares aislados.

##### - Análisis Cinemático

La deformación es relativamente homogénea considerando la gran cantidad de datos ingresados. El diagrama de *strain* muestra un régimen transcurrente casi puro, con un plano dextral NE-SW y uno sinistral NW-SE (Figura 4.38.B.). En cuanto a los ejes de deformación, el eje T tiene una orientación  $179,9^{\circ}/02,8^{\circ}$  y el eje P una de  $270,1^{\circ}/05,6^{\circ}$  (Figura 4.38.A.).



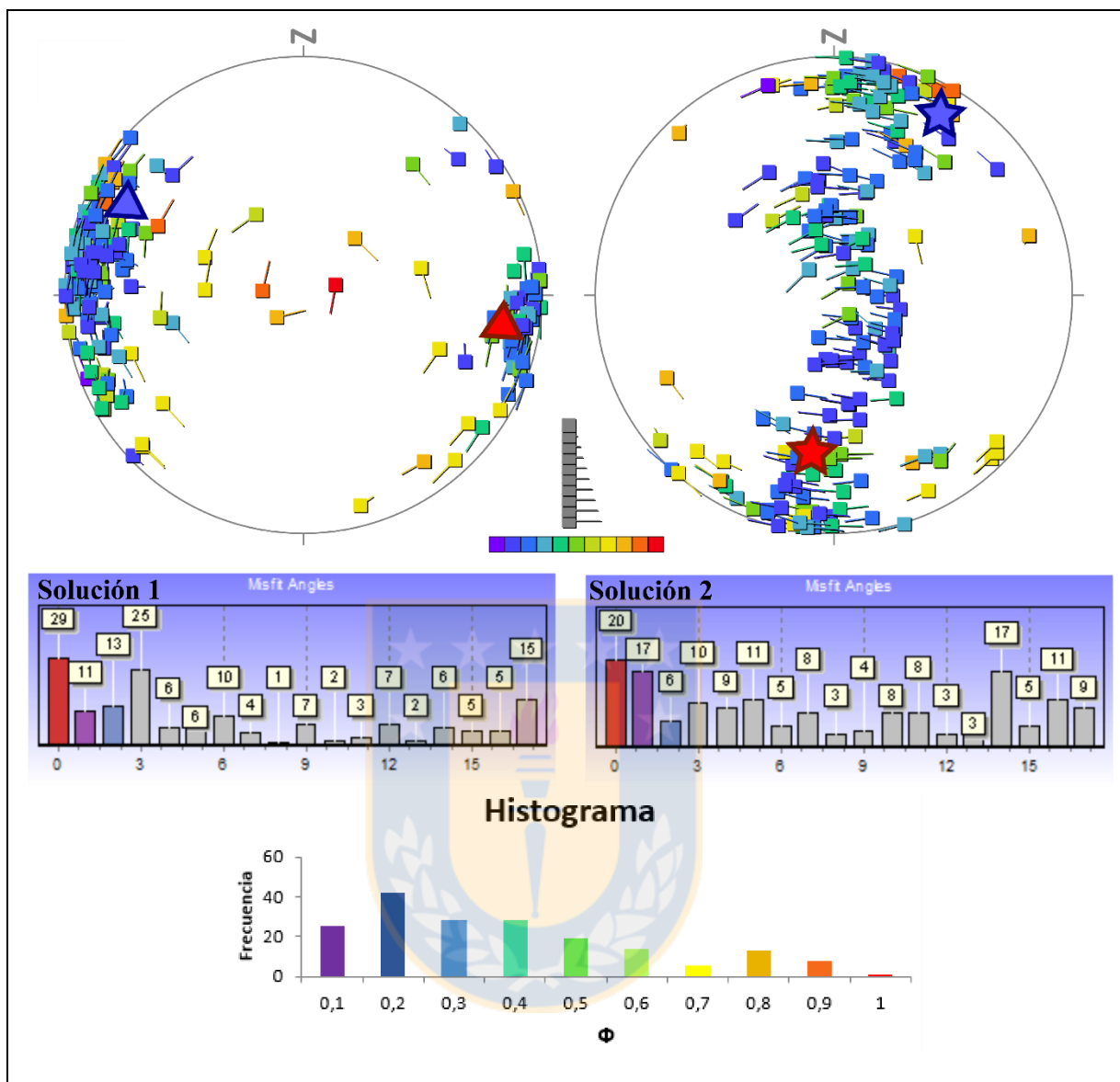
**Figura 4.38. Análisis cinemático Regional.** (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.

#### - Análisis Dinámico

El análisis en conjunto de todos los datos revela un predominante régimen transpresivo con un  $\sigma_1$  EW y un  $\sigma_3$  NS, aproximadamente. Considerando los histogramas que entrega el *software*, se distinguen los siguientes pares de esfuerzos:  $\sigma_1$  100°/10° y  $\sigma_3$  195°/20° para valores de  $\Phi=0,1-0,2$  (Figura 4.39. Triángulo y Estrella rojos, respectivamente), y  $\sigma_1$  300°/08° y  $\sigma_3$  030°/07° para valores de  $\Phi=0,8-0,9$  (Figura 4.39. Triángulo y Estrella azul, respectivamente). Lo anterior revela un cambio en el régimen de esfuerzos desde uno transpresivo a uno transtensivo, sin embargo, no es posible establecer un orden temporal con la información obtenida.

#### 4.1.7. DEPÓSITOS RECIENTES

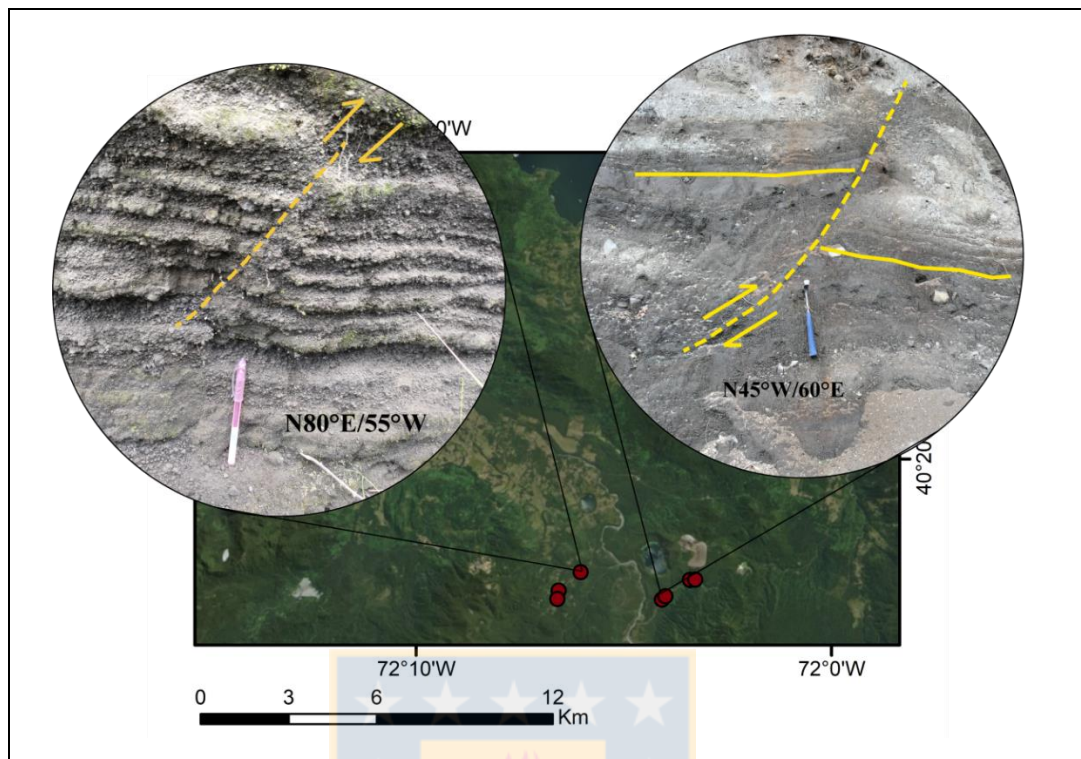
Encontrados al sur del Lago Maihue, corresponden principalmente a depósitos piroclásticos y lavas andesíticas. Es posible ver algunos depósitos de piroclastos desplazados (Figura 4.40. A y B), sin embargo, dado que en estos no se conservan estrías, se asumirá un movimiento puro y se considerará como valor de *Rake* 90°.



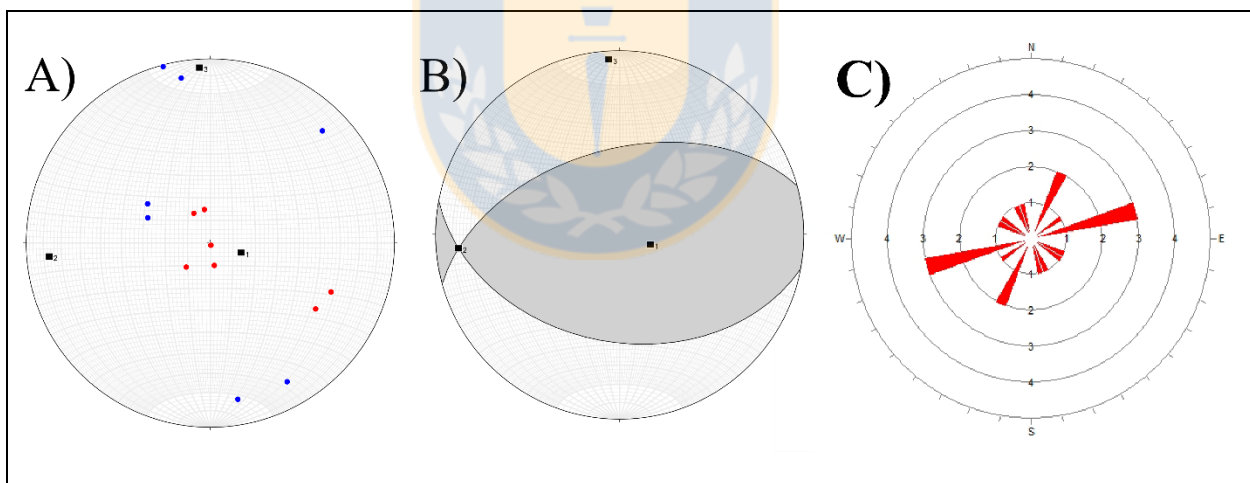
**Figura 4.39.** Análisis dinámico Regional.

La distribución de ejes P y T es relativamente homogénea, con valores de  $356,5^\circ/05,2^\circ$  y  $107,5^\circ/75,8^\circ$ , respectivamente (Figura 4.41.A.). El diagrama de *strain* muestra un fallamiento inverso con una pequeña componente en el manto (Figura 4.41.B.) y la distribución de estructuras indica que 6 de los 7 planos caen en el cuadrante NE-SW y sólo uno en el NW-SE (Figura 4.41.C.).





**Figura 4.40.** Depósitos Recientes. Fallas Inversas afectando depósitos de piroclastos.



**Figura 4.41.** Análisis cinemático Depósitos Recientes. (A) Distribución ejes P y T. (B) Diagrama de *strain*. (C) Orientación de estructuras. Puntos azules simbolizan los ejes P, puntos rojos los ejes T y cuadros negros representan ejes de deformación.

#### 4.1.8. ISLAS LAGO RANCO

Principalmente compuestas de conglomerados y brechas con clastos de hasta 10cm, además de metareniscas que en algunos sectores tenía la presencia de clastos alargados. Presentan planos de fractura EW y NS muy marcados, aunque no fue posible medir estrías en la mayoría de los casos. Destaca la lineación de islas con una orientación de  $N50^{\circ}W$  y la presencia de 2 planos de fallas, uno de orientación  $N85^{\circ}E/64^{\circ}W$ , con fibras de relleno que indican un movimiento normal y el otro con orientación  $N35^{\circ}E/79^{\circ}E$  con un desplazamiento dextral (Figura 4.42.).

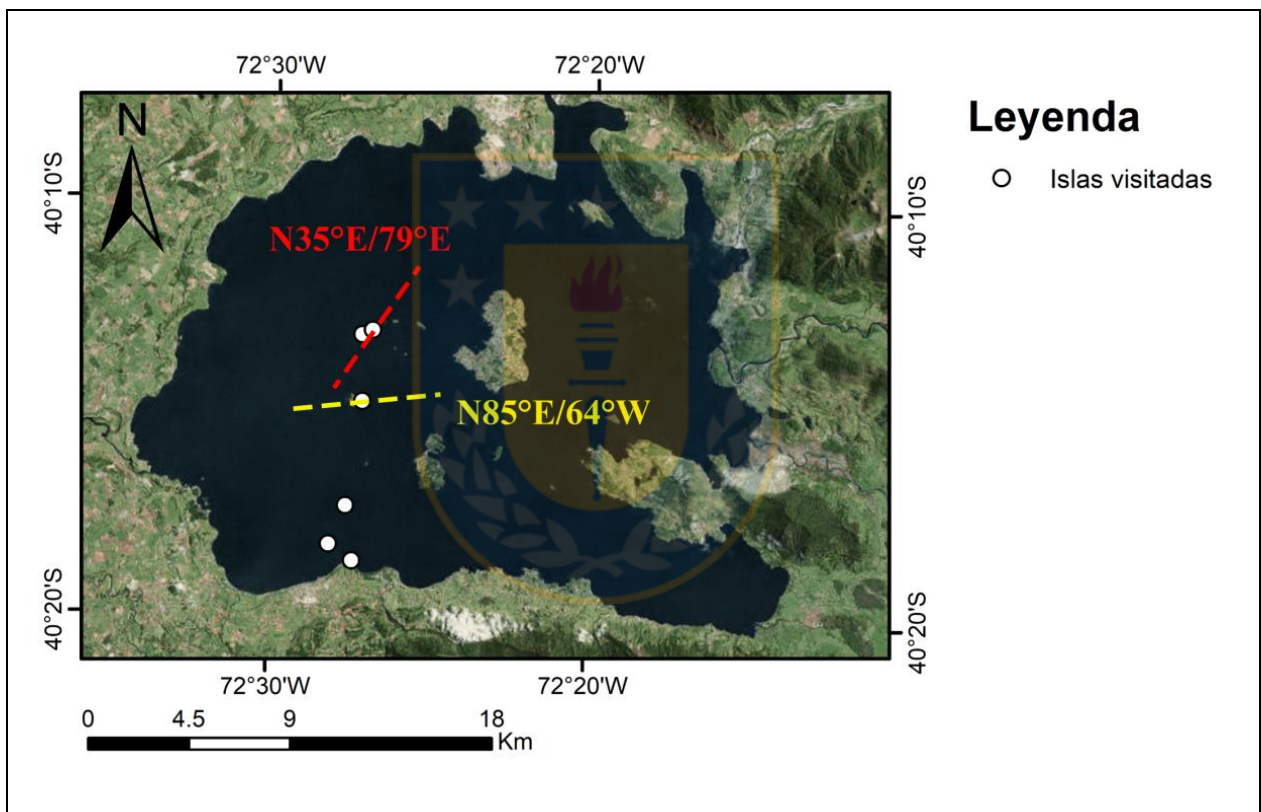


Figura 4.42. Islas Lago Ranco. Estructuras medidas.

#### 4.1.9. SÍNTESIS DE RESULTADOS

En la Figura 4.43. se presenta un resumen de todos los resultados obtenidos para la zona de Lago Ranco, incluyendo diques, conos monogenéticos, fallas observadas y fallas inferidas. Se indican los sitios estructurales con sus respectivos diagramas de *strain* y una versión resumida de los

estados de esfuerzo para cada uno, representados por triángulos para  $\sigma_1$  y estrellas para  $\sigma_3$ , siguiendo el mismo patrón de colores que se utilizó en el capítulo (rojo para el primer *cluster*, azul para el segundo y amarillo para el tercero).

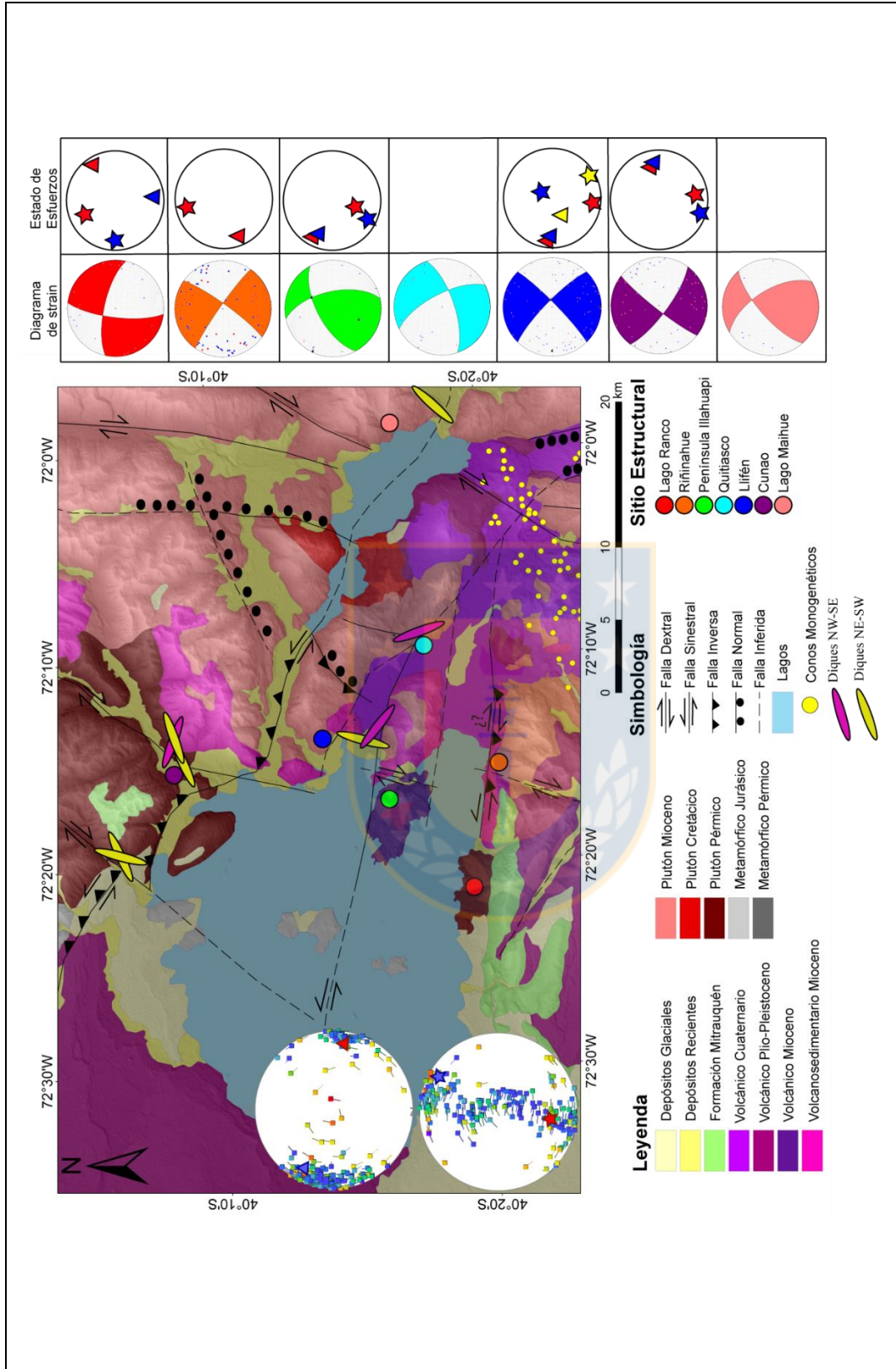
En cuanto a las estructuras, se reconocen tendencias muy marcadas de fallas sinestrales con orientación NW-SE y fallas dextrales NE y ENE.

Destaca la gran cantidad de fallas de orientación NW en la parte central y occidental del área, específicamente en las áreas de Llifén y Cunao, los cuales presentan un diagrama de *Strain* bastante similar con un plano de falla sinestral NW-SE, consistente con la zona donde se encuentra la traza de la Falla Futrono propuesta en bibliografía. Por otra parte, en la ribera sur del Lago Ranco también se distingue un diagrama de *Strain* con iguales características, pudiendo tratarse de un de un ramal sur de la Falla Futrono, coherente con un sistema de fallas anastomosado.

Estructuras NNE se encuentran relegadas a la ribera oriental del lago, siendo posible reconocerlas en el Sitio Estructural Península de Illahuapi y en el Sitio Estructural Llifén. En este último fue posible distinguir un gran plano dextral de orientación N20°E, pero no es distinguible en el diagrama de *Strain* pues priman las fallas NW-SE como ya se mencionó anteriormente. También se midieron algunos planos dextrales de orientación NNE en la ribera oriental del Lago Maihue.

En el Sitio Quitiasco fue posible reconocer estructuras dextrales con componente normal de orientación NE, lo que es relacionable espacialmente a lo que ocurre en el área de Carrán – Los Venados, donde se encuentra un campo de conos monogenéticos de la misma orientación relacionadas a una grieta de extensión.

Por otra parte, destaca la dualidad de comportamiento que se presenta en algunas fallas, presentando un movimiento tanto dextral como sinestral, principalmente al sureste del Lago Ranco, en los Sitios Lago Ranco, Riñinahue, Cunao y Llifén. En estos sectores se encontraron índices cinemáticos convincentes en ambas direcciones, lo que se tratará más adelante en la discusión.



**Figura 4.43.** Síntesis de resultados Lago Ranco. Mapa geológico simplificado, sitios estructurales con sus respectivos diagramas de strain y estados de esfuerzo. Se muestra además el estado de esfuerzo regional, de marcada tendencia WNW para  $\sigma_1$ .



En cuanto a los diques, se midieron 12 diques, principalmente en la ribera oriental del Lago Ranco, predominando una orientación NE-SW, consistente con lo esperado en un régimen de subducción NE, pero también se encontraron diques de orientación NW-SE, los cuales coinciden con las zonas donde pasan trazas de la Falla Futrono.

Cabe señalar que el Estado de Esfuerzos Regional de orientación WNW-ESE para  $\sigma_1$ , está ampliamente desacoplado con el régimen tectónico actual de tendencia NE-SW, lo que puede ser explicado por la gran cantidad de estructuras NW medidas en la zona. Esto se profundizará más adelante en el capítulo de la discusión.

## 4.2. HOMOGENEIZACIÓN Y SÍNTESIS DE MEMORIAS ANTERIORES

Para el entendimiento de la ZVS en su totalidad, se reunió información de las memorias confeccionadas anteriormente en el marco del mismo proyecto, las que corresponden al Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLDM), Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh), Volcán Antuco, Volcán Llaima, Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco (CVMC), Complejo Volcánico Puyehue – Cordón Caulle (CVPCC), Lago Maihue, Complejo Volcánico Osorno – Puntagudo – Cordón Cenizos (CVOPCC), Volcán Calbuco y Complejo Volcánico Chaitén – Michinmahuida (CVChM) (Figura 4.44.).

Para el caso de las memorias más antiguas (CVLDM, Volcán Llaima y CVPCC), se profundizará el análisis dinámico por medio del *software* MIM para determinar los estados de esfuerzo. Para el resto de los trabajos, se repetirán los análisis a modo de comparar los resultados obtenidos por los memoristas con los obtenidos en este trabajo. En caso de obtenerse diferencias, se dejarán los nuevos resultados.

En cuanto a los modelos estructurales tridimensionales, estos se homogeneizarán en la forma de representación para que puedan ser comparables de manera sencilla. Para los modelos se utilizará la siguiente clave de colores: Planos dextrales NS a NNE-SSW serán en tonos azules, planos NW-



SE sinestrales serán en tonos morados, planos dextrales NE estarán representados por tonos amarillos y en verde estarán representadas las grietas extensionales o fallas normales NE-SW.

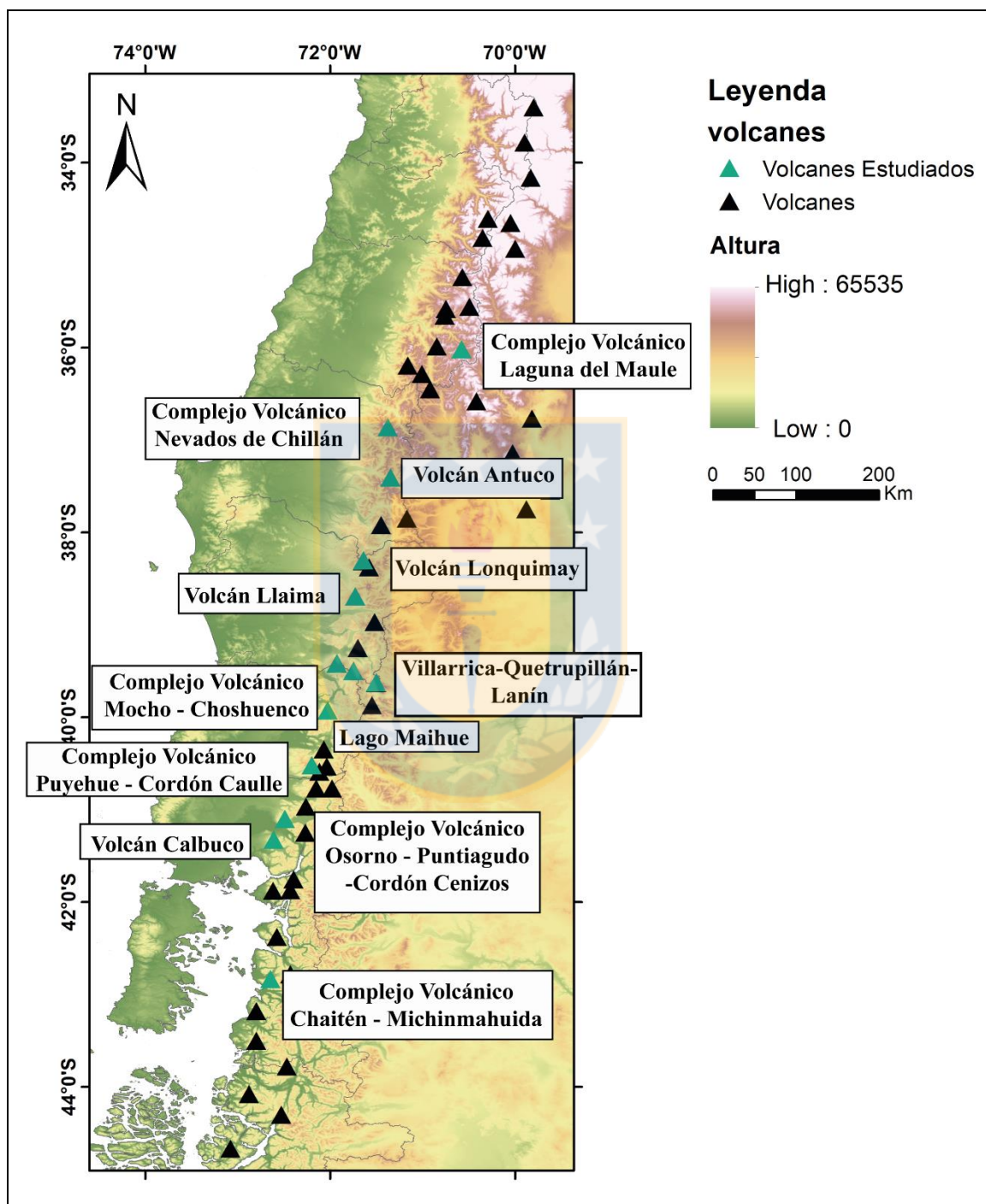


Figura 4.44. Volcanes de la ZVS. En verde se destacan aquellos volcanes analizados en memorias anteriores.

#### 4.2.1. COMPLEJO VOLCÁNICO LAGUNA DEL MAULE (CVLDM)

Ubicado en la Cordillera Principal de la Región del Maule, junto al límite Chile-Argentina, en las Provincias de Linares y Talca (Fig. 4.44.). Corresponde al campo volcánico de trasarco con el volcanismo silíceo post-glacial más grande de la ZVS y ocupa el puesto número 28 en el Ranking de Peligrosidad de los Volcanes Activos de Chile elaborado por el Programa de Riesgo Volcanológico de SERNAGEOMIN. Se estima que su actividad comenzó hace 1,5Ma, y que una colada riolítica ( $23,3 \pm 0,4$ Ka) obstruyó el desagüe del lago, represándolo con una posterior subida del nivel de agua de más de 200m (Hildreth *et al.*, 2010).

Se han identificado alrededor de 130 centros de emisión dispersos por todo el complejo, pero mayormente concentrados en las cercanías de la cuenca del lago, cuyas composiciones van desde basaltos hasta riolitas (Munizaga, 1978; López-Escobar y Munizaga, 1983).

##### - Contexto Geológico y Estructural

Se ubica a la latitud de  $36^{\circ}$ S, lugar donde Tassara y Yáñez (2003) definieron un espesor cortical del arco de unos  $\sim 45$ km, y se encuentra al oeste del sector occidental de la Faja Corrida y Plegada de Malargüe (FPCM) (Tapia, 2010). A nivel regional, destaca la presencia de la Falla Tátara de orientación NS a NNE-SSW, considerada como una traza de falla principal con desplazamiento dextral. Las estructuras del área se ajustan al Modelo de Riedel (1929), donde la Falla Troncoso, de carácter transcurrente dextral con componente normal, cruza la laguna con una dirección NE-SW siendo una falla sintética de tipo R, la que es intersectada por la Falla Río Maule de transcurrencia sinistral con componente inversa (Muñoz y Niemeyer, 1984) que corresponde a una falla antitética tipo R'. Por otra parte, se distingue la existencia de fallas normales que limitan el sistema volcánico producto del colapso de una caldera (Hildreth *et al.*, 2010).

Datos magnetotelúricos y campos gravimétricos sugieren una intrusión en forma de *sill* a una profundidad de 5km, con una orientación  $N17^{\circ}W$  y  $19^{\circ}$  de inclinación (Singer *et al.*, 2014), que estaría causando un alzamiento de hasta  $\sim 30$ cm/año, el cual es el mayor a nivel mundial.

### - Resultados

Para el estudio del CVLDM, Kohler (2016) dividió la zona en 8 sitios estructurales (Figura. 4.45.), los cuales separó en Fallas Principales (Falla Troncoso, Sector Potrero Grande y Falla Río Maule) y Estructuras Secundarias (Sector Cajón de Bobadilla, Playa Maule, Los Mellicos, Barrancas, Península Norte), cuyos análisis se encuentran resumidos en el Anexo A (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8). donde se grafican en primer lugar los mecanismos focales obtenidos por la autora con las categorizaciones que estimó convenientes para cada estructura según el largo de la estría o de la fibra mineral sobre el plano de falla, luego mecanismos focales calculados para el sitio en su totalidad sin ningún tipo de ponderación y finalmente un análisis dinámico mediante el *software* © *MIM*. Cabe mencionar que todas las diferencias entre los diagramas de *strain* se deben a las ponderaciones realizadas, ya que les otorga un mayor peso estadístico a ciertas estructuras por sobre otras.

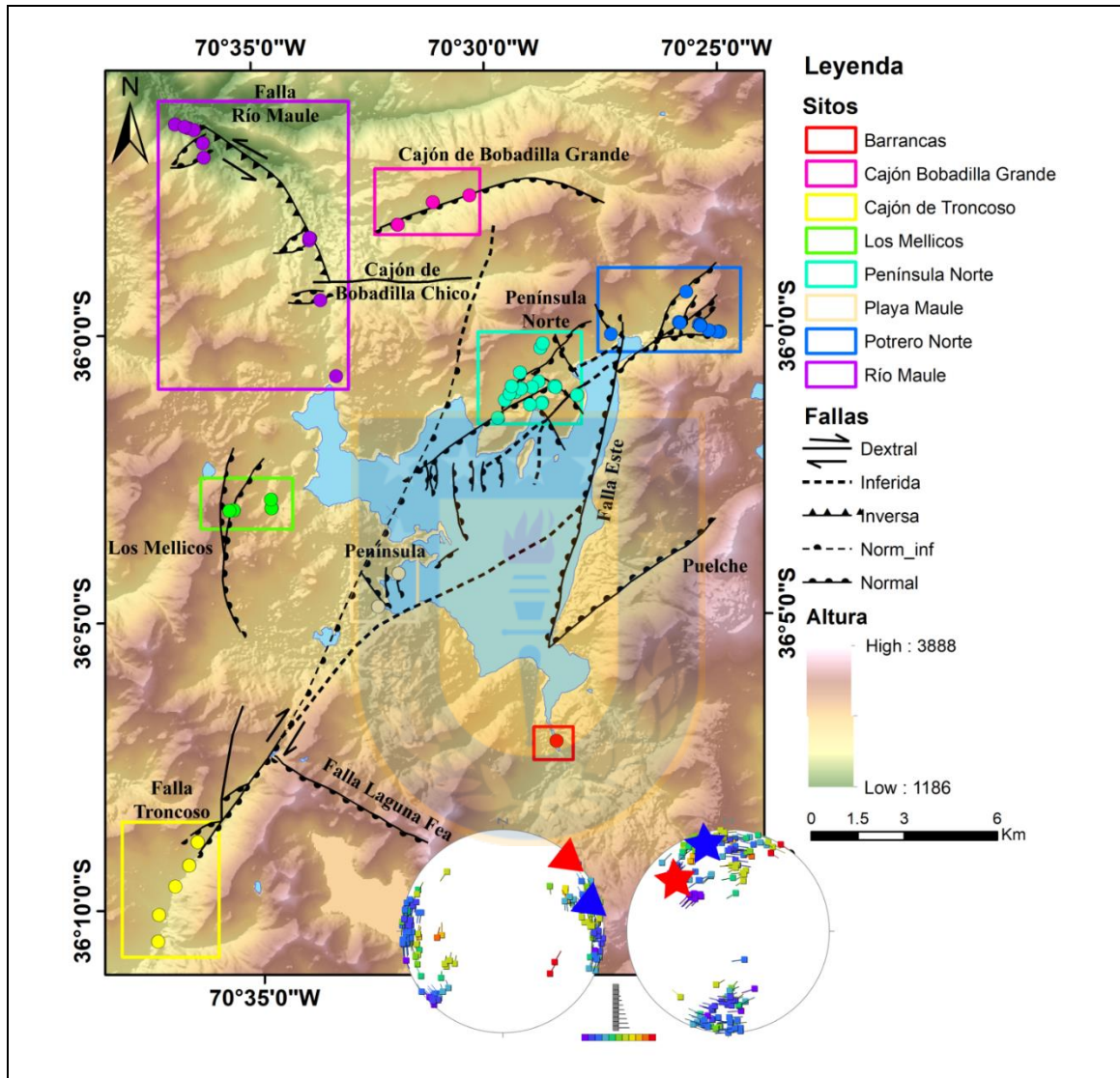
A modo de complementar su estudio, se realizó un análisis cinemático a nivel regional considerando todas las estructuras sin ningún tipo de ponderación (Anexo A.9. a y b), el que muestra un diagrama de *strain* de fallamiento normal, consistente con el análisis dinámico en el que se obtiene un  $\sigma_1$  vertical y un  $\sigma_3$  horizontal ampliamente distribuido, similar a lo obtenido para los sitios por separado. Lo anterior hace pensar que el complejo está dominado por el colapso de caldera, lo cual no concuerda con la sismicidad reciente de tipo transcurrente.

Considerando lo anterior, y teniendo en cuenta que de los datos tomados en terreno 86 fallas son de tipo normal y 26 son de tipo transcurrente, se prosiguió a separar los datos y analizarlos en forma paralela (Anexo A.9.c y d). El diagrama de *strain* obtenido para las fallas transcurrentes muestra un plano dextral NE-SW y uno sinistral NW-SE, consistente con las Falla Troncoso y Río Maule, respectivamente, la sismicidad del área y el modelo estructural planteado por Kohler (2016).

### - Modelo Estructural CVLDM

El modelo elaborado por Kohler (2016) es consistente con el desarrollado por Rosenau *et al.* (2004; 2006), donde estructuras paralelas al arco volcánico con rumbo NS a NNE-SSW son

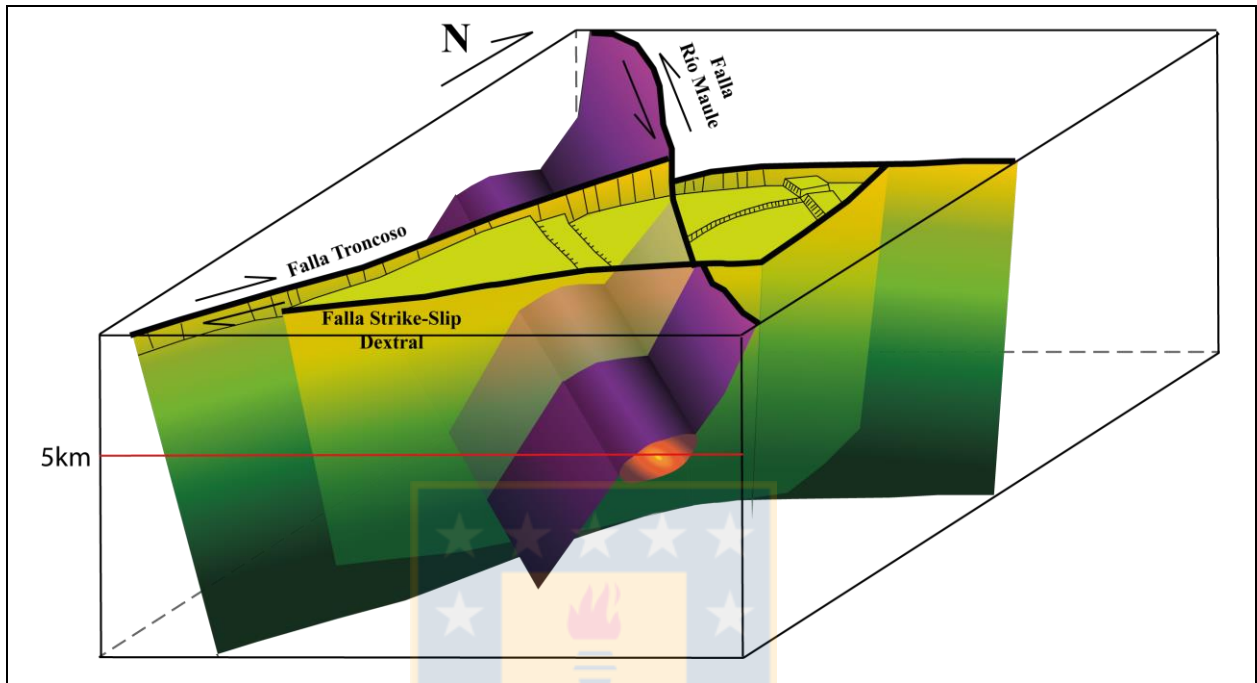
principalmente de tipo dextral y estructuras de orientación EW a NW-SE son de tipo sinistral, en el que además existe una zona sigmoidal encerrada entre las otras estructuras, generalmente con menos deformación (Rosenau *et al.*, 2006) (Figura 4.46.).



**Figura 4.45. Sitios Estructurales CVLDM.** Círculos de colores indican puntos de toma de dato estructural. Incluye Estados de Esfuerzo Regional obtenidos con el *Software* ©MIM. Modificado de Kholer (2016).

La inyección de magma basáltico ocurriría por una estructura transtensional con desplazamiento transcurrente dextral con orientación NE-SW como la Falla Troncoso (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar *et al.*, 1995). Sin embargo, el complejo está íntimamente relacionado con

estructuras transpresivas de orientación NW-SE, las que controlarían las emisiones riolíticas más recientes.



**Figura 4.46. Modelo Estructural CVLDM.** En morado se ilustra la Falla Río Maule, de cinemática sinistral, y en tonos verdes aquellas fallas de cinemática dextral. La cámara magmática se encuentra representada por el círculo rojo, a 5km de profundidad. Modificado de Kholer (2015).

#### 4.2.2. COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADOS DE CHILLÁN (CVNCh)

Ubicado en la Cordillera Principal de la Región del Biobío (Figura 4.44.), ocupa el puesto número 7 en el Ranking de Peligrosidad de los Volcanes Activos de Chile elaborado por el Programa de Riesgo Volcanológico de SERNAGEOMIN dada su actividad reciente, la explosión turística en la zona y su proximidad a lugares poblados.

Consta de 13 cráteres/estratovolcanes alineados NW-SE y dos conos de escoria (Las Lagunillas y Parador) ubicados uno en cada flanco del complejo volcánico con una orientación  $N78^{\circ}E$  entre ellos, cuya alineación permite inferir una estructura alimentadora común para ambos, ya que coincide con los últimos episodios de actividad volcánica (1973, 2003, 2008 y 2016). Posee productos con composiciones desde andesitas basálticas hasta riolitas con ausencia de basaltos y



se subdivide en dos complejos separados 6km entre sí, el Subcomplejo Cerro Blanco, en el sector NW, compuesto principalmente por andesitas, y el Subcomplejo Las Termas, en el sector SE, con composiciones más evolucionadas, dominando dacitas.

Su actividad histórica y reciente muestra una estrecha relación con grandes terremotos de subducción del siglo XX, con erupciones días o años después de estos según su distancia al epicentro (Ej. 1906, el día después del terremoto de Valparaíso; 1965, 5 años después del terremoto de Valdivia, 1960; 2016, 6 años post terremoto del Maule, 2010).

#### - *Contexto Geológico y Estructural*

Se ubica a la latitud de 36°50'S, lugar donde Tassara y Yáñez (2003) definieron un espesor cortical del arco de unos ~43km. A dicha latitud no se ha descrito ningún sistema estructural que controle el emplazamiento de volcanes como es el caso del SFLO al sur de los 38°S. Sin embargo, Piquer *et al.* (2016) señalan que el emplazamiento de cuerpos ígneos puede darse en la intersección entre estructuras NE-SW de cinemática dextral producidas por la convergencia actual con estructuras NW-SE de cinemática sinistral heredadas del Pre-Andino.

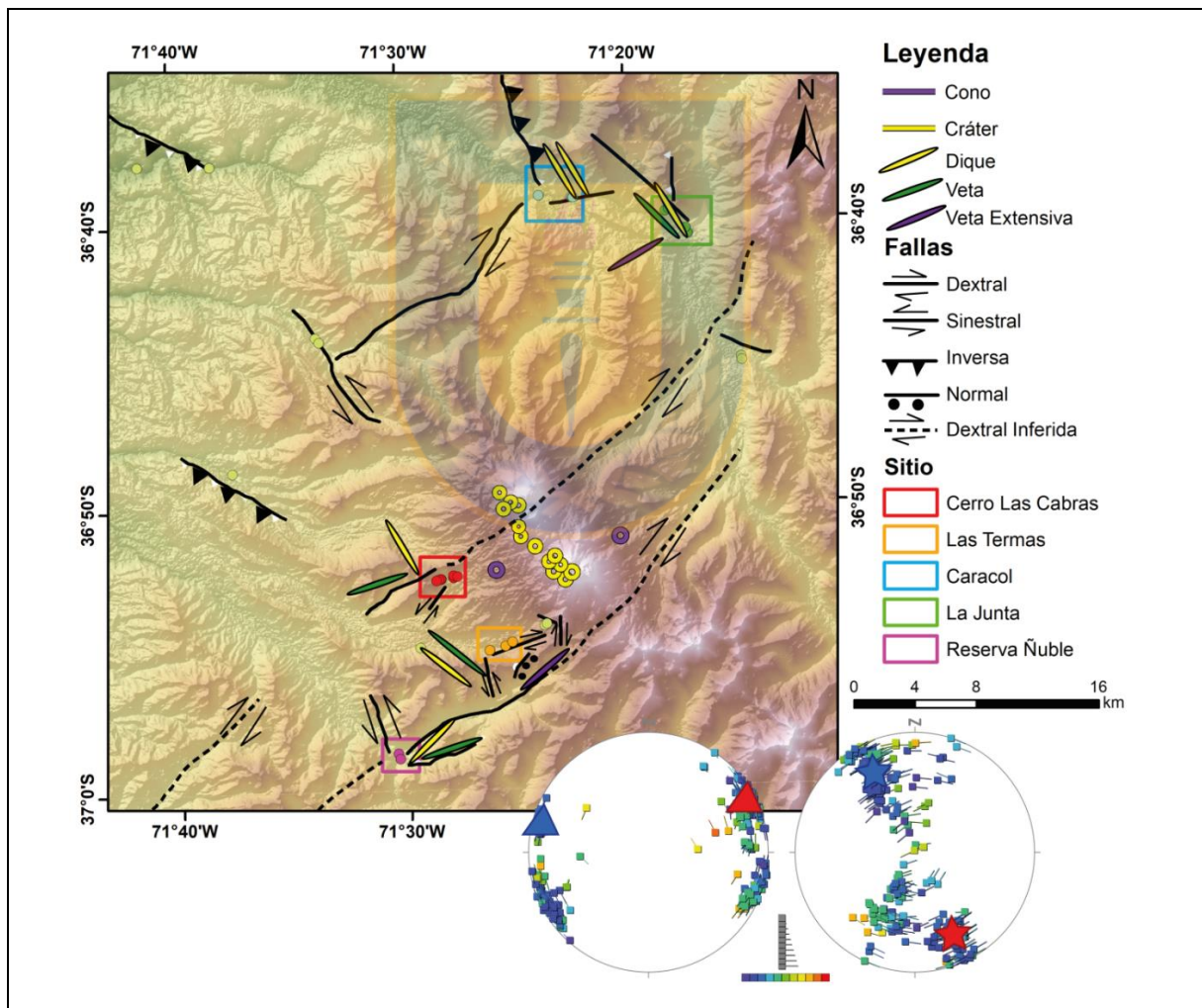
En el trasarco se distingue la presencia de Sistemas de Fajas Corridas y Plegadas (FCP) de edad meso-cenozoicas paralelas al arco, que de oeste a este son la FCP Guañacos, Cordillera del Viento y FCP Chos-Malal. Todas ellas cortadas por un gran lineamiento denominado Lineamiento Cortaderas (orientación NW-SE), el cual según Ramos y Kay (2006) controla el volcanismo reciente del CVNCh.

#### - *Resultados*

Para el estudio de este complejo volcánico, Meulle (2016) definió 5 sitios estructurales (Figura 4.47.), Cerro Las Cabras, Las Termas, El Caracol, La Junta y Reserva Ñuble, resumidos en Anexo A. (10, 11, 12, 13 y 14), a los que les realizó un análisis cinemático (representado por los diagramas de *strain*) y dinámico (*Software* © MIM). Además, realizó el mismo análisis para la Formación

Cura-Mallín y el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Unidades principales del área de estudio, Anexo A. (15 y 16), y finalmente uno a nivel regional del mismo tipo (Anexo A.17.).

Los primeros tres sitios estructurales tienen una marcada tendencia de  $\sigma_1$  NE-SW, lo que coincide con la convergencia de placas. Para el Sitio La Junta existe una amplia distribución de esfuerzos, consistente con la distribución heterogénea de los polos P y T, dando como resultado un estado de esfuerzos transtensivo de orientación NNW-SSE y otro transpresivo de orientación ENE-WSW. Finalmente, para el Sitio Reserva Ñuble también se obtiene una distribución heterogénea, pero los datos son escasos (6 datos) como para poder realizar un análisis dinámico confiable.



**Figura 4.47.** Sitios Estructurales CVNCh. Círculos de colores indican puntos de toma de dato estructural. Se incluye el Estado de Esfuerzo Regional. Modificado de Meulle (2016).

Por otra parte, al realizar un análisis a nivel de unidades, se obtiene una amplia dispersión de ejes P y T en ambos casos. Para el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo es posible distinguir *cluster* de esfuerzos bien definidos, uno NW-SE y otro NE-SW, ambos de carácter transpresivo. Para la formación Cura-Mallín, si bien también es posible distinguir dos *cluster*, estos son menos evidentes y poseen orientaciones de  $\sigma_1$  NNE-SSE y WNW, ambos levemente transtensivos.

A nivel regional, la mayoría de las estructuras se encuentran acopladas con el régimen tectónico actual dado por la convergencia de placas ( $\sigma_1$  NE-SW) con un  $\Phi=0,3$ , correspondiente a un régimen transpresivo, aunque existen otras que se encuentran desacopladas de él, con un  $\sigma_1$  NW-SE.

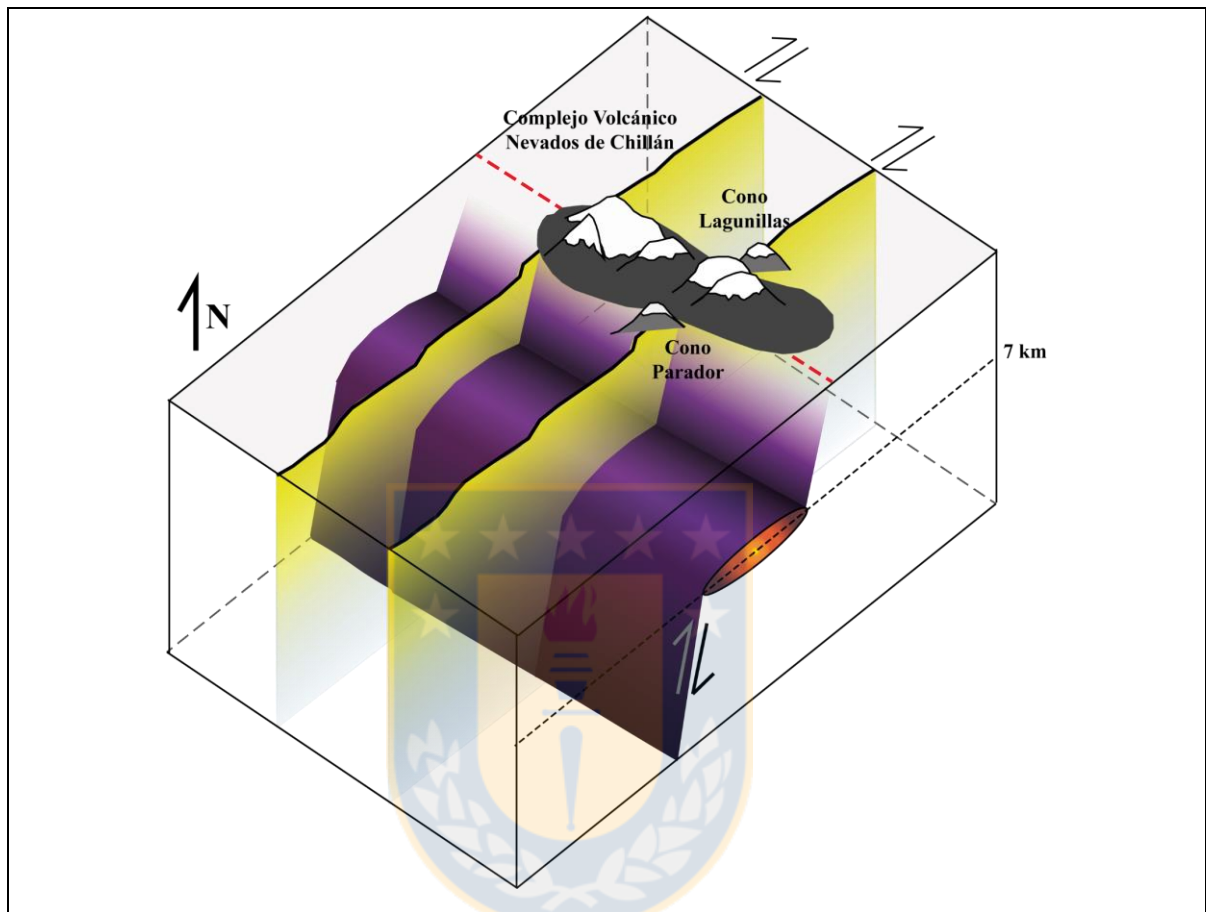
#### - Modelo Estructural CVNCh

Por un lado, es necesario tomar en cuenta las evidencias de campo que demuestran una simultaneidad de procesos tectónicos (vetillas NE desplazadas por fallas NE que luego son rellenadas y desplazadas por estructuras NW), lo que en un margen convergente puede ser explicado por el ciclo sísmico. Por otra parte, la traza NW del CVNCh, dada por la alineación de cráteres, posiblemente genera un espacio para alojar cuerpos ígneos y/o hidrotermales por medio de una estructura inversa con el modelo *ramp-and-flat* (Sánchez *et al.*, 2013; Cembrano y Lara, 2009), que produce una rotación de los esfuerzos principales. Finalmente, es necesario tener en cuenta los 2 conos de escoria (Las Lagunillas y Parador) que tienen una orientación de N78°E entre ellas, pudiendo inferirse una estructura de alimentación.

Bonali *et al.* (2015) postulan una cámara magmática somera de 2-3km de profundidad, ubicándose así en la corteza superior según lo postulado por Tassara *et al.* (2006), donde asignan un espesor de 7km para ella.

En resumen, se tiene una cámara magmática somera producida por una falla NW-SE heredada ciega (posiblemente el Lineamiento Cortaderas), que es intersectada por fallas NE dextrales generadas por la convergencia actual, las cuales funcionan como conductos magmáticos, que en

conjunto con el ciclo sísmico y la sobrepresión de fluidos explican el desarrollo del volcanismo actual (Figura 4.48.).



**Figura 4.48. Modelo Estructural del CVNCh.** En amarillo se ilustran las fallas NE dextrales, en morado se encuentra una estructura NW correspondiente a una falla ciega que estaría acumulando magma. Modificado de Meulle (2016).

### 4.2.3. VOLCÁN ANTUCO

Ubicado en la Cordillera de la Región del Biobío, en la Provincia de Antuco, se eleva 2.979m s.n.m. y ocupa el puesto número 25 en el Ranking de Peligrosidad de los Volcanes Activos de Chile elaborado por el Programa de Riesgo Volcanológico de SERNAGEOMIN debido a su cercanía con sitios poblados.

Corresponde a un estratovolcán mixto y compuesto, y en conjunto con el Volcán Sierra Velluda, constituye al Grupo Volcánico Antuco – Sierra Velluda. Inició su actividad hace 150.000 años y su composición ha sido exclusivamente basáltica desde los últimos 17.000 años (Martínez *et al.*, 2017). El Volcán Antuco incluye 17 erupciones históricas ocurridas con una frecuencia de una cada década entre 1739 y 1911 (Thiele *et al.*, 1998), principalmente de tipo efusivas con muy poca evidencia de grandes erupciones explosivas y composiciones principalmente basálticas.

Además de los dos estratovolcanes mencionados, en el sector se reconocen 8 conos adventicios en los flancos oriental y occidental del Volcán Antuco, de los cuales 5 se encuentran alineados en dirección NE-SW entre los cráteres de los Volcanes Antuco y Sierra Velluda.

#### - Contexto Geológico y Estructural

Se ubica a la latitud de  $37^{\circ}30'S$ , lugar donde Tassara y Yáñez (2003) definieron un espesor cortical del arco de  $\sim 43\text{km}$ . Al norte de los  $37^{\circ}S$ , el Lineamiento Cortaderas (LC) actúa como una estructura de división entre dos zonas con comportamientos tectónicos contrastantes (Ramos y Kay, 2006). La evolución estructural al sur de este lineamiento está dominada por el desarrollo de la Faja Corrida y Plegada de Chos-Malal (FPCCH-M) y la Faja Corrida y Plegada del Agrio (FPCA) que estuvieron activas desde el Cretácico Superior y que fueron sometidas a reactivaciones menores en el Eoceno y Mioceno tardío (Folguera *et al.*, 2006).

Al oeste de estas FCP destaca la Faja Corrida y Plegada de Guañacos (FPCG), activa desde el Mioceno superior (Folguera *et al.*, 2006), entre los  $37^{\circ}$ - $38^{\circ}S$  se encuentra la Falla Inversa Copahue – Antiñir (SFCA) (Folguera *et al.*, 2004), y al oeste de esta última se desarrolló una depresión longitudinal conocida como Fosa de Loncopué que ha acumulado depósitos volcánicos pliocenos y basaltos cuaternarios (Muñoz y Stern, 1988; Morabito y Folguera, 2005).

En la zona del Volcán Antuco, Niemeyer y Muñoz (1983) destacan pliegues amplios con ejes orientados NS y fallas inversas con el mismo rumbo. Por otro lado, Radic *et al.* (2010) infieren fallas extensionales posteriormente invertidas de orientación NS entre Antuco y la localidad de Trupán.



- Resultados

Para el análisis de este volcán, Albornóz (2019) definió 5 sitios estructurales (Figura 4.49.): Polcura, La Cortina, Sierra Velluda, Anticlinal Curumallín y Paso Pichachén a los que les realizó un análisis cinemático por medio de diagramas de *strain* y un análisis dinámico para determinar los esfuerzos que afectan el área (Anexo A.18, 19, 20, 21 y 22).

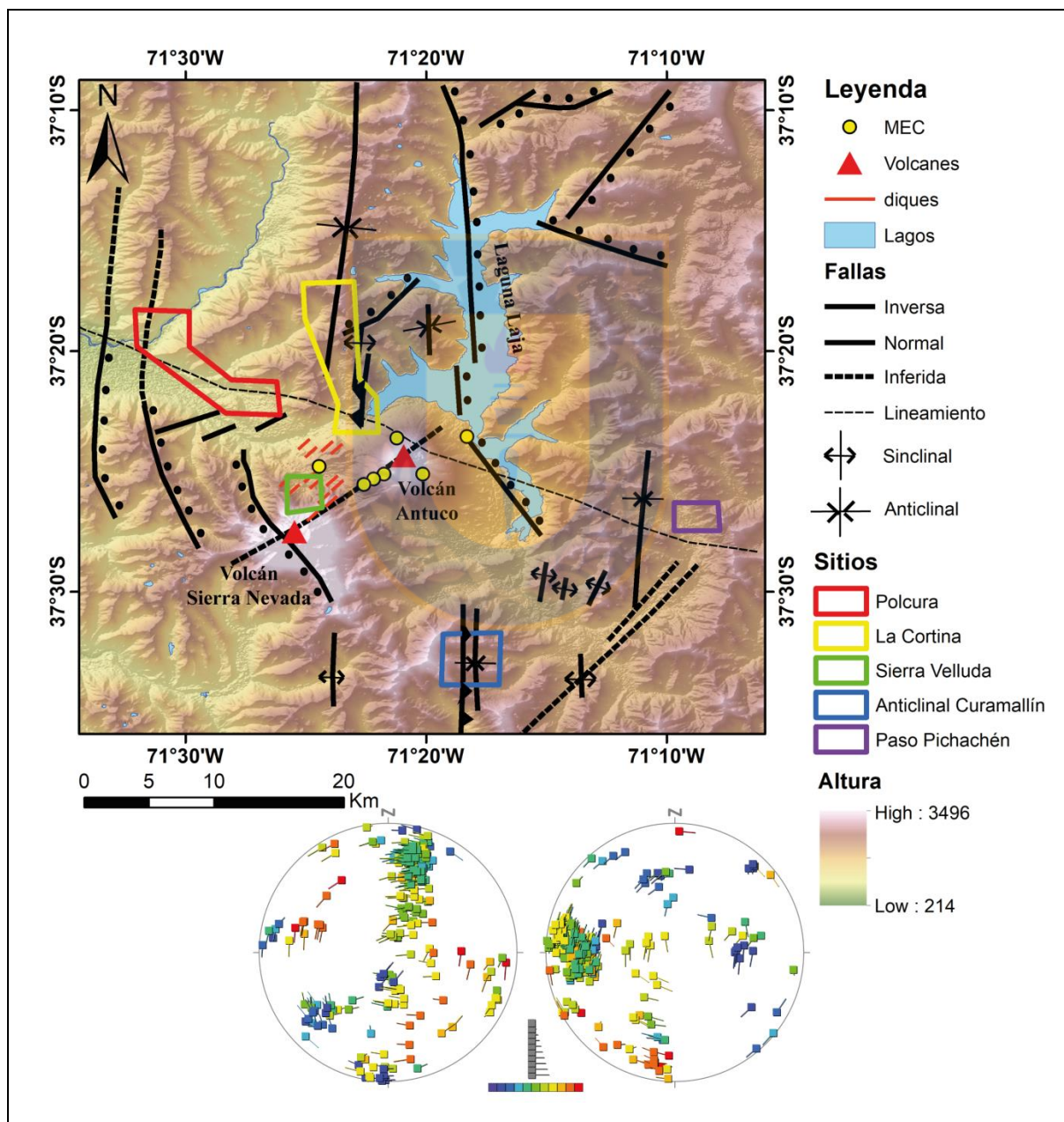


Figura 4.49. Sitios Estructurales Volcán Antuco. Incluye el Estado de Esfuerzo Regional. Modificado de Albornoz (2019).

Polcura presenta una cinemática normal con un  $\sigma_1$  NE-SW subvertical y un  $\sigma_3$  NW-SE subhorizontal, de igual manera, Paso Pichachén también posee una cinemática normal, pero con un  $\sigma_1$  casi vertical y  $\sigma_3$  EW. Por el contrario, La Cortina y Anticlinal Curamallín presentan una cinemática inversa, con una dirección de  $\sigma_1$  EW para ambos. Finalmente, En el sitio estructural de Sierra Velluda se midieron 13 diques extrusivos cuya orientación preferencial es NE-SW.

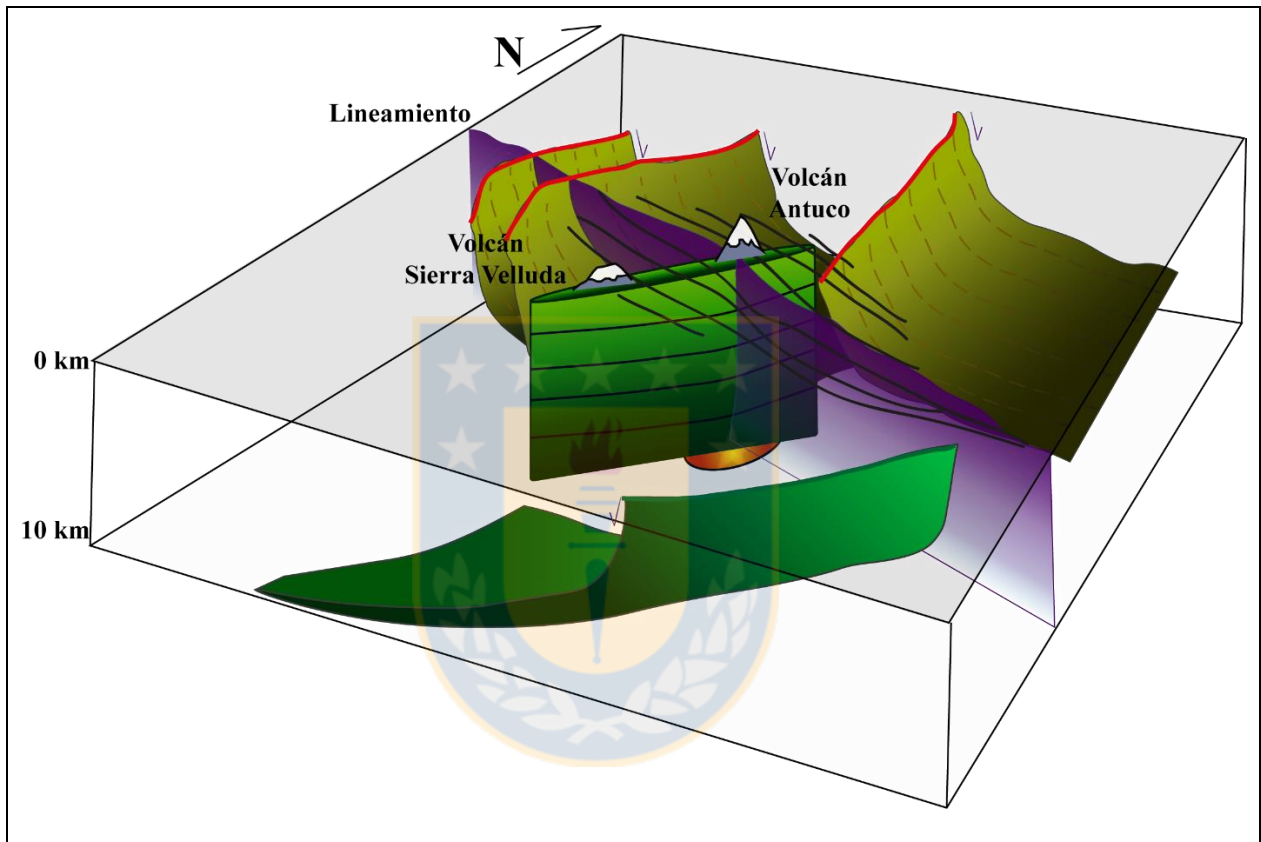
Por otra parte, se realizó un análisis por edad según las formaciones afectadas por las estructuras medidas, separándolas en Mioceno (Formaciones Curamallín y Trapa-Trapa) (Anexo A.23.) y Pleistoceno – Holoceno. La primera presenta una cinemática inversa con 2 direcciones de esfuerzos, siendo  $\sigma_1$  EW y  $\sigma_3$  NS ( $\Phi=0,2$ ) y  $\sigma_1$  NE-SW y  $\sigma_3$  vertical ( $\Phi=0,7$ ), correspondiendo a un régimen de transpresivo y a un régimen compresivo, respectivamente. Para las rocas pleistocenas-holocenas, los datos corresponden a aquellos tomados en depósitos no consolidados del Cuaternario y lavas del Volcán Sierra Velluda, por lo que los resultados del análisis son los mismos que los entregados para el Sitio Estructural Paso Pichachén.

El análisis regional se realizó con un total de 93 fallas y 39 diques, obteniéndose una deformación bastante heterogénea dada por la amplia distribución de los ejes P y T, y una cinemática normal con un  $\sigma_1$  subvertical,  $\sigma_3$  EW horizontal y un  $\Phi=0,5$ , lo que indica una tectónica extensional (Anexo A.24.).

#### *- Modelo Estructural Volcán Antuco*

Los resultados obtenidos por Albornoz (2019), más los estudios previos (Morabito y Folguera, 2005; Melnick *et al.*, 2006a; Arancibia *et al.*, 2009; Radic *et al.*, 2010) han permitido construir un modelo de dos hemigrábenes de polaridad opuesta con una zona de acomodación NW-SE entre ellos que corresponde a un lineamiento que cruza el área a lo largo del Río Laja y es interpretado como una zona de debilidad cortical heredada del Pre-Andino (Figura 4.50.). El hemigraben ubicado al NW de esta zona de acomodación presenta fallas normales de orientación NS cortando intrusivos miocenos y las formaciones Trapa-Trapa y Cura-Mallín, mientras que el que está al SE corresponde a fallas normales de orientación NE-SW que cortan sedimentos cuaternarios y depósitos de las formaciones Trapa-trapa y Cura-mallín.

Los Volcanes Antuco y Sierra Velluda se ubican de forma transversal a la estructura NW-SE y paralelos a una grieta NE-SW inferida del enjambre de diques en las faldas del Volcán Sierra Velluda y a fallas normales NE-SW presentes en el área. El Volcán Antuco se encuentra en la intersección de ambas estructuras, las que formarían un conducto directo que facilitaría el ascenso rápido del magma, explicando así las composiciones presentes.



**Figura 4.50. Modelo estructural del Volcán Antuco.** En morado se ilustra una zona de acomodación NW, en amarillo el plano normal perteneciente a un hemigraben y en verde el hemigraben de polaridad opuesta. En Verde más claro se representa una grieta de extensión NE inferida. Modificado de Albornoz (2019.).

En resumen, el control estructural presente en el área está dominado por la intersección de estructuras alimentadoras NE-SW de cinemática normal con una estructura NW-SE proveniente de procesos Pre-Andinos que actúa como una zona de acomodación para los dos hemigraben de polaridad opuesta, resultado de una deformación extensional que afecta el área (Figura 4.50.).

#### 4.2.4. VOLCÁN LLAIMA

Ubicado en el sector precordillerano de la Provincia de Cautín en la Región de la Araucanía (Figura 4.44.). Ocupa el puesto número 2 en el Ranking de Peligrosidad de los Volcanes Activos de Chile elaborado por el Programa de Riesgo Volcanológico de SERNAGEOMIN debido a su proximidad a lugares poblados, la actividad volcánica reciente (ha tenido más de 50 erupciones desde el año 1640 a la fecha, convirtiéndose en uno de los más activos de Sudamérica) y su atracción turística. Corresponde a un estratovolcán de composición andesítica a andesítica-basáltica con más de 40 conos adventicios ubicados en sus flancos suroeste y noreste (Naranjo y Moreno, 2005).

Luego del terremoto del Maule se interrumpe inmediatamente la actividad volcánica, lo que hace necesario recalcar que ninguna de las erupciones históricas se relaciona temporalmente a un evento sísmico de subducción, sino que sus fases eruptivas probablemente estarían siendo controladas por procesos internos de su cámara magmática y no por el tectonismo a corto plazo (Mora-Stock *et al.*, 2012).

##### - Contexto Geológico y Estructural

Se ubica a la latitud de 38°40'S, lugar donde Tassara y Yáñez (2003) definieron un espesor cortical del arco de poco más de ~40km. Al este del volcán se encuentra un lineamiento NNE-SSW asociado a la ZFLO y se han inferido dos estructuras de orientación NE a ENE que afectan a los conos adventicios al noreste del volcán (Melnick *et al.*, 2006).

Los cráteres ubicados en el borde occidental del edificio principal tienen una orientación N41°E, mientras que los que se encuentran al noreste del volcán presentan una alineación N76°E. Esta diferencia de 35° entre los cráteres indicarían una rotación del esfuerzo máximo horizontal dentro del edificio volcánico.

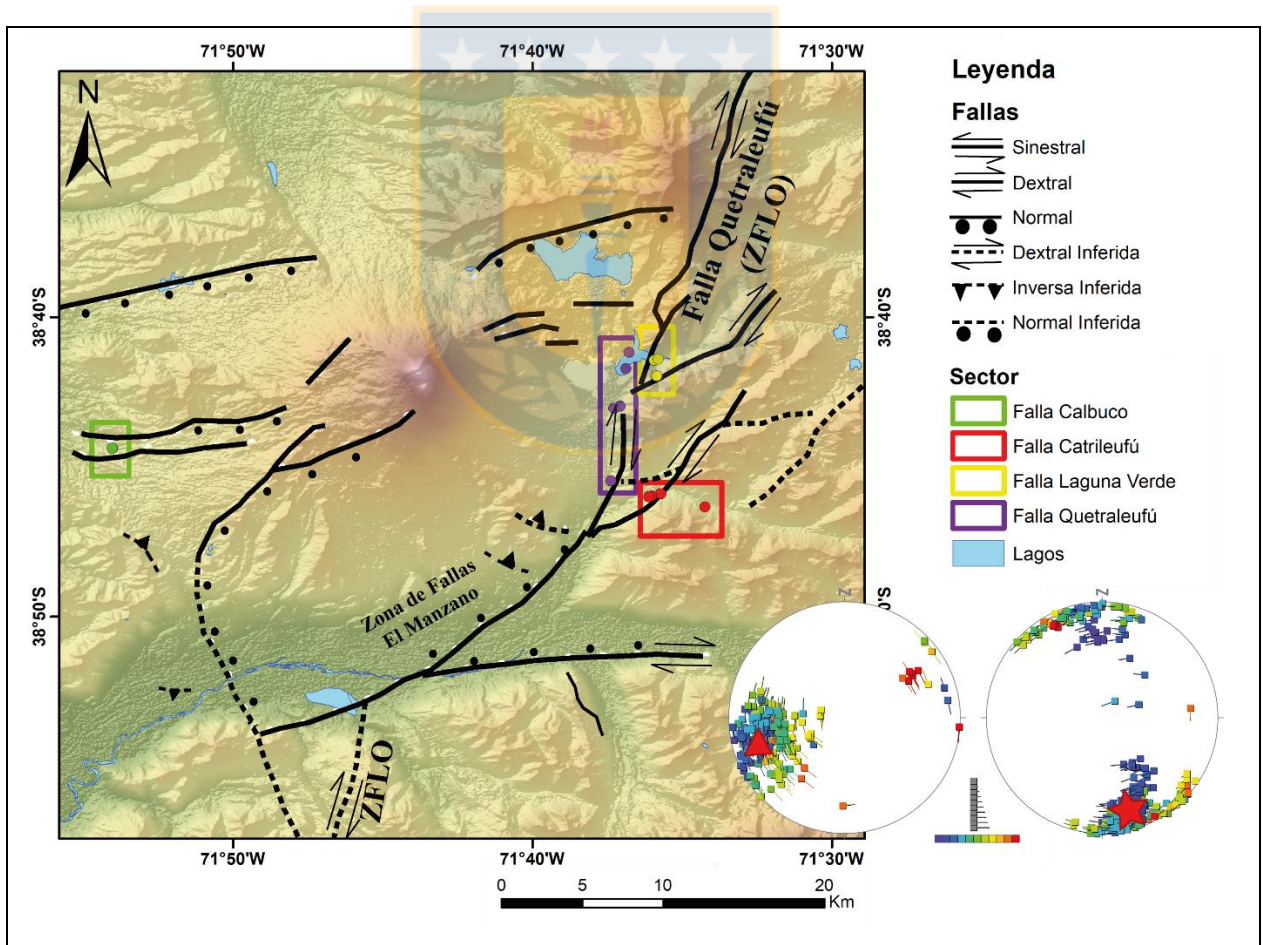
Se propone que las fallas normales de orientación NE-SW conforman una zona de transferencia denominada “Sistema de Fallas El Manzano”, el cual enlaza dos fallas maestras del SFLO. El segmento norte estaría controlado por la Falla Quetraleufú y el segmento sur estaría controlado por



una estructura de rumbo NS a NNE que controla la ubicación del Lago Caburgua y *clusters* de conos monogenéticos ubicados en su orilla suroeste (Lara *et al.*, 2008).

### - Resultados

Para el estudio de este volcán, Rodríguez (2015) definió 4 sitios estructurales (Figura 4.51.): Falla Quetraleufú, Falla Catrileufú, Falla Laguna Verde y Falla Calbuco, cuyos análisis se encuentran resumidos en el Anexo A. (25, 26, 27 y 28), en el cual se grafican los mecanismos focales obtenidos por él con las categorizaciones que estimó convenientes para cada estructura según el largo de la estría, luego mecanismos focales calculados para el sitio en su totalidad sin ningún tipo de ponderación y finalmente un análisis dinámico, también para el sitio completo.



**Figura 4.51.** Sitios Estructurales Volcán Llaima. Círculos de colores indican puntos de toma de dato estructural. Incluye el Estado de Esfuerzo Regional. Modificado de Rodríguez (2015).



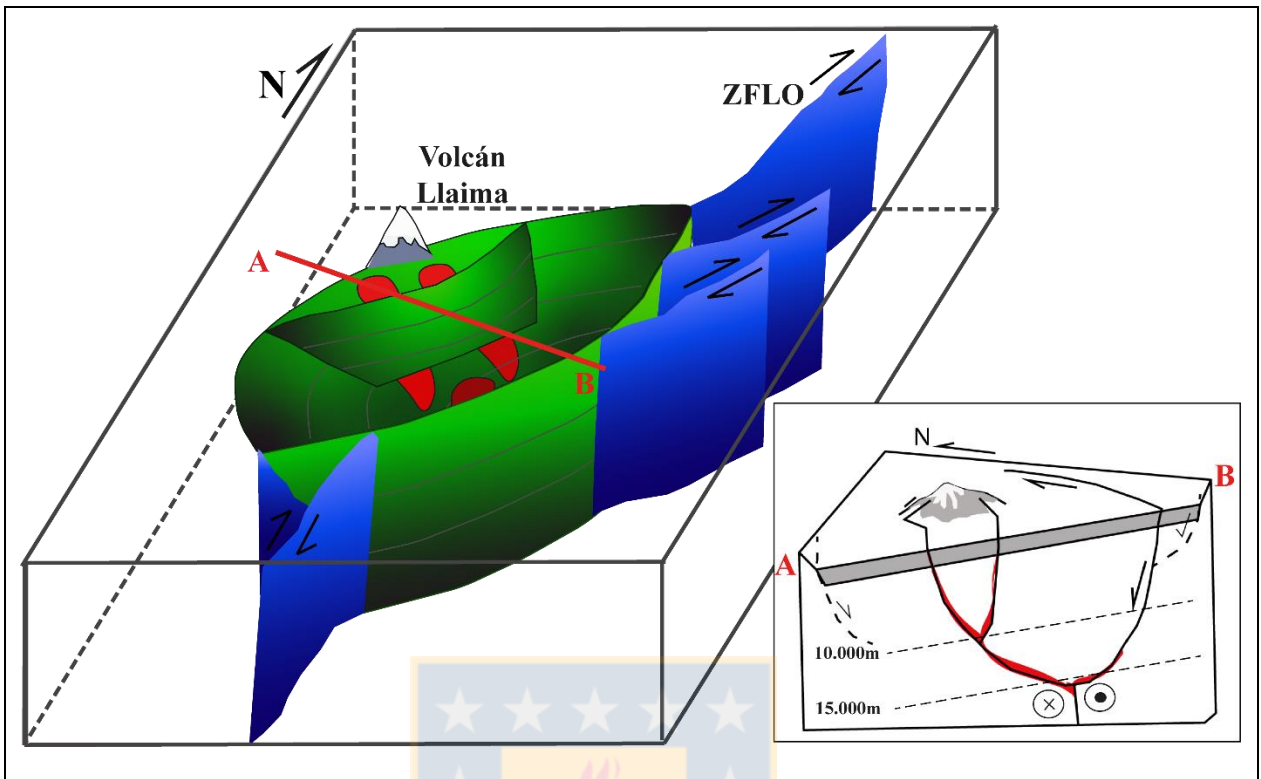
Para el caso de la Falla Quetraleufú (Anexo A.25.) se obtuvieron diagramas muy diferentes, posiblemente debido a las variaciones que se presentan al realizar una jerarquización de estructuras. Rodríguez (2015) obtuvo un plano de falla dextral N20°W utilizando una ponderación mediante el largo de las estrías. En este trabajo no se realiza ningún tipo de ponderación, por lo que se obtiene un plano dextral N50°E. Ninguno de los dos casos anteriores representa la orientación inferida para esta falla que se propone es una rama de la Liquiñe-Ofqui. El análisis dinámico muestra dos *cluster* de esfuerzos, uno transtensivo y otro transpresivo, los que activan distintas fallas. Considerando lo anterior, se separan como dos poblaciones independientes, obteniendo así dos nuevos diagramas de *strain*, donde uno muestra un plano dextral ~N20°E, lo cual es bastante más consistente con lo propuesto (Anexo 25. d y e).

En el caso de la Falla Calbuco (Anexo A.28.), se obtuvieron diagramas de *strain* de rotados casi ~90°. Rodríguez (2015) propone una estructura normal de orientación ENE-WSW para este sector según lineamientos identificados, consistente con su diagrama en el que se ha realizado ponderaciones. Por el contrario, al realizar un análisis sin ponderación de estructuras se obtiene un diagrama sin sentido para lo visto en terreno, por lo que debe ser descartado.

Por otra parte, se realizó un análisis cinemático y dinámico a nivel regional (Anexo A.29.), mostrando un diagrama de *strain* transcurrente con una componente normal, cuyo plano dextral tiene una orientación ~N35°E y el plano sinistral una orientación ~N75°W. Consistente con los esfuerzos obtenidos ( $\sigma_1$  ENE-WSW y  $\sigma_3$  NNW-SSE).

#### - *Modelo Estructural Volcán Llaima*

Considerando todos los antecedentes, se propone un modelo de tipo *Pull-Apart* entre dos fallas de rumbo paralelas, lo que explica satisfactoriamente la sismicidad ocurrida al sur del volcán y la rotación del esfuerzo máximo horizontal. Se propone también que este *Pull-Apart* estaría en un estado avanzado de formación y todo el espacio de subsidencia que se ha generado habría sido ocupado por sus productos volcánicos (Figura 4.52.)



**Figura 4.52. Modelo Estructural Volcán Llaima.** En celeste se representa la ZFLO y en verde estructuras extensivas que conforman un *Pull-Apart*. En la esquina inferior derecha se muestra un perfil esquemático para representar el ascenso de magma por las estructuras transtensivas. Modificado de Rodríguez (2015).

Wu *et al.* (2009) modelaron la geometría de las estructuras de una cuenca *Pull-Apart* y determinaron que las estructuras principales de elevado ángulo convergen y se tornan sub-horizontales en profundidad al acercarse a la transición frágil-dúctil. En el Volcán Llaima, dicho punto de intersección se ubicaría a unos 15km bajo el volcán (Tassara y Yañez, 2003), actuando como una sola estructura hasta la base de la corteza de donde provendrían los magmas alimentadores del volcán.

Como se mencionó anteriormente, este volcán no presenta correlación con ningún terremoto de subducción. Esto puede ser explicado porque se erige sobre lineamientos NE-SW en un ambiente transtensivo, los que bajo la convergencia actual (NE-SW) reaccionan contrayéndose en respuesta a las ondas sísmicas, lo que impide el ascenso de magma en el periodo co-sísmico.

#### 4.2.5. COMPLEJO VOLCÁNICO MOCHO – CHOSHUENCO (CVMC)

Se ubica en el intraarco de la Región de los Ríos, en la Provincia de Valdivia, entre los Lagos Panguipulli y Riñihue por el oeste y el Lago Pirehueico por el este (Figura 4.44.). Se compone de los estratovolcanes Mocho y Choshuenco, los que se encuentran alineados en una dirección NW-SE, más sus ~20 conos adventicios sobre sus flancos SW y NNE (Moreno y Lara, 2007). Finalmente, por el NE afloran dos conjuntos de volcanes monogenéticos denominados Grupo Volcánico Fui y Volcanes Chanchán (Gardeweg y Sellés, 2012). Comenzó su actividad durante el Pleistoceno Medio (350Ka) y se caracteriza por productos volcánicos de diversas composiciones, abarcando desde andesitas basálticas a riolitas (Rawson *et al.*, 2015).

##### - Contexto Geológico y Tectónico

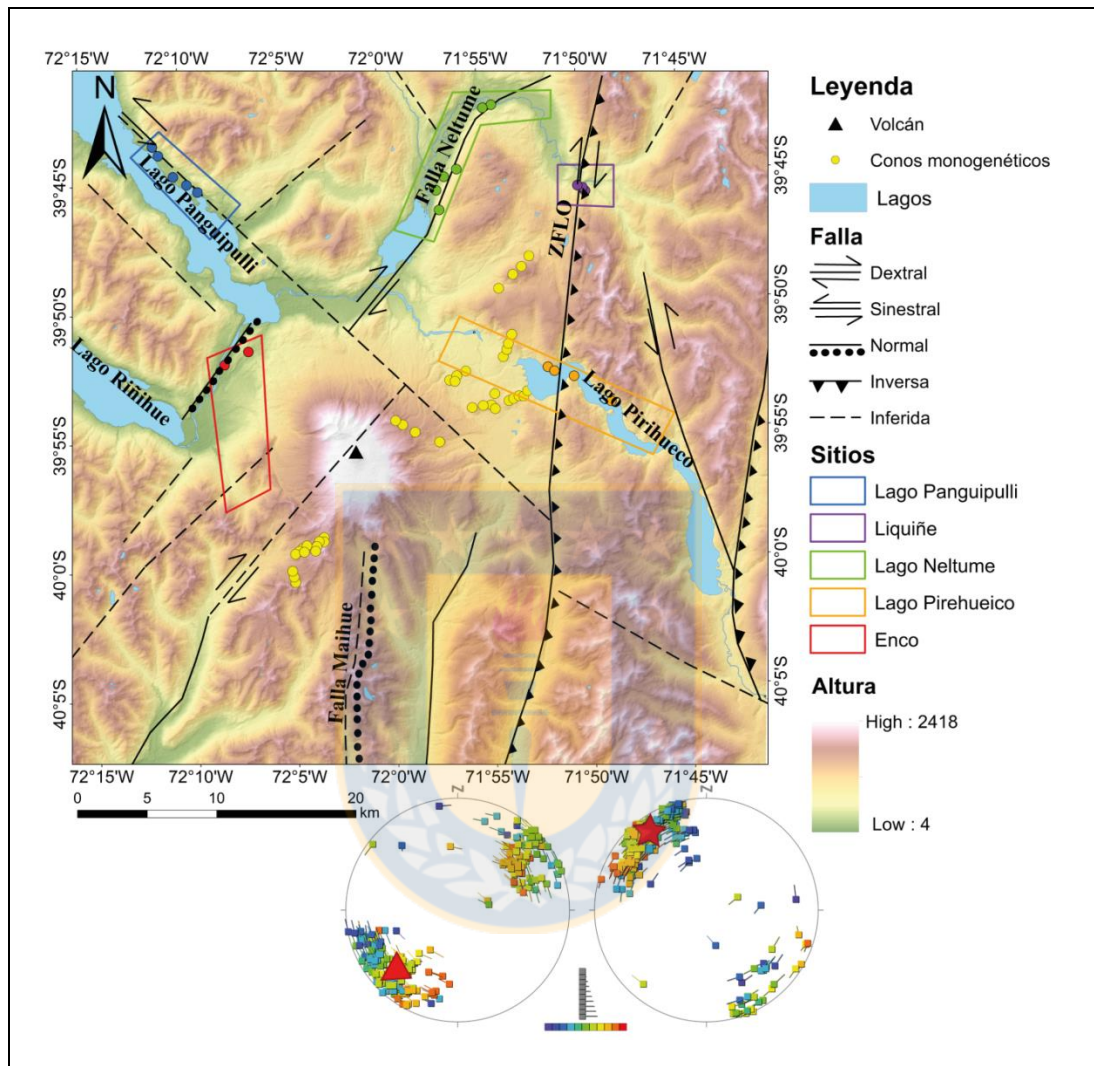
Se ubica a la latitud de 39,9°S, lugar de la ZVS en que la corteza continental es más delgada con un espesor de 30km según McMilan *et al.* (1989). El área está constituida por un basamento de rocas intrusivas plutónicas pertenecientes al Batolito Norpatagónico sobre las que se disponen rocas volcánicas del Pleistoceno y Holoceno, existiendo afloramientos menores de rocas sedimentarias mesozoicas y rocas metamórficas de bajo grado del Paleozoico superior (Di Biase, 1976)

Este complejo se erige en un contexto transcurrente dextral que interactúa con las anisotropías del basamento. Se emplaza en el sector central de la ZVS a unos 20km al oeste de la traza de la ZFLO, coexistiendo con fallas Pre-Andinas de rumbo NW-SE que serían la prolongación occidental del Sistema de Falla Gastre, además de lineamientos menores de dirección NE-SW, coincidentes con la dirección de conos adventicios y en los centros eruptivos menores (Lara y Moreno, 2004).

##### - Resultados

Para el análisis de este complejo, Peña (2019) definió 5 sitios estructurales para su estudio (Figura 4.53.): Lago Panguipulli, Liquiñe, Lago Neltume, Lago Pirehueico y Enco. Todos ellos presentan una deformación relativamente homogénea, primando en los 3 primeros casos una cinemática

transcurrente con componente inversa mientras que en Lago Pirehueico es netamente transcurrente y en Enco normal.



**Figura 4.53.** Sitios Estructurales CVMC. Círculos de colores indican puntos de toma de dato estructural. Incluye el Estado de Esfuerzo Regional. Modificado de Peña (2019).

Los esfuerzos van rotando en cada sitio estructural y los valores de  $\Phi$  van cambiando de igual manera. Panguipulli presenta un  $\sigma_1$  NS horizontal y un  $\sigma_3$  EW y un  $\Phi=0,5$ , Liquiñe un  $\sigma_1$  es aproximadamente EW y  $\sigma_3$  NS y un  $\Phi=0,7$ , Lago Neltume presenta una tendencia NS a NE-SW para  $\sigma_1$  y EW a NW-SE sub-vertical para  $\sigma_3$  y un  $\Phi=0,2$  y, finalmente, Lago Pirehueico tiene un  $\sigma_1$  ENE horizontal y un  $\sigma_3$  NNW horizontal con un  $\Phi=0,4$ . Para el sitio Estructural Enco no pudo

realizarse este análisis debido a que sólo se cuenta con 7 datos de fallas (Anexo A. 30, 31, 32, 33 y 34).

También se realizó un análisis por edad: Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico (Anexo A.35, 36 y 37). El primero comprende aquellas estructuras medidas en el Complejo Metamórfico Liquiñe donde priman las fallas sinestrales o normales NE-SW. Debido a la escasa cantidad de datos no pudo realizarse un análisis dinámico para estas rocas. Las rocas del Mesozoico incluyen aquellas rocas de la Formación Panguipulli y del Plutón homónimo. El análisis dinámico revela diversos *cluster* que evidencian un  $\sigma_1$  NE-SW y un  $\sigma_3$  NW-SE, ambos horizontales con un  $\Phi=0,5$ . Finalmente, para el Cenozoico se incluyen aquellas rocas de los Estratos Lago Ranco y granitoides miocenos, presentando un  $\sigma_1$  de orientación NE-SW y  $\sigma_3$  NW-SE, con un  $\Phi=0,5$ .

A nivel regional, los datos muestran un estado de esfuerzo de orientación  $N46^\circ E$  para  $\sigma_1$  y  $N42^\circ W$  para  $\sigma_3$ , ambos horizontales, con un  $\Phi=0,6$  (levemente Transtensivo), evidenciando una cinemática de rumbo muy marcada (Anexo A.38.).

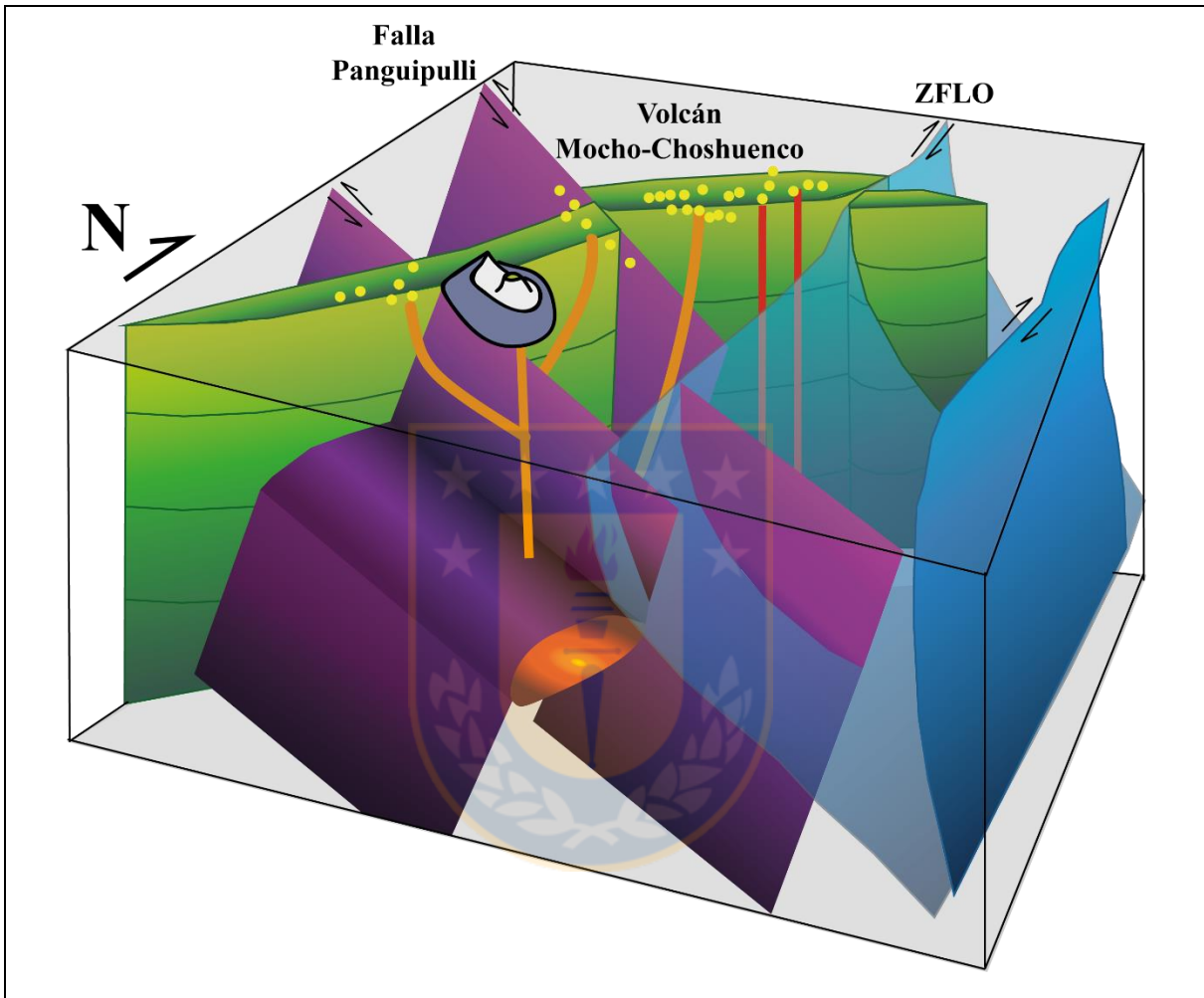
#### - *Modelo Estructural CVMC*

La geometría en profundidad ha sido construida considerando fallas medidas en terreno e inferidas, su morfología, orientación, cinemática y relaciones de corte entre ellas (Figura 4.54.). Destacan estructuras NW-SE, tanto en el complejo volcánico como en los lagos Panguipulli, Riñihue y Pirehuico que se encuentran elongados en dicha orientación. Por otra parte, los rasgos NS a NNE-SSW serían controlados por la ZFLO y alinearían los conos monogenéticos de Fui Alto. Finalmente, las estructuras NE-SW son interpretadas como grietas de tensión y se reflejan en la disposición de conos adventicios y conos monogenéticos del Grupo Fui Sur y Volcanes Chanchán y diques.

Debido a la falta de datos sísmicos y estudios geofísicos en la zona no es posible establecer la profundidad de la cámara magmática de forma concreta, sin embargo, se postula que se encontraría a unos 10km de profundidad. La construcción del edificio volcánico con una orientación NW-SE indicaría que el reservorio presentaría dicha orientación, lo que es concordante con la composición



de los productos volcánicos, ya que, al ser perpendicular al eje de acortamiento máximo, no facilita el ascenso directo de fluidos magmáticos hacia la superficie, aumentando su tiempo de residencia y permitiendo así, su diferenciación.



**Figura 4.54. Modelo Estructural CVMC.** En tonos azules se representan planos del SFLO, en morado estructuras NW y en verde grietas de tensión. Círculos amarillos representan centros eruptivos menores y líneas naranjas y rojas sus conductos. Modificado de Peña (2019).

#### 4.2.6. LAGO MAIHUE

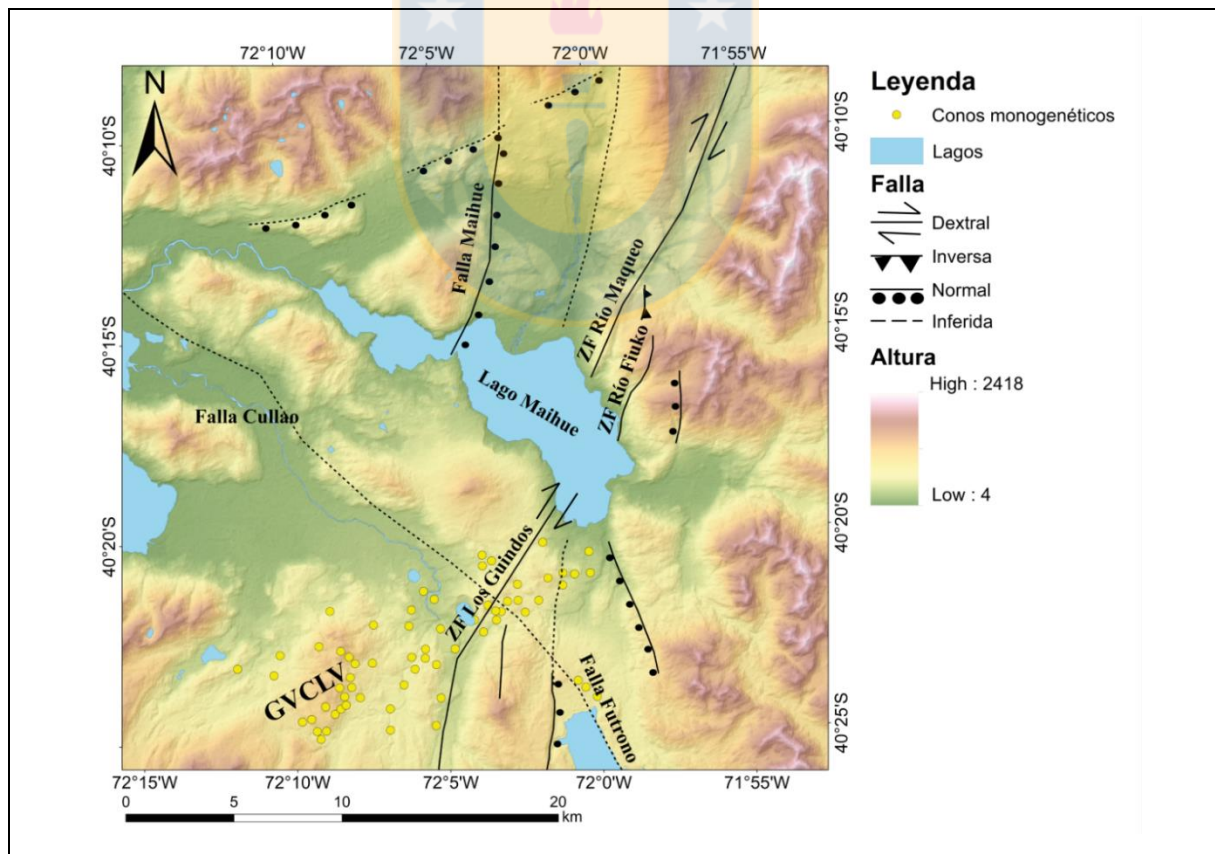
Situado en la Región de los Ríos al este del Lago Ranco y al noroeste del Lago Nahuelhuapi, Argentina, en el dominio de intra-arco. Su morfología está dada por los glaciares que esculpieron los valles trazados sobre fallas pre-existentes.

- Contexto Geológico y Estructural

Ubicado en la zona de intersección del SFLO con un sistema de fallas oblicuas al arco heredadas del Pre-Andino cuya prolongación a Argentina es conocida como el Sistema de Fallas de Gastre (SFG). Lara *et al.* (2006a) indican que los lineamientos heredados de orientación NW-SE y estructuras cuaternarias NE-SW definen una geometría oblicua que controla el patrón estructural de primer orden en el área comprendida entre el Grupo Volcánico Carrán – Los Venados (GVCLV) y el Complejo Volcánico Puyehue – Cordón Caulle.

- Resultados

Para el estudio del área circundante al Lago Maihue, Guzmán (2015) define las siguientes estructuras (Figura 4.55.):



- **Zona de Falla Río Maqueo:** inscrita sobre el río homónimo, corresponde a la traza principal del SFLO con una cinemática dextral y estrías que buzán al SSW. Su orientación es consistente con un régimen transpresivo dextral del arco volcánico documentado desde el Pleistoceno por Lavenu y Cembrano (1999) con un eje de compresión NE-SW.
- **Zona de Falla Río Fiuko:** en las orillas del cauce del Río Fiuko se distinguen indicadores de dos eventos de fallamiento, uno NNW-SSE y otro NNE-SSW, ambos con una cinemática principalmente dextral.
- **Zona de Falla Los Guindos:** ubicada al sur del Lago Maihue, en la base del Estratovolcán Los Guindos del CVCLV. Posee una cinemática dextral evidenciada por dos planos de falla NNE-SSW.
- **Falla Chabrancó:** estructura de tipo inversa con rumbo NS y manteo de alto ángulo hacia el este. Su cinemática se puede relacionar con un evento compresivo de orientación EW descrito por Lavenu y Cembrano (1999) que afectó tanto a la depresión Central como a la zona del intra-arco entre los 38° y los 42°30'S durante el Plioceno.
- **Falla Cullao:** estructura extensional de rumbo NNW-SSE y manteo hacia el SW. Es compatible con la compresión NE-SW definida por Lavenu y Cembrano (1999) que afecta la zona del intra-arco desde el Pleistoceno.
- **Falla El Sauce Mocho:** falla de orientación NS con cinemática normal y una leve componente dextral asociada a la intrusión de un dique andesítico.
- **Sistema de Fallas Correntoso-Clavel:** se separa en las Fallas Correntoso (inversa con leve componente dextral de manteo hacia el este), Falla Clavel-El Encanto (dextral con leve componente normal) y fallas normales de orientación NE-SW.

La disposición de estructuras es consistente con el modelo de Riedel (1929), donde el SFLO es representado por la Zona de Falla Los Guindos por el sur y por la Falla Río Maqueo por el Norte. La alineación de centros eruptivos del GVCLV correspondería a fracturas de tensión, la Zona de Falla Río Fiuko sería la estructura sintética (tipo R) y el valle del Río Rupumeica equivaldría a las fallas conjugadas antitéticas (tipo R'), siendo sinestrales de acuerdo al modelo Riedel, pero cuya cinemática no está comprobada con datos de terreno. Finalmente, el valle del Río Pillanleufú, del cual no se conocen indicadores cinemáticos, representaría las fracturas tipo P, cuya prolongación hacia el sur del lago coincide con el trazado de la Falla Huishue.

Es necesario mencionar que no se pudieron hacer más análisis en cuanto a la dinámica y cinemática del sector debido a que no se cuenta con los datos recopilados en terreno por el autor. Es por esto que lo anteriormente expuesto corresponde únicamente a sus análisis sin ningún tipo de modificación o profundización.

#### **4.2.7. COMPLEJO VOLCÁNICO PUYEHUE – CORDÓN CAULLE (CVPCC)**

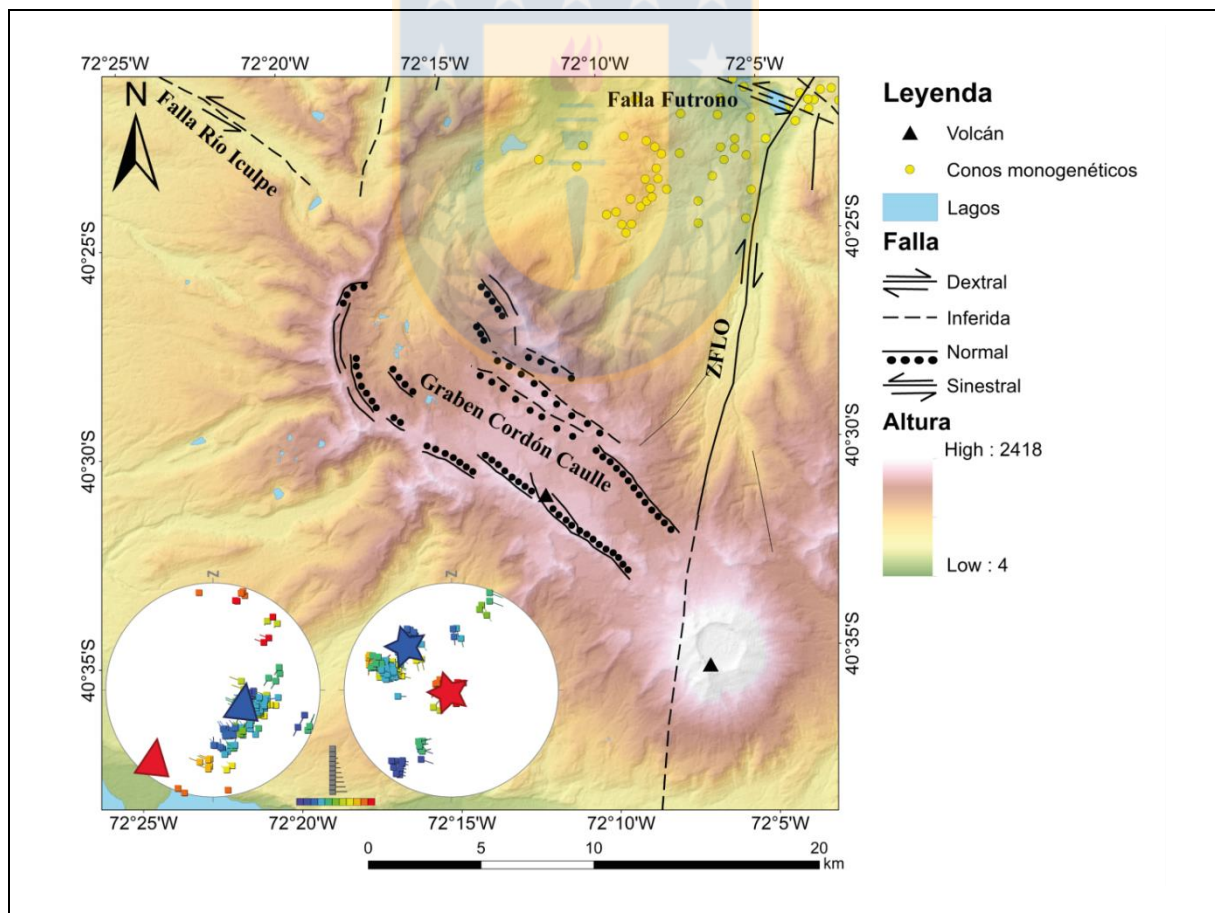
Ubicado en la Región de Los Ríos (Fig. 4.44.), ocupa el puesto número 11 en el Ranking de Peligrosidad de los Volcanes Activos de Chile elaborado por el Programa de Riesgo Volcanológico de SERNAGEOMIN debido a su proximidad a lugares poblados y la actividad volcánica reciente.

En sus inicios dominaba un magmatismo andesítico a basáltico, evolucionando a uno anómalamente ácido (riolitas) en los últimos 100.000 años (Lara *et al.*, 2006b y Singer *et al.*, 2008). Este complejo volcánico presenta cierta correlación con terremotos de subducción (Castro *et al.*, 2013). En 1960, la erupción ocurrió 36 horas después del Terremoto de Valdivia (Lara *et al.*, 2004), y la erupción del 2011 ocurrió poco más de un año después de Terremoto del Maule de 2010. Sin embargo, no existe un terremoto al cual pueda asociarse la erupción de 1921-1922.

- Contexto Geológico y Estructural

Se ubica a la latitud de 40°S, lugar donde Tassara y Yáñez (2003) definieron un espesor cortical del arco máximo de 40km. Ha sido caracterizado como un sistema volcánico fuertemente controlado por estructuras de orientación NW-SE heredadas del Pre-Andino y por la intersección de éstas con la traza principal de la ZFLO (Lara *et al.*, 2006a), la que en las cercanías del complejo se ve representada por la Falla Maihue y Falla Huishue.

Las estructuras NW-SE forman un graben asimétrico en cuyas paredes se pueden encontrar diversos centros de emisión (Lara *et al.*, 2006b), el que, según Campos *et al.* (1998), correspondería a un graben tectónico formado por un conjunto de fallas normales de orientación N55°-60°W, y que, al parecer, controlan la actividad pleistocena y holocena del Cordón Cauile (Figura 4.56.).





- *Resultados*

No se cuenta con datos de estrías de falla debido a que las estructuras medidas en terreno corresponden a planos tomados en unidades recientes donde estas no se conservan. Por lo anterior, García (2015) asumió movimientos puros y asignó un valor de *Rake* arbitrario de  $90^\circ$  para fallas normales o inversas, y  $0^\circ$  para fallas dextrales o sinestrales. Los resultados de este análisis se encuentran resumidos en el Anexo A. 39. donde está representado el análisis con el *software* ©MIM. Este es interesante por mostrar dos *cluster* de esfuerzos, uno extensional y otro compresivo, lo que concuerda con la propuesta de que existe una variación en el régimen de *stress* propuesto para este volcán, sin embargo, las orientaciones obtenidas no son confiables debido al supuesto mencionado.

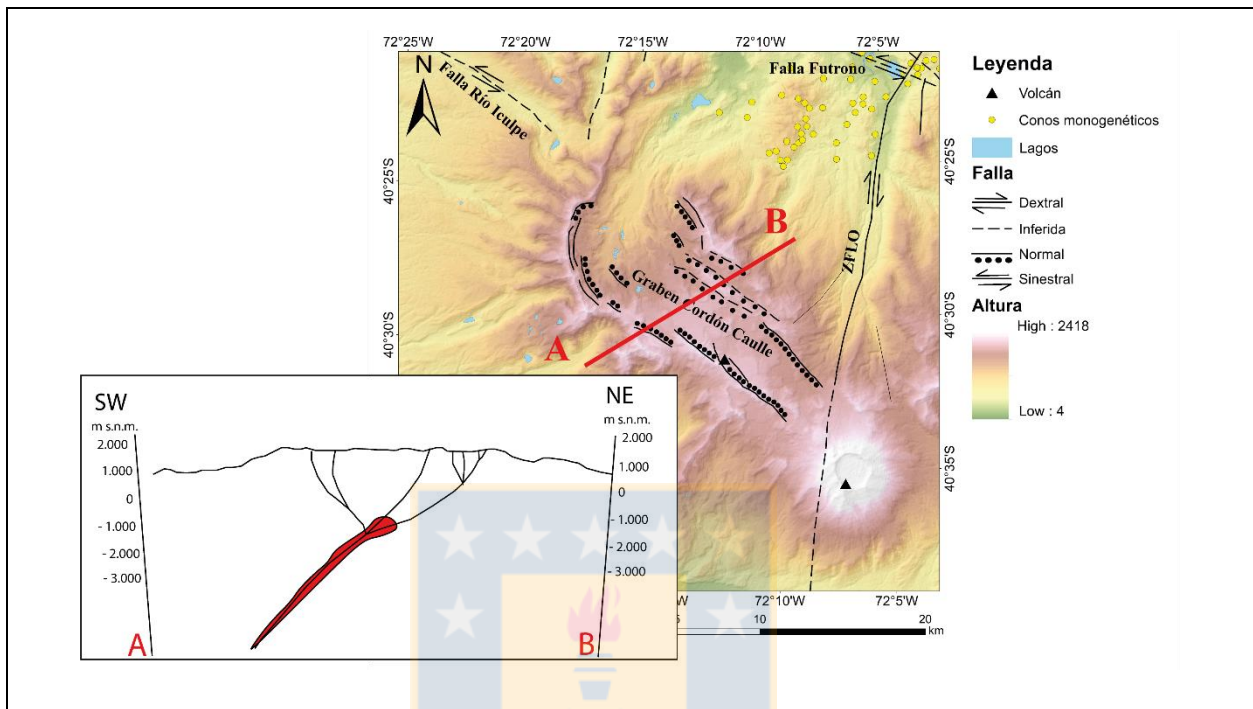
En el sector se midieron 18 cuerpos sub-volcánicos de composición andesítica a basáltica que cortan a las unidades piroclásticas. Su disposición indica esfuerzos con orientación  $\sigma_1$  NW-SE y  $\sigma_3$  NE-SW, lo cual es perpendicular a la propuesta por López-Escobar *et al.* (1995) para el inter-sísmico de los Antes del Sur.

- *Modelo Estructural CVPCC*

García (2015) propone dos subsistemas (Graben Cordon Caulle y Valle del Venado) que se unen a diferentes profundidades, ramificándose en la superficie (Figura 4.57.). Indica, además, que la estructura profunda se asocia a la presencia de una estructura Pre-Andina pre-existente (Lara *et al.*, 2006a). La morfología de graben puede ser explicada por la existencia de gran cantidad de magma en profundidad que sería liberado durante una erupción, causando el colapso del sistema. Esto explicaría el hecho de que las fallas tengan un comportamiento normal a pesar de su orientación.

La orientación de los diques (en su mayoría NW-SE) se puede justificar con una variación en la orientación de los esfuerzos principales, siendo  $\sigma_1$  NE-SW durante el periodo inter-sísmico, y NW-SE durante el periodo co- y post-sísmico. En la primera configuración, las estructuras NW-SE tendrían una cinemática inversa, consistente con el carácter ácido de las rocas más actuales del complejo. Por el contrario, la segunda orientación causaría que esas mismas estructuras tuviesen

un comportamiento normal, permitiendo así la intrusión de diques y la generación de la morfología tipo graben.



#### 4.2.8. COMPLEJO VOLCÁNICO OSORNO-PUNTIAGUDO-CORDÓN CENIZOS

Múltiples volcanes se encuentran rodeando al Lago Todos Los Santos, entre los que se encuentran el Volcán Osorno, Volcán La Picada, Cordón Cenizas-Puntiagudo, Volcán Tronador y otros múltiples centros menores. Este lago está ubicado en la Región de Los Lagos, a poco menos de 100km de la Ciudad de Puerto Montt, en el Parque Nacional Vicente Pérez Rosales. El Volcán Osorno (Figura 4.44.) ocupa el puesto número 14 en el Ranking de Peligrosidad de los Volcanes Activos de Chile elaborado por el Programa de Riesgo Volcanológico de SERNAGEOMIN, pese a no haber hecho erupción desde 1869. Su composición en su mayoría es basáltica, pero también se han registrado composiciones dacíticas.

### - Contexto Geológico y Estructural

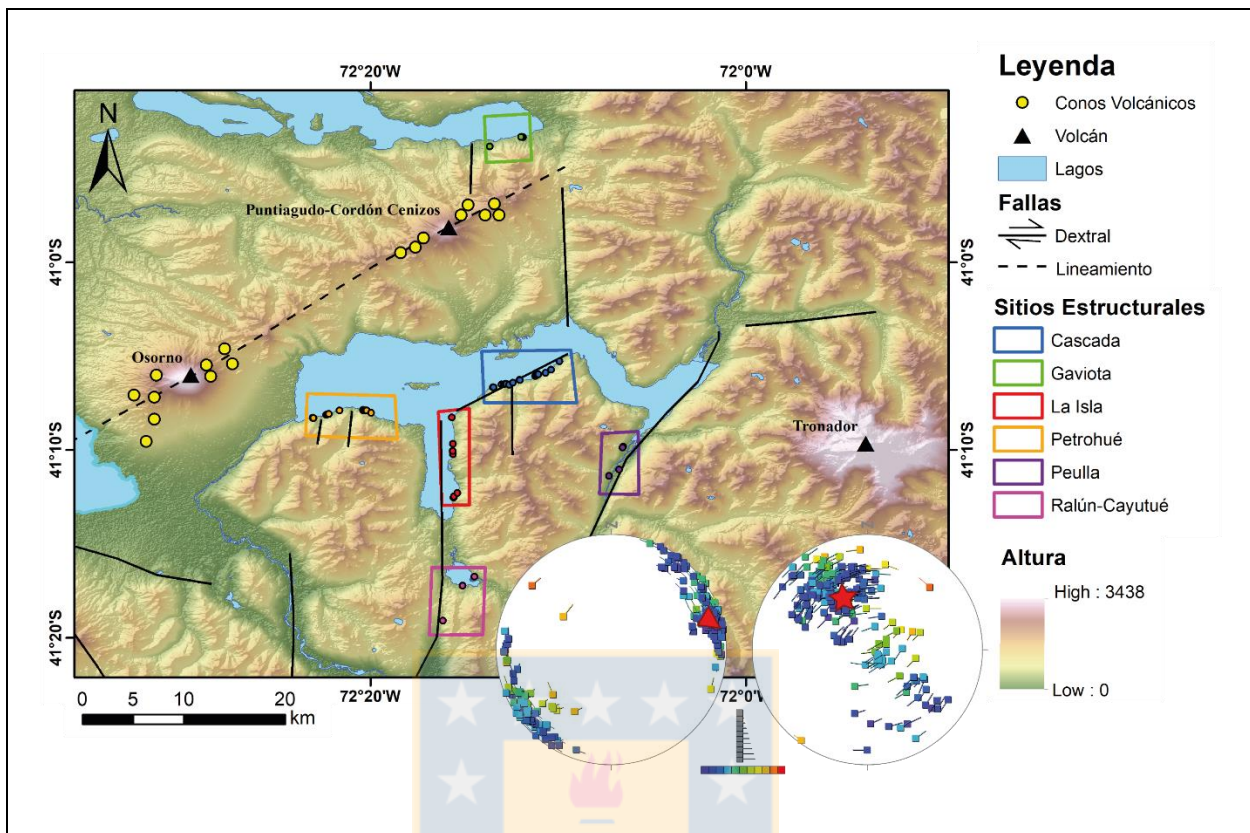
A la latitud de los 41°S la corteza presenta un espesor cortical relativamente uniforme de unos 35km, con un espesor máximo de 40km (Tassara y Yañez, 2003). Se distingue la presencia del SFLO, rasgo estructural más importante del sector. Pertenece a las asociaciones volcano-tectónicas acopladas cinemáticamente con cadenas de estratovolcanes de orientación NE y *cluster* de conos monogenéticos (Cembrano y Lara, 2009), y fue interpretado como un dominio extensional NE en el arco volcánico controlado a su vez por un régimen transpresivo en el Cuaternario (Orozco y Lara, 2009).

### - Resultados

Para el análisis Herrera (En Prep.) definió 6 sitios estructurales en base a la distribución que presentan los datos recopilados en torno al Lago Todos Los Santos. Estos corresponden al Sitio Estructural Gaviota, Petrohué, La Isla, Cascada, Peulla y Ralún-Cayutue (Figura 4.58.).

De los 6 sitios mencionados, los sitios Petrohué, La Isla y Ralún Cayutué presentan una deformación heterogénea, por lo que no se pudo determinar el diagrama de *strain*. En general la deformación es de tipo transpresiva, excepto por los sitios Gaviota y Petrohué donde es transtensiva (Anexo A. 40. 41. 42. 43. 44. y 45.).

También se realizó un análisis por unidad, destacando el Batolito Norpatagónico Mesozoico (Anexo A.46.) con una deformación heterogénea y un diagrama de esfuerzos que muestra dos *cluster*, uno de  $\sigma_1$  NE y otro EW, y el Batolito Norpatagónico Cenozoico (Anexo A.47.), donde se distingue una deformación homogénea con un diagrama de *strain* transcurrente con componente inversa y plano dextral NNE con un  $\sigma_1$  NE-SW y régimen transpresivo. Esto último es muy similar a lo obtenido en el análisis regional (Anexo A.48.), con un gran *cluster* NE para  $\sigma_1$  y un diagrama de *strain* transcurrente con plano dextral NNE.



**Figura 4.58.** Sitios Estructurales CVOPCC. Círculos de colores indican puntos de toma de dato estructural. Incluye el Estado de Esfuerzo Regional. Modificado de Herrera (En Prep.).

#### 4.2.8. VOLCÁN CALBUCO

Se encuentra ubicado en la Región de Los Lagos, al noreste de Puerto Montt, dentro de la Reserva Nacional Llanquihue (Figura 4.44.). Ocupa el puesto número 3 en el Ranking de Peligrosidad de los Volcanes Activos de Chile elaborado por el Programa de Riesgo Volcanológico de SERNAGEOMIN debido a la inexistencia de precursores como ruidos subterráneos, sismos o fumarolas previas a la actividad volcánica reciente. Ha presentado al menos 12 ciclos eruptivos desde 1861 hasta el 2015, de tipo subpliniana, cuyo último evento sólo registró un enjambre sísmico un par de horas antes de hacer erupción. Corresponde a un estratovolcán con forma de cono truncado, cuya composición predominante consiste en productos andesíticos.

*- Contexto Geológico y Estructural*

Se encuentra erigido sobre un basamento de granitoides miocenos pertenecientes al Batolito Norpatagónico y rocas ígneas y Metasedimentarias del Paleozoico superior. El cono volcánico se encuentra compuesto de productos Pleistoceno-Holoceno, desde andesita-basáltica hasta andesita.

A diferencia de la mayoría de los centros volcánicos en los Andes del Sur, este volcán se emplaza sobre un bloque cortical ubicado al oeste del SFLO, limitando con la depresión intermedia, y no está claramente relacionado con estructuras regionales o controlado por ellas (Sélles y Moreno, 2011). Por otra parte, al igual que en los otros volcanes de la ZVSC, su contexto regional refleja una transurrencia dextral marcada por la ZFLO y estructuras oblicuas al margen de orientación NW-SE.

*- Resultados*

Para el análisis de este volcán, Medrano (En Prep.) definió 4 sitios estructurales: Cerro Pichijuan, Canutillar, Calbuco Sur y Puente Pangal representados en la Figura 4.59. (Anexo A. 49, 50, 51 y 52.). La deformación es principalmente homogénea en todos los sitios, siendo el primero de cinemática Transcurrente, el segundo transpresivo con componente inverso y los dos últimos sitios tienen una cinemática inversa con una pequeña componente transcurrente.

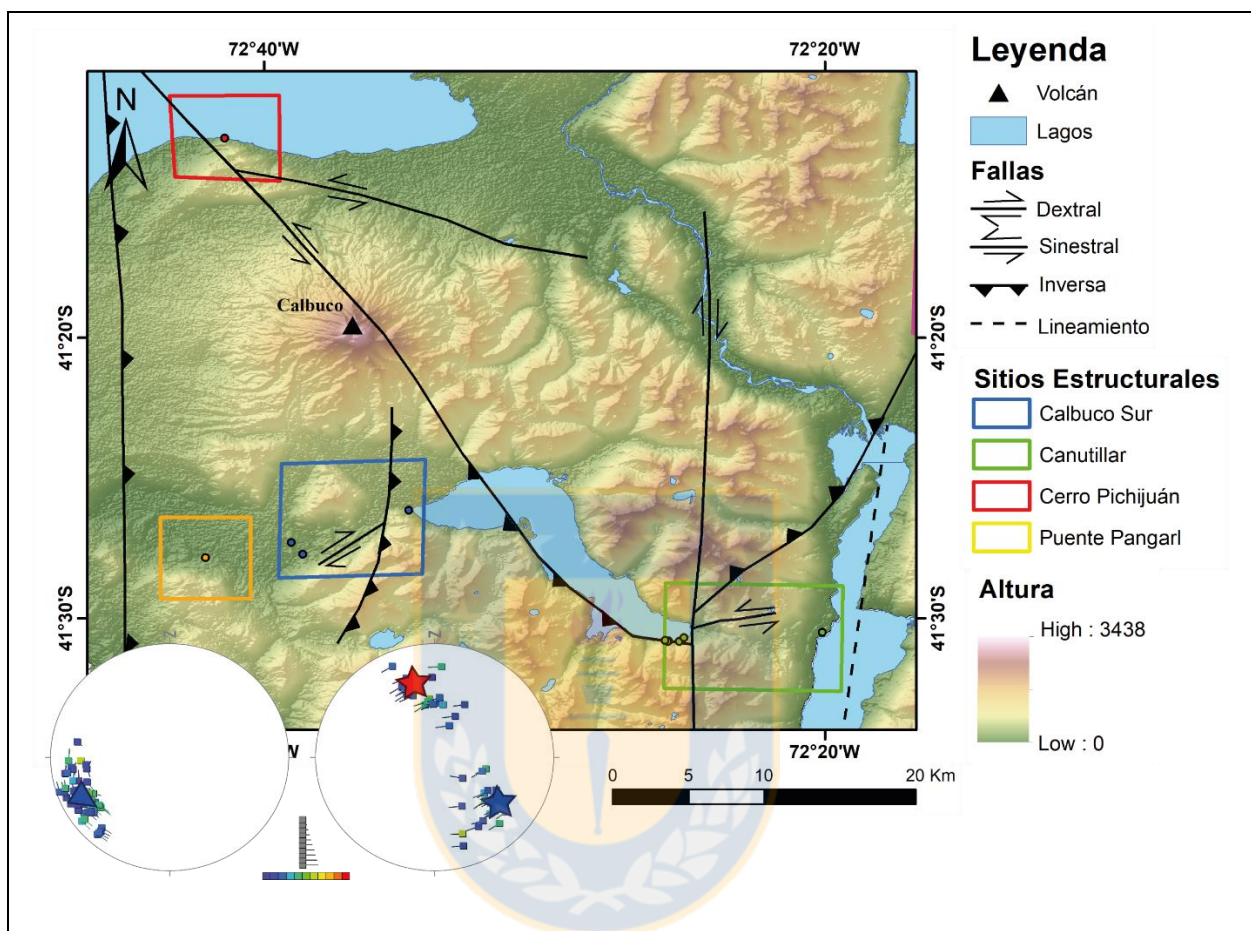
A nivel regional se revela una deformación relativamente homogénea con una cinemática Transcurrente con componente inversa (Anexo A.53.). El análisis dinámico muestra un  $\sigma_1$  NE-SW sub-horizontal y dos valores para  $\sigma_3$ , uno NS sub-vertical y otro NW sub-horizontal, lo que permite definir un régimen compresivo y otro transtensivo, respectivamente.

*- Modelo Estructural Volcán Calbuco*

El Volcán Calbuco se encuentra sobre una estructura NW-SE que define un lineamiento regional que atraviesa el área desde el Cerro Pichijuan hasta la ribera SE del Lago Chapo. Esta estructura se ubica entre dos fallas paralelas al margen de cinemática dextral inversa derivadas de la



convergencia actual, las cuales, aparentemente, no tendrían influencia en la actividad de este volcán (Figura 4.60.).

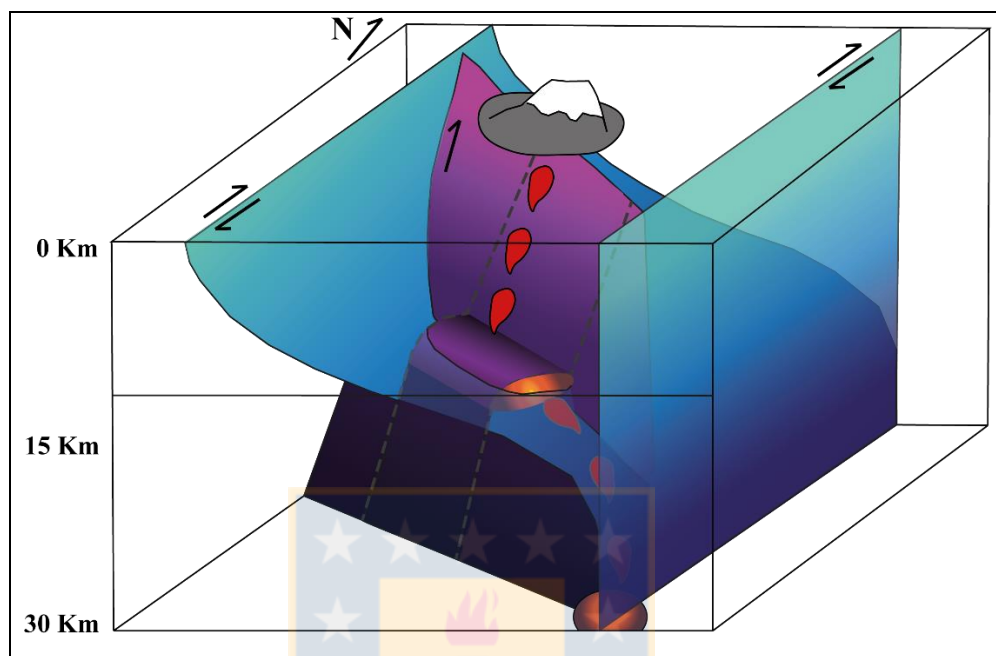


**Figura 4.59. Sitios estructurales Volcán Calbuco.** Círculos de colores indican puntos de toma de dato estructural. Incluye el Estado de Esfuerzo Regional. Modificado de Medrano (En Prep.).

La desorientación de las ETA con respecto al actual campo de *stress* hace que requieran presiones supralitostáticas para activarse y por lo mismo promueven la residencia larga del magma en los reservorios de la corteza (Cembrano y Lara, 2009; Sánchez-Alfaro *et. al.*, 2013; Pérez-Flores *et. al.*, 2016). Lo anterior es una probable causa para las composiciones más evolucionadas del Volcán Calbuco respecto de los edificios y conos volcánicos circundantes.

Las razones de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  junto a la presencia abundante de xenolitos en las lavas del volcán Calbuco indican un alto grado de contaminación cortical y una vasta estadía en la corteza producto posiblemente de un mayor alzamiento en el área del volcán Calbuco (Hickey-Vargas *et.*

*al.*, 1995; López-Escobar *et. al.*, 1995a) sector que, según dataciones de termocronología experimentó un levantamiento durante el Mioceno tardío (Adriasola *et. al.*, 2006).



**Figura 4.60.** Modelo estructural Volcán Calbuco. En azul se ilustran fallas NS y en tonos morados la estructura NW. Modificado de Medrano (En Prep.).

#### 4.2.9. VOLCÁN CHAITÉN

Se encuentra ubicado a los  $42^{\circ}50'S$ , en la Provincia de Palena, Región de los Lagos y está compuesto por la Caldera-Estratovolcán Michinmahuida, la Caldera del Volcán Chaitén y conos piroclásticos recientes (Piña-Gauthier y Vega, 2010). La erupción de 2008-2009 fue una de las erupciones riolíticas más grandes desde la década de 1990 (Major y Lara, 2013).

##### - Contexto Geológico y Estructural

A la latitud de  $42^{\circ}50'S$  se ha definido un espesor cortical de aproximadamente 30km de profundidad (Tassara y Echaurren, 2012). Este complejo está emplazado sobre rocas metamórficas del Paleozoico, cuya génesis es atribuida a un prisma de acreción en el margen occidental de

Patagonia y corresponde principalmente a metaturbiditas (Ramos, 2008) asociadas a un arco de islas volcánicas devónicas (Hervé *et al.*, 2016).

El principal rasgo estructural del área corresponde a la ZFLO, la que controla la cinemática regional. Para la zona, Wicks *et al.* (2011) ha propuesto un modelo de *pop-up* centrada en este sistema de fallas, limitado al oeste y este por fallas inversas. Los mismos autores interpretan una cámara magmática basáltico-andesítica común para todo el complejo ubicada bajo el volcán Michinmahuida, y que de ésta derivaría un pequeño reservorio debajo del volcán Chaitén con magma riolítico, conectándose entre sí mediante estructuras identificadas por sismica (Lange *et al.*, 2008).

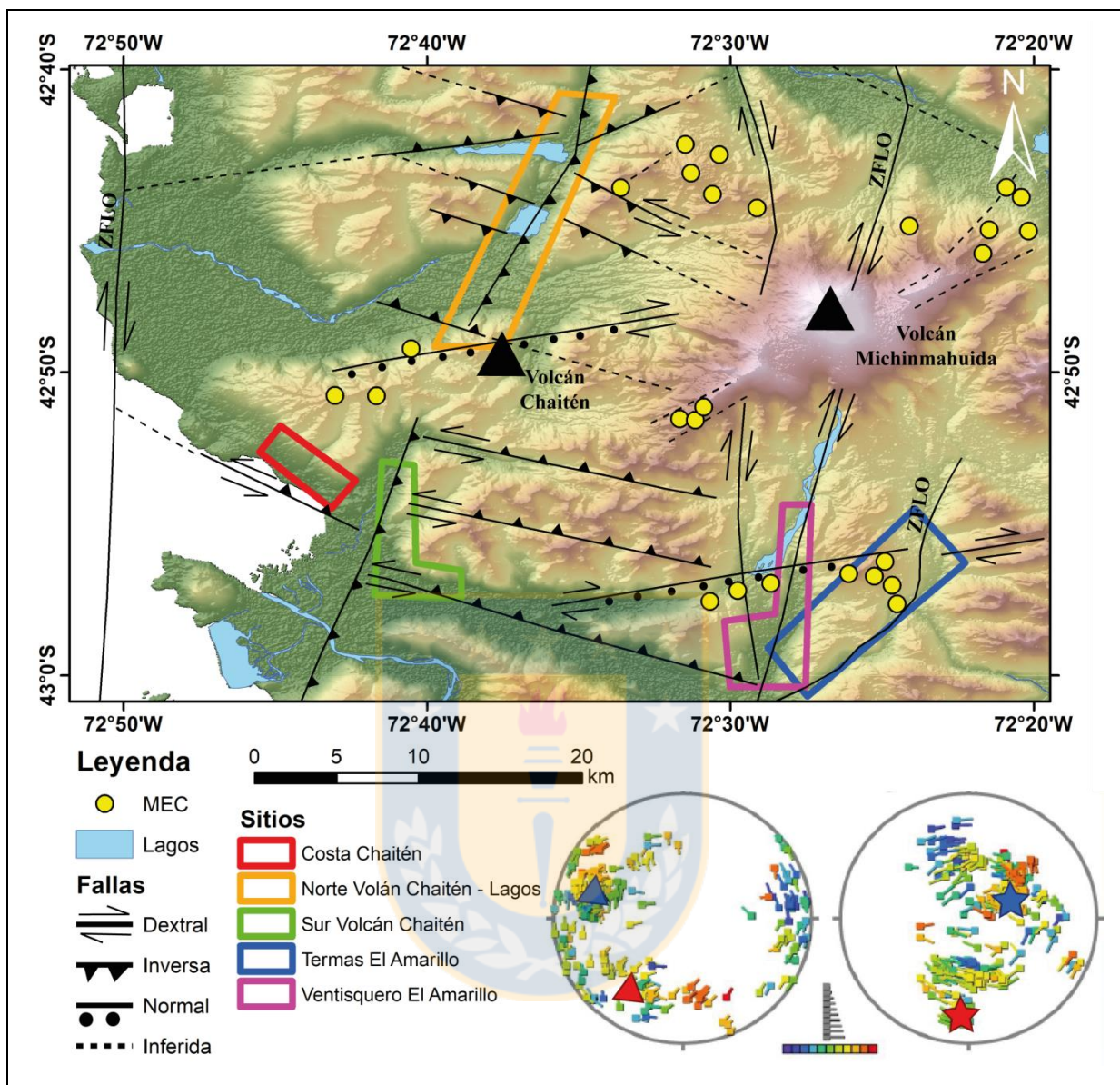
#### - Resultados

Muñoz (2019) estableció 5 sitios estructurales para el análisis de este complejo volcánico (Figura 4.61.): Sur Volcán Chaitén, Costa, Norte Volcán Chaitén – Lagos, Ventisquero El Amarillo y Termas El Amarillo (Anexo A.54. 55. 56. 57. 58.).

El primero muestra una deformación homogénea según la agrupación de ejes P y T y su cinemática es inversa con una leve componente transcurrente. En cuanto al análisis dinámico, existe un *cluster* muy notorio con un  $\sigma_1$  235°/29° y  $\sigma_3$  018°/56° y un  $\Phi=0,6$ . El Sitio Costa también presenta una deformación homogénea, pero con una cinemática normal con componente transcurrente y la distribución de esfuerzos se encuentra bien *clusterizada*, con un  $\sigma_1$  023°/21° y  $\sigma_3$  117°/10°, para un  $\Phi=0,6$ .

El Sitio Estructural Norte Volcán Chaitén presenta una cinemática transcurrente con  $\sigma_1$  ~EW y  $\sigma_3$  NW-SE para  $\Phi=0,4$  y  $\Phi=0,8$ . El Sitio Ventisquero El Amarillo posee un  $\sigma_1$  sub-horizontal con orientación ~EW y  $\sigma_3$  NS, también horizontal, con un  $\Phi=0,5$ . Finalmente está el Sitio Termas el Amarillo con un  $\sigma_1$  sub-horizontal de orientación ~EW y un  $\sigma_3$  sub-vertical WNW-ESE con un  $\Phi=0,5$  correspondiente a un régimen de transcurrente puro, sin embargo, dado que los esfuerzos se encuentran inclinados, se establece que se está en presencia de compresión oblicua.





Se realiza un análisis por unidad, separando los datos en Basamento Metamórfico-Complejo Metamórfico de los Andes Principales, Intrusivo Devónico-Metatonalita Chaitén-Complejo Metamórfico de los Andes Principales, Intrusivo Cretácico – Batolito Norpatagónico Cretácico y Intrusivo Mioceno – Batolito Norpatagónico Mioceno, resumidos en el Anexo A. (59, 60, 61 y 62).

En cuanto al análisis regional, se obtiene una deformación relativamente homogénea, con una gran distribución de ejes P y T y un diagrama de *strain* transcurrente con componente inversa (Anexo A.63.). Se distingue una amplia dispersión de los datos para el estado de esfuerzo regional,

reconociéndose dos cluster, uno de  $\Phi=0,5$  con  $\sigma_1 \sim EW$  y  $\sigma_3 \sim NS$  y otro para  $\Phi=0,7$  cuando  $\sigma_1$  es NE-SW y  $\sigma_3$  NE sub-vertical.

#### - Modelo Estructural Complejo Volcánico Chaitén - Michinmahuida

Como se mencionó anteriormente, Wicks *et al.* (2011) postula un reservorio bajo el volcán Michinmahuida a una profundidad de  $\sim 20$ km, el que estaría relacionado a uno más somero con una estructura NNW-SSE a NW-SE bajo el Volcán Chaitén, a unos 5-9km y con forma de *sill* con manteo al NE (Figura 4.62.). Destaca la existencia de una estructura NE-SW de cinemática normal que sería la responsable del ascenso del magma en la erupción de 2008.

Muñoz (2019), indica que lo anterior se puede relacionar a un modelo de *ramp-and-flat* (Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013) o reservorios sub-horizontales en fallas inversas sinestrales activas NW-SE (Cembrano y Lara, 2009).

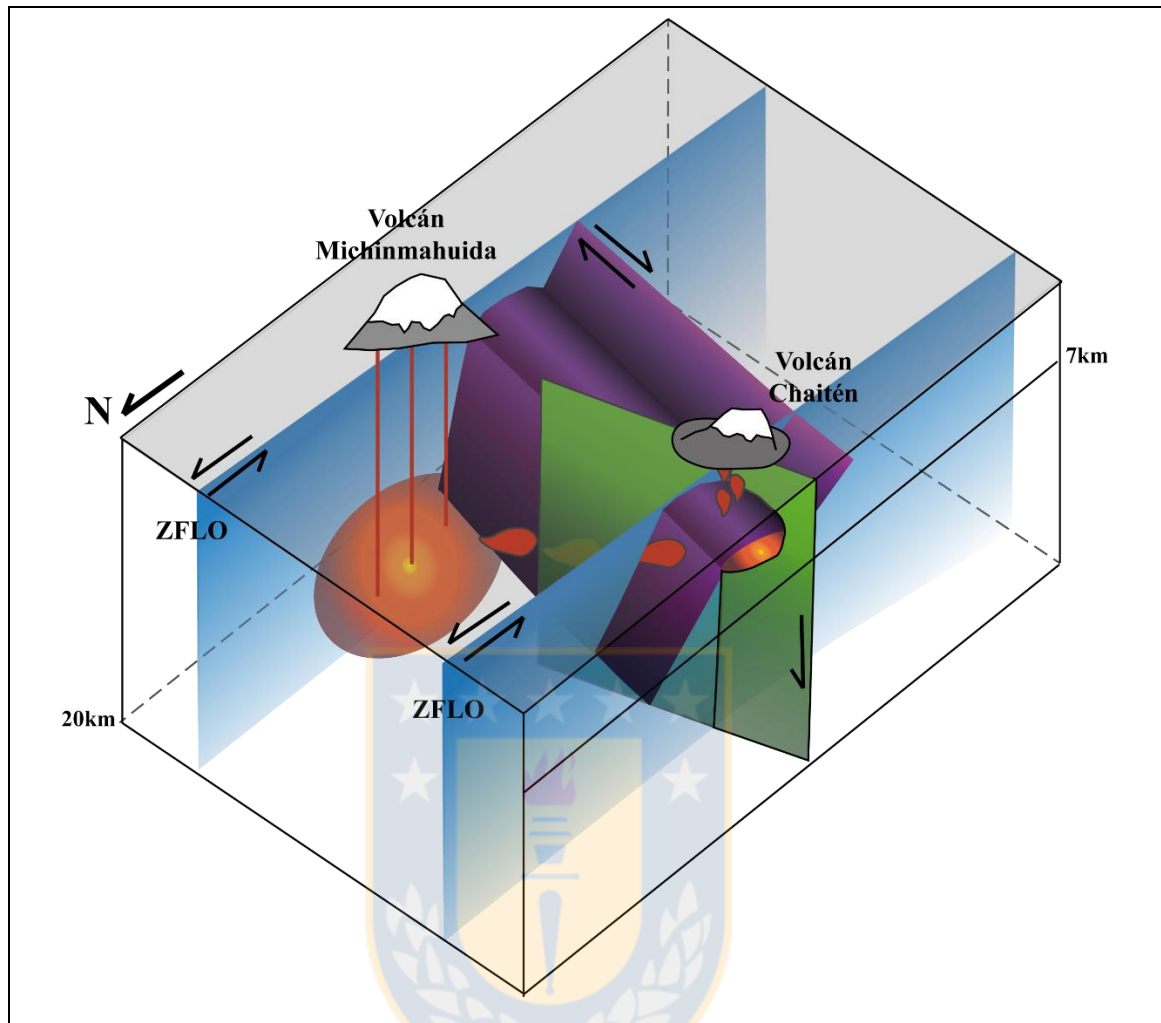
### 4.3. OTROS VOLCANES

#### 4.3.1. LINEAMIENTO VILLARRICA-QUETRUPILLÁN-LANÍN

Lineamiento ubicado en las Regiones de La Araucanía y Los Ríos, tiene una extensión de aproximadamente 60km de largo y una orientación  $N50^\circ-60^\circ W$ . Las composiciones de los volcanes del lineamiento (basaltos a dacitas) son atribuibles a la existencia de un régimen de transurrencia, con dominios compresivos y extensivos, dada la existencia de un gran lineamiento NW, la ZFLO y fallas NE.

La distribución de los volcanes de flanco en los alrededores de los tres volcanes, permite inferir la orientación de sus estructuras alimentadoras y relacionarlas con el grado de diferenciación de los magmas. Los volcanes Villarrica y Lanín presentan volcanes de flanco con orientación NE-SW y composición más básicas, mientras que el Volcán Quetrupillán los tiene en una tendencia NW-SE y una composición diferenciada (Kunstmann, 2018).





**Figura 4.62.** Modelo estructural CVChM. En azul se ilustran fallas de la ZFLO, en verde un plano de falla normal y en tonos morados la estructura NW que posee la cámara magmática bajo el volcán Chaitén. Modificado de Muñoz (2019).

### - Resultados

En general los resultados obtenidos por Kunstmann (2018) muestran una deformación relativamente homogénea, con un diagrama de *Strain* que muestra una cinemática Transcurrente con componente en el rumbo, cuyo plano dextral tiene orientación NE-SW y el plano sinistral es NW-SE. En cuanto al análisis dinámico, se obtuvieron 3 *cluster*, los que corresponden a  $250^{\circ}/14^{\circ}$  para  $\sigma_1$  y  $349^{\circ}/32^{\circ}$  para  $\sigma_3$  con un  $\Phi=0,1$ , de Régimen Transpresivo. El segundo *cluster* tiene un  $\sigma_1$   $063^{\circ}/13^{\circ}$  y un  $\sigma_3$  de  $155^{\circ}/0,8^{\circ}$  con un  $\Phi=0,8$ , de Régimen Transtensivo. Finalmente, el tercer *cluster* tiene un  $\sigma_1$  de  $107^{\circ}/20^{\circ}$  y un  $\sigma_3$   $015^{\circ}/05^{\circ}$  con un  $\Phi=0,2$ , de Régimen Transpresivo.

El área de estudio fue dividida en 6 bloques estructurales (Figura 4.63.) de acuerdo a su ubicación geográfica y a su contexto estructural. Es posible observar 2 zonas de agrupaciones de diques y vetillas, una justo sobre la traza de la ZFLO, cuyas orientaciones coinciden con ella (NS a NNE), y otra ubicada en el sector oriental, donde la mayoría de los diques muestran una orientación NE (Figura 4.64.). El 80% de los diques medidos presentan una orientación NNE-NE e intruyen en su mayoría a rocas cretácicas y su composición es principalmente andesítica con texturas variables (microcristalina, afanítica y porfídica).

En cuanto a los conos de flanco, tanto el Volcán Villarrica como el Lanín, presentan una serie de conos que forman una alineación NE (aprox. N65°E), mientras que, en el Volcán Quetrupillán, estos forman una clara orientación NW (Figura 4.63.). Al comparar las composiciones de los volcanes y sus conos de flanco se obtiene que el Volcán Quetrupillán posee composiciones más diferenciadas que los otros del lineamiento. Esto podría estar explicado por estructuras de alimentación que pasen por los conos de los volcanes Villarrica y Lanín.

#### **4.3.1. COMPLEJO VOLCÁNICO LONQUIMAY**

El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) se encuentra emplazado en lo que corresponde a la zona más septentrional del SFLO (38,5°S), la cual ha sido interpretada como una *Horsetail splay* de escala cortical a esta latitud, dentro de la cual este complejo estaría relacionado a una estructura de tipo *tail crack* orientada NE-SW (Bertín, 2010).

Está conformado por diferentes centros eruptivos, el Estratovolcán Lonquimay, cráteres monogenéticos asociados a una fisura de orientación NE-SW (Cordón Fisural Oriental (CFO)) y 4 conos monogenéticos periféricos alineados paralelos al CFO (Vargas, 2010). El CFO se extiende por 8km y se encuentra formado por una docena de cráteres, conos proclásticos, domos y pequeñas fisuras (Vergara, 2010).

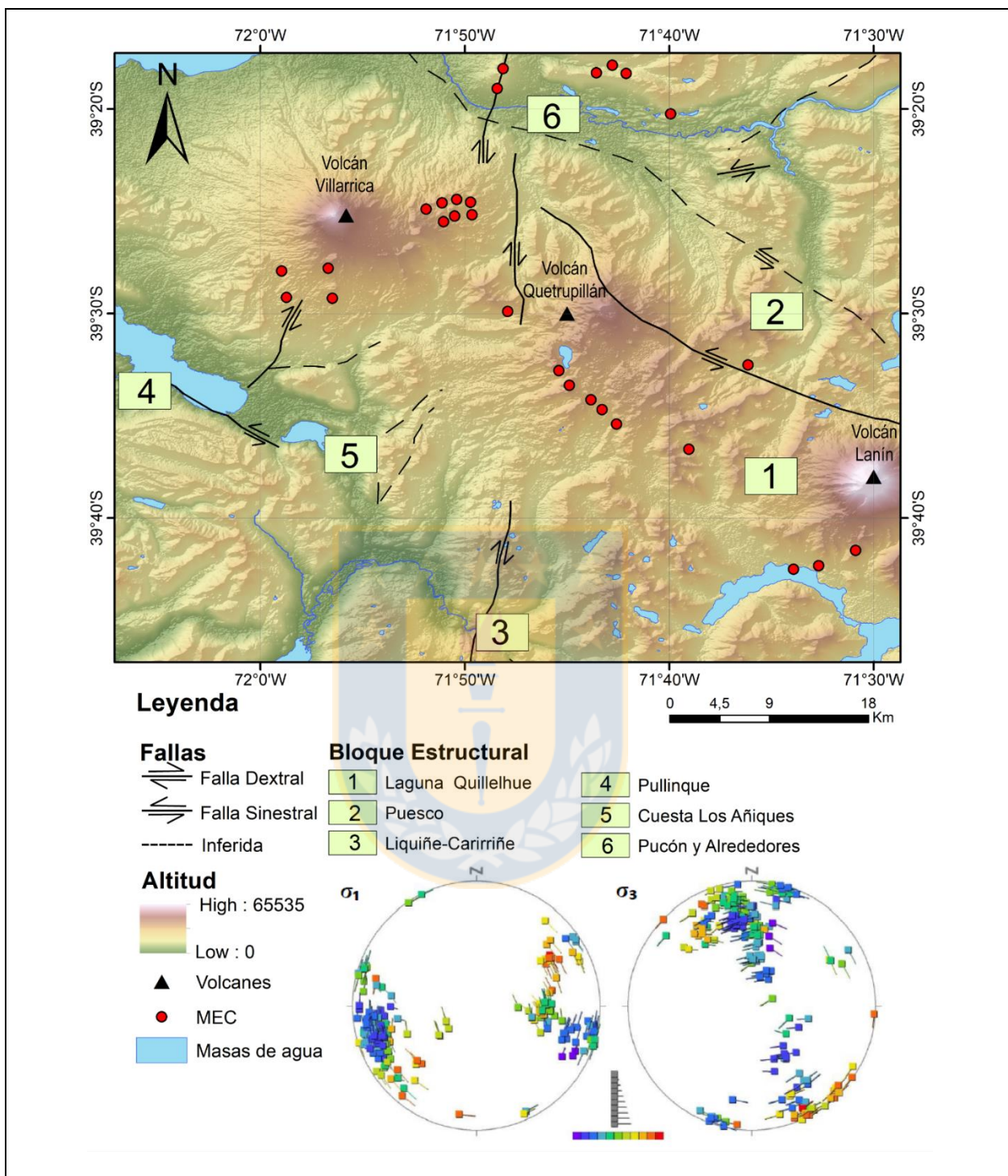
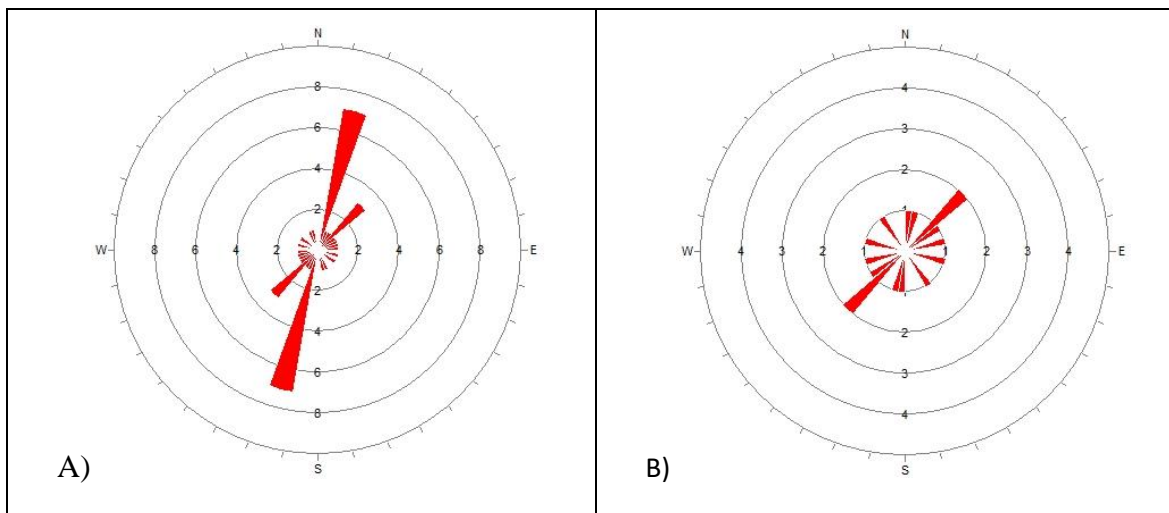


Figura 4.63. Mapa Lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Incluye el Estado de Esfuerzo Regional. Modificado de Kunstmann (2018).



**Figura 4.64. Orientación de estructuras LVQL.** (A) Diagrama de diques (B) Diagrama de vetillas. Tomado de Kunstmann (2018).

El estudio realizado por Bertín (2010) en su memoria de título mediante perfiles generados por gravimetría permite postular fracturas alimentadoras orientadas NE a ENE dentro de un régimen transcurrente dextral, las cuales podrían variar su orientación debido a anisotropías del basamento.

Perez-Flores *et al.* (2016) realizó un levantamiento estructural en la parte norte del SFLO, incluyendo las cercanías de los Volcanes Callaqui – Copahue, Volcán Tolhuaca, Volcán Lonquimay y Volcán Sierra Nevada (Figura 4.65.). Para el análisis contó con 190 planos de fallas estriados, los cuales fueron divididos en 7 sitios estructurales (Lolco, Ralco, Troyo, Las Mentas, La Poza, Las Raíces y Las Ánimas). El análisis regional muestra una distribución bimodal de los valores de  $\Phi$ , obteniendo así una solución de  $\Phi=0,38$  cuyo  $\sigma_1$  tiene una orientación N64°E (sub-horizontal) y un  $\sigma_3$  N30°W (sub-horizontal), y otra con un valor de  $\Phi=0,9$  con un  $\sigma_1$  EW subhorizontal y un  $\sigma_3$  NS, también subhorizontal (Figura 4.66.).

Indican, además, que si bien no se registraron afloramientos obvios, el lineamiento perteneciente al Sistema de Fallas Biobío – Aluminé (ZFBA) presenta numerosas facetas triangulares decamétricas bien expuestas y fallas normales en afloramientos de depósitos fluviales que indicarían una actividad neotectónica. Cabe destacar, que, según lo mencionado por la autora, las fallas maestras de la ZFLO localmente cortan y desplazan a las del SFBA.



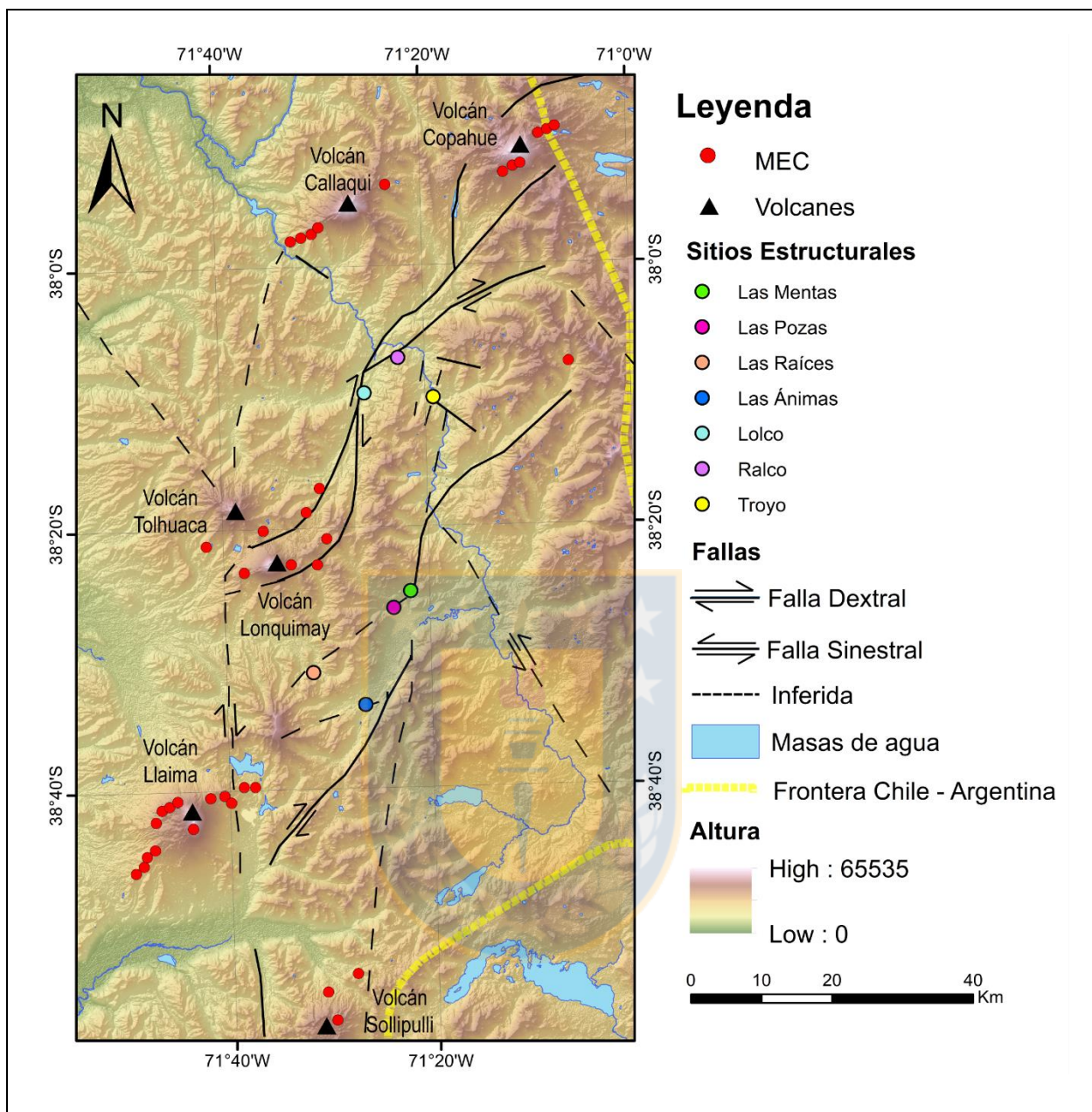


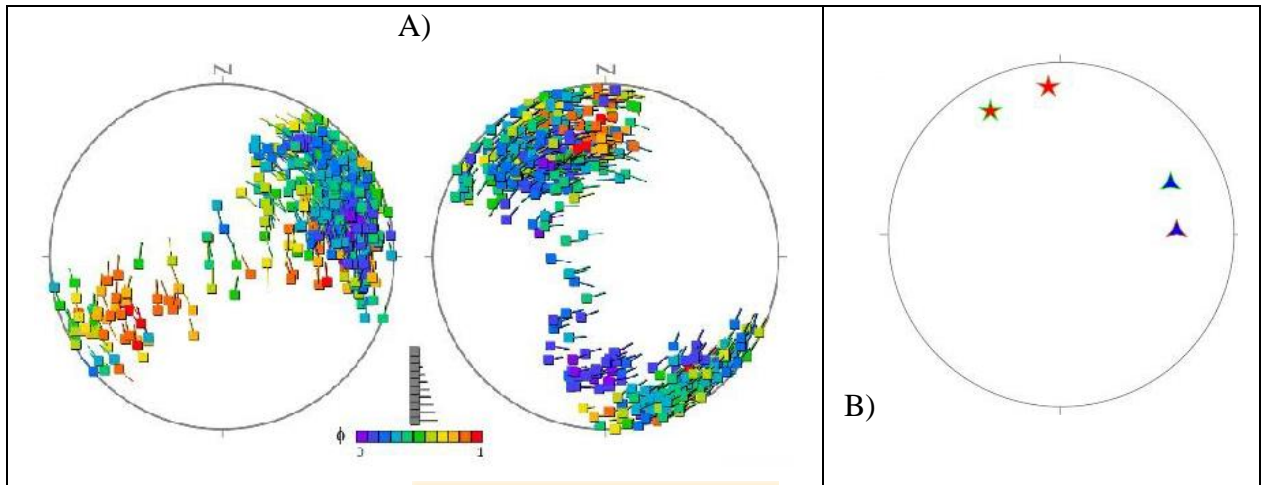
Figura 4.65. Mapa del norte de la ZFLO. Modificado de Perez-Flores *et al.* (2016).

#### 4.4. SÍNTESIS

Tras haberse expuesto las principales características estructurales de cada uno de los volcanes estudiados a lo largo de la ZVS, es posible confirmar que esta presenta grandes variaciones en cuanto a los arreglos tridimensionales de cada volcán, lo que repercute en sus composiciones



promedio, comportamiento eruptivo, susceptibilidad a los eventos sísmicos, entre otras características.



**Figura 4.66.** Análisis Dinámico Regional del sector norte de la ZFLO. (A) Estado de Esfuerzo. (B) Soluciones. Tomado de Pérez-Flores *et al.* (2016).

Los CVNCh y el CVPCC parecieran tener un arreglo que favorecería una erupción volcánica luego de grandes eventos sísmicos dado que la cámara magmática se encontraría en estructuras NW-SE sinestrales e inversas que sufrirían una inversión de esfuerzos durante el periodo cosísmico, permitiendo la eyección de material magmático. Caso contrario es el del volcán Llaima, el cual al erigirse sobre una estructura NE extensional sufriría un cierre de los conductos tras un evento sísmico.

En los casos de los CVMC y CVChM se ve una compleja interacción entre diversos tipos de estructuras (NNE-SSW dextrales, NW-SE inversas y NE-SW normales o grietas de extensión). En el primer caso no se cuenta con los datos geofísicos necesarios como para proponer una cámara magmática, ni su forma o profundidad, por lo que el resultado presentado corresponde únicamente a un esquema en profundidad de cómo podría ser la geometría del complejo. Caso contrario es el del CVChM, ya que luego de la erupción volcánica de 2008-2009 se realizaron estudios que permitieron ubicar las cámaras magmáticas y sus posibles profundidades, y cómo se relacionarían con las estructuras planteadas.

Para los CVOPCC, LVQL y CVL no se cuenta con modelos estructurales tridimensionales. Sin embargo, gracias a sus composiciones promedio es posible decir que el primero se encuentra asociado a una posible grieta de extensión NE-SW dada la alineación de los volcánes y conos parásito. El LVQL se erige sobre una estructura NW-SE inversa, y las diferencias composicionales entre los volcanes del lineamiento estarían dadas por posibles grietas de alimentación NNE-NE en los volcanes Villarrica y Lanín, inferidas a partir de la alineación de conos. Finalmente, el CVL se dispone en una zona con transtensión en un contexto de *pull-apart*, lo que explicaría su composición.



## 5. DISCUSIÓN

### 5.1. MODELO ESTRUCTURAL ZONA CIRCUNDANTE A LAGO RANCO

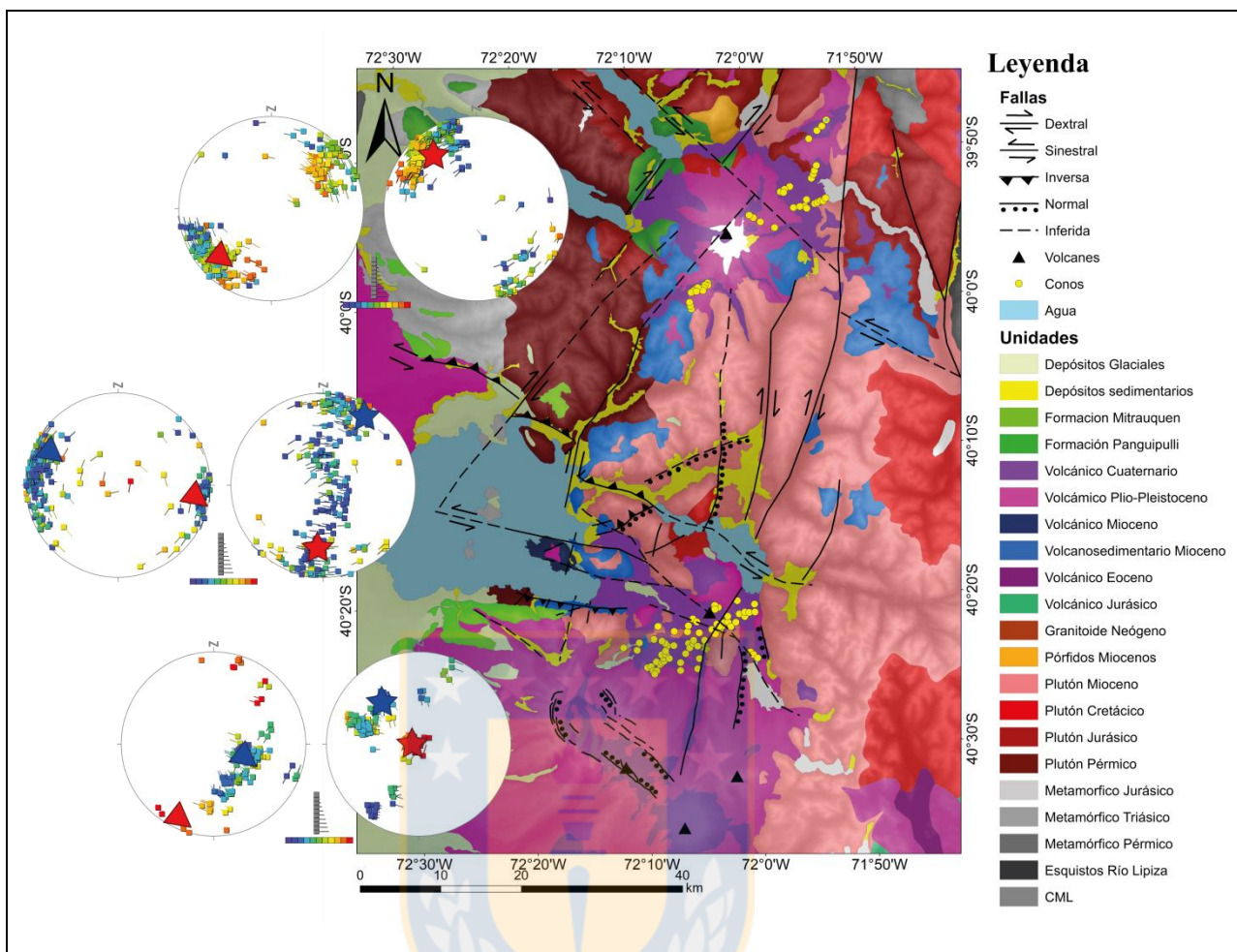
Para la elaboración del modelo estructural se ampliará la zona de estudio, tomando en consideración la información recopilada en terreno más los resultados obtenidos por Peña (2019) para el CVMC, García (2015) para el CVPCC y Guzmán (2015) para el Lago Maihue, además de bibliografía disponible para el área. En la Figura 5.01. se muestra una recopilación de las estructuras principales, conos monogénicos, complejos volcánicos y su geología.

El área está caracterizada por la influencia de la ZFLO y su interacción con fallas NW sinestrales, representadas en la zona por la Falla Futrono, continuación occidental del Sistema de Fallas de Gastre (SFG), que son cortadas y cortan a su vez a la ZFLO, y estructuras NE dextrales que corresponden principalmente a estructuras extensionales más recientes que cortan a las anteriores.

#### 5.1.1. ESTRUCTURAS NNE

Representadas principalmente por la ZFLO, de cinemática inversa dextral, cuya traza principal pasa por el sector oriental del área de estudio, pero cuya influencia puede ser detectada en toda la zona. Posee una geometría en forma de “flor positiva” (Thomson *et al.*, 2002) alzando el bloque oriental por sobre el occidental. En la zona final de la Falla Futrono es posible distinguir estructuras dextrales de orientación N35°E, que podrían estar actuando como estructuras Tipo Riedel.

En el sector central también se reconocen estructuras normales de orientación NNE, la Falla Maihue y el lineamiento Pillanleufú. Estas estructuras podrían explicarse por la extensión que sufre el bloque colgante de una falla inversa, de igual forma que Guzmán (2015) sugirió para el Graben del Lago Huishue. El problema de esta posibilidad es que estas estructuras originadas por extensión son de escasa profundidad y longitud, cosa que no se puede comprobar con la información disponible.



**Figura 5.01. Mapa Local ampliado.** Se incluyen conos monogénéticos, volcanes, estructuras mapeadas e inferidas, además de las soluciones de esfuerzo para el CVMC, el CVPCC y el de Lago Ranco.

### 5.1.2. ESTRUCTURAS NE

Corresponden principalmente a grietas de tensión o fallas T cuya orientación coincide con la dirección del vector de convergencia de placas. Estas estructuras generalmente son paralelas al esfuerzo principal y sub-verticales (Cruz y Orosa, 2007). En la zona están asociadas a la formación del GVCLV, de orientación N67°E, originando vías de ascenso para el magma como evidencia la alineación de conos monogénéticos. Estas estructuras pueden verse en otros sectores como al norte del Lago Maihue, o en el Sector del CVMC, con la alineación de los conos monogénéticos y conos parásitos.

El Grupo Volcánico Carrán – Los Venados está ubicado al sur del Lago Maihue. Posee una composición basáltica a andesítica-basáltica de olivino y clinopiroxeno, lo que corresponde a una composición más diferenciada que otros centros de conos monogénéticos (Bucchi *et al.*, 2015; Castro, 2015).

Cuenta con más de 70 conos pertenecientes a este sistema, más dos volcanes de tipo “satélite”: Volcán Los Guindos y Volcán Media Luna, los que tienen composiciones más primitivas que el resto de los conos del sector puesto que se erigen sobre la traza de la ZFLO que estaría funcionando como un canal de ascenso directo (Bucchi *et al.*, 2015; Castro, 2015).

Este grupo volcánico se encuentra en una zona de debilidad dada por la intersección de la Falla Futrono con la ZFLO, adaptándose de buena forma al modelo de Fallas tipo “SC” propuesto por Rosenau *et al.* (2006) donde existe un conjunto de fallas conjugadas (sintético C y antitético S), al menos en cuanto a la geometría de las estructuras, ya que no se cuenta con más información del sector (Figura 5.02.).

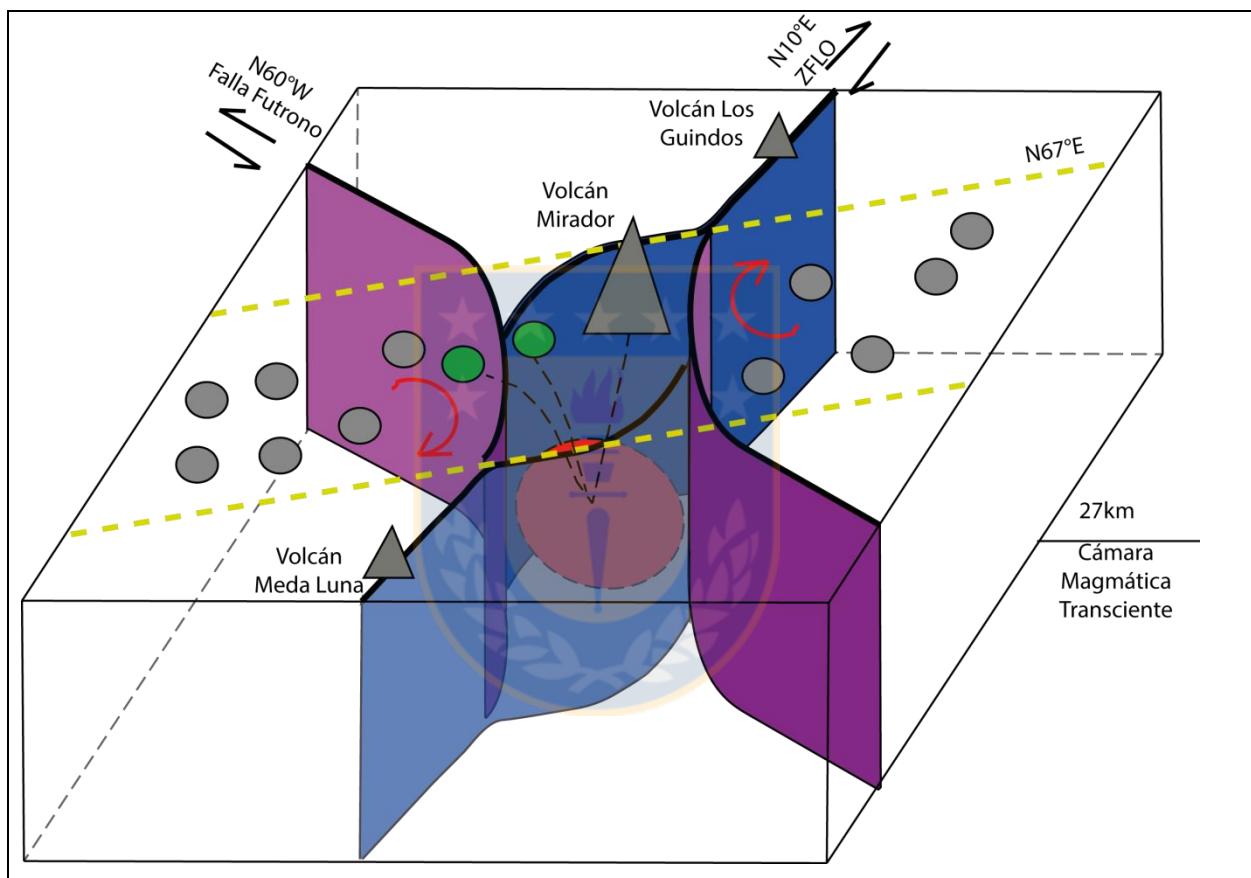
Durante el siglo XX han ocurrido 3 erupciones, Maar Riñinahue (1907), Maar Carrán (1955) y Volcán Mirador (1979), siendo este último considerado como un “estratovolcán en formación” dado que cuenta con depósitos de 5 erupciones superpuestas. Se habla de la posible existencia de una “cámara magmática transitoria” a 27km de profundidad, y que en caso de que realmente exista, aún no poseería un conducto estable, razón de las 3 erupciones en distintos lugares (Castro, 2015). Además, Folguera *et al.* (2007) habla de una cámara magmática a 38km a esta latitud, ubicada en el límite corteza-manto, la que por razones isotópicas correspondería a la misma cámara magmática que la del CVPCC.

### **5.1.3. ESTRUCTURAS NW**

Como se ha mencionado, estas estructuras son interpretadas como debilidades corticales heredadas del Pre-Andino que se encuentran fuertemente desacopladas con el régimen tectónico actual (Cembrano y Lara, 2009). Se ha planteado que estas estructuras, de orientación N50-60°W podrían



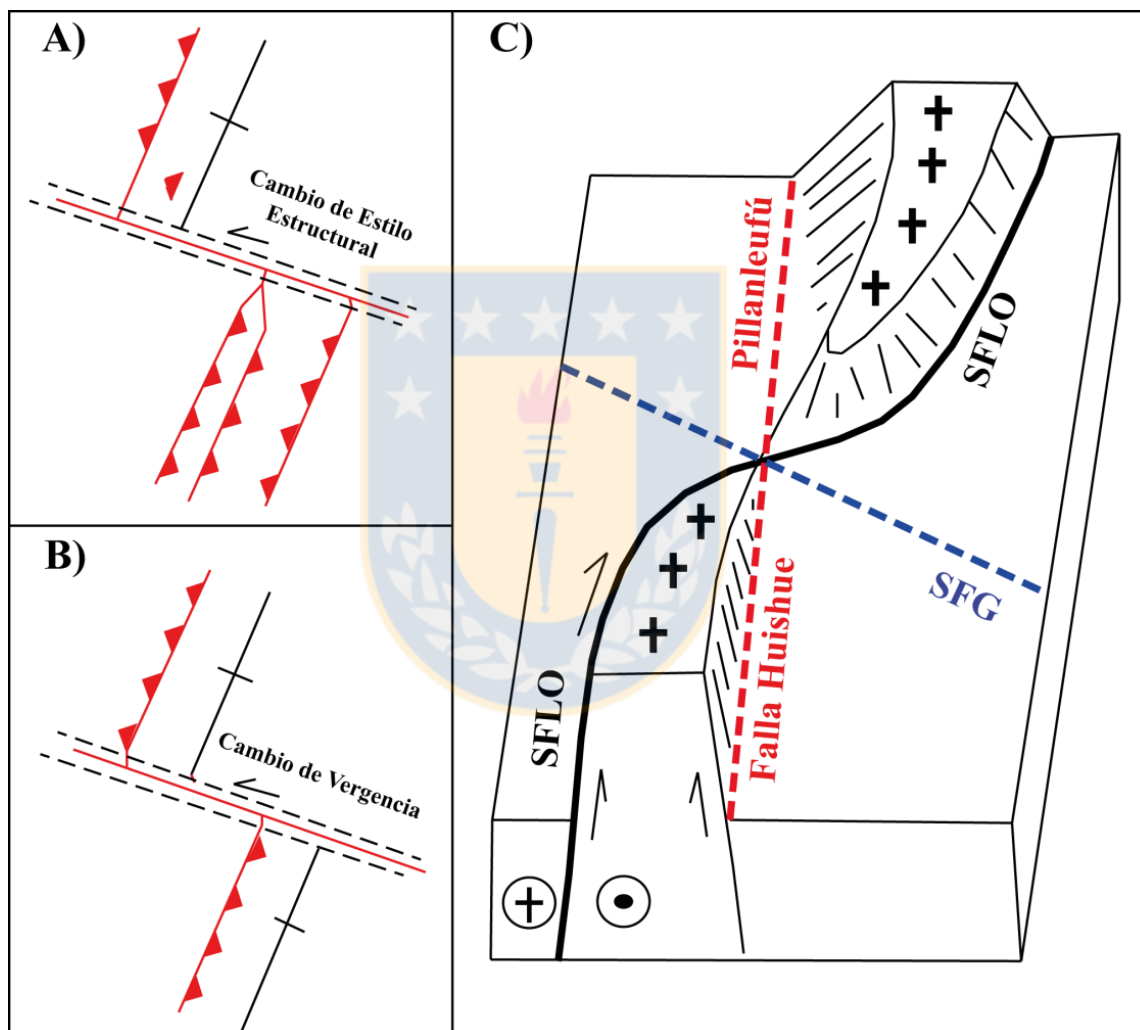
actuar como barreras que cambian el estilo estructural (Villar *et al.*, 2017) (Figura 5.03.A.), pudiendo incluso generar cambios de vergencia en las estructuras que cortan (Villar *et al.*, 2017) (Figura 5.03.B.). En el área del Lago Maihue, Guzmán (2015) propone que la Falla Futrono genera una zona de transferencia al intersectar la ZFLO y al lineamiento Pillanleufú, de tal forma que al norte de la estructura NW se alce el bloque oriental, mientras que, al sur, se alce el occidental (Figura 5.03.C.)).



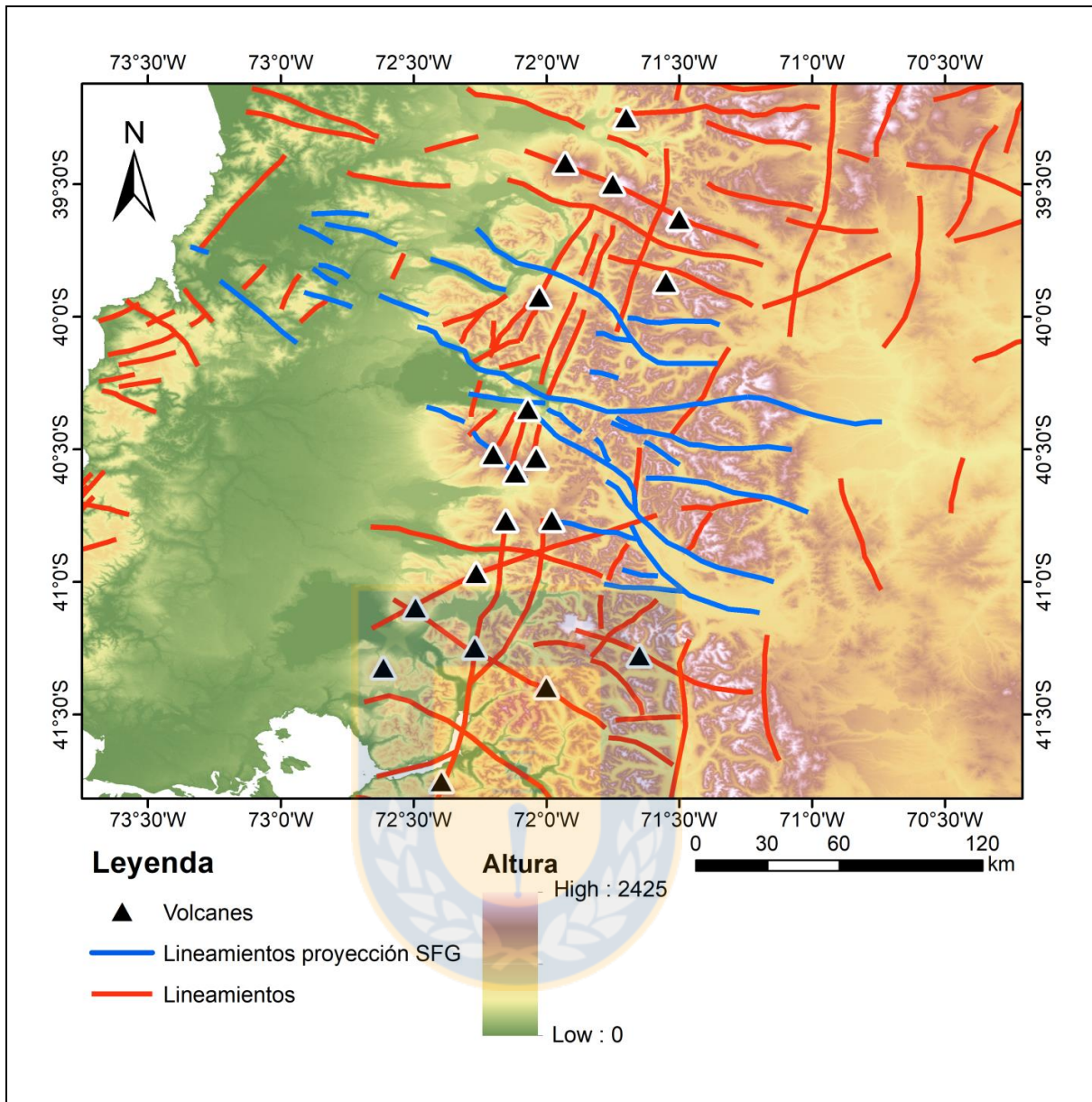
**Figura 5.02.** Esquema del sector de Carrán – Los Venados en profundidad. Círculos grises representan conos monogenéticos sin actividad histórica; Círculos verdes representan lugares de erupción histórica; en morado se representa la Falla Futrono y en azul la ZFLO.

En el área de estudio, las estructuras medidas en torno al Lago Ranco dan la impresión de que la Falla Futrono termina en una estructura tipo *horsetail* que va perdiendo presencia hacia el sector occidental, donde es cortada por estructuras N35°E, posiblemente pertenecientes al SFLO (Figura 5.10.). Sin embargo, al tomar en consideración una escala mayor, es posible notar que los lineamientos NW pueden ser seguidos al menos hasta el valle central (Figura 5.04., líneas azules).

Estos pueden interpretarse como una estructura de tipo anastomosada, lo que se ve reforzado al considerar la Falla Río Iculpe, la estructura NW ubicada bajo el CVMC, la falla inferida que pasa por el Lago Maihue y la estructura que pasa por el GVCLV, las que en conjunto responden mucho mejor a una geometría de falla anastomosada que encerraría una zona de deformación de varios kilómetros de ancho y largo, con múltiples fallas paralelas a subparalelas entre sí, que incluso podría extenderse hasta el Lineamiento Villarrica – Quetrupillán – Lanín.



**Figura 5.03.** Rol estructuras NW. (A) Cambio en estilo estructural. (B) Cambio en la vergencia de estructuras. (C) Cambio de vergencia postulado para la Falla Huishue y Lineamiento Pillanleufú. Tomado de Villar *et al.*, 2017 y Guzman 2015.

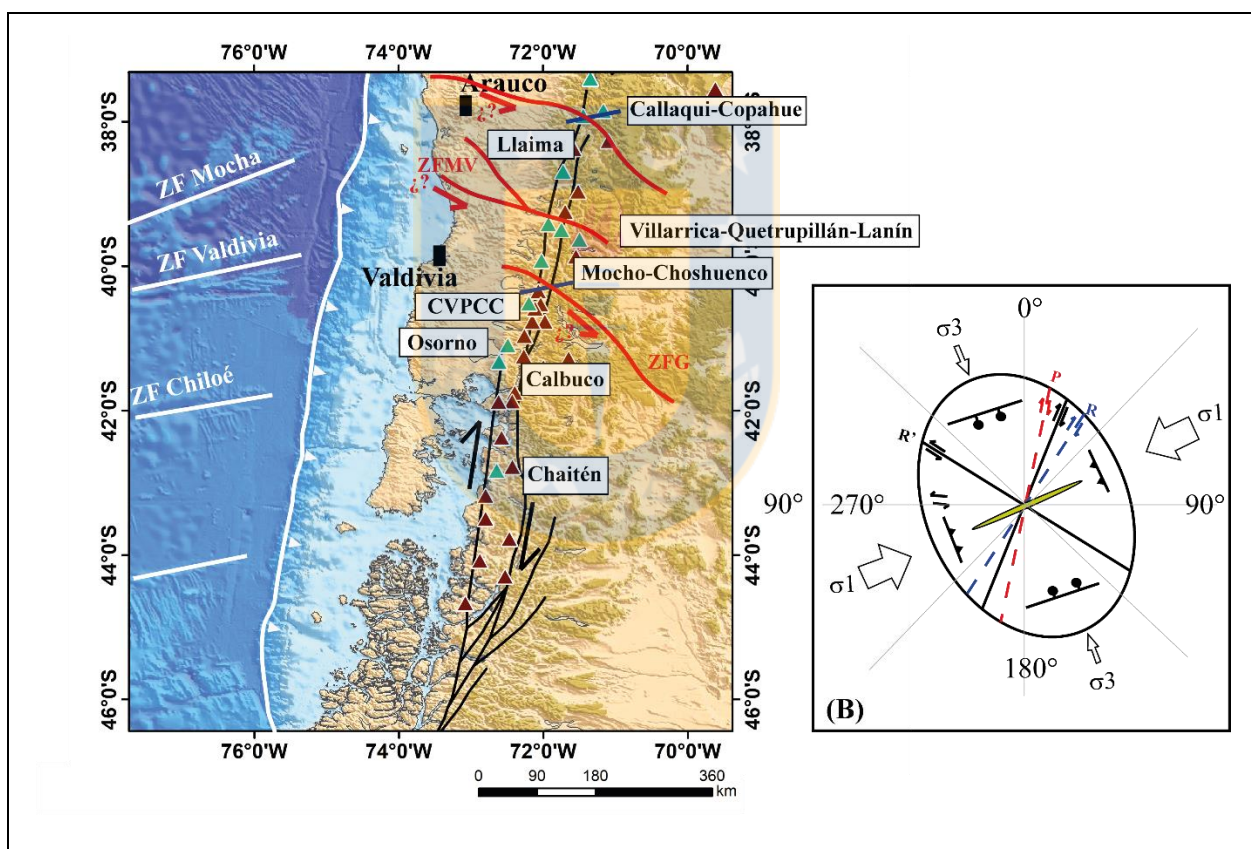


**Figura 5.04. Mapa de Lineamientos Lago Ranco ampliado.** Proyección hacia el oeste del sistema de Falla Gastre, simbolizados con líneas azules.

#### 5.1.4. APLICACIÓN MODELO DE RIEDEL

El Modelo de Riedel (1929) explica la deformación que ocurre dentro de una zona afectada por fallas de rumbo mediante relaciones geométricas. Un Sistema de Riedel consiste en un conjunto de varias estructuras tectónicas a causa de dos fallas de rumbo llamadas “Fallas Principales”.

A grandes rasgos, la deformación en la ZVS (entre los 37°-46°S) puede ser explicada a través del Modelo de Riedel (Figura 5.05.), donde  $\sigma_1$  presenta una dirección de N~78°E y  $\sigma_3$  una de N~12°W. En este contexto, la ZFLO de cinemática transcurrente dextral con una orientación NNE actuaría como un sistema de fallas principal, mientras que las fallas heredadas del basamento actuarían como fallas antitéticas de rumbo sinestrales con orientación N50°-60°W (Ej: SFBBA, SFL, SFMV, SFG) y los lineamientos ENE, como los de la zona de transferencia a la altura de los volcanes Callaqui – Copahue y la alineación de conos monogenéticos en el sector de Carrán – Los Venados y del Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco, pueden ser entendidos como estructuras extensionales o tipo T.



**Figura 5.05. Modelo Riedel ZVS.** En líneas negras se representa la ZFLO, en líneas rojas las ATS, en líneas azules grietas de extensión, triángulos rojos corresponden a volcanes de la ZVS, triángulos verdes simbolizan volcanes estudiados.

Sylvester *et al.* (1988) indican que poco después de la formación de estructuras tipo R, el campo de estrés es modificado localmente produciendo estructuras tipo P y *splay-faults* asociadas. Estas últimas se formarían en las puntas de las estructuras tipo T y se curvarían de forma paralela a las



estructuras extensionales. Lo anterior se encuentra representado por la terminación norte de la ZFLO, donde el sistema termina en una estructura tipo *horsetail* con fallas normales y dextrales asociadas en la zona de transferencia a los 38°S (Melnick *et al.*, 2006; Pérez-Flores *et al.*, 2016).

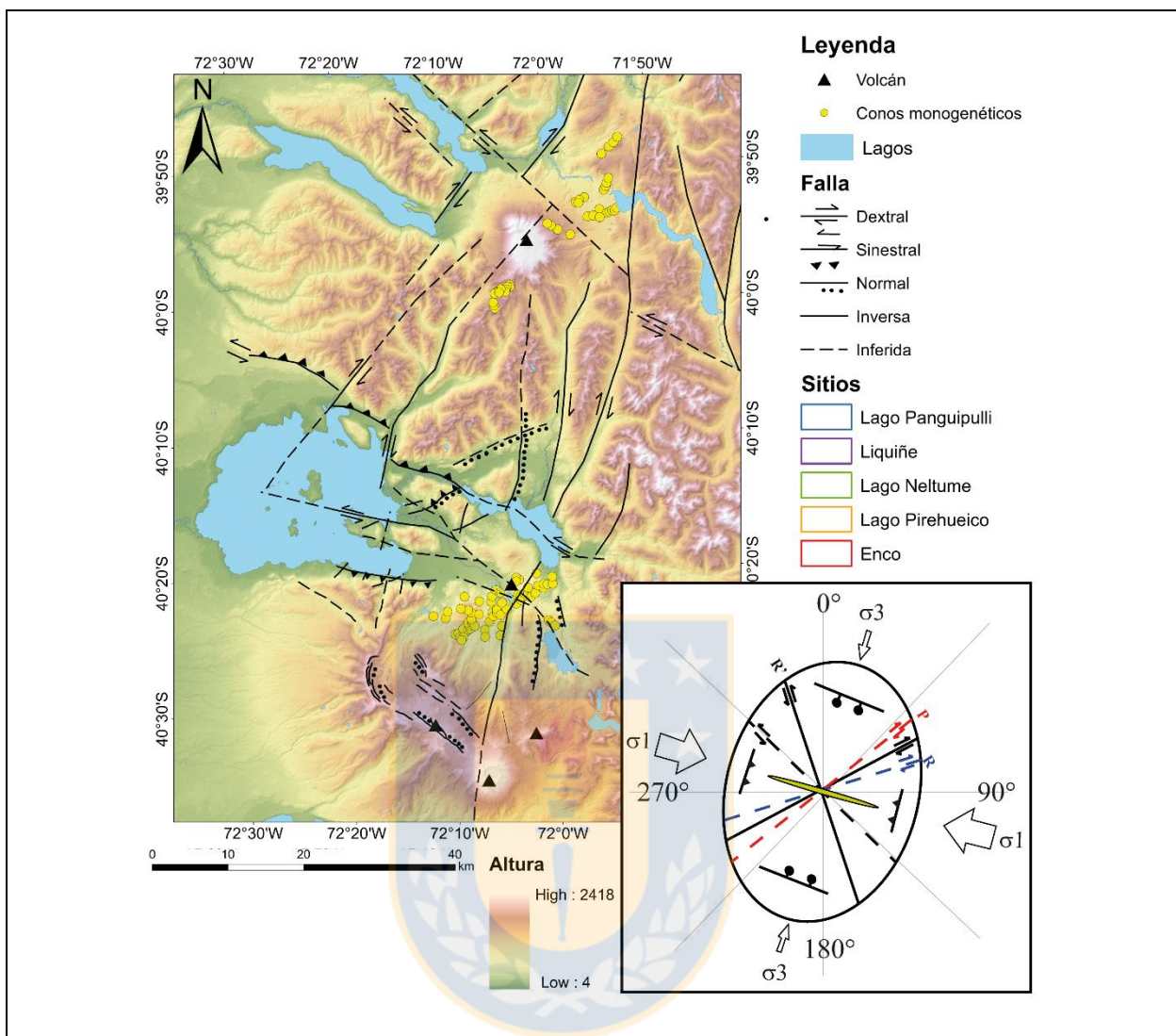
No obstante, al analizar el caso específico de Lago Ranco, donde el esfuerzo principal presenta una dirección de N~80°W, no es posible reconocer las orientaciones que deberían tener las estructuras teóricamente (Figura 5.06.). Las fallas dextrales son ENE, las inversas NE y las grietas de tensión WNW. Sin embargo, ninguna de estas orientaciones fue medida en el área. Las únicas estructuras que presentan coherencia respecto al modelo Riedel corresponden a las fallas heredadas del basamento, representadas en la zona por La Falla Futrono, la que continúa siendo una falla de tipo R', con una orientación NW.

La presencia de una gran anisotropía cortical (SFG), sumada a un gran bloque de basamento que pareciera meterse hacia el este por el norte del Lago Ranco podría ser una posible explicación para la orientación de los esfuerzos obtenidos, los cuales se encuentran rotados con respecto al  $\sigma_1$  NE esperado (Figura 5.07.).

Por otra parte, cabe mencionar que para referirse a un Sistema de Riedel es necesaria la existencia de una zona de cizalle con claros límites a ambos costados para representarse. El límite oriental está representado por la ZFLO, sin embargo, el límite occidental no es tan claro. En imágenes satelitales pueden distinguirse algunos lineamientos NS hacia el oeste, pero no existe evidencia de que existan estructuras de gran dimensión que limiten el sistema.

Hay dos soluciones posibles para esta situación, la primera es que no exista un límite abrupto, sino más bien que la deformación se vaya perdiendo gradualmente hacia el occidente, o que la estructura que limita el sistema se encuentre entre el sector Precordillerano y el Valle Central, pero aún no ha sido documentada o corresponde a una falla ciega.

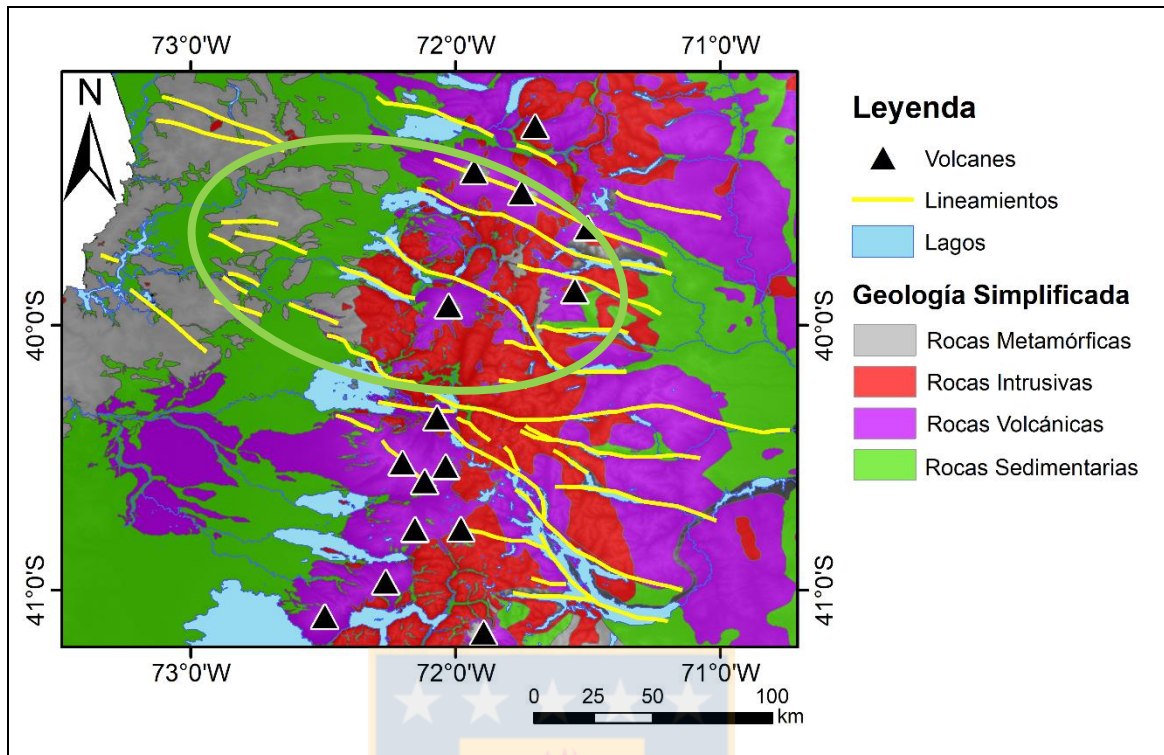




**Figura 5.06.** Modelo Riedel Lago Ranco.

### 5.1.5. SÍNTESIS MODELO LAGO RANCO

Uniendo toda la información disponible se elabora el modelo estructural para la zona de Lago Ranco (Figura 5.08.) el cual muestra cómo se relacionarían las distintas estructuras en profundidad. En tonos celestes se muestran los planos de orientación NS a NNE, correspondientes en general a planos dextrales con componente inverso, en morado están los planos de orientación NW, tanto inferidos como medidos en terreno, y en verde se incluyen las grietas de tensión que explican las alineaciones de conos monogenéticos.



**Figura 5.07. Anisotropía y Bloque de Basamento.** Mapa de Litología simplificada, en verde rocas sedimentarias, en gris rocas metamórficas, morado rocas volcánicas y rojo rocas intrusivas. En amarillo se representan lineamientos NW en la zona de estudio. Círculo verde encierra el bloque de basamento.

En el sector oriental del lago se puede ver como las estructuras dextrales son desplazadas por aquellas sinestrales, mientras que, en el norte del mismo, son las fallas dextrales las que cortan a la Falla Futrono, de cinemática sinistral. Para la Falla Río Iculpe se asume un posible movimiento sinistral dado que se midieron índices cinemáticos en otras estructuras cercanas de igual orientación, pero en el área misma sólo fue posible observar lineamientos.

Las cámaras magmáticas se ubican sobre planos de orientación NW por bibliografía, ya que no se cuenta con datos de sísmica ni geofísicos como para poder saber si es una sola cámara magmática o si existe más bien un conjunto de reservorios pequeños, ni a qué profundidad se ubicarían.

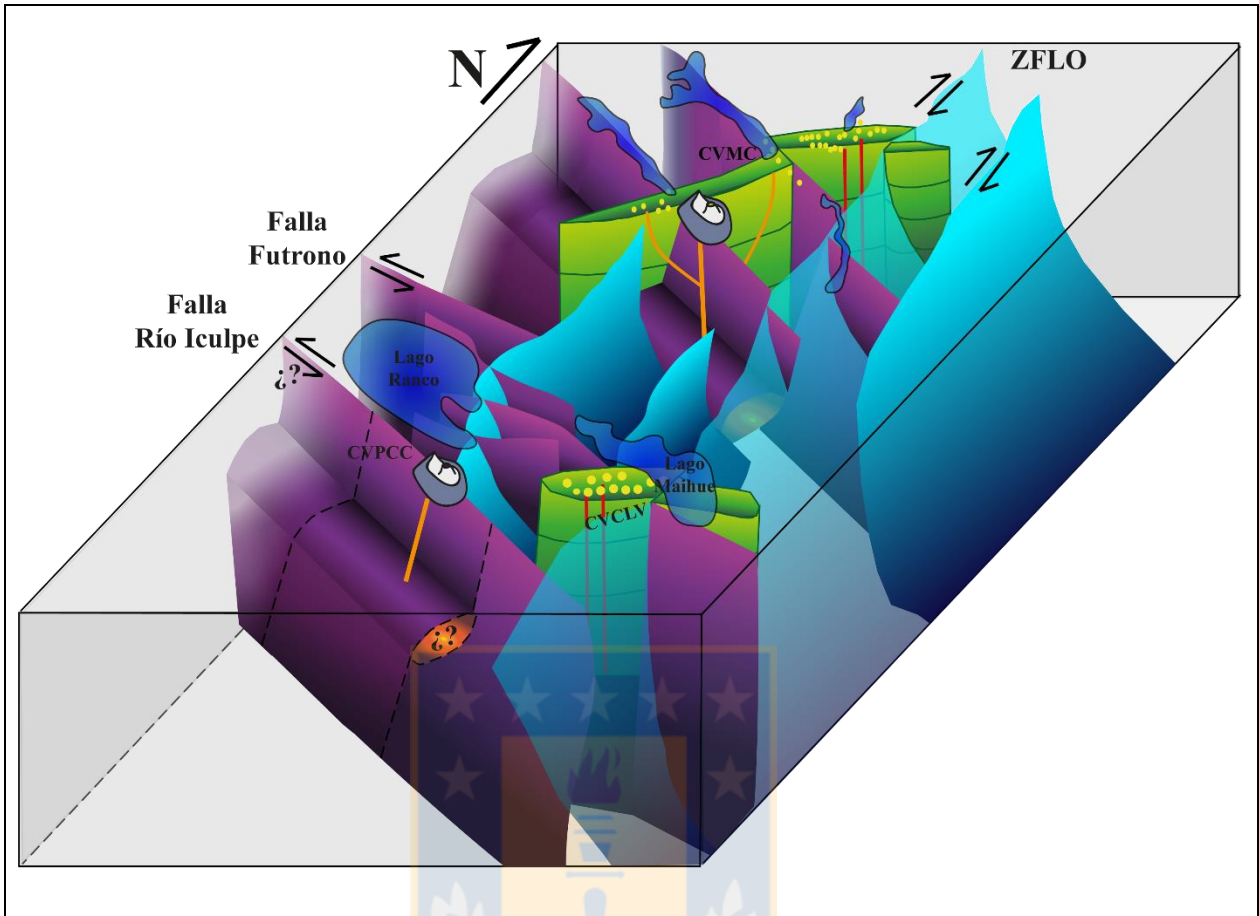


Figura 5.08. Modelo Estructural Lago Ranco. Descripción en el texto.

## 5.2. RELACIÓN ENTRE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN

Evidencia geológica de una dualidad en el comportamiento cinemático se encontró en fallas de intra-arco NW-SE (Perez-Flores *et al.*, 2016). Este comportamiento puede ser explicado de dos formas, por una evolución temporal de los esfuerzos, o por la influencia del ciclo sísmico, el cual genera cambios en la cinemática de las estructuras (Staton-Yonge *et al.*, 2016), lo que es coherente, además, con lo señalado por Lara *et al.* (2006a), donde indican que los regímenes compresivos y extensivos no pueden coexistir al mismo tiempo, sino que estos deben ir alternándose.

Entre las posibles causas de una inversión de cinemática se encuentran: la reactivación de fallas en una zona fracturada donde se pierde la cohesión de la roca y disminuye el ángulo de fricción interna

( $\Phi$ ), la influencia de fluidos en la resistencia de las rocas, donde a mayor presencia de fluidos, menor resistencia a la ruptura debido a que la presión de poros reduce el estrés efectivo necesario para fracturar una roca, la sobrepresión de fluidos, la presencia de minerales arcillosos como montmorillonita, entre otros factores (Price, 1966).

En el área circundante al Lago Ranco, en las fallas secundarias de la Falla Futrono, se han identificado tensores de *stress* de regímenes compresivos con un  $\sigma_1$  NE-SW y otro EW (Lara *et al.*, 2006a). En el Sitio Estructural Lago Ranco es posible reconocer una variación de esfuerzos, pasando de un  $\sigma_1$  NE-SW a un  $\sigma_1$  NW-SE (Figura 5.09.), donde algunas fallas muestran una dualidad de comportamiento, pasando de dextrales a sinestrales. En otros casos, los esfuerzos no cambian significativamente de orientación, sino más bien de valores de  $\Phi$ , pasando de valores de 0,3 a 0,8 en Riñinahue, Llifén y Cunao, lugares donde también se observa la dualidad de cinemática marcada por el paso de un régimen transpresivo a uno transtensivo.

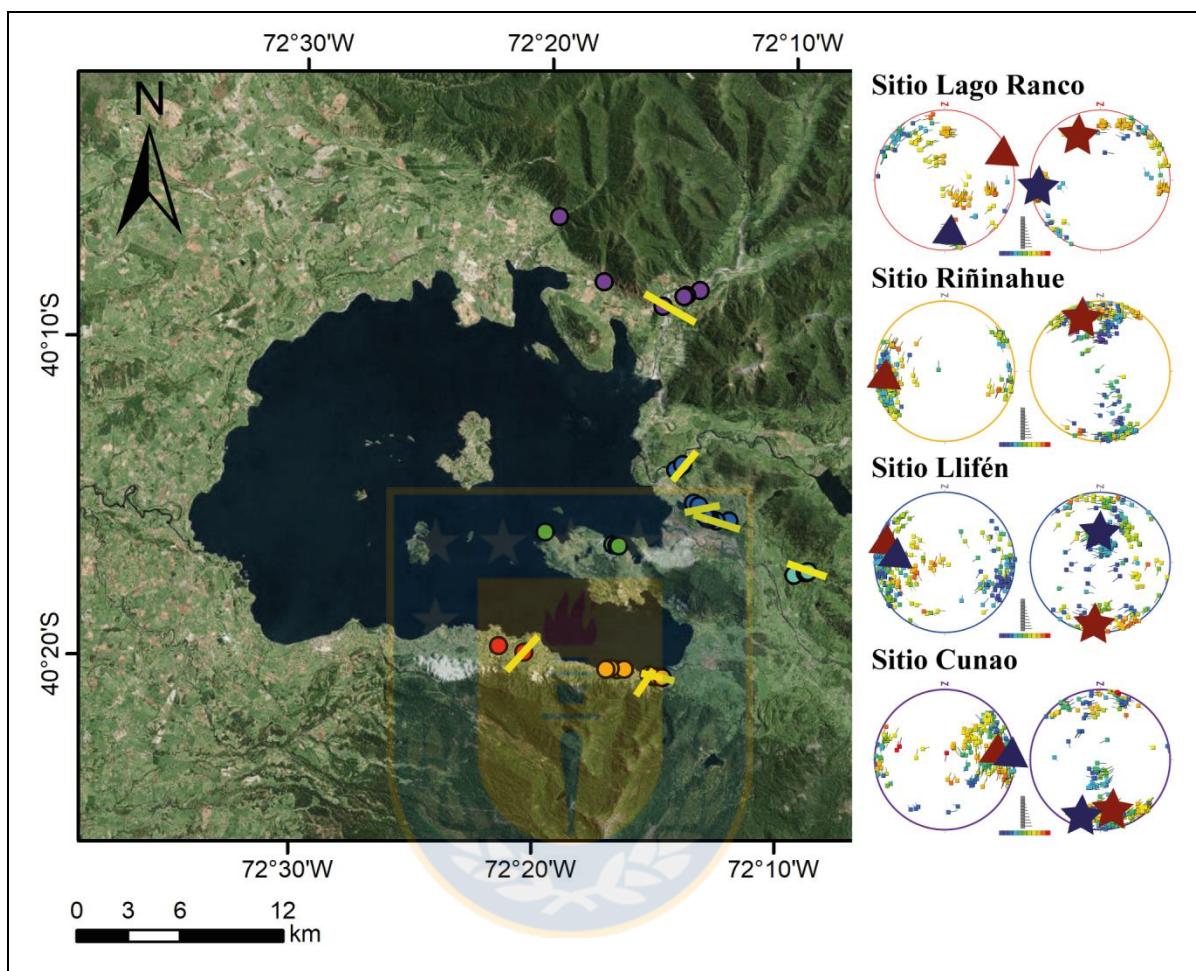
El área presenta un grado de alteración hidrotermal elevado, con gran presencia de fibras de crecimiento de epidota y clorita, zonas de argilización, alteración potásica localizada en el sector de Llifén y presencia de piritita diseminada. Lo mencionado anteriormente deja abierta la posibilidad de que la reactivación de estructuras no sea por origen tectónico, sino más bien una consecuencia del paso de fluidos hidrotermales producto de los complejos volcánicos que rodean la zona.

Modelamientos matemáticos indican que la ZFLO tiene un desplazamiento dextral de 1-7mm/año durante el periodo inter-sísmico (Staton-Yonge *et al.*, 2015 y 2016), mientras que las fallas NW-SE poseen tasas de desplazamiento sinistral-inverso de 0,85mm/año para el mismo periodo. Durante la fase co-sísmica, las fallas cambiarían su cinemática, pasando las fallas NE-SW a ser sinestrales y las fallas NW-SE a ser normal-dextrales (Staton-Yonge *et al.*, 2016), esto último es consistente con lo indicado por Lara *et al.* (2004).

Se ha demostrado que los terremotos de subducción inducen la transferencia de *stress* y cambios en el *stress* estático a las fallas circundantes, las que pueden responder mediante rupturas de fallas o activación progresiva de estas (Staton-Yonge *et al.*, 2016; Harris, 1998; Stein *et al.*, 1992), o



desencadenar erupciones volcánicas debido a cambios de *stress* en las vías del magma (Lara *et al.*, 2004; BonalI *et al.*, 2013).



**Figura 5.09.** Sitios con doble cinemática en estructuras de Lago Ranco. En amarillo se muestran las orientaciones de aquellas estructuras con doble cinemática. Al lado derecho están los estados de esfuerzo con las respectivas soluciones para cada sitio estructural.

En Chile, desde 1906, han ocurrido 4 terremotos de  $M_w > 8$ , en la proximidad de 60 volcanes holocenos en la ZVS. En la Figura 5.10. se observa una compilación de los terremotos ocurridos en la ZVS y sus zonas de ruptura, además de los volcanes presentes.

Para analizar el posible rol que tienen los terremotos de subducción en la actividad volcánica se considerarán el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa-Azufre (CVPPA) al norte de la zona de ruptura, el Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh), en la zona central, y los volcanes



Callaqui-Copahue, al sur de la zona de ruptura, los cuales entraron en actividad luego del Terremoto del Maule.

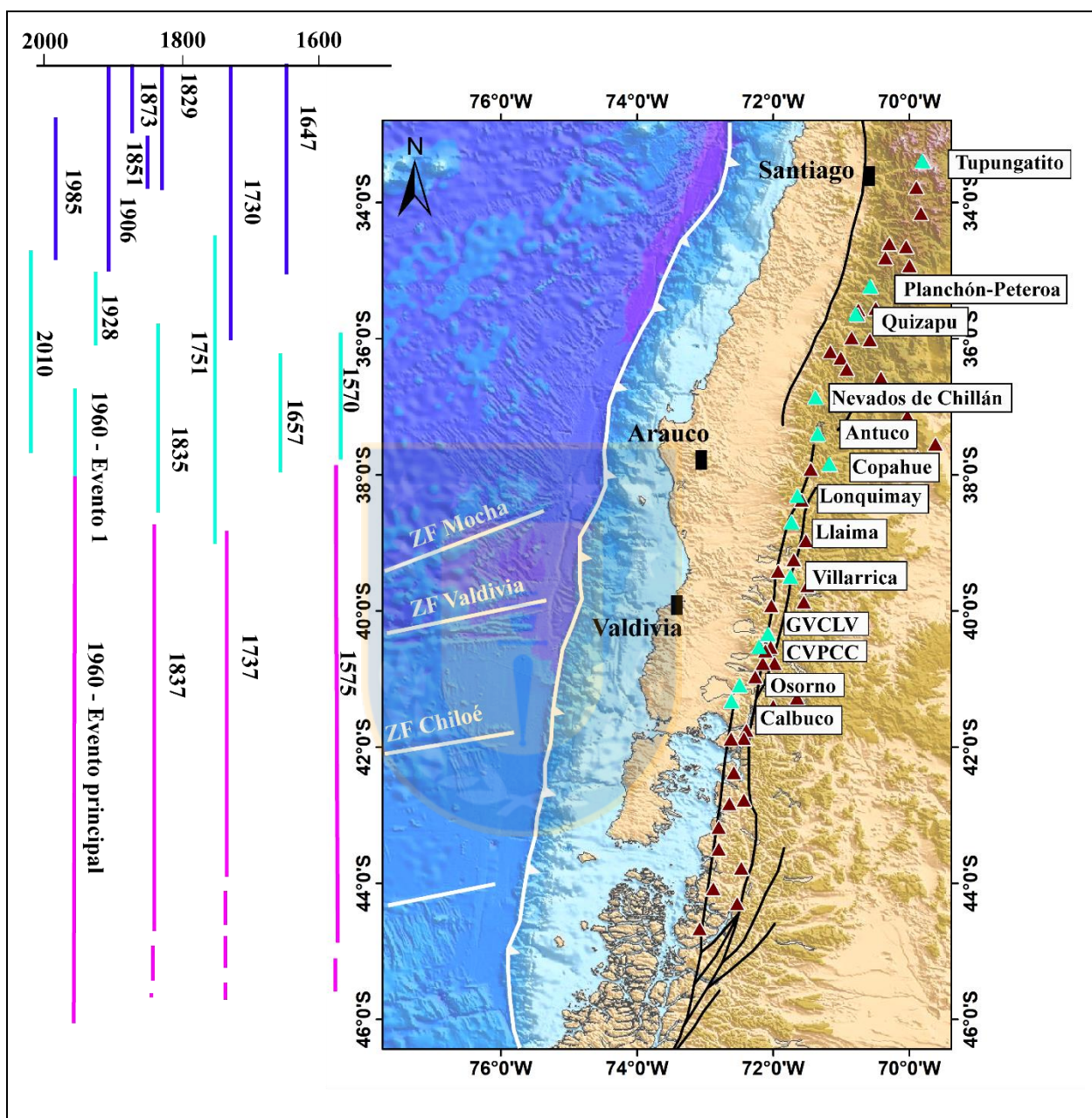
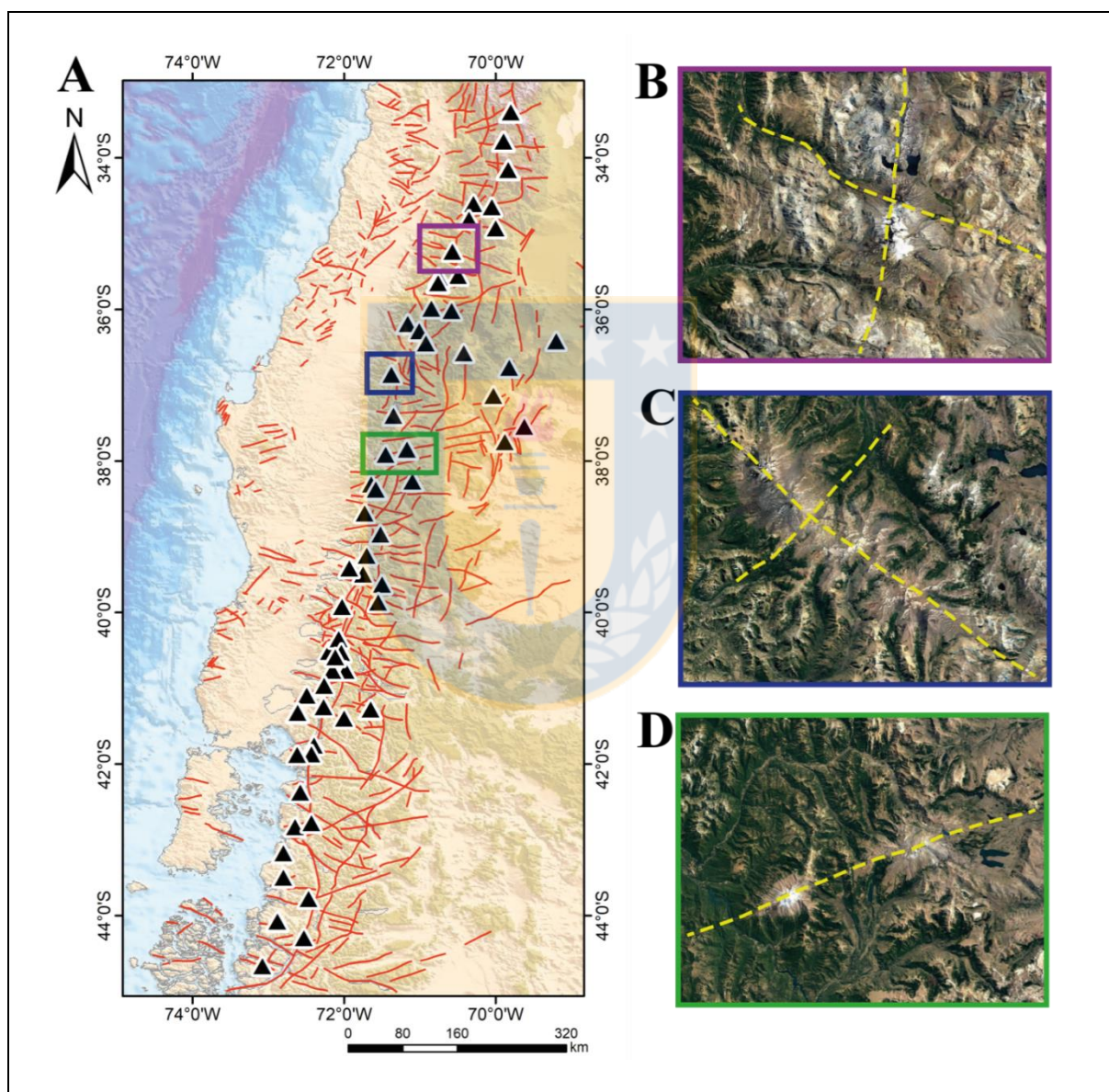


Figura 5.10. Recopilación de Terremotos que han afectado a la ZFS desde 1570. Se indican la mayoría de los volcanes que han entrado en erupción durante ese periodo. (Modificado de Melnik *et al.*, 2009; Morneaut *et al.*, 2016).

El CVPPA (Figura 5.11.B.) está conformado por el volcán Azufre, actualmente extinto, el Volcán Peteroa, y, sobre estos dos, se erige el Volcán Planchón. El conjunto se ubica en el extremo norte de los restos de la Caldera Colorado y posee una composición basáltica a andesítica-basáltica cuyos

productos corresponden principalmente a lavas fluidas y a escasos piroclastos. Los centros eruptivos Planchón y Peteroa se alinean sobre una fractura de orientación N14°E. Entró en actividad luego de los terremotos de Concepción, Valdivia y Maule (1835, 1960 y 2010, respectivamente), caracterizándose por erupciones explosivas en los dos primeros casos y una actividad de tipo freática luego del último (emisión de gases, agua y cantidades menores de ceniza).



**Figura 5.11. Lineamientos ZVS. (A)** Lineamientos de escala regional para la ZVS. **(B)** Lineamientos principales CVPPA. **(C)** Lineamientos principales CVNCh. **(D)** Lineamiento principal de los Volcanes Callaqui-Copahue.

El CVNCh (Figura 5.11.C.) consta de 13 cráteres alineados NW-SE y dos conos de escoria alineados N78°E, siendo esta última interpretada como una estructura alimentadora ya que coincide con los últimos episodios de actividad. Posee una composición desde andesitas basálticas hasta riolitas y ausencia de basaltos. Ha presentado actividad luego de los terremotos de 1906, 1960 y 2010.

El Volcán Copahue (Figura 5.11.D.) corresponde a un Estratovolcán Pleistoceno construido en el extremo sur de la Caldera El Agrio, presentando 9 cráteres en su cima con una alineación N60°E (Naranjo y Polaco, 2004). Su composición es principalmente basáltica a andesítica, aunque se pueden reconocer domos riolíticos y depósitos de piroclastos de forma subordinada. Su actividad se ha centrado a lo largo del lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegüe interpretado como una zona de transferencia heredada de escala cortical (Melnick *et al.*, 2006). El Volcán Copahue entró en actividad luego de los terremotos de 1960 y 2010, presentando varios eventos eruptivos luego de este último (2012, 2013, 2014, 2015, 2016).

Debido a que no se cuenta con datos de mapeo estructural en terreno para el CVPPA ni para los Volcanes Callaqui-Copahue, se realizó un análisis basado en lineamientos que permiten comparar posibles estructuras con las de aquellos complejos volcánicos en los que sí se ha realizado un mapeo de terreno más profundo.

A modo de ejemplo tenemos el CVPCC, el cual ha presentado correlación con los terremotos de 1960 y 2010. Este complejo presentaría una cámara magmática alineada en una estructura NW que permite la diferenciación magmática, al igual que ocurre con el CVNCh. Esta característica podría interpolarse al CVPPA, el cual se encuentra erigido sobre un lineamiento NW, intersectado a su vez por una posible estructura NNE que podría actuar como conducto de ascenso para el magma al igual que lo hacen las estructuras NE presentes en el CVNCh, situación que no ocurre en el CVPCC, donde estructuras NS se encuentran un poco más al este del complejo. Esta diferencia podría ser la causante de composiciones poco diferenciadas para los CVPPA y CVNCh en contraste de las composiciones riodacíticas del CVPCC.



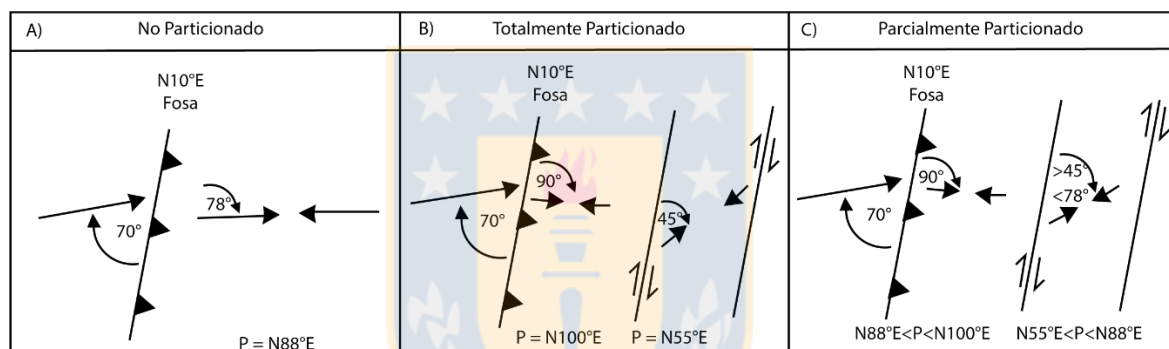
Los volcanes Callaqui y Copahue se encuentran sobre un lineamiento N60°E (Bonalli *et al.*, 2013), lo que es consistente con la composición básica que lo caracteriza, pero no posee una orientación favorable para presentar actividad luego de grandes terremotos de subducción, ya que, al ser NE, sus conductos debiesen cerrarse, de igual forma que ocurre en el Volcán Llaima. Sin embargo, como ya se ha mencionado, este volcán ha presentado actividad luego de los terremotos de Valdivia y Maule, por lo que podrían existir estructuras ciegas NW involucradas en su actividad (posiblemente relacionada a la Zona de Fractura Biobío-Aluminé) o, al contrario de lo que se plantea en este trabajo, este volcán no presenta relación con los terremotos de subducción, sino que más bien responde a cambios internos del cuerpo volcánico como ocurre en el Volcán Llaima.

### 5.3. PARTICIÓN DE LA DEFORMACIÓN

Bajo el contexto de una subducción oblicua, la ZVS se encuentra caracterizada por la descomposición del vector de convergencia en una componente paralela a la fosa de tipo *strike-slip* y una perpendicular a la fosa de tipo *dip-slip*, lo que se traduce en una deformación particionada (Dewey y Lamb, 1992; Lavenu y Cembrano, 1999). Esta partición se reparte en dos dominios paralelos entre sí, correspondientes a una zona de antearco ubicada entre la Fosa Chile-Perú y el límite entre la Depresión Intermedia y la Cordillera de los Andes, mientras que el segundo dominio corresponde al Arco Magmático o Dominio de Intraarco.

Se ha demostrado que en los márgenes oblicuos se suelen desarrollar sistemas de fallas transcurrentes intra-corticales que acomodan la componente paralela a la fosa (Teyssier *et al.*, 1995; Tikoff y Teyssier, 1994; Fitch, 1972), lo que en la ZVS se manifiesta a través del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Cembrano *et al.*, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau *et al.*, 2006; Iturrieta, 2017), el que acomoda parcialmente la componente paralela de la convergencia entre los 38-40°S (Rosenau *et al.*, 2006), mientras que los remanentes serían acomodados por estructuras transversales al margen (Pérez-Flores *et al.*, 2016; Staton-Yonge *et al.*, 2016), resultando un patrón de partición de deformación complejo.

Teyssier *et al.* (1995) y Tikoff y Teyssier, (1994) propusieron modelos cinemáticos mediante relaciones geométricas con dos casos extremos, uno no particionado y otro totalmente particionado (Figura 5.12.A y B, respectivamente). El primer caso considera un margen donde no hay presencia de fallas transcurrentes y se caracterizaría por un P (eje de acortamiento máximo) de valor N88°E a lo largo de todo el dominio del ante-arco y el intra-arco, mientras que el segundo corresponde a un margen donde la deformación es absorbida totalmente por dichas estructuras y P tendría un valor de N100°E en el dominio del ante-arco y N55°E para el intra-arco (Pérez-Flores *et al.*, 2016). Sin embargo, la gran mayoría de los márgenes convergentes no pertenecen a estos casos extremos, sino más bien a una combinación de ellos donde existe una “Partición Parcial” (Figura 5.12.C.) (Arancibia *et al.*, 1999; Pérez-Flores *et al.*, 2016).



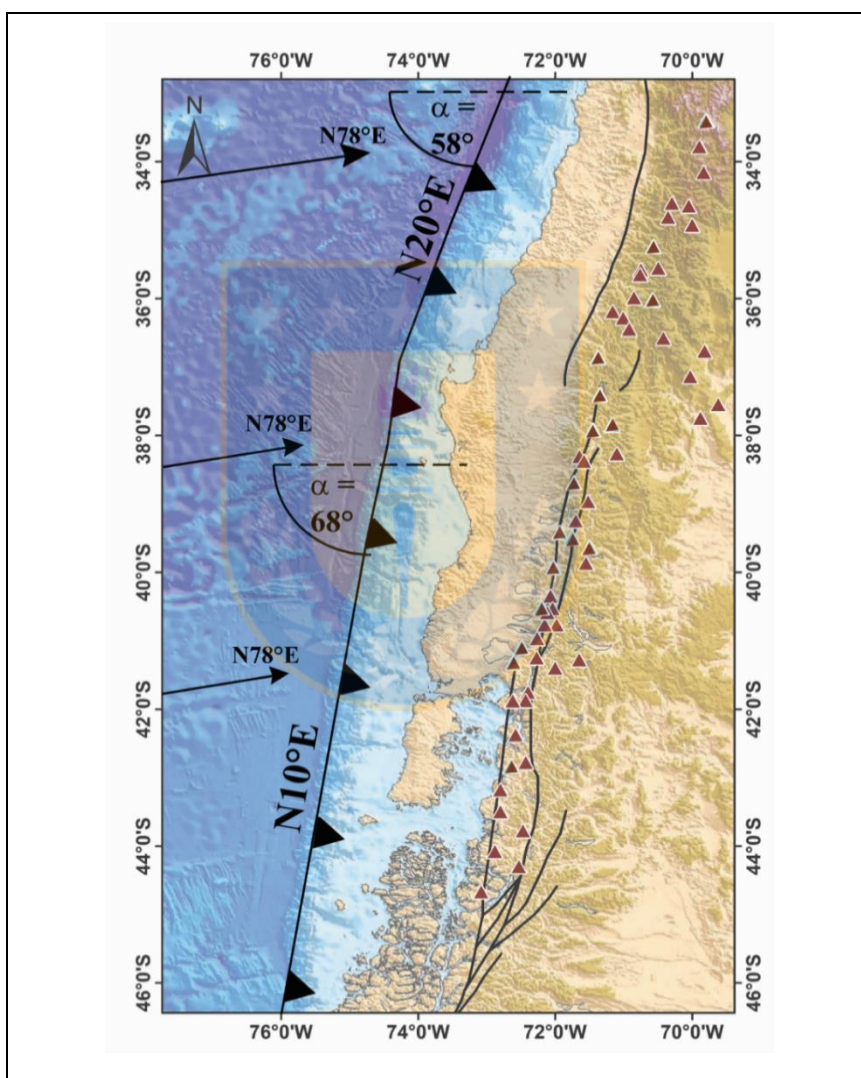
**Figura 5.12. Modelo de Partición de la Deformación.** (A) Margen completamente particionado. (B). Margen sin partición. (C) Margen Parcialmente Particionado. Tomado de Pérez-Flores *et al.*, 2016.

Esta partición de la deformación puede ser analizada mediante relaciones geométricas planteadas por el modelo cinemático de Teyssier *et al.* (1995), el cual asocia los parámetros  $\alpha$ , correspondiente al ángulo formado entre el margen de la placa y el vector de movimiento de la misma, y  $\theta_p$ , que es el ángulo dado entre el margen de la placa y la orientación del eje de acortamiento máximo (P o  $\dot{\Sigma}$ ). Es necesario tener en consideración que estos parámetros sólo son iguales cuando  $\alpha=90^\circ$ ;  $\theta_p$  incrementa linealmente como una función de  $(90^\circ+\alpha)/2$  (Teyssier *et al.*, 1995), y  $\alpha=20^\circ$  marca la transición entre dominado por cizalle simple y dominado por cizalle puro (Fossen y Tikoff, 1993).

El vector de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica tiene una dirección de N78°E (Staton-Yonge *et al.*, 2016; Angerman *et al.*, 1999), mientras que el margen chileno tiene una orientación de N20°E al norte de los 38°S y N10°E al sur de dicha latitud. Esto resulta en una



oblicuidad ortogonal a la fosa de  $\alpha \approx 68^\circ$  entre  $38^\circ\text{S}$  y  $47^\circ\text{S}$  y de  $\alpha \approx 58^\circ$  entre  $33^\circ\text{S}$  y  $38^\circ\text{S}$  (Figura 5.13.). Es así que se puede determinar un  $\theta_p = 79^\circ$  en la parte sur del margen y  $\theta_p = 74^\circ$  en la parte norte mediante la relación propuesta por Teysier *et al.* (1995). Ambos valores indicativos de un bajo porcentaje de partición según el modelo propuesto para un análisis a nivel regional del margen andino (Figura 5.14.), lo que no es consistente con otros autores como Dewey y Lamb (1992) y Arancibia *et al.* (1999) que lo consideran como altamente particionado.



**Figura 5.13. Partición a nivel regional.** Representación de la subducción oblicua y el cambio en el rumbo de la Fosa. Modificado de Staton-Yonge *et al.*, 2016.

Por otra parte, al analizar caso a caso los valores de partición para cada área estudiada según la modificación propuesta por Pérez-Flores *et al.* (2016) (Tabla 5.01.), tenemos una gran variabilidad

en cuanto a los valores de  $\theta_p$ , obteniendo así algunos centros volcánicos parcialmente particionados y otros totalmente particionados. Cabe destacar que con lo propuesto por estos autores no es posible determinar un porcentaje exacto de partición, sólo se puede caracterizar como una deformación parcialmente particionada.

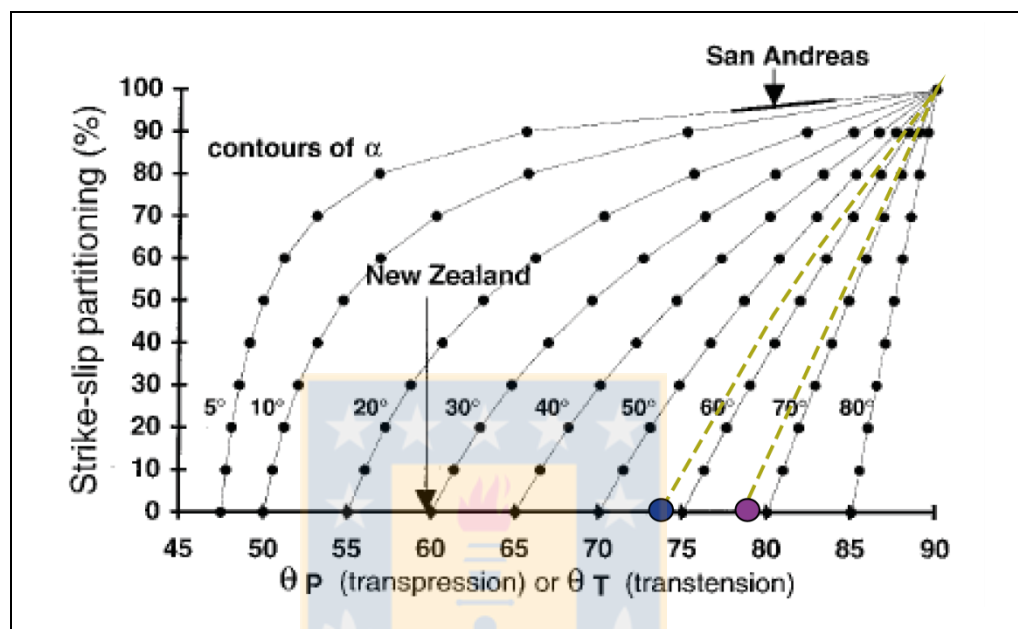


Figura 5.14. Modelo Cinemático de Teyssier *et al.* (1995). Círculo morado indica el ángulo  $\theta_p$  del segmento norte, mientras que el círculo azul indica el ángulo  $\theta_p$  del segmento sur. Ambos casos muestran un nulo porcentaje de partición.

Tabla 5.01. % de Partición ZVS. Se incluyen aquellas áreas que presentaron un diagrama de *Strain* relativamente homogéneo.

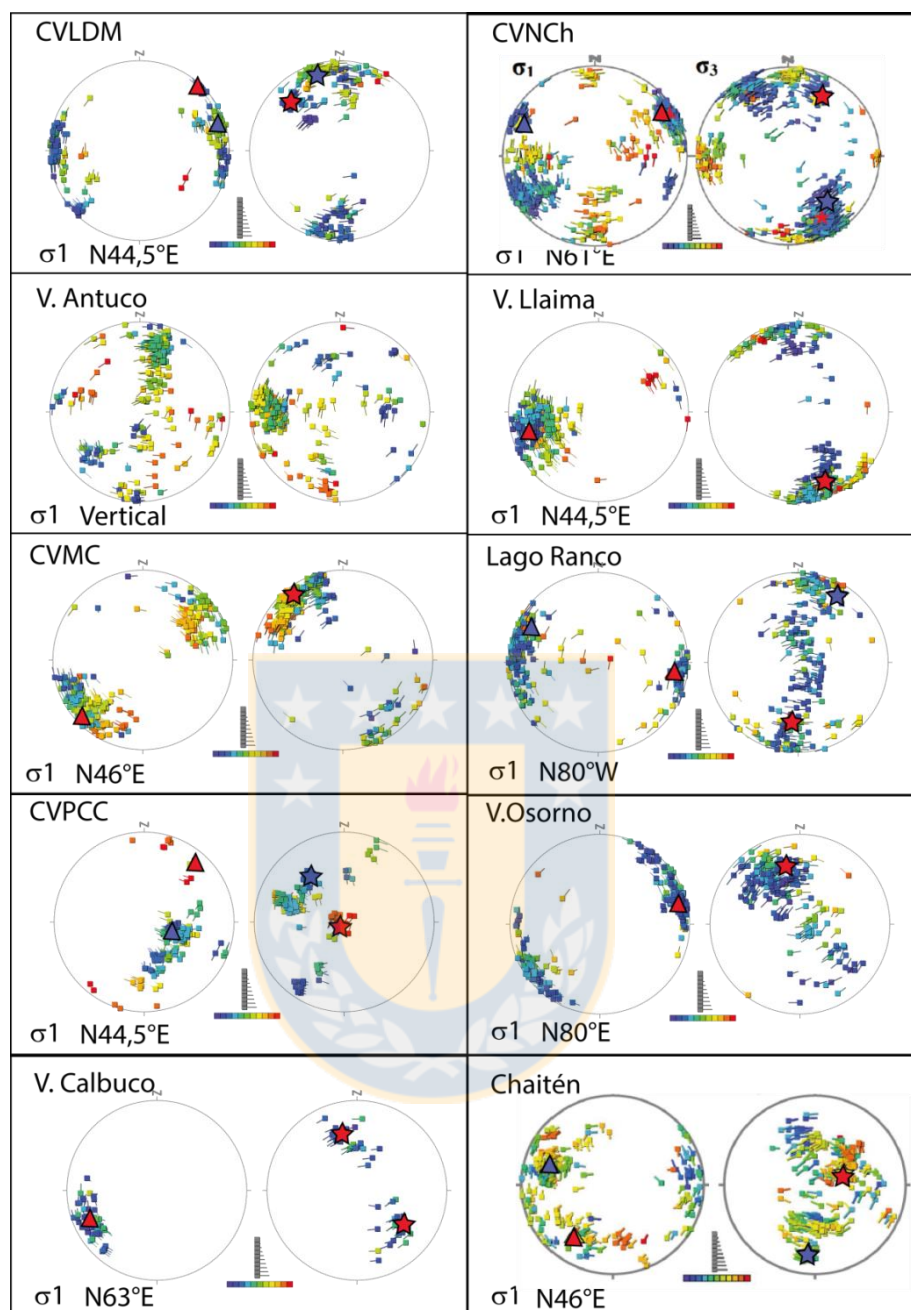
Área Estudiada	Eje P	Eje T	$\theta_p$	% Partición
CVLDM	269,1°/18,4°	172,9°/18,2°	N69°E	Parcialmente Particionado
CVNCh	068°/03°	158°/0°	N58°E	Parcialmente Particionado
V. Lonquimay	060,8°/01,8°	150,9°/02,4°	N50°E	Totalmente Particionado
V. Llaima	256,3°/36°	161,6°/06,5°	N66°E	Parcialmente Particionado
LVQL	251°/19,3°	348°/10,2°	N61°E	Parcialmente Particionado
CVMC	44,2°/08,2°	312,1°/14,2°	N34°E	Totalmente Particionado
Lago Ranco	270°/05,6°	179,9°/02,8°	N80°E	Parcialmente Particionado
CVOPCC	245,1°/8,9°	339°/23,3°	N55°E	Parcialmente Particionado
V. Calbuco	240,8°/16,7°	131,1°/48,4°	N50°E	Totalmente Particionado
CVChM	249,8°/9,3°	148,6°/49,9°	N59°E	Parcialmente Particionado

Es necesario tener en consideración que, si bien la deformación obtenida es relativamente homogénea en las áreas mencionadas en la Tabla 5.01., no es 100% representativo ya que fue posible distinguir al menos dos esfuerzos regionales en casi todos ellos.

Otra evidencia que demuestra la deformación particionada en la ZVS son las direcciones de  $\sigma_1$  obtenidas para los diferentes volcanes estudiados (Figura 5.15.), los que varían desde N80°E hasta N80°W. Para que no existiese partición, los vectores de convergencia y el eje de acortamiento máximo deberían ser concordantes (Pérez-Flores *et al.*, 2016).

Es necesario considerar que los modelos de partición toman únicamente en consideración estructuras generadas bajo el régimen tectónico actual, lo que no es aplicable para la ZVS ya que ha sido afectada por diversas direcciones de convergencia (Pardo Casas y Molnar, 1987), presenta diferencias en la edad de la placa oceánica subductada y su consecuente flotabilidad variable (Folguera y Ramos, 2002; Melnick *et al.*, 2002) y muestra variaciones locales en cuanto a la fricción entre las placas (Folguera *et al.*, 2007). Además de lo anterior, es necesario tener en cuenta la presencia de debilidades térmicas producto de la presencia del arco magmático (Pérez-Flores *et al.*, 2016).

Otro factor que se debería considerar al momento de definir la partición de la deformación son las estructuras transversales al arco (NW y NE), las que según los modelos numéricos de Staton-Yonge *et al.* (2016) pueden acumular hasta 0,9mm/año de desplazamiento; y, por otra parte, pueden ser estructuras que actúen como barreras cambiando los estilos de deformación al norte y sur de cada una de ellas (Villar *et al.*, 2017). Pérez-Flores *et al.* (2016) menciona que en su área de estudio cerca del Volcán Lonquimay, encontró sitios estructurales con más de un régimen tectónico, lo que relaciona a la existencia de una deformación heterogénea en el dominio de las ATF. Esto mismo se puede apreciar en la zona de Lago Ranco, donde aquellos sitios cercanos a las fallas de orientación NW (Riñinahue, Península de Illahuapi y Llifén) presentan un eje P cercano a la EW, lo que es propicio para generar o reactivar fallas sinestrales-inversas que estarían acomodando acortamiento de manera perpendicular a la fosa en el dominio del intra-arco.



**Figura 5.15.** Estados de Esfuerzo para sectores de la ZVS. (A) Complejo Volcánico Laguna del Maule. (B) Complejo Volcánico Nevados de Chillán. (C) Volcán Antuco. (D) Volcán Llaima. (E) Complejo Volcánico Nevados de Chillán. (F) Lago Ranco. (G) Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle. (H) Volcán Osorno. (I) Volcán Calbuco. (J) Volcán Chaitén. En Rojo se representa el *cluster* principal y en azul el *cluster* secundario para los estados de esfuerzo en cada caso.

A modo de síntesis, tenemos que el arco volcánico se encuentra al menos parcialmente particionado, y en algunos casos hasta totalmente particionado, donde el SFLO que acomoda la

deformación paralela a la fosa de manera dextral, y las fallas ATF que serían las responsables de acomodar la deformación perpendicular a la fosa de manera inversa-sinestral, consistente con lo mencionado por distintos autores como Cembrano y Lara (2009) y Pérez-Flores *et al.* (2016). Sin embargo, aún no existe un modelo que pueda caracterizar de buena manera el porcentaje de partición de la deformación en la ZVS.

## 5.4. MODELO ESTRUCTURAL ZVS

### 5.4.1. REGÍMENES DE ESFUERZO

#### 5.4.1.1. Régimen NW

Este régimen se genera por la presencia de abundantes fallas de la misma orientación, las que son frecuentemente identificadas en los Andes. Como ya se mencionó anteriormente, estas favorecen el desarrollo de reservorios magmáticos someros de tipo *ramp-and-flat*, que generan productos de composiciones más evolucionadas, las que pueden alcanzar incluso riolitas.

Es identificado en el Complejo Nevados de Chillán, la zona de Lago Ranco y el Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida (Figura 5.15.). Para los dos primeros existe una estructura cortical mayor de la misma orientación que puede explicar su origen, el Lineamiento Cortaderas para el primero y la Zona de Falla Gastre para el segundo, ambos identificados en el trasarco. Para el Caso del Volcán Chaitén, se distinguen lineamientos atribuibles a la acción de glaciares, aunque también se cuenta con mecanismos focales que revelan una cinemática sinestral para estructuras de orientación NW (Letelier, 2017).

Por otra parte, también puede ser atribuible al ciclo sísmico, ya que, como ya se ha mencionado, en el periodo co-sísmico existe una inversión de esfuerzos, pasando así de un  $\sigma_1$  NE a un  $\sigma_1$  NW, por ejemplo.



#### 5.4.1.2. Régimen NE

A pesar de que existe una diferencia de varios grados entre los estados de esfuerzo obtenidos y la orientación del vector de convergencia, el régimen NE es bastante coherente con la convergencia actual y es reconocible prácticamente todos los volcanes estudiados (Figura 5.15.). Sin embargo, debido al hecho de que en la Zona Volcánica Sur existe una gran partición de la deformación (parcial o total), el esfuerzo generado por la convergencia no tiene por qué verse reflejado en el dominio del arco, ya que la gran cantidad de anisotropías existentes pueden ir cambiando la orientación de los esfuerzos de forma local (Cembrano, Congreso 2018, comunicación verbal).

Algo importante a destacar es el cambio de régimen que se produce. Los  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  obtenidos para los diferentes volcanes muestran un régimen predominantemente transcurrente para la ZVST y ZVSC, mientras que ya hacia el sur, en los volcanes Calbuco y Chaitén, es posible ver como  $\sigma_3$  va verticalizando, pasando a un régimen más bien compresivo, de igual forma que Cembrano y Lara (2009) propusieron que ocurría hacia el sur.

#### 5.4.1.3. Régimen Extensional

Es observado principalmente en los volcanes Antuco y Llaima (Figura 5.15.), el primero evidenciado por la presencia de dos hemigrabens de polaridad opuesta con una zona de transferencia representada por un lineamiento NW y el segundo desarrollado en la orilla de una estructura de tipo *Pull-Apart*.

Es necesario destacar que a pesar de que el volcán Llaima presenta un estado de esfuerzo principalmente transpresivo ( $\Phi=0,2$ ), al analizar las estructuras que lo conforman corresponde más bien a un ambiente transtensivo, donde las estructuras NE tienen una cinemática normal, generando un volcán de conducto abierto con composiciones basálticas, concordantemente con un *cluster* más pequeño de  $\Phi=0,6$ , con un  $\sigma_1$  sub-vertical (anexo A.29.).

#### 5.4.2. ANÁLISIS POR SEGMENTO

Para este análisis se utilizarán los lineamientos generados manualmente mediante un RASTER de toda la ZVS (Anexo C.1.), la sismicidad es extraída de la memoria de Letelier (2017) (Anexo C.3., C.4., C.5.), la recopilación de fallas fue realizada por Letelier (2017) y Julve (2019) (Anexo C.2.), y la composición promedio de los volcanes que se obtuvo de las fichas de volcanes de la página web del SERNAGEOMIN (volcanes chilenos) y GESVA (volcanes argentinos) (Anexo B. Tabla B.2.).

**Segmento Norte (33°S - 34°30'S):** “El volcanismo es coetáneo con la compresión actual EW; como lo indica la sismicidad de la corteza superior. Se propone que los estratovolcanes de alimentación de magmas asciendan a través de un sistema compuesto de reservorios sub-horizontal y empujes antiguos activos” (Cembrano y Lara, 2009). En la ZVSN, las composiciones son intermedias, principalmente de tipo andesítica, es por esto que de existir dichos reservorios sub-horizontales mencionados por Cembrano y Lara (2009), el tiempo de residencia debería ser limitado, o deberían existir conductos de ascenso directo. En cuanto a los lineamientos observados, el Volcán Maipo se ubica cerca de uno de dirección NW, que podría encontrarse intersectado con un lineamiento NS. Por otra parte, teniendo en consideración las fallas definidas por bibliografía, los volcanes se ubican sobre estructuras NS (Volcán San José y Maipo) o cercanas a ellas (Tupungatito). Cabe mencionar que no hay sismicidad bajo los volcanes del segmento, sino que esta se encuentra en una franja NS al oeste de ellos bajo posibles estructuras de igual orientación.

**Segmento Transicional (34°30'S y 37°S):** “Los volcanes se ubican en la parte superior de las antiguas fallas inversas y/o fallas en el basamento WNW que pueden conectarse hacia abajo con grietas de tensión asociadas con una zona de fallas *strike-slip* dextral oculta como lo sugiere la sismicidad de la corteza superior” (Cembrano y Lara, 2009). Dicha falla de tipo strike slip podría relacionarse a la estructura profunda del CVLDM, donde Kholer (2015) explica las estructuras en superficie como estructura tipo R y R' de una falla mayor (Falla Tátara). Las composiciones de la ZVST son un poco menos diferenciadas que en la ZVSN, con composiciones andesítico-basáltica y una basáltica-andesítica, con la excepción del CVLDM, de composición Rólitica. El Volcán Planchón-Peteroa se ubica en la intersección entre un lineamiento NW y un lineamiento NS, de

igual modo que el volcán Palomo, siendo el primero basáltico andesítico y el otro andesítico-basáltico (podrían considerarse aproximadamente de igual composición). Por otra parte, el Volcán Risco Plateado (en Argentina), también se ubica sobre un lineamiento NW, el cual tiene una dirección que podría intersectar al Volcán Tinguiririca si se proyectara.

Volcanes Palomo, Tinguiririca, Planchón-Peteroa, Cerro Azul, Descabezado Grande y Nevados de Longaví se ubican sobre una estructura NNE (N14°E), todos de composición entre basáltico-andesítico a andesítico. Todos estos volcanes están alineados en esta misma estructura, sin embargo, no hay fallas definidas que los intersecten, sólo lineamientos. Es necesario realizar más estudios para confirmar si estos lineamientos son sólo eso o si existen estructuras que puedan hacer de conducto de ascenso o de reservorio magmático.

En cuanto a la sismicidad, esta se concentra entre los volcanes, no bajo estos. Destacan dos *cluster* de sismicidad entre los volcanes Tinguiririca y Planchón-Peteroa, de aparente alineación NW, coincidiendo con lineamientos del área. De igual forma se distingue un *cluster* al norte de los volcanes San Pedro Pellado y Laguna del Maule, de aparente orientación EW y uno muy puntual entre el Volcán San Pedro y el Volcán Lomas Blancas.

**Segmento Central (37°S – 41.5°S):** “Al sur de los 37°S, los estratovolcanes están asociados espacialmente con grietas de tensión de rumbo NE o estructuras de basamento con rumbo NW. Los centros eruptivos menores más primitivos de la ZVS son aquellos ubicados en la parte superior de las fallas maestras de la LOFZ que sobresalen de la NNE” (Cembrano y Lara, 2009). Este segmento presenta composiciones más heterogéneas, teniendo desde magmas basálticos hasta riódacíticos. A la altura de los Volcanes Callaqui y Copahue se observan lineamiento ENE, ubicados en el sector de transferencia donde la ZFLO se desvía hacia el este. Dichos lineamientos se extienden hacia los volcanes Tromen y Trocón en Argentina hacia el este y hasta el Volcán Antuco por el Norte. Estos lineamientos no coinciden con las estructuras recopiladas en bibliografía, las cuales se orientan principalmente de forma NS en las FCP en Argentina. Hacia el sur del Volcán Caburgua-Huelemo, los lineamientos tienen buena consistencia con las estructuras definidas por bibliografía, distinguiéndose gran cantidad de lineamientos NW por sobre estructuras NNE.

Se distingue una sismicidad profunda concentrada en la costa, al sur de la Península de Arauco, y en el arco magmático, donde varían desde profundos a superficiales. Siendo los últimos más comunes bajo el CVPCC, al sur del Volcán Llaima y al norte de los volcanes Callaqui y Copahue. Se distinguen *cluster* de sismicidad al este del Volcán Llaima, entre los volcanes Villarrica y Quetrupillán, del Mocho-Choshuenco y al sur del volcán Calbuco.

**Segmento Sur (41.5°S – 46°S):** Las composiciones son variadas, destacan dos volcanes de composición basáltica-andesítica, uno ubicado sobre una traza de la ZFLO (Hualiaque) y otro ubicado sobre una estructura NW (Corcovado). Los lineamientos tienen buena consistencia con las estructuras definidas por bibliografía, distinguiéndose gran cantidad de lineamientos NW en el lado chileno, los que han sido definidos en gran parte como estructuras heredadas del basamento.

Hacia el lado argentino están definidas algunas FCP, las cuales tienen una relativamente buena consistencia con los lineamientos determinados. En su mayoría los volcanes se ubican sobre estructuras NW, y algunos de ellos, como el Volcán Mentolat, Minchinmávida y Yatese encuentran en lineamientos NW intersectados con estructuras ~NS. Se puede distinguir una sismicidad profunda en la costa, al oeste de Chiloé y una gran cantidad de sismos sobre la traza de la ZFLO.

### 5.4.3. ANÁLISIS GENERAL

**Lineamientos:** En la ZVSN y ZVST los lineamientos son principalmente NNE y NW a WNW. Algunos de ellos se intersectan a la altura de complejos volcánicos, siendo la posible explicación de algunas composiciones. Entre los 37°S y los 38°S, hay una marcada tendencia ENE en los lineamientos, siendo esta supuesta la zona de transferencia de la ZFLO hacia Argentina. Mientras que hacia el sur de los 38°S, los lineamientos son principalmente NW y NNE, consistentes con las estructuras heredadas del Paleozoico y la ZFLO.

**Composición promedio de los volcanes:** En la ZVSN y ZVST la composición de los volcanes se mantiene estable entre basáltica-andesítica y andesítica principalmente. Esto no ocurre hacia el sur de los 38°, donde existe una amplia gama de composiciones, desde basáltica hasta Riolítica. Cabe

destacar una posible alineación entre el volcán Antuco (Chile) y los volcanes Grupo Cochiquito y Payún Matrú (en Argentina), todos de composición principalmente basáltica que podrían marcar un límite entre aquellas composiciones menos diferenciadas hacia el norte y las composiciones más variadas hacia el sur. Dicho lineamiento, además, se ubica justo al norte de los lineamientos ENE que marcan la zona de transferencia. Es necesario considerar que muchos de los volcanes se ubican en sectores remotos y sus composiciones no han sido bien restringidas. Es por esto que la composición promedio de los volcanes, al menos en la ZVSN y ZVST no pueden ser consideradas con igual peso que aquellas de la ZVSC y ZVSS, donde sí ha habido un estudio más profundo de cada centro volcánico.

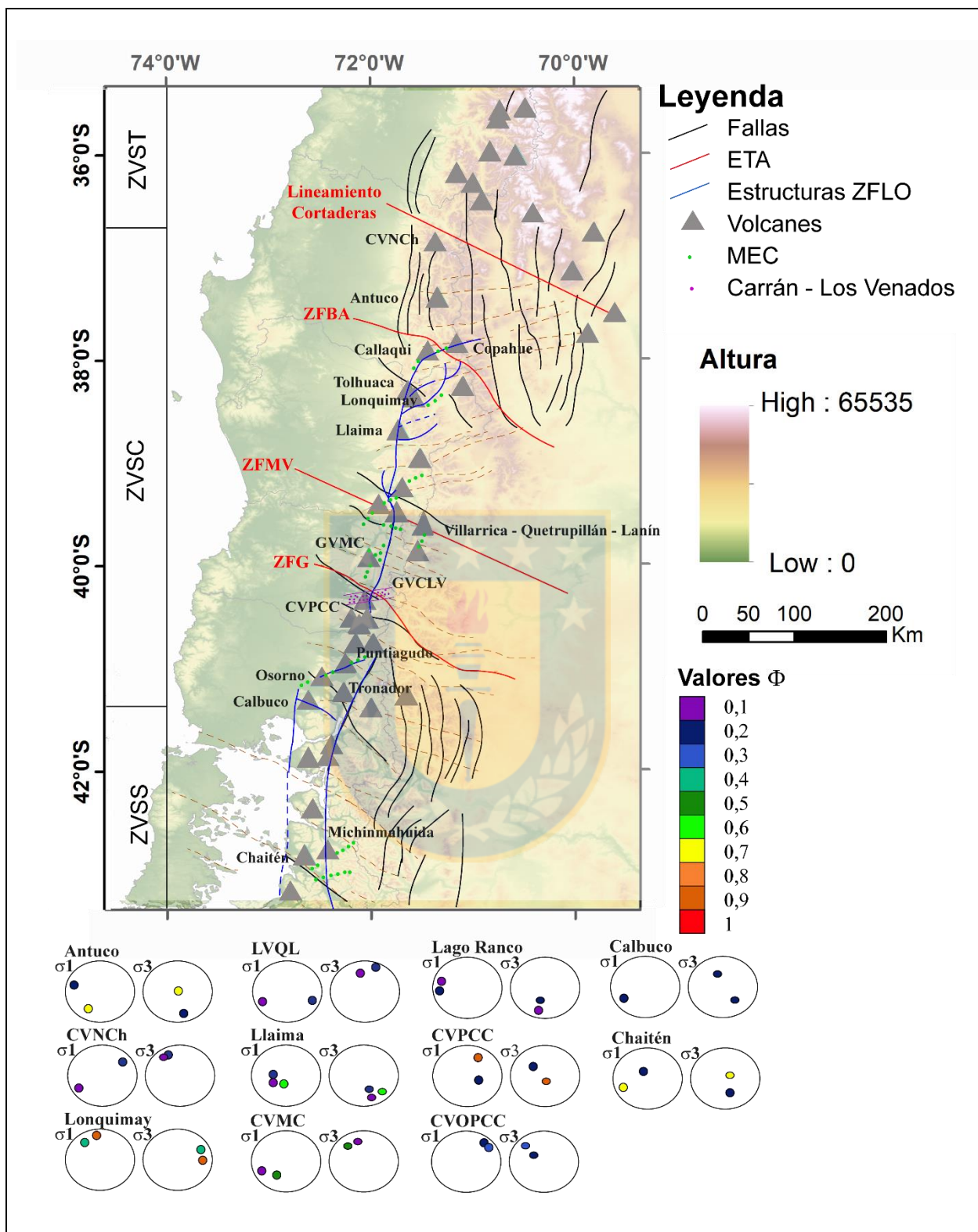
#### 5.4.4. SÍNTESIS

Hacia el norte de los 38°S no están definidas estructuras maestras de tipo *strike-slip*, sino que se ha establecido un régimen compresivo donde destaca la presencia de las FCP en Argentina y al oeste de la Cordillera de los Andes. Sin embargo, la presencia de estructuras dextrales de orientación NS como la Falla Tátara a la altura del CVLDM o el Sistema de Fallas El Fierro, hacen pensar que quizás en el dominio del arco el comportamiento aún sea de tipo transpresivo como indica el estado de esfuerzo para ese complejo volcánico, donde las Fallas Troncoso y Río Maule serían estructuras Tipo R y R', respectivamente.

A modo de síntesis para la ZVS se realizó el esquema de la Figura 5.16. Este esquema cuenta sólo con la ZVSC y ZVSS ya que es en estos segmentos donde realmente se tiene información confiable desde el punto de vista estructural y composicional para los volcanes.

Resalta el hecho de que los lineamientos NW mayores (Lineamiento Cortaderas, SFBBA, ZVMV y ZFG) parecieran encerrar dominios de deformación diferente como mencionan Sánchez-Alfaro *et. al.* (2013), teniendo así un dominio al norte del lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegüe con lineamientos de orientación NE a ENE y la existencia de FCP. En este sector destaca la aparente alineación de 3 volcanes de composiciones más primitivas como lo son el Volcán Antuco, Grupo Cochiquito y Payún Matrú.





**Figura 5.16. Síntesis de estructuras ZVS.** En los diagramas de esfuerzo resumidos se encuentran las direcciones de esfuerzos con sus respectivos valores de  $\Phi$  desde el Mioceno en adelante (Tomado de práctica realizada por Catalina Santelices, verano 2019).

Entre el SFBBA y ZFMV se distingue un dominio más transtensivo, con composiciones poco diferenciadas, entre andesita basáltica y andesítica, con la aparente creación de *Pull-Apart* en los volcanes Lonquimay (Pérez-Flores *et. al.*, 2016) y Llaima (Rodríguez, 2015). En este segmento se observan lineamientos EW a WNW.

La gran cantidad de estructuras de orientación NW al sur del Lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanín hacen pensar que quizás más que zonas de fallas aisladas, la ZFMV y ZFG sean parte de un mismo corredor de estructuras, con una geometría de fallas anastomosadas, que puede ser seguido desde el valle central hasta el trasarco en Argentina (Figura 5.04.).

En esta zona del corredor de estructuras NW se emplazan volcanes de composiciones variadas, desde basálticos en el Volcán Villarrica hasta Riodacíticas en el CVPCC. Lo que podría deberse a la compleja interacción que tienen las estructuras Pre-Andinas con el SFLO, donde las primeras son capaces de generar reservorios someros que permiten la diferenciación magmática, mientras que el segundo crea canales de ascenso directo, permitiendo la extrusión de materiales poco diferenciados o la mezcla de magmas en el caso de intersectar a las NW.

En la ZVSS destaca una gran cantidad de lineamientos NW sobre los que se ubican los volcanes Calbuco y Chaitén. Cabe resaltar que en este segmento  $\sigma_3$  va volviéndose más vertical, pasando de un régimen casi transpresivo puro en la ZVSC a uno más bien compresivo, consistente con lo mencionado por Cembrano y Lara (2009).

## 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. El basamento de la zona circundante a Lago Ranco presenta una deformación relativamente homogénea con un  $\sigma_1$  WNW-ESE y un  $\Phi=0,1-0,2$ , representando un régimen principalmente Transpresivo. El sector fue dividido en 7 sitios estructurales, los cuales presentan una deformación relativamente homogénea y varios regímenes de esfuerzo que varían más en valores de  $\Phi$  que en orientaciones.
2. Con los datos obtenidos en terreno, más los análisis cinemático y dinámico, y trabajos previos, fue posible realizar el Modelo Estructural de la zona circundante al Lago Ranco, determinando las relaciones de corte en superficie de las estructuras y como estas podrían interactuar en profundidad. Se obtiene una geometría compleja donde las estructuras NW, heredadas del Pre-Andino, cortan y son cortadas a su vez por estructuras NNE generadas bajo el régimen de convergencia actual, representadas en esta zona por el SFLO, evidenciando la posibilidad de que estas estructuras antiguas sigan estando activas.
3. La convergencia oblicua genera Partición en la Deformación, la que considerando el modelo propuesto por Teyssier *et al.* (1995) debiese ser nula. Sin embargo, considerando factores como la existencia de un arco magmático, estructuras NW heredadas del Pre-Andino, un sistema de fallas paralelo al margen (SFLO) y el hecho de que ha cambiado el ángulo de convergencia a lo largo de la historia, tenemos como resultado un margen total o parcialmente particionado consistente con lo propuesto por Pérez-Flores *et al.* (2016). Lo anterior es coherente con lo expuesto por otros autores como Dewey y Lamb (1992) y Arancibia *et al.* (1999).
4. El Modelo Riedel es aplicable a la ZVS a nivel general en toda su extensión, considerando como falla maestra la traza de la ZFLO, grietas T de orientación NE representadas por alineaciones de conos monogénicos y estructuras tipo R' correspondientes a estructuras heredadas del Pre-Andino. Sin embargo, este modelo no es aplicable en zonas donde existe

una gran influencia de anisotropías del basamento como es el caso del Lago Ranco, lugar donde debido a este corredor NW los esfuerzos son rotados y no se obtienen estructuras con las orientaciones esperadas para los esfuerzos arrojados por el *software*.

5. Gracias a una base de datos de alrededor de ~1.000 estructuras medidas en terreno a lo largo de distintos complejos volcánicos, es posible generar un esquema estructural más acabado que el presentado por Cembrano y Lara (2009). A modo de complementar sus observaciones, se puede agregar:
  - Datos de terreno en la ZVST indicarían un régimen transpresional en la zona del CVLDM, lo que no concuerda con el régimen compresivo propuesto. Es necesario entonces realizar más mapeos estructurales en los volcanes de este segmento para comprobar si ese complejo es un caso aislado dentro del segmento o si efectivamente existe un dominio transpresivo que se prolongue al norte de la ZFLO.
  - Estructuras heredadas del basamento estarían segmentando la ZVSC, permitiendo diferenciar al menos 3 dominios diferentes, uno entre el Lineamiento Cortaderas y la ZFBBA, otro entre la ZFBBA y la ZFMV, y uno al sur de la ZFMV. El primero presentaría gran cantidad de lineamientos NE y composiciones basálticas, en el segundo destaca la existencia de un dominio más transtensivo con composiciones entre andesita basáltica y andesítica, y el último presentaría composiciones más heterogéneas y diferenciadas con gran cantidad de estructuras de orientación NW.
  - Análisis dinámicos de los volcanes Chaitén y Calbuco permiten aportar evidencia para decir que hacia el sur de la ZVS el régimen tectónico pasa a ser más compresivo que en la parte central, lugar donde es preferentemente transpresivo.
  - Volcanes que se ubican sobre lineamientos NW presentan amplios rangos composicionales, desde basaltos hasta riolitas, lo que estaría dado por la interacción de estas estructuras con otras relacionadas a la ZFLO.

## REFERENCIAS

- ADRIASOLA, A. C., THOMSON, S. N., BRIX, M. R., HERVÉ, F., Y STÖCKHERT, B. 2006.** Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41– 42 15' S. *International Journal of Earth Sciences*. 95(3): 504-528
- AGUIRRE, L.; HERVÉ, F. & GODOY, E. 1972.** Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. *Krystalinikum*. Vol. 9: 7-19.
- AGURTO, H.; RIETBROCK, A.; BARRIENTOS, S.; BATAILLE, K. & LEGRAND, D. 2012.** Seismo-tectonic structure of the Aysén region, Southern Chile, inferred from the 2007 Mw=6.2 Aysén earthquake sequence. *Geophysical Journal International*, 190 (1), 116-130.
- AGURTO, H.; RIETBROCK, A.; BATAILLE, K.; MILLER, M.; IWAMORI, H. & PRIESTLEY, K. 2014.** Seismicity distribution in the vicinity of the Chile triple junction, Aysén region, Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 1-11.
- ALBORNÓZ, A. (2019).** Modelo Estructural del Basamento y su posible relación con la actividad holocena del Volcán Antuco, Región del Biobío. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 66 pp., Concepción.
- ANGELIER, J. 1989.** From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology* 11: 37-50.
- ANGERMANN, D.; KLOTZ, J. Y REIGBER, C. 1999.** Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 171: 329-334.
- ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J. Y LAVENU, A. 1999.** Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. 26, (1): 3-22.
- ARANCIBIA, G.; ROJAS, C. Y CEMBRANO, J. 2009.** Relación entre avalanchas volcánicas y zonas de falla regionales: Un ejemplo en el Volcán Antuco (37, 5oS), Andes del Sur. XII Congreso Geológico Chileno N°12. Actas 9: 1-4. Santiago.
- BASSO, M. & CEMBRANO, J. 2009.** Estudio Geológico-estructural en el Valle del Alto Río Biobío, Lonquimay, Chile. Congreso Geológico Chileno XII. Acta S9\_014, 22. Santiago.
- BERTÍN, D. 2010.** El Complejo Volcánico Lonquimay y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Estudio estructural, morfométrico y gravimétrico. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 156 pp., Santiago.
- BONALI, F. L., TIBALDI, A., CORAZZATO, C., TORMEY, D. R., & LARA, L. E. (2013).** Quantifying the effect of large earthquakes in promoting eruptions due to stress changes on magma pathway: the Chile case. *Tectonophysics*, 583, 54-67.



**BONALI, F.; TIBALDI, A. Y CORAZZATO, C. 2015.** Sensitivity analysis of earthquake-induced static stress changes on volcanoes: the 2010 Mw 8.8 Chile earthquake. *Geophysical Journal International*. Vol. 201: 1868–1890.

**BUCCHI, F. 2013.** Factores forzantes del volcanismo monogenético en el grupo volcánico Carrán-Los Venados. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 74 pp. Santiago, Chile.

**BUCCHI, F., LARA, L., GUTIÉRREZ, F. 2015.** The Carrán-Los Venados Volcanic Field and its Relationship with Coeval and Nearby Polygenetic Volcanism in an Intra-arc Setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

**CAMPOS, A.; MORENO, H.; MUÑOZ, J.; ANTINAO, J. L.; CLAYTON, J. Y MARTIN, M. 1998.** Área de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°8, escala 1:100.000. Santiago.

**CANDE, S. & LESLIE, R. 1986.** Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1), 471-496.

**CASTRO, J., SCHIPPER, C., MUELLER, S., MILITZER, A., AMIGO, A., SILVA, C., JACOB, D. 2013.** Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 75: 01-17. Berlin.

**CASTRO, A. (2015).** Caracterización petrográfica y geoquímica de los productos de la erupción del Volcán Mirador (AD 1979), Carrán Los Venados, Chile. Evidencias de volcanismo poligenético en un campo de conos monogenéticos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 129 pp., Concepción.

**CEMBRANO, J.; BECK, M.; BURMESTER, R.; ROJAS, C.; GARCÍA, A. & HERVÉ, F. 1992.** Paleomagnetism of Lower Cretaceous rocks from east of the Lliquiñe-Ofqui fault zone, southern Chile: evidence of small in-situ clockwise rotations. *Earth and Planetary Science Letters* 113, p. 539-551.

**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?. VII Congreso Geológico Chile. Actas V. 1: 240-244. Concepción.

**CEMBRANO, J.; HERVÉ, F. Y LAVENU, A. 1996.** The Lliquiñe Ofqui Fault Zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. 259: 55-66.

**CEMBRANO, J.; SCHERMER, E.; LAVENU, A. Y SANHUEZA, A. 2000.** Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Lliquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics*. Vol. 319: 129-149.

**CEMBRANO, J.; LAVENU, A.; REYNOLDS, P. Y ARANCIBIA, G. 2002.** Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*. Vol. 354: 289-314.

**CEMBRANO, J. Y LARA, L. 2009.** The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471**: 96–113.

**CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007.** Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: MORENO, T. Y GIBBONS, W. (Eds). *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 21-114.

**COVACEVICH, V. 1996.** Muestras paleontológicas en el Terciario marino de la costa sur del Lago Ranco: Informe Preliminar (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería: 4 p.

**CREIXELL, CH., PARADA, M.A., MORATA, D., VÁSQUEZ, P., PÉREZ DE ARCE, C. Y ARRIAGADA, C. 2011.** Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in Central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology*, Vol. 38, No 1, p. 37-63.

**CUNNINGHAM, W. D. Y MANN, P. 2007.** Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. Geological Society, London, Special Publications: 290 pp. London.

**DELAYNI P.T., POLLARD, D.D., ZIONY, J. Y MCKEE, E.H. 1986.** Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, p. 4920-4938.

**DEWEY, J. & LAMB, S. 1992.** Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205 (1), 79-95.

**DI BIASE, F. 1976.** Geología del grupo volcánico Mocho-Choshuenco, provincia de Valdivia, Chile. Congreso Geológico Chileno N°1. F1-F17. Santiago.

**DIXON, J.; MURPHY, M.; SPARKS, S.; CHÁVEZ, R.; NARANJO, J.; DUNKLEY, P.; YOUNG, S.; GILBERT, J. Y PRINGLE, M. 1999.** The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista Geológica de Chile*. N°26: 227-253.

**EGGERT, S. Y WALTER, T. 2008.** Volcanic activity before and after large tectonic earthquakes: Observations and statistical significance. *Tectonophysics*. Vol. 471: 14–26.

**FANG, Z.; BOUCOT, A.; COVACEVICH, V. & HERVÉ, F. 1998.** Discovery of Late Triassic fossils in the Chonos Metamorphic Complex, Southern Chile. *Revista geológica de Chile*, 25 (2), 165-173.

**FARÍAS, C., LUPI, M., FUCHS, F., & MILLER, S. A. (2014).** Seismic activity of the Nevados de Chillán volcanic complex after the 2010 Mw8.8 Maule, Chile, earthquake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 116-126.

**FARÍAS, C., GALVÁN, B., & MILLER, S. A. (2017).** Numerical simulations (2D) on the influence of pre-existing local structures and seismic source characteristics in earthquake-volcano interactions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 343, 192-210.

**FITCH, T. J. (1972).** Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical research*, 77(23), 4432-4460.

**FOLGUERA, A., RAMOS, V. Y MELNICK, D. 2002.** Partición en la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes Neuquinos (36°-39° S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, No. 2, p. 227-240.

**FOLGUERA, A.; RAMOS, V.A.; HERMANNNS, R.; NARANJO, J. 2004.** Neotectonics in the foothills of the southernmost Central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Añatir-Copahue fault zone. *Tectonics*. Vol. 23: 108-117.

**FOLGUERA, A.; RAMOS, V.A.; DÍAZ, G.E.; HERMANNNS, R. 2006.** Miocene to Quaternary deformation of the Guanacos fold-and-thrust belt in the Neuquen Andes between 37° and 37°30'S. *Geological Society Of America*. Vol. 9: 247-267.

**FOLGUERA, A.; RAMOS, V.; ZAPATA, T. Y SPAGNUOLO, M. 2007.** Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'–37°s). *Journal of Geodynamics*. Vol. 44: 129–148.

**FOSSSEN, H. Y TIKOFF, B. 1993.** The deformation matrix for simultaneous pure shear, simple shear, and volume change, and its application to transpression/transension tectonics. *Journal of Structural Geology*. Vol. 15: 413-425.

**FRANZESE, J. 1995.** El complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): Parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 22, (2): 193-202.

**GARCÍA, A.; BECK, M.; BURMESTER, R.; HERVÉ, F. & MUNIZAGA, F. 1988.** Paleomagnetic reconnaissance of the Región de Los Lagos, Southern Chile, and its tectonic implications. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15: 13-30.

**GARCÍA, F. 2015.** Modelo estructural del complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle y análisis sísmico del control estructural durante la erupción del 2011. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 109 pp., Concepción.

**GARDEWEG, M. Yv SELLÉS, D. 2012.** Los volcanes Chanchán y el Grupo Volcánico Fui: volcanes monogenéticos al norte del CV Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos, sur de Chile. Congreso Geológico Chileno N°13. Resúmenes: 591-593. Antofagasta.

**GILBERT, D., FREUNDT, A., KUTTEROLF, S., & BURKERT, C. (2014).** Post-glacial time series of explosive eruptions and associated changes in the magma plumbing system of Lonquimay volcano, south central Chile. *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 2043-2062.

**GLODNY, J.; ECHTLER, H.; COLLAO, S.; ARDILES, M.; BURÓN, P. & FIGUEROA, O. 2008.** Differential Late Paleozoic active margin evolution in south-central Chile (37°S – 40°S) - the Lanalhue fault zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 397-411.

**GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1970** Series metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación N°37. 68 p. Santiago, Chile.

**GONZALEZ, G., CEMBRANO, J., ARON, F., VELOSO, E.E., SHYU, J.B.H., 2009.** Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S-24°S).

**GROB, K.; MICKSCH, U.; TEAM, S. & TIPTEQ RESEARCH GROUP. 2008.** The reflection seismic survey of project TIPTEQ — the inventory of the Chilean subduction zone at 38.2 S. *Geophysical Journal International*, 172(2), 565-571.

**GUZMÁN, P. (2015).** Control tectónico de la evolución del paisaje cuaternario en la cuenca de intra-arco del Lago Maihue, Andes del Sur, Región de los Ríos, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 144 pp., Concepción.

**HACKNEY, R.; ECHTLER, H.; FRANZ, G.; GÖTZE, H.; LUCASSEN, F.; MARCHENKO, D.; MELNICK, D.; MEYER, U.; SCHMIDT, S.; TAROV, Z.; TASSARA, A. & WIENECKE, S. 2006.** The Segmented Overriding Plate and Coupling at the South-Central Chilean Margin (36-42°S). In ONCKEN, O.; CHONG, G.; FRANZ, G.; GIESE, P.; GÖTZE, H.; RAMOS, V.; STRECKER, M. & WIGGER, P. Eds. *The Andes-Active Subduction Orogeny, Vol. 1: Frontiers in Earth Sciences*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, p. 355-374.

**HARRIS, R. A. (1998),** Introduction to Special Section: Stress Triggers, Stress Shadows, and Implications for Seismic Hazard, *J. Geophys. Res.*, 103(B10), 24347–24358, doi:10.1029/98JB01576.

**HERRERA, D. (En Prep.)** Modelo Estructural cinemático y dinámico de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y Centros Volcánicos Mayores en torno al Lago Todos Los Santos, Región de Los Lagos, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 104 pp., Concepción.

**HERVÉ, M. 1977.** Geología del área al este de Liquiñe, Provincia de Valdivia, Xa Región. Memoria para optar al de título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito). Santiago.

**HERVÉ, F., FUENZALIDA, L., ARAYA, E. Y SOLANO, A. 1979.** Edades radiométricas y tectónicas neógenas en el sector costero de Chiloé continental, X Región. In II Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. 1, p. F1-F18. Arica.

**HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., PARADA, M., BROOK, M., PANKHURST, R., SNELLING, N. Y DRAKE, R. 1988.** Granitoids of the Coast Range of Central Chile: geochronology and geological setting. *Journal of Southamerican Earth Science*, Vol. 1, No.2, p. 185-195.

**HERVÉ, F. & FANNING, C. 2001.** Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista geológica de Chile*, 28 (1), 91-104.

**HERVÉ, F.; FAUNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONNE, H. & WILLNER, A. 2007.** Metamorphic and plutonic basement complexes. *The Geology of Chile* (Moreno, T. y Gibbons, W). Geological. Society of London: 5-19. London.

**HERVÉ, F.; CALDERÓN, M.; FANNING, C.; PANKHURST, R.; FUENTES, F.; RAPELA, C.; CORREA, J.; QUEZADA, P.; MARAMBIO, C. 2016.** Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society*.

**HICKEY-VARGAS, R., ABDOLLAHI, M. J., PARADA, M. A., LÓPEZ-ESCOBAR, L., Y FREY, F. A. 1995.** Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 119(4): 331-344

**HILDRETH, W. Y MOORBATH, S. 1988.** Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 98: 455-489.

**HILDRETH, W., GODOY, E., FIERSTEIN, J. Y SINGER, B. 2010.** Laguna del Maule Field. Eruptive history of a quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean range crest in central Chile. *Boletín No 63, 2010. Subdirección Nacional de Geología. Sernageomin*. 145 pp. Santiago.

**HILL, D.P., POLLITZ, F. & NEWHALL, C., 2002.** Earthquake-volcano interactions, *Phys. Today*, 55, 41–47.

**ILLIES, H. 1960.** Geologie der Gegend von Valdivia (Chile). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh. Vol. 11: 30-114.*

**ILLIES, H. 1970.** Geología de los alrededores de Valdivia y volcanismo y tectónica en los márgenes del Pacífico en Chile meridional. *Universidad Austral*. 64 p. Valdivia, Chile.

**ITURRIETA, P. 2017.** States of stress and slip partitioning within a continental strike-slip dúplex and their tectonic and magmatic significance. Tesis doctoral, Pontificia Universidad Católica de Chile, Escuela de Ingeniería.

**JULVE, J. (En Prep).** Estructura Cortical bajo los Andes del Sur y rol del Régimen Termomecánico en el estulo y distribución de su deformación. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra: 163 pp., Concepción.

**KOHLER, P. (2016).** Geología estructural del Complejo Volcánico Laguna del Maule y su control sobre la deformación cortical activa. Región del Maule, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 225 pp., Concepción.

**KUNSTMANN, C. (2018).** Análisis estructural del Lineamiento Villarrica-Quetripillán-Lanín, Regiones de la Araucanía y Los Ríos, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Austral de Chile, Escuela de Geología: 77 pp., Valdivia.

**LANGE, D.; CEMBRANO, J.; RIETBROCK, A.; HABERLAND, C.; DAHM, T. & BATAILLE, K. 2008.** First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics* 455, p. 14–24.



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

**LARA, L., LAVENU, A., CEMBRANO, J., RODRÍGUEZ, C. 2006a.** Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue área (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 158: 70–86.

**LARA, L., MORENO, H., NARANJO, J., MATTHEWS, S., ARCE, C. 2006b.** Magmatic evolution of the Puyehue–Cordón Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern Andean Volcanic Zone: From shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 157: 343-366.

**LARA, L., MORENO, H. 2006.** GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO PUYEHUECORDÓN CAULLE, REGIÓN DE LOS LAGOS. SERNAGEOMIN. Serie de geología básica. N° 99. Escala 1:50.000. Pp. 26.

**LARA L., CEMBRANO J. Y LAVENU, A. 2008.** Quaternary vertical displacement along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone: Differential uplift and coeval volcanism in the Southern Andes?. *International Geology Review*, 2008, 50 (11), p. 975-993.

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

**LEGRAND, D.; BARRIENTOS, S.; BATAILLE, K.; CEMBRANO, J. & PAVEZ, A. 2011.** The fluid-driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw= 6.1 and Mw= 6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*, 31 (3), 154-161.

**LETÉLIER, F. (2017).** Estructuración tectónica de los Andes del Sur (37°S-46°S) al corto y largo plazo: análisis de información geológica, sismológica y geodética. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 114 pp., Santiago.

**LÓPEZ-ESCOBAR, L. Y MUNIZAGA, F. 1983.** Características geoquímicas y petrogénesis del Complejo Volcánico Laguna del Maule, Andes del Sur, 36° 00' S. *Revista geológica de Chile*, N° 19-20: 3-24.

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

**MACOMBER, T. (2015).** The evolution of a monogenetic eruption: Navidad Eruption, Lonquimay Volcano, Chile (Doctoral dissertation, State University of New York at Buffalo).

**MARTÍNEZ, P.; SINGER B.S.; MORENO, H. Y JICHA, B.R. 2017.** Volcanologic and petrologic evolution of Antuco-Sierra Velluda, Southern Andes, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 46: :392-406.

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

**MARRETT, R. Y PEACOCK, D.C. 1999.** Strain and stress. *Journal of Structural Geology* 21: 1057-1063.

**MARZOCCHI, W., 2002.** Remote seismic influence on large explosive eruptions, *J. geophys. Res.*, 107(B1), 2018

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

**MEDRANO, A. (En Prep.)** Modelo estructural para el Volcán Calbuco y su relación con el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui. Región de los Lagos, Puerto Montt, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 84 pp., Concepción.

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

**MELNICK, D.; BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. & ECHTLER, H. 2009.** Segmentation of megathrust rupture zones from fore - arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114 (B1).

**MEULLE, M. (2016).** Modelo Estructural y Régimen de paleoesfuerzos para el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 109 pp., Concepción.

**MOERNAUT, J., VAN DAELE, M., FONTIJN, K., HEIRMAN, K., KEMPF, P., PINO, M., & DE BATIST, M. (2018).** Larger earthquakes recur more periodically: New insights in the megathrust earthquake cycle from lacustrine turbidite records in south-central Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 9-19.

**MORA, C.; COMTE, D.; RUSSO, R.; GALLEGO, A. & MOCANU, V. 2010.** Aysén seismic swarm (January 2007) in southern Chile: analysis using Joint Hypocenter Determination. *Journal of seismology*, 14 (4), 683-691.

**MORABITO, E. Y FOLGUERA, A. 2005.** El alto de Copahue-Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37o-39oS). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol 60: 742-761.

**MORA-STOCK, C., THORWART, M., WUNDERLICH, T., BREDEMEYER, S., HANSTEEN, T. Y RABELL, W. 2012.** Comparison of seismic activity for Llaima and Villarrica volcanoes prior to and after the Maule 2010 earthquake. *International Journal of Earth Science*.

**MORENO, H. Y PARADA, M.A. 1974.** Geología del Área de Liquiñe-Neltumé y Lago Pihueico. Instituto de Investigaciones Geológicas (Inédito). 41 pp. Santiago.

**MORENO, H. 1977.** Geología del área volcánica Puyehue-Carrán en los Andes del sur de Chile. Tesis de prueba para obtener título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 181 pp. Santiago, Chile.

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

**MORENO, M.; MELNICK, D.; ROSENAU, M.; BOLTE, J.; KLOTZ, J.; ECHTLER, H.; BÁEZ, J.C.; BATAILLE, K.; CHEN, J.; BEVIS, M.; HASE, H. & ONCKEN, O. 2011.** Heterogeneous plate locking in the South–Central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 305: 413-424.

**MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1989.** The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Vol. 11:59-90.

**MUNIZAGA, F. 1978.** Geología del complejo volcánico Laguna del Maule. Memoria para optar al título de Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 157 pp.

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

**MUÑOZ, J. y NIEMEYER, H. 1984.** Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°64: 98 pp. 1 mapa escala 1:250.000.

**MUÑOZ, J. & STERN, C. 1988.** The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (2), 147-161.

**MUÑOZ, R. (2019).** Control estructural del basamento sobre el volcanismo cuaternario del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 114 pp., Concepción.

**NAKAMURA, K. 1977.** Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – Principle an proposal. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol. 2: 1-16.

**NARANJO, J.A.; MORENO, H. 2005.** Geología del Volcán Llaima, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 88, 33 pp., 1 mapa escala 1:50000, Santiago.

**NARANJO J.A. Y E. POLANCO, 2004.** The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 279-292.

**NIEMEYER, H. Y MUÑOZ, J. 1983.** Hoja Laguna de la Laja, región del Biobío, Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000, 57, SERNAGEOMIN.

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

**OROZCO, G., & LARA, L. E. (2009).** Estudio Geológico-Estructural del Sistema de Centros Eruptivos de Flanco del Volcán Osorno, Región de Los Lagos. Santiago, 22, S7\_022.

**PANKHURST, R.; WEAVER, S.; HERVÉ, F. & LARRONDO, P. 1999.** Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4), 673-694.

**PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. 1987.** Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3), 233-248.

**PEÑA, C. (2019).** Caracterización cinemática y dinámica de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui entre los Lagos Panguipulli y Pirihueico, y su control sobre el Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (39,9°S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 94 pp., Concepción.

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

**PIÑA-GAUTHIER, M., VEGA, M. 2010.** Caracterización geológica y geofísica del basamento del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida. Asesorías Geológicas (TEKTVM). Santiago, 16 de Agosto de 2010.

**PIQUER, J.; SKARMETA, J. y COOKE, D. 2015.** Structural evolution of the Rio Blanco-Los Bronces district, Andes of Central Chile: controls on stratigraphy, magmatism and mineralization. *Economic Geology*. Vol. 110: 1995-2023

**PIQUER, J.; BERRY, R. SCOTT, R. Y COOKE, D. 2016.** Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology*. Vol. 89: 101-117.

**PRICE, N, J., 1966.** Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock. Pergamon, Oxford, 176 pp.

**PRITCHARD, M. E., JAY, J. A., ARON, F., HENDERSON, S. T., & LARA, L. E. (2013).** Subsidence at southern Andes volcanoes induced by the 2010 Maule, Chile earthquake. *Nature Geoscience*, 6(8), 632.

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

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

**RAMOS, V. 2008.** Patagonia: A paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences* 26 (2008) 235-251.

**RAPELA, C. & PANKHURST, R. 1992.** The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 68 (1), 209-220.

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

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

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

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

**RODRÍGUEZ, F. (2015).** Geología estructural en torno al volcán Llaima, el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui y su relación con la actividad volcánica reciente. Zona Volcánica Sur, Región de la Araucanía, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 129 pp., Concepción.

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

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

**ROWLAND, S., DUEBENDORFER, E. Y SCHIEFELBEIN, I. 2007.** Structural Analysis and Synthesis. A Laboratory Course in Structural Geology. Blackwell Publishing, 3° Ed.



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

**SÁNCHEZ-ALFARO, P.; REICH, M.; DRIESNER, T.; CEMBRANO, J.; ARANCIBIA, G.; PÉREZ-FLORES, P.; HEINRICH, C.; ROWLAND, J.; TARDANI, D.; LANGE, D. y CAMPOS, E. 2016.** The optimal windows for seismically-enhanced gold precipitation in the epithermal environment. *Ore Geology Reviews*. Vol. 79: 463–473.

**SELLÉS, D. y MORENO, H. 2011.** Geología del volcán Calbuco, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No.XX, 30 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.

**SEPÚLVEDA, F., DORSCH, K., LAHSEN, A., BENDER, S., PALACIOS, C. 2004.** Chemical and isotopic composition of geothermal discharges from the Puyehue-Cordón Caulle area (40.5°S), Southern Chile. *Geothermics*. Vol. 33: 655–673.

**SEPÚLVEDA, F., LAHSEN, A., BONVALOT, S., CEMBRANO, J., ALVARADO, A., LETELIER, P. 2005.** Morphostructural evolution of the Cordón Caulle geothermal region, Southern Volcanic Zone, Chile: Insights from gravity and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 148: 165–189.

**SIBSON, R.; MOORE, J. y RANKIN, A. 1975.** Seismic pumping: a hydrothermal fluid transport mechanism. *Geological Society London*. Vol. 131: 653-659.

**SINGER, B., JICHA, B., HARPER, M., NARANJO, J., LARA, L., MORENO-ROA, H. 2008.** Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 120: 599-618.

**SINGER, B. S., ANDERSEN, N. L., LE MÉVEL, H., FEIGL, K. L., DEMETS, C., TIKOFF, B., THURBER, C. H., JICHA, B. R., CARDONA, C., CÓRDOVA, L. Y GIL, F. 2014.** Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, Southern Andes, Chile. *GSA Today*. V. 24, N° 12: 4-7.

**SOLANO, A. 1978.** Geología del sector costero de Chiloé continental entre los 41°50' y 42°10' de Latitud Sur. Memoria de Título (Inédito). Departamento de Geología, Universidad de Chile, 122 pp. Santiago.

**STANTON-YONGE, A.; GRIFFITH, W.; CEMBRANO, J.; ST JULIEN, R. & ITURRIETA, P. 2016.** Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*, 35 (9), 1990-2013.

**STEIN, R. S., KING, G. C. P., & LIN, J. (1992).** Change in Failure Stress on the Southern San Andreas Fault System Caused by the 1992 Magnitude = 7.4 Landers Earthquake. *Science*, 258(5086), 1328–1332.

**STERN, CH. 2004.** Active Andean volcanism, its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*. V. 31, N. 2: 161-206. Santiago.

**STERN, CH., MORENO, H., LÓPEZ-ESCOBAR, L., CLAVERO, J., LARA, L., NARANJO, J., PARADA, M. Y SKEWES, A. 2007.** Chilean volcanoes. In: MORENO, T. Y GIBBONS, W. (Eds). *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 147–178.

**SUAREZ, M. & DE LA CRUZ, R. 2000.** Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera (45°30'–47°30' S). *Journal of the Geological Society*, 157 (5), 995-1001.

**SYLVESTER, A. 1988.** Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100 (11), 1666-1703.

**TAPIA, 2010.** Análisis Estructural del Sector Occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe en el Curso Superior del Río Colorado de Lontué (35°18' y 35°23'S), Región del Maule, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile (Inédito): 101 pp. Santiago.

**TASSARA, A. Y YÁÑEZ, G. 2003.** Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Revista Geológica de Chile*. V. 32: 159-186.

**TASSARA, A.; GÖTZE, H.; SCHMIDT, S. Y HACKNEY, R. 2006.** Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. 111: 1978–2012.

**TASSARA, A. & ECHAURREN, A. 2012.** Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*. Vol. 189 (1): 161-168.

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

**THIELE, R.; MORENO, H. & PARADA, M. A. 1976.** Bosquejo geológico de la Isla Huapi, Lago Ranco, Provincia de Valdivia: contribución al conocimiento de la Formación Panguipulli (Chile). Congreso Geológico Chileno N° 1. Actas: A115-136. Santiago, Chile.

**THIELE, R.; MORENO, H.; ELGUETA, S.; LAHSEN, A.; REBOLLEDO, S Y PETIT-BREUILH, E. 1998.** Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista Geológica de Chile* N°2. Vol. 25: 229-253. Santiago de Chile.

**THOMSON, S. 2002.** Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America*. Vol. 114, No. 9: 1159-1173.

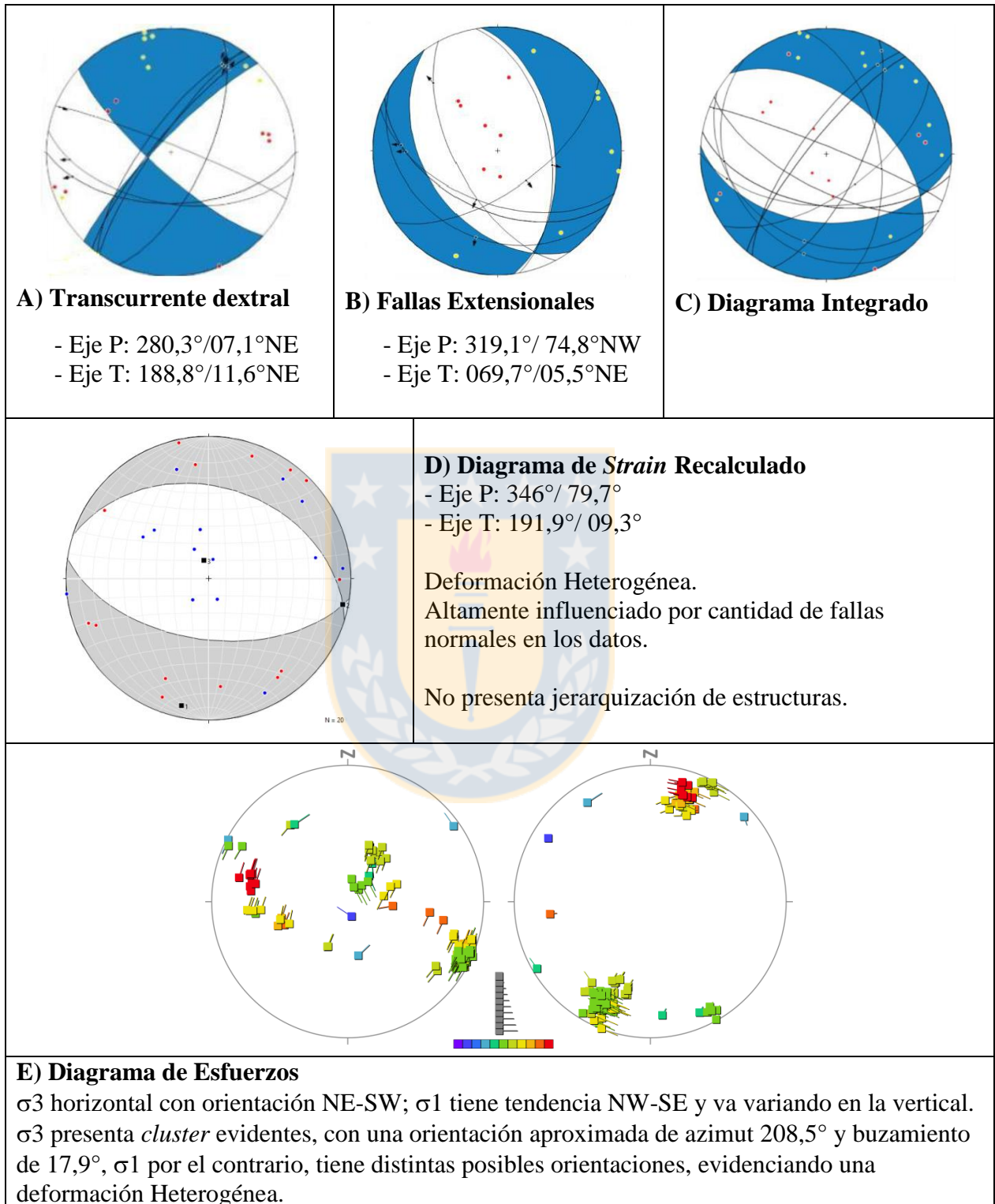
**TIKOFF, B. Y TEYSSIER, C. 1994.** Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*. Vol. 16: 1575-1588.

- VARGAS, G.; REBOLLEDO, S.; SEPÚLVEDA, S.; LAHSEN, A.; THIELE, R.; TOWNLEY, B.; PADILLA, C.; RAULD, R.; HERRERA, M. & LARA, M. 2013.** Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology*, 40 (1), 141-171.
- VEGA, M. 2010.** Erupciones hidrovulcánicas históricas del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (40,2°s) rol del agua y de las estructuras. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 99 pp. Concepción Chile.
- VELOSO, E.; ANMA, R. Y YAMAZAKI, T. 2005.** Tectonic rotations during the Chile Ridge collision and obduction of the Taitao ophiolite (southern Chile). *The Island Arc*. Vol. 14: 599– 615.
- VERGARA, C. 2010.** Petrogénesis de los Centros Eruptivos del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), IX Región de la Araucanía. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 140 pp., Santiago.
- VILLAR, A., ALARCÓN, H., JIMÉNEZ, G., & VELANDIA, F. (2017).** Zonas transversales en el dominio axial de la cordillera oriental-bloque yacente de la falla de Soapaga (Sátiva sur-Sátiva norte, Boyacá). *Boletín de Geología*, 39(3), 13-23.
- WALTER, S. Y AMELUNG, F. 2007.** Volcanic eruptions following  $M \geq 9$  megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geological Society of America*. Vol. 35: 539–542
- WICKS, C., DE LA LLERA, L. C., LARA, L.E., LOWENSTERN, J. 2011.** The role of dyking and fault control in the rapid onset of eruption at Chaitén Volcano, Chile. *Nature* 478: 374-377.
- WILS, K., VAN DAELE, M., LASTRAS, G., KISSEL, C., LAMY, F., & SIANI, G. (2018).** Holocene event record of Aysén Fjord (Chilean Patagonia): An interplay of volcanic eruptions and crustal and megathrust earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(1), 324-343.
- WU, J., MCCLAY, K., WHITEHOUSE, P. Y DOOLEY, T. 2009.** 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 26, p. 1608-1623.
- YAMAJI, A. 2000.** The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. 22: 441-452.
- YALE, D.P. 2003.** Fault and stress magnitude controls on variations in the orientation of in situ stress. *Geological Society of London, Special Publication* 209: 55-64.
- ZOBACK, M.L, Y ZOBACK, M., 2007.** Lithosphere stress and deformation. *Treatise on Geophysics* 6: 253-273.
- ZALOHAR, J. Y VRABEC, M. 2008.** Combined kinematic and paleostress analysis of fault-slip data: the Multiple-slip method. *Journal of Structural Geology* 30: 1603-1613.

# ANEXO

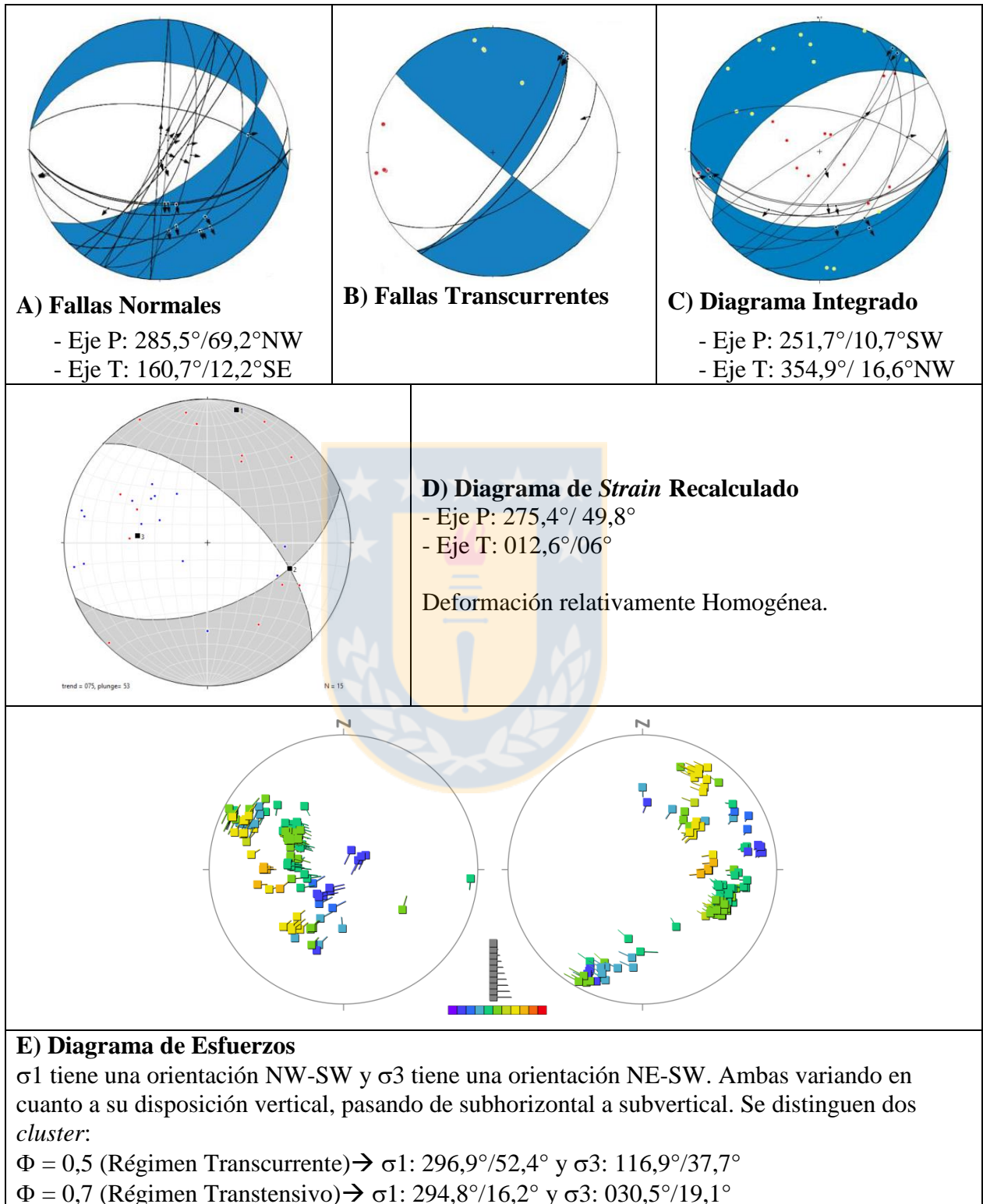


# 1. Zona de Falla Troncoso

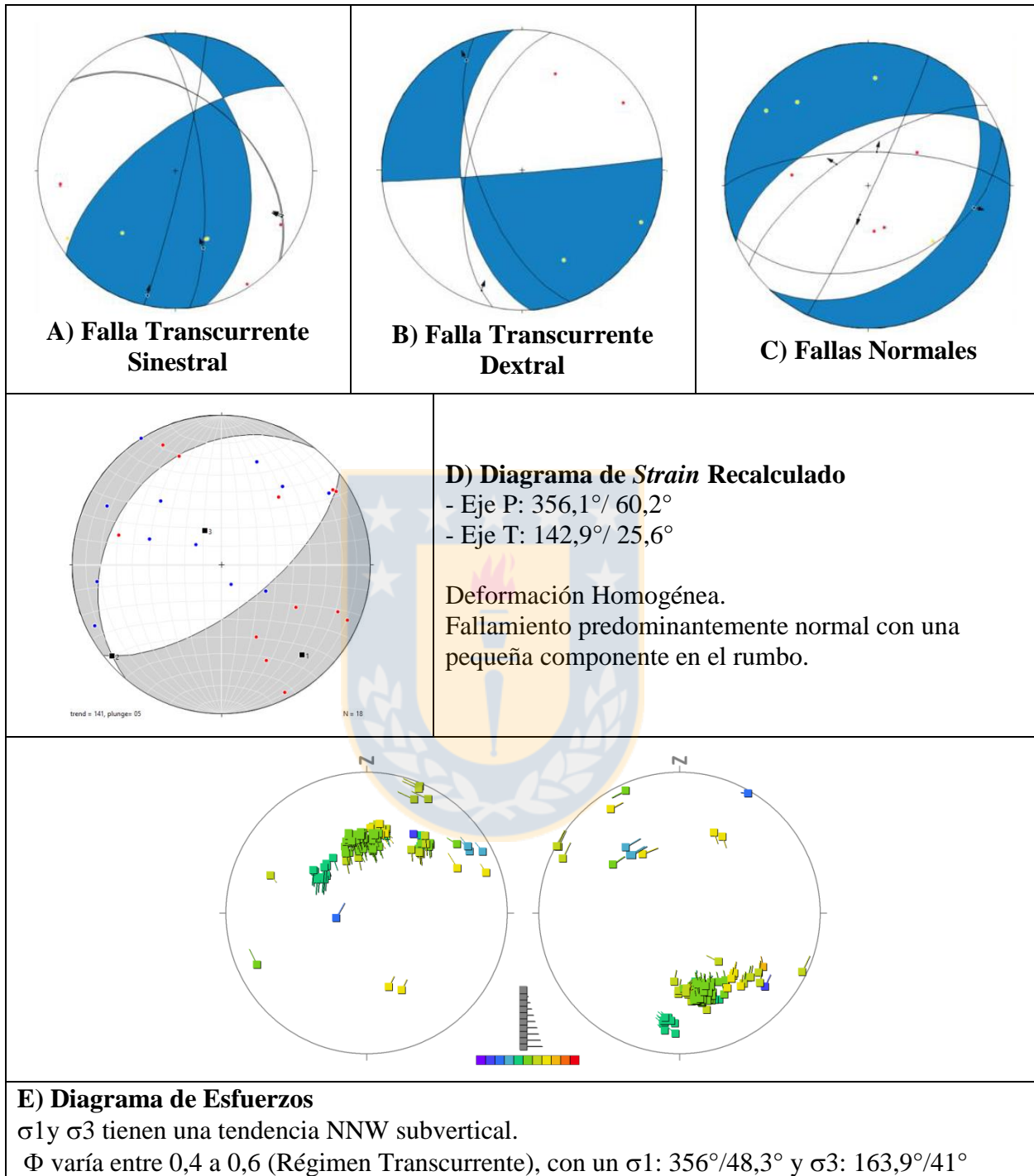




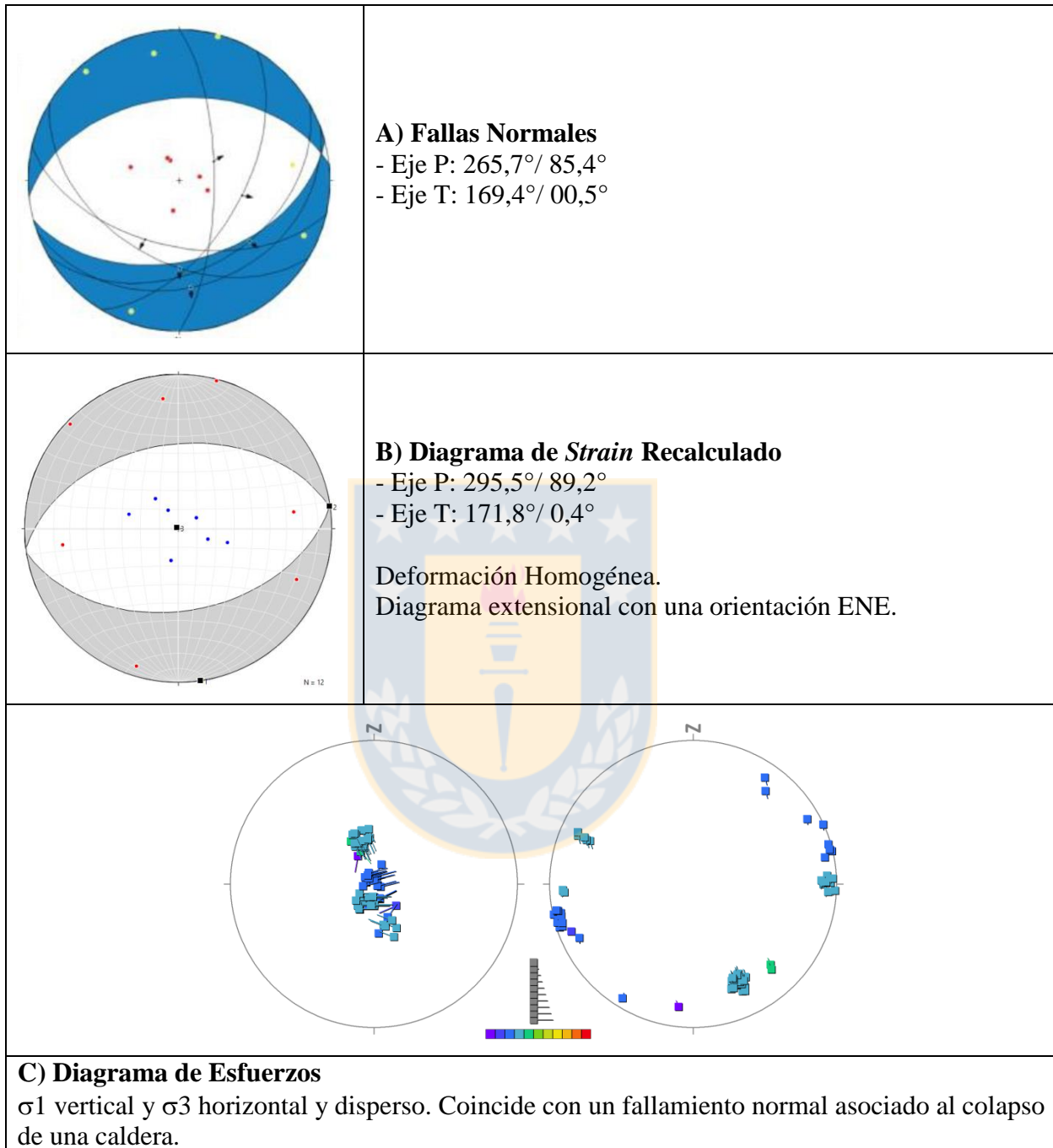
## 2. Zona Potrero Norte



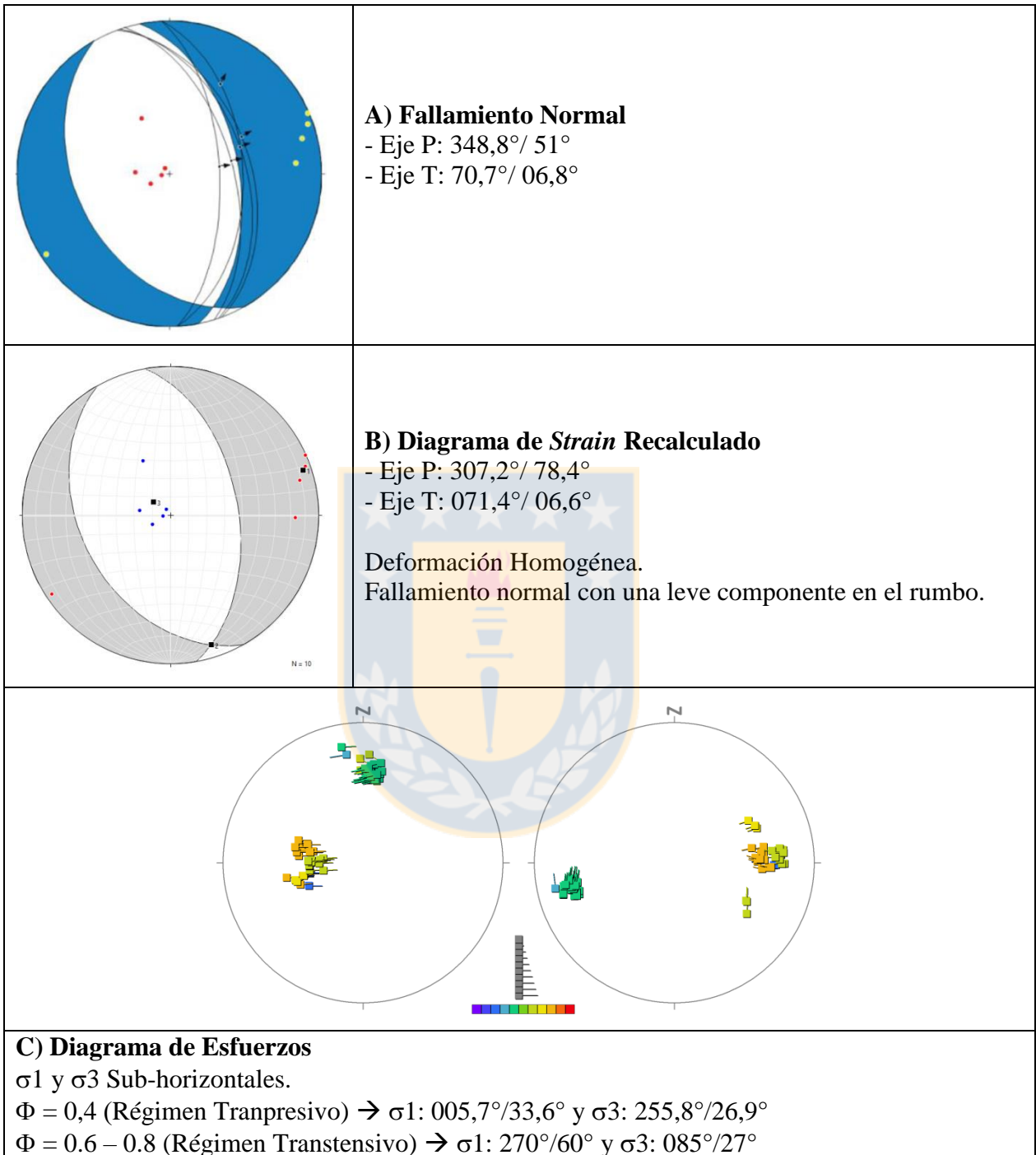
### 3. Zona de Falla Río Maule



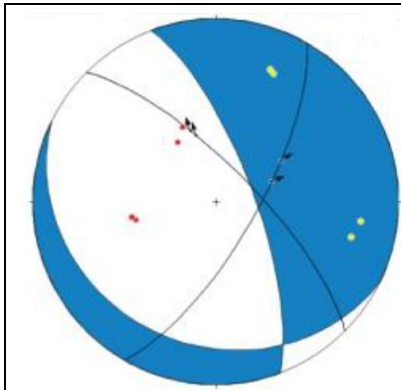
#### 4. Sector Cajón de Bobadilla



## 5. Sector Los Mellicos

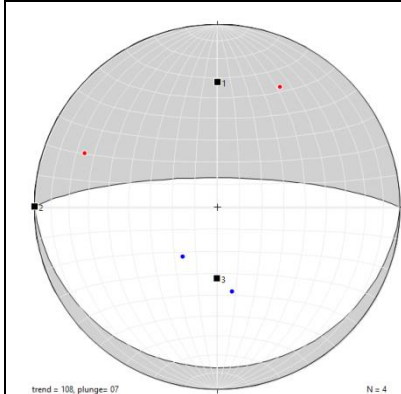


## 6. Sector Barrancas



### A) Fallamiento Normal

- Eje P:  $270,7^\circ / 59,2^\circ$
- Eje T:  $57,3^\circ / 26,5^\circ$

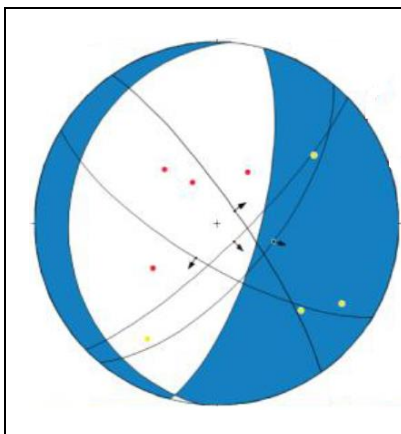


### D) Diagrama de *Strain* Recalculado

- Eje P:  $180^\circ / 57,9^\circ$
- Eje T:  $000,3^\circ / 32,1^\circ$

Diagrama rotado con respecto al anterior. Puede deberse a la jerarquización realizada.

## 7. Sector Las Nieblas (Playa Maule)

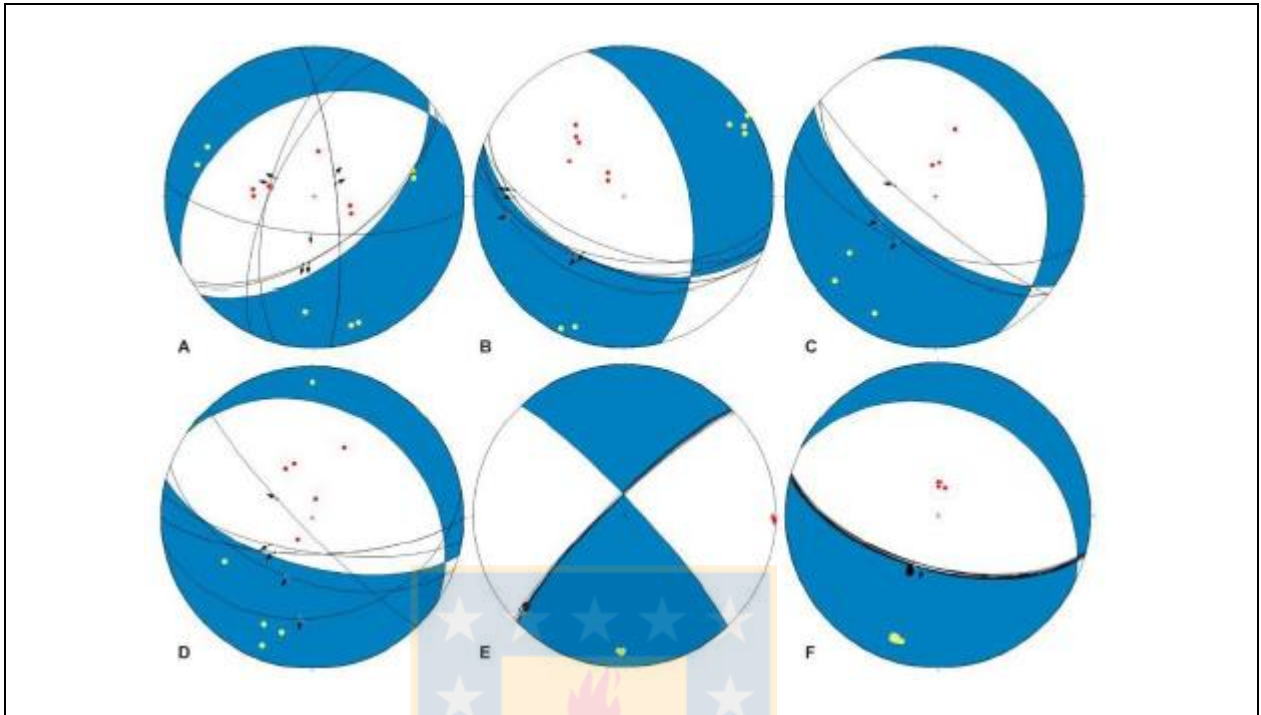


### A) Fallamiento normal

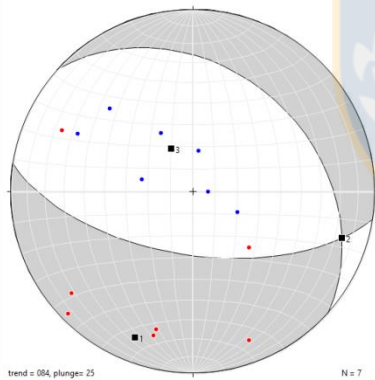
- Eje P:  $290,6^\circ / 64,3^\circ$
- Eje T:  $102,2^\circ / 25,5^\circ$



## 8. Sector Península Norte



A) A, B, C, D, E y F son los mecanismos focales de diferentes puntos dentro del sector.

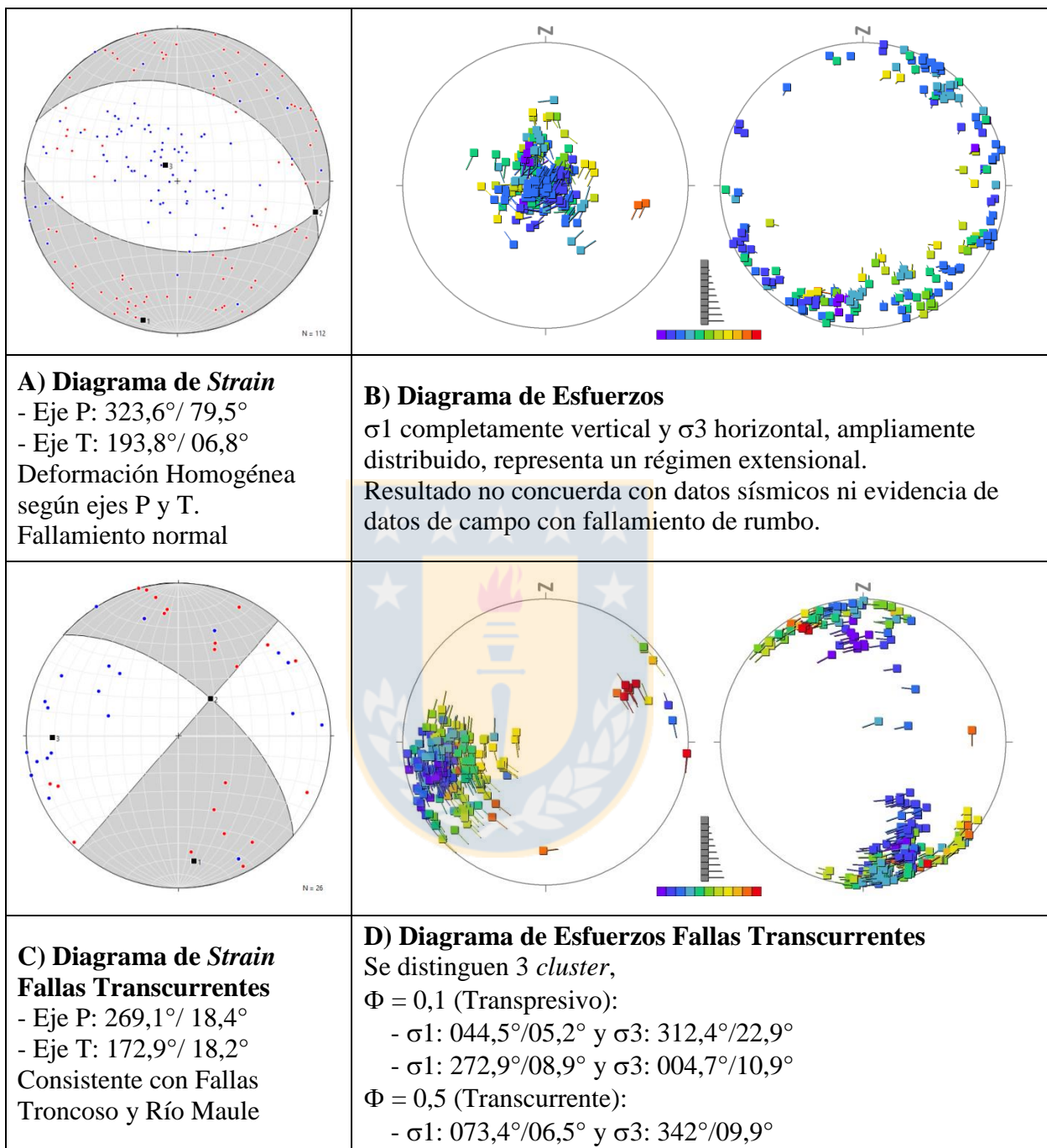


B) Diagrama de *Strain* Recalculado

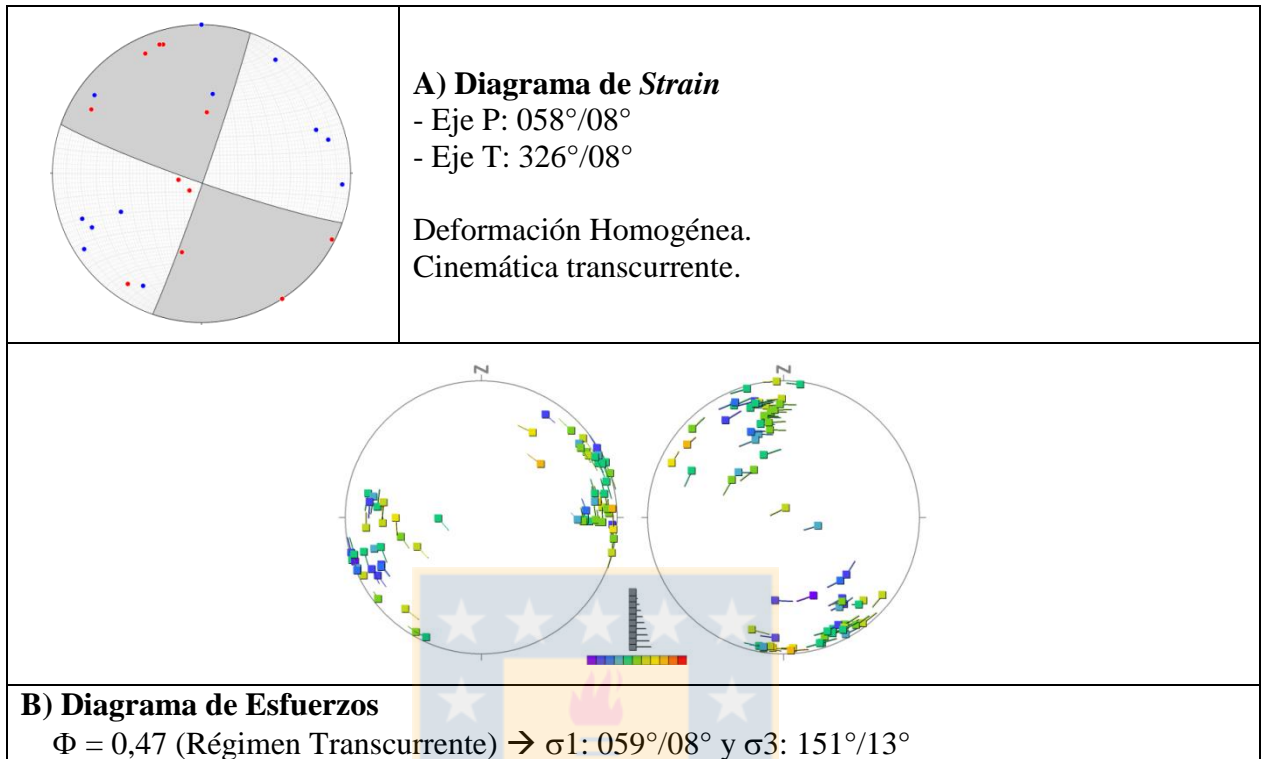
- Eje P:  $333,4^\circ / 68,7^\circ$

- Eje T:  $201,5^\circ / 14,6^\circ$

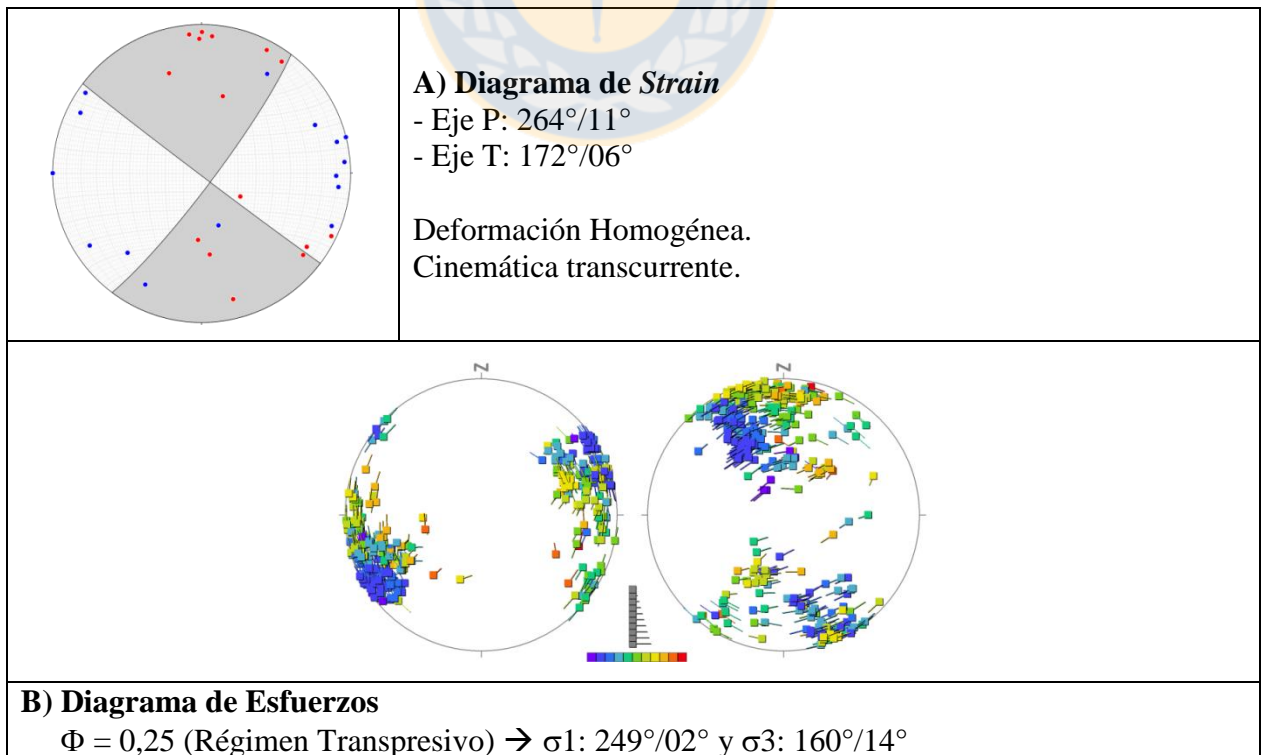
## 9. Análisis Regional Complejo Volcánico Laguna del Maule



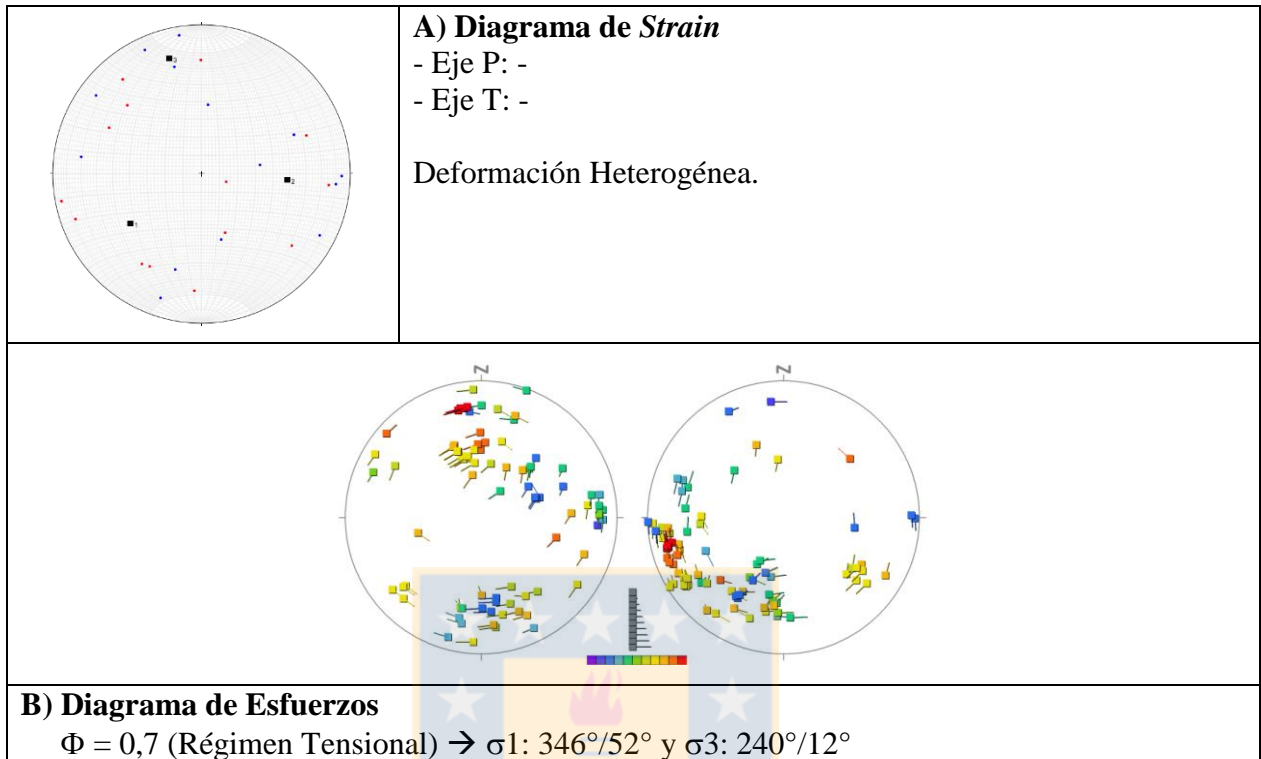
## 10. Sitio Estructural Caracol



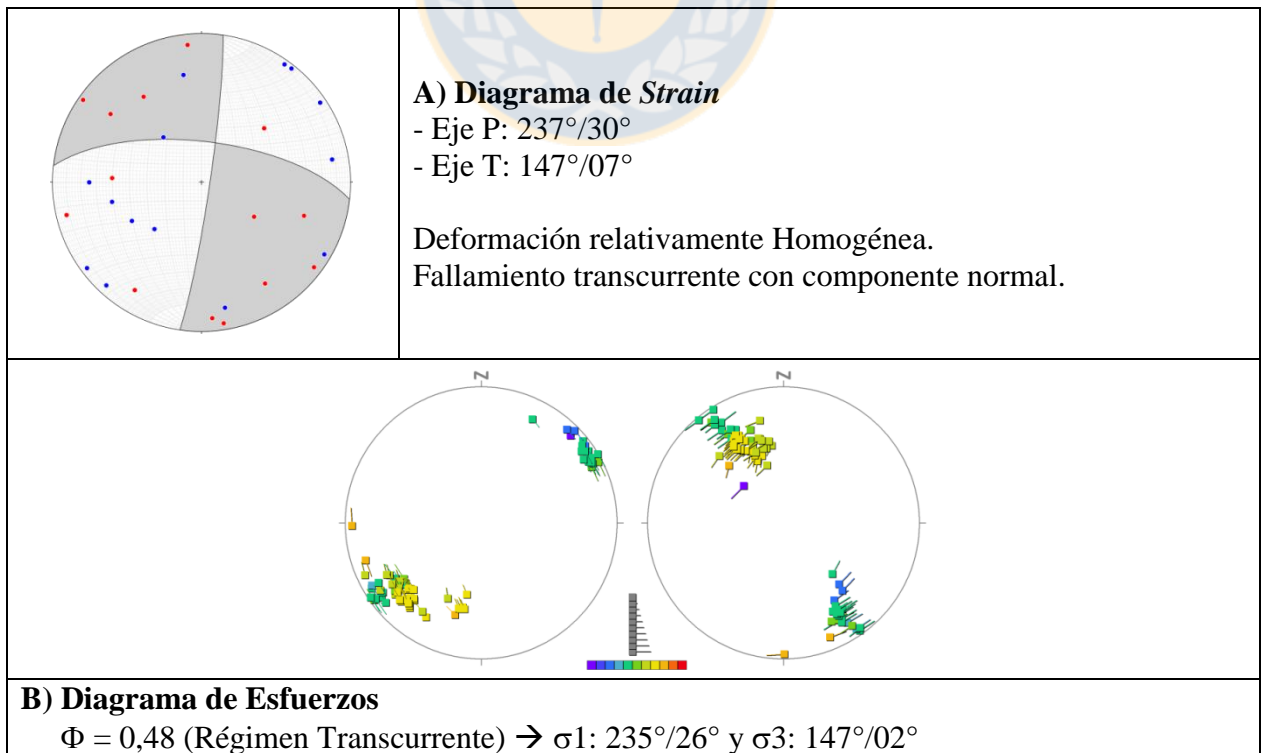
## 11. Sitio Estructural Cerro Las Cabras



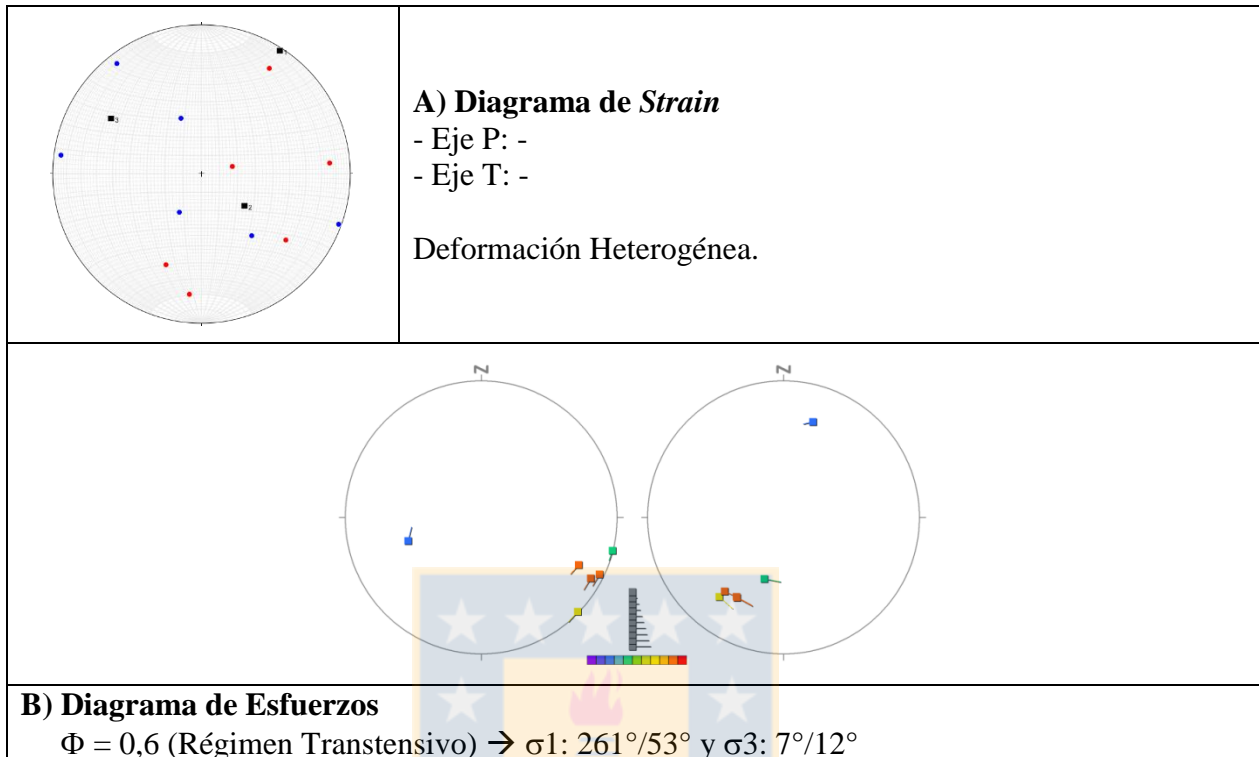
## 12. Sitio Estructural La Junta



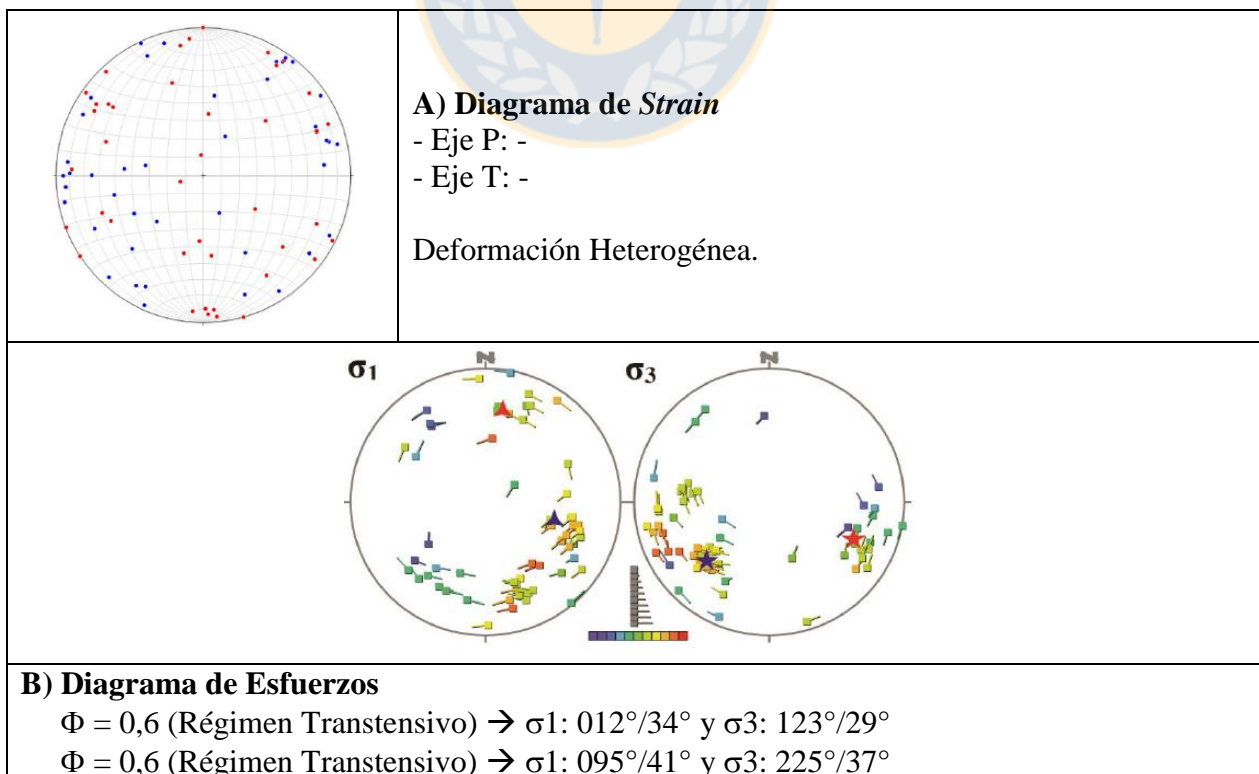
## 13. Sitio Estructural Las Termas



## 14. Sitio Estructural Reserva Ñuble

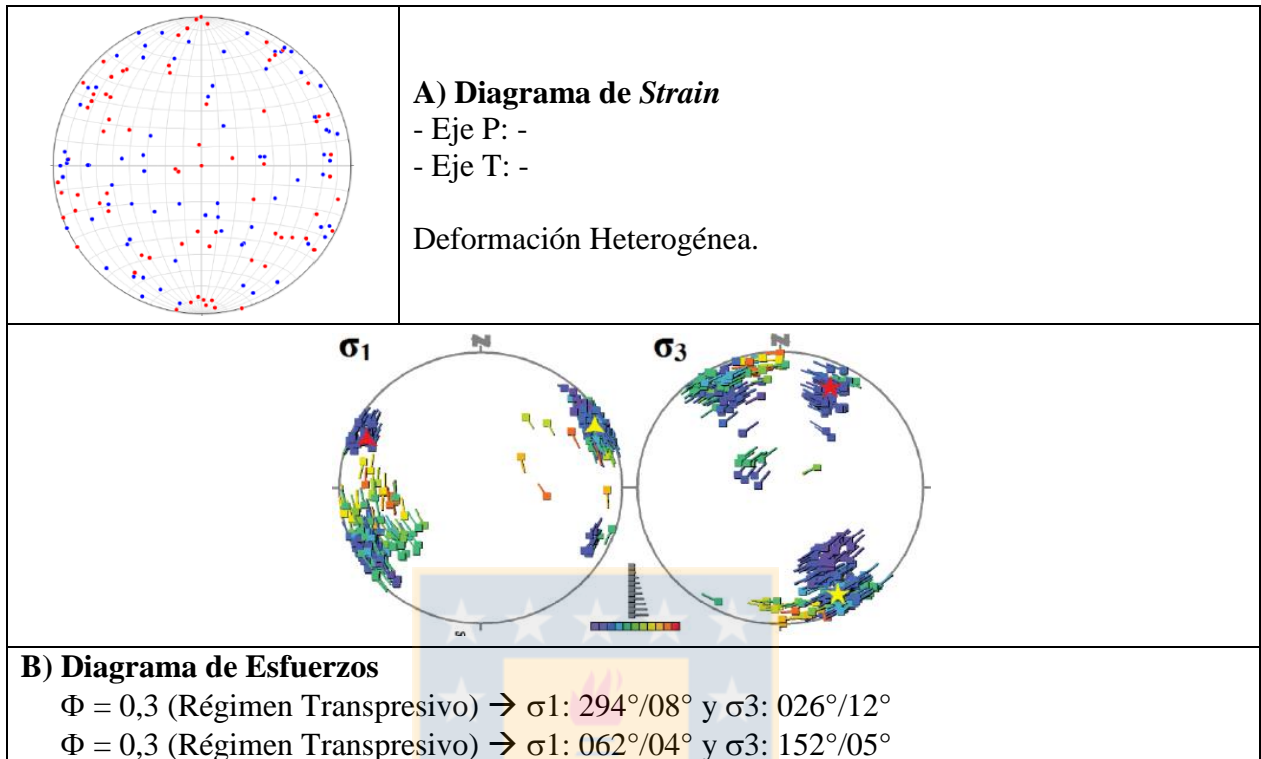


## 15. Formación Cura-Mallín

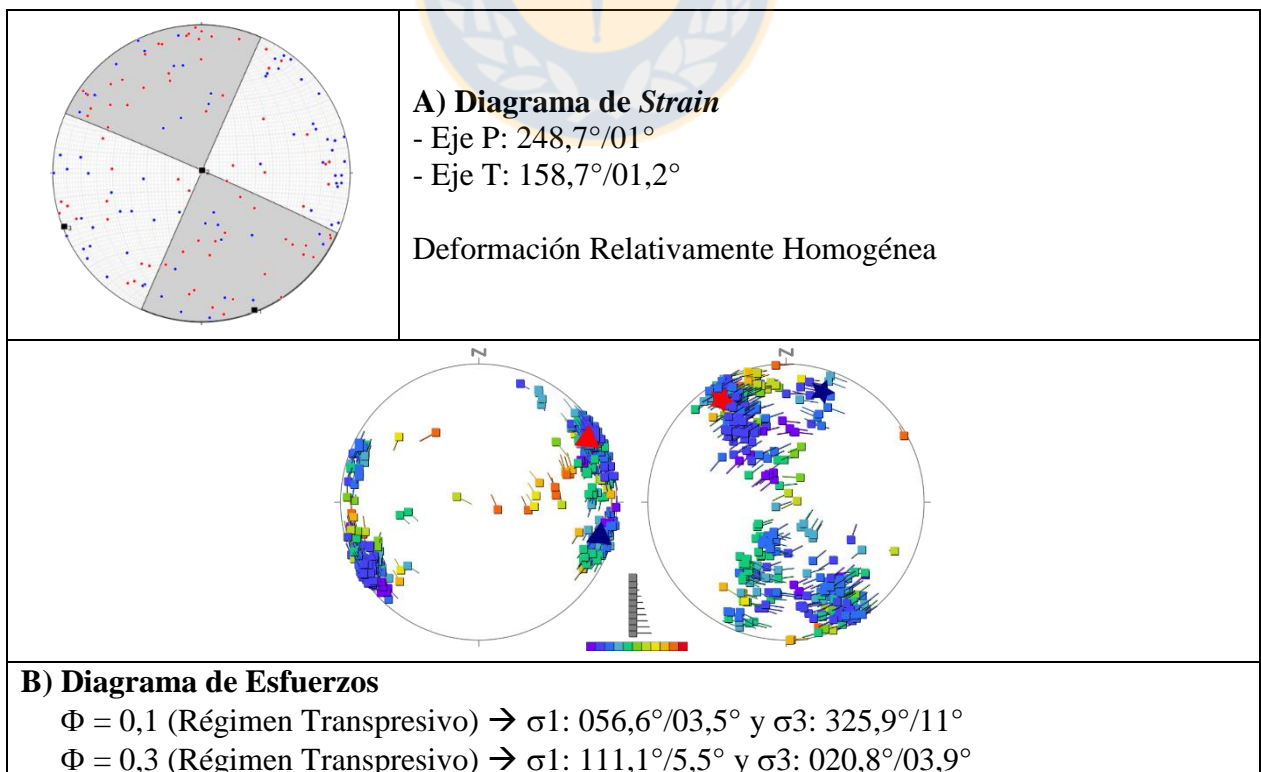




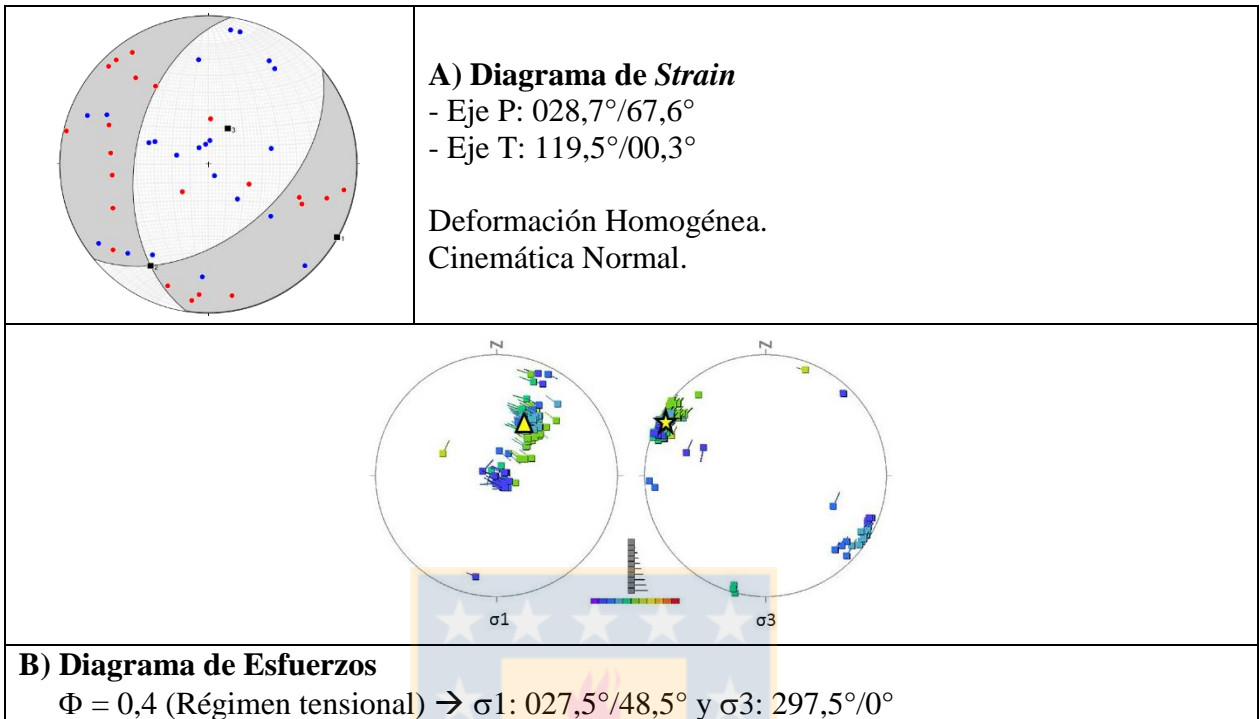
## 16. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo



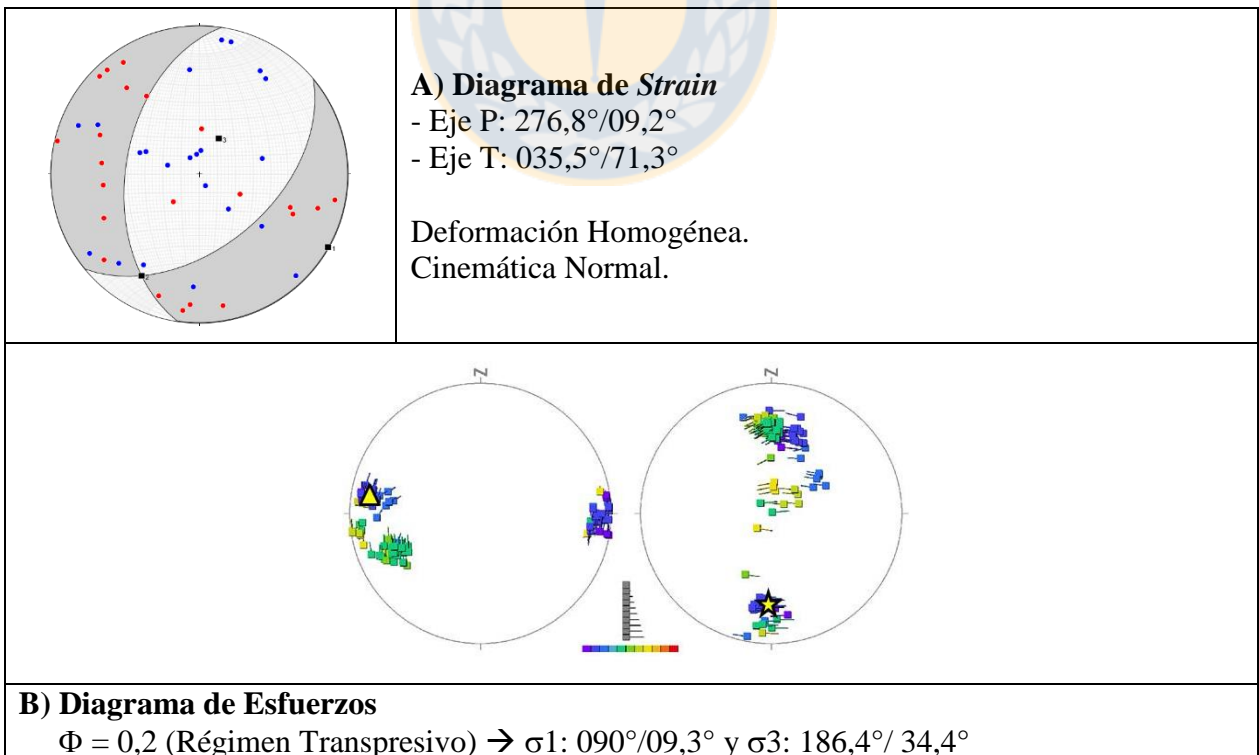
## 17. Análisis Regional Complejo Volcánico Nevados de Chillán



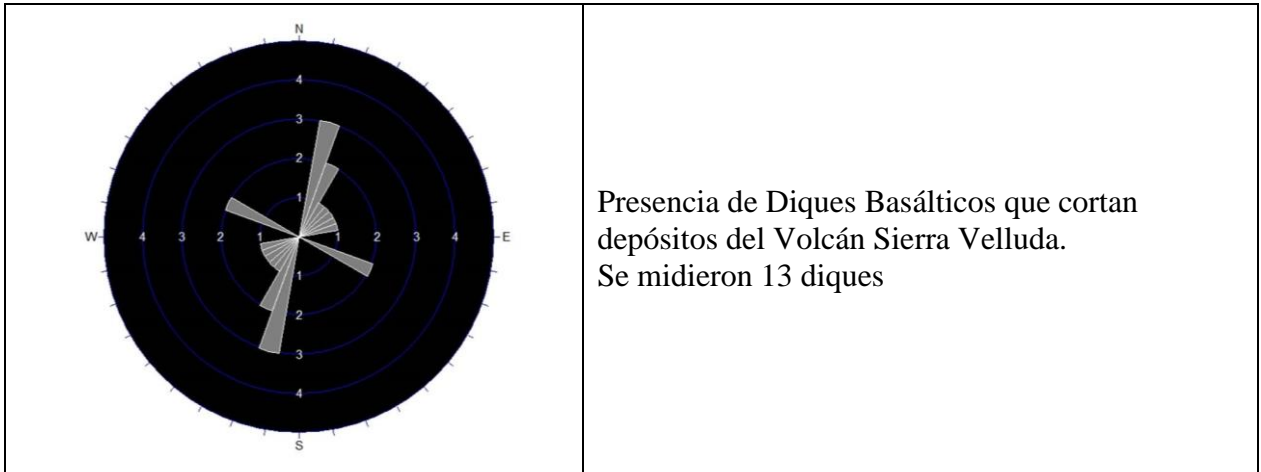
## 18. Sitio Estructural Polcura



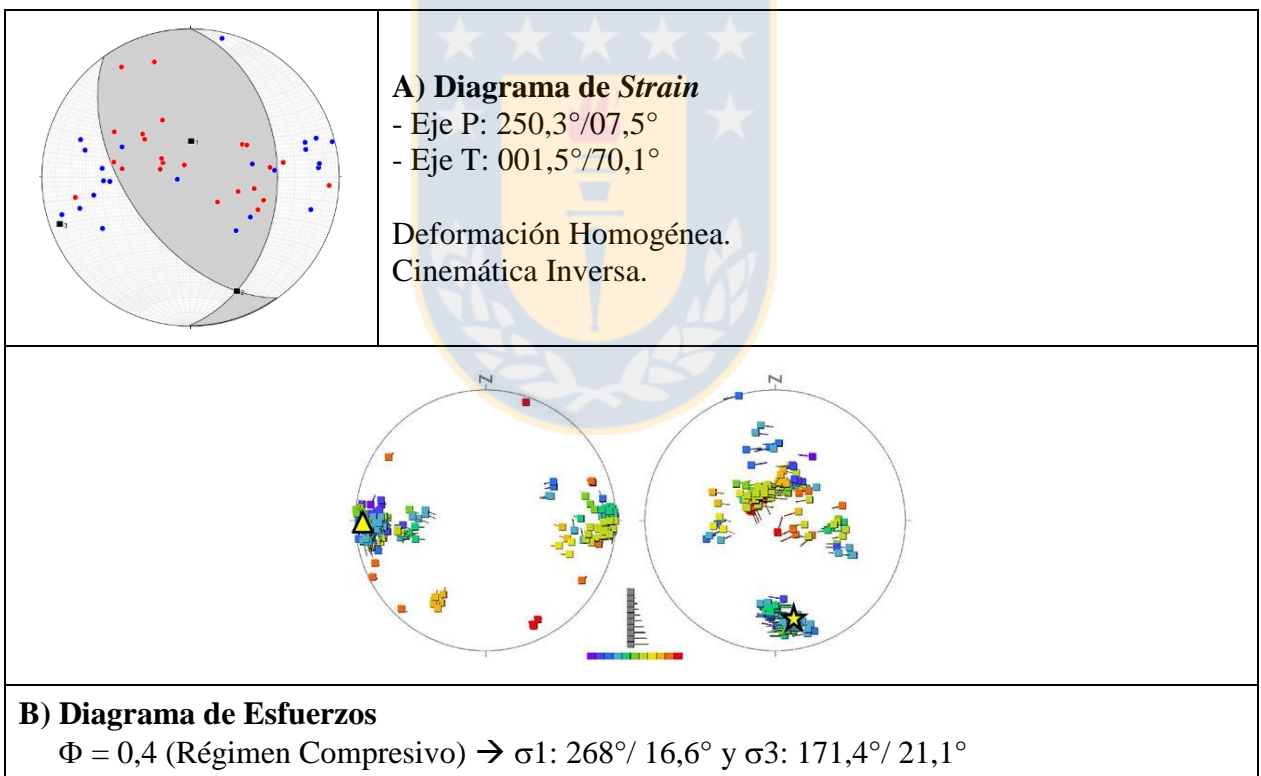
## 19. Sitio Estructural La Cortina



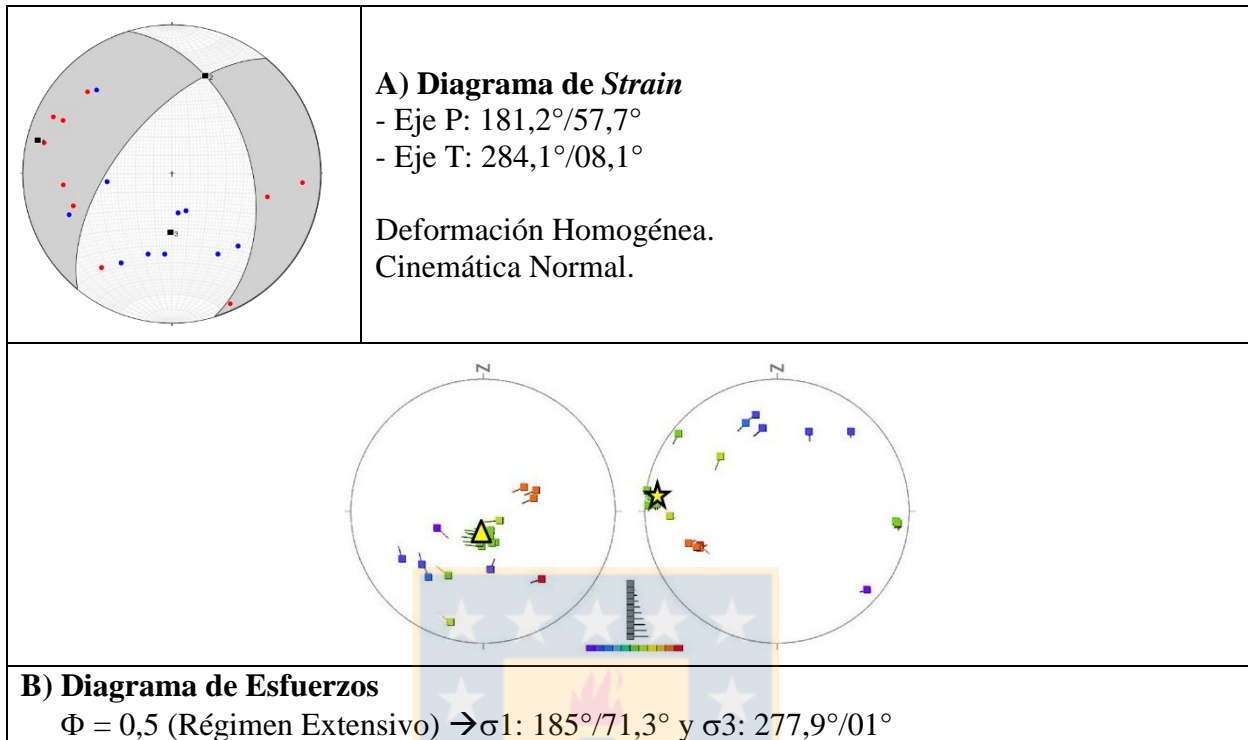
## 20. Sitio Estructural Sierra Velluda



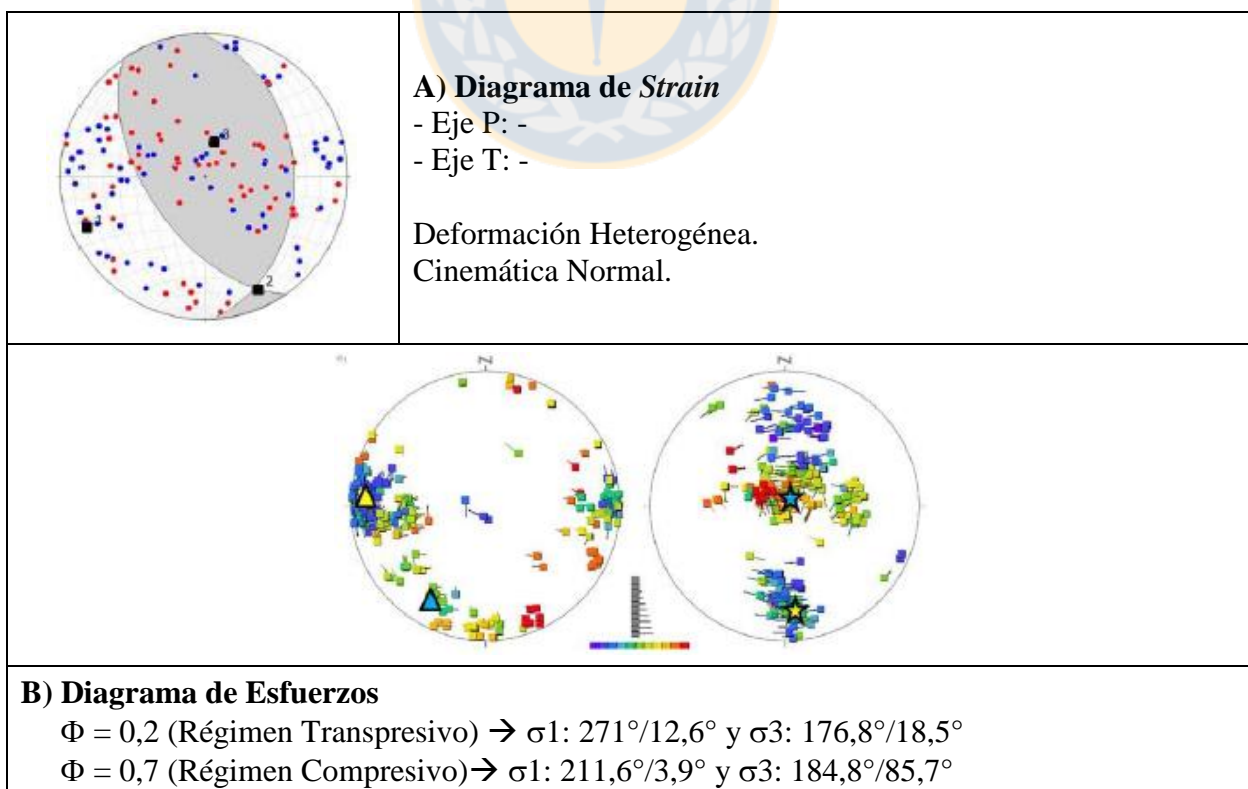
## 21. Sitio Estructural Anticlinal Curamallín



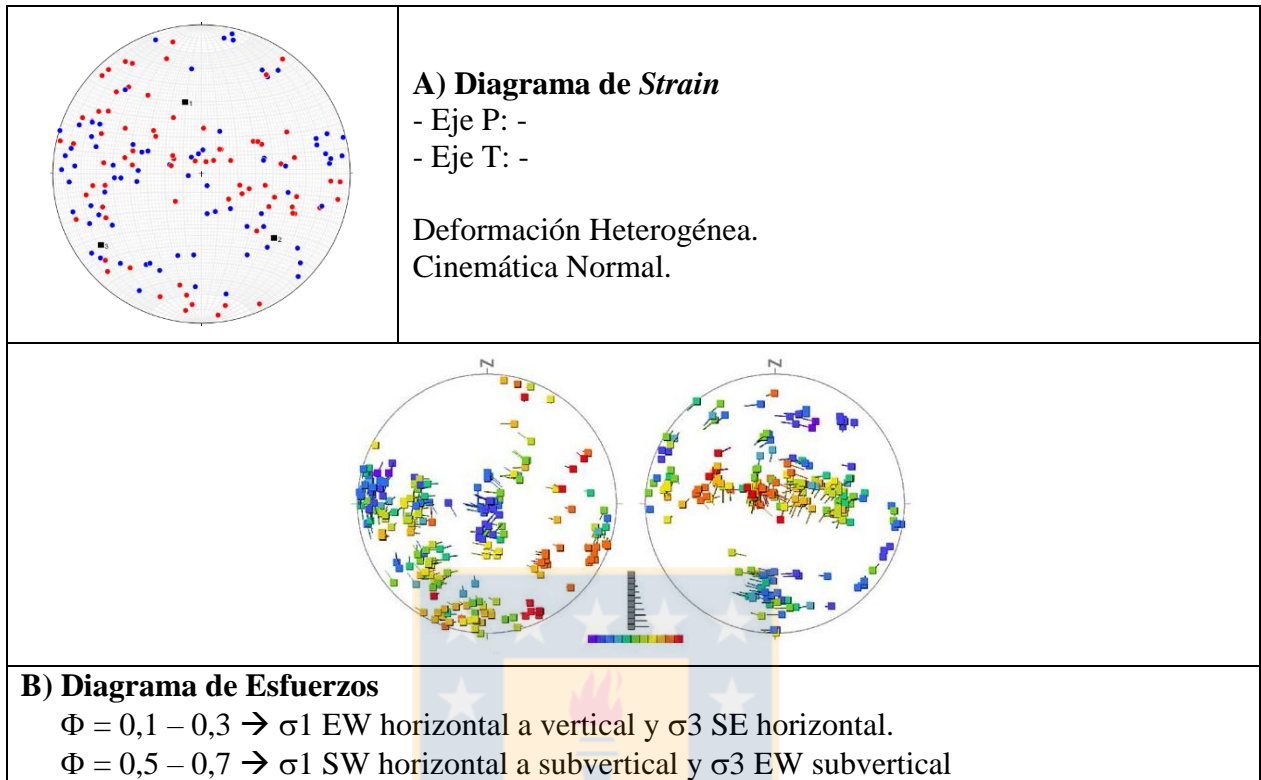
## 22. Sitio Estructural Paso Pichachén



## 23. Análisis Rocas Miocenas

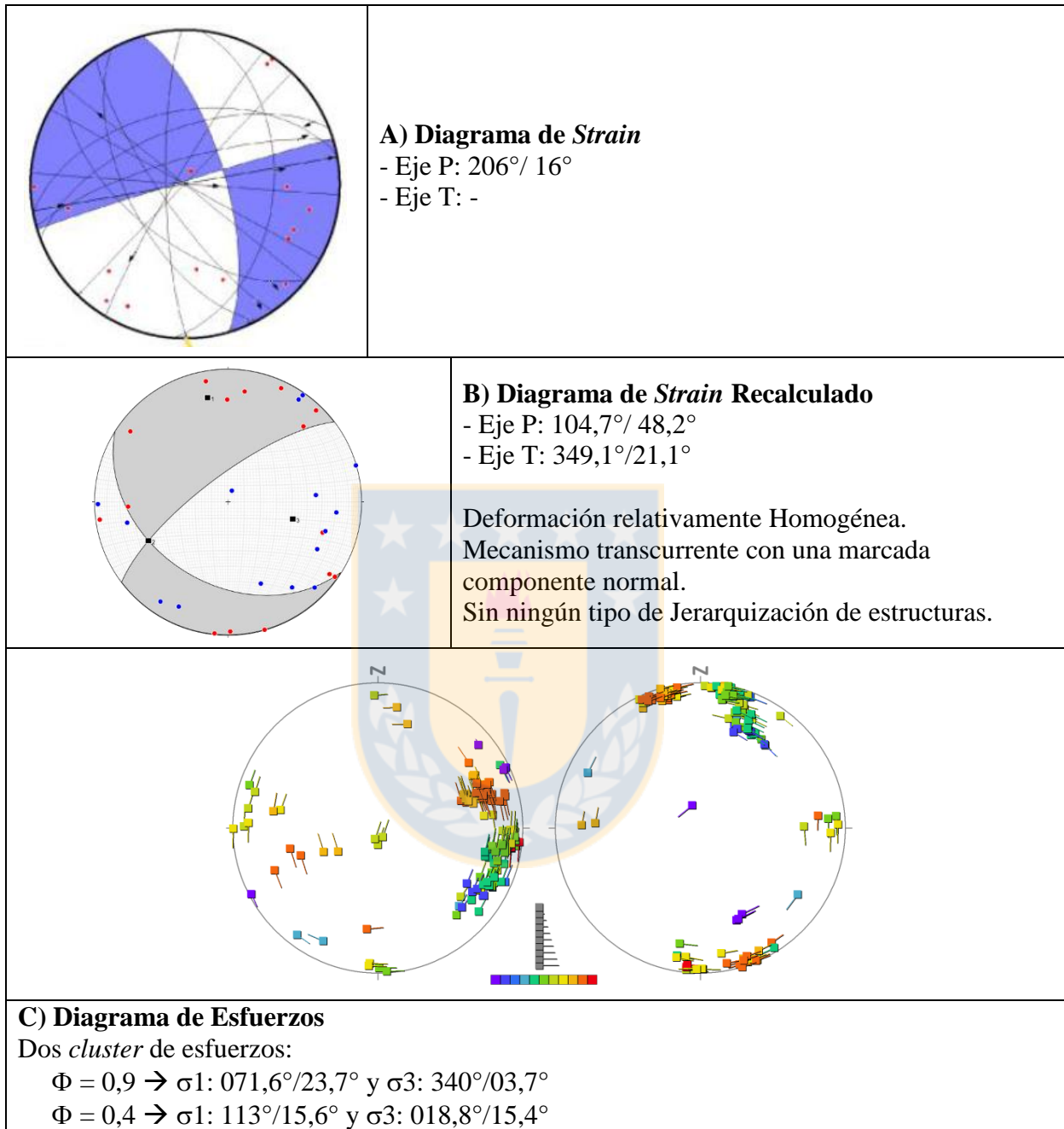


## 24. Análisis Regional Volcán Antuco

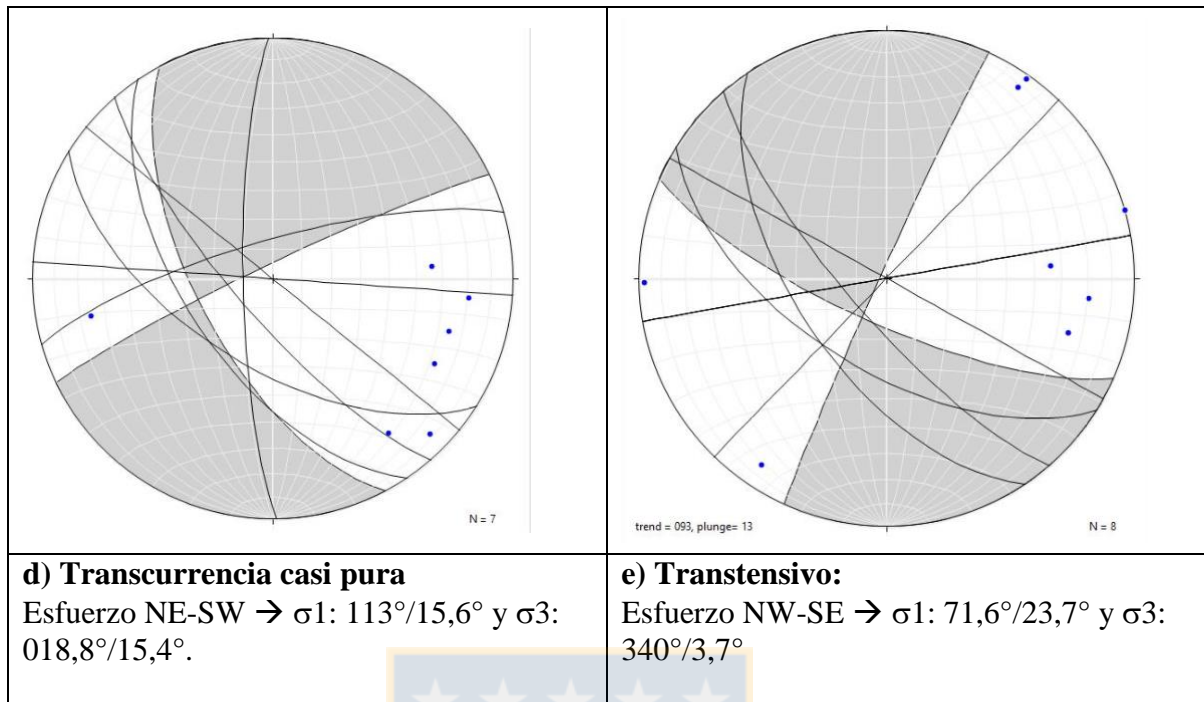




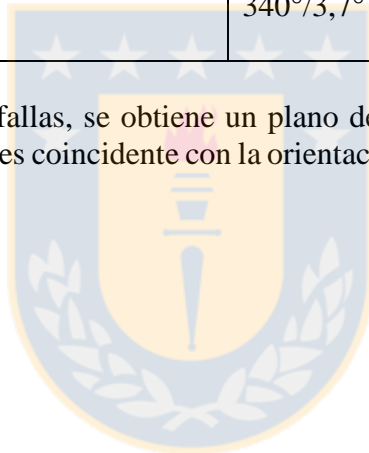
## 25. Falla Quetraleufú



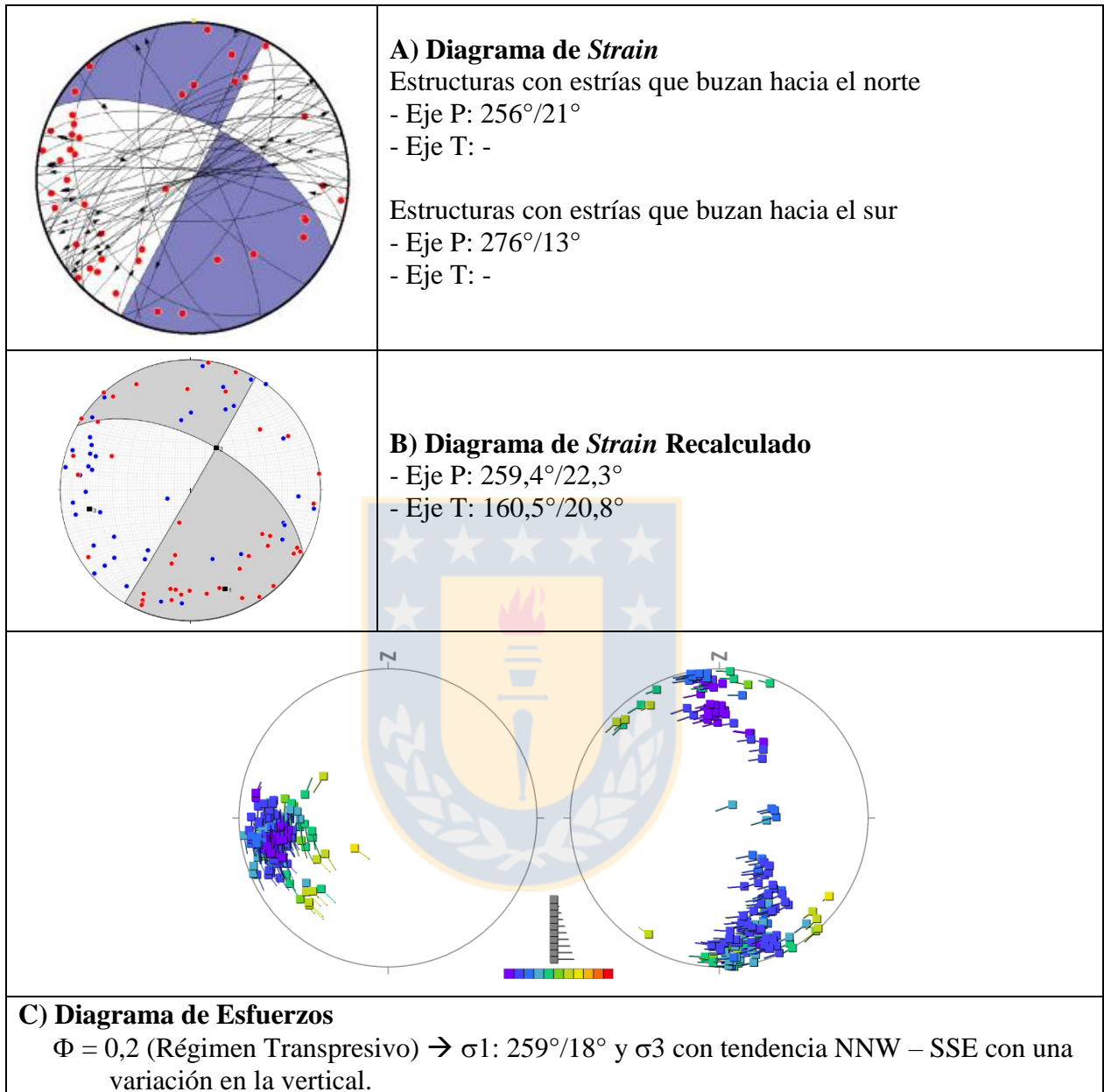
Diferencia entre los mecanismos focales puede deberse a una deformación Heterogénea en el sector, lo que es evidenciado por el diagrama de *Strain*. Utilizando los resultados obtenidos por el MIM se separan las fallas del sector en dos poblaciones:



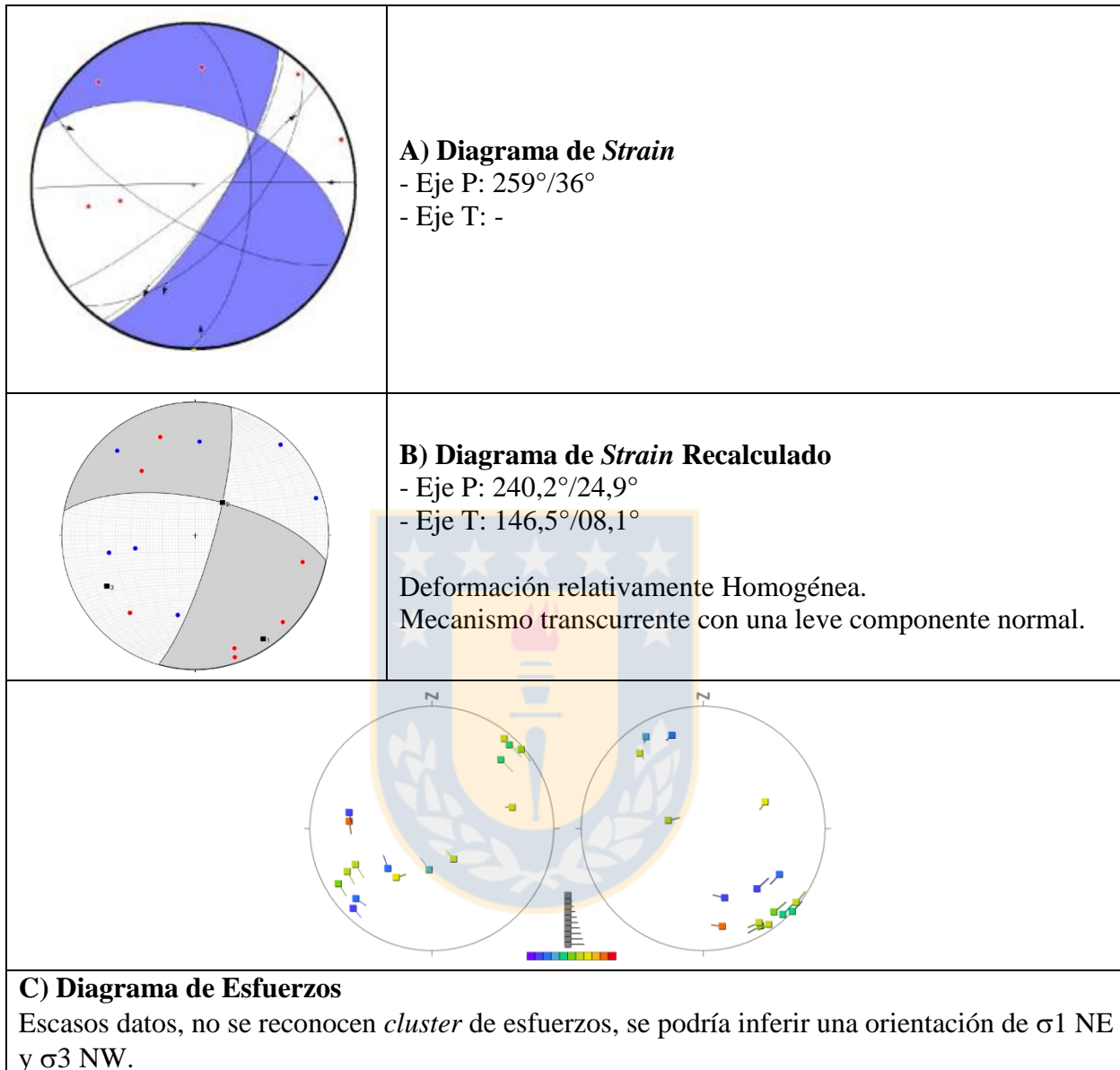
Al separar las poblaciones de fallas, se obtiene un plano dextral con orientación N20°E para un régimen transtensivo, lo cual si es coincidente con la orientación de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.



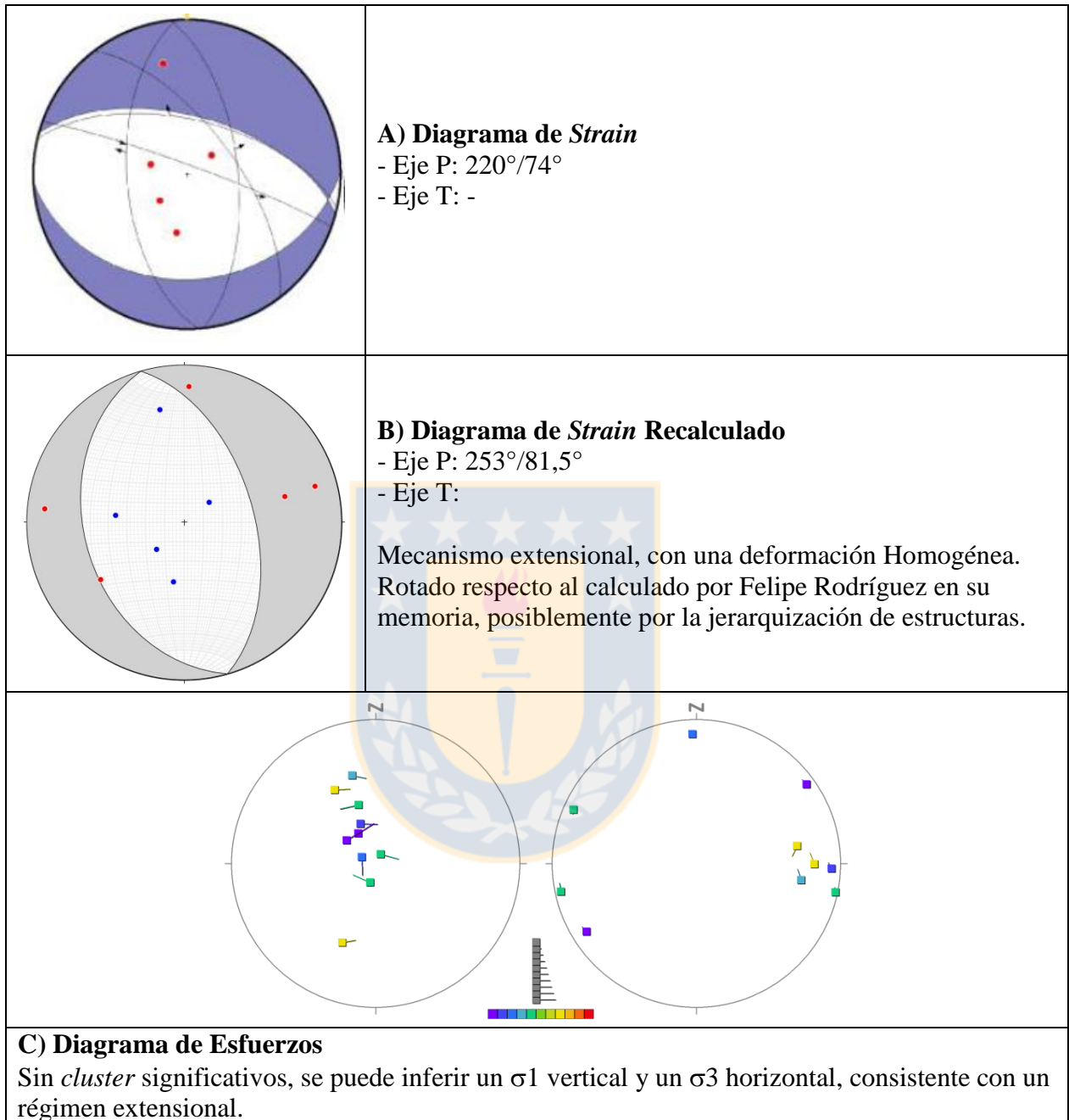
## 26. Falla Catrileufú



## 27. Falla Laguna Verde

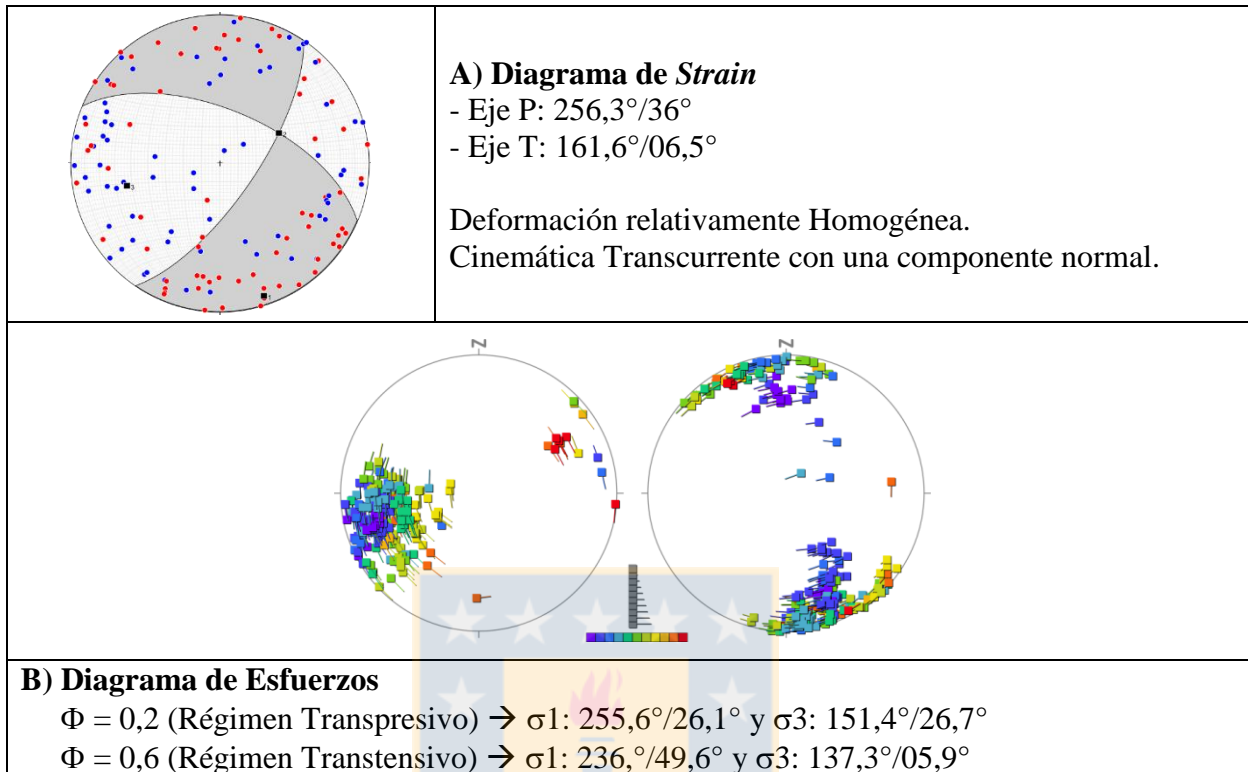


## 28. Falla Calbuco

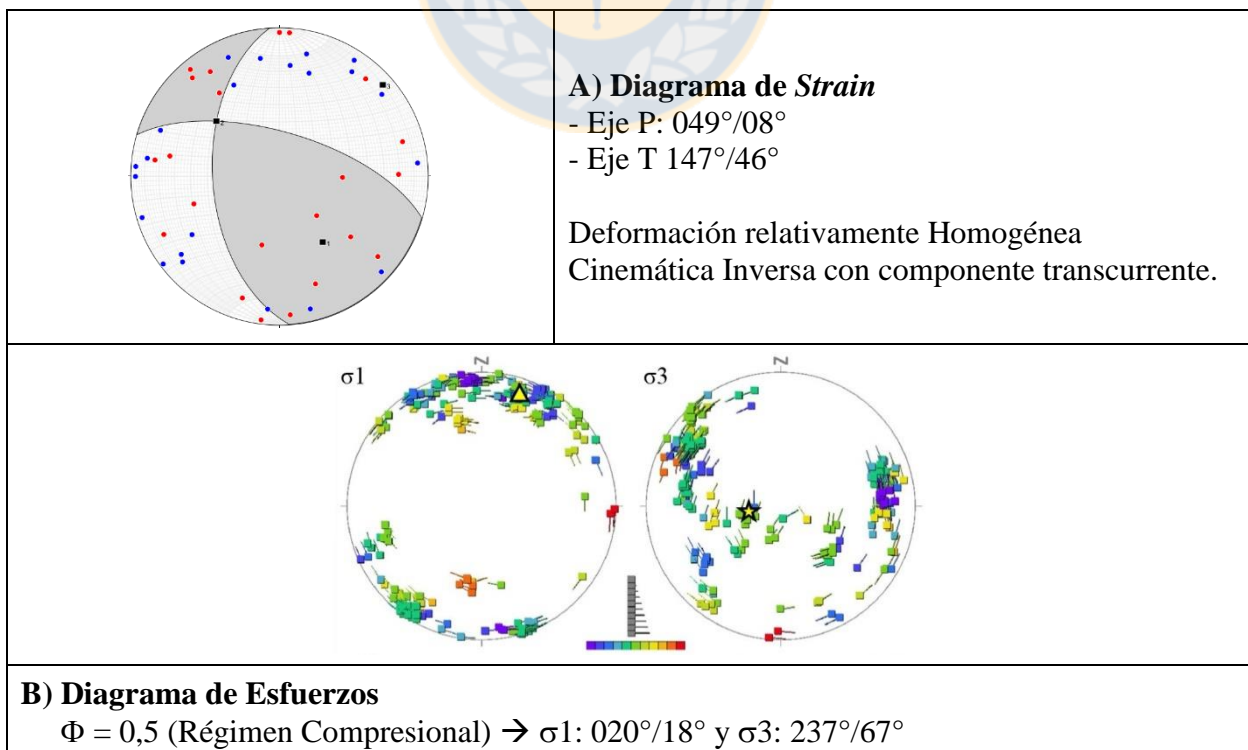




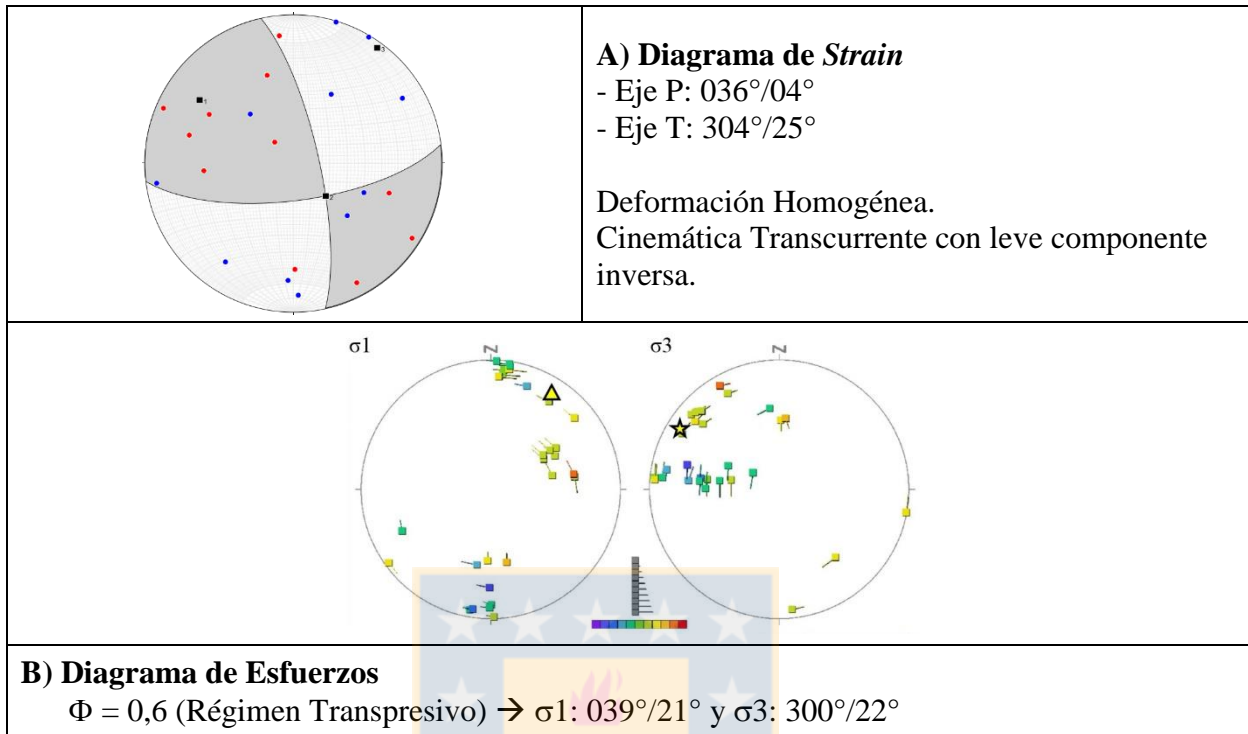
## 29. Análisis Regional Volcán Llaima



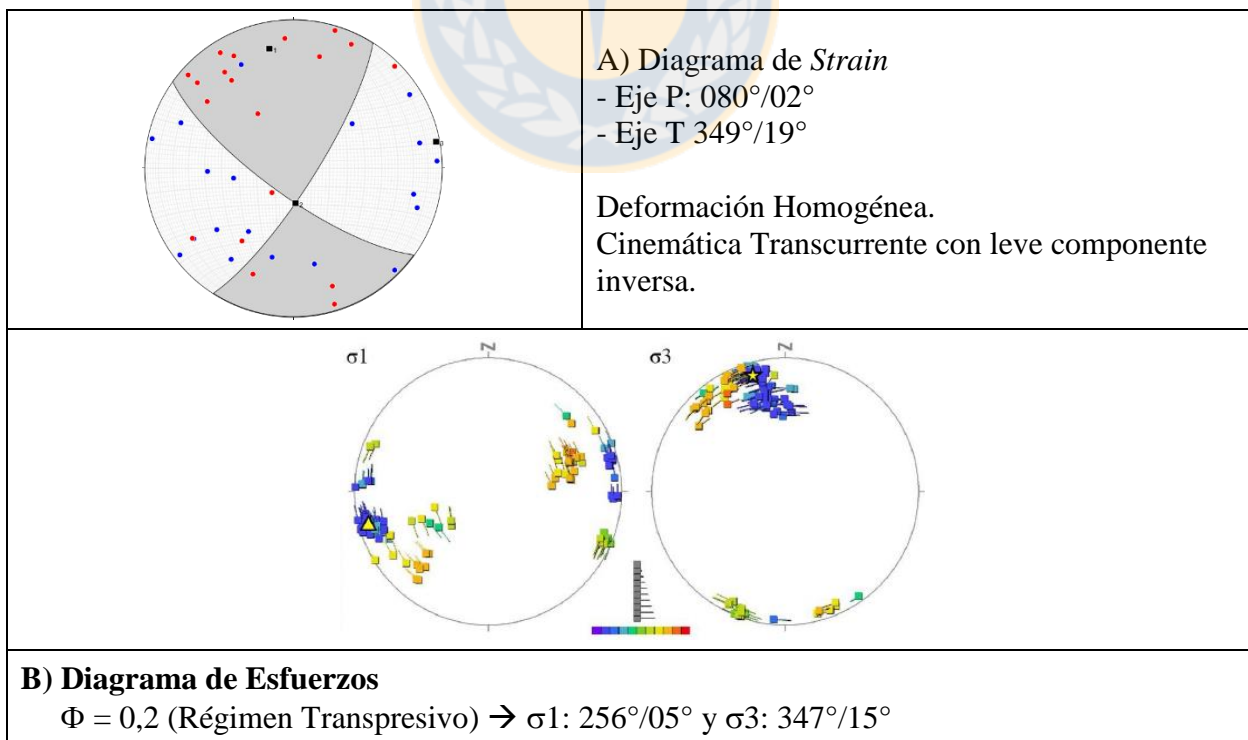
## 30. Sitio Estructural Lago Panguipulli



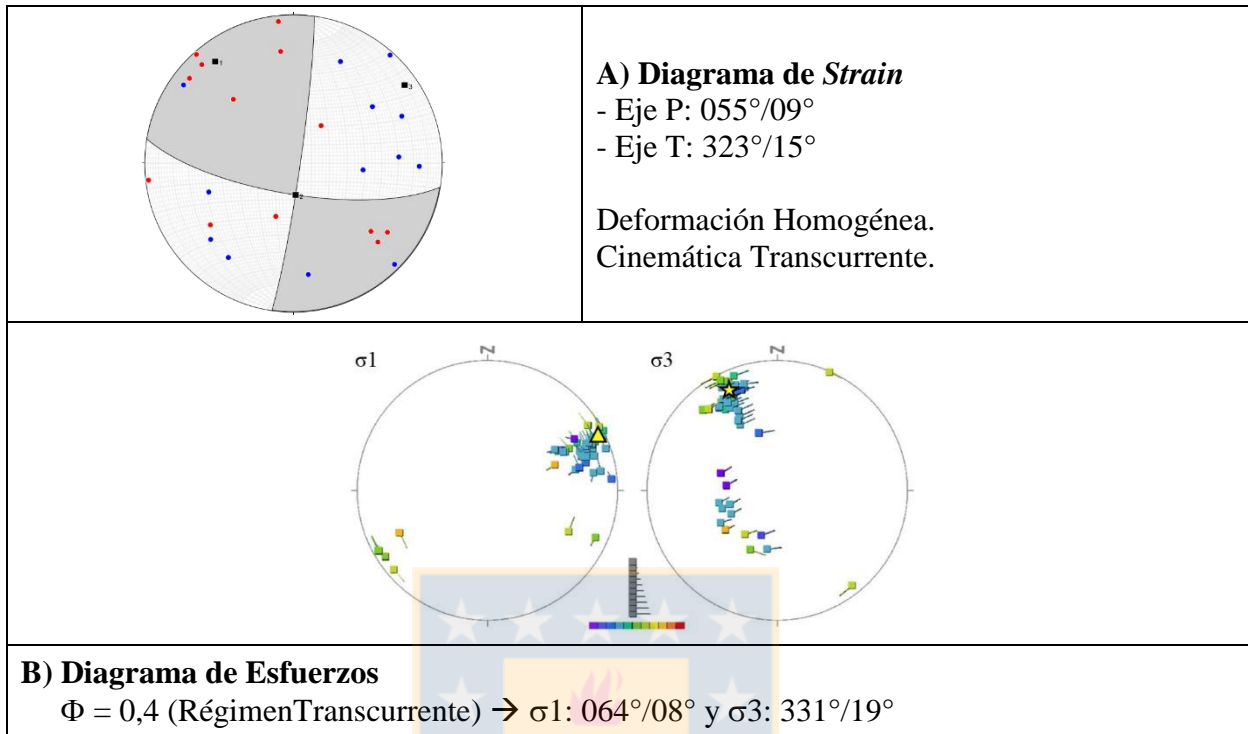
### 31. Sitio Estructural Liquiñe



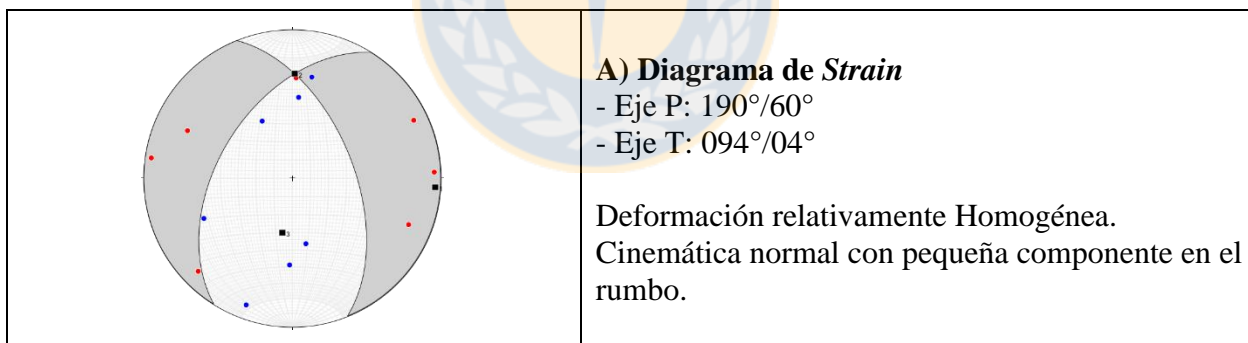
### 32. Sitio Estructural Lago Neltume



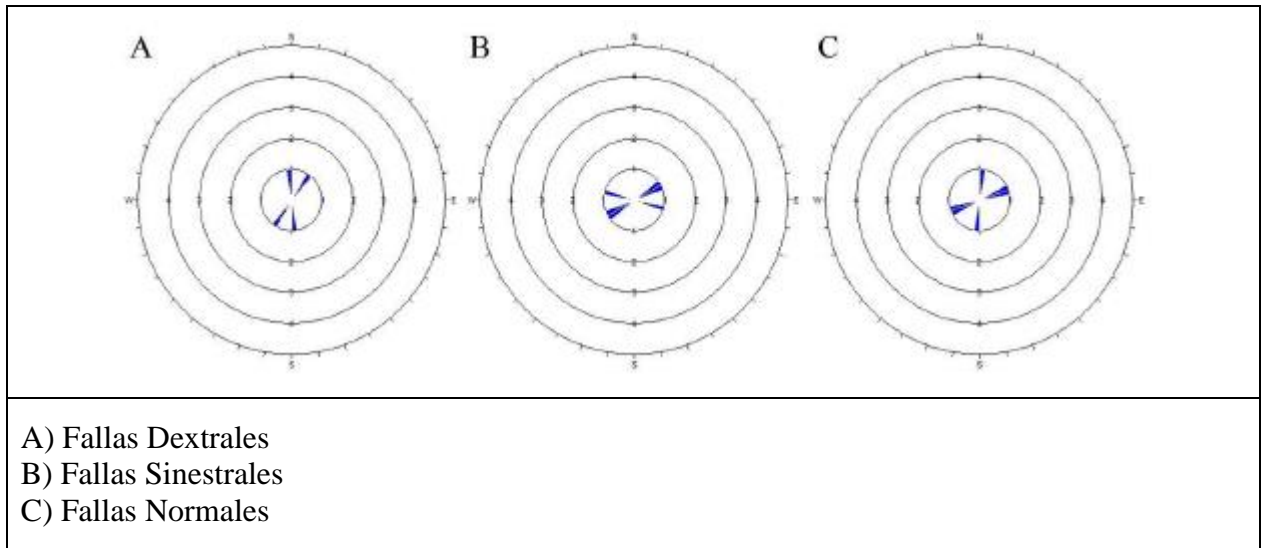
### 33. Sitio Estructural Lago Pirehueico



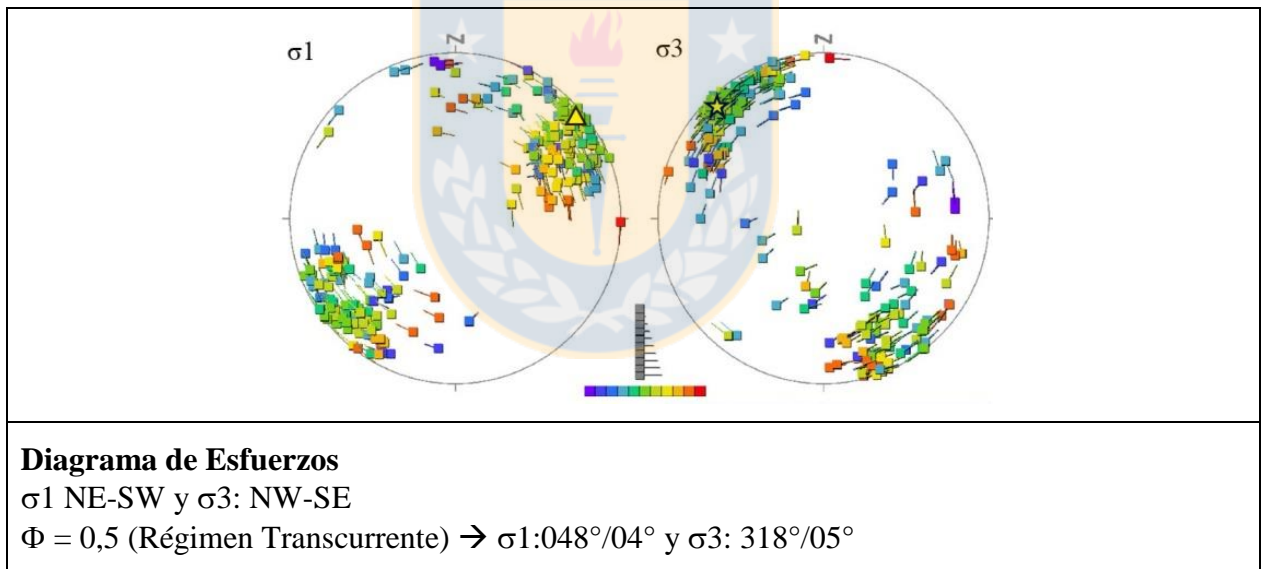
### 34. Sitio Estructural Enco



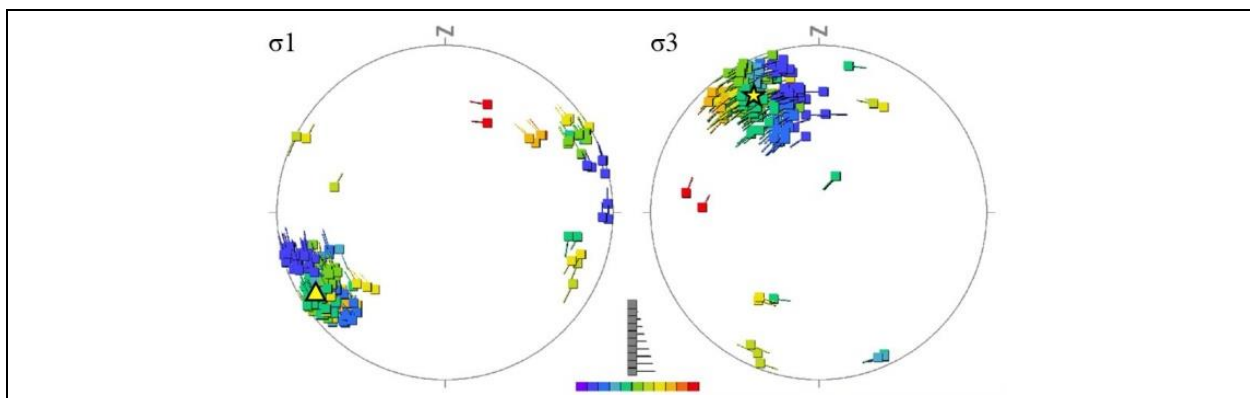
### 35. Rocas Paleozoicas



### 36. Rocas Mesozoicas



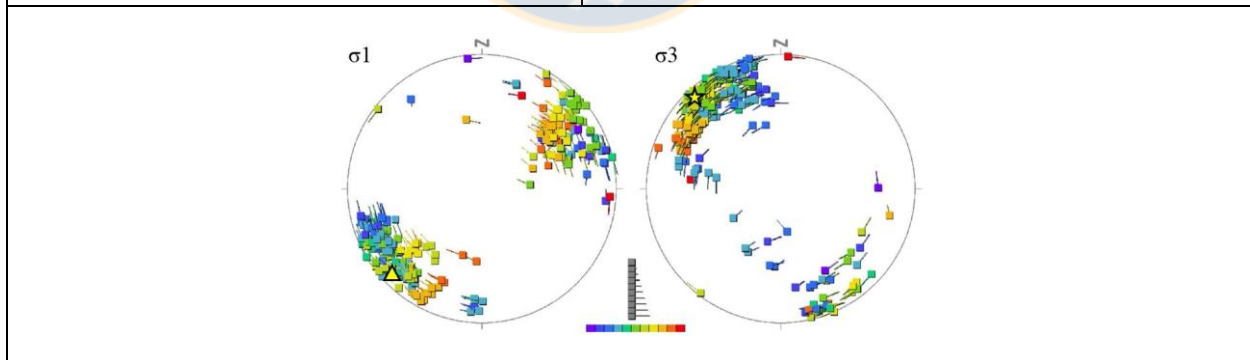
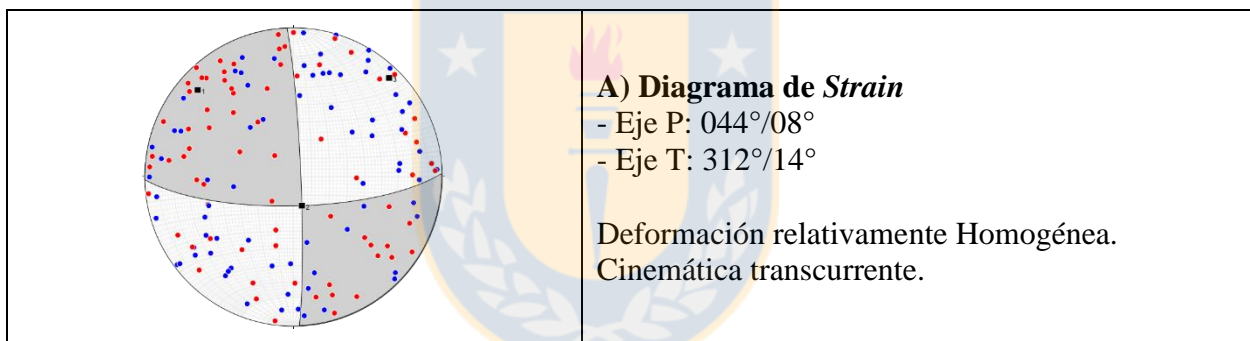
### 37. Rocas Cenozoicas



#### Diagrama de Esfuerzos

$\Phi = 0,5$  (Régimen Transcurrente)  $\rightarrow \sigma_1: 236^\circ/09^\circ$  y  $\sigma_3: 331^\circ/28^\circ$

### 38. Regional Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco

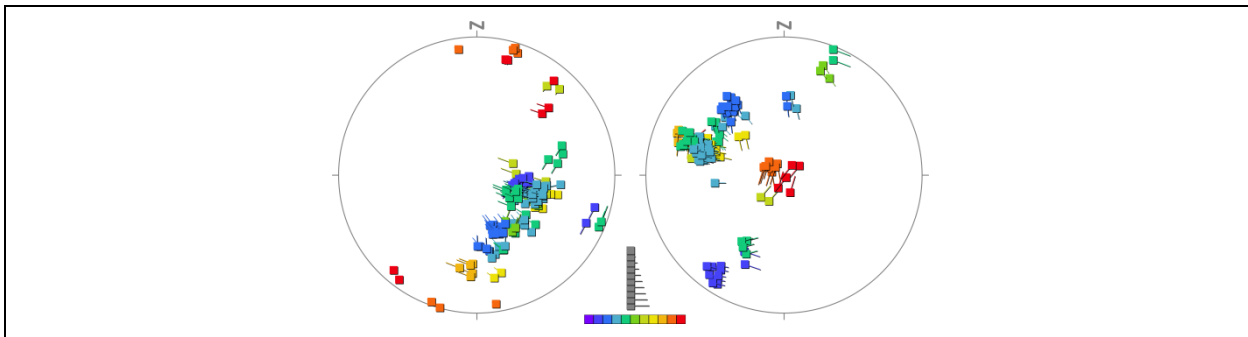


#### B) Diagrama de Esfuerzos

$\Phi = 0,6$  (Régimen Transtensivo)  $\rightarrow \sigma_1: 226^\circ/11^\circ$  y  $\sigma_3: 318^\circ/11^\circ$



### 39. Complejo Volcánico Puyehue – Cordón Caulle

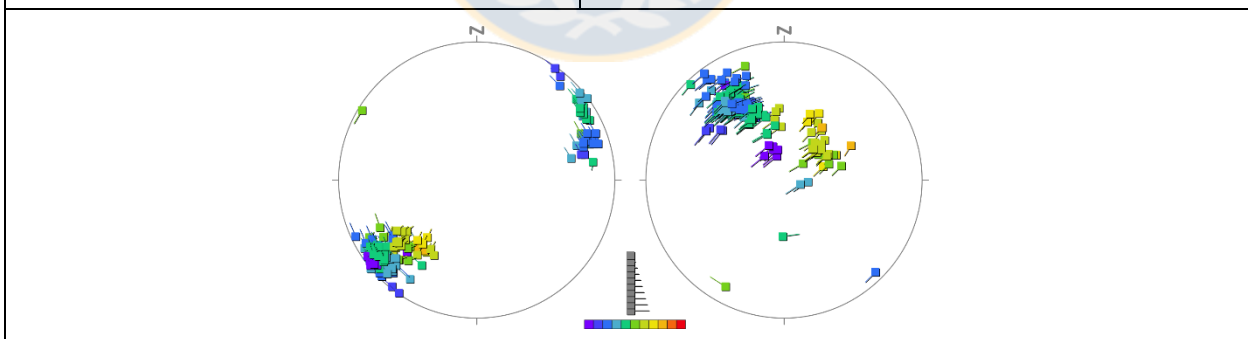
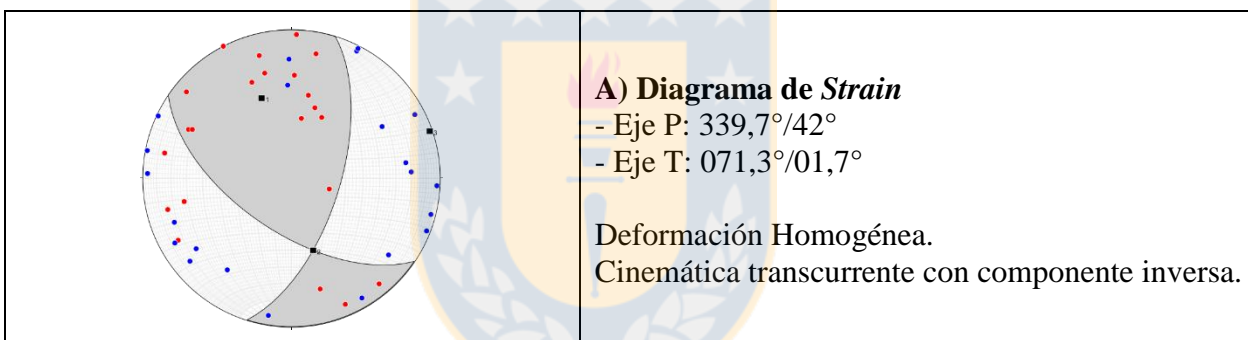


#### Diagrama de Esfuerzos

Régimen Extensional  $\rightarrow \sigma_1$  subvertical (NW-SE) y  $\sigma_3$  subhorizontal (NW-SE).

Régimen Compresivo  $\rightarrow \sigma_1$  subhorizontal (NE-SW) y  $\sigma_3$  vertical.

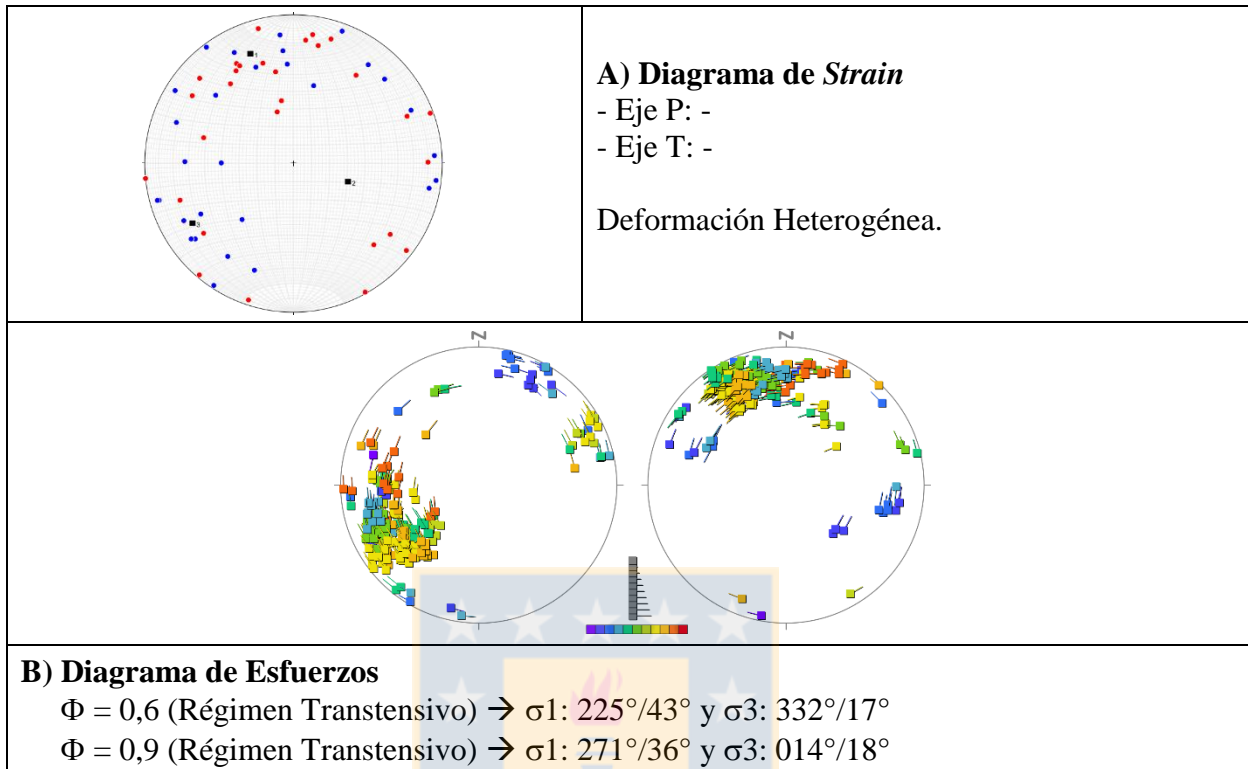
### 40. Sitio Estructural Gaviota



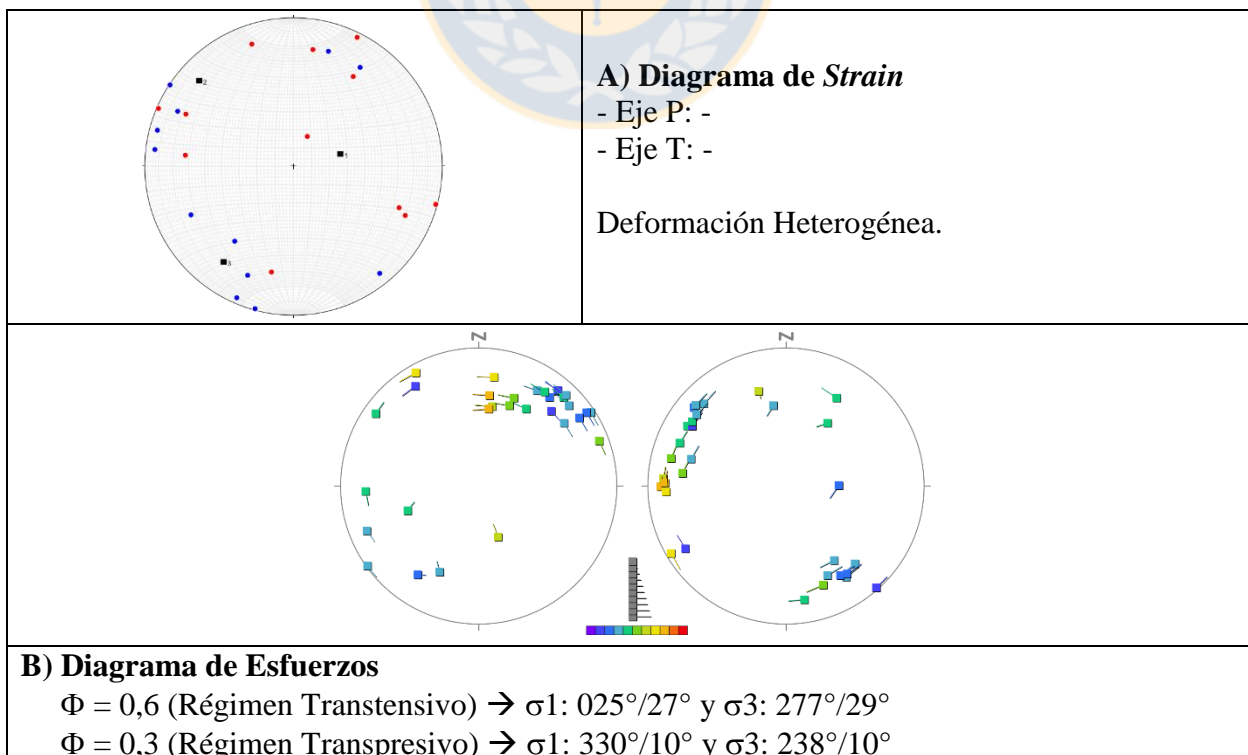
#### B) Diagrama de Esfuerzos

$\Phi = 0,35$  (Régimen Transtensivo)  $\rightarrow \sigma_1: 226,3^\circ/14,2^\circ$  y  $\sigma_3: 325,7^\circ/32,7^\circ$

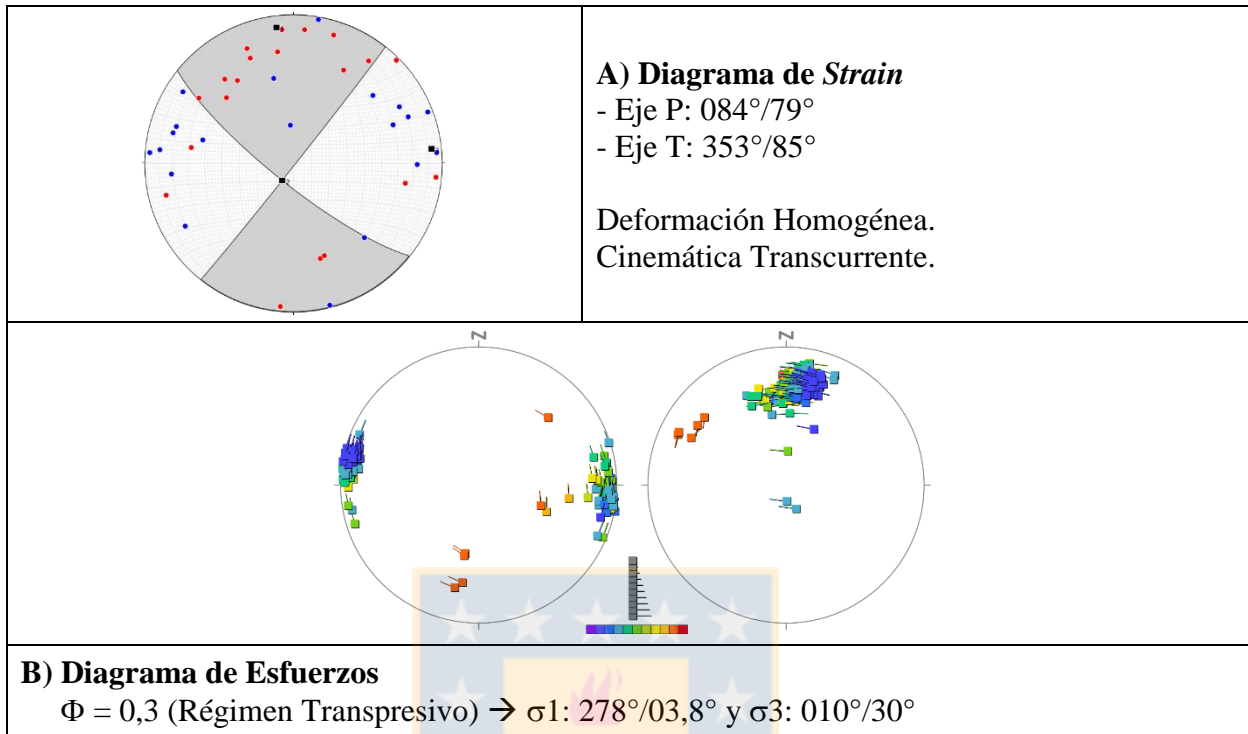
## 41. Sitio Estructural Petrohué



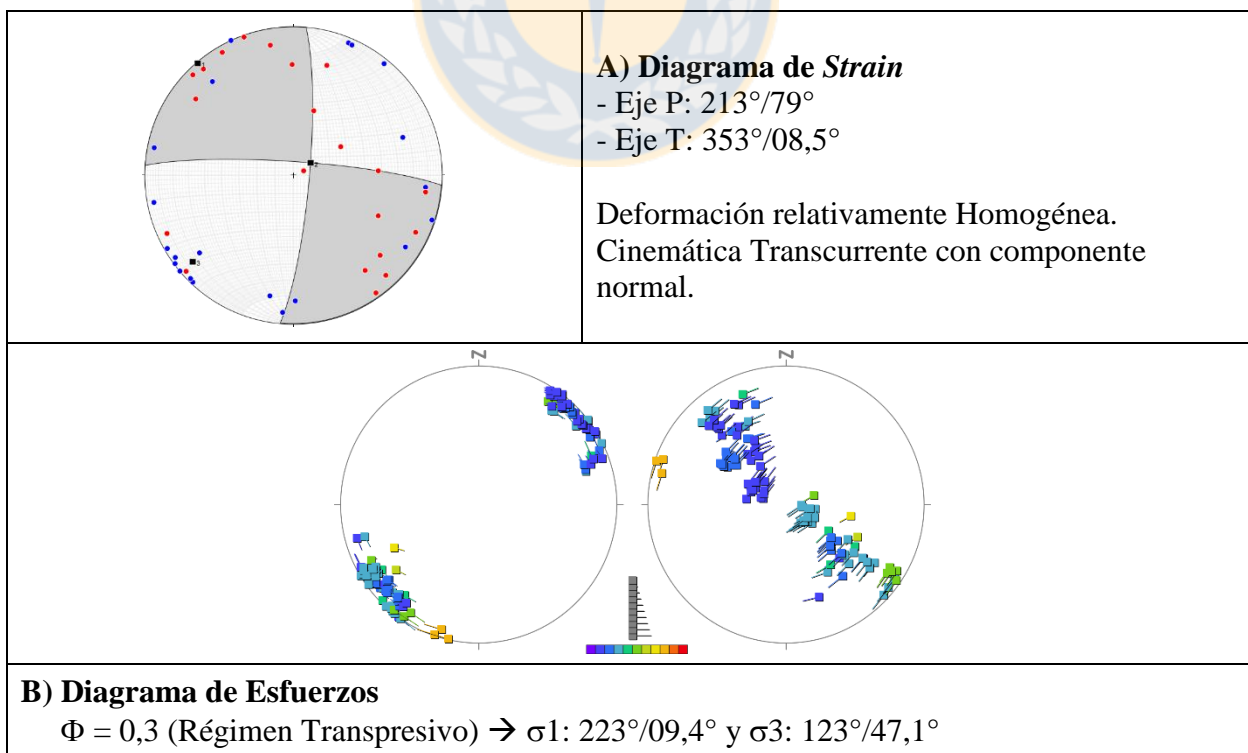
## 42. Sitio Estructural La Isla



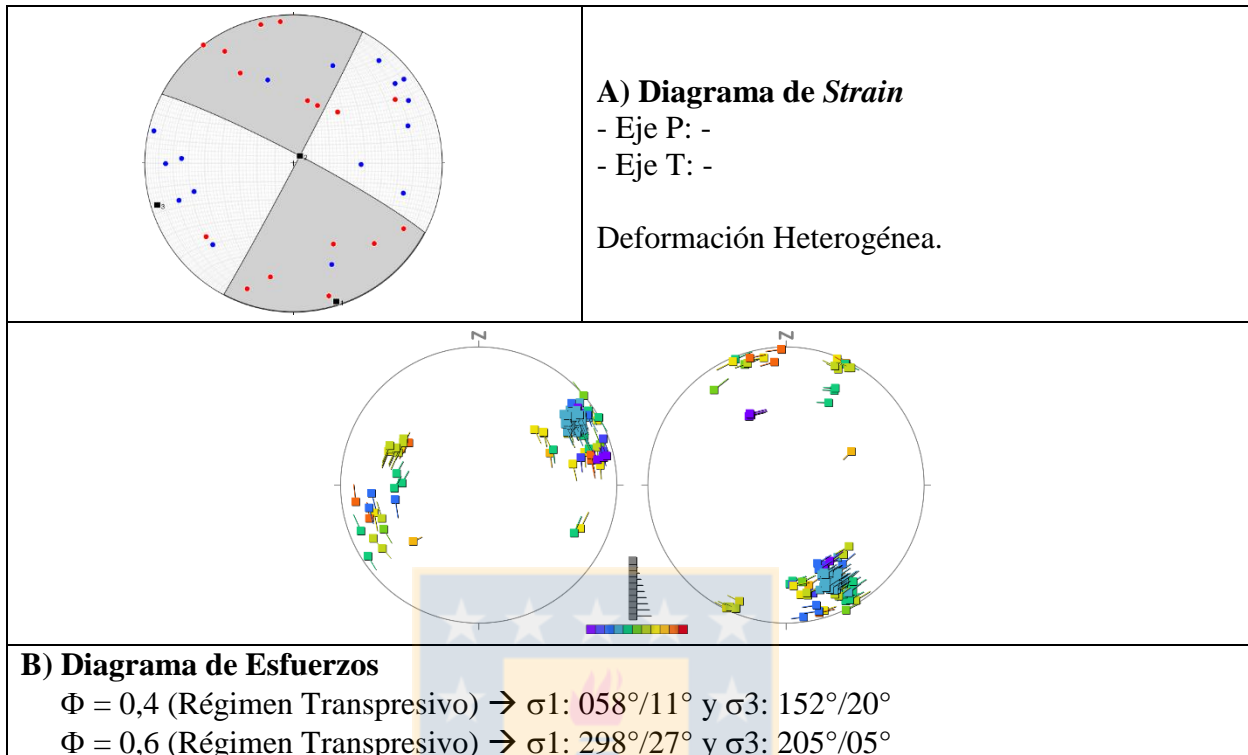
### 43. Sitio Estructural Cascada



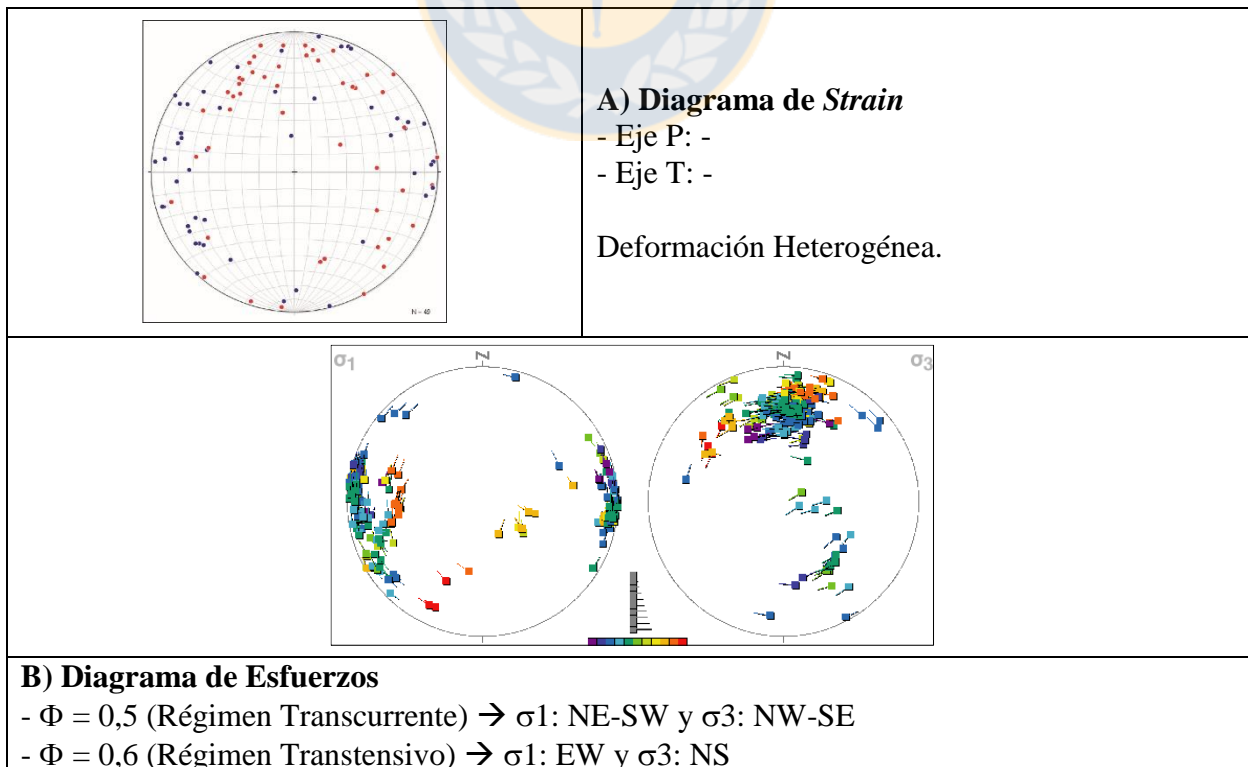
### 44. Sitio Estructural Peulla



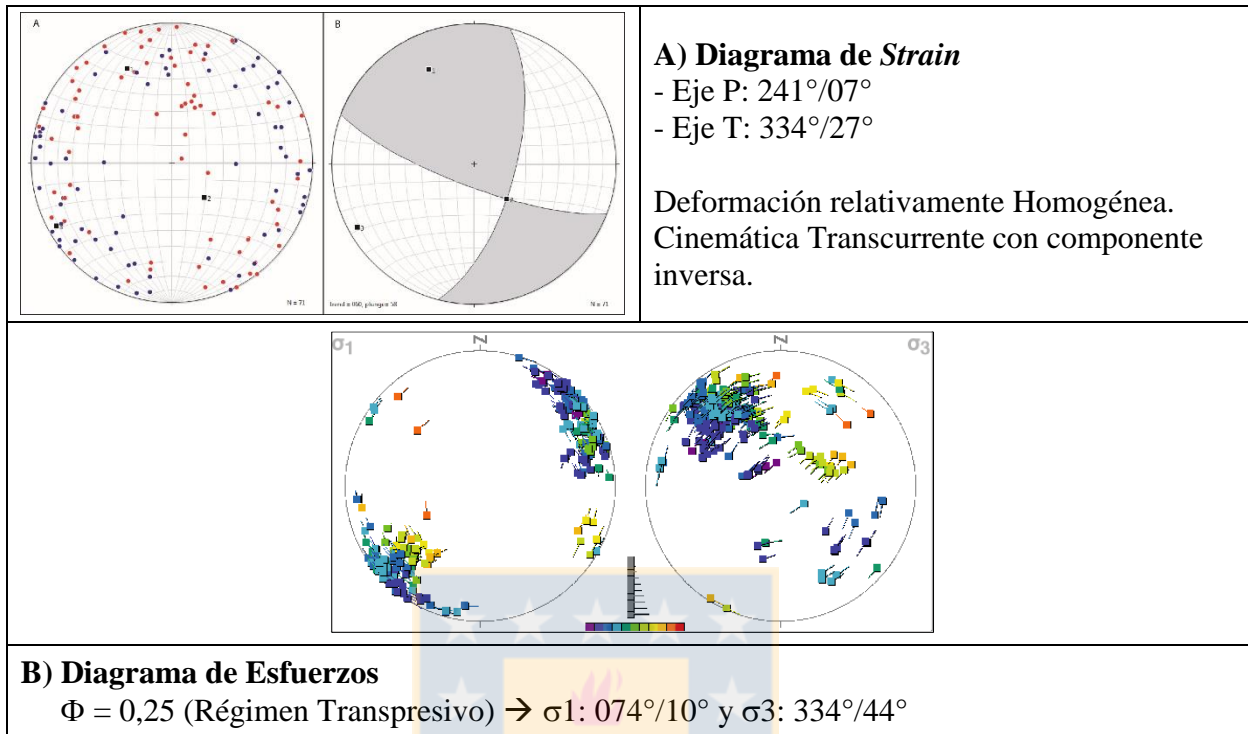
## 45. Sitio Estructural Ralún Cayutué



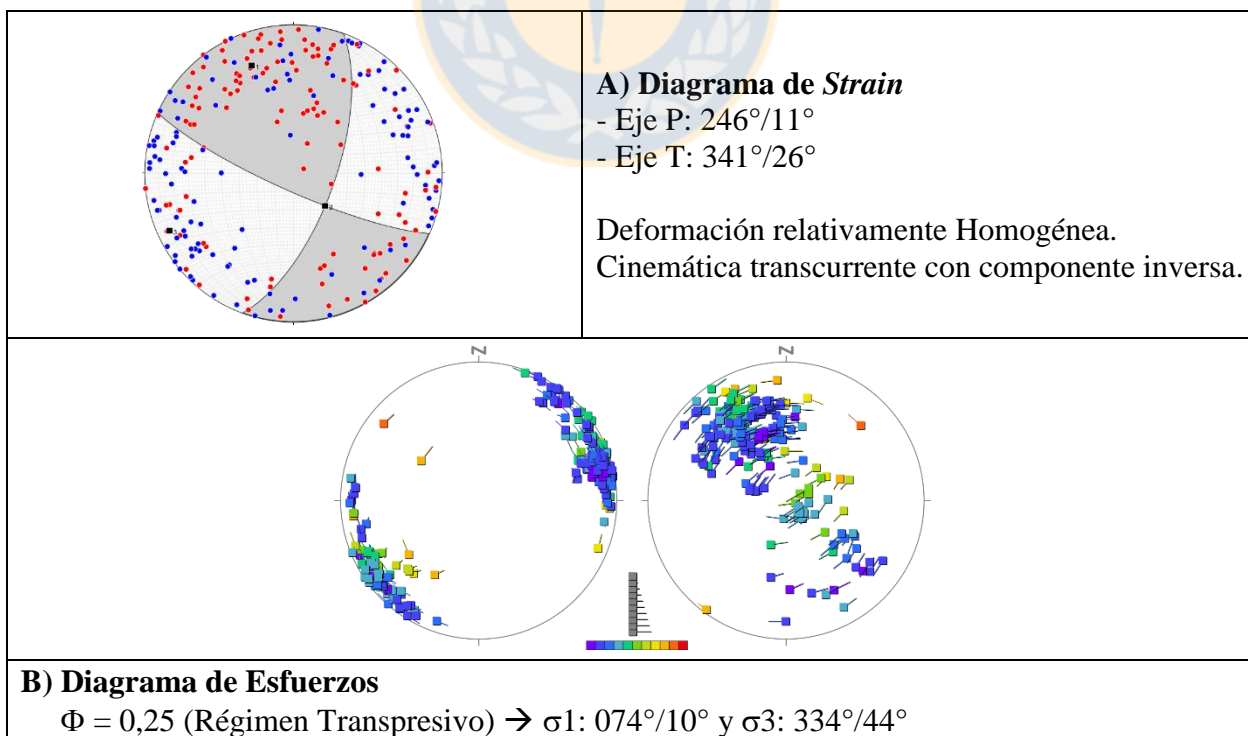
## 46. Batolino Norpatagónico Mesozoico



## 47. Batolito Norpatagónico Cenozoico

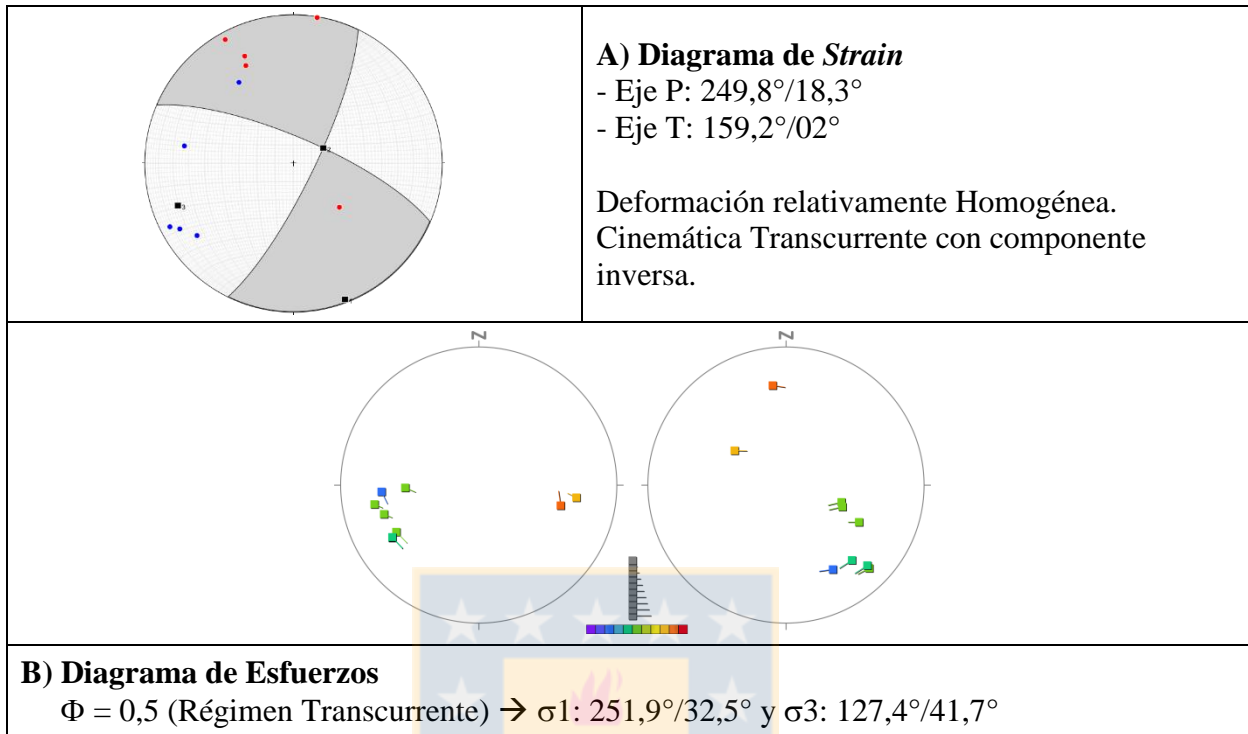


## 48. Análisis Regional del Complejo Volcánico Osorno – Punttiagudo – Cenizos

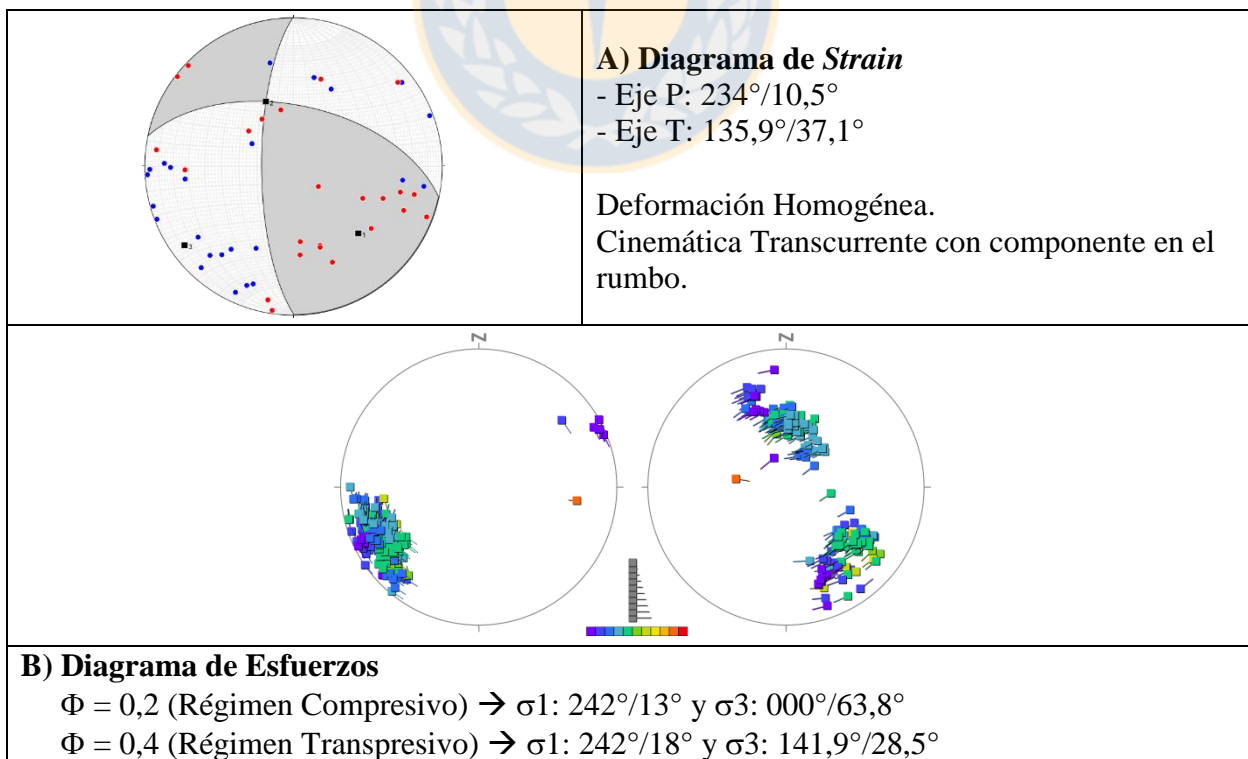




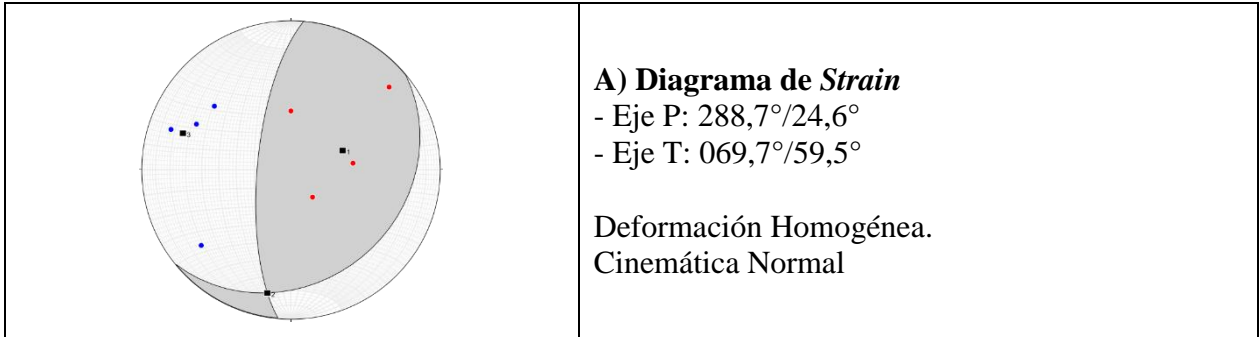
## 49. Sitio Estructural Pichijuán



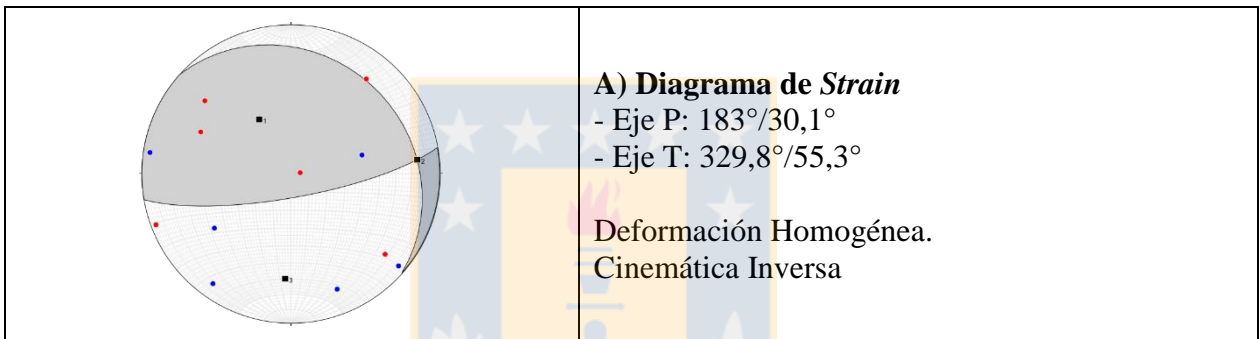
## 50. Sitio Estructural Canutillar



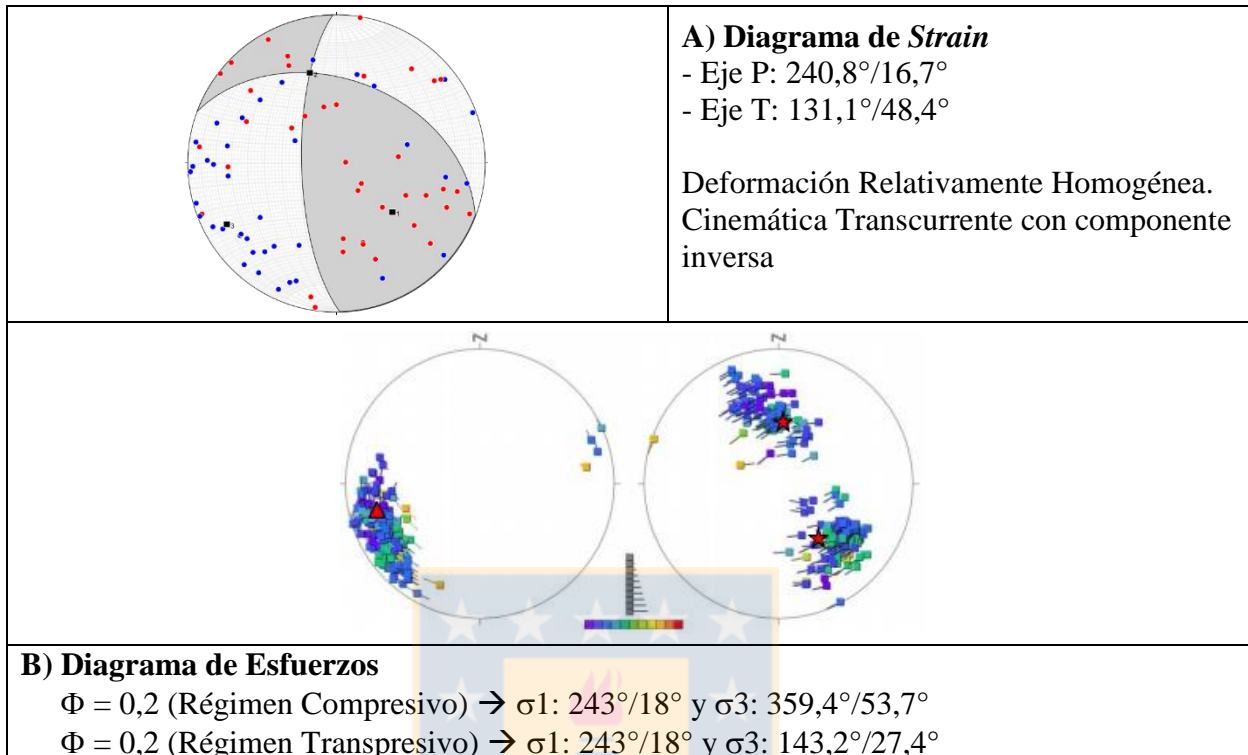
## 51. Sitio Estructural Puente Pangal



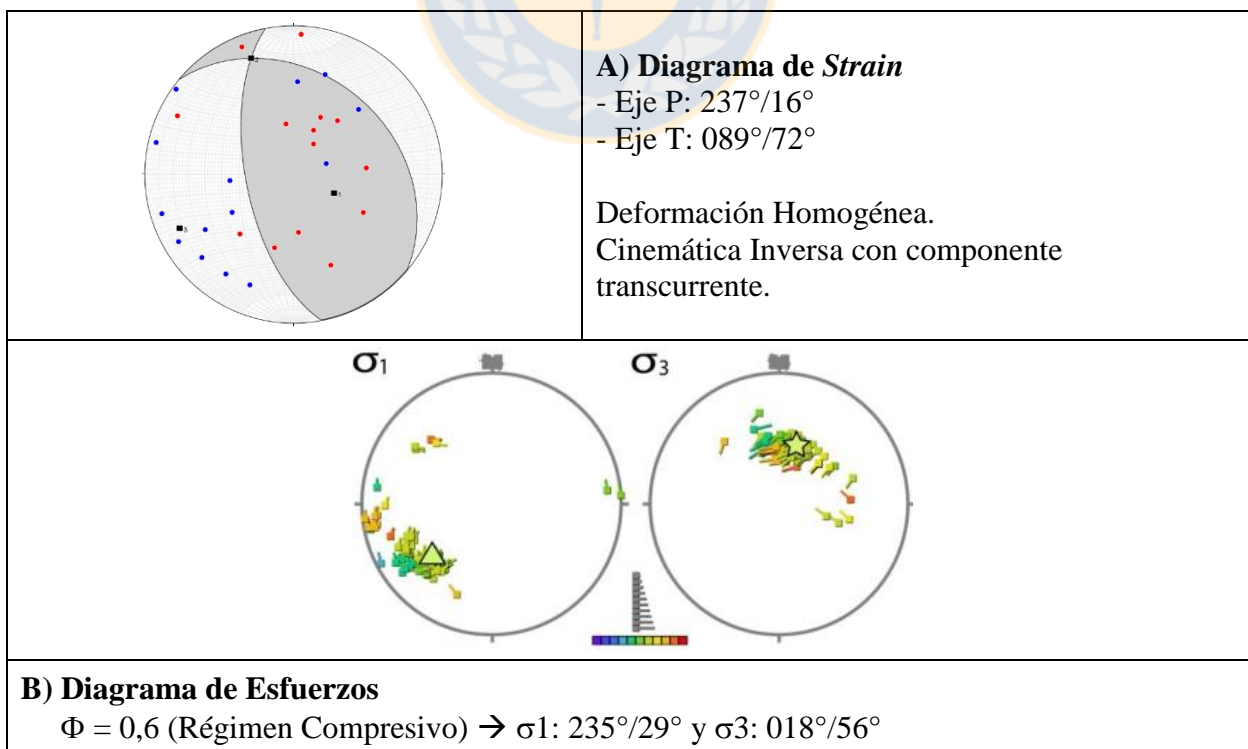
## 52. Sitio Estructural Calbuco Sur



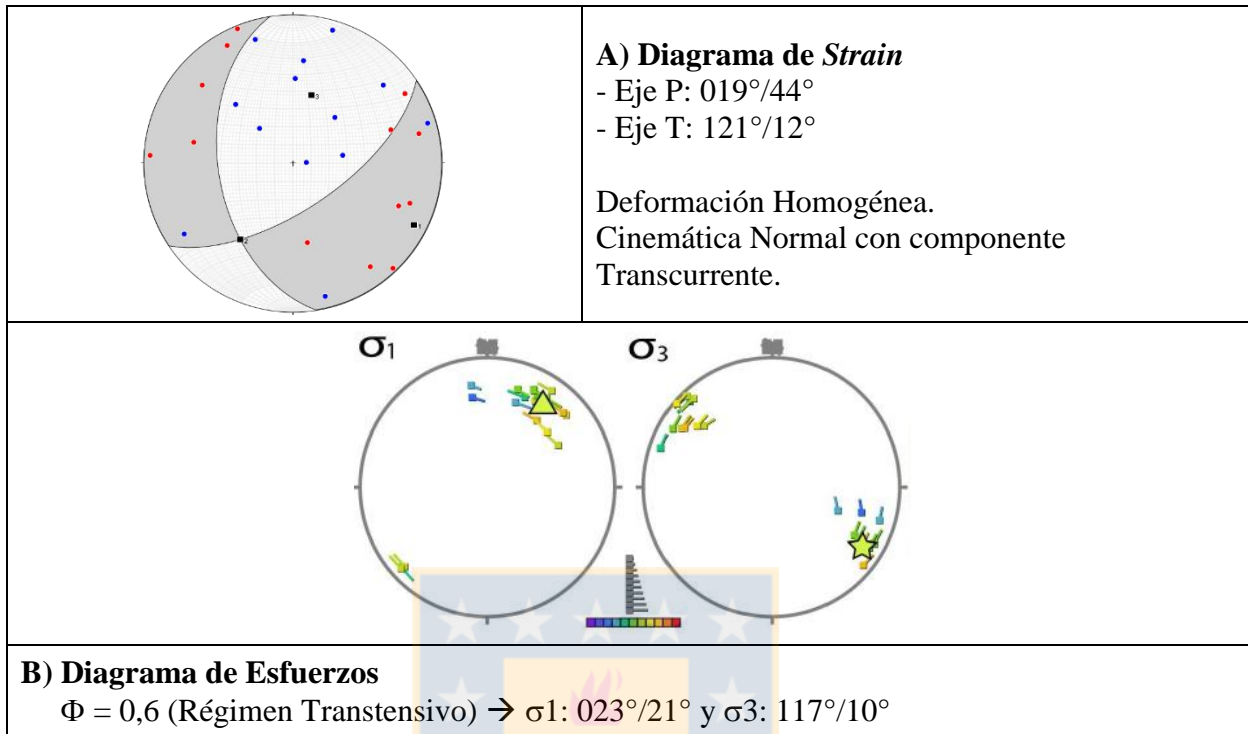
### 53. Análisis Regional Volcán Calbuco



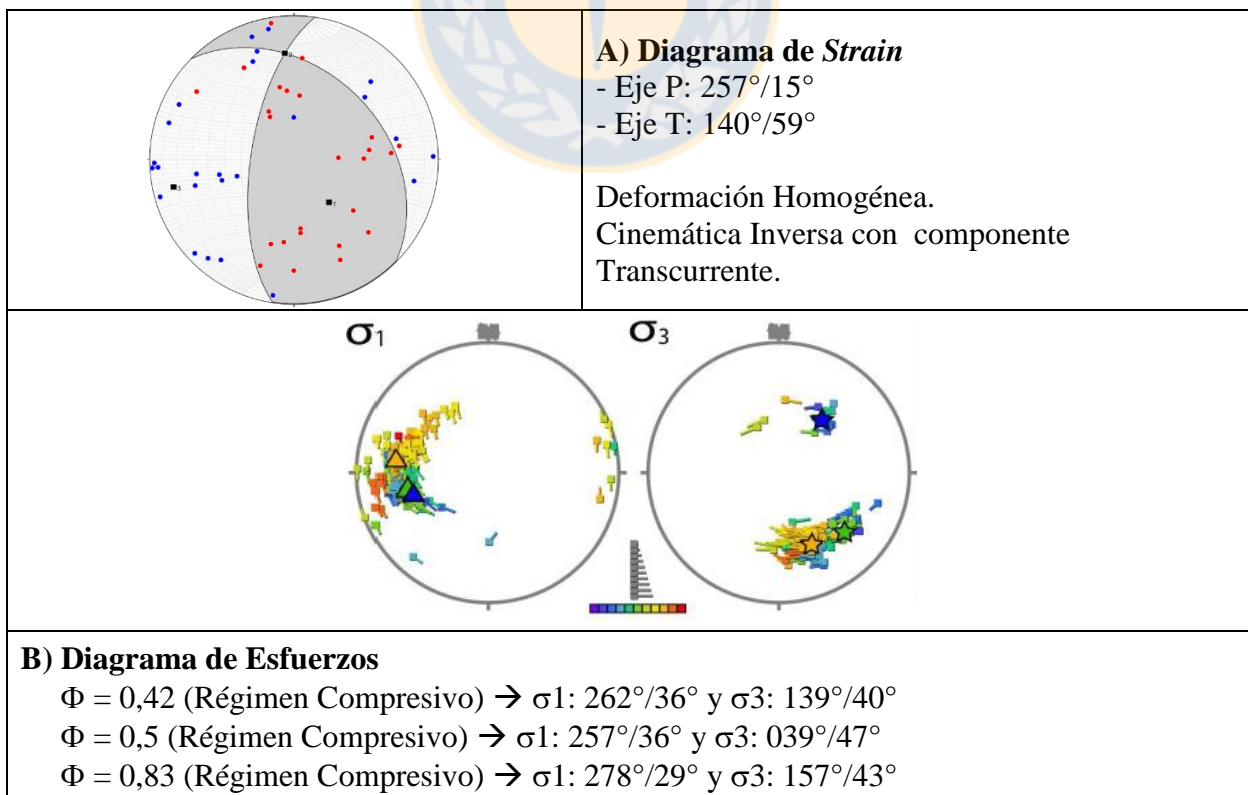
### 54. Sitio Estructural Sur Volcán Chaitén



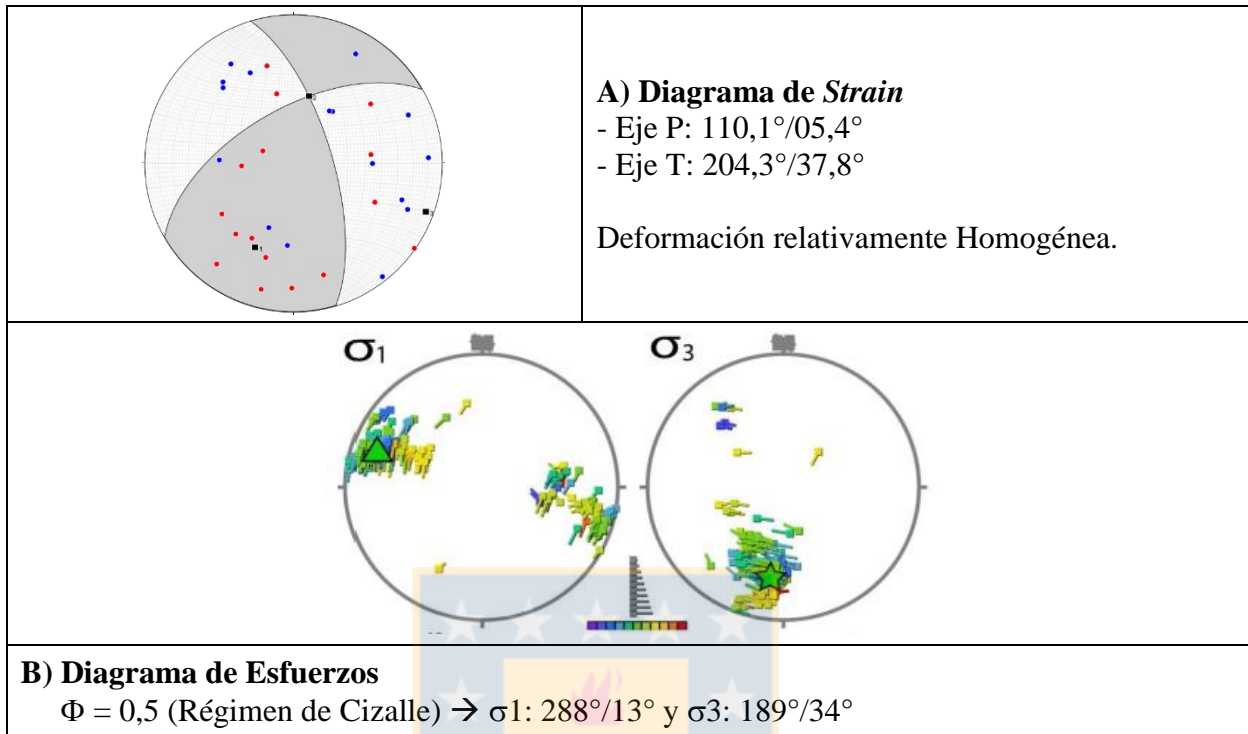
## 55. Sitio Estructural Costa



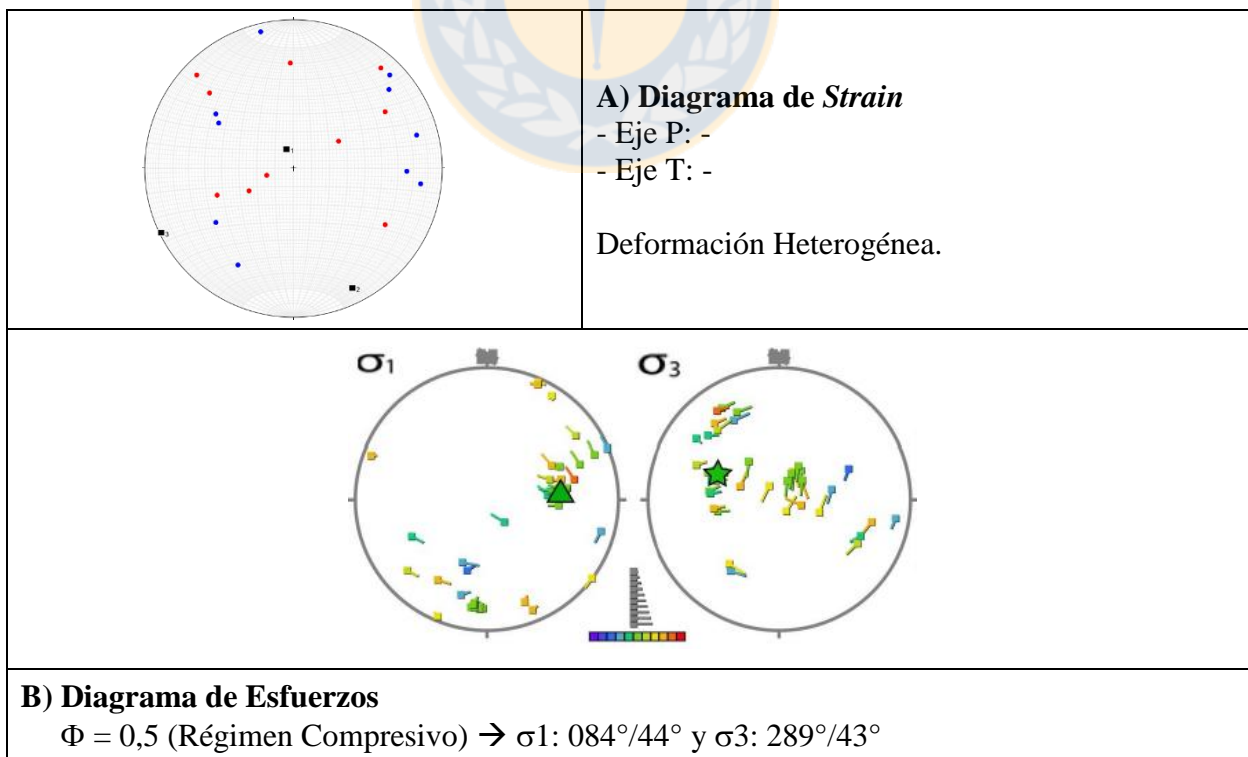
## 56. Sitio Estructural Norte Volcán Chaitén-Lagos



## 57. Sitio Estructural Ventisquero Amarillo

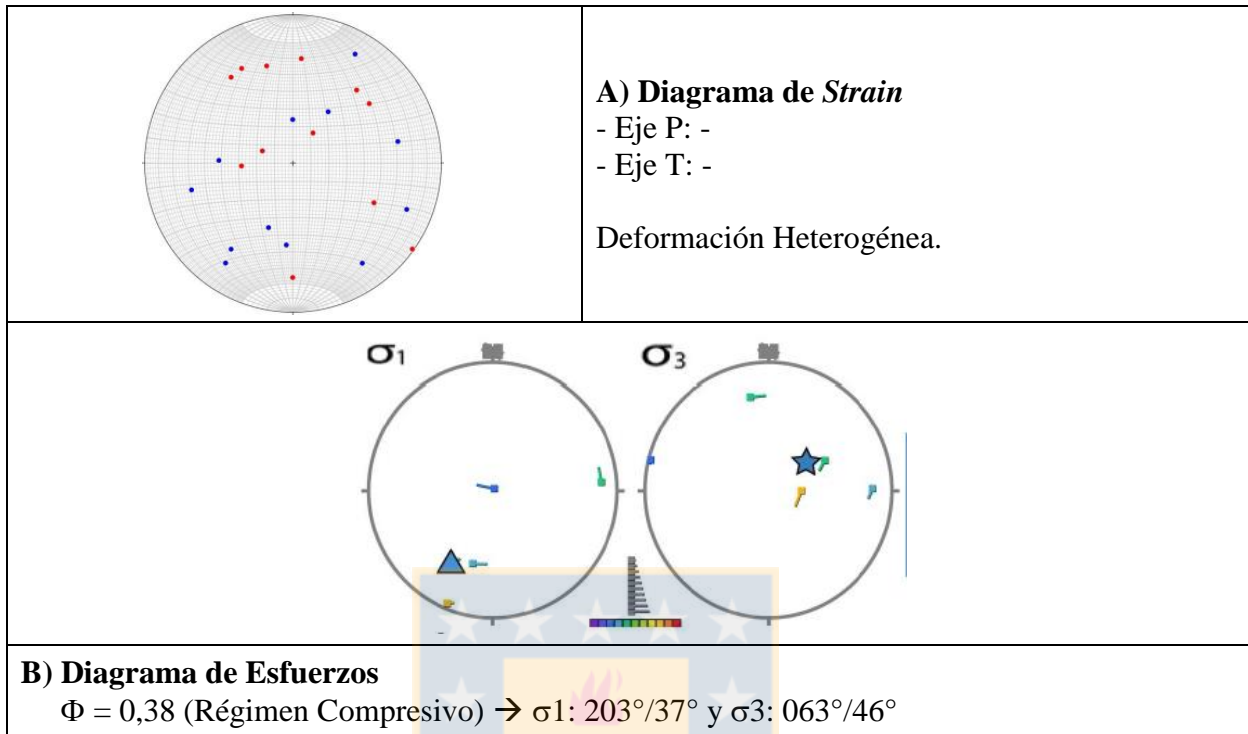


## 58. Sitio Estructural Termas El Amarillo

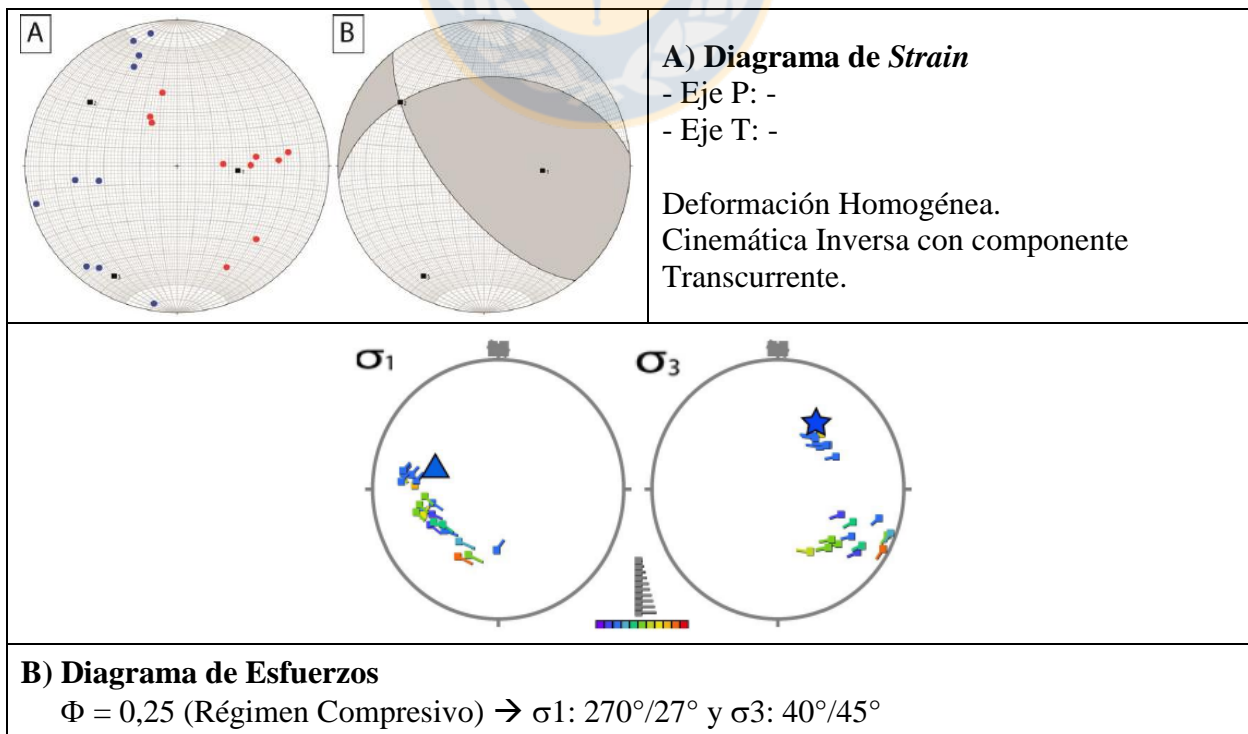




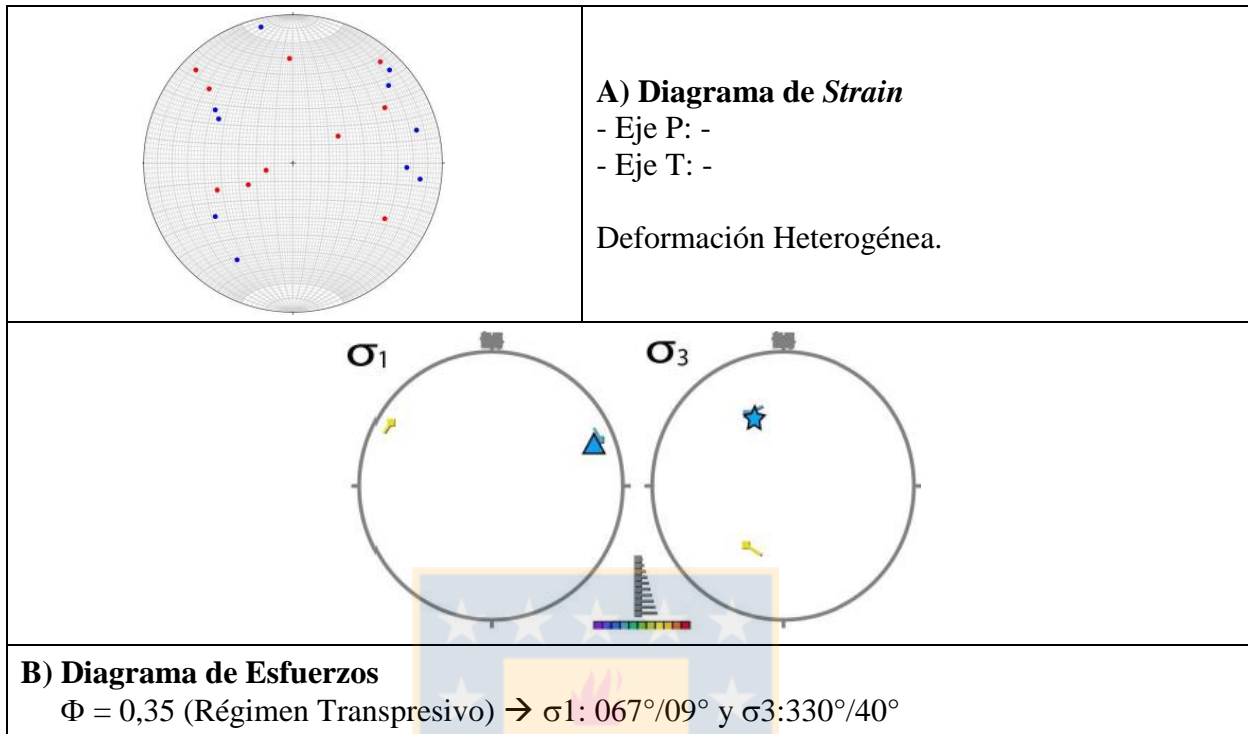
## 59. Basamento Metamórfico-Complejo Metamórfico de los Andes Principales



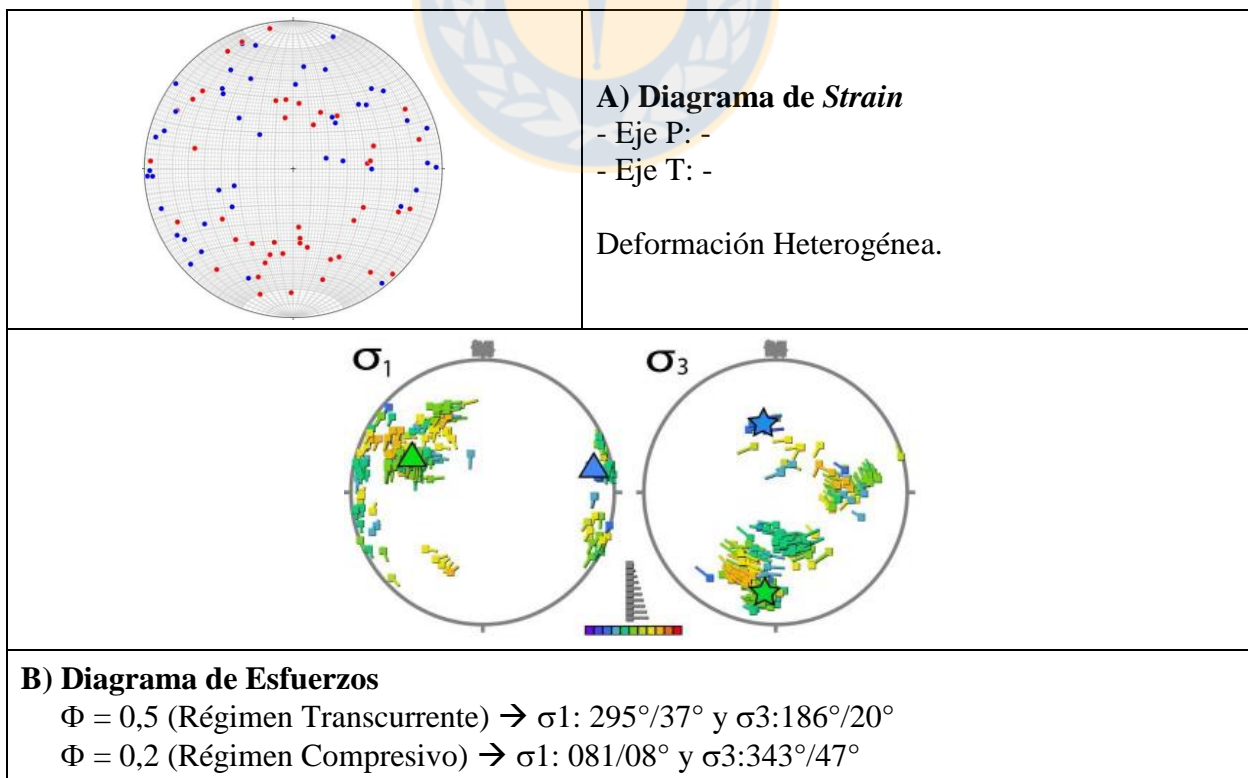
## 60. Intrusivo Devónico-Metatonalita Chaitén-Complejo Metamórfico de los Andes Principales



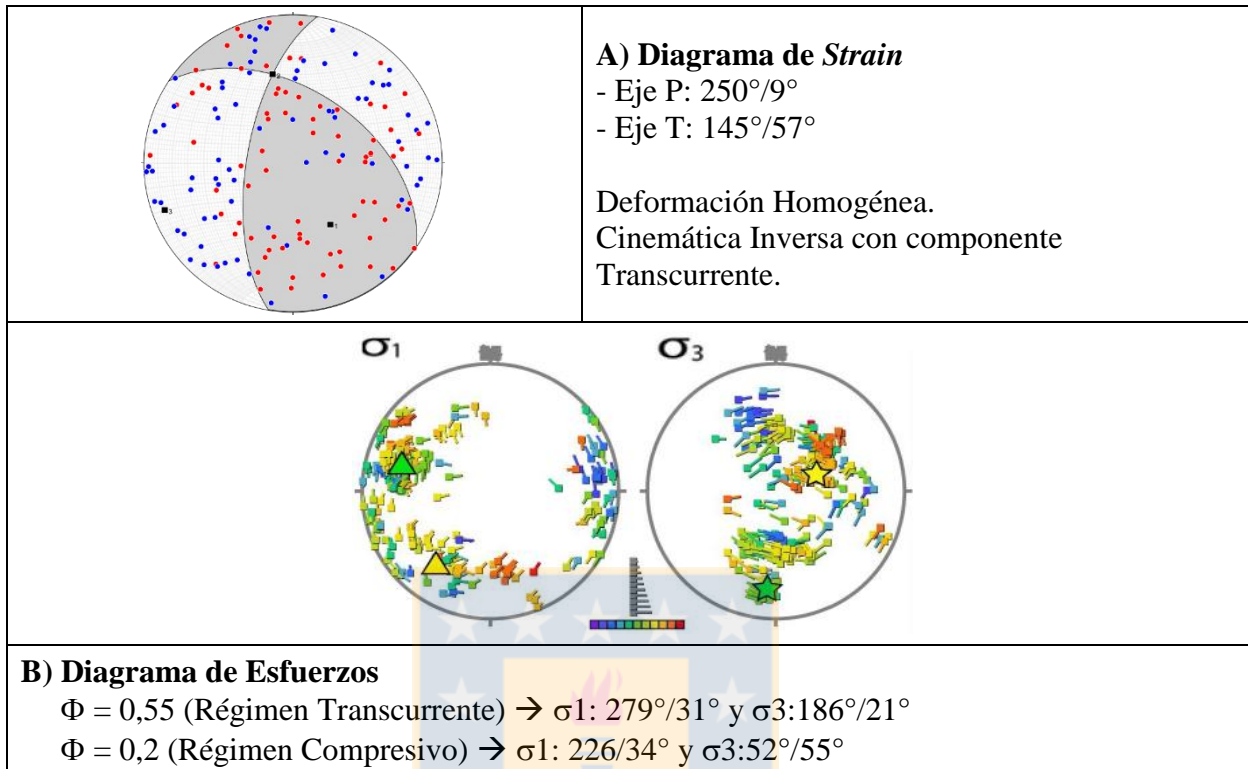
## 61. Intrusivo Cretácico – Batolito Norpatagónico Cretácico



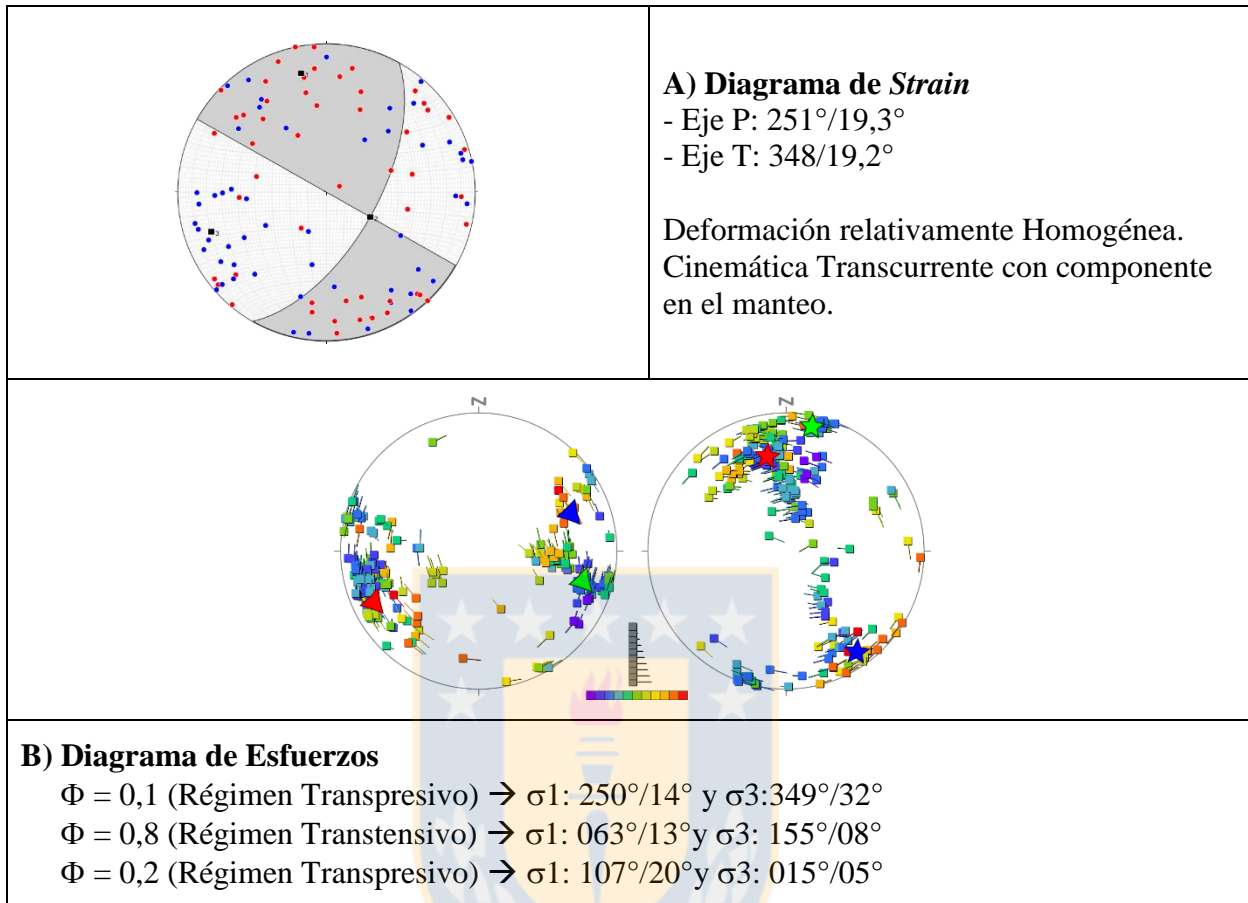
## 62. Intrusivo Mioceno – Batolito Norpatagónico Mioceno



### 63. Análisis Regional Complejo Volcánico Chaitén - Michinmahuida



### 63. Análisis Regional Lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanin



# ANEXO

# B





**Tabla C.1. Erupciones Históricas (Fuente: SERNAGEOMIN)**

<b>Año</b>	<b>Volcán</b>	<b>Descripción</b>
<b>1835</b>	Volcán Osorno	Descrita por Charles Darwin. Fue una erupción fisural con generación de conos de piroclastos y abundantes flujos de lava.
<b>1839</b>	Volcán Antuco	Erupción Pequeña
<b>1846 - 1847</b>	Volcán Quizapu	Erupción emitió ~5km <sup>3</sup> de lava
<b>1852 - 1853</b>	Volcán Antuco	Erupción Fisural. Los flujos de lava bloquearon el desagüe del Río Laja, lo que implicó un aumento del nivel de la Laguna Laja.
<b>1853</b>	Volcán Lonquimay	Erupción fisural que dio origen a Lavas Las Paramelas.
<b>1861</b>	Volcán Nevados de Chillán	Generación del cono piroclástico Santa Gertrudis. Represamiento de las nacientes del Río Ñuble.
<b>1887 - 1889</b>	Volcán Lonquimay	Erupción Fisural que dio origen a lavas Diamante
<b>1893</b>	Volcán Calbuco	Violenta erupción con caída de ceniza en torno al Lago Llanquihue.
<b>1907</b>	Volcán Carrán-Los Venados	Erupción hidromagmática explosiva, generación de maar Riñinahue.
<b>1910</b>	Volcán Monte Burney	
<b>1921 - 1922</b>	Volcán Cordón Caulle	Erupción fisural riodacítica con importante emisión de piroclastos y lavas.
<b>1932</b>	Volcán Quizapu	Mayor erupción ocurrida en tiempos históricos en Chile. De tipo Pliniana cuya columna eruptiva fue sobre los 30km.
<b>1948 - 1949</b>	Volcán Villarrica	Generación de flujos de piroclastos y lahares hacia los lagos Villarrica y Calafquén.
<b>1955</b>	Volcán Carrán-Los Venados	Erupción hidromagmática explosiva. Generación de maar Carrán.
<b>1955 - 1957</b>	Volcán Llaima	Generación de extenso flujo de lava que alcanzó las cercanías de Melipeuco
<b>1958 - 1961</b>	Volcán Tupungatito	Erupción moderada que generó flujos de lava de cerca de 2km de longitud y caída de ceniza en Mendoza, Argentina.
<b>1960</b>	Volcán Cordón Caulle	Erupción fisural ocurrida días después del Terremoto de Valdivia

<b>1961</b>	Volcán Calbuco	Erupción Subpliniana asociada a generación de flujos de lava y lahares hacia el lago Llanquihue.
<b>1964</b>	Volcán Villarrica	Erupción explosiva que da origen a lahares hacia el flanco sur destruyendo parcialmente el pueblo de Coñaripe.
<b>1971</b>	Volcán Villarrica	Erupción explosiva que afectó los flancos oeste y suroeste del volcán.
<b>1971</b>	Volcán Hudson	Generación de Lahares.
<b>1979</b>	Volcán Carrán-Los Venados	Reactivación del cono de piroclastos Mirador. Emisión piroclástica y flujos de lava.
<b>1984</b>	Volcán Villarrica	Erupción pequeña con emisión de lava hacia el flanco norte.
<b>1988 - 1990</b>	Volcán Lonquimay	Erupción de flanco que da origen al cono Navidad. Extenso flujo de lava mayor a 10km.
<b>1991</b>	Volcán Planchón Peteroa	Erupción pequeña.
<b>1991</b>	Volcán Hudson	Erupción Pliniana. Produjo grandes lahares en los valles circundantes dada su extensa cobertura glaciaria.
<b>1993</b>	Volcán Láscar	Mayor evento eruptivo ocurrido en el norte del país en tiempos históricos. Erupción subpliniana que generó flujos piroclásticos y extensa caída de ceniza.
<b>1994</b>	Volcán Llaima	Erupción explosiva con generación de Lahares
<b>2000</b>	Volcán Copahue	
<b>2008 - 2009</b>	Volcán Llaima	Flujos de lava y lahares
<b>2008 - 2009</b>	Volcán Chaitén	Pueblo de Chaitén fue completamente destruido por lahares. Contó primero con una fase explosiva y luego con una fase efusiva con la extrusión de un complejo de domos.
<b>2011 - 2012</b>	Volcán Cordón Caulle	Erupción explosiva con generación de flujos piroclásticos.
<b>2014</b>	Volcán Copahue	
<b>2015</b>	Volcán villarrica	Erupción tipo Hawaiana y generación de pequeños lahares hacia el flanco norte del volcán.
<b>2015</b>	Volcán Calbuco	Erupción explosiva sub-pliniana.
<b>2016</b>	Volcán Nevados de Chillán	Inicio de un ciclo eruptivo caracterizado por explosiones menores y creación de nuevos cráteres.

**Tabla C.2. Composición promedio de los volcanes, ordenados de Norte a Sur**

<b>Volcán o Complejo Volcánico</b>	<b>Composición</b>
<b>Tupungatito</b>	Andesítico
<b>San José</b>	Andesítico
<b>Maipo</b>	Andesítico
<b>Palomo</b>	Andesítico-Basáltico
<b>Caldera del Atuel</b>	Andesítico-Basáltico
<b>Tinguiririca</b>	Andesítico-Basáltico
<b>Risco Plateado</b>	Andesítico-Basáltico
<b>Planchón – Peteroa</b>	Basáltico-Andesítico
<b>Calabozos</b>	Sin Información
<b>Descabezado Grande</b>	Andesítica a Riodacítica
<b>Cerro Azul</b>	Andesítico
<b>San Pedro – Pellado</b>	Andesítico-Basáltico
<b>Laguna del Maule</b>	Riolítica y Riodacítica
<b>Nevados de Longaví</b>	Andesítico
<b>Lomas Blancas</b>	Sin Información
<b>Payún Matru</b>	Basáltico
<b>Resago</b>	Sin Información
<b>Domuyo</b>	Sin Información
<b>Grupo Cochiquito</b>	Basáltico
<b>Nevados de Chillán</b>	Andesítica a Dacítica
<b>Tromen</b>	Sin Información
<b>Antuco</b>	Basáltico
<b>Puesto Cortaderas</b>	Sin Información
<b>Trocón</b>	Sin Información
<b>Copahue</b>	Andesítico
<b>Callaqui</b>	Basáltico y Andesítico-Basáltico
<b>Laguna Mariñaqui</b>	Sin Información
<b>Tolguaca</b>	Sin Información
<b>Lonquimay</b>	Andesítico
<b>Llaima</b>	Basáltico y Andesítico-Basáltico
<b>Solipulli</b>	Andesítico-Basáltico
<b>Caburgua-Huelemolle</b>	Sin Información
<b>Villarrica</b>	Basáltico y Andesítico-Basáltico
<b>Quetrupillán</b>	Basáltico a Dacítico
<b>Lanín</b>	Basáltico
<b>Grupo Huanquihue</b>	Sin Información

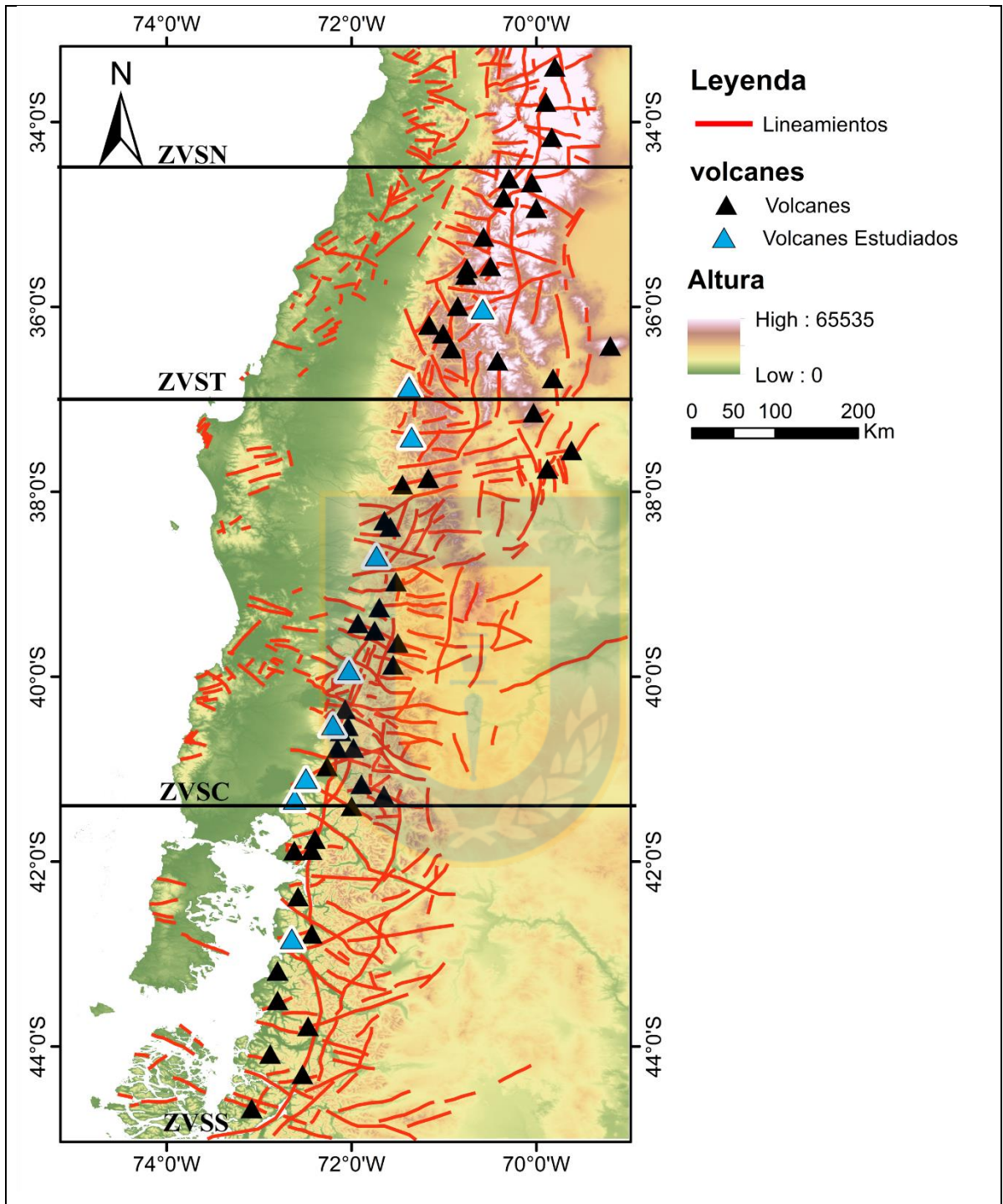
<b>Mocho-Choshuenco</b>	Andesítico-Basáltico a Riolítico
<b>Carrán-Los Venados</b>	Basáltico y Andesítico-Basáltico
<b>Cordón Caulle</b>	Riodacítico
<b>Mencheca</b>	Basáltico y Andesítico-Basáltico
<b>Puyehue</b>	Riodacítico
<b>Grupo Antillanca</b>	Basáltico y Andesítico-Basáltico
<b>Puntiagudo-Cordón Cenizos</b>	Sin Información
<b>Cerro Pantoja</b>	Basáltico
<b>Osorno</b>	Basáltico
<b>Cayutué-La Viguera</b>	Sin Información
<b>Calbuco</b>	Andesítico
<b>Cerro Volcánico</b>	Andesítico
<b>Cuernos del Diablo</b>	Sin Información
<b>Hornopirén</b>	Basáltico-Andesítico
<b>Yate</b>	Sin Información
<b>Hualiaque</b>	Basáltico-Andesítico
<b>Huequi</b>	Sin Información
<b>Minchinmávida</b>	Andesítico-Basáltico
<b>Chaitén</b>	Andesítico-Basáltico a Riolítico
<b>Corcovao</b>	Basáltico-Andesítico
<b>Yanteles</b>	Sin Información
<b>Grupo Palena</b>	Sin Información
<b>Melimoyu</b>	Andesítico
<b>Puyuhuapi</b>	Sin Información
<b>Mentolat</b>	Andesítico-Basáltico a Dacita

# ANEXO

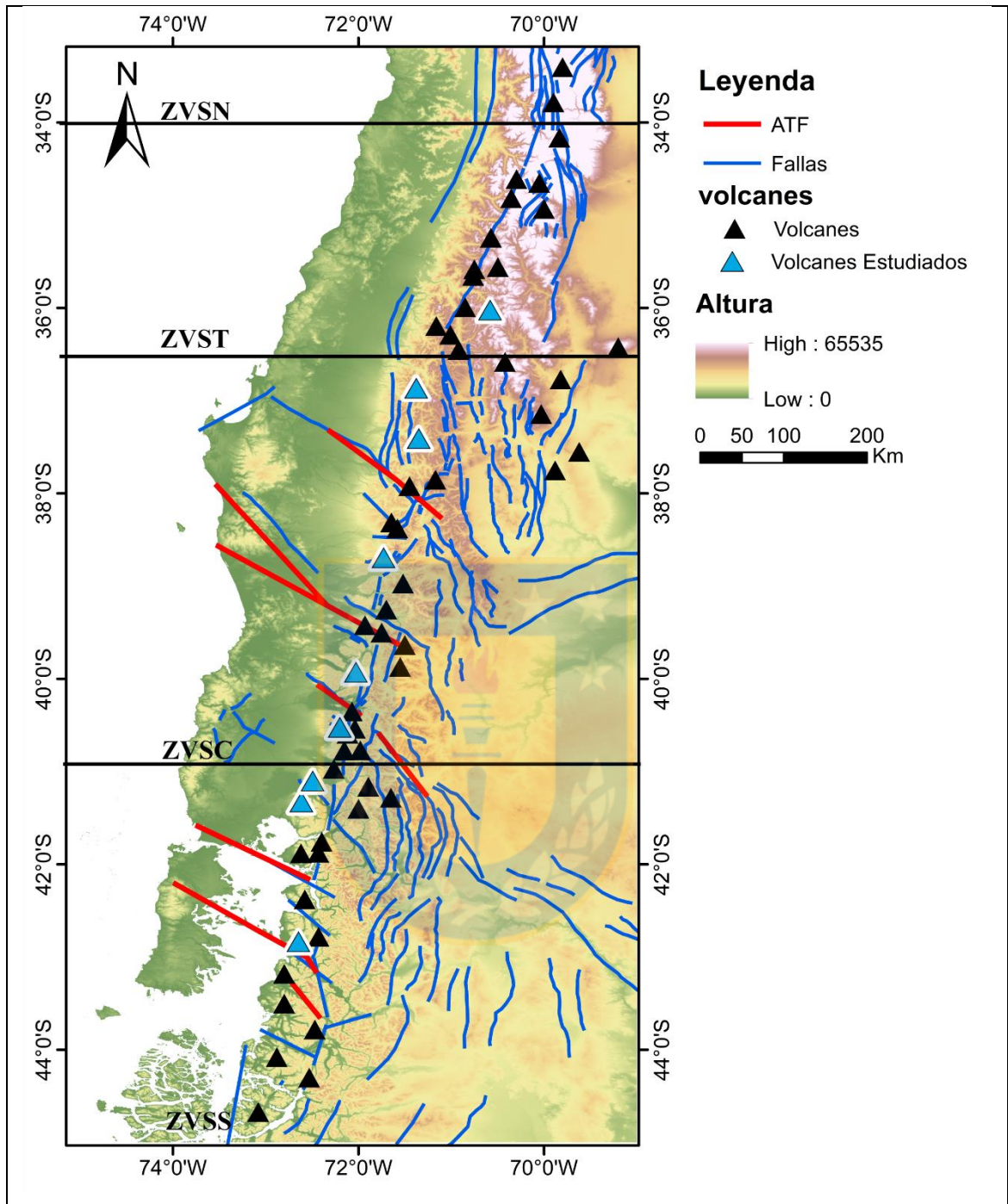
# C



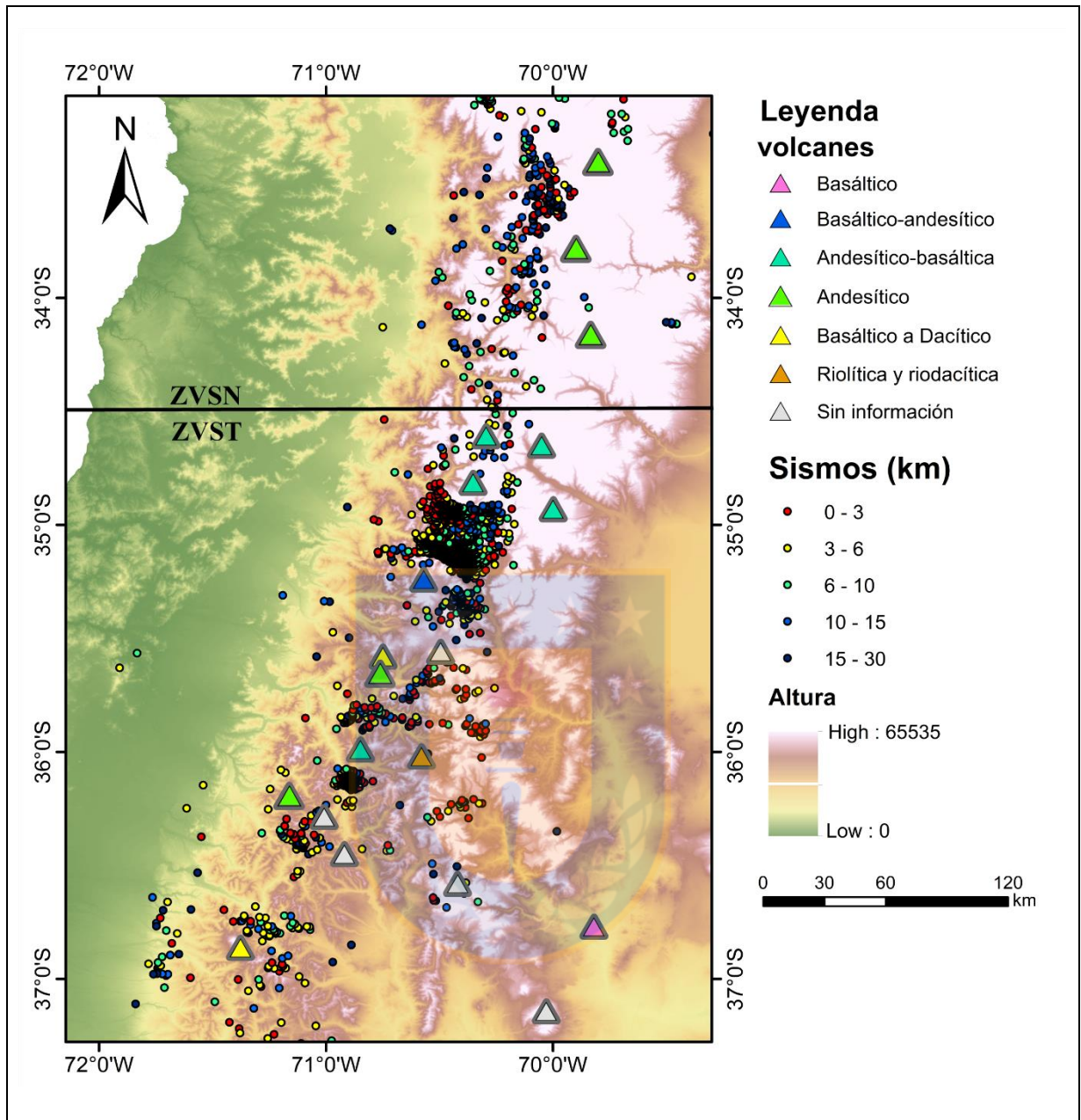




C.1. Mapa de Lineamientos.

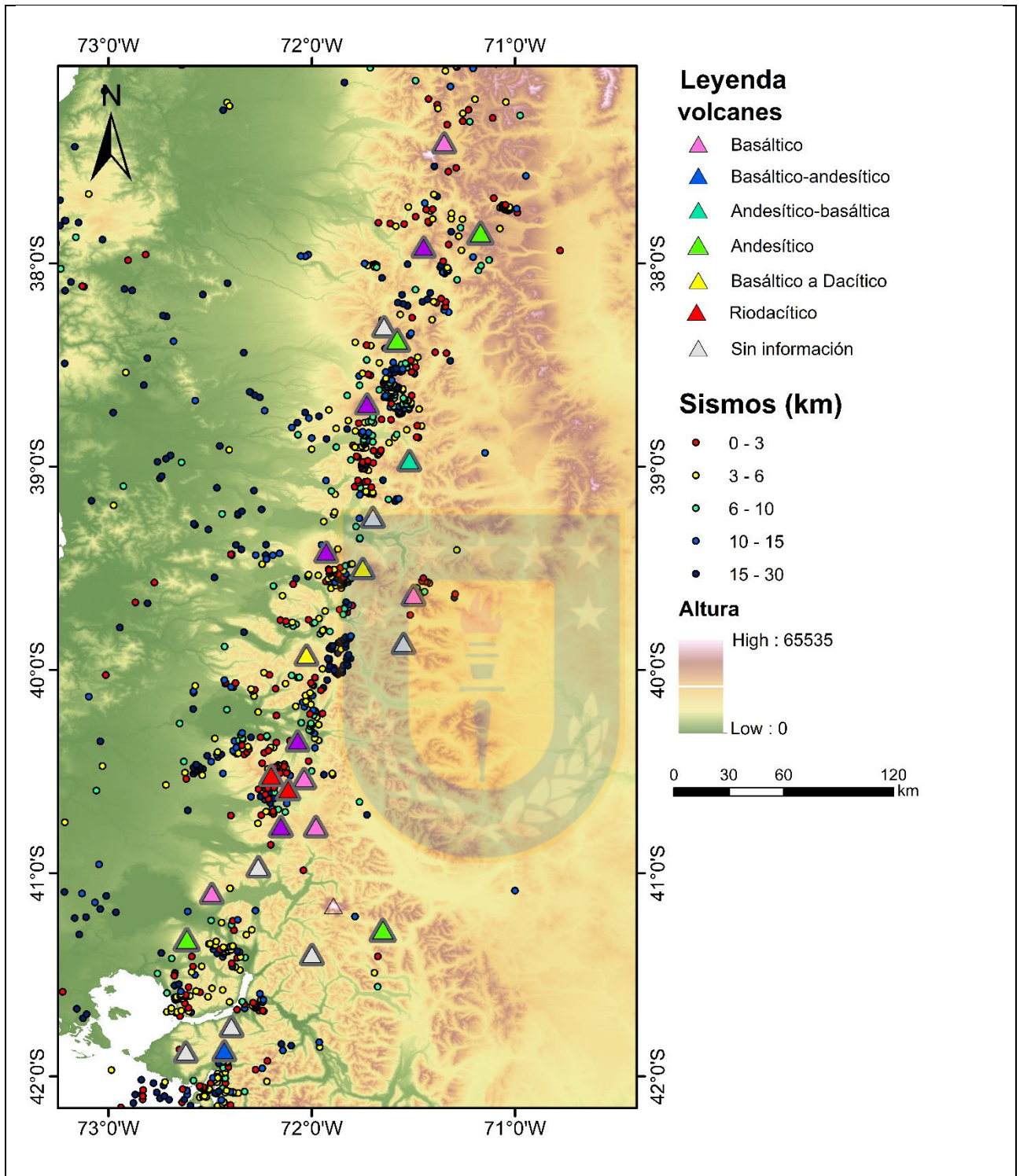


C.2. Mapa de Fallas. Compilación realizada por Letelier (2017) y Julve (2019)

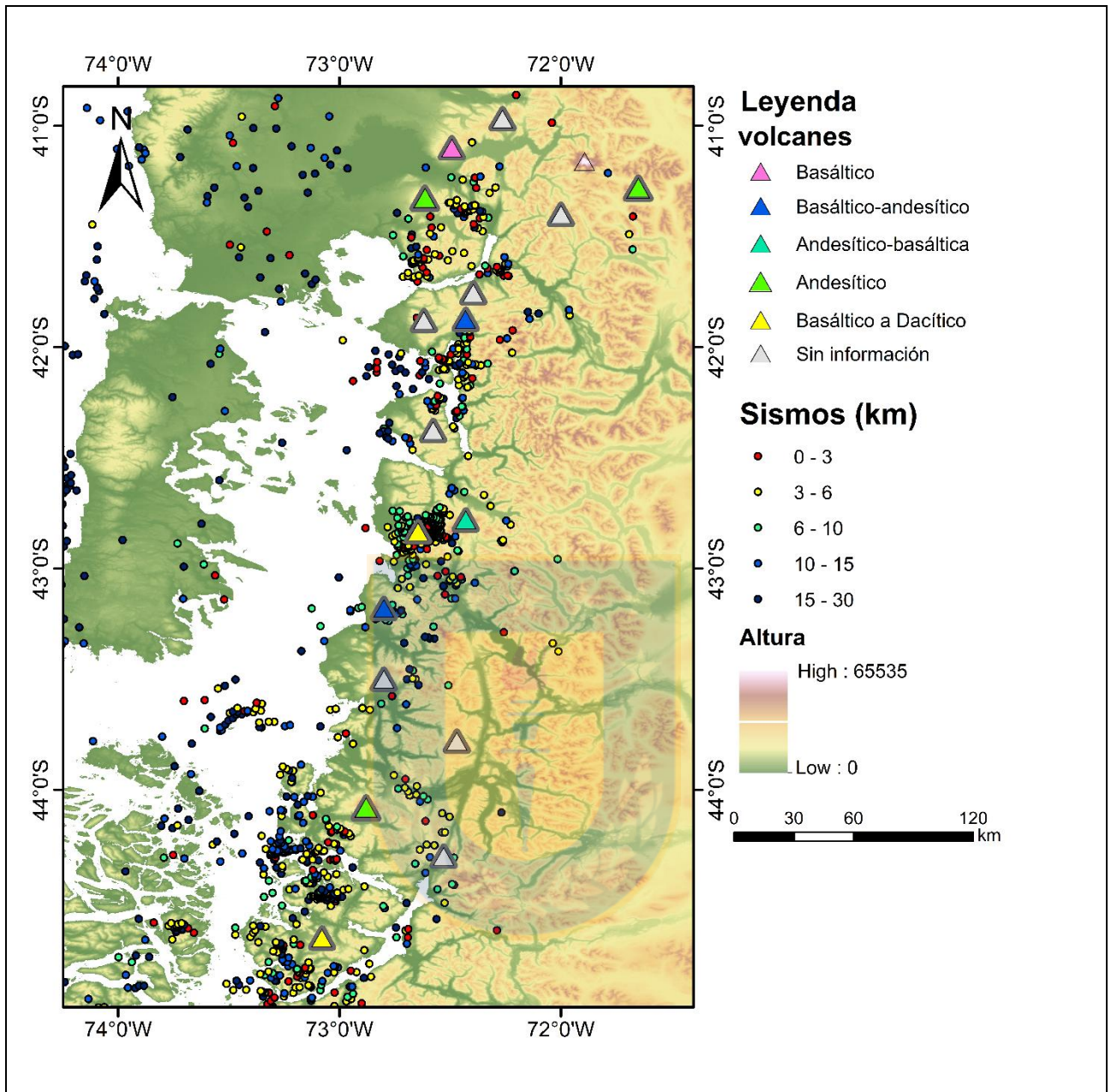


C.3. Mapa de Sismicidad y composición promedio devolcanes ZVSN yZVST





C.4. Mapa de Sismicidad y composición promedio devolcanes ZVSC



C51. Mapa de Sismicidad y composición promedio devolcanes ZVSN yZVST