

**ARQUITECTURA Y ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE
SAN VICENTE DE TAGUA-TAGUA, REGIÓN DEL
LIBERTADOR BERNARDO O’HIGGINS (34°21’S - 34°32’S)**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al
Título de Geólogo

FABIAN ANTONIO ARRIAGADA NAVARRO

PROFESORA GUÍA

Dr. MATÍAS ALBERTO PEÑA GÓMEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN EVALUADORA DE EXAMEN

Dr. RODRIGO QUIROGA

Ms. DANIEL BOYCE

Dr. CHRISTIAN SALAZAR

SANTIAGO, CHILE

2023

RESUMEN

En la zona central de Chile, ha existido un amplio debate en torno a la arquitectura, la vergencia y la temporalidad de la deformación existente en la Cordillera Principal. Además, se ha discutido respecto a la correlación existente entre esta y el antepaís argentino. Sin embargo, a pesar de que la Cordillera de la Costa es un rasgo morfoestructural de gran envergadura presente en el antearco andino, posee una menor comprensión en cuanto a su arquitectura, características estructurales y temporalidades de deformación. En los últimos años, diferentes estudios se han realizado para comprender el estilo estructural que domina y/o caracteriza a la Cordillera de la Costa en Chile central (34°S), avanzando en desentrañar la relación que existe entre la interpretación de las estructuras en profundidad y las observaciones superficiales. De esta manera, el objetivo de este trabajo es comprender la geología, arquitectura, estructura y cinemática presente en la zona de San Vicente de Tagua-Tagua. Esto permite dar luces sobre el mecanismo estructural de deformación que caracterizó a la Cordillera de la Costa de la zona central de Chile durante el Mesozoico. Para esto se llevaron a cabo las siguientes actividades: (1) toma de datos estructurales de terreno de la zona San Vicente de Tagua-Tagua, (2) definición y mapeo de unidades lito-estructurales, (3) confección de secciones y (4) modelamiento en profundidad. Los resultados indicaron que el estilo estructural que caracteriza la zona sería uno de inversión tectónica. Esta inversión está dada por los cambios de regímenes extensionales del Jurásico a compresivos del Cretácico. El acortamiento asociado se estimó en 9,7% para la zona de San Vicente de Tagua-Tagua y 9,6% a 11% en la cuenca de Las Chilcas, valores menores a los calculados en la Cordillera Principal en otros trabajos (60% aproximado). A partir de esto, se interpretó que este estilo en particular pareciera tener una continuidad en la zona de la Cordillera de la Costa central y que este tipo de estilo genera el relieve positivo que tenemos en ella.

ABSTRACT

In central Chile, there is an extensive debate around the architecture, vergence, and temporality of the deformation events that exist in the Principal Cordillera. Also, the correlation between the Principal Cordillera and the Argentinian foreland has been widely discussed. Even though the Costal Cordillera is a major morpho-structural feature of the Andean forearc, it presents less understanding in regard to its architecture, structural characteristics, and temporal deformation. In the last few years, different studies have been made to understand the structural style that dominates the Costal Cordillera in central Chile (34°S). This allows progress in the unraveling of the relationship between the interpretation of the depth structures and the superficial observations. The objective of this work is to understand the geology, architecture, structure, and cinematic present in San Vicente de Tagua-Tagua. This can provide an understanding of the mechanism of the structural deformation that characterized the Cordillera de la Costa of central Chile during the Mesozoic. To accomplish this, the following activities were required: (1) structural data collection in San Vicente de Tagua-Tagua; (2) definition and mapping of the litho-structural units; (3) section confections; and (4) in-depth modeling. The results indicate that the structural style that characterizes the zone is a tectonic inversion. This inversion occurs because of the changes in regimens, from an extensional in the Jurassic to a compressive in the Cretaceous. The associated shortening is 9,7% in San Vicente de Tagua-Tagua and 9,6% to 11% in the Las Chilcas basin; these values are less than the ones calculated in the Principal Cordillera (60% approximated). From these results, it is suggested that this structural style would dominate along the central Costal Cordillera, and that it would be the driving mechanism that generates the observed positive landscape.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la escuela de geología de la Universidad Mayor, por proporcionar los recursos necesarios y darme la posibilidad de realizar este proyecto en un área poco estudiada, además de los conocimientos necesarios para realizarlos, al Museo Escuela Laguna Tagua-Tagua por la ayuda brindada durante las campañas de terreno.

Gracias a mi profesor doctor guía Matías Peña por sus enseñanzas y comentarios, además de los momentos cómicos en los viajes de terrenos y por confiar en mí. A los miembros de la comisión por enseñarme y guiarme. A Rodrigo Quiroga por tener la paciencia de enseñarme a usar un programa a la distancia.

Gracias a mi familia, en especial a mis padres por todo el amor y cariño que me brindan, además de la paciencia que me tienen. A mis hermanos por enseñarme de la vida y de sus vivencias.

A mis amigos, tanto los que me llevan acompañando gran parte de mi vida como los que se sumaron en el último tiempo, por quienes siempre pude ir adelante y reír para olvidar frustraciones y malos ratos, a Vicho y Nacho que siempre apañan a panoramas exóticos, Mary quien me ayudo en varias ocasiones y Catalina quien ha sido una gran amiga con quien siempre cuento. También a Camila quien me ayudo en las últimas partes de este proceso que parecía nunca terminar.

Agradezco a todas las personas que formaron parte de mi formación y contribuyeron a la realización de esta memoria

SOLO USO ACADÉMICO

*“Es una pena que un hombre envejezca sin ver la belleza y la
fuerza de la que su cuerpo es capaz”*

-Sócrates

INDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
INDICE DE CONTENIDOS	v
INDICE DE FIGURAS	viii
ÍNDICE DE TABLAS	xi
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Introducción y Problemática	1
1.2 Hipótesis	5
1.3 Objetivos	5
1.3.1. Objetivo General	5
1.3.2. Objetivos Específicos	5
1.4 Descripción del Área de Estudio	6
1.4.1. Ubicación y Accesos	6
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Geología Regional	7
2.1.1 Rocas Estratificadas	7
2.1.2 Rocas Intrusivas	10
2.2 Marco Geotectónico	11
2.3 Marco Estructural	12
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA	17
3.1 Síntesis de la información y preparación del trabajo de campo	17
3.2 Trabajo de campo	17
3.3 Trabajo de gabinete	18

3.4	Análisis cinemático	18
3.5	Sección estructural	18
3.6	Modelo hacia adelante (<i>forward</i>)	19
CAPÍTULO IV: RESULTADOS		24
4.1.	Geología	24
4.2.	Estratigrafía Local	26
4.3.	Estructuras mayores.	27
4.3.1.	Estructuras principales en la zona norte: Sección A – A'	30
4.3.2.	Estructuras principales de zona central: Sección B – B'	32
4.3.3.	Integración de los sistemas estructurales norte y centro	34
4.4.	Indicadores de deformación frágil	35
4.4.1.	Estación Cinemática 1	37
4.4.2.	Estación Cinemática 2	39
4.4.2.1.	Estación Cinemática 2.1	39
4.4.2.2.	Estación Cinemática 2.2	40
4.4.3.	Estación Cinemática 3	42
4.4.3.1.	Estación Cinemática 3.1	43
4.4.3.2.	Estación Cinemática 3.2	44
4.4.4.	Estación Cinemática 4	47
4.4.5.	Estación Cinemática 5	48
4.4.6.	Estación Cinemática 6	50
4.4.7.	Estación Cinemática 7	53
4.4.8.	Estación Cinemática 8	55
4.4.9.	Resúmenes de estaciones cinemáticas	56
4.5.	Modelos realizados en MOVE	58
4.5.1.	Estructura profunda	58
4.5.2.	Modelamiento cinemático	60
CAPÍTULO V: DISCUSIONES		64
5.1.	Arquitectura	64
5.1.1.	Arquitectura y cinemática propuesta	64

5.1.2.	Arquitectura y cinemática propuesta mediante MOVE	66
5.1.3.	Modelos de inversión para la Cordillera de la Costa de Chile	68
5.2.	Campos de <i>strain</i> en la Cordillera de la Costa a la latitud 34°S	70
5.2.1.	Correlación con la propuesta geométrica	70
5.3.	Arquitectura estructural de la Cordillera de la Costa de Chile central (32,5°S-34°S)	75
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES		79
REFERENCIAS		80
ANEXOS		I

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. a) inversión tectónica positiva, b) inversión tectónica negativa. (Tomado de Shiroodi <i>et al.</i> , 2015).....	1
Figura 2. Mapa modificado de Charrier <i>et al.</i> (2014), zonas donde existe inversión tectónica propuesta en centro de Chile. De Norte a Sur se aprecian en cuadros de color negro las zonas de inversión propuestas en la formación Abanico por Jara <i>et al.</i> (2014); la inversión en la Cordillera de la Costa propuesta por Boyce <i>et al.</i> (2020); la propuesta en la Cordillera Principal – Frontal por Mardones <i>et al.</i> (2021); y al sur la propuesta en la Cordillera Principal por Tapia <i>et al.</i> (2020). El recuadro blanco representa la zona de este trabajo.	5
Figura 3. Ubicación y acceso desde Santiago a SVTT.	6
Figura 4. Carta Geológica del Área Rancagua SVTT. Modificado de Godoy <i>et al.</i> (2009) y Contreras y Schilling (2021).....	9
Figura 5. Macrolineamientos definidos por Contreras y Schilling (2012).	14
Figura 6. Mapa con las estructuras trazadas a escala regional (panel superior) y a escala local (panel inferior).....	16
Figura 7. Esquema representativo del Método Kink.	19
Figura 8. Modelo conceptual del algoritmo <i>trishear</i> descrita por Erslev (1991) y Hardy y Ford (1997). Modificada de Allmendinger (1998) (Tomado de Ojeda, 2019).	21
Figura 9. Ejemplos de diferentes configuraciones de los parámetros de tasa de P/S y ángulo de <i>trishear</i> para pliegues de propagación de falla modelados por <i>trishear</i>	22
Figura 10. Mapa geológico de la zona de estudio a escala 1:25.000. Elaborado a partir de datos obtenidos en este trabajo, Godoy <i>et al.</i> (2009) y Contreras y Schilling (2021).	26
Figura 12. Perfil geológico de la traza A-A' de la zona de SVTT.	30
Figura 13. Estratos de crecimiento en Estratos Corcolén en la zona norte. Los datos medidos a lo ancho y largo del cerro que contiene la unidad, es posible representarlos de forma esquemática desde la distancia como se aprecia en la foto interpretada.	32
Figura 14. Perfil geológico de la traza B-B' de la zona de SVTT.	32

Figura 15. Pliegues de la traza B-B' foto-interpretados.	34
Figura 16. Correlación entre pliegues. De izquierda a derecha, la correlación entre las estructuras de la traza A-A' y B-B' corresponden a (1) "Pliegue Tunca" con "Anticlinal La Muralla", (2) "Pliegue La Fontecina" con "Sinclinal La Muralla" y (3) "Pliegue Cerro Negro" con "Pliegue Cuchipuy".	34
Figura 17. Resumen de elipses de <i>strain</i> en las distintas estaciones. Las separaciones de las soluciones de deformación estan en familias según lo indicado en el capítulo de metodologías.....	36
Figura 19. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 1.	38
Figura 20. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 2.1.	39
Figura 21. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 2.2.	41
Figura 22. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 3.1.	43
Figura 23. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 3.2.	45
Figura 24. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 4.	47
Figura 25. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 5.	49
Figura 26. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 6.	51
Figura 27. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 7.	53
Figura 28. Elipses de <i>strain</i> pertenecientes a la estación 8.	55
Figura 29. Resumen de las elipses de <i>strain</i>	57
Figura 30. Perfil traza A-A' con aplicación de método <i>kink</i> . Primera arquitectura propuesta (línea roja).....	58
Figura 31. Funcionamiento del Método de <i>Inclined Simple Shear</i> (William. F. Dula, Jr., 1991).....	59
Figura 32. Perfil geológico de terreno y su interpretación usando método <i>kink</i>	60

Figura 33. Modelo idealizado final vs realista final. El realista posee un acortamiento de 6,5 %, representando 1,8 Km; y el model idealizado posee un acortamiento de 9,7 %, representado 2,8 Km.....	62
Figura 34. Comparación de las distintas etapas entre modelos.....	63
Figura 35. Perfil traza A-A' con imágenes adjuntas de las diversas evidencias. A) Discordancia progresiva en Formación La Lajuela sector Tunca Arriba. B) Pliegues tipo arpón en sector de cuesta Requegua. C) Estratos de crecimiento en la zona norte del área de estudio al E de Cerro Las Parumas.....	66
Figura 36. Modelo Forward para T0 y T3 de la zona central de Chile basado en Boyce <i>et al.</i> (2020).	68
Figura 37. Elipses de <i>strain</i> en las rocas jurásicas.	72
Figura 38. Elipses de <i>strain</i> en las rocas cretácicas.....	73
Figura 39. Elipses de <i>strain</i> en rocas intrusivas.	74
Figura 40. Mapa resumen de las soluciones de <i>strain</i>	75
Figura 41. Modelo Forward sección Chile central (~32,5°S) (construido a partir de Boyce <i>et al.</i> , 2020).....	77
Figura 42. Interpretación de las aperturas de cuencas. El perfil de (A) representa la reconstrucción propuesta por el modelo forward de este trabajo en base al trabajo de Boyce <i>et al.</i> (2020). El perfil de (B) representa la propuesta de este trabajo, considerando que hacia el Este debería existir otro depocentro ligado a las cuencas de Ante-arco como las propuestas por Mardones <i>et al.</i> (2021). Ambas propuestas esquematicas estan a distintas escalas.	78

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Tabla cronoestratigráfica, ciclos tectónicos y eventos extensivos y compresivos en la zona (Charrier <i>et al.</i> , 2014).....	14
Tabla 2. Resumen estación 1 de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.	38
Tabla 3. Resumen estación 2.1 de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.	40
Tabla 4. Resumen estación 2.2 de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias en la estación 2 desde la I a la V. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.	41
Tabla 5. Resumen estación 3.1 de las direcciones de P y T en las distintas familias. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.	44
Tabla 6. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 3.2. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.....	45
Tabla 7. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias en la estación 4. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.....	48
Tabla 8. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 5. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.....	50
Tabla 9. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 6. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.....	52
Tabla 10. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 7. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.....	54
Tabla 11. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 8. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.....	56
Tabla 12. Variables de entrada ingresadas junto a los acortamientos arrojados.	61

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción y Problemática

La inversión tectónica es uno de los principales mecanismos de deformación evidenciado en la formación de orógenos a lo largo del planeta (p.ej., Cooper y Williams 1989; Glennie y Boegner, 1981). Este mecanismo se describe como el paso de regímenes extensivos a compresivos (inversión tectónica positiva) o de regímenes compresivos a extensivos (inversión tectónica negativa) (Williams *et al.*, 1989; Figura 1). A nivel tectónico - regional, la inversión tectónica positiva de fallas normales heredadas ha sido reconocida en diversos orógenos como lo son los Himalayas (p.ej., Alam *et al.*, 2017; Dubey, 2010), los Pirineos (p.ej., Casini *et al.*, 2023 y sus referencias) y las montañas de Alborz (p.ej., Azghandi *et al.*, 2022; Hessami, 2020), entre otros. La inversión tectónica ha sido considerada uno de los mecanismos más eficientes en los estadios iniciales de la formación orogénica (p.ej., Bonini *et al.*, 2012; López *et al.*, 2022 y sus referencias). Por lo que el estudio de este mecanismo es fundamental para la comprensión del inicio de los diversos sistemas orogénicos del planeta.

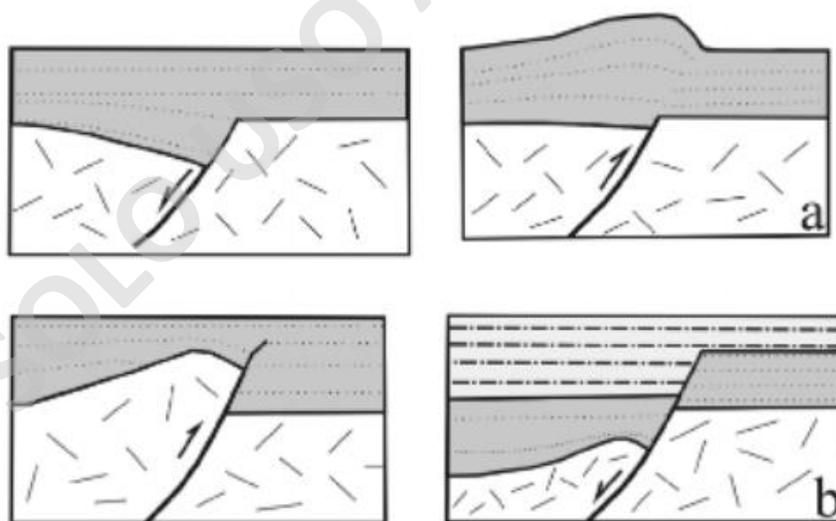


Figura 1. a) inversión tectónica positiva, b) inversión tectónica negativa. (Tomado de Shiroodi *et al.*, 2015).

Particularmente, la Cordillera de los Andes corresponde a un orógeno no colisional que resulta de una serie de procesos extensivos y compresivos ocurridos desde el Mesozoico hasta la actualidad (Charrier *et al.*, 2014). Dentro de esos procesos, la inversión tectónica positiva de cuencas extensionales representa una importante etapa de construcción orogénica durante el Jurásico al Cretácico (Charrier *et al.*, 2014; Figura 2). Los estilos de inversión tectónica se observan en diferentes dominios morfotectónicos de los Andes tales como (1) la Cordillera de Domeyko (23°S) (Martínez *et al.*, 2018, 2019), (2) Malargüe, Mendoza (34°S) (Giambiagi *et al.*, 2005), (3) la Cordillera Principal en la zona central (33°50'S) (Mardones *et al.*, 2021), entre otros. Los estudios anteriores señalan que este mecanismo de deformación define los estilos estructurales involucrados en el inicio de la deformación compresiva que tiene lugar posterior al desarrollo de un régimen extensional. Algunas de las estructuras asociadas a este mecanismo corresponden a estratos de crecimientos, estructuras de *buttressing*, *pop up* y arpones, entre otras. Este tipo de deformación desarrollaría un acortamiento del orógeno andino de alrededor del 50% al 60% en la zona central de Chile (p.ej., 60% y 57% de acortamiento estimado en las secciones norte y sur del trabajo de Mardones *et al.*, 2021). En los trabajos antes mencionados, las zonas de inversión tectónica actúan como catalizadores arquitectónicos de la deformación posterior, así como se encuentran en situaciones preferenciales para el emplazamiento de intrusivos y/o fluidos mineralizadores (Amilibia *et al.*, 2008).

Por otro lado, la Cordillera de la Costa, que conforma uno de los rasgos morfoestructurales más notables en el margen andino, carece de trabajos estructurales que estimen los acortamientos producidos por los mecanismos de inversión tectónica. Teniendo en consideración que trabajos al norte del Oroclino del Maipo muestran zonas de mineralización en la Cordillera de la Costa asociada a las arquitecturas de inversión (Del Real, 2011), se estima que es de suma importancia reconocer la presencia e influencia de estos estilos. Claros ejemplos de la falta de estimación del acortamiento en la Cordillera de la Costa son las cuencas de Tarapacá (~23°S) y Las Chilcas (~32.5°S). En la cuenca de Tarapacá, se ha constreñido la arquitectura y el estilo estructural de la zona, pero se desconoce el acortamiento (Bascuñán *et al.*, 2016). Asimismo, en la cuenca Las Chilcas se han propuesto algunos modelos arquitectónicos que explican la deformación ocurrida durante el Mesozoico

tardío (Boyce *et al.*, 2020). Sin embargo, tampoco se ha estimado el acortamiento en esta cuenca. Es en la Cordillera Principal de la zona central de Chile, particularmente en la cuenca de Abanico, donde se han propuesto modelos estructurales en los que se han estimado acortamientos que explican la configuración arquitectónica, correlacionados con cuencas cercanas desarrolladas durante el Jurásico (Farias *et al.*, 2010; Herrera *et al.*, 2017; Mardones *et al.*, 2021; Quiroga, 2013). Lo anteriormente expuesto deja en evidencia la importancia de identificar el estilo estructural de ambos orógenos del margen occidental de Chile, la Cordillera de la Costa y de los Andes, para (1) entender el inicio de los eventos compresivos, señalados por la inversión tectónica, que gobiernan la deformación y, así, (2) poder establecer relaciones formativas de ambos orógenos.

A pesar de que en los últimos años se han realizado esfuerzos para establecer modelos que abordan las arquitecturas, vergencias y temporalidades de deformación (Bascañán *et al.*, 2016; Boyce *et al.*, 2020), la Cordillera de la Costa permanece sin una profunda comprensión en cuanto a su historia. Ciertamente, se puede observar que existen similitudes en la arquitectura, vergencia e incluso la temporalidad de la deformación de distintas cuencas dispuestas en la Cordillera de la Costa (Bascañán *et al.*, 2016). Esto podría indicar el inicio del evento compresivo del orógeno costero durante el Cretácico temprano (Charrier *et al.*, 2014). A su vez, se pueden establecer las siguientes problemáticas: ¿Cómo se observan y correlacionan esos cambios de regímenes a lo largo del margen andino entre la zona norte y centro de Chile? ¿Son las arquitecturas similares a lo largo de toda la Cordillera de la Costa? En caso que sean correlacionables, ¿Es posible hipotetizar que esto podría deberse a un cambio de un régimen extensional a uno compresivo debido a una inversión tectónica positiva de estructuras controladoras del desarrollo de la deformación extensional? Considerando los antecedentes expuestos anteriormente, la Cordillera de la Costa, como región morfotectónica, presenta el desafío de entender cómo evolucionó la deformación en el tiempo, reconociendo los estilos de deformación a lo largo del margen andino. Además, existen las siguientes problemáticas: (1) ¿estos estilos de deformación pueden ser asociados a inversión tectónica?, (2) ¿qué temporalidad tienen estas deformaciones?, (3) ¿qué tipo de morfologías pueden ser asociadas a los mecanismos estructurales que generan relieve

positivo?, y (4) ¿se observarán solo estilos de deformación compresivos o extensivos o de *strike slip*?

Con el fin de responder estas problemáticas, este trabajo busca dilucidar la historia de deformación de las rocas expuestas en la zona de San Vicente de Tagua-Tagua (SVTT), Cordillera de la Costa (34°21'S - 34°32'S). Esta corresponde a la continuación austral de la franja de rocas Jurásicas a Cretácicas estudiada por Boyce *et al.* (2020). El análisis de este estudio se comparará con el modelo propuesto por estos autores, ya que determinan una configuración estructural para las mismas rocas deformadas expuestas en el área de esta tesis. Para lo anterior se realizarán perfiles estructurales balanceados y el análisis de indicadores cinemáticos. Los perfiles permitirán proponer la arquitectura de la zona, mientras que los indicadores cinemáticos determinarán indicadores de *strain* contemporáneos a los eventos de deformación ocurridos y a los diversos regímenes que evidencien estos cambios a través de la deformación frágil.

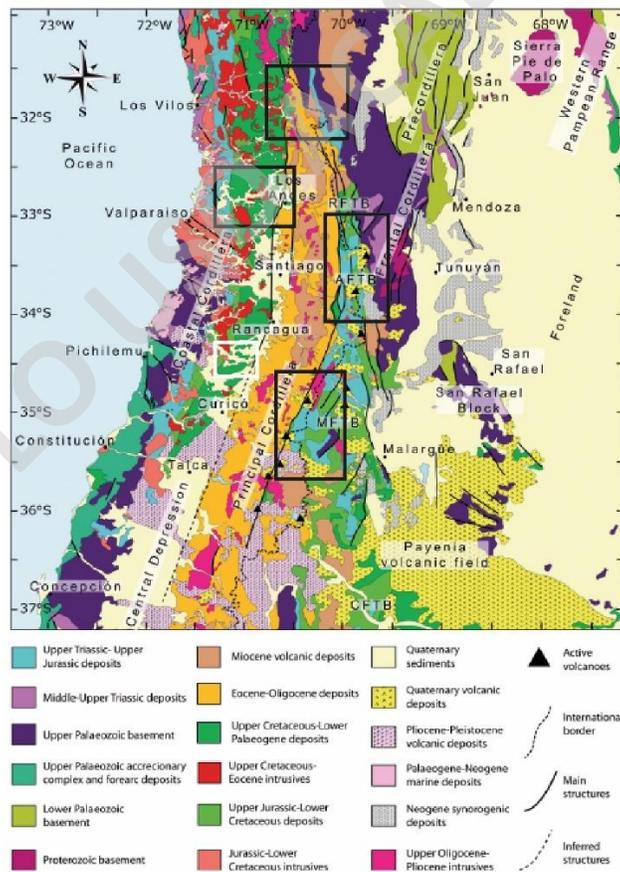


Figura 2. Mapa modificado de Charrier *et al.* (2014), zonas donde existe inversión tectónica propuesta en centro de Chile. De Norte a Sur se aprecian en cuadros de color negro las zonas de inversión propuestas en la formación Abanico por Jara *et al.* (2014); la inversión en la Cordillera de la Costa propuesta por Boyce *et al.* (2020); la propuesta en la Cordillera Principal – Frontal por Mardones *et al.* (2021); y al sur la propuesta en la Cordillera Principal por Tapia *et al.* (2020). El recuadro blanco representa la zona de este trabajo.

1.2 Hipótesis

La Cordillera de la Costa de Chile central, en la localidad de SVTT (34°21'S - 34°32'S), posee un relieve que ha sido modelado previo al Mesozoico con base en eventos extensionales desde el Mesozoico temprano al Mesozoico tardío y un posterior evento compresional durante el Mesozoico tardío. Estos eventos son evidenciados por el desarrollo de arquitecturas de inversión tectónica a escala mesoscópicas y regionales.

1.3 Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Comprender la evolución estructural del segmento de la Cordillera de la Costa en SVTT.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Reconocer las unidades litológicas y estructuras mayores y menores existentes en el área.
- Relacionar los indicadores de deformación frágil a la deformación de escala regional.
- Proponer soluciones de *strain* utilizando los indicadores de deformación frágil.
- Proponer un modelo estructural en profundidad que explique la deformación observada en superficie.
- Realizar un modelo cinemático hacia adelante (*forward*) para comprender la evolución de la arquitectura de la deformación a través del tiempo.

1.4 Descripción del Área de Estudio

1.4.1. Ubicación y Accesos

La zona de estudio (Figura 3) está ubicada en la comuna de SVTT, Provincia de Cachapoal, Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Para acceder a la zona de estudio se debe transitar por Acceso Sur y Ruta 5 hacia Ruta 66.

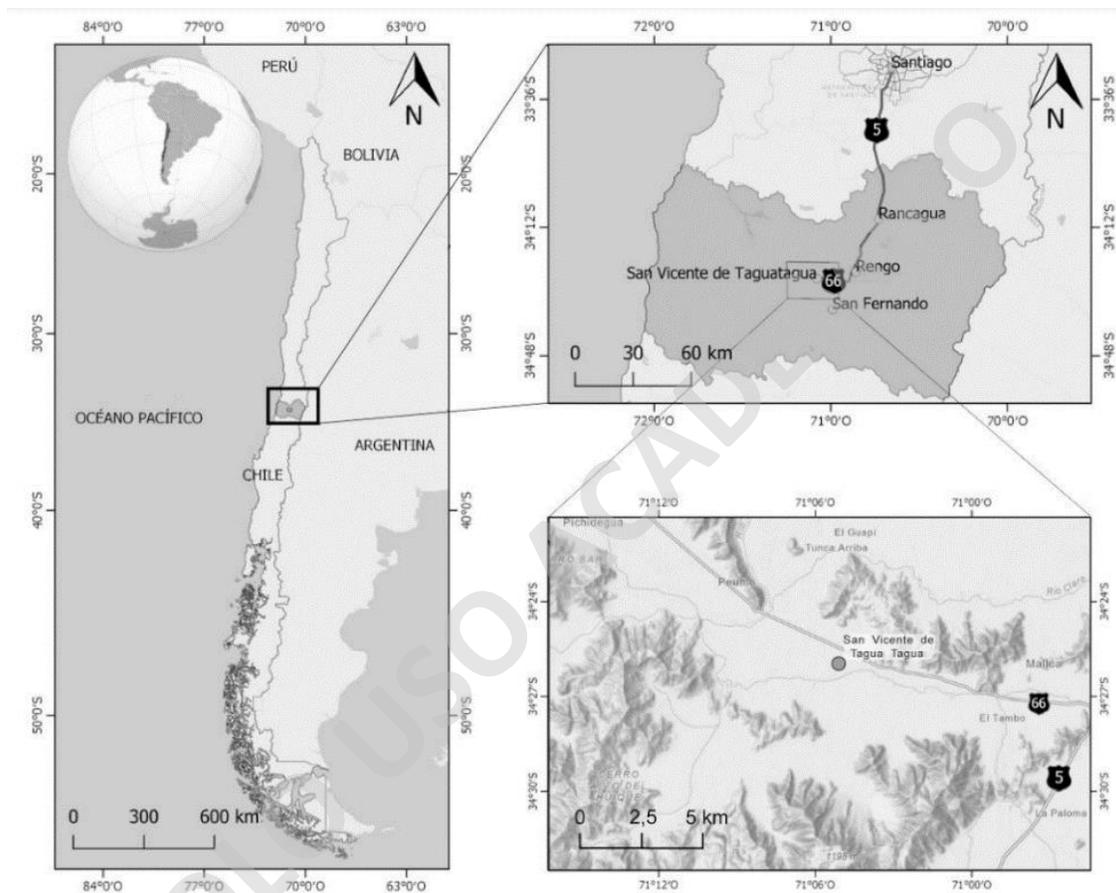


Figura 3. Ubicación y acceso desde Santiago a SVTT.

CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología Regional

La geología de la zona central de Chile está asociada directamente al régimen de configuración tectónica bajo la cual ha estado sometido el margen occidental chileno. Este ha consistido en la subducción continua de las placas oceánicas Phoenix y posteriormente la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana a lo largo del borde occidental, proceso que ha sido continuo al menos desde el Jurásico Inferior hasta el presente (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007, 2014). Este periodo definido como Ciclo Tectónico Andino se encuentra definido por dos etapas, caracterizadas por dominios paleogeográficos diferentes (Coira *et al.*, 1982). En la Primera Etapa se desarrolla un arco magmático activo paralelo al margen occidental de Sudamérica, junto con el desarrollo de cuencas de tras-arco al E del arco. La Segunda Etapa contempla un cambio gradual hacia el E de la posición del arco magmático y el desarrollo de cuencas de antepaís de retroarco (Charrier *et al.*, 2007). Entre ambas etapas, la subducción es oblicua, pasando de una subducción tipo mariana a chilena. Bajo esta condición y la alta subsidencia, en conjunto con la geometría heredada de las suturas de terrenos en dirección NNO-SSE, se desarrollan cuencas extensionales con altos depocentros en el mismo arco y zonas de tras-arco, depositándose unidades volcánicas y sedimentarias (Charrier *et al.*, 2007). Para la zona de estudio (Figura 4), los procesos anteriormente mencionados se ven reflejados por las diferentes rocas presentes en una cuenca tipo intra-arco con contexto de episodios transgresivos y regresivos durante el Jurásico - Cretácico.

2.1.1 Rocas Estratificadas

Sobre un basamento granítico, se depositan rocas triásicas. Posteriormente, se deposita el Jurásico con la Formación Rincón de Núñez definida por Corvalán (1976) en Hualañe, mencionada por Arbea (2021) y Pincheira (2021) y posteriormente estudiada por Rebolledo (2023) en la zona SVTT. Esta formación está compuesta por rocas sedimentarias marinas y continentales, principalmente lutitas bien estratificadas, areniscas, conglomerados y areniscas conglomerádicas, marcando un ambiente litoral con edades del Jurásico Inferior (Hettangiano - Sinemuriano) obtenidas por los ejemplares fósiles *Schlotheimia angulata* y *Psiloceras planorbis*. En contacto discordante con la Formación Rincón de Núñez aflora la

Formación Alto de Hualmapu, definida inicialmente por Morel (1981) en Hualañé, descritas por Arbea (2021) y Pincheira (2021) en SVTT, y posteriormente estudiada por Albornoz (2023). Esta unidad consiste en rocas volcánicas y sedimentarias con edades desde el Jurásico Inferior tardío, fundamentalmente brechas volcánicas andesíticas y dacíticas subordinadas, lavas andesíticas y tobas brechosas, provenientes del arco volcánico activo en este periodo. En contacto concordante con la Formación Altos de Hualmapu, se encuentra la formación La Lajuela, propuesta inicialmente por Muñoz Cristi y Karzulovic (1958) y redefinida por Bravo (2001), en SVTT descrita por Arbea (2021) y Pincheira (2021) y posteriormente por Gallegos (2023). Esta consiste en rocas sedimentarias y volcánicas, principalmente calizas, areniscas, conglomerados, brechas sedimentarias, tobas y lavas de composición intermedia. La edad para esta formación es Jurásico Superior tardío (Titoniano), donde su techo es concordante con los Estratos de El Laurel. Las unidades sedimentarias presentes desde el Pleistoceno son representadas por los depósitos aluviales y fluviales antiguos, la Formación Laguna de Tagua-Tagua que consiste en una sucesión lacustre con presencia fósil de interés paleontológico, depósitos fluviales, aluviales y de remoción en masa (Figura 4).

a. Formación Lo Prado (Berriasiano – Hauteriviano; Thomas, 1958)

Definida inicialmente por Thomas (1958), esta Formación volcanosedimentaria tiene su localidad tipo en el sur de la cuesta Lo Prado. Consiste en una sucesión de areniscas calcáreas con lutitas marinas, conglomerados, tobas arenosas, brechas tobáceas y lavas andesíticas con cristales de plagioclasas muy gruesas (ocoitas). Además, en esta Formación se registran fósiles con edades del Titoniano - Barremiano (Thomas, 1958). Esta formación si bien no se encuentra en la zona de este trabajo, su descripción original por Thomas incluía la zona de este estudio.

b. Formación Las Chilcas (Aptiano – Albiano; Thomas, 1958)

Definida inicialmente por Thomas (1958), en los cerros de la Cuesta Las Chilcas en Llay Llay. Consiste en una sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas, principalmente continentales. Entre las litologías se destacan basaltos, andesitas, brechas tobáceas, tobas, areniscas tobáceas, lutitas y conglomerados. En cuanto a relaciones de contacto, sobreyace

discordantemente a la Formación Lo Prado y subyace en discordancia erosiva a la Formación Abanico (Sellés y Gana, 2001).

- i. Facies B: tobas dacíticas líticas y cristalina (Godoy *et al.*, 2009).
- ii. Facies E: andesitas que afloran al NE de SVTT (plagioclasa de un filón manto ocoítico que aflora, edad 104 ± 1 Ma, Datación Ar-Ar).

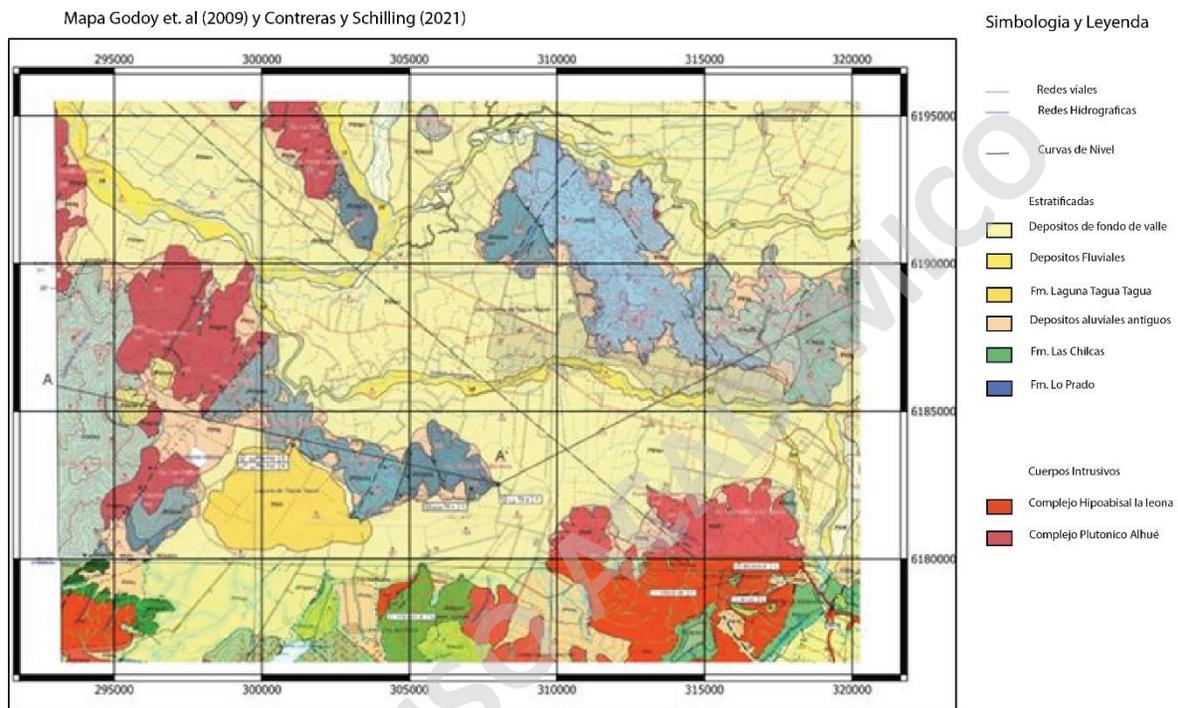


Figura 4. Carta Geológica del Área Rancagua SVTT. Modificado de Godoy *et al.* (2009) y Contreras y Schilling (2021).

c. Estratos o formación La Lajuela (Titoniano - Hauteriviano; Muñoz Cristi y Karzulovic, 1958)

Muñoz Cristi y Karzulovic (1958) son los primeros en definirla como Estratos La Lajuela, descrita como una sucesión de rocas volcánicas y sedimentarias continentales y marinas. La localidad tipo se encuentra en la Cuesta de La Lajuela, al O de Santa Cruz, Provincia de Colchagua. Particularmente la sucesión está conformada por calizas fértidas con niveles masivos de areniscas líticas finas con belemnites y ammonites, andesitas porfíricas, en partes con estructuras de almohadilla que asemejan aglomerados, lutitas y tobas

intercaladas y algunos niveles riolíticos según Bravo (2001). Su base corresponde a andesitas porfíricas con fenocristales de plagioclasas con masa fundamental gris oscura de la Formación Altos de Hualmapu.

d. Formación Laguna de Tagua Tagua (Pleistoceno; Varela, 1976)

Consiste en una sucesión de rocas sedimentarias que van desde arenas y gravas hasta limos y arcillas, incluye una gran cantidad de registros fósiles de diversas especies.

e. Depósitos aluviales de valle (Pleistoceno – Holoceno; Godoy *et al.*, 2009)

Son depósitos sedimentarios no consolidados compuestos de bloques, gravas, arenas y en menor proporción limos. Por lo general, son clastosoportados y con mala estratificación.

f. Depósitos fluviales (Pleistoceno – Holoceno; Godoy *et al.*, 2009)

Compuesto por gravas imbricadas, polimícticas, de baja esfericidad y bien redondeada; lentes esporádicos de arena y limos no consolidados.

2.1.2 Rocas Intrusivas

En cuanto a las unidades de rocas intrusivas con edades del Cretácico Superior (Cenomaniense), Godoy *et al.* (2009) define las dioritas y gabros La Leona, en los cerros del sector sur de la zona y el Complejo Plutónico Alhué, compuesto por una serie de tonalitas, granodioritas y dioritas cuarcíferas (Figura 4).

a. Complejo Hipoabisal La Leona (Cretácico Superior, 100 ± 3 Ma, datación K-Ar, Godoy *et al.*, 2009)

Corresponde a un intrusivo compuesto por dioritas porfídicas de piroxeno alterado y gabros de clinopiroxeno y olivino. Contreras y Schilling (2021) definen este complejo como vitrófiros y pórfidos de composición andesítica y masa fundamental afanítica con edad datada mediante método K-Ar en roca total correspondiente a 87 ± 3 Ma. Su distribución abarca principalmente la zona SE del área de estudio cercano a la localidad de San Fernando. Está en contacto inconforme con Formación las Chilcas según Godoy *et al.* (2009).

b. Complejo Plutónico Alhué (Cenomaniense - Coniaciense, 98 - 87 Ma)

Según Godoy *et al.* (2009), es un complejo plutónico compuesto por una serie de tonalitas, granodioritas y dioritas cuarcíferas ubicadas en el borde oriental de la Cordillera de la Costa. Además, presenta facies monzograníticas de textura gráfica y facies micrograníticas.

2.2 Marco Geotectónico

En la zona occidental del margen de Sudamérica (32°S hasta 38°S) se observan una serie de sucesiones tectónicas variadas. Estas van desde el Triásico tardío al Jurásico temprano. Como se menciona en Boyce *et al.* (2020) Respecto a la tectónica presente en la zona centro de Chile, “Posterior a un periodo interrumpido de subducción, una renovada subducción generó un gran cambio paleogeográfico y una reorganización del margen occidental de Gondwana que se extendió hasta el Cretácico temprano (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 1990). Durante el ciclo de *rollback* (200 Ma), este generó extensión y adelgazamiento cortical (Rossel *et al.*, 2013). El magmatismo relacionado a la subducción formó un arco volcánico en la actual línea costera caracterizado por gruesas capas de materiales volcánicos y sedimentos marinos intercalados (Oliveros *et al.*, 2007; Vergara *et al.*, 1995). El arco volcánico separó la zona marina hacia el O y un mar interior o cuenca de antearco hacia el E (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 1990). En Chile central, el volcanismo exhibido durante las etapas del Jurásico y Cretácico temprano se encuentra expuesto en la zona de la Cordillera de la Costa, cercano a los intrusivos del Paleozoico que bordean la zona costera. La exhumación de estas unidades intrusivas tuvo lugar hace 106 y 91 Ma, respectivamente. Esto basado en edades obtenidas de trazas de fisión en apatitos obtenidos en 3 muestras por Gana y Zentilli (2000) y Gana y Tosdal (1996). Las Formaciones correspondientes a depositaciones del Cretácico temprano presentan extensión durante sus periodos depositacionales”. A pesar de esto, no existe información estructural previa que permita corroborar que estas estructuras correspondan a arquitecturas y estructuras específicas. Sin embargo, estas formaciones pueden ser consideradas secuencias *syn-rift*.

También en Boyce *et al.* (2020) cuando se habla del Cretácico se menciona lo siguiente “Durante el Cretácico Superior temprano se generan nuevas condiciones tectónicas y una nueva configuración tectónica que prevalece en el margen occidental de Gondwana

(Charrier *et al.*, 2007; Horton, 2018a, 2018b; Horton y Fuentes, 2016; Mpodozis y Ramos, 1990). Este episodio está evidenciado por inconformidades en los depósitos de retro-arco, rápida tasa de acumulación de sedimentos y cambios en la proveniencia de la cuenca de retro-arco (p.ej., Bascuñán *et al.*, 2016; Cecioni, 1957; Charrier y Vicente, 1972; Di Giulio *et al.*, 2017; Horton *et al.*, 2016; Horton y Fuentes, 2016; Keidel, 1925; Mégard, 1984; Mpodozis y Ramos, 1990; Steinmann *et al.*, 1929; Windhausen, 1931).

A lo largo de la zona oriental de la Cordillera de la Costa, existe un aumento en la actividad magmática durante el Cretácico. Este aumento da origen a formaciones de carácter continental con un principal componente ígneo. En la zona central de Chile, esto se evidencia en la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015; Gana y Wall, 1997; Rivano *et al.*, 1993), donde se aprecia un claro cambio en las facies correspondientes a los depósitos volcánicos del Cretácico temprano y los depósitos sedimentarios de grano grueso y de alta energía del Cretácico tardío. Esta formación se puede interpretar como contemporánea a la fase tectónica. A pesar de esto, se encuentra asociada a un rango de edad bastante amplio, del Cretácico temprano al tardío (Gallego, 1994; Godoy *et al.*, 2006; Rivano *et al.*, 1986, 1993; Thomas, 1958; Tunik y Álvarez, 2008; Wall *et al.*, 1999). Debido al escaso control geocronológico de las rocas pertenecientes a esta formación, junto a la presencia de importantes variaciones laterales y verticales, no existe un consenso respecto al rango de edad.” Con lo dicho en el trabajo de Boyce *et al.* (2020), nos permite tener una claridad respecto a la situación tectónica de la zona central de Chile.

En el área de SVTT, estos eventos pueden ser acotados inicialmente en un gran evento extensivo y otro evento compresivo. El evento extensivo estaría asociado al ciclo preandino e inicio del ciclo andino, documentado temporalmente por edades radiométricas y presencia de fósiles asociados a esas edades (Contreras y Schilling, 2021; Godoy *et al.*, 2009). Por otra parte, el evento compresivo se puede asociar directamente al Ciclo Andino, de acuerdo con edades en K-Ar de rocas que se habrían formado durante ese periodo (Contreras y Schilling, 2021; Godoy *et al.*, 2009) que permiten acotarlo entre los 110 Ma y 90 Ma (Tabla 1).

2.3 Marco Estructural

Dentro de la zona de estudio existen diversas estructuras de carácter regional. Estas estructuras de escala kilométrica que recorren desde la línea de costa hasta la Cordillera de la Costa y corresponden a aquellas que afectan regionalmente a la zona de estudio. Estas se pueden ver como macro-lineamientos observables y definidos por Contreras y Schilling (2012). Estos macro-lineamientos se encuentran asociados a las distintas cuencas que existieron y las diversas suturas asociadas a los distintos procesos de alzamientos y cómo estos tienen un impacto sobre las estructuras de menor tamaño. Estos lineamientos se pueden observar en direcciones NO y NS (Figura 5).

A pesar de la ausencia de publicaciones científicas que documenten la existencia de estos macro-lineamientos, es posible observarlos en las cartas geológicas desarrolladas por Contreras y Schilling (2021) y Godoy *et al.* (2009). Además de estos macro-lineamientos, también se aprecian otras estructuras que afectan gran parte de la región, tanto fallas de características regionales como fallamientos de carácter más local. Estas estructuras se observan de mejor manera en los mapas geológicos pertenecientes a cada carta geológica, donde existen fallas inferidas y medidas de carácter normal e inverso (Figura 6).

Cuando se analiza localmente la zona de estudio, se observan estructuras que se encuentran principalmente dispuestas a lo largo de toda la zona de estudio en una dirección NNE y EO, afectando de manera local las diferentes unidades y formaciones definidas. Las distintas estructuras observadas son tanto de características normales como inversas. Estas se concentran principalmente en la zona del “Cerro la Muralla” y la zona cercana a “Pueblo de Indios”, donde los fallamientos que se aprecian son tanto normales como inversos, medidos e inferidos (Figura 6, Panel Inferior).

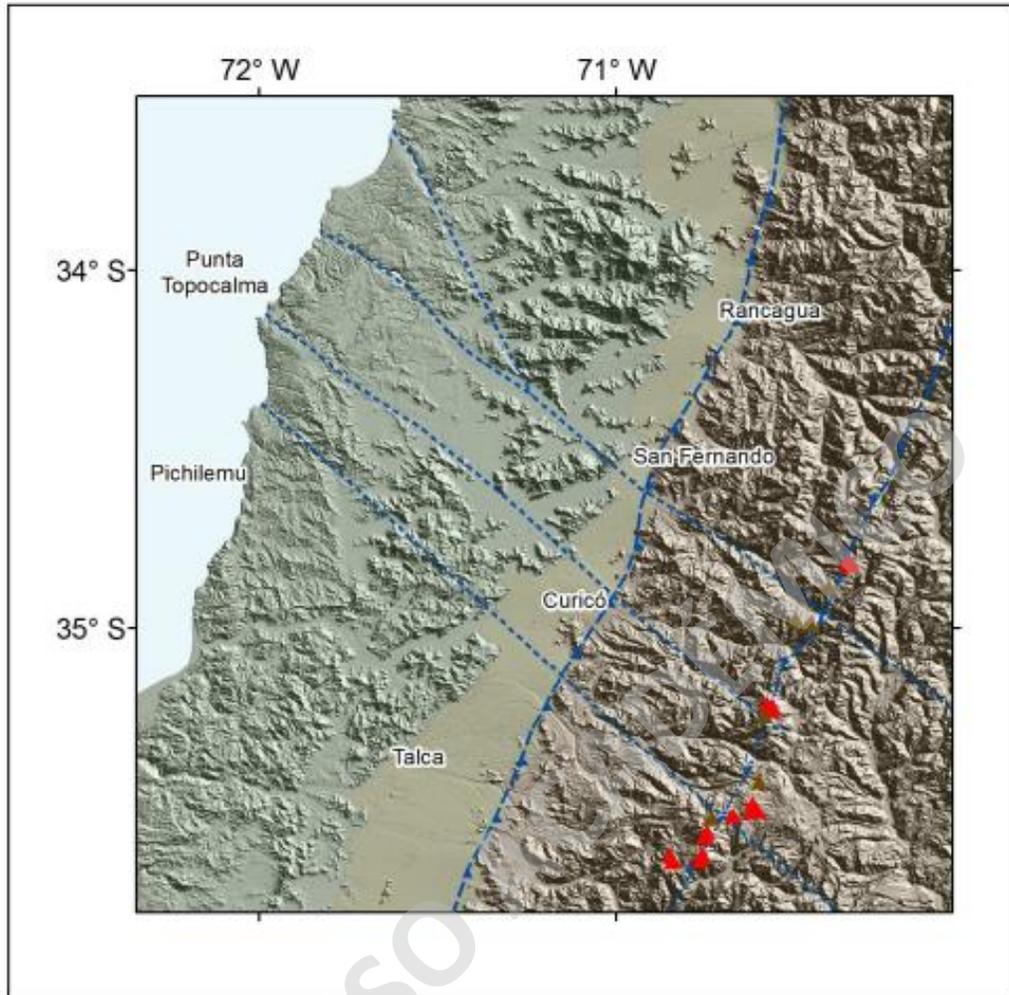
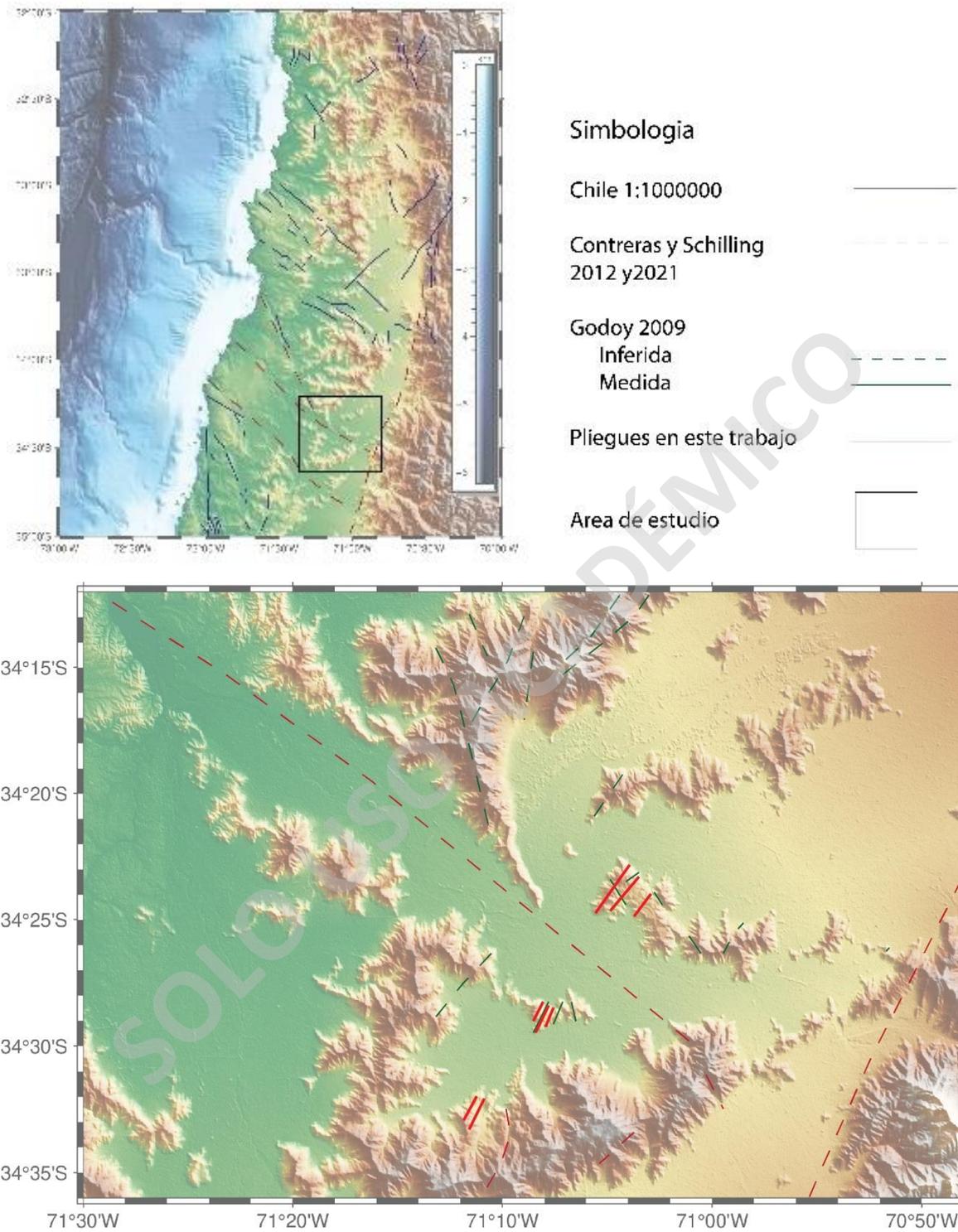


Figura 5. Macrolineamientos definidos por Contreras y Schilling (2012).

Tabla 1. Tabla cronoestratigráfica, ciclos tectónicos y eventos extensivos y compresivos en la zona (Charrier *et al.*, 2014).



CAPÍTULO III: METODOLOGÍA

3.1 Síntesis de la información y preparación del trabajo de campo

Esta etapa comenzó con una recopilación de información bibliográfica del área con el objetivo de tener un conocimiento cabal del estado del arte sobre las estructuras, unidades geológicas, entre otros. También se realizó un trabajo de pre-mapeo utilizando imágenes satelitales Landsat 7, modelos de elevación digital (DEM) Alos Palsar de 12.5 m de resolución y las cartas geológicas realizadas por Godoy *et al.* (2009) y Contreras y Schilling (2021), donde se considera la información obtenida de los trabajos tanto formales como informales.

3.2 Trabajo de campo

Esta etapa consistió de 18 días de terreno efectivo en el área de estudio. Durante los trabajos en terreno se identificaron unidades litológicas, se realizaron mediciones estructurales que incluyen orientaciones de fallas e indicadores cinemáticos, junto con trabajos de cartografía de la geología de la zona a una escala de 1:25.000. La toma de datos cinemáticos e indicadores de deformación frágil se realizó a partir de la medición de planos de falla, tomados de la siguiente manera:

1. Medición del *dip* y dirección del *dip* (D/DD) del plano a medir.
2. Medición del *rake* de la estría presente. Esta nos definirá la dirección de movimiento de los bloques (Petit, 1987; Tchalenko 1970).
3. Identificando los indicadores cinemáticos de deformación frágil dentro del plano, se define la dirección y sentido de los bloques (Doblas, 1997; Petit, 1987).

Esta metodología implica que los diferentes puntos de muestreo fueran compilados en una estación cinemática. Es relevante también catalogar la calidad del dato en vista que esto permite un mejor análisis de la deformación (Doblas, 1998). Estos datos deben poseer tanto información de dirección como de cinemática. Esta dirección está dada por el *rake* del estriamiento que posee la zona de cizalle (Petit, 1987; Tchalenko 1970), mientras que el sentido lo da la existencia de repeticiones de fracturas (Petit, 1987; Tchalenko 1970) o la presencia de algún indicador cinemático de deformación frágil (Doblas, 1997). En la zona de

estudio, los indicadores más comunes fueron fibras de crecimiento, sombras de presión y escalones.

3.3 Trabajo de gabinete

Se realizó una digitalización de la información cartográfica con el fin de generar un mapa geológico que represente las litologías y la información recopilada. Esta digitalización se realizó mediante el uso de software de información geográfica (SIG) llamado “ArcGis”.

3.4 Análisis cinemático

Utilizando el software “Faultkin” (Marrett y Allmendinger, 1990) y “Estereonet” (Allmendinger *et al.*, 2012), se pudo realizar y obtener la solución de los planos a partir de los distintos planos de fallas y los indicadores cinemáticos. Dependiendo del ángulo de *rake*, cinemática, orientación y calidad del dato de acuerdo a los criterios establecidos en el WSM (<https://www.world-stress-map.org/>) se definieron distintas familias de fracturas las que estarían asociadas a un evento de deformación específico. A partir de los ejes de presión-tensión y los campos de *strain* que representa a las distintas familias, se obtuvieron las direcciones de acortamiento y elongación.

Para definir estas familias se utilizaron 2 criterios principales:

1. El primero es el ángulo de buzamiento del estriamiento en el plano de falla. Para ángulos menores a 45° se consideró un movimiento relativo de los bloques de tipo sinistral-dextral de rumbo, mientras que los planos con ángulos mayores a 45° se definen con un movimiento normal o inverso dependiendo del caso.
2. El segundo criterio es el rumbo y manteo que presentan los planos de fallas que contienen los indicadores, con el fin de poder agruparlos considerando estas direcciones.

El conjunto de ambos criterios permitió definir familias de planos de falla que representan la cinemática de un proceso de deformación con datos de meso escala.

3.5 Sección estructural

La construcción de una sección geológica se realizó utilizando el método kink (Suppe, 1983; Figura 7). Este método permite interpolar la información obtenida en terreno para

generar un perfil representativo de la zona de estudio. Este método consiste en tomar una sección donde se tendrá en cuenta la topografía y la correlación del manto real con el aparente que se genera en la sección. Esto con la finalidad de poder proyectar dichos mantos dentro del perfil y generar rectas perpendiculares que conformen bisectrices entre ellas. Estas bisectrices delimitarán las áreas en donde predomina uno u otro manto de acuerdo con lo medido en superficie y entre estas se generan las bandas *kinks*.

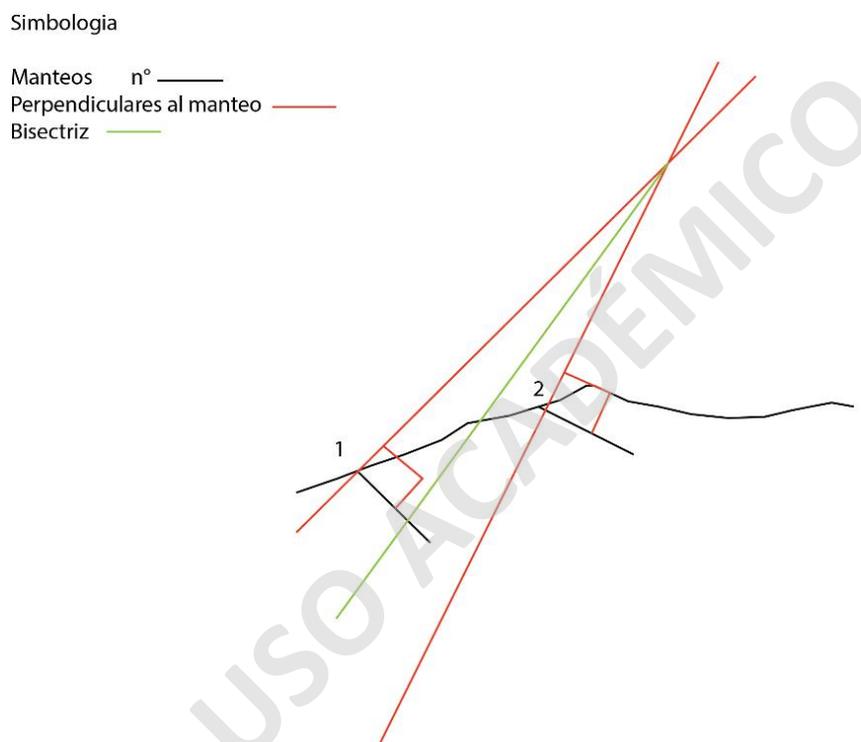


Figura 7. Esquema representativo del Método Kink.

3.6 Modelo hacia adelante (*forward*)

Los modelos *forward* fueron creados utilizando el módulo 2D Move-on-fault de modelamiento cinemático de dos dimensiones del software Move (Petex). Este es un algoritmo que se utiliza para el balanceo de secciones y restauración. Este se basa en principios cinemáticos que relacionan de manera directa la geometría de las fallas con los modelos. En este trabajo se aplicaron algoritmos específicos que pueden ser utilizados tanto para compresión como extensión. Estos corresponden a los algoritmos de cizalle simple (*simple shear*) y *trishear*.

El algoritmo de cizalle simple (*simple shear*) relaciona la geometría de la falla con las características de la deformación del bloque colgante. Este algoritmo se ha aplicado mayormente en regímenes tectónicos extensionales, donde anticlinales de *rollover* se forman en fallas no planares. A pesar de esto, este algoritmo puede ser usado para cuencas invertidas y crecimiento de fallas donde el espesor de los estratos puede variar. Este algoritmo usado por MOVE mantiene el área entre las capas, donde la deformación de la pared colgante se modela moviendo cada punto de la pared colgante con un movimiento paralelo a la falla y una misma distancia horizontal.

El algoritmo de *trishear* se encuentra basado en Erslev (1991). Este fue desarrollado para modelar estructuras geológicas por deformación entre capas dentro de una zona triangular de cizalle, la que nace desde el punto de propagación (*tip point*) de la falla. Este algoritmo fue desarrollado como una alternativa a los modelos de fallas relacionadas a pliegues donde las capas son deformados dentro de una serie de bandas *kink*. Estas bandas son zonas de plegamiento tabular que cortan la estratificación (Dewey, 1965; Hardy y Ford, 1997) y en su lugar predice las geometrías que tendrías las capas. Este algoritmo modela la deformación de manera heterogénea en la zona triangular, donde la magnitud del desplazamiento no es constante y varía. La base de la zona triangular sería un valor igual a cero mientras que en la zona más alejada sería el máximo valor. Además, la dirección de desplazamiento varía desde paralela al manteo de la falla en la parte superior a paralela al ángulo de la base de la zona triangular en la base de esta (Hardy y Ford, 1997; Figura 8).

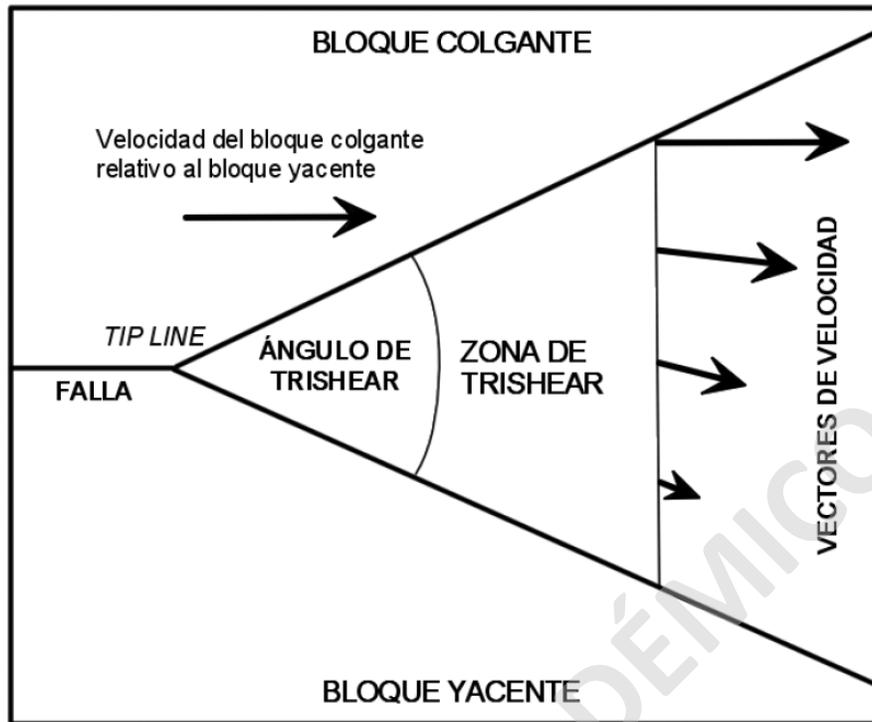


Figura 8. Modelo conceptual del algoritmo *trishear* descrita por Erslev (1991) y Hardy y Ford (1997). Modificada de Allmendinger (1998) (Tomado de Ojeda, 2019).

Dentro de este algoritmo, se deben conocer ciertos parámetros descritos por Allmendinger (1998). Los parámetros que influyen el modelamiento de las estructuras, así como la forma de los limbos, son el ángulo de la rampa, el ángulo de *trishear*, el desplazamiento y la relación propagación del *tip point* desplazamiento (P/S). Con valores bajos de P/S resultan limbos delanteros gruesos y pronunciados, además de un plegamiento apretado en la zona de *trishear*. Si P/S es mayor a 1, los limbos delanteros resultantes son de menor grosor y pronunciamiento, generando pliegues en el bloque colgante. Además, si P/S tiene un valor alto, las capas pasan menos tiempo en la zona de *trishear* a diferencia de un valor de P/S bajo y, por consecuencia, se obtiene una menor deformación con un pliegue más abierto. Se debe considerar que variar el ángulo de *trishear* influye en la forma del pliegue: si el ángulo es cerrado, la deformación es mayor en el área delgada y, por el contrario, si el ángulo es amplio, la deformación es menor haciendo que las capas se deformen menos. (Figura 9).

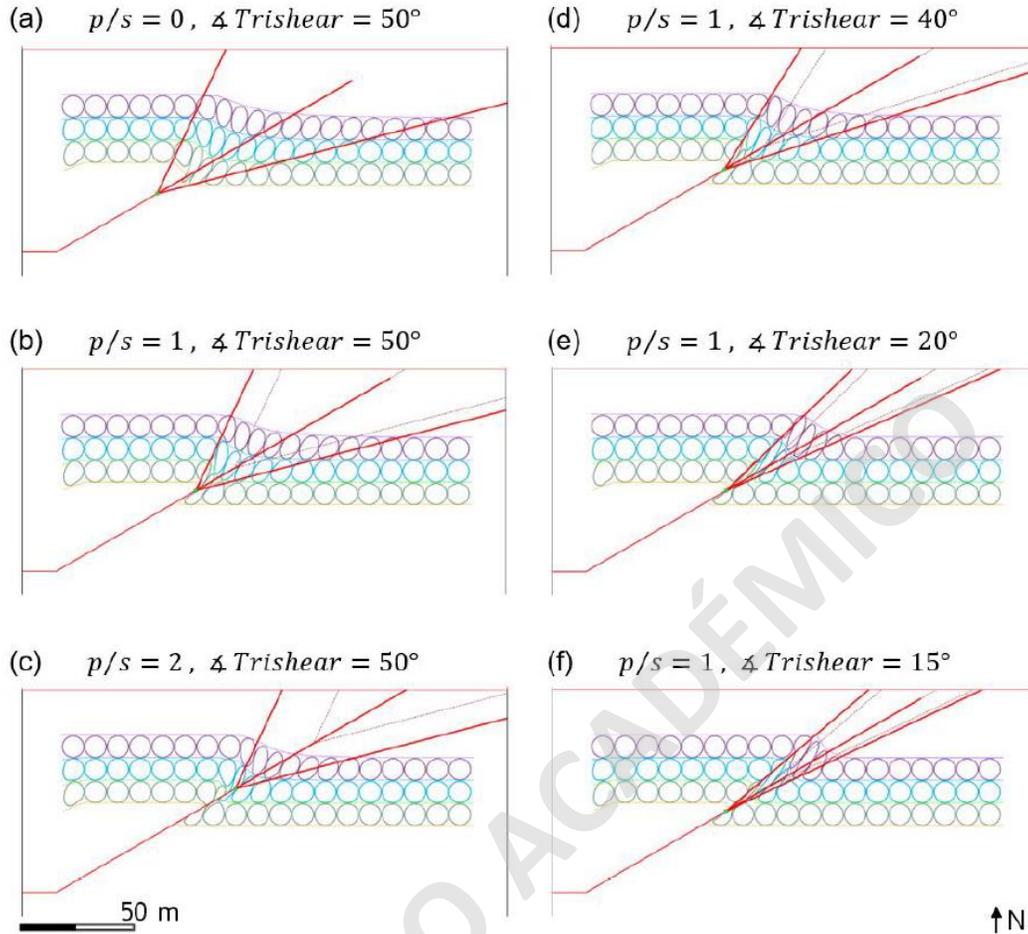


Figura 9. Ejemplos de diferentes configuraciones de los parámetros de tasa de P/S y ángulo de *trishear* para pliegues de propagación de falla modelados por *trishear*.

Cada parámetro puede ser descritos detalladamente de acuerdo con Riquelme (2015):

- Desplazamiento (D): se refiere al desplazamiento de la falla.
- Pasos (p): subdivisiones de igual desplazamiento. Permite analizar el desplazamiento de una falla por cada paso.
- *Trishear Angle* (TriAng): se refiere al ángulo de la zona triangular, puede variar entre los 0 y 179°.
- *Trishear Angle Offset* (β): indicador de la desviación de la bisectriz de la zona triangular con respecto al desplazamiento de la falla. Varía entre 0 y 1. El *trishear*

angle offset define los ángulos δ_1 y δ_2 , cuando $\beta = 1$, $\delta_2=0$; si $\beta = 0$, $\delta_1=0$; si $\beta = 0,5$, $\delta_1= \delta_2$.

- Razón *Propagation/Slip* (P/S): relación entre la propagación de la falla y el desplazamiento. El programa puede variar este parámetro entre 0, es decir, propagación de falla nula, y 99,99.
- Zonas de *Trishear*: número de subdivisiones de la zona triangular en las que se aplica deformación. A mayor número de zonas triangulares se obtiene una deformación más suavizada.
- Movimiento fuera de la zona de cizalle: el método ofrece modelar el desplazamiento de la falla fuera de la zona triangular con los métodos *fault parallel flow* y *simple shear*.
- Vector de cizalle (*Ang Shear*): modela el cizalle fuera de la zona triangular con los métodos *fault parallel flow* y *simple shear*, los que varían entre -90 y 90° .

CAPÍTULO IV: RESULTADOS

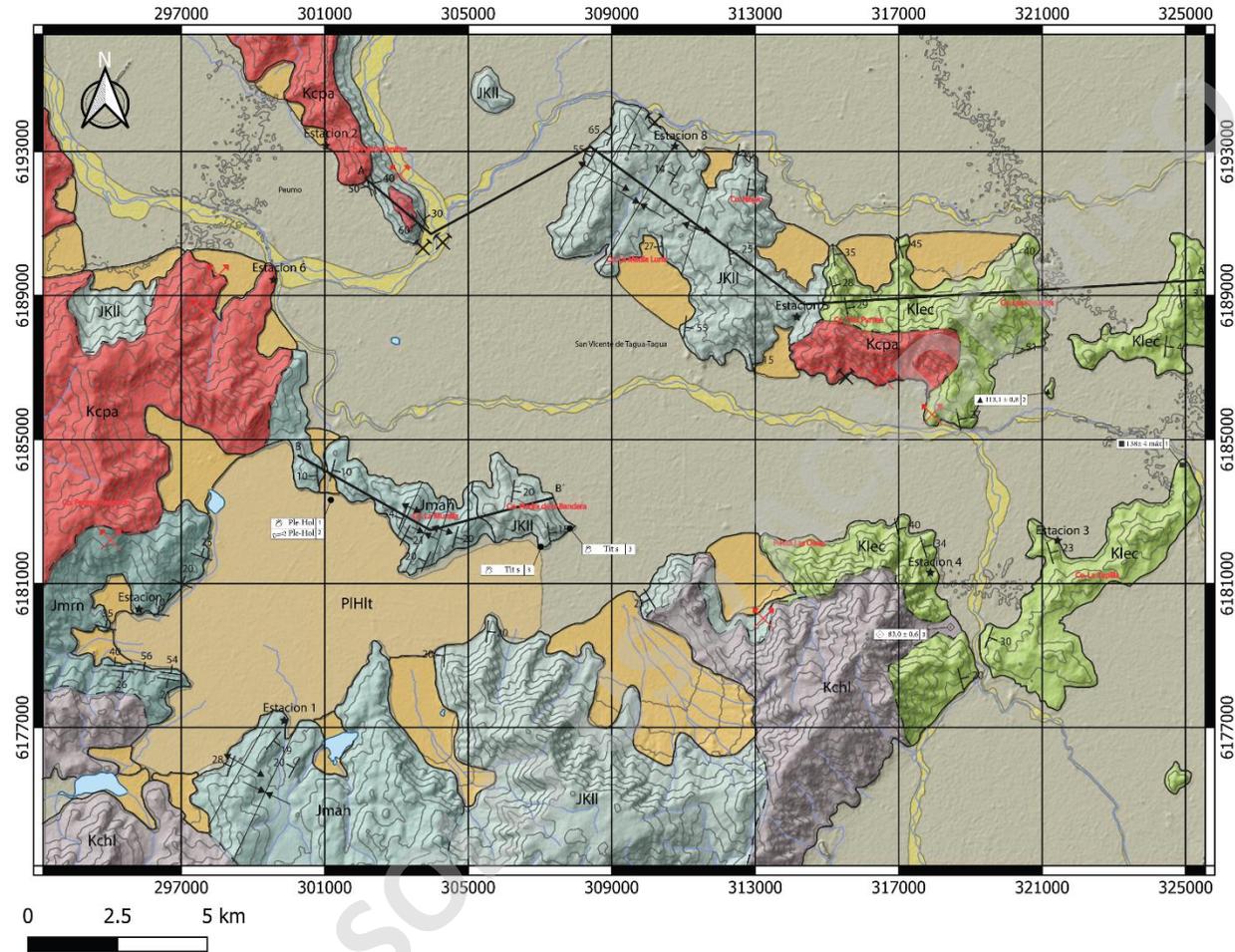
A continuación, se describen los resultados obtenidos mediante los datos levantados en terreno, la información recopilada de la bibliografía y los resultados obtenidos del modelo hacia adelante (*forward*).

4.1. Geología

La geología del área de SVTT se presenta en el mapa geológico desarrollado en este estudio a partir de observaciones de campo integradas con datos previamente publicados (Figura 10). Junto con la distribución de unidades y estructuras geológicas, se integran edades radiométricas y edades en base a caracterización de fósiles.

Las distribuciones de las distintas unidades presentan una tendencia de exposición caracterizadas por franjas NNE, siendo esta la distribución preferencial de las unidades en términos espaciales, con orientaciones similares para los pliegues observados en la zona. Además, se puede ver la disposición de los afloramientos que siguen una tendencia NE hasta casi EO en la estratificación.

Mapa 1:25000 Zona de San Vicente de Tagua-Tagua



Simbología y Leyenda

- Redes viales
- Redes Hidrograficas
- Cuerpos de agua
- Curvas de Nivel

- Estratificadas**
- Depositos de fondo de valle
- Depositos Fluviales
- Plht ■ Fm. Laguna Tagua Tagua
- Depositos aluviales antiguos
- Klec ■ Estratos Corcolen
- JKil ■ Fm. La Lajuela
- Jmah ■ Fm. Altos de Hualmapu
- Jmm ■ Fm. Rincon de Nuñez
- Cuerpos Intrusivos
- Kchl ■ Complejo Hipoabisal la leona
- Kcpa ■ Complejo Plutonico Alhué

- ↘ Pliegues Sinclinales
- ↗ Pliegues Anticlinales

Figura 10. Mapa geológico de la zona de estudio a escala 1:25.000. Elaborado a partir de datos obtenidos en este trabajo, Godoy *et al.* (2009) y Contreras y Schilling (2021).

4.2. Estratigrafía Local

Las litologías identificadas en el área varían de rocas sedimentarias a rocas ígneas. Estas litologías se encuentran asociadas a formaciones definidas fuera del área de estudio y una unidad definida dentro de esta. Esta última asociación ha sido establecida en dos instancias: primeramente, por los trabajos de Arbea (2021) y Pincheira (2021).

Partiendo de la unidad más antigua definida en el área, se tiene la Formación Rincón de Núñez (Hettangiano en localidad tipo), compuesta localmente por rocas sedimentarias compuestas por rocas siliciclásticas marinas como conglomerados, areniscas y lutitas y rocas volcanoclásticas continentales como tobas y lavas de composiciones intermedias. Localmente, estas presentan una disposición de rumbo E-O y un manteo hacia el NE en un contacto obliterado por una intrusión con Formación Altos de Hualmapu (Jurásico medio – Superior en localidad tipo). Esta última formación está caracterizada por rocas principalmente volcánicas que varían de tobas vítreas a cristalinas con lavas intercaladas y areniscas subordinadas. Sus rumbos tienen una disposición N-NE a N-S con manteos principalmente hacia el NE y SO en las zonas plegadas y un contacto de discordancia angular con la Formación La Lajuela (Titoniano). Esta se caracteriza por rocas continentales desde lavas andesíticas a areniscas líticas con alto contenido volcánico y orientaciones N-NE, siendo la formación con mayor cantidad de plegamientos, tanto los de baja frecuencia como los de alta frecuencia. Esta se encuentra en una discordancia angular de bajo grado con la unidad Estratos Corcolén definidos por Pincheira (2021) y Arbea (2021) en la zona de estudio. Su composición se caracteriza por rocas volcanoclásticas continentales que van de tobas cristalinas a líticas con un alto contenido de lavas andesíticas. Esta unidad presenta estratos de crecimiento en la zona más este del área de estudio. Esta unidad correspondería a rocas definidas como Formación Las Chilcas con dataciones en la zona de 113 Ma (Godoy *et al.*, 2009).

4.3. Estructuras mayores.

En la zona de estudio se identificaron distintas estructuras mayores o meso-escala (Figura 11). Estas serán revisadas en las secciones A-A' y B-B'.

SOLO USO ACADÉMICO

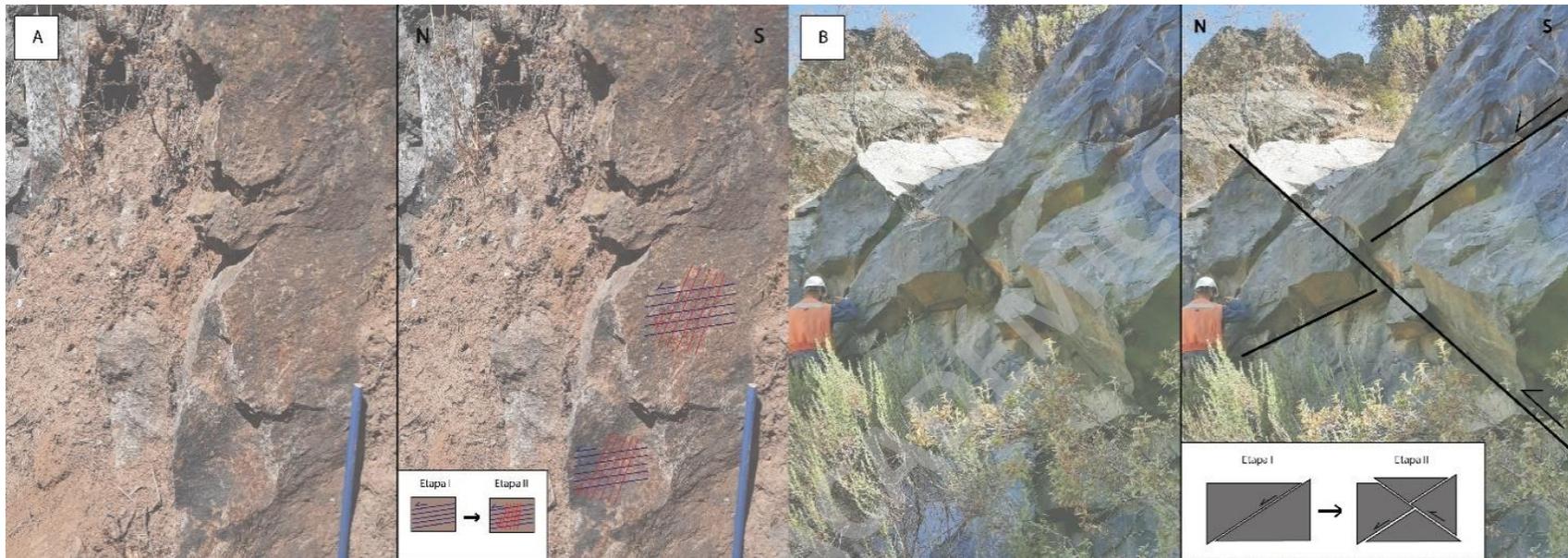


Figura 11. Estructuras de meso escala identificadas en la zona de estudio. A. Eventos superpuestos en estrías. B. Falla normal siendo cortada por falla inversa. C. Estratos de crecimiento extensionales D. Estructuras de arpón. E. Estratos de crecimiento compresivos.

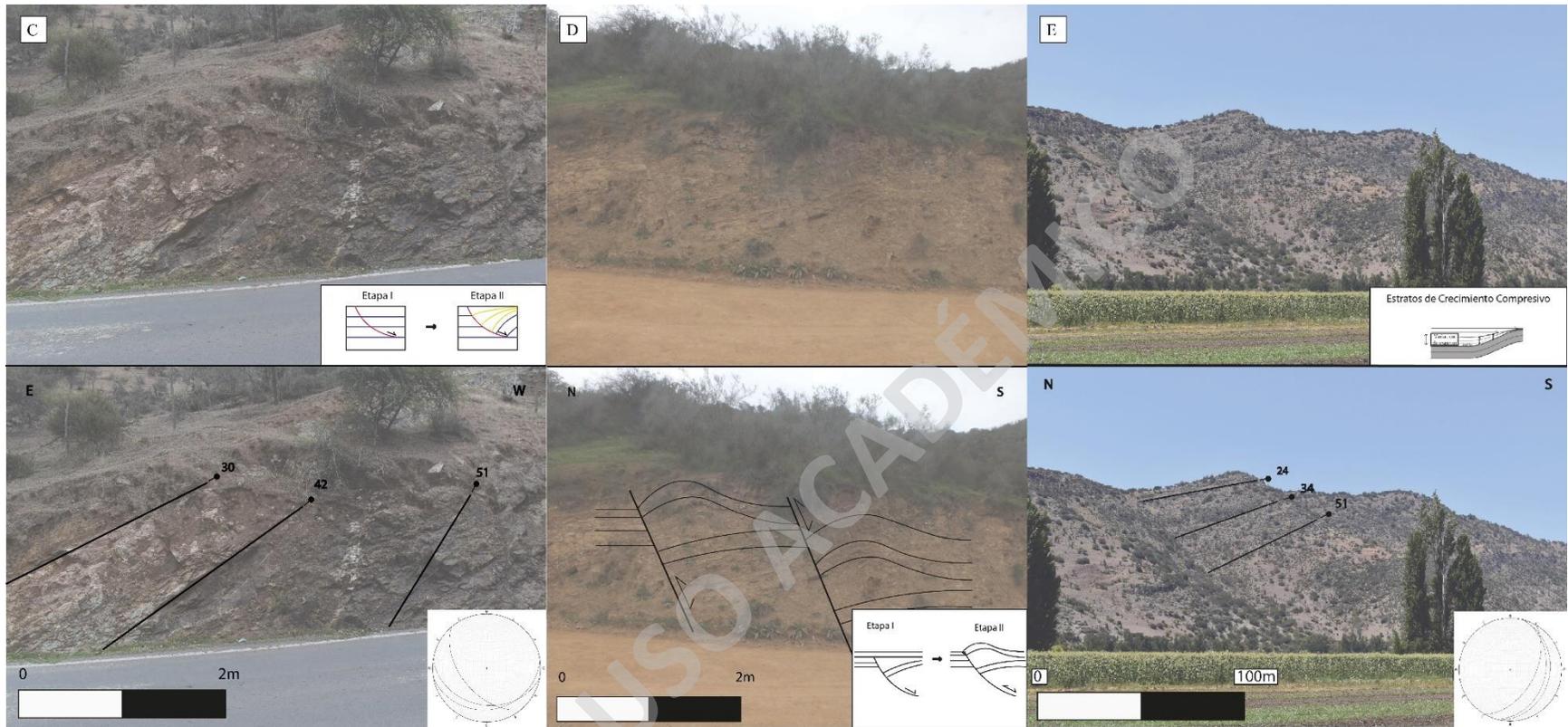


Figura 11. Continuación.

4.3.1. Estructuras principales en la zona norte: Sección A – A'

Esta traza fue realizada en la zona norte del área de estudio donde afloran rocas sedimentarias e ígneas asociadas a cuerpos intrusivos (Figura 12).

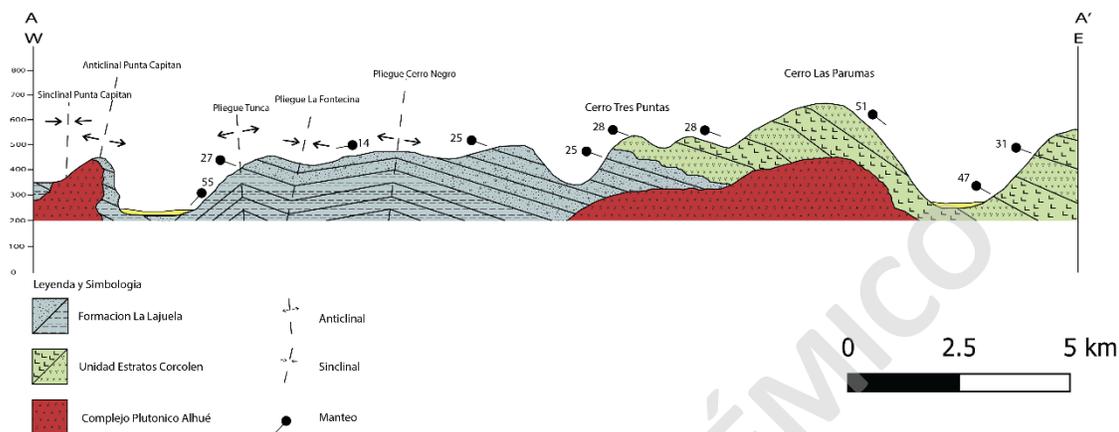


Figura 12. Perfil geológico de la traza A-A' de la zona de SVTT.

Dentro de esta traza se aprecian diversas estructuras. De E a O lo que se observa dentro de las unidades cretácicas definidas como Estratos Corcolén son estructuras de estratos de crecimiento (Figura 13). Estas estructuras son comúnmente interpretadas como indicadores de una posible arquitectura mayor de borde de cuenca con una discordancia angular de bajo ángulo con las rocas jurásicas, donde se genera el anticlinal de mayor amplitud “Pliegue Cerro Negro” ubicado en la zona norte del mapa en la traza A-A'. Se aprecia que este pliegue tiene una longitud de onda de alrededor de 5 Km con limbos similares: limbo trasero de 25° hacia el NE y limbo frontal de 14° hacia el NO, siendo el trasero levemente más pronunciado. Lo anterior resulta en un pliegue anticlinal con una amplitud de 400 m y una baja frecuencia. Por otra parte, el sinclinal “Pliegue La Fontecina”, con una longitud de onda de alrededor de 2,5 Km y amplitud 450 m, presenta un limbo trasero de una longitud de onda de 2 Km y el frontal de alrededor de 500 m. Ambos limbos conforman una amplitud de onda y frecuencia mayor que el anticlinal “Pliegue Cerro Negro”, con un limbo frontal pronunciado y un limbo trasero de menor ángulo: limbo trasero de 14° hacia el NO y limbo frontal de 27° hacia el SE. Este sinclinal continúa hacia el O con el anticlinal “Pliegue Tunca” con una longitud de onda de 1,25 Km y amplitud de 500 m

manteniendo la tendencia de una mayor amplitud y frecuencia que el pliegue anterior. Este anticlinal presenta limbos trasero y frontal más pronunciados que el sinclinal “Pliegue La Fontecina”: limbo trasero de 27° hacia el SE y limbo frontal de 55° hacia el NO. Los pliegues que continúan corresponden al par “Anticlinal-Sinclinal Cerro Capitán” donde la frecuencia es la mayor en la zona estando dispuestos ambos en menos de 500 m.

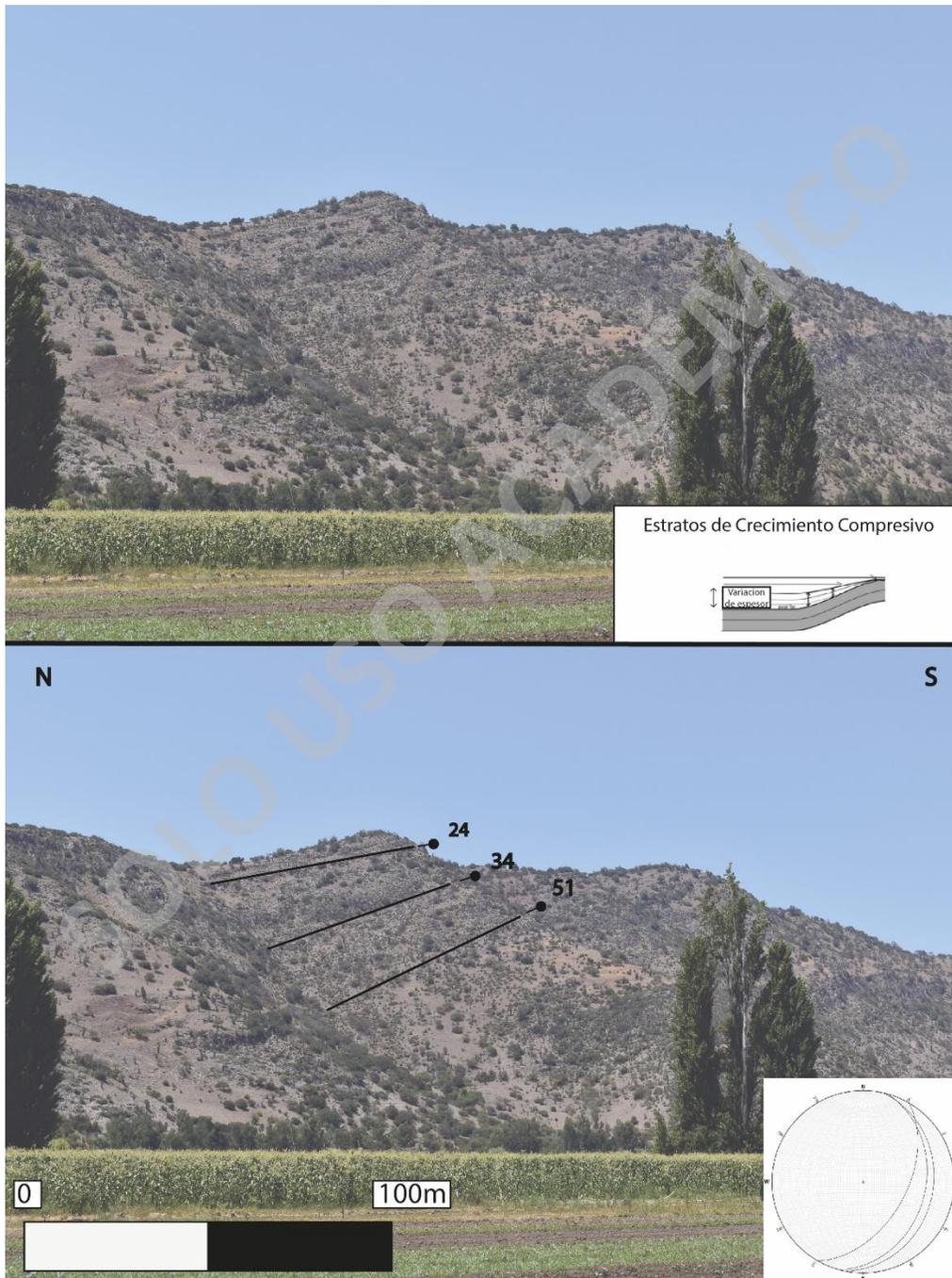


Figura 13. Estratos de crecimiento en Estratos Corcolén en la zona norte. Los datos medidos a lo ancho y largo del cerro que contiene la unidad, es posible representarlos de forma esquemática desde la distancia como se aprecia en la foto interpretada.

4.3.2. Estructuras principales de zona central: Sección B – B'

Traza realizada en la zona central del área de estudio donde se aprecian diversas estructuras de este a oeste, donde la deformación va variando tanto en amplitud como frecuencia en los diversos pliegues (Figura 14).

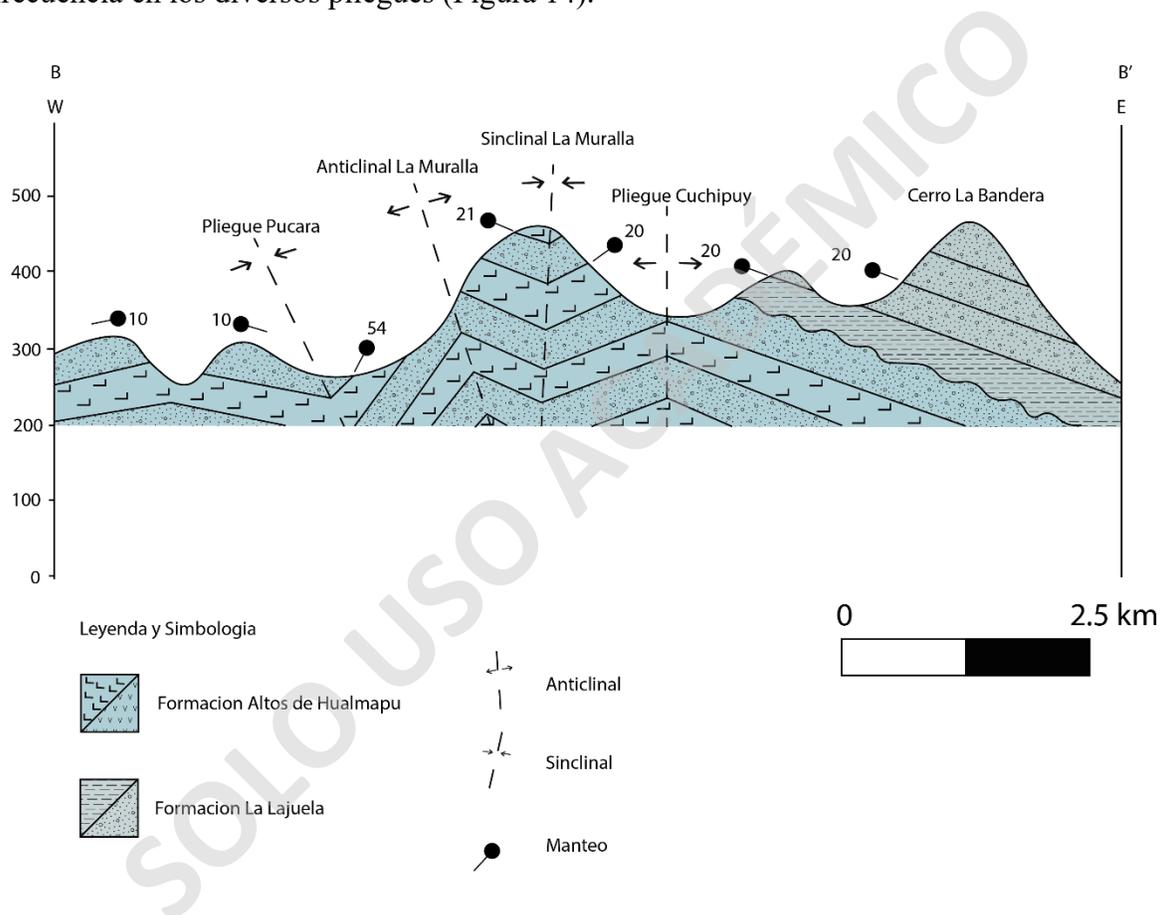


Figura 14. Perfil geológico de la traza B-B' de la zona de SVTT.

La primera estructura apreciable en la traza B-B' en dirección E a O que deforman las rocas jurásicas pertenecientes a la formación La Lajuela y la Formación Altos de Hualmapu (de E a O) corresponden al anticlinal “Pliegue Cuchipuy” (Figuras 14 y 15). Este posee una

longitud de onda de 1,25 Km siendo un pliegue simétrico con una amplitud de 350 m y frecuencia moderada: limbo trasero de 20° dirección SE y limbo frontal de 20° en dirección NO. Se encuentra colindante el “Sinclinal La Muralla” que posee una longitud de onda de 1 Km con un limbo frontal levemente más pronunciado que el trasero: limbo trasero de 20° con manteo NO y limbo frontal de 21° manteo SE, dando un pliegue simétrico con una frecuencia mayor al “Pliegue Cuchipuy” al igual que la amplitud siendo de 450 m. El pliegue “Anticlinal La Muralla” posee un limbo trasero acotado y un limbo frontal pronunciado, teniendo una longitud de onda de 1 Km lo que resulta en un pliegue similar a pliegues por propagación de falla. El “Anticlinal La Muralla” presenta frecuencia mayor y una amplitud similar al sinclinal homónimo: limbo trasero de 21° con un manteo SE y un limbo frontal de 54° en dirección NO). Luego se observa el “Pliegue Pucara” con una longitud de onda de 1 Km y amplitud de 300 m, teniendo así una frecuencia y amplitud similar al “Pliegue Cuchipuy”. El “Pliegue Pucara” tiene un limbo trasero pronunciado y un limbo frontal sub horizontal: limbo trasero de 54° en dirección NO y un limbo frontal de 10° en dirección SE), dando este por continuación de la posible estructura del pliegue anterior. Cuando se observa la distribución de las estructuras y la dimensión en terreno se aprecia la envergadura de estas (Figura 15).

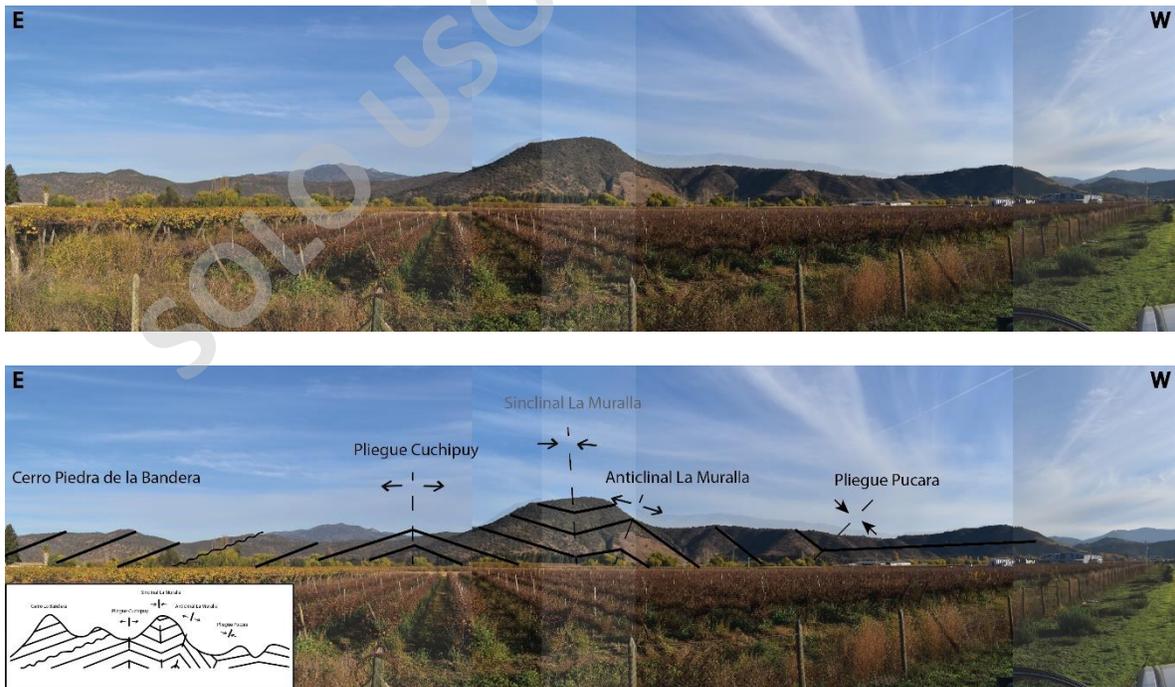


Figura 15. Pliegues de la traza B-B' foto-interpretados.

4.3.3. Integración de los sistemas estructurales norte y centro

Una correlación entre la orientación de las principales estructuras expuesta en la zona norte y central permite reconocer las variaciones geométricas a lo largo de rumbo (Figuras 11-16)

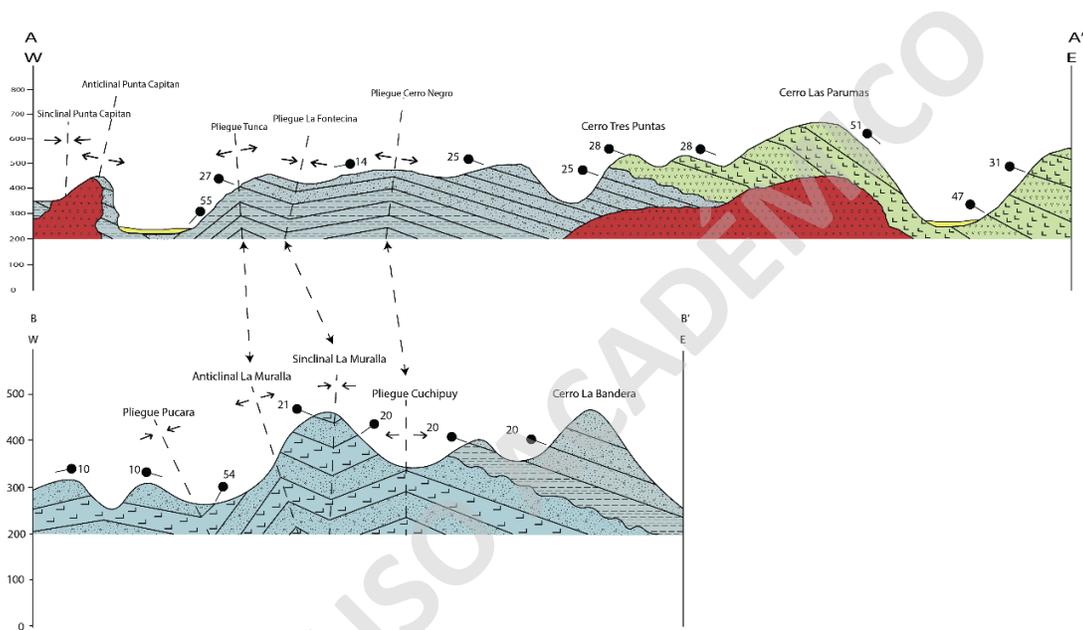


Figura 16. Correlación entre pliegues. De izquierda a derecha, la correlación entre las estructuras de la traza A-A' y B-B' corresponden a (1) “Pliegue Tunca” con “Anticlinal La Muralla”, (2) “Pliegue La Fontecina” con “Sinclinal La Muralla” y (3) “Pliegue Cerro Negro” con “Pliegue Cuchipuy”.

En la correlación existente de los pliegues (Figura 16) se observa cómo estos presentan una similitud con leves variaciones respecto a la vergencia. No obstante, esto no ocurre al analizar la frecuencia y la longitud de onda, donde los pliegues de la traza A-A' son de un mayor tamaño y menor frecuencia a diferencia de aquellos presentes en la traza B-B'. A diferencia de la traza A-A', la traza B-B' no presenta pliegues de alta frecuencia hacia el O. A diferencia de la traza A-A' que presenta hacia el O pliegues anticlinales y sinclinales en

menos de 200 m, la traza B-B' presenta un solo pliegue con alto ángulo (“Pliegue Pucara”) y, hacia el O de este pliegue, se observan rocas con una disposición sub-horizontal.

4.4. Indicadores de deformación frágil

Dentro de la zona se evidencian estructuras de meso escala relacionadas a eventos de inversión tectónica y/o que evidencia este cambio de regímenes: estriamientos cortados por otros, fallas siendo cortadas por fallas posteriores, estratos de crecimiento extensionales, arpones cercanos a zonas de contacto con rocas con discordancias angular (entre formación La Lajuela y Estratos Corcolén). Además, se observan estratos de crecimientos que indican una depositación sin-sedimentaria asociada a un cambio de régimen (Figuras 11, 17 y 18).

Los indicadores de deformación frágil permiten estudiar la deformación de manera cualitativa y cuantitativa (Gephart y Forsyth, 1984; Marret y Allmendinger, 1990; Yin, 1996). Estos se presentan en la roca fracturada como estructuras medibles que permiten identificar el movimiento relativo de los bloques adyacentes a los planos de falla.

Los resultados de los indicadores de deformación frágil fueron analizados mediante el software “*Faultkin*” (Allmendinger *et al.*, 2012). Se agruparon los datos con características cinemáticas similares (como dirección de los planos de falla, de estriamiento, etc.) en familias (ver detalles en Metodología). Sólo fueron consideradas aquellas familias que poseían una cantidad de datos mayores a dos. Además, se consideraron relevantes para el resumen de estaciones cinemáticas aquellas familias con una concentración de cuatro o más. Finalmente, los datos de baja calidad que no presentan coherencia con el promedio de las orientaciones de las elipses de *strain* que componen una familia cinemáticamente no fueron procesados.

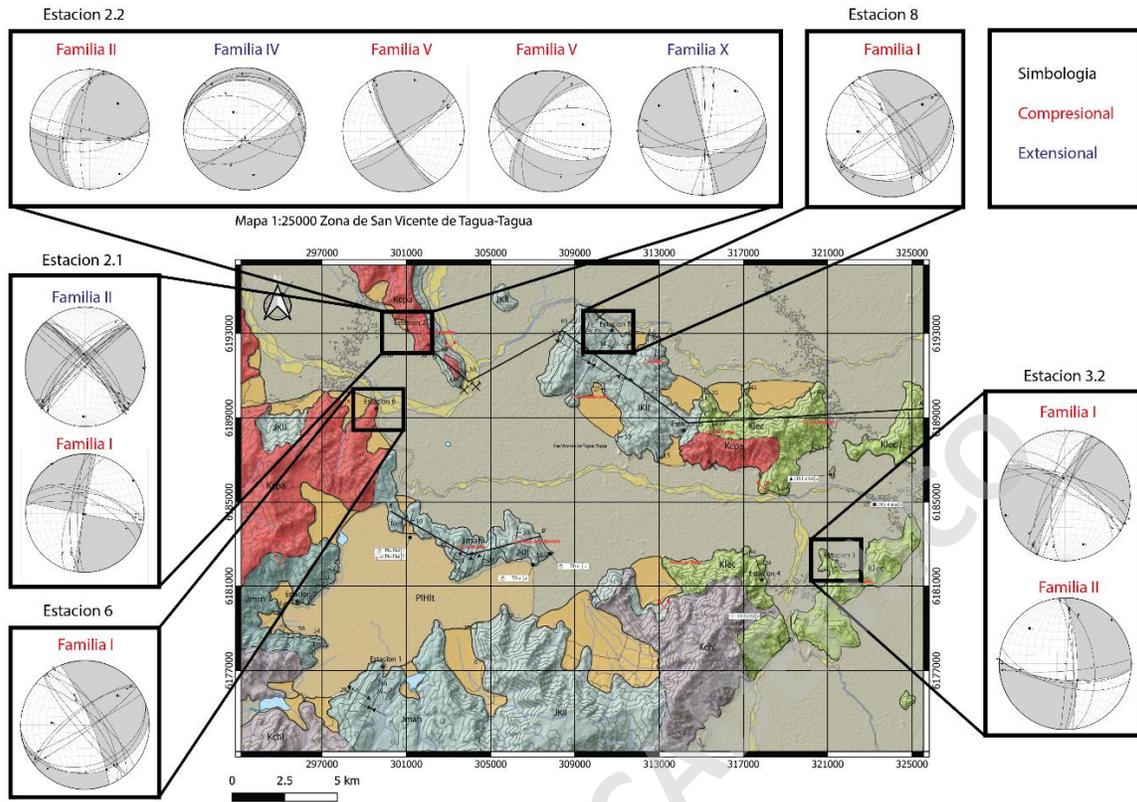


Figura 17. Resumen de elipses de *strain* en las distintas estaciones. Las separaciones de las soluciones de deformación están en familias según lo indicado en el capítulo de metodologías.

Mapa 1:25000 Zona de San Vicente de Tagua-Tagua

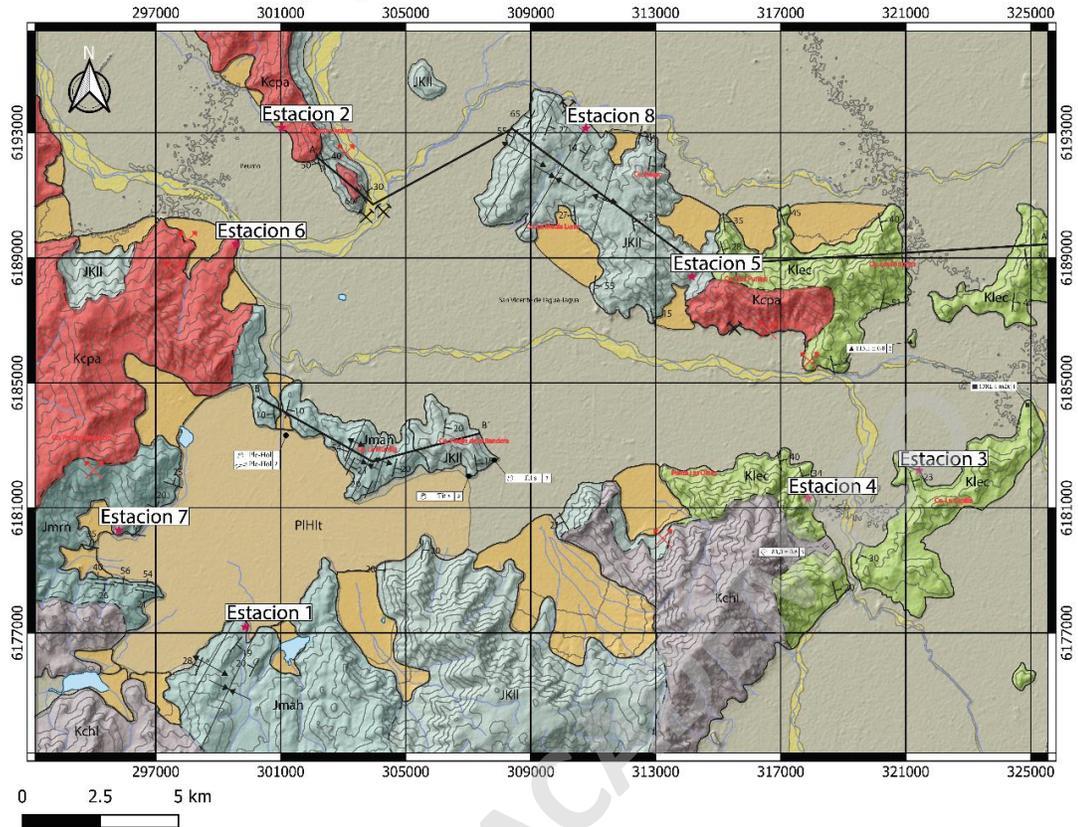
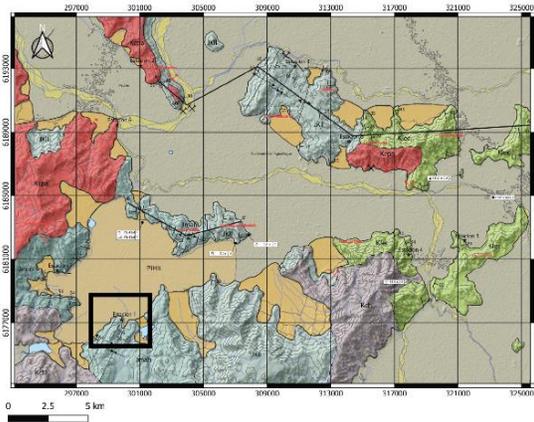


Figura 18. Mapa disposición de estaciones cinemáticas.

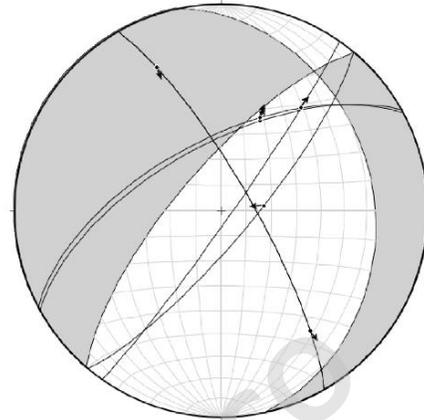
4.4.1. Estación Cinemática 1

Esta estación cinemática consta de 6 datos totales, Estos datos fueron tomados en rocas tobáceas ubicadas en la zona SO del área de estudio con datos de calidad entre Q3 y Q4 (Figura 19). En esta estación se aprecia que la familia que existe posee un carácter compresivo EO con componentes dextrales y normales con un total de dos datos (Tabla 2).

Mapa 1:25000 Zona de San Vicente de Tagua-Tagua



Estacion 1



Familia I

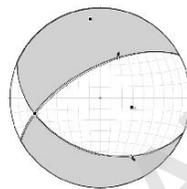
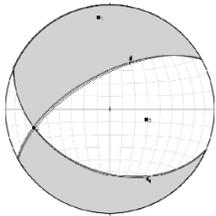
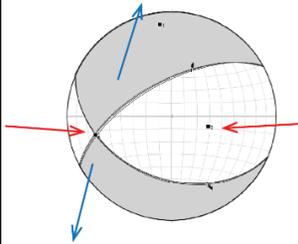


Figura 19. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 1.

Tabla 2. Resumen estación 1 de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	N° de datos	Elipsoides	N° de datos de Nor/Inv	N° de datos de Rumbo	Direccion de P-T
Fam I	2		1	1	

4.4.2. Estación Cinemática 2

Esta estación presenta un total de 58 datos, separados en 12 familias.

4.4.2.1. Estación Cinemática 2.1

Esta estación cuenta con 15 datos y 2 familias. Estos datos fueron tomados en rocas intrusivas del complejo Alhué que se encuentra en la zona NO del área de estudio (Figura 20). Los datos obtenidos poseen una calidad de datos que ronda entre Q3 y Q2.

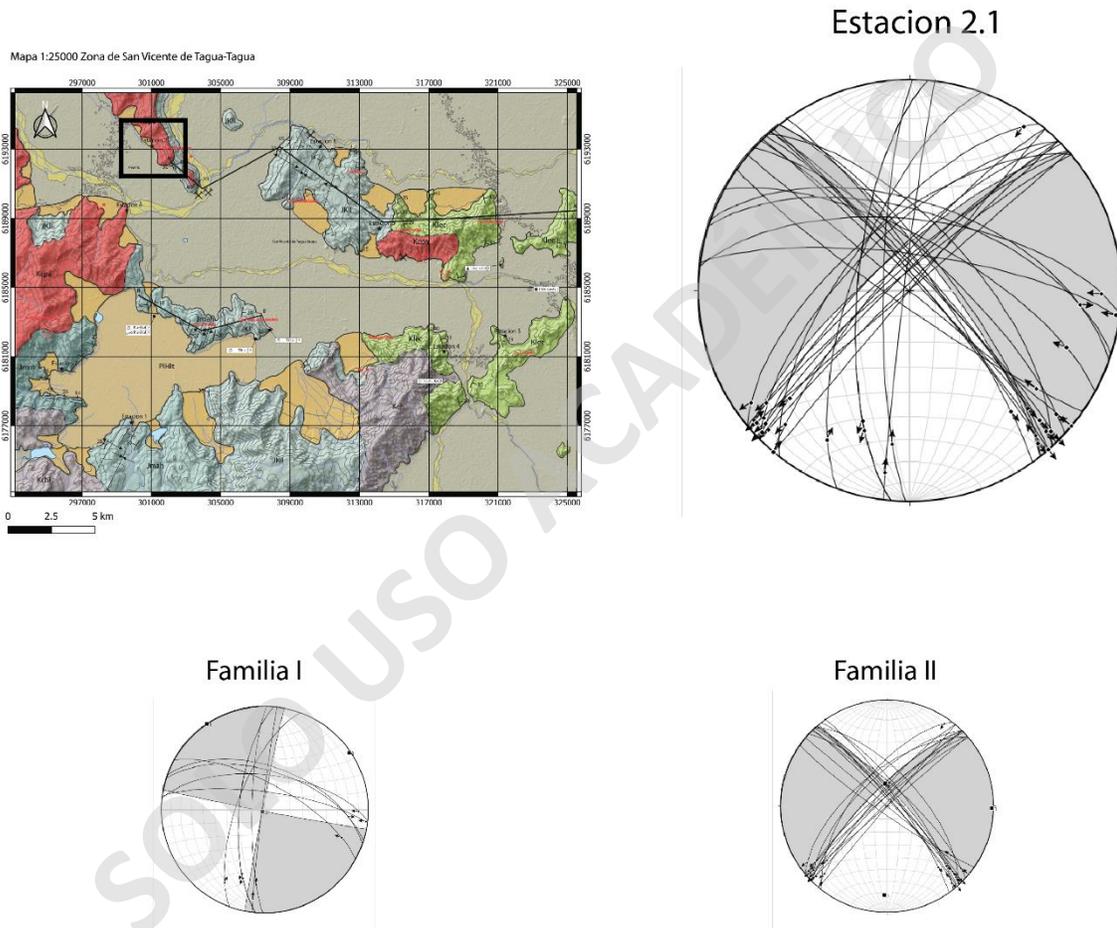
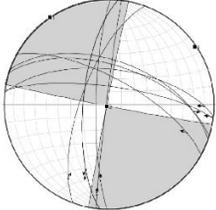
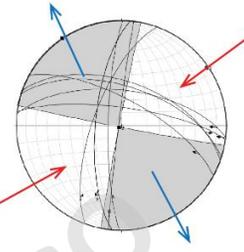
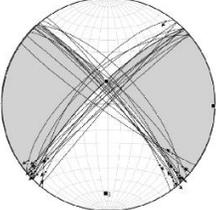
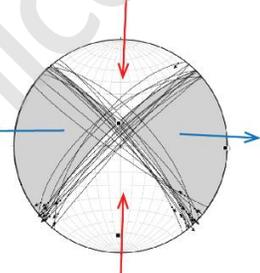


Figura 20. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 2.1.

La primera familia de esta estación consta de 5 datos con un carácter extensivo en la dirección NO-SE con componentes dextrales (Tabla 3). La segunda familia cuenta con 10 datos con un carácter extensivo en dirección EO y componentes sinestrales (Tabla 3).

Tabla 3. Resumen estación 2.1 de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	Nº de datos	Elipsoides	Nº de datos de Nor/Inv	Nº de datos de Rumbo	Dirección de P-T
Fam I	5		0	5	
Fam II	10		0	10	

4.4.2.2. Estación Cinemática 2.2

La estación 2.2 cuenta con 43 datos distribuidos en 10 familias. Estos datos fueron obtenidos en rocas pertenecientes a la Formación La Lajuela, también ubicada en la zona NO de la zona de estudio (Figura 21). Estos datos son de una calidad Q3 y Q2.

La primera familia consta de 3 datos con componentes sinestrales y un carácter extensivo en dirección NE-SO (Tabla 4). La segunda familia posee 4 datos con carácter dextral e inversa y con un carácter extensivo en la misma dirección de la familia anterior. La tercera familia consta de 3 datos y componentes dextrales y normales con un carácter extensivo en dirección NO-SE. La cuarta familia consta de 4 datos y componentes sinestrales y normales y con un carácter extensivo N-S. La quinta familia se compone de 5 datos con componentes normales y un componente compresivo EO. La sexta familia consta de 3 datos de carácter dextral y una componente extensiva en dirección NE-SO. La séptima familia consta de 4 datos con componentes sinestrales e inversa con un carácter compresivo E-O. La octava familia consta de 2 datos de carácter sinestrales y carácter compresivo E-O. La novena

familia consta de 2 datos, 1 de carácter siniestral y 1 de carácter inverso con un carácter compresivo E-O. La décima familia de esta estación consta de 4 datos con caracteres tanto siniestrales como normales y un carácter extensivo NO-SE.

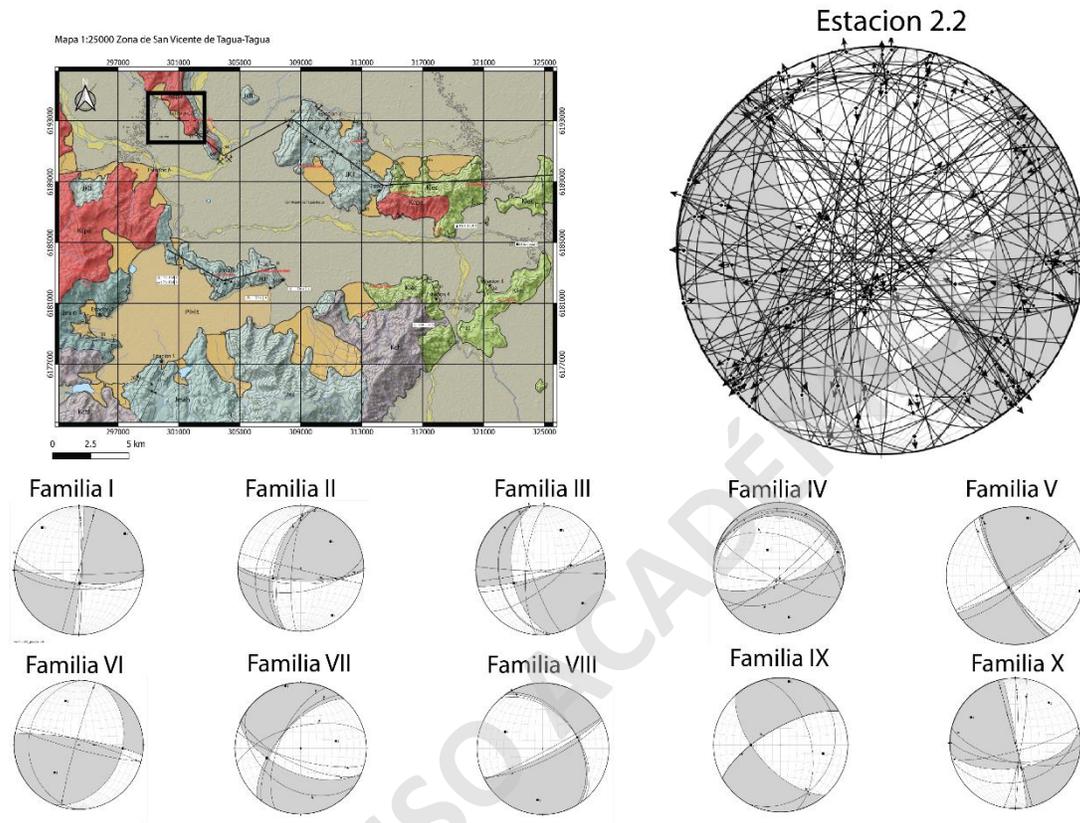
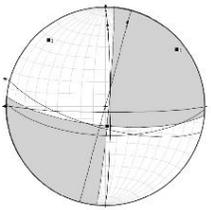
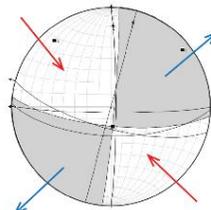
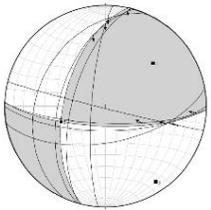
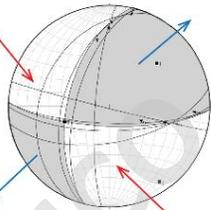
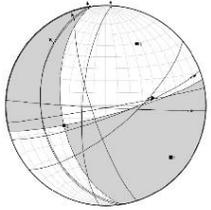
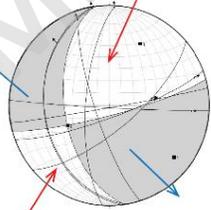
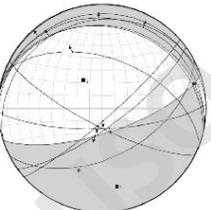
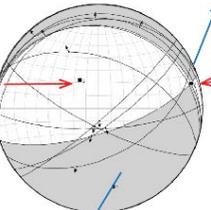
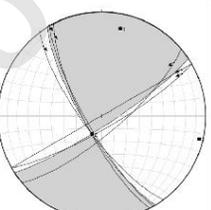
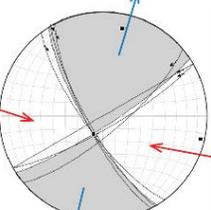


Figura 21. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 2.2.

Tabla 4. Resumen estación 2.2 de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias en la estación 2 desde la I a la V. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	Nº de datos	Elipsoides	Nº de datos de Nor/Inv	Nº de datos de Rumbo	Dirección de P-T
Fam I	3		0	3	
Fam II	4		2	2	
Fam III	3		1	2	
Fam IV	4		2	2	
Fam V	5		5	0	

4.4.3. Estación Cinemática 3

Esta estación está compuesta por 29 datos separados en 2 subestaciones distintas: una subestación en rocas del Cretácico y la otra en roca intrusiva.

4.4.3.1. Estación Cinemática 3.1

Esta estación está compuesta por 7 datos y 3 familias. Estos datos fueron tomados en rocas intrusivas graníticas en la zona SE del mapa (Figura 22). Estos datos varían en su calidad entre Q2 y Q1.

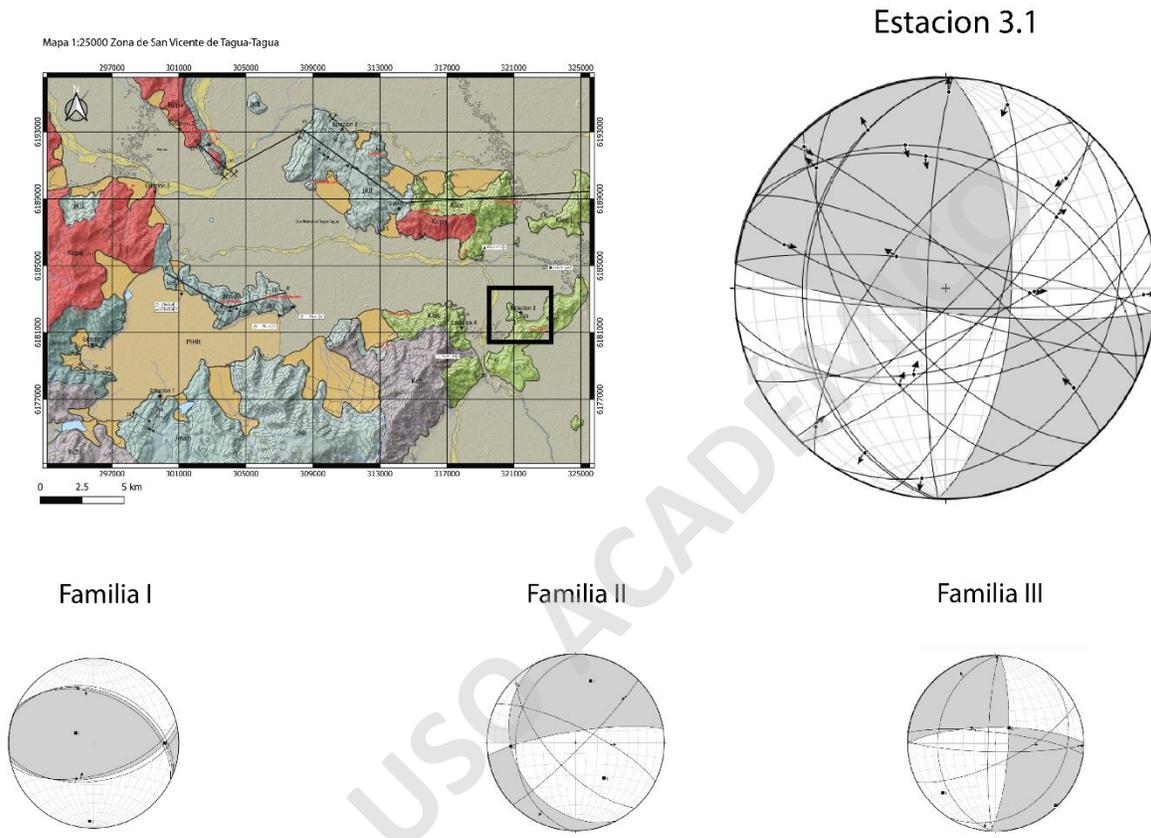
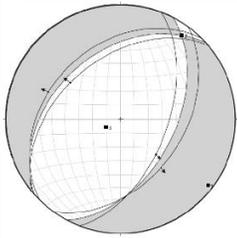
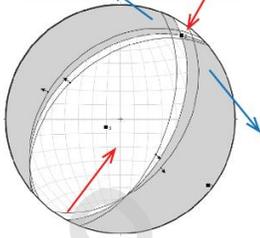
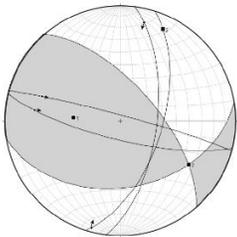
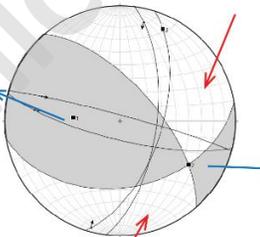
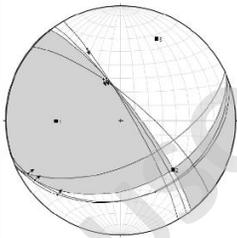
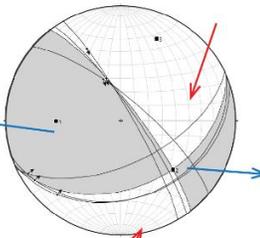


Figura 22. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 3.1.

La primera familia de esta estación consta de 2 datos de carácter inverso con una componente extensiva en dirección EO. a segunda familia posee 2 datos de carácter dextral y un componente compresivo en la dirección NO-SE. La tercera familia consta de 3 datos, 2 normales y 1 siniestral y, al contrario de la segunda familia, consta de una componente extensiva en la dirección NO-SE.

Tabla 5. Resumen estación 3.1 de las direcciones de P y T en las distintas familias. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	N° de datos	Elipsoides	N° de datos de Nor/Inv	N° de datos de Rumbo	Dirección de P-T
Fam I	2		2	0	
Fam II	2		0	2	
Fam III	3		2	1	

4.4.3.2. Estación Cinemática 3.2

Esta estación está compuesta por 17 datos y 5 familias, siendo estos datos tomados en las rocas pertenecientes a la Unidad Estratos Corcolén ubicados en la zona SE del mapa. (Figura 23). Estos datos varían de calidad entre Q3 y Q2.

La primera familia consta de 6 datos de componentes dextrales y sinestrales, además de contar con un carácter extensivo en las direcciones NO-SE (Tabla 6). La segunda familia consta de 3 datos, todos de carácter siniestral y componente extensiva EO. La tercera familia

tiene 2 datos, ambos de carácter siniestral con carácter compresivo en dirección EO. La cuarta familia consta de 4 datos, todos de componentes sinestrales y un carácter extensivo en dirección NO-SE. La quinta familia presenta 2 datos, 1 de carácter dextral y 1 de carácter inverso con una componente extensiva en dirección EO.

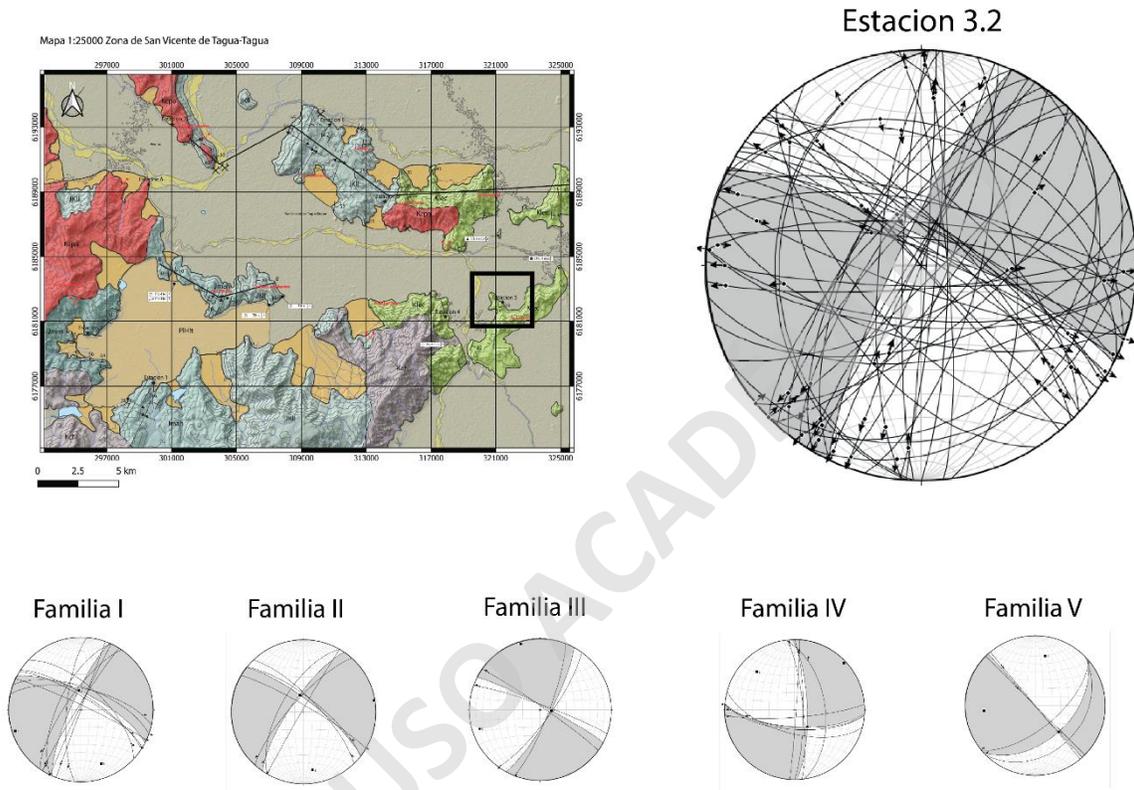
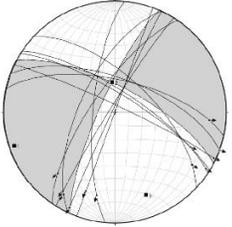
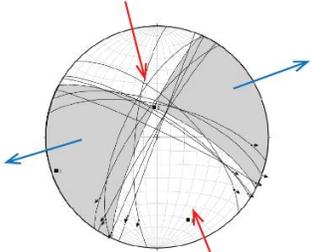
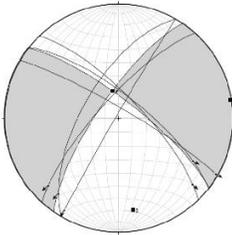
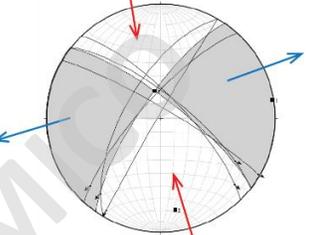
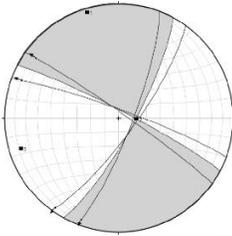
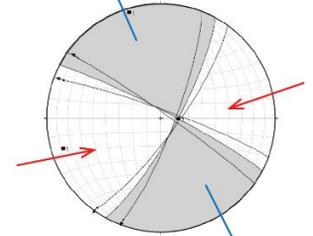
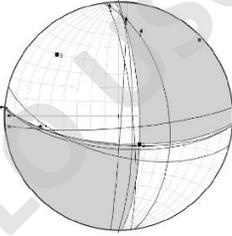
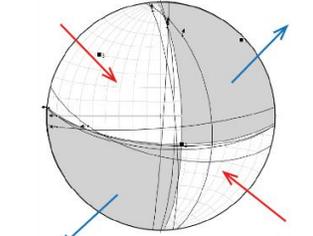
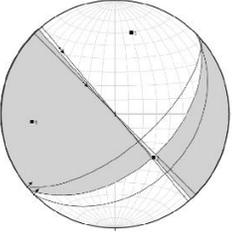
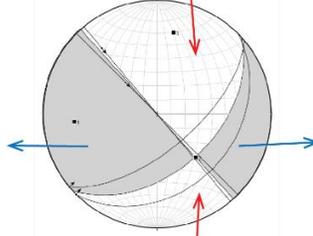


Figura 23. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 3.2.

Tabla 6. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 3.2. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	N° de datos	Elipsoides	N° de datos de Nor/Inv	N° de datos de Rumbo	Direccion de P-T
Fam I	6		0	6	
Fam II	3		0	3	
Fam III	2		0	2	
Fam IV	4		0	4	
Fam V	2		1	1	

4.4.4. Estación Cinemática 4

La cuarta estación consta de 10 datos y 3 familias con datos tomados rocas pertenecientes a la Unidad Estratos Corcolén ubicados en la zona SE del mapa y levemente más hacia el O que la tercera estación (Figura 24). Estos datos presentan calidad Q3 a Q2.

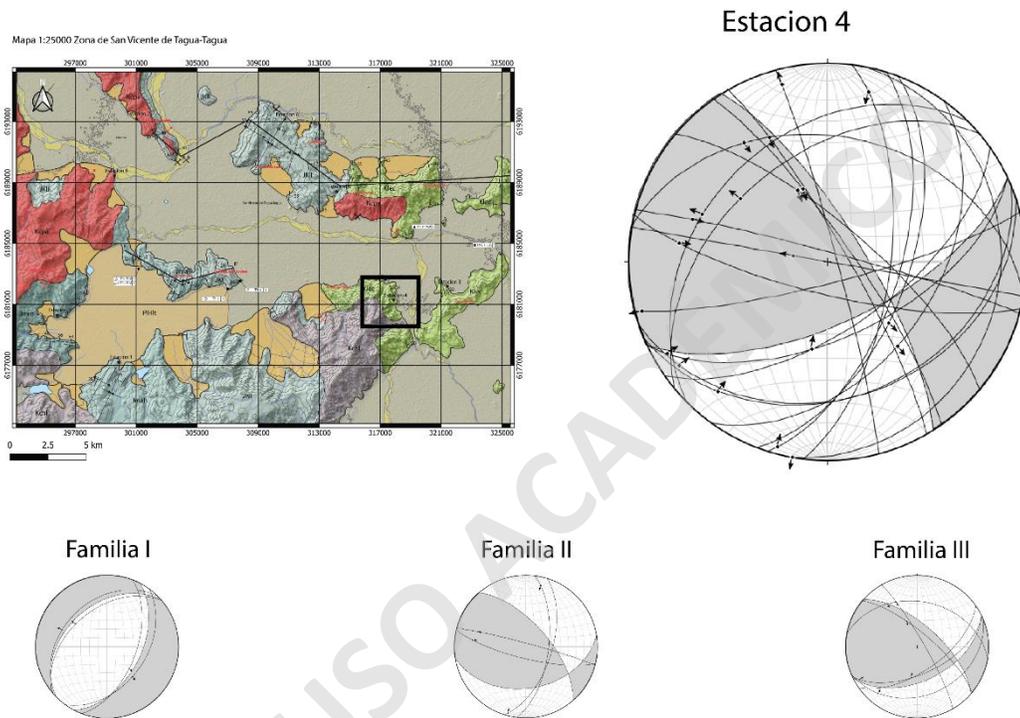
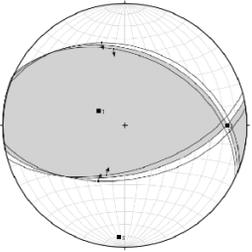
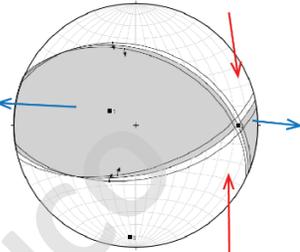
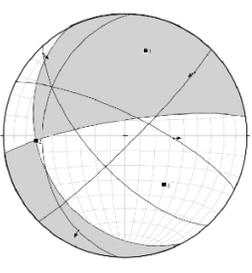
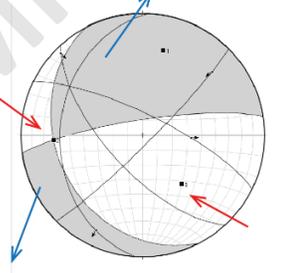
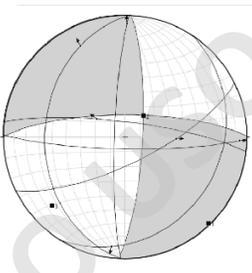
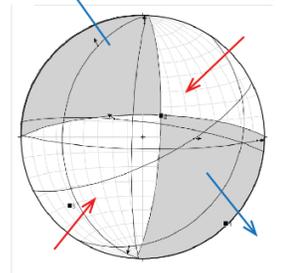


Figura 24. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 4.

La primera familia presenta 2 datos de componentes normales y componente extensiva en dirección NO-SE (Tabla 7). La segunda familia consta de 2 datos de carácter dextral y componente compresiva en dirección N-S. La tercera familia consta de 3 datos, 2 inversos y 1 siniestral, esta posee una componente extensiva en dirección EO.

Tabla 7. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias en la estación 4. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	Nº de datos	Elipsoides	Nº de datos de Nor/Inv	Nº de datos de Rumbo	Direccion de P-T
Fam I	2		2	0	
Fam II	2		0	2	
Fam III	3		2	1	

4.4.5. Estación Cinemática 5

La quinta estación cinemática consta de 10 datos y 3 familias al igual que la cuarta estación. Estos datos fueron tomados en rocas pertenecientes a la Formación La Lajuela ubicada en la zona centro norte del área de estudio (Figura 25). La calidad de datos varía entre Q3 y Q2.

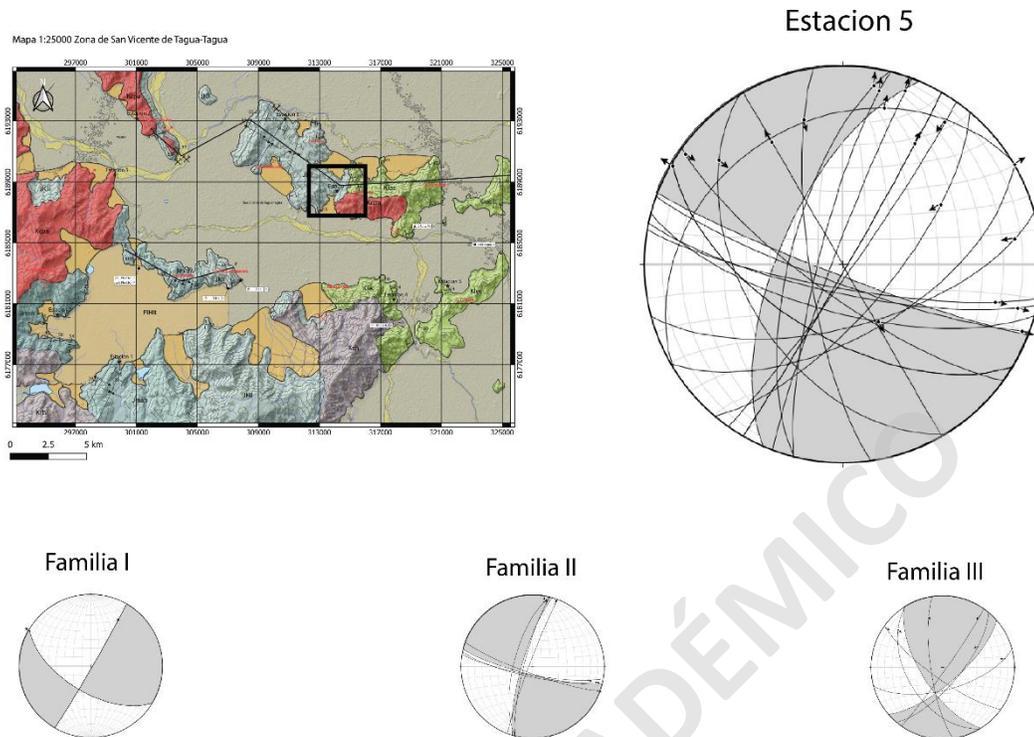
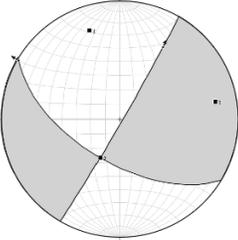
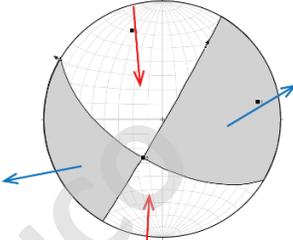
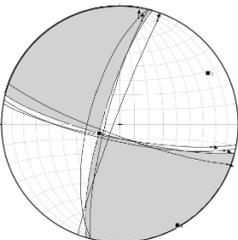
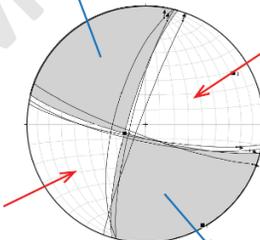
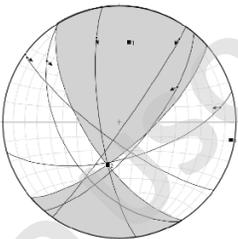
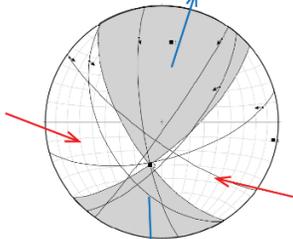


Figura 25. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 5.

La primera familia consta de 2 datos de carácter sinistral y componente extensiva NE-SO. La segunda familia tiene 3 datos, todos de carácter siniestral y componente compresiva en dirección NE-SO. La tercera familia también posee 3 datos de caracteres dextrales e inversa y una componente compresiva EO.

Tabla 8. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 5. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	Nº de datos	Elipsoides	Nº de datos de Nor/Inv	Nº de datos de Rumbo	Direccion de P-T
Fam I	2		0	2	
Fam II	3		0	3	
Fam III	3		1	2	

4.4.6. Estación Cinemática 6

La sexta estación consta de 16 datos y 4 familias tomados en roca intrusiva del Complejo Plutónico Alhué. Esta estación está ubicada en la zona oeste central del mapa y consta de datos que varían entre calidad Q3 a Q1 (Figura 26).

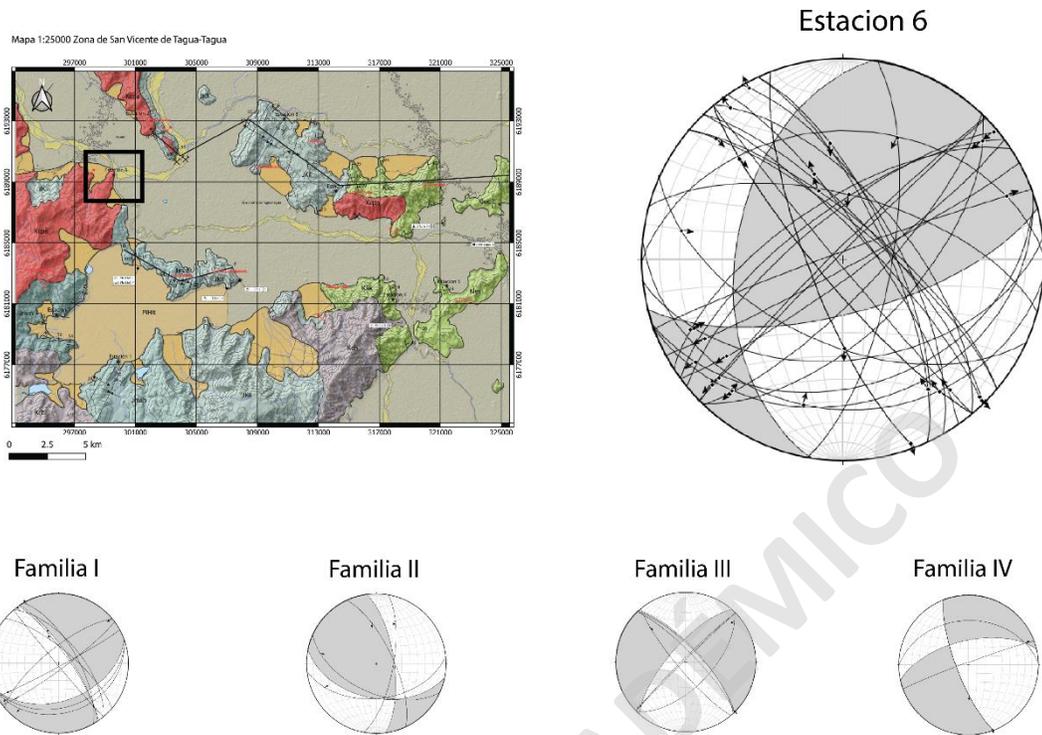
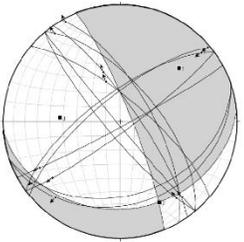
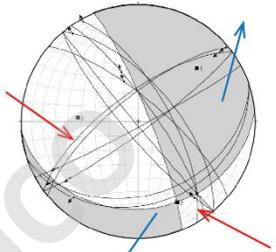
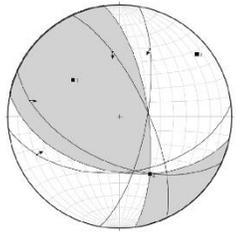
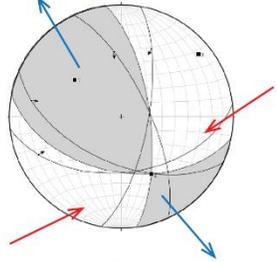
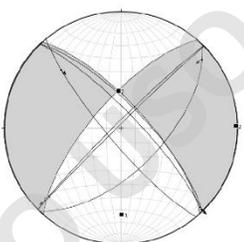
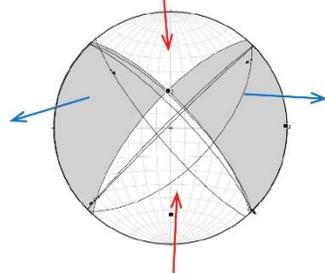
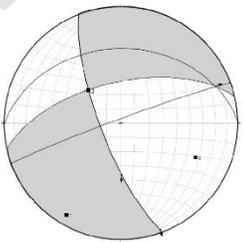
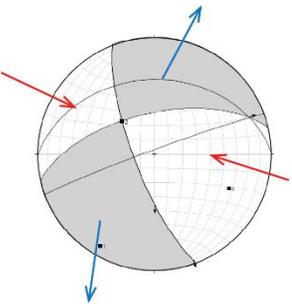


Figura 26. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 6.

La primera familia presenta 5 datos que varían entre normal, dextral y siniestral, con una componente compresiva NO-SE (Tabla 9). La segunda familia consta de 2 datos, 1 inverso y 1 dextral, este posee una componente compresiva NE-SO. La tercera familia consta de 3 datos, 1 siniestral y 2 dextrales, con un componente extensivo EO. La cuarta familia consta de 2 datos, 1 de carácter normal y 1 siniestral con una componente compresiva de dirección NO-SE.

Tabla 9. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 6. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	Nº de datos	Elipsoides	Nº de datos de Nor/Inv	Nº de datos de Rumbo	Direccion de P-T
Fam I	5		2	3	
Fam II	2		1	1	
Fam III	3		0	3	
Fam IV	2		1	1	

4.4.7. Estación Cinemática 7

Esta estación se encuentra ubicada en la zona SO del área de estudio en rocas de la Formación Rincón de Núñez. Esta estación cuenta con 10 datos y 4 familias con una calidad que fluctúa entre Q3 y Q1 (Figura 27).

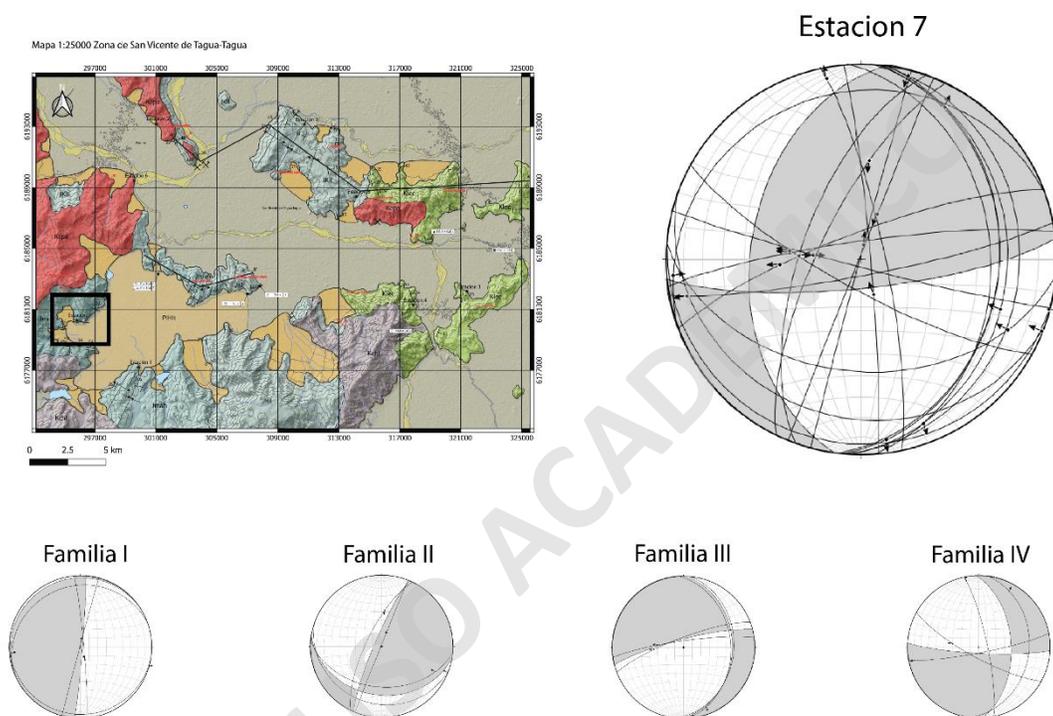
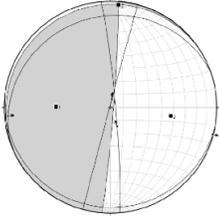
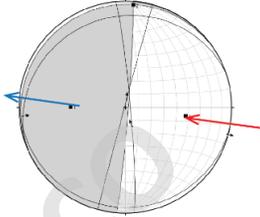
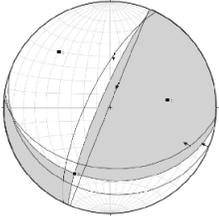
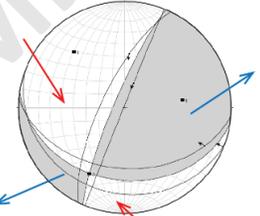
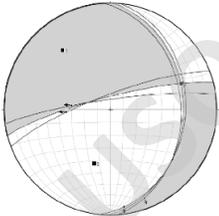
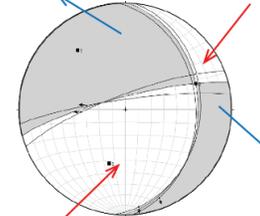
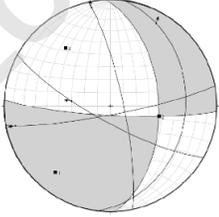
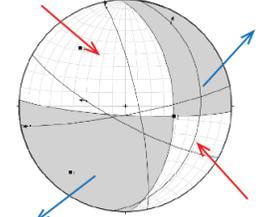


Figura 27. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 7.

La primera familia consta de 2 datos, ambos de carácter sinistral y componente extensivo EO (Tabla 10). La segunda familia consta de 2 datos de carácter dextral y una componente extensiva NE-SO. La tercera familia también posee 2 datos de carácter dextral, pero una componente extensiva NO-SE. La cuarta familia consta de 2 datos, ambos sinistral y con una componente extensiva en dirección NE-SO.

Tabla 10. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 7. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	Nº de datos	Elipsoides	Nº de datos de Nor/Inv	Nº de datos de Rumbo	Dirección de P-T
Fam I	2		0	2	
Fam II	2		0	2	
Fam III	2		0	2	
Fam IV	2		0	2	

4.4.8. Estación Cinemática 8

La octava estación se encuentra en la zona norte central, compuesta por 20 datos y 4 familias, siendo estos datos tomados en rocas pertenecientes a la Formación La Lajuela con una calidad que varía entre Q3 y Q2 (Figura 28).

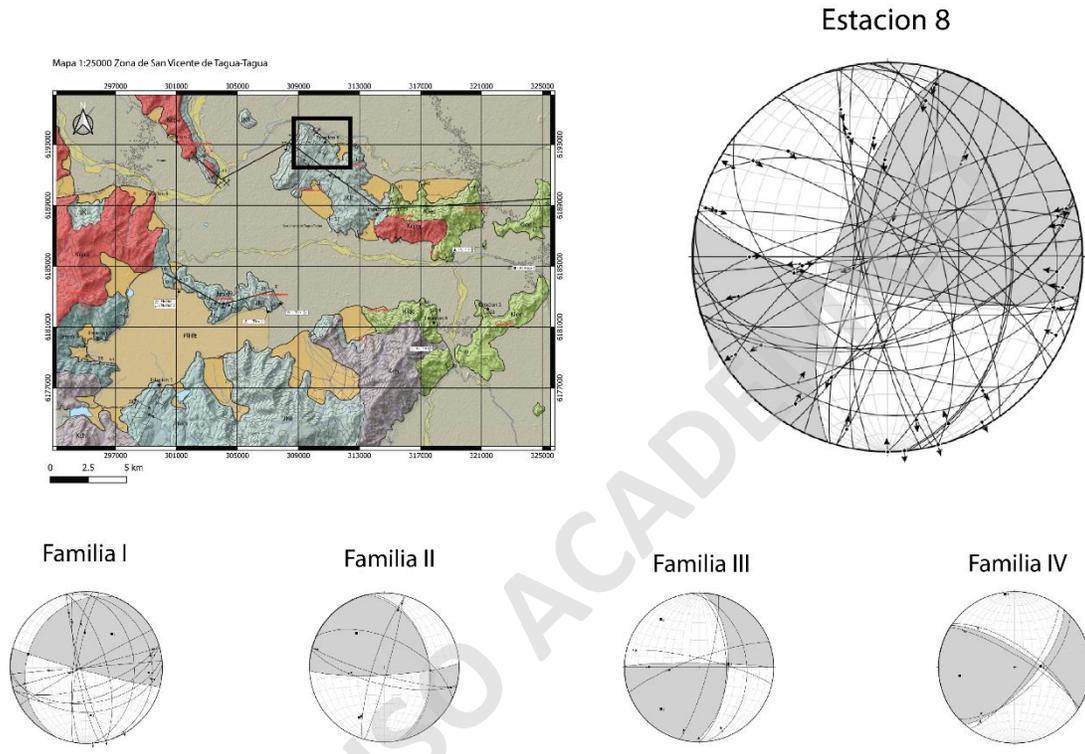
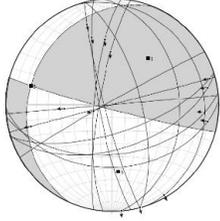
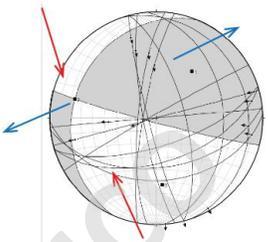
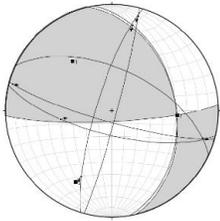
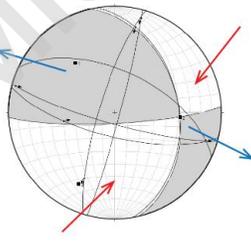
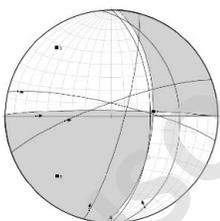
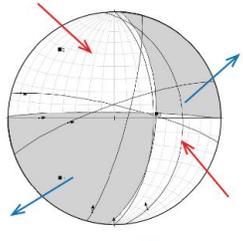
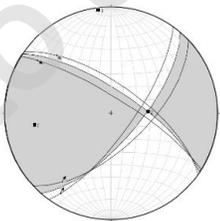
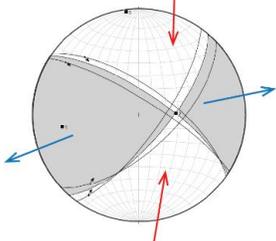


Figura 28. Elipses de *strain* pertenecientes a la estación 8.

La primera familia consta de 7 datos y tiene tendencias de rumbo tanto dextrales como siniestrales y normales e inversas, con una componente extensiva con dirección NE-SO (Tabla 11). La segunda familia consta de 3 datos, 2 dextrales y 1 siniestral con una componente extensiva NO-SE. La tercera familia consta de 3 datos, 2 de rumbo y 1 inverso con una componente compresiva NO-SE. La cuarta familia presenta 2 datos, ambos dextrales y una componente extensiva EO.

Tabla 11. Resumen de las direcciones de P y T además de las direcciones en las distintas familias de la estación 8. Flechas color rojo corresponden a tensores de presión y azules de tensión.

Familia	N° de datos	Elipsoides	N° de datos de Nor/Inv	N° de datos de Rumbo	Dirección de P-T
Fam I	7		2	5	
Fam II	3		0	3	
Fam III	3		1	2	
Fam IV	2		0	2	

4.4.9. Resúmenes de estaciones cinemáticas

Una vez realizado todo el análisis sobre las distintas familias y habiendo estipulado la cantidad necesaria para poseer peso dentro del análisis, se realiza un resumen con todas las familias que cumplen las distintas necesidades (Figura 29).

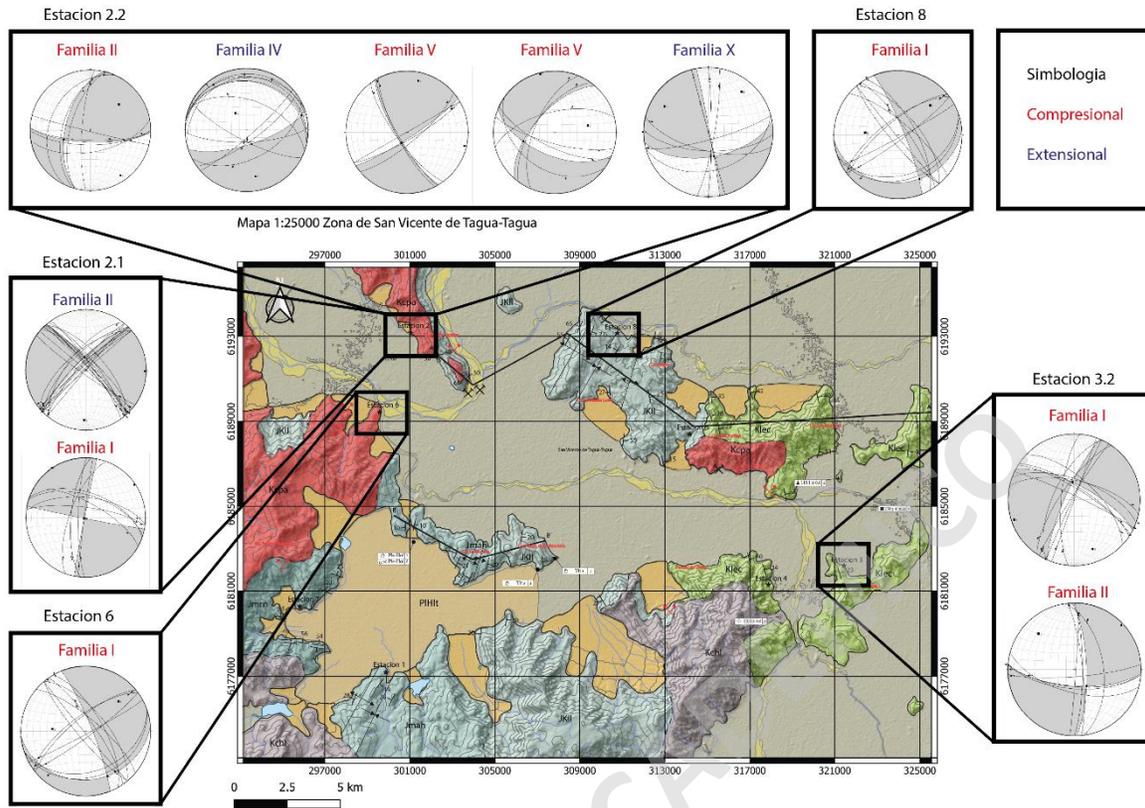


Figura 29. Resumen de las elipses de *strain*.

Quando se observan las distintas soluciones focales que cumplen los requisitos, se aprecian ciertas tendencias dentro de las distintas litologías. Por ejemplo, en rocas intrusivas no existe presencia de soluciones de *strain* que evidencien extensión asociada a depósitos de regímenes extensivos a diferencia de las estaciones en rocas sedimentarias. Sin embargo, en las rocas intrusivas solo existen presencias de soluciones compresivas y extensivas en una marcada tendencia NE-SO, donde las elipses de *strain* con presencia de extensión podrían estar asociados al emplazamiento. Este marcado comportamiento de la presencia de compresión en rocas intrusivas permite darles una temporalidad a los eventos compresivos debido a las dataciones existentes en estos cuerpos de roca (Godoy *et al.*, 2009). El hecho de que las rocas sedimentarias se encuentra intruidas por estos cuerpos permite sugerir que los sucesos de compresión fueron posteriores a la intrusión de estos cuerpos, ya que las elipses de *strain* que tienen carácter compresional se encuentran tanto en las rocas sedimentarias

como intrusivas. Finalmente, dentro de las soluciones de *strain* tenemos ciertas soluciones que carecen de relación con el resto de los datos.

4.5. Modelos realizados en MOVE

4.5.1. Estructura profunda

Las estructuras que generan el relieve en superficie son esquivas y es difícil poder verlas como tal en superficie; solo es posible apreciar lo que generan. Por tanto, es necesario generar hipótesis y propuestas respecto a estas. A pesar de esto, las estructuras y las hipótesis surgen de ciertos supuestos a partir de lo observado en superficie.

En la zona de SVTT, en la traza A-A', cuando se genera el perfil mediante el método *Kink*, se puede observar en la zona de pliegues que estos tienen ciertas características que se relacionan con estructuras clásicas de tipo pliegue por propagación o pliegue por flexura de falla. De esta manera se genera la primera propuesta arquitectónica (Figura 30).

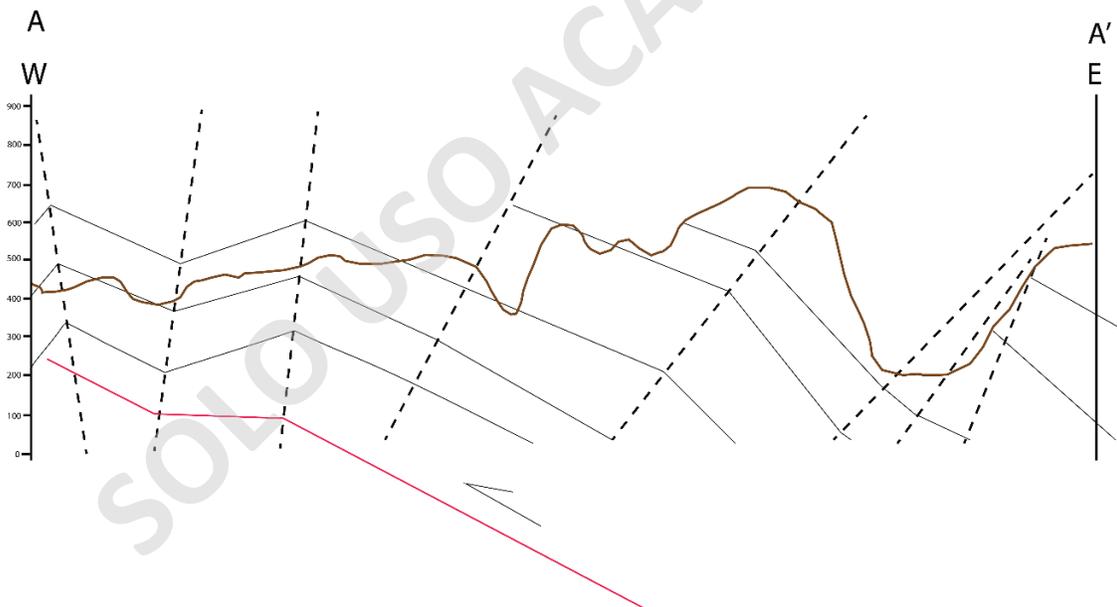


Figura 30. Perfil traza A-A' con aplicación de método *kink*. Primera arquitectura propuesta (línea roja).

Teniendo esta primera propuesta arquitectónica, se calcula la profundidad de la falla lístrica que genere estas estructuras mediante el método de *Inclined Simple Shear* (William.

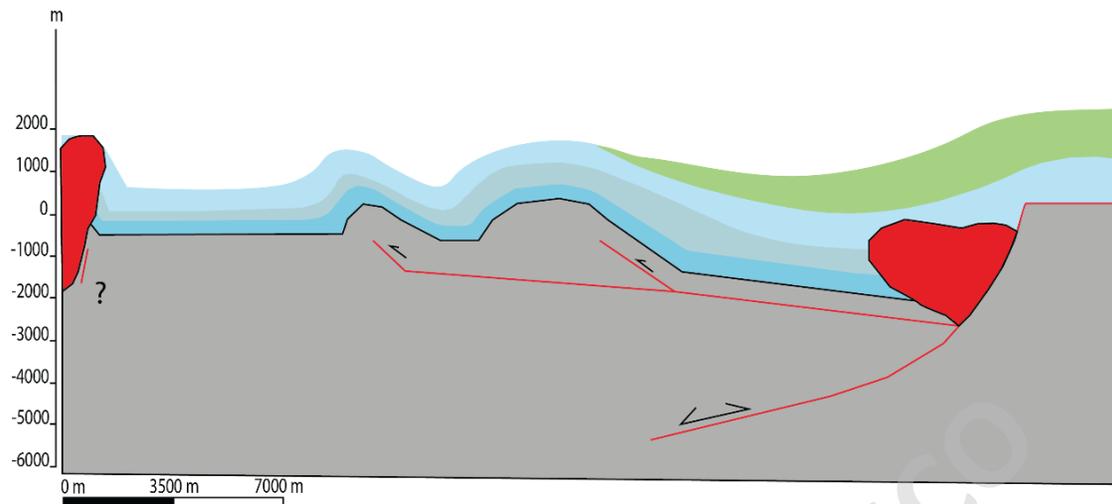


Figura 32. Perfil geológico de terreno y su interpretación usando método *kink*.

4.5.2. Modelamiento cinemático

Dentro de los modelos de MOVE, una de las formas de realizarlos es mediante modelos *forward*. Estos son modelos basados en datos de campo correspondiente a planos de estratificación, contactos litológicos, planos de falla y estratigrafía, con los que se busca llegar a la arquitectura o forma actual de la deformación a partir de un primer estadio no deformado. De esta forma se puede inferir la geometría de las fallas propuestas en profundidad, temporalidad de estas deformaciones, alzamiento asociado a estas y el acortamiento generado por estas estructuras.

Para estos modelamientos *forward*, en este trabajo se tuvo en cuenta la temporalidad de los estratos y la deformación presente en ellos. En estos modelos, los cambios de ángulos y la cantidad de movimiento que se realiza generan diversos resultados. Por tanto, en primera instancia se probaron modelos donde se determina el algoritmo, los valores de los parámetros que condicionan la deformación dentro de este y si la arquitectura propuesta puede generar lo observado en la actualidad mediante la aplicación del modelo *forward*. En primera instancia el algoritmo predominante es el de *trishear*, debido a que este algoritmo genera de mejor manera estructuras de pliegues y sus morfologías. Lo que resulta del modelo es una reconstrucción geométrica de las estructuras observables en superficie, junto con una

interpretación de las estructuras en profundidad que las explican. Posteriormente, se fueron probando las distintas variables, donde se puede observar el rol de estos factores en los acortamientos de los modelos (Tabla 12).

Tabla 12. Variables de entrada ingresadas junto a los acortamientos arrojados.

Modelos	Método Deformación	Ángulo Deformación	Propagación/Slip
I	<i>Trishear</i>	50°	0,5
II	<i>Trishear</i>	40°	0,6
III	<i>Trishear</i>	50°	1
IV	<i>Trishear</i>	10°	0,7
V	<i>Trishear</i>	50°	0,3
VI	<i>Trishear</i>	50°	1
VII	<i>Trishear</i>	30°	1

Una vez obtenidos los valores a utilizar, se tiene la arquitectura y la cantidad de movimiento necesario para generar esta deformación. Se generan 2 modelos, con temporalidad 0 correspondiente al Jurásico Inferior, y temporalidad 3 correspondiente a la arquitectura actual, uno donde se idealiza la arquitectura propuesta y otro donde se prioriza lograr generar la deformación que se observa actualmente en superficie (Figuras 33-34). Se refiere a modelo realista e idealizado a que, en el caso del modelo realista se busca generar de manera fidedigna la actual deformación expuesta en superficie, mientras en el modelo idealizado se genera la misma estructura, pero de una manera donde los plegamientos que se obtienen son cercanos a los clásicos observados en la literatura, dicho de otra forma, el modelo realista prioriza la geomorfología. mientras el idealizado prioriza la arquitectura y una leve inversión de la falla principal. En ambos modelos se puede apreciar que la arquitectura de las fallas es similar y los parámetros son iguales. Sin embargo, la cantidad de movimiento de las fallas en cada estadio genera una diferencia observable. Considerando que los ángulos de las fallas afectan el comportamiento y la cantidad de deformación que se puede apreciar en superficie y a pesar de la similitud de ambos modelos, se logra apreciar que estos factores condicionan lo observado.

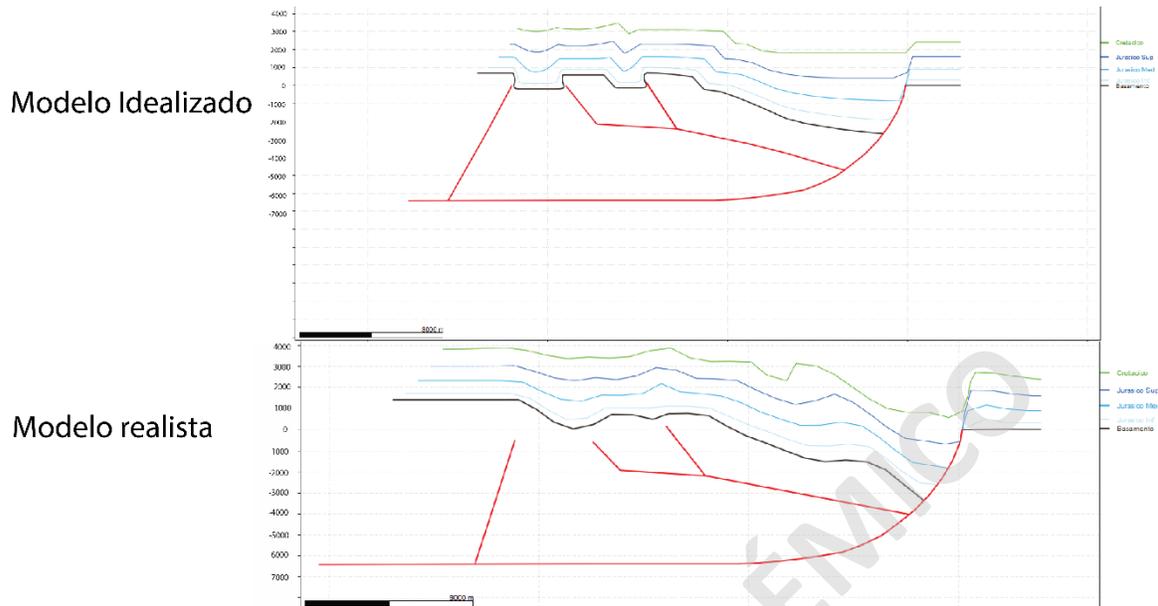


Figura 33. Modelo idealizado final vs realista final. El realista posee un acortamiento de 6,5 %, representando 1,8 Km; y el model idealizado posee un acortamiento de 9,7 %, representado 2,8 Km.

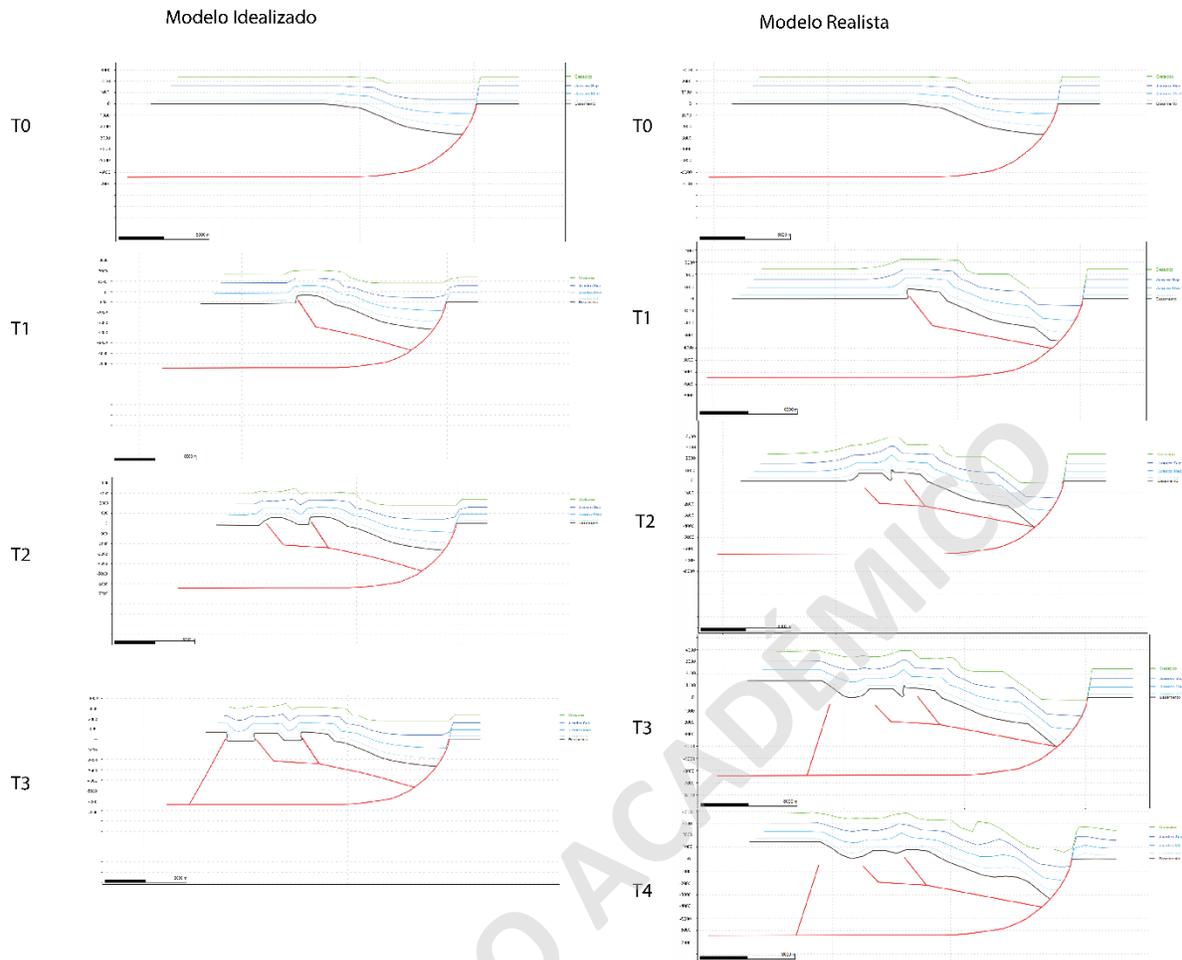


Figura 34. Comparación de las distintas etapas entre modelos.

CAPÍTULO V: DISCUSIONES

El entendimiento de la evolución de la deformación como mecanismo de construcción de cordilleras es posible de lograr mediante la propuesta de modelos geométricos y arquitecturas. Estos modelos buscan explicar tanto lo que se observa y lo que se desconoce del relieve y las estructuras, así como la relación entre las evidencias a microescala y los macro eventos generadores de estas estructuras. En este capítulo se abordarán profundamente estas temáticas y se discutirá en torno a las problemáticas planteadas en el capítulo de Introducción.

5.1. Arquitectura

Las diversas propuestas arquitectónicas a lo largo de los Andes varían tanto de E a O como de N a S (Giambiagi *et al.*, 2021 y referencias). La extensión y posterior compresión han modelado el paisaje del margen occidental de Sudamérica (p.ej., Charrier *et al.*, 2007; Herrera *et al.*, 2017; Jara *et al.*, 2014). No obstante, estos modelos tectónicos de gran escala no explican de forma directa lo que se observa en la zona de estudio. Por esto la recolección e interpretación de datos junto a la generación de modelos es imperante para avanzar en la comprensión de la problemática.

5.1.1. Arquitectura y cinemática propuesta

La arquitectura propuesta para la zona de estudio es una de inversión tectónica parcial moderada, la que se puede correlacionar con arquitecturas propuestas en la zona norte (Bascuñán *et al.*, 2016; Martínez *et al.*, 2018) y zona centro de Chile (Boyce *et al.*, 2020). Este tipo de arquitectura, así como la cinemática, se sostiene en diversas evidencias de terreno que sugieren una inversión tectónica. Entre estas evidencias se encuentran la presencia de estratos de crecimientos compresivos, lo que indicaría que la zona sufrió una deformación sin-tectónica y un cambio en los regímenes dominantes. También se observa la presencia de arpones y discordancias progresivas de meso-escala, lo que evidencia cambios de regímenes extensivos a compresivos a una menor escala.

Las dataciones y relaciones de corte entre las unidades rocosas, así como la temporalidad de eventos de fallamientos, también sugieren cambios en los regímenes

dominantes. Respecto a las unidades de rocas, aquellas rocas cretácicas con edades mínimas de 110 Ma (Contreras y Schilling, 2021; Godoy *et al.*, 2009) son intruidas por cuerpos intrusivos de edades que varían desde los 93 Ma a los 83 Ma y que cortan las distintas formaciones de la zona (Godoy *et al.*, 2009; Figura 35). Los eventos de fallamiento dan cuenta de una temporalidad relativa, estando las fallas normales afectando y controlando los depósitos de unidades desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior Temprano (asignando entonces las fallas normales a este rango temporal), y estando las fallas inversas cortando las anteriores fallas normales y siendo intruidas por plutones de rango 98-83 Ma (estando entonces las fallas inversas en el rango entre Cretácico Inferior tardío y Cretácico Superior). Finalmente, ante la necesidad de generar una interpretación en profundidad de lo que se observa y permita dar una explicación a lo que se aprecia en superficie, se genera una interpretación de la arquitectura de la zona (Figura 19). Esta fue posteriormente validada en el programa MOVE.

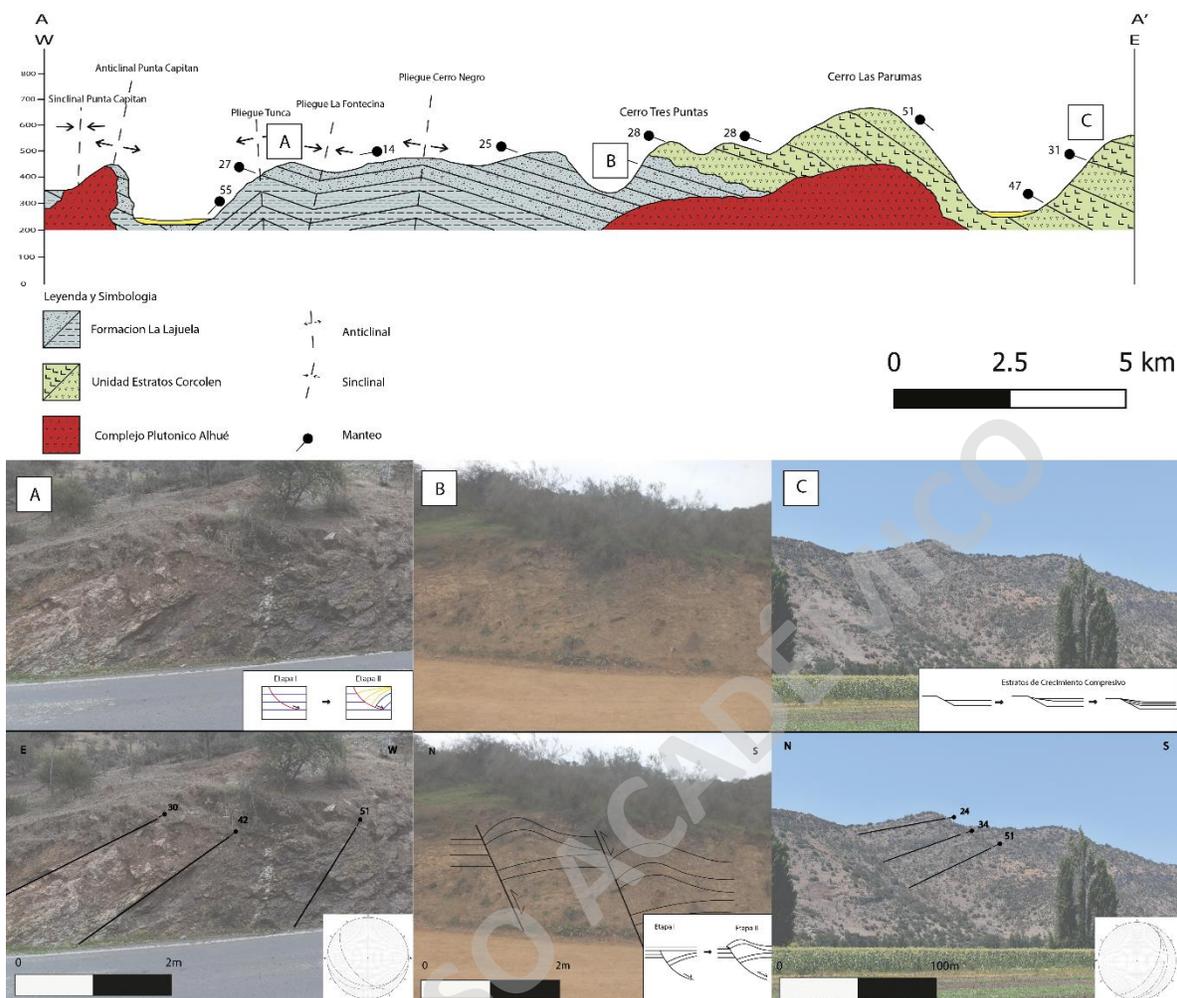


Figura 35. Perfil traza A-A' con imágenes adjuntas de las diversas evidencias. A) Discordancia progresiva en Formación La Lajuela sector Tunca Arriba. B) Pliegues tipo arpón en sector de cuesta Requegua. C) Estratos de crecimiento en la zona norte del área de estudio al E de Cerro Las Parumas.

5.1.2. Arquitectura y cinemática propuesta mediante MOVE

Arquitectura local

Se realizaron modelos *Forward* para establecer una relación directa entre la interpretación en profundidad y lo observado en superficie. Esto permite calcular el grado de acortamiento cortical existente tanto en la zona de estudio como en la Cordillera de la Costa de la zona centro de Chile, la que ya presenta una propuesta arquitectónica (Boyce *et al.*,

2020). Se realizaron estos modelos para establecer una correlación y analizar la diferencia que existe con algunas de las mediciones de acortamiento existentes en la Cordillera de la Costa.

Para la zona de SVTT se realizaron un total de 9 modelos, donde los primeros 7 se realizaron para establecer los parámetros que serían usados en los modelos *Forward*. Estos parámetros fueron probados con la arquitectura propuesta en este trabajo (Figura 30), donde se reflejase de mejor manera lo observado en superficie. Posterior a esto, se realizan 2 modelos, uno con la arquitectura idealizada y otro que presente la mayor cercanía con el relieve observado en superficie (Tabla 12).

Los parámetros establecidos fueron los del modelo III (Tabla 12) y se generaron los modelos idealizados y realistas. Posteriormente, se calcularon el acortamiento que sufren ambos modelos, donde el modelo idealizado posee un acortamiento del 9,7% (2,8 Km) y el realista posee un acortamiento de 6,5% (1,8 Km) (Figura 33).

Correlación con arquitectura regional

Con el objetivo de comparar la arquitectura estudiada con otras unidades correlacionables lito-estratigráficamente, se realizó un modelo para la zona centro de Chile fue realizado con los mismos parámetros. Este modelo *Forward* fue realizado usando las potencias reales y medidas por Boyce *et al.* (2020), dando así un acortamiento que varía entre 9,6% (2,17 Km) y 11% (2,5 Km). La diferencia entre los acortamientos de ambas regiones es ínfima y podría deberse al espesor de las unidades observadas en cada una de las zonas y a la envergadura de la falla propuesta en cada una de estas, además del posible grosor cortical (Figura 36).

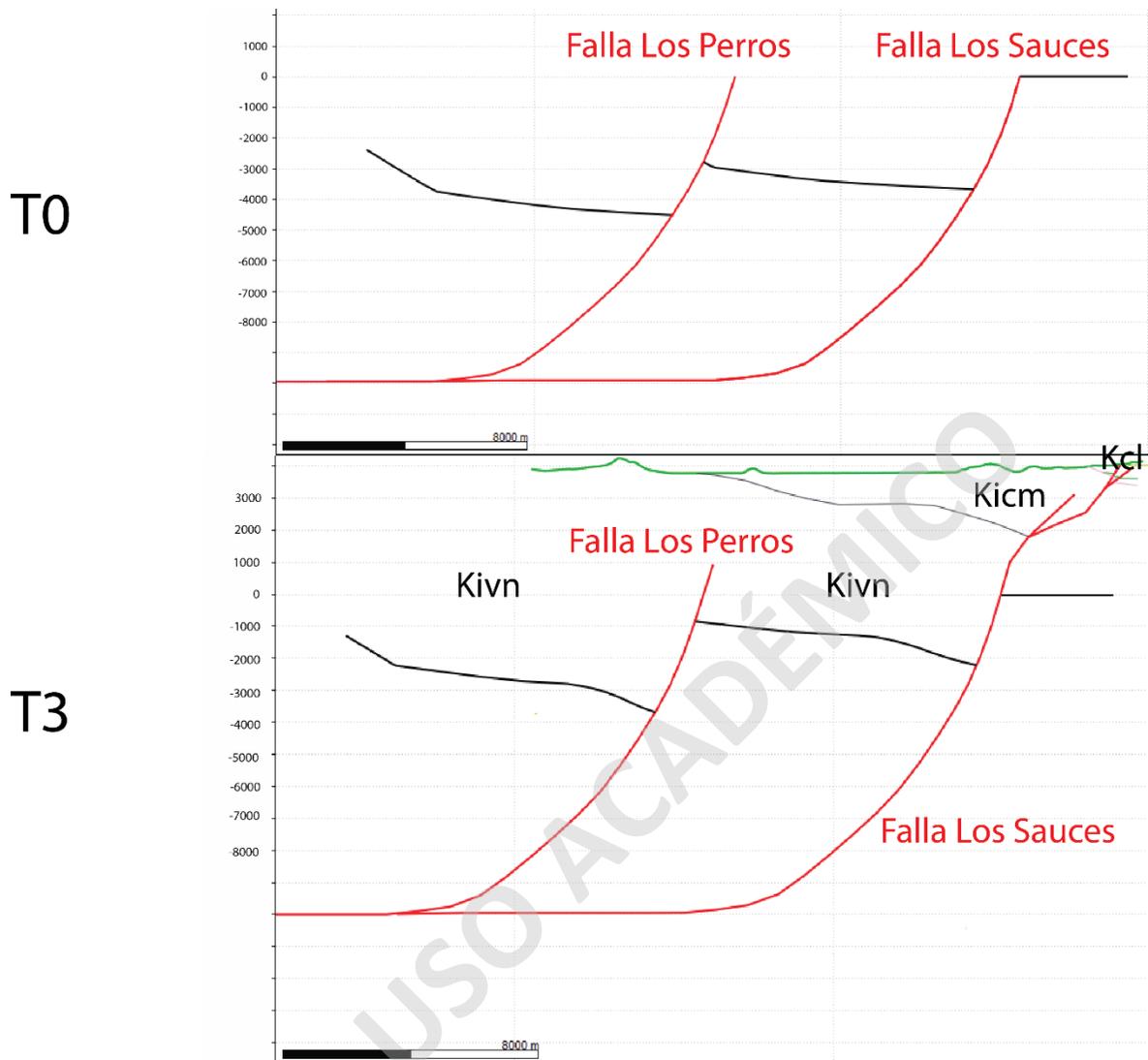


Figura 36. Modelo Forward para T0 y T3 de la zona central de Chile basado en Boyce *et al.* (2020).

5.1.3. Modelos de inversión para la Cordillera de la Costa de Chile

Los Andes conforma una región ampliamente estudiada para revelar la formación y evolución de orógenos no colisionales, permitiendo avanzar en la comprensión del desarrollo de relieves construidos a partir de la deformación y su arquitectura y estilos de deformación característicos. Contrastantemente, la Cordillera de la Costa ha recibido poca atención por parte de la comunidad geocientista, dificultando la correlación de este rasgo morfoestructural a lo largo del territorio. A pesar de esto, se han podido observar ciertas similitudes entre los

modelos y arquitecturas propuestas al menos entre la zona central y la estudiada en este trabajo.

Una revisión de los modelos estructurales y arquitecturas propuestos dentro del territorio andino permite generalizar un estilo estructural de inversión tectónica para distintas cuencas a lo largo de Chile, donde es posible observar estratos de crecimientos y estructuras en arpón. En las cuencas de Lautaro (21% a 30%) y Chañarcillo (29% y 18%) se han calculado tasas de acortamiento producto de la deformación (Martínez *et al.*, 2012, 2013). En la cuenca de Paipote, las tasas de acortamiento se estimaron en 21% (5,4 Km) (Peña *et al.*, 2023). Por otra parte, en la zona central de Chile se han propuesto arquitecturas de modelo geométrico para la Cordillera de la Costa (Boyce *et al.*, 2020) y calculado acortamiento en la Cordillera Principal (57-60%; Mardones *et al.*, 2021). Esto permite realizar comparaciones entre los modelos propuestos y las geometrías.

Al observar las distintas propuestas tanto en la Cordillera Principal como de la Costa, destaca el aspecto de que en ambas zonas el estilo estructural predominante es de inversión tectónica. En ambas regiones las estructuras principales mantienen una vergencia predeterminada. La magnitud de acortamientos estimados en la Cordillera Principal en comparación a los estimados en la Cordillera de la Costa es considerablemente mayor, con valores que fluctúan entre ~ 30% (Martínez *et al.*, 2012) y 60% (Mardones *et al.*, 2021). En cambio, en la Cordillera de la Costa se ha estimado en este trabajo un acortamiento de 6,5% a 9,7% en la zona de SVTT y de 9,6% a 11% en la zona de Llay Llay, dando así una correlación del acortamiento con el grosor de la corteza y alzamiento observado en la zona. Considerando la baja diferencia entre los acortamientos establecidos en ambas zonas de la Cordillera de la Costa en la zona central de Chile, junto con la semejanza tanto en el estilo estructural como de las litologías presentes, es posible proponer que la arquitectura y estilo estructural presentan una continuidad a lo largo de esta área. Si bien secciones de Mardones (60%; Mardones *et al.*, 2021) y Martínez (~ 30%; Martínez *et al.*, 2012) muestran un gran porcentaje de acortamiento, al comparar estas secciones con la escala orogénica se evidencia que el acortamiento que estas aportan es mínimo. Es importante denotar esto debido a que permite comparar la deformación andina con lo que ocurre en la Cordillera de la Costa. De esta manera, se puede observar que el grado de acortamiento que se aprecia desde la

Cordillera Principal hasta el antepaís argentino es mayor al que se aprecia en la Cordillera de la Costa, como se puede inferir a partir de los porcentajes de acortamientos obtenidos en esta.

5.2. Campos de *strain* en la Cordillera de la Costa a la latitud 34°S

Los indicadores cinemáticos son evidencias de deformación que pueden ser representados a través de elipsoides de *strain*. Estos indicadores son característicos de deformación frágil y dúctil que pueden asociarse a cambios de regímenes y eventos de deformación de carácter regional.

5.2.1. Correlación con la propuesta geométrica

Cuando se observan las distintas soluciones a los indicadores cinemáticos que existen en las estaciones de este trabajo, se logra apreciar cierta correlación entre las formaciones, la temporalidad de los eventos y la geometría observable en la zona de estudio. Este tipo de análisis cinemático se observa en el trabajo de Bechis (2009), donde las distintas soluciones sugieren diferentes regímenes existentes en la zona de estudio. Igualmente, cuando se observan estas soluciones podemos apreciar que los regímenes que existieron en la zona se encuentran demarcados.

En primera instancia podemos observar que en las 8 estaciones de este trabajo existen soluciones de *strain* que indican eventos en específicos asociados a las distintas temporalidades de estas. Las rocas estratificadas del Jurásico Inferior al Superior cuentan con presencia tanto de soluciones extensivas como compresivas, donde algunas soluciones podrían estar relacionadas a algún evento más reciente. Esto indica que las rocas pertenecientes al Jurásico sufrieron tanto eventos extensivos como compresivos, pero por sí solas no permiten darle una temporalidad a estos eventos y una correlación entre ellos (Figura 37).

Las rocas cretácicas presentan soluciones de *strain* principalmente compresivas, por tanto, se puede destacar que esta compresión parte desde algún punto en específico del Cretácico, lo que además es evidenciado en las soluciones de *strain* (Figura 38). Cuando se observan los cuerpos intrusivos en el área, de edad Cretácico Superior, se aprecian tres características principales en las soluciones de *strain*. Primero, estas soluciones no tienen

similitudes al resto de soluciones y podrían estar señalando un evento más reciente; segundo, las soluciones de *strain* que son de carácter extensivo, posiblemente señalando un evento posterior a estos intrusivos, tienen una clara tendencia marcada en dirección NNE al igual que la mayoría de las estructuras regionales, la disposición de los cuerpos emplazados y los pliegues apreciados en la zona; por último, las soluciones de *strain* compresivas se encuentran marcados en estas rocas señalando una temporalidad relativa al estar directamente correlacionado con estos eventos compresivos. Esto último permite establecer temporalidad de los diferentes regímenes y eventos observados (Figura 39). Bajo el análisis anterior es necesario entonces separar los siguientes eventos de campos de deformación: (i) Un evento extensional de dirección variable que afecta a las unidades desde el Jurásico Inferior al Cretácico Inferior tardío; (ii) Un evento compresivo en el Cretácico Superior con una dirección específica perpendicular a las estructuras NNW-SSE, posiblemente ligado a la compresión del Cretácico Inferior Tardío observado al norte de este trabajo (Boyce *et al.*, 2020); (iii) un evento extensional perpendicular a las mismas estructuras anteriores, posiblemente ligado a los procesos extensionales observados en plan de los Yeuques y la Unidad Las Coloradas (Mardones *et al.*, 2021).

Considerando lo anterior, cuando se correlacionan las soluciones de *strain* con el modelo geométrico, se tiene que estas elipsoides de *strain* señalan un cambio de régimen de extensivo a compresivo. Esto se apreciaría en la inversión parcial de la cuenca y la posterior generación de un *back-thrust* que generaría plegamientos en las rocas jurásicas cercanas al intrusivo de Cerro Capitán. Esto se aprecia también cuando se observa el mapa con las elipsoides de *strain* (Figura 40).

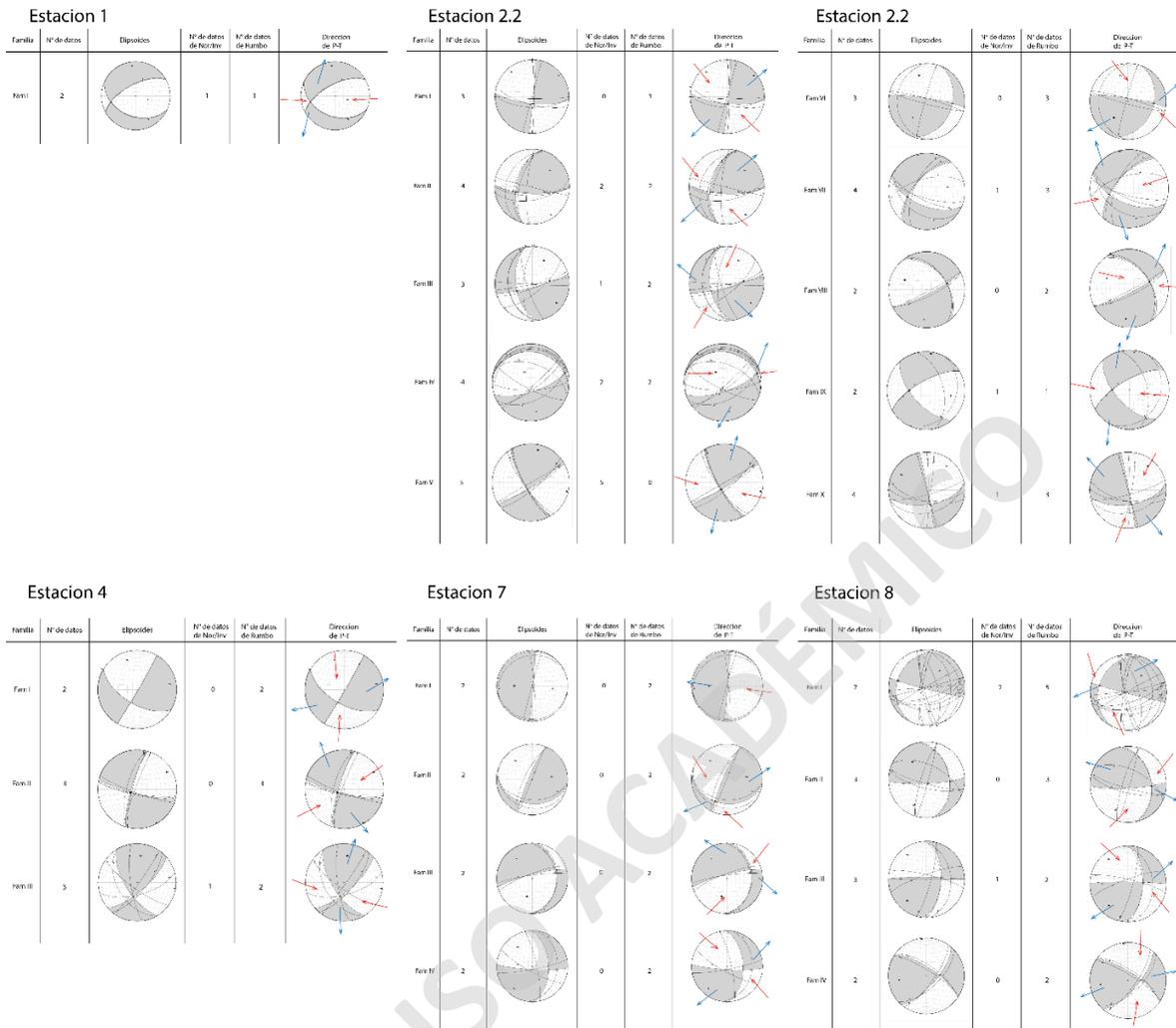


Figura 37. Elipses de *strain* en las rocas jurásicas.

Estacion 3.2

Familia	Nº de datos	Elipsoides	Nº de datos de Nor/Iny	Nº de datos de Rumbo	Dirección de P-T
Fam I	6		0	6	
Fam II	3		0	3	
Fam III	2		0	2	
Fam IV	4		0	4	
Fam V	2		1	1	

Estacion 4

Familia	Nº de datos	Elipsoides	Nº de datos de Nor/Iny	Nº de datos de Rumbo	Dirección de P-T
Fam I	2		2	0	
Fam II	2		0	2	
Fam III	3		2	1	

Figura 38. Elipses de *strain* en las rocas cretácicas.

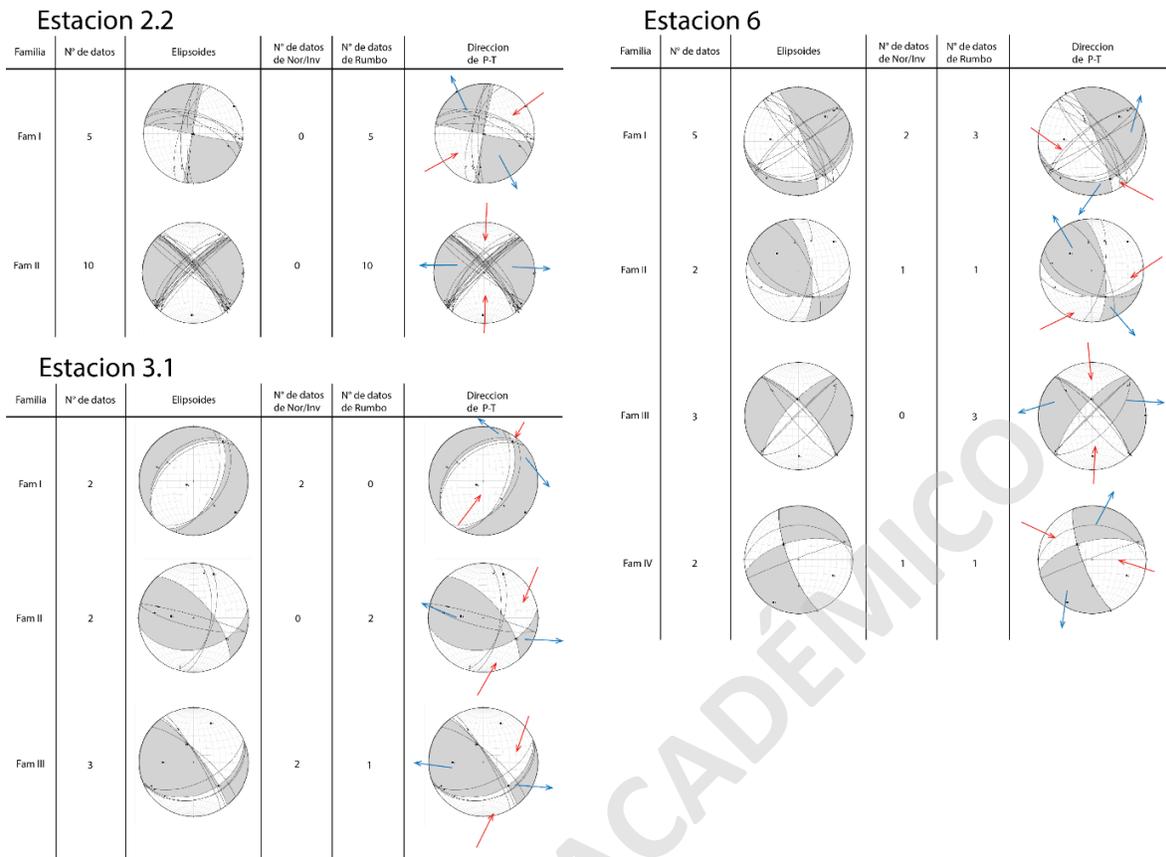


Figura 39. Elipses de *strain* en rocas intrusivas.

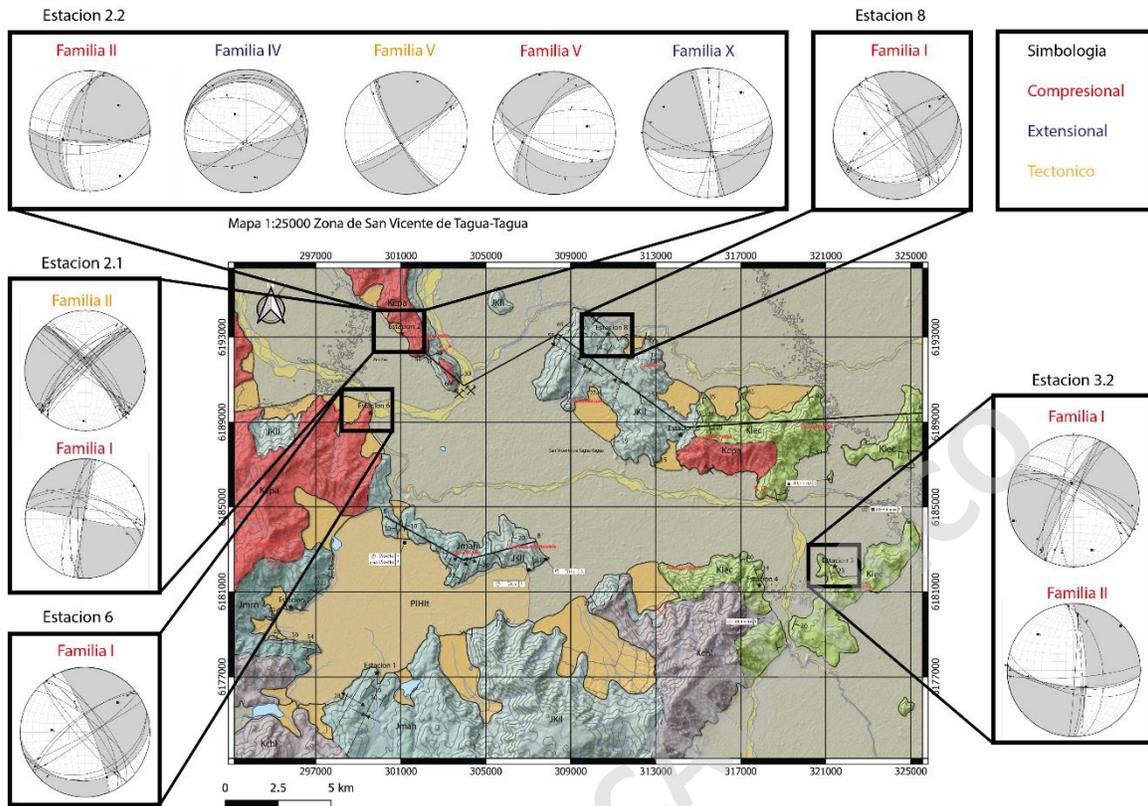


Figura 40. Mapa resumen de las soluciones de *strain*.

5.3. Arquitectura estructural de la Cordillera de la Costa de Chile central (32,5°S-34°S)

En la Cordillera de la Costa existen diversos trabajos que abarcan la tectónica entre los periodos del Triásico al Jurásico donde se explican las diversas etapas compresivas y extensivas que ha sufrido el margen chileno. Sin embargo, no se aborda de manera específica la zona central de Chile y cómo este periodo de deformaciones tiene impactos en las distintas cuencas existentes en la zona. Previamente al trabajo de Boyce *et al.* (2020), que estudia la lito-estratigrafía y arquitectura de la cordillera de la costa de la zona central de Chile, los trabajos en esta zona son esencialmente estudios petrográficos que proponen una relación litológica con eventos extensivos y compresivos (Vergara *et al.*, 1995). No obstante, una propuesta arquitectónica y de estilo estructural basados en datos estructurales de terreno en la Cordillera de la Costa no ha sido posible hasta este trabajo. Considerando las arquitecturas y los estilos estructurales propuestos para la Cordillera de la Costa, se puede ver cierta tendencia en ellos hacia la propuesta de un estilo asociado a una inversión tectónica. Esto

dado por las distintas evidencias de estructuras que existen en la zona. De acuerdo con Bascuñán *et al.* (2016), la inversión tectónica no estaría únicamente asociada a procesos de escala local si no que, a procesos de escala regional, siendo este estilo un rasgo predominante en la generación y deformación de la Cordillera de la Costa. Igualmente, Boyce *et al.* (2020) indica que existe esta predominancia de este estilo estructural que genera el relieve positivo y la morfología que se observa en la Cordillera de la Costa de la zona central de Chile (Figura 41).

Considerando estos antecedentes y comparando trabajos previos en la Cordillera de la Costa con lo propuesto en este trabajo, se puede señalar una correlación respecto al estilo estructural que genera el relieve positivo en la zona. Si bien con respecto a la zona norte de Chile (al norte del *Flat-Slab* Pampeano), la zona de estudio presenta ciertas similitudes tales como la tendencia del depocentro hacia el E, las vergencias de las estructuras y la generación del relieve costero, no existe una clara correlación entre la construcción de la Cordillera de la Costa de Chile Centro-Sur, con la Cordillera de la Costa del norte de Chile. Cuando comparamos con lo propuesto en Boyce *et al.* (2020), más cercano a nuestra zona de estudio, se observa que estas similitudes si presentan una correlación, tanto en lo propuesto como en las litologías que ambas zonas abarcan. Esto permite establecer una continuidad en el estilo estructural a lo largo de la Cordillera de la Costa de Chile centro-sur (Figura 42), donde ambas arquitecturas se encuentran condicionadas tanto por las potencias de las formaciones existentes como por los cuerpos intrusivos emplazados en las zonas de estudios y presentando similitudes en las edades.

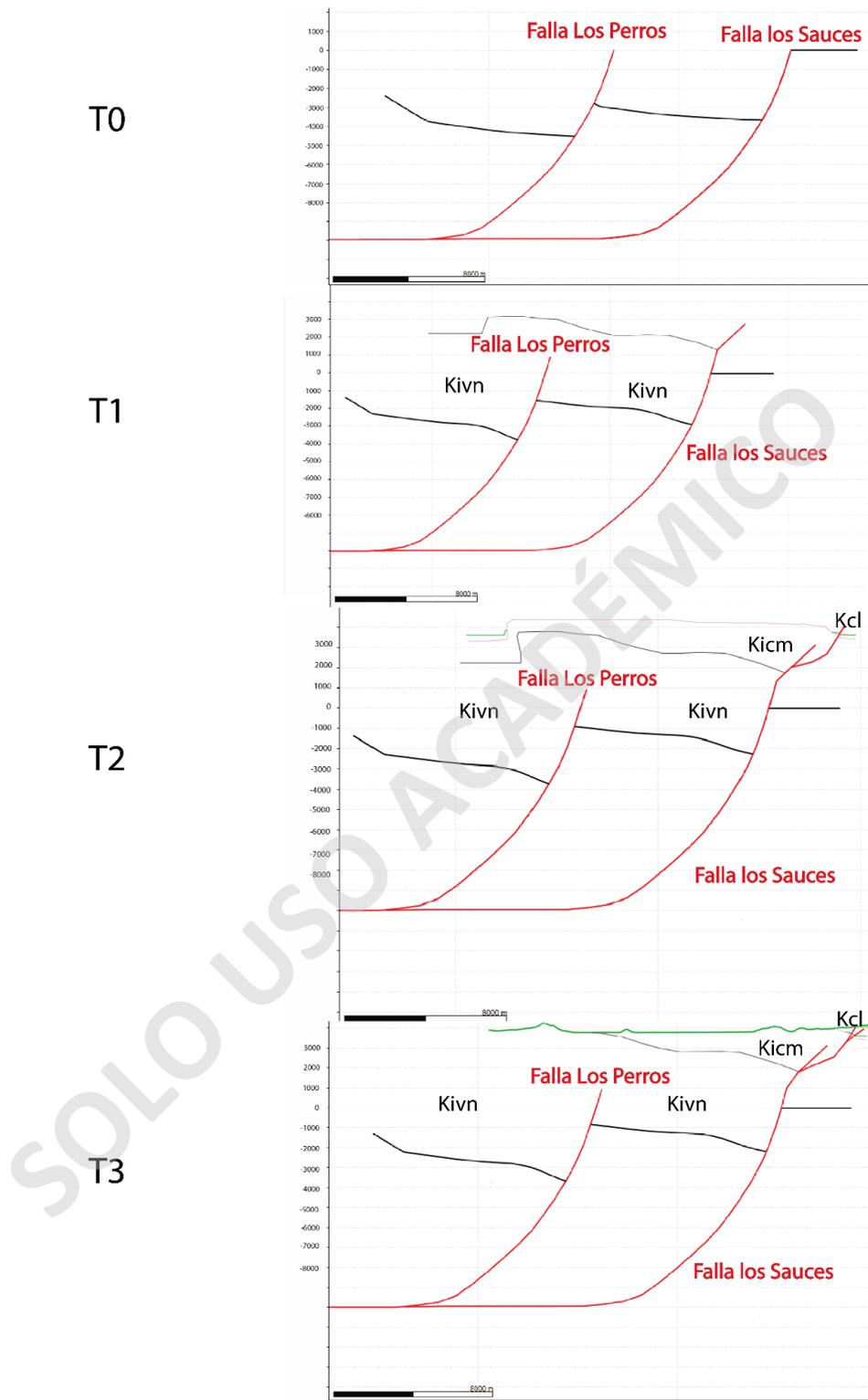


Figura 41. Modelo Forward sección Chile central ($\sim 32,5^{\circ}\text{S}$) (construido a partir de Boyce *et al.*, 2020).

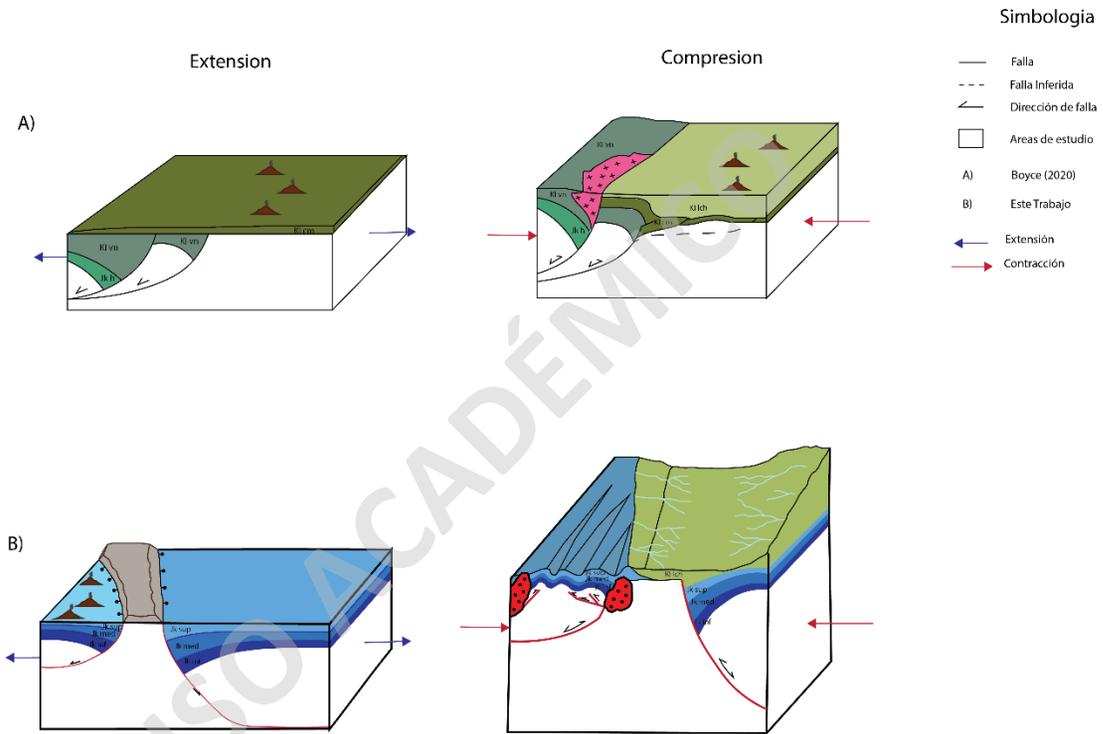
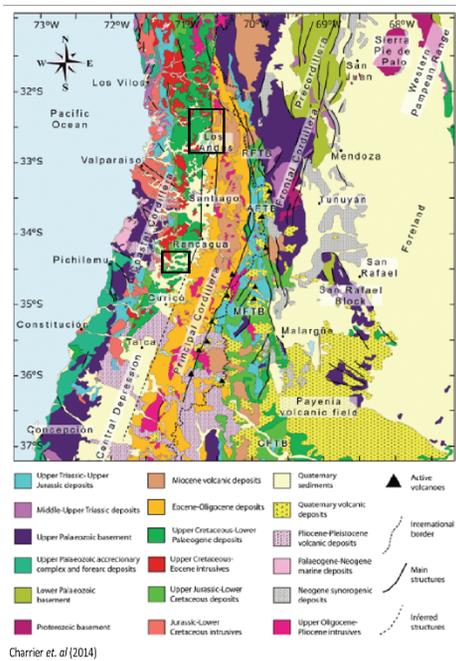


Figura 42. Interpretación de las aperturas de cuencas. El perfil de (A) representa la reconstrucción propuesta por el modelo forward de este trabajo en base al trabajo de Boyce *et al.*(2020). El perfil de (B) representa la propuesta de este trabajo, considerando que hacia el Este debería existir otro depocentro ligado a las cuencas de Ante-arco como las propuestas por Mardones *et al.*(2021). Ambas propuestas esquemáticas están a distintas escalas.

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES

La inversión tectónica positiva es un estilo estructural que se encuentra presente en la Cordillera de la Costa de Chile central, al menos desde los 32,5°S hasta los 34°S. Este estilo fue evidenciado en la zona de San Vicente de Tagua Tagua a través de anticlinales tipo “arpón”, estratos de crecimiento, relieves positivos de depósitos marinos, retrocorrimientos y depósitos sintectónicos a la inversión. En esta zona, a través del análisis de indicadores de deformación frágil, se obtuvieron soluciones de *strain* que están íntimamente relacionadas con un proceso de extensión y un posterior proceso de compresión, con ciertos caracteres de tectónica de rumbo. A nivel regional, este estilo es profundamente similar a arquitecturas previamente propuestas (Boyce *et al.*, 2020) en la Cordillera de la Costa, cuya vergencia de deformación presenta semejanzas con las de este trabajo. En ambas zonas se estimaron acortamientos relativamente similares: en la zona de San Vicente de Tagua-Tagua hay un acortamiento que fluctúa entre el 6,5% y el 9,7%, mientras que en la zona estudiada por Boyce *et al.* (2020) es de 9,6% al 11%. Por tanto, se podría extrapolar la arquitectura de cuenca Mesozoica a toda la Cordillera de la Costa de Chile central. Por consiguiente, este trabajo propone que la Cordillera de la Costa de Chile central fue alzada a través de procesos de inversión tectónica, mostrando que estos estilos de deformación habrían catalizado las fases compresivas que ocurrieron en el margen occidental de Sudamérica desde el Cretácico Inferior tardío.

En la Cordillera de la Costa de la zona central de Chile se propone un control estructural de inversión tectónica parcial que se encuentra distribuido a lo largo de esta. Este estilo estructural presenta un bajo acortamiento que puede estar relacionado tanto al grosor de las unidades rocosas, reología y como a la envergadura de las estructuras dentro de la corteza. Indicadores cinemáticos observados en este rasgo morfoestructural presentan direcciones de presión-tensión correlacionables con las direcciones de extensión en dirección NO-SE. Finalmente, este estilo de deformación está caracterizado por una extensión en el Mesozoico con una inversión parcial a parcial moderada que controló la depositación sin tectónica de los estratos del Cretácico Inferior tardío, generando el relieve que se observa actualmente en superficie.

REFERENCIAS

- Amilibia; F. Sàbat; K.R. McClay; J.A. Muñoz; E. Roca; G. Chong. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean Mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. 30(12), 1520–1539. doi:10.1016/j.jsg.2008.08.005
- Alam, A., Bhat, M.S., Kotlia, B.S., Ahmad, B., Ahmad, S., Taloor, A.K., Ahmad, H.F. (2017). Coexistent pre-existing extensional and subsequent compressional tectonic deformation in the Kashmir basin, NW Himalaya. *Quat. Int.* 444, 201–208.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D. (2012). *Structural Geology Algorithms: Vectors y Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G., Yáñez, G. (2013). Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 724-739.
- Azghandi, M., Abbassi, M., Javan Doloei, G., Sadid khouy, A. (2023). Fault-kinematic and stress state investigation using focal mechanism solution along the Mosha fault, Alborz Mountain: implication for changing stress tectonic regime. *Iranian Journal of Geophysics*, 16(4), 165-174. doi: 10.30499/ijg.2022.363439.1458.
- Bechis, F., y Giambiagi, L. (2009). Kinematic analysis of small-scale faults and its application to the study of an extensional depocentre, Neuquén basin, west-central Argentina. *Trabajos de geología*, (29).
- Bonini, M., Sani, F., Antonielli, B. (2012). Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522(523), 55–88. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.014>
- Boyce, D. (2015). Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen Andino en Chile central durante el Cretácico medio-Tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 304 p
- Boyce, D., Charrier, R., Farías, M. (2020). The First Andean Compressive Tectonic Phase: Sedimentologic and Structural Analysis of Mid-Cretaceous Deposits in the Coastal

- Cordillera, Central Chile (32°50'S). *Tectonics*, 39(2), 1–24.
<https://doi.org/10.1029/2019TC0058250>
- Bravo, P. (2001). Geología del Borde Oriental de la Cordillera de la Costa Entre los Ríos Mataquito y Maule, VII Región. Memoria de Título, Universidades de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Casini, G., Vergés, J., Drzewiecki, P., Ford, M., Cruset, D., Wright, W., Hunt, D. (2023). Reconstructing the Iberian salt-bearing rifted margin of the Southern Pyrenees: insights from the Organyà Basin. *Tectonics*, 42, e2022TC007715.
<https://doi.org/10.1029/2022TC007715>
- Cecioni, G. O. (1957). Cretaceous flysch and molasse in Departamento Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin*, 41(3), 538-564.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication*, May 2019, 21–114.
<https://doi.org/10.1144/goch.3>
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., y Sagripanti, L. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). *Geological Society Special Publication*, 399, 13–61. <https://doi.org/10.1144/SP399.20>
- Charrier, R., Vicente, J. C. (1972). Laminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolution of the central and Austral sectors of the southern Andes: Conferencia de la Tierra Solida. In Simposio sobre investigaciones del manto superior con énfasis en America Latina, Buenos Aires (Vol. 2, pp. 451-470).
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. (1982). Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Nº 18, p. 303-332.
- Contreras, J. P., y Schilling, M. (2012). Mega-Lineamientos Noroeste (NW) en Chile Central. Cicatrices profundas de la corteza continental. XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Contreras F., Juan Pablo; Schilling D., Manuel; SERNAGEOMIN. Geología del área San Fernando-Curicó, regiones del Libertador General Bernardo O'Higgins y del Maule [monografías]. Santiago: SERNAGEOMIN, 2021. 56 p.: il.; 1 mapa pleg. (Informe Registrado: n.89).

- Cooper, M. A., Williams, G. D., De Graciansky, P. C., Murphy, R. W., Needham, T., De Paor, D., ... y Ziegler, P. A. (1989). Inversion tectonics—a discussion. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 335-347.
- Corvalán, J. (1976). El triásico y jurásico de Vichuquén-Tilicura y de Hualañé, Prov. de Curicó comuna: implicaciones paleogeográficas.
- Del Real Contreras, I. (2011). Geología y Estructura del Distrito Minero El Espino, Comuna de Illapel, Chile.
- Di Giulio, G., Ercoli, M., Vassallo, M., & Porreca, M. (2020). Investigation of the Norcia basin (Central Italy) through ambient vibration measurements and geological surveys. *Engineering Geology*, 267, 105501.
- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295(1–2), 187–197. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00120-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00120-6)
- Dubey, A (2010). Role of inversion tectonics in structural development of the Himalaya. , 39(6), 0–634. doi:10.1016/j.jseaes.2010.04.027
- Dula Jr, W. F. (1991). Geometric models of listric normal faults and rollover folds. AAPG bulletin, 75(10), 1609-1625.
- Espinoza, M., Oliveros, V., Vásquez, P., Giambiagi, L., Morgan, L., González, R., et al. (2021). Gondwanan inheritance on the building of the Western Central Andes (Domeyko Range, Chile): Structural and thermochronological approach (U-Pb and 40Ar/39Ar). *Tectonics*, 40, e2020TC006475. <https://doi.org/10.1029/2020TC006475>
- Fuentes, G., Martínez, F., Bascuñan, S., Arriagada, C., y Muñoz, R. (2018). Tectonic architecture of the Tarapacá Basin in the northern Central Andes: New constraints from field and 2D seismic data. *Geosphere*, 14(6), 2430-2446.
- Gallego, A. (1994). Paleoambiente y mecanismos de depositación de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico, Región Metropolitana, Chile. Memoria de Título y Tesis de Magíster (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 426 p.
- Gana, P., y Tosdal, R. M. (1996). Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Andean Geology*, 23(2), 151-164

- Gana, P., & Wall, R. (1997). Ar-40/Ar-39 and K-Ar geochronological evidences of an Upper Cretaceous Eocene hiatus in central Chile (33-33 degrees 30'S). *Revista Geologica de Chile*, 24(2), 145-163.
- Gana, P., y Zentilli, M. (2000). Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central. In Congreso Geológico Chileno (No. 9, pp. 664-668).
- Giambiagi, L., Alvarez, P. P., Bechis, F., y Tunik, M. (2005). Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 662-671.
- Glennie, K. W., Boegner, P. L. E., Illing, L. V., y Hobson, G. D. (1981). Petroleum Geology of the continental shelf of north-west Europe. *Institute of Petroleum*, 110-120.
- Godoy, E. (2009). Geología del área Rancagua-San Vicente de Tagua Tagua: región del libertador general Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Godoy, E., Rayner, N., Davis, B. (2006). Edad U-Pb Cretácica Temprana de ignimbritas y andesitas en la depresión central, VI Región, Chile: implicancias geotectónicas. XI Congreso Geológico Chileno, 2(1976), 229-232.
- Herrera, S., Pinto, L., Deckart, K., Cortés, J., Valenzuela, J. (2017). Cenozoic tectonostratigraphic evolution and architecture of the Central Andes in northern Chile based on the Aquine region, Western Cordillera (19°-19°30'S). *Andean Geology*, 44(2), 87-122.
- Hessami, K. (2020). Polyphase Inversion Tectonics in Western Alborz Mountains, Northern Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 14(4), 79-88. doi: 10.30499/ijg.2020.248614.1291
- Horton, B. K. (2018). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279-309.
- Horton, B. K. (2018). Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*, 37(2), 402-429.
- Horton, B. K., y Fuentes, F. (2016). Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology*, 44(8), 647-650.

- Jara, P., y Charrier, R. (2014). New stratigraphical and geochronological constraints for the Mezo-Cenozoic deposits in the high Andes of Central Chile between 32 and 32 30' S: structural and palaeogeographic implications. *Andean Geol* 41 (1): 174–209.
- Keidel, J. (1925). Sobre la Estructura Tectónica de las Capas Petrolíferas en el Oriente del Territorio del Nequén. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.
- López, C., Martínez, F., Del Ventisette, C., Bonini, M., Montanari, D., Muñoz, B., y Riquelme, R. (2020). East-vergence thrusts and inversion structures: An updated tectonic model to understand the Domeyko Cordillera and the Salar de Atacama Basin transition in the western Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 103(103), 102741. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102741>
- Mardones, V., Peña, M., Pairoa, S., Ammirati, J. B., y Leisen, M. (2021). Architecture, Kinematics, and Tectonic Evolution of the Principal Cordillera of the Andes in Central Chile (~ 33.5 S): Insights from Detrital Zircon U-Pb Geochronology and Seismotectonics Implications. *Tectonics*, 40(7), e2020TC006499.
- Marrett, R. A., y Allmendinger, R. W. (1990), Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 973-986.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., y Peña, M. (2012). The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*, 39(2), 258-278.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., y Deckart, K. (2013). The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 1-16.
- Martínez, F., López, C., Bascuñan, S., Arriagada, C. (2018). Tectonic interaction between Mesozoic to Cenozoic extensional and contractional structures in the Preandean Depression (23–25 S): Geologic implications for the Central Andes. *Tectonophysics*, 744, 333-349.
- Martínez, F., López, C., Parra, M., Espinoza, D. (2019). Testing the occurrence of thick-skinned triangle zones in the Central Andes forearc: Example from the Salar de Punta Negra Basin in northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 120, 14-28.

- Martínez, F., López, C., Parra, M. (2020). Effects of pre-orogenic tectonic structures on the Cenozoic evolution of Andean deformed belts: Evidence from the Salar de Punta Negra Basin in the Central Andes of Northern Chile. *Basin Research*, 32(6), 1–22. <https://doi.org/10.1111/bre.12436>
- Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 893-900.
- Morel, R. (1981). Geología del sector Norte de la Hoja Gualleco entre los 35°00' y 35°10' Latitud Sur, Provincia de Talca. VII Región, Chile. Memoria de título, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. 149pp
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* 11, 59–90. .
- Muñoz Cristi, J., y Karzúlovic, J. (1958). Geología de la Región de Santa Cruz: Instituto de Geología. Universidad de Chile, informe inédito, Santiago
- Nasi Prado, C., y Thiele, R. (1982). Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur del Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile: An International Journal on Andean Geology*, 16, 81–99.
- Oliveros V, Morata D, Aguirre L et al. (2007) Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'–24° S): geochemistry and petrogenesis. *Rev Geol Chile* 34:209–232
- Peña, M., Quiroga, R., Fuentes, G., Arellano, M., Norambuena, J., & Bascuñán, S. (2023). Kinematic analysis of the mesozoic-Early Cenozoic deformation in the paipote basin (27° 10' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 129, 104543.
- Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural Geology*, 9(5-6), 597-608.
- Puigdomenech, C., Alarcón, S., Ruiz González, V., Rossel, P., Orts, D., Zaffarana, C. (2020) Tectonic rotations in central Chile: New insights on the southern limit of the Maipo Orocline, *Journal of South American Earth Sciences*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103012>.

- Quiroga, R. (2013). Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la cordillera Principal entre el cerro Provincia y el cordón el Quempe, Región Metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S). Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/115299>
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo. 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 73.
- Rossel P, Oliveros V, Ducea MN, Charrier R, Scaillet S, Retamal L, Figueroa O. (2013) The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179:211–230
- Sellés, D.; Gana, P. (2001). Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 74: 30 p., escala 1:100.000. Santiago.
- Shiroodi, Sadjad Kazem; Ghafoori, Mohammad; Faghih, Ali; Ghanadian, Mostafa; Lashkaripour, Gholamreza; Moghadas, Naser Hafezi. (2015). Multi-phase inversion tectonics related to the Hendijan-Nowrooz-Khafji Fault activity, Zagros Mountains, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, (), S1464343X15300480–. doi:10.1016/j.jafrearsci.2015.08.015
- STEINMAN, G. (1929) Geologie von Peru. Karl Winters Universitats-Buchhandlung, Heidelberg, p.448.
- Tapia, F., Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R., & Astaburuaga, D. (2020). Middle Jurassic-Late Cretaceous Paleogeography of the Western Margin of the Neuquén Basin (34° 30'–36° S). Opening and closure of the Neuquén Basin in the southern Andes, 269-301.
- Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81(6), 1625-1640.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín, No. 2, 86 p.
- Tunik, M. A., & Álvarez, P. (2008). Análisis y edad de la sección calcárea de la Formación Las Chilcas (Chile) y sus implicancias para la correlación con unidades de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3), 363-379.

- Varela, J. 1976. Geología del Cuaternario de Laguna de Taguatagua, Provincia de O'Higgins. In Congr. Geol. Chileno, No. 1, Actas, Vol. 1, p. 081-0114. Santiago.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. O., & Cancino, A. (1995). Jurassic and early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107(12), 1427–1440. [https://doi.org/10.1130/0106-7606\(1995\)107](https://doi.org/10.1130/0106-7606(1995)107)
- Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. (1999). Area Tiltil-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 11, 1 mapa 1:100.000, 1 anexo. Santiago.
- Williams, G. D., Powell, C. M., y Cooper, M. A. (1989). Geometry and kinematics of inversion tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 44(1), 3-15.
- Windhausen, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. J. Peuser, II: 1-645, Buenos Aires.

ANEXOS

Estacion	Dip	Dirección	Rumbo	Dip	Drake	Cinematica	Criterio	Calidad	Este	Norte	
1	4	6	331	24	6	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q3	29 9722	617 6943
	2	6	332	24	6	1	Normal	E+Fc+Sp	Q4		
	8	7	60	33	7	1	Normal	E+Fc+Sp +Fr	Q4		
	8	7	60	33	7	2	Dextral	E+Fc+Sp +Fr	Q4		
	6	8	125	35	8	3	Sinistral	E+Fc+Sp	Q4		
	8	7	130	40	7	7	Inversa	E+Fc+Sp	Q4		
2	8	6	290	20	6	2	Dextral	E+Fc+SP	Q3	30 1037	619 3267
	0	8	310	22	8	1	Sinistral	E+L	Q2		
	8	6	315	22	6	1	Sinistral	E+Fc+Sp	Q2		
	0	9	310	22	9	0	Dextral	E+Fc+Sp	Q2		
	4	6	320	23	6	1	Sinistral	E+Fc+Sp	Q2		
	0	8	319	22	8	5	Dextral	E+Fc+Sp	Q2		

8	8	315	5	22	8	7	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
4	8	215	5	12	8	2	Dextral	E+Fc+Sp+Es	Q2
8	8	277	7	18	8	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
0	7	275	5	18	7	3	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
2	8	316	6	22	8	8	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
6	7	315	5	22	7	4	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
4	8	320	0	23	8	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
0	9	319	9	22	9	5	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
0	8	271	1	18	8	2	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
0	7	275	5	18	7	3	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
4	8	315	5	22	8	2	Sinestral	E+Fc+Sp	Q1
2	8	350	0	26	8	2	Sinestral	E+Fc+Sp	Q1
8	8	183		93	8	1	Sinestral	E+Fc+Sp+Es	Q3
6	7	207	7	11	7	8	Normal	E+Fc+Sp+Es	Q1
0	9	105		15	9	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q3
0	7	349	9	25	7	6	Inversa	E+Fc+Sp	Q2

4	7	178	88	4	7	5	8	Normal	E+Fc+Sp +Es	Q2
0	1	355	26	5	0	1	5	Normal	E+Fc+Sp	Q2
4	4	78	34	8	4	4	7	Inversa	E+Fc+Sp	Q2
0	9	110	20	0	9	10	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q3
0	8	160	70	0	8	2	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
0	8	150	60	0	8	4	1	Dextral	E+Fc+Sp +Es+L	Q2
0	9	150	60	0	9	2	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
8	7	135	45	8	7	0	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
6	8	90	0	6	8	5	5	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
8	8	170	80	8	8	5	5	Normal	E+Fc+Sp	Q3
4	8	195	10	5	4	8	4	Dextral	E+Fc+Sp	Q3
8	8	194	10	4	8	8	2	Dextral	E+Fc+Sp	Q3
0	7	205	11	5	0	7	3	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
0	6	170	80	0	6	5	4	Inversa	E+Fc+Sp	Q2
0	7	180	90	0	7	2	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
8	3	215	12	5	8	3	4	Normal	E+Fc+Sp	Q2

0	3	105	15	0	3	5	4	Normal	E+Fc+Sp	Q2
0	7	140	50	0	7	0	6	Normal	E+Fc+Sp	Q2
6	7	140	50	6	7	5	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
5	7	195	10	5	7	5	8	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
6	7	182	92	6	7	6	0	Inversa	E+Fc+SP +Es	Q1
4	8	16	28	6	8	4	13	Inversa	E+Fc+Sp	Q2
5	7	144	54	5	7	5	07	Normal	E+Fc+Sp	Q2
6	8	152	62	6	8	6	35	Dextral	E+Fc+Sp	Q1
4	1	310	22	0	1	4	5	Dextral	E+Fc+SP	Q2
5	1	8	27	8	1	5	2	Inversa	E+Fc+Sp +Es+L	Q3
4	2	50	32	0	2	4	42	Normal	E+Fc+Sp	Q2
6	4	50	32	0	4	6	0	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
0	5	20	29	0	5	0	5	Normal	E+Fc+Sp	Q2
0	7	330	24	0	7	0	4	Dextral	E+Fc+Sp +Es	Q2
0	7	330	24	0	7	0	8	Normal	E+Fc+Sp	Q2
2	8	100	10	2	8	2	4	Dextral	E+Fc+Sp	Q2

	6	8	90	0	6	8	4	2	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	8	8	15	5	8	8	0	2	Dextral	E+Fc+Sp	Q2		
	0	9	75	5	0	9	0	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	0	9	75	5	0	9	0	5	Inversa	E+Fc+Sp	Q2		
3	2	4	25	5	2	4	4	6	Inversa	E+Fc+Sp	Q2	32 1438	618 2047
	6	3	20	0	6	3	0	6	Inversa	E+Fc+Sp	Q2		
	8	6	105	15	8	6	0	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q3		
	6	7	26	6	6	7	20	1	Dextral	E+Fc	Q3		
	0	8	7	7	0	8	0	7	Normal	E+Fc+SP	Q2		
	6	6	308	8	6	6	2	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q3		
	2	7	154	64	2	7	0	6	Normal	E+Fc+Sp	Q2		
	2	8	181	91	2	8	7	7	Sinestral	E+Fc+Sp +Es	Q1		
	2	7	133	43	2	7	0	4	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	4	8	135	45	4	8	4	2	Dextral	E+Fc+Sp	Q3		
	6	7	312	2	6	7	6	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	4	6	300	0	4	6	8	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		

8	8	300	0	21	8	7	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q2
8	8	295	5	20	8	5	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q3
6	8	302	2	21	8	1	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q3
0	9	290	0	20	9	2	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q2
0	7	315	5	22	7	9	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q2
4	7	275	5	18	7	2	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q2
4	6	295	5	20	6	1	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q2
4	5	82	2	35	5	3	Sinest ral	E+Fc+Sp +L	Q1
6	8	35	5	30	8	1	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q1
0	9	50	0	32	9	2	Dextr al	E+Fc+Sp	Q1
0	9	45	5	31	9	5	Invers a	E+Fc+Sp	Q1
4	8	20	0	29	8	1	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q1
0	8	84	4	35	8	9	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q1
8	8	94	4	8	8	2	Sinest ral	E+Fc+Sp	Q1
4	7	4	4	27	7	6	Dextr al	E+Fc+Sp	Q1
0	8	90	0	0	8	2	Sinest ral	E+Fc+Sp +Es	Q1

	4	6	43	3	31	4	6	1	Dextral	E+Fc+Sp+Es	Q1		
4	6	4	320	0	23	6	4	8	Normal	E+Fc+Sp	Q3	7988	618 1599
	6	3	315	5	22	6	3	7	Normal	E+Fc+Sp	Q2		
	6	8	15	5	28	6	8	3	Dextral	E+Fc+Sp	Q2		
	0	9	10	0	28	0	9	7	Normal	E+Fc+Sp+Es	Q1		
	4	7	40	0	31	4	7	6	Inversa	E+Fc+Sp+Es	Q2		
	4	6	97		7	4	6	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2		
	6	8	75	5	34	6	8	9	Sinestral	E+Fc+Sp	Q3		
	2	8	60	0	33	2	8	3	Dextral	E+Fc+Sp+Es	Q2		
	0	8	55	5	32	0	8	6	Inversa	E+Fc+Sp	Q2		
	2	6	145		55	2	6	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
5	0	7	195	5	10	0	7	7	Normal	E+Fc+Sp	Q4	4218	618 8322
	0	7	195	5	10	0	7	3	Sinestral	E+Fc+Sp	Q4		
	8	7	192	2	10	8	7	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	6	8	125		35	6	8	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2		
	8	8	120		30	8	8	3	Sinestral	E+Fc+Sp	Q3		

	4	6	165	75	4	6	5	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2		
	2	8	200	110	2	8		4	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	0	9	240	150	0	9	50	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q3		
	0	7	130	40	0	7		4	Inversa	E+Fc+Sp	Q2		
	0	8	190	100	0	8	2	2	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
6	6	7	40	310	6	7		1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2	9605 ²⁹	618 9580
	4	6	50	320	4	6		8	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	0	7	65	335	0	7	5	4	Inversa	E+Fc+Sp	Q3		
	8	6	60	330	8	6		4	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	2	7	65	335	2	7	55	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2		
	0	7	100	100	0	7		3	Dextral	E+Fc+Sp	Q3		
	8	7	55	325	8	7		5	Normal	E+Fc+Sp	Q2		
	4	6	15	285	4	6		8	Inversa	E+Fc+Sp	Q1		
	4	7	40	310	4	7		6	Normal	E+Fc+Sp	Q2		
	0	8	230	140	0	8	50	1	Sinestral	E+Fc+Sp +Es	Q2		
	0	8	230	140	0	8	0	2	Dextral	E+Fc+Sp +Es	Q2		

	6	7	249	9	15	6	7	6	5	Normal	E+Fc+Sp	Q3				
	6	7	249	9	15	6	7		3	Sinestral	E+Fc+Sp	Q3				
	8	8	230	0	14	8	8		1	Dextral	E+Fc+Sp	Q3				
	4	7	46	6	31	4	7		1	Dextral	E+Fc+Sp +Es	Q2				
	9	7	46	6	31	9	7		1	Dextral	E+Fc+Sp +Es	Q1				
7		6	190	0	10		6		5	Sinestral	E+Fc+Sp +Es	Q2	6262	29		
		0	2	200	0	11	0	2	2	Dextral	E+Fc+Sp	Q3				
		2	4	185		95	2	4	2	Dextral	E+Fc+Sp	Q3				
		0	3	95		5	0	3	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q1				
		6	8	85	5	35	6	8	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q3				
		4	3	86	6	35	4	3	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q3				
		0	2	95		5	0	2	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q3				
		0	3	97		7	0	3	2	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2				
		6	2	93		3	6	2	1	Inversa	E+Fc+Sp	Q2				
		0	8	78	8	34	0	8	7	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2				
8	0	9	355	5	26	0	9	3	5	Normal	E+Fc+Sp	Q2	0446	31	619	3278

0	4	80	0	35	0	4	0	3	Dextral	E+Fc+Sp	Q3
4	7	350	0	26	4	7	68	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
0	9	360	0	27	0	9	0	3	Dextral	E+Fc+Sp	Q3
0	2	190	0	10	0	2	6	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
0	8	120	0	30	0	8	0	4	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
6	8	105	6	15	6	8	9		Dextral	E+Fc+Sp	Q2
0	8	105	0	15	0	8	70	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
2	8	57	7	32	2	8	63	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
0	9	345	5	25	0	9	2	2	Sinestral	E+Fc+Sp	Q3
4	8	255	5	16	4	8	58	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
0	8	280	0	19	0	8	30	1	Inversa	E+Fc+Sp	Q3
6	7	275	5	18	6	7	40	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2
0	8	340	0	25	0	8	5	5	Inversa	E+Fc+Sp	Q2
5	1	70	0	34	5	1	70	1	Dextral	E+Fc+Sp	Q2
0	8	260	0	17	0	8	45	1	Sinestral	E+Fc+Sp	Q3
8	7	287	7	19	8	7	3	3	Sinestral	E+Fc+Sp	Q2

	8	6	35	5	30	8	6	9	2	Dextral	E+Fc+Sp +Es	Q2	
	8	6	55	5	32	8	6	9	3	Sinestral	E+Fc+Sp +Es	Q2	
	8	7	32	2	30	8	7	7	1	Dextral	E+Fc+Sp +Es	Q2	

SOLO USO ACADÉMICO

Lugar	Paradas	GPS		Manteos y dirección		Datos										Promedios Estratificaciones	
		Este	Oeste	ip	ipDirección	stratificación	Estriaciones	Strías	Ángulo	Alas	movimiento	Lito	Fotos	Código muestra	Observación	ip	ipDirección
1	1	24475	187109	2	45	x						Lito: Toba de lapillítica			Manteos observados en una roca poco fresca.	7	43
				1	40	x											
	2	24843	188772	4	0	x						Lito: Lava Andesítica				1	6
				0	1	x											
				2	5	x											
				0	3	x											
				6	4	x											
				2	5	x											
				0	0												
	3	24907	188883	0	0							Lito: Toba de lapillítica	14-517				
				2	5												

10+1	9972 2	1769 43	0	60	x					T obas cristalinas y liticas		Estas presentaban variaciones en su contenido de cristales y liticos a lo largo del afloramiento, tambien fue posible obtener datos de indicadores cinematicos como estrias, sombras de presion y fibras minerales, tambien se observaron indicadores de riedel (R y R')	9	47
			8	52	x									
			6	30	x									
			0	45	x									
			4	31			20		extral					
			2	32			20							
			8	0			51		ormal					
			8	0			6		extral					
			6	25			7		inestr al					
											Calidad Q3			
											Calidad Q4 sin indicador de mov.			
											Calidad Q2			
											Calidad Q2			
											Calidad Q2			

				8	30			8		nversa		s(13/01)	Calidad Q2		
4	12	95961	178231	0	5						Areniscas	otomasap en mi repositario como parada 12	Cambios de manteos provocados por una aparente estrucutra	1	5
				8	4										
				0	0										
				6	1										
					2										
				0	0										
				0	0										
				6	8										
				5	2										
				13	95955	178328	0	40							
8	50														
4	42														
6	51														
14	95818	178472	0	95						Areniscas			3	95	
			0	00											

			8	15				0		inestr al			una roca de características intrusivas		
			0	10						extral					
			4	20				0		inestr al					
			0	19						extral					
			8	15						inestr al					
			4	15				5		extral					
			8	77				4		extral					
			0	75				7		inestr al					
			2	16						inestr al					
			6	15						inestr al					
			4	20				5		inestr al					
			0	19						inestr al					

			0	71				8		extral						
			0	75				3		inestr al						
19	0157 0	1931 11	4	15				5		inestr al	T oba litica Corneana		Presenci a de Estructuras cinematicas como estrias, fibras de crecimiento , escalones y sombras de presion.			
			2	50				8		inestr al						
			8	83				9		inestr al						
			6	07				6		ormal						
			0	05				8		inestr al						
			0	49				9		nversa		oto was sap en rece ptor io	Normal cortada por inversa			
			4	78				5		ormal						
			0	55				4		ormal				Normal cortando inversa, despla za las fibras		
			4	8				7		nversa						

				0	10			10		inestr al								
				4	20								Contacto entre la lito arenita y la toba	4	20			
6	20	0195 0	1920 91	0	55					A renisca (meta arenisca)			Arenisca con presencia de variaciones laterales	3	49			
				4	45													
				6	40													
				0	50													
				4	55													
				0	05													
	21	0160 0	1928 86	8	02					T obas			Tobas con aparente disposicion E-W, sub verticales	0	10			
				6	12													
				0	10													
				4	20													
				2	42			0	extral									In trusivo, aparente granodior ita
	8	55																
	22	0173 5	1923 85															
	23				8	55									3	52		

			4	06	>										
			0	15	>										
26	01996	192909	8	23	>					L ava Andesitic a			Mantien e las caracteristicas de la anterior pero con un aumento en el tamaño de las plg	9	23
			8	30	>										
			0	29	>										
			0	10	>										
			0	40	>										
27	01930	193011	0	00	>					T obas				4	86
			2	65	>										
			0	75	>										
			8	50	>										
			0	00	>										
7	03122	190464	4	77	>					M etaFangol ita			Presenci a de planos de fallas sin indicadores cinematicos	0	65
			6	75	>										
			0	48	>										
			0	60	>										
	29			8	32	>							Cambio de rumbo por	3	30

			6	40				5		extral						
			5	95				8		inestr al						
			6	82				0		nversa						
			4	6				13		nversa						
			5	44				07		ormal						
31	0350 8	1903 89	0	75							M etapelita					
			5	50												
			6	55												
			0	30												
32	0378 4	1910 72	0	06							C ontacto entre Fangolita y Andesita					
			2	75												
			8	74												
			6	70												
			6	52					35		extral	M etaSedim entaria				
			4	10							extral					
			5						2		nversa					

			4	0				42		ormal								
			6	0				0		inestr al								
			0	0				5		ormal								
33	0368 9	1916 45	6	62								S ecuencia MetaSedi mentaria con un contacto de lava andesitic a en la zona inferior						
			0	90														
			8	60														
			2	74														
			0	30					0		extral							Normal cortando Dextral
			0	30					8		ormal							
			2	00					4		extral							
			6	0					4		inestr al							
			8	5					0		extral							
			0	5					0		inestr al							Sinistral sobre la inversa, evidenciado por el crecimiento de los minerales verdes sobre los blancos
			0	5					0		nversa							

8	34	2148 7	1818 22	2	5				4		nversa	In trusivo Granitico	VTT 8- 34-1			
				6	0				0		nversa					
				8	05				0		extral					
				6	6				20		extral					
				0					0		ormal					
				6	08				2		extral					
				2	54				0		ormal					
				2	81						inestr al					
				2	33				0		inestr al					
				4	35				4		extral					
					35	2134 2	1817 58									

			8	95					inestr al						
			6	02				6	inestr al						
			0	90				5	inestr al						
			0	15				7	inestr al						
			4	75				5	inestr al						
			4	95				5	inestr al						
39	2128 6	1822 4	4	2				6	inestr al	V olcarenita			Semejan te a la lito anterior		
			6	5				2	inestr al						
			0	0				6	extral						
			0	5				8	nversa						
			4	0				0	inestr al						

			4	0				2		nversa					
			4	7				5		extral					
			6	5						inestr al					
			2	0				2		extral					
			0	5				0		nversa					
			2	45				15		inestr al					
43	1788 2	1814 56	2	7						to? Li	VTT 9- 43-1			8	78
			4	07											
			4	47											
			2	39											
44	1782 7	1814 74	7	36										8	41
			2	05											
			6	81											
45	1804 6	1823 23									VTT 9- 45-1				
46			6	86					T obas			Estratific acion aparente	5	91	

		1906 6	1789 51	0 92		>					Cristalina s			revisar los datos y corroborar con otros datos					
				0 90		>													
				5 88		>													
				4 00		>													
10	47	1301 2	1867 02	0 00		>					S ecuencia metasedi mentaria				0	2			
				2 8		>													
				4 5		>													
				2 5		>													
					0 95				0	ormal	M etaarenis ca con MetaCon glomerad o		VTT 10-48- 1 y SVTT 10-48- 2	Estos planos los indicadores no estaban claros tener cuidado					
					0 95			5	inestr al										
					8 92			0	inestr al										
					6 25			3	extral										
					8 20			0	inestr al										
					4 65			5	extral										
		48	1421 8	1883 22															

			2	00					inestr al					
			0	40				50	extral					
			0	30				5	nversa					
			0	90				2	inestr al					
49	1421 7	1880 95	2	00						M eta Arenisca con clastos imbricad os			6	7
			0	00										
			8	7										
			6	0										
			6	0										
50	1431 6	1883 57	6	19								Estructu ra de arpon con una Falla	6	19
51	1442 8	1885 64	0	5								Punto de control Estratificacion	0	5
52	1469 8	1888 48	8	5								Punto de control Estratificacion	8	5
53	1582 9	1891 25								Li toArenita Conglom eradica	VTT 10-53- 1	Control litologico		

	54	1574 8	1890 44	1	8	›					M isma lito anterior			Varia su contenido de Qz respecto a la anterior y el redondeo de este	9	5
				6	1	›										
				8	10	›										
	55	1563 8	1891 17	8	10	›									8	10
				0	3	›										
				0	3	›										
	56	1566 9	1891 32	0	3	›									0	3
				0	0	›										
				6	0	›										
	57	1525 3	1895 55	0	0	›					M etaSedim entarias				8	0
				0	0	›										
				4	0	›										
10+	58	1508 8	1888 18	2	0	›									3	8
				6	5	›										
				2	0	›										
1				8	5	›										
				0	8	›										
				2	0	›										

59	9949 4	1897 98	4	0					inestr al									
			0	5				5		nversa								
			8	0							inestr al							
			2	5					55		inestr al							
			0	00					7		extral							
			6	0					5		extral							
60	9960 5	1895 80	8	5				5		ormal	G ranodiori ta			Estacion donde los indicadores se encuentran presentes en un intrusivo del complejo volcanico Alhue				
			4	5				6		nversa								
			4	0				5		ormal								
			0	30				50		inestr al								
			0	30				0		extral								
			6	49				6		ormal								
			6	49						inestr al								
			8	30				7		extral								

				4	6			78	extral					
				9	6			76	extral					
12	61	9626 2	1800 21		5	>				L utitas		Presenta variaciones en los manteos debido a presencia de estructuras de estratos de crecimiento y arpones, esto con una direccion NE-SW	3	9
					00	>								
					5	>								
					4	>								
				6	5	>								
				0	10	>								
				0	5	>								
				4	00	>								
				2	0	>								
				6	0	>								
					0	>								
				0	8	>								
					90						inestr al			
				0	00						extral			

			2	85			7	extral			algunos planos de falla					
			0	5			65	extral								
			6	5			05	inestr al								
			4	6			60	extral								
			0	5			0	extral								
			0	7			5	inestr al								
			6	3			05	nversa								
			0	8				inestr al								
62	9765 2	1812 34	2	05		›			A reniscas			Posible estratificacion	2	10		
			0	15		›										
			4	10		›										
63	9460 5	1796 72	0	0		›			A renisca Fina			2	1			
			2	0		›										
			0	0		›										
			6	2		›										

	64	9420 2	1795 64	0	5	>								In tercalacio n de arenisca media a conglome rada fina				3	9
				8	0	>													
				0	0	>													
				4	2	>													
	65	1899 8	1852 82											T oba litica			Sin estratificacion aparente		
	66	1880 1	1853 18											L ava Andesitic a			Existia un contacto entre un dique y la lava		
13	67	1868 7	1852 88	4	0	>							L ava Andesitic a			Datos obtenidos de estructuras de flujos presentes en el afloramiento	7	9	
				6	6	>													
				2	5	>													
				6	8	>													
				0	0	>													
				2	5	>													
68	1640 1	1864 38											L ava Andesitic a			Control Litologico			

69	1629 7	1868 97								In trusivo Granodio rita			ja, Nice		
70	1159 4	1868 97	0	55	›					In tercalacio n de areniscas finas y medias				0	26
			2	0	›										
				0	›										
			0	0	›										
71	1098 3	1873 01	0	50	›					R oca altament e meteoriz ada, Arenisca				1	85
			2	0	›										
			6	4	›										
			4	55	›										
72	1175 0	1874 50							L ava Andesitic a			Hornble ndas de sobre un centimetro			
73	1156 0	1877 41		0	›										5
				0	›										
				0	›										
			0	0	›										

14	74	1116 0	1879 31	6	5	›					T oba				3	3	
				0	0	›											
	75	1104 3	1880 68	8	5	›									4	19	
				0	30	›											
				6	20	›											
				0	30	›											
	76	9771 2	1820 05	2	8	›					L ava Andesitic a con variacion es			Presenta tobas en la zona basal(una quebrada mas arriba por el manteo) que poseian el mismo manteo	9	7	
				8	0	›											
				2	0	›											
				4	0	›											
	77	9726 2	1826 48	2	40	›					In tercalacio n de tobas e intrusivos hipoabisa les	oto que tien e totit o		supuesta estratificacion obtenida de posibles bandeamiento de flujo	8	41	
				6	45	›											
				4	44	›											
				0	35	›											
				0	0	›											
	78	0996 2	1940 57	0	0	›					A reniscas		Estratific acion presente en la fm. La Lajueta	4	0		
8				5	›												

			4	4	>											
79	0997 6	1390 9	4	0	>								Misma litología que parada anterior y presencia de estriamiento	7	8	
			0	0	>											
			8	5	>											
			6	5	>											
			0	55				3		ormal						
			0	0				0		extral						
			4	50				68		extral						
			0	60				0		extral						
80	1016 4	1936 82	8	5	>							Presenta laminacions y ondulitas	8	8		
			0	5	>											
			6	0	>											
			6	0	>											
81	1044 6	1932 8		45	>					B recha Hidroter mal		Se observan algunos relictos de la roca original, como areniscas de		14		
			0	90	>											
				00	>											

				8	87				3		inestr al							
	82	1099 4	1925 74	8	5				9		extral	B recha Hidroter mal			Lito original desconocida			
				8	5				9		inestr al							
				8	2				7		extral							

SOLO USO ACADÉMICO

Modelo Forward Boyce		
Etapas	Falla Izquierda	Falla Derecha
T0	5000 m	4000 m
T1	1000 m	1000 m
T2		500 m
T3		100 m
Modelo Forward SVTT		
T0	3000	m
T1	1000	m
T2	1000	m
T3	1000	m
T4	1000	m

SOLO USO ACADÉMICO