



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



**Reconocimiento geológico-estructural de la Cordillera
Principal en los valles de los ríos Ñuble y Los Sauces
($36^{\circ}27' S - 36^{\circ}46' S$, y $71^{\circ}18' O - 71^{\circ}6' O$), Región de
Ñuble, Chile.**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Valentina Alejandra Jara Farías

Profesor Guía: Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

Profesora Co-Guía: Dra. Paulina Soledad Vásquez Illanes

Profesor Comisión: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Concepción, 2025

*En cada afloramiento,
descubro que la paciencia de la Tierra
es también la mía,
y que mi oficio es, en esencia,
dar voz a las rocas
y tiempo a la memoria.*

ÍNDICE DE CONTENIDOS

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	5
1.2.1. Objetivo general	5
1.2.2. Objetivos específicos	5
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	5
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	7
1.5. AGRADECIMIENTOS	10
2. MARCO GEOLÓGICO	12
2.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS	12
2.1.1. Relieve	12
2.1.2. Hidrografía	14
2.2. ESTRATIGRAFÍA	15
2.2.1. Rocas estratificadas	15
2.2.1.1. Unidades Mesozoicas.....	15
2.2.1.1.1. Formación Plan de los Yeuques.....	15
2.2.1.2. Unidades Cenozoicas	17
2.2.1.2.1. Formación Abanico	17
2.2.1.2.2. Formación Curamallín.....	18
2.2.1.2.3. Formación Cola de Zorro	19
2.2.1.3. Depósitos cuaternarios	21
2.2.2. Rocas intrusivas	22
2.2.2.1. Batolito Santa Gertrudis- Bullileo.....	22
2.3. ESTRUCTURAS	23
2.3.1. Pliegues	24
2.3.2. Fallas	25
2.4. COMPARACIÓN DE MAPAS ESTRATIGRÁFICOS	28
3. METODOLOGÍA Y MATERIALES	29
3.1. PRE-TERRENO	29
3.2. TERRENO	29
3.2.1. Mapeo geológico- estructural	29
3.3. POST- TERRENO	30
3.3.1. Dataciones radiométricas	30
3.3.2. Estudio petrográfico mediante lámina delgada	31
3.3.3. Mapa geológico- estructural y perfil	31
4. RESULTADOS	33
4.1. MAPA GEOLÓGICO	33
4.2. DATACIONES RADIOMÉTRICAS U-Pb EN CIRCÓN	34
4.2.1. Formación Abanico	36
4.2.2. Formación Curamallín	39
4.3. ESTRATIGRAFÍA	40

4.3.1. Rocas estratificadas	40
4.3.1.1. Formación Abanico	40
4.3.1.2. Formación Curamallín.....	46
4.3.1.3. Formación Cola de Zorro	48
4.3.2. Rocas intrusivas	49
4.3.2.1. Batolito Santa Gertrudis- Bullileo.....	49
4.4. ESTRUCTURAS.....	49
4.4.1. Pliegues	50
4.4.2. Fallas	51
5. DISCUSIÓN	57
5.1. GEOCRONOLOGÍA Y CORRELACIÓN CON UNIDADES.....	57
5.2. CONTEXTO TECTÓNICO DURANTE LA DEPOSITACIÓN Y/O EMPLAZAMIENTO DE UNIDADES GEOLÓGICAS	59
5.3. EMPLAZAMIENTO DE BATOLITO SANTA GERTUDIS- BULLILEO	61
5.4. ESTILO ESTRUCTURAL	63
6. CONCLUSIONES	66
7. REFERENCIAS.....	69
ANEXOS.....	75

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.....	6
1. 2. Mapa de rutas propuestas para el área de estudio.....	6
2. 1. Estrías glaciares en superficie pulida.....	13
2. 2. Vistas del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh).....	14
2. 3. Mapa geológico de la subcuenca Chillán y bloque diagrama mostrando la arquitectura extensional oligo-miocena.....	26
4. 1. Mapa geológico 1:50.000.....	34
4. 2. Mapa de ubicación de muestras en el área de estudio.....	36
4. 3. Diagrama de concordia (<i>Wetherill</i>) para la muestra NU2501.....	37
4. 4. Diagrama de concordia (<i>Wetherill</i>) para la muestra NU2502.....	38
4. 5. Diagrama de concordia (<i>Wetherill</i>) para la muestra NU2505.....	39
4. 6. Diagrama de concordia (<i>Wetherill</i>) para la muestra NU2503.....	40
4. 7. Afloramiento de roca volcánica.....	41
4. 8. Afloramiento en orilla del camino.....	42
4. 9. Detalle de afloramiento.....	42
4. 10. Detalles de erosión.....	43
4. 11. Afloramiento a orilla de camino.....	44
4. 12. Detalle de estructuras a nivel afloramiento.....	44
4. 13. Detalle de estructuras.....	45
4. 14. Lapilli acrecional.....	45
4. 15. Grietas de tensión.....	46

4.	16.	Estratificación de afloramientos al sureste de río Ñuble.....	47
4.	17.	Vista panorámica hacia el norte del cerro El Barco.....	48
4.	18.	Afloramiento al oeste de Los Sauces.....	49
4.	19.	Vista panorámica hacia el norte del cerro El Barco.....	50
4.	20.	Vista panorámica hacia el cajón González.....	51
4.	21.	Vista panorámica hacia el noreste del estero Las Tragedias.....	51
4.	22.	Imagen satelital hacia el sur del río González.....	52
4.	23.	Imagen satelital hacia el sur de Laguna El Baúl.....	53
4.	24.	Estereograma con fallas locales encontradas en terreno.....	54
4.	25.	Vista al norte del estero Las Tragedias.....	54
4.	26.	Modelo de elevación digital utilizado para traza de fallas.....	55
5.	1.	Diagrama de concordia (<i>Wetherill</i>) para la muestra NU2505.....	58
5.	2.	Imagen satelital al norte del estero Lara.....	62
5.	3.	Perfil restaurado.....	65

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. 1. Resumen de edades reportadas para la Formación Curamallín en el sur de Chile.....	3
4. 1. Resumen de ubicación, unidad asignada y detalles de las muestras.....	35
5. 1. Tabla resumen de largo de línea antes y después de la restauración.....	64

RESUMEN

El presente estudio aborda el reconocimiento geológico- estructural de un sector de la Cordillera Principal de la región de Ñuble, específicamente entre los valle de los ríos Ñuble y Los Sauces. Esta área corresponde a un segmento representativo del margen andino sur de Chile, donde interactúan procesos magmáticos, sedimentarios y deformacionales.

Este trabajo tiene como objetivo principal reconocer y determinar la distribución de las unidades geológicas y estructuras tectónicas presentes en la Cordillera Principal, en las inmediaciones de los ríos Ñuble y Los Sauces, para así analizar la evolución geológica y tectónica de la región de estudio. Esto, integrando observaciones de campo, cartografía geológica, análisis petrográficos, modelamiento de secciones, geocronología U-Pb en circones y una revisión de la literatura regional.

Este estudio se centró en la caracterización geológica y geocronológica del área, clarificando la nomenclatura y disposición estratigráfica de sus unidades. Se testeó la presencia de la Formación Plan de Los Yeuques en su localidad tipo, demostrando mediante dataciones U-Pb que corresponde a una unidad más joven de lo previamente propuesto. Se reconocieron unidades mesozoicas y cenozoicas como Abanico, Curamallín y Cola de Zorro, junto a cuerpos intrusivos del batolito Santa Gertrudis-Bullileo, sin geocronología robusta previa. El análisis estructural permitió definir litología, distribución y contactos, e identificar estructuras con distinta cinemática. Se propone un control estructural importante sobre el emplazamiento magmático y la evolución de las cuencas, posiblemente vinculado a inversión tectónica. Aunque no hay evidencia concluyente de esta, discordancias angulares, variaciones estratales y cambios estructurales sugieren reactivación de estructuras heredadas, las que habrían condicionado la deformación y segmentación de las cuencas cenozoicas.

Las dataciones U-Pb permitieron precisar las edades de las unidades del área, asignando 35–15 Ma para la Formación Abanico y 20–8,8 Ma para la Formación Curamallín. Estos resultados descartan la presencia de la Formación Plan de Los Yeuques, ya que los afloramientos en su localidad tipo corresponden a la Formación Curamallín, por lo que se propone eliminar dicha denominación. Las edades obtenidas coinciden con registros regionales del Maule, respaldando la asignación estratigráfica e interpretación tectonoestratigráfica de la cuenca. Además, edades U-Pb en xenocristales de circones confirman la existencia de un basamento pre-cenozoico, correlacionable con las formaciones Antuco y Nacientes del Biobío.

El estudio entrega nuevos antecedentes para comprender la evolución tectónica y sedimentaria del área, mejorando los modelos actuales y aportando una base para futuras investigaciones.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

La Cordillera Principal es una unidad morfotectónica dentro de los Andes Centrales, caracterizada por una interacción entre magmatismo, procesos tectónicos y deformación cortical que la hace una zona compleja y de gran interés en el sistema andino. En el segmento estudiado, la construcción de la Cordillera Principal es producto de una serie de eventos de inversión tectónica y actividad neotectónica que han configurado su distribución actual (Radic, 2010). La ubicación geográfica del área de estudio comprende los valles de los ríos Ñuble y Los Sauces, situados en la Cordillera Principal de Chile central, entre los 35° y 38° de latitud sur. Esta región se encuentra dentro de un cinturón tectono-estratigráfico caracterizado por la presencia de depósitos volcánicos y sedimentarios del Cenozoico, unidades intrusivas asociadas a la evolución del arco magmático y estructuras de deformación generadas por la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana (Melnick *et al.*, 2006).

Geomorfológicamente, la zona presenta una serie de relieves estructurales controlados por fallas activas, cuyos efectos, como la presencia de escarpes, deformación de terrazas y la segmentación topográfica, han sido evaluados mediante indicadores neotectónicos y modelos de deformación recientes (Oviedo-Reyes *et al.*, 2024).

Una de las discrepancias principales corresponde a la presencia y asignación estratigráfica de la Formación Plan de los Yeuques, definida originalmente por González-Ferrán y Vergara (1962) al oriente del valle del río Ñuble, como una sucesión de flujos de lava, tobas y brechas volcánicas con intercalaciones menores de rocas sedimentarias. Estos depósitos fueron interpretados como producto de un ambiente de cuenca de intraarco con intenso volcanismo durante un periodo extensional cortical posterior al alzamiento andino ocurrido en el Cretácico (Muñoz *et al.*, 2018). En esa definición original, se le asignó un rango temporal Neocomiano superior, en función de la edad máxima conocida de la unidad subyacente, la Formación Colimapu, de edad Hauteriviana. Posteriormente, nuevos estudios han propuesto edades más jóvenes para esta unidad. En el valle del río Teno, Muñoz *et al.* (2018) y Mosolf *et al.* (2011) identificaron una unidad con características similares a la Formación Plan de los Yeuques y le asignaron un rango de edad entre 75 y 63 Ma, es decir,

entre el Campaniano y el Daniano. Más recientemente, Piquer *et al.* (2023), en base a dataciones U-Pb en el valle del río Maule, han propuesto un rango aún más acotado y antiguo, entre 94,7 y 84,8 Ma. Sin embargo, en los mismos afloramientos donde González-Ferrán y Vergara (1962) definieron la Formación Plan de los Yeuques, es decir, su localidad tipo en el oriente del río Ñuble, Muñoz y Niemeyer (1984) no reconocen dicha unidad, y en cambio asignan esos afloramientos a la Formación Curamallín. Además, estos autores proponen que los niveles inferiores definidos como PdY corresponderían a la base de la Formación Curamallín, y que los niveles superiores podrían relacionarse con la Formación Abanico. Por tanto, la discrepancia radica en que, mientras algunos autores han extendido el uso de la denominación Formación Plan de los Yeuques a diferentes sectores de la zona central, incluso con rangos de edad variables, otros, como Muñoz y Niemeyer (1984), directamente no reconocen esta unidad en su localidad tipo, proponiendo que los afloramientos allí presentes corresponden en realidad a otras unidades ya definidas. Esta contradicción pone en duda la validez estratigráfica de la Formación Plan de los Yeuques como unidad independiente, y plantea la necesidad de reevaluar su existencia mediante un enfoque integrado que combine análisis litoestratigráfico y geocronológico.

Parte de los objetivos del presente trabajo es identificar la unidad presente en el área donde fue definida la Formación Plan de los Yeuques a través de reconocimientos litoestratigráficos, dadas las discrepancias existentes en la literatura, respaldados por análisis geocronológicos que permitan definir su edad.

Una de las unidades estructurales clave es la cuenca de Curamallín, interpretada como un sistema de rift extensional desarrollado durante el Oligoceno-Mioceno, que fue invertido durante el Mioceno Superior. Este proceso generó sistemas de pliegues y fallas que configuran la geología actual del área (Torres, 2021). Además, el magmatismo de la zona ha estado asociado a sistemas de fallas regionales con orientación N-S, que han actuado como corredores para el emplazamiento y migración de magmas, evidenciando un control estructural importante (Radic, 2010; Oviedo-Reyes *et al.*, 2024).

Es relevante destacar las diferencias en la descripción de la Formación Curamallín entre los trabajos de González-Ferrán y Vergara (1962) y Muñoz y Niemeyer (1984) (Anexo 2). González-Ferrán y Vergara (1962) la definen como una sucesión de rocas sedimentarias continentales con intercalaciones de volcanitas de queratófidos y porfiritas cuarcíferas,

restringida en el sector oriental del área por la presencia de la Formación Plan de los Yeuques. En contraste, Muñoz y Niemeyer (1984) describen a la Formación Curamallín con una extensión mucho mayor, cubriendo gran parte del área, y no documentan la presencia de la Formación Plan de los Yeuques. Además, presentan edades K-Ar en roca total entre 10,32 y 13,41 Ma, correspondientes al Mioceno medio a tardío. Estas edades son críticas, ya que su depositación ha sido interpretada como parte de una cuenca extensional desarrollada entre el Eoceno tardío y el Mioceno temprano, por lo que dichas edades podrían no ser confiables debido a las limitaciones del método K-Ar (Charrier *et al.*, 2024). En años recientes se han obtenido nuevas dataciones geocronológicas en la región del Maule y sectores más australes, además de hallazgos de fósiles mamíferos en el sector de Laguna del Laja, datados entre 24,6 y 14 Ma, e incluso hasta 9 Ma (Jordan *et al.*, 2001; Flynn *et al.*, 2008; Venegas *et al.*, 2023; Contreras *et al.*, 2024) (Tabla 1.1).

Tabla 1.1. Resumen de edades reportadas para la Formación Curamallín en el sur de Chile.

Autor(es)	Edad estimada (Ma)	Método utilizado
Jordan <i>et al.</i> (2001)	24,6 – 14	Correlación bioestratigráfica
Flynn <i>et al.</i> (2008)	Hasta 9	Correlación bioestratigráfica
Venegas <i>et al.</i> (2023)	20 – 10 aprox.	Geocronología U-Pb
Contreras <i>et al.</i> (2024)	~18 – 9	Geocronología U-Pb

El contexto tectónico de la Formación Curamallín ha sido interpretado como compresivo en Argentina (Cobbold, 2008), pero trabajos recientes muestran evidencias extensionales hacia Laguna del Laja en uno de sus miembros (Encinas *et al.*, 2024). Esto ha motivado debates respecto a su origen y relación con la Formación Abanico. Flynn *et al.* (2008) han propuesto que la Formación Curamallín podría representar una prolongación meridional de la Formación Abanico, aunque otros autores (Contreras *et al.*, 2024; Venegas *et al.*, 2023) las diferencian, correlacionando el miembro volcánico de la Formación Curamallín con la base de la Formación Abanico, dada la similitud de contextos extensionales (Encinas *et al.*, 2024).

Uno de los problemas relevantes a resolver es la presencia y extensión real de esta unidad, lo que será abordado mediante análisis geocronológicos más confiables (U-Pb) y estudios litoestratigráficos que permitan determinar la unidad presente en el área de estudio.

Geológicamente, la Cordillera Principal en este sector ha evolucionado bajo un régimen alternante de extensión y compresión, expresado en la deformación de cuencas y la reactivación de estructuras preexistentes. La inversión tectónica ha jugado un rol importante en la formación de estas cuencas, generando estructuras compresivas y facilitando la exhumación de sus depósitos (Radic, 2010). La actividad tectónica también ha modificado sistemas de drenaje y morfología del relieve, como se ha observado en estudios recientes sobre evolución geomorfológica y neotectónica en la Frontera Andina Occidental (Oviedo-Reyes *et al.*, 2024). Aún persiste una comprensión incompleta sobre cómo la evolución tectónica de la Cordillera Principal ha influido en la distribución y características de las unidades geológicas presentes. Procesos como inversión de cuencas cenozoicas, levantamiento cortical y deformación transcurrente se asocian directamente a su configuración actual. Se ha identificado que estructuras orientadas NNE y NO controlan la distribución de depósitos cenozoicos en la región (Radic, 2010).

Es posible reconocer el límite oriental de zonas estructurales importantes de orientación NO-SE, como la Falla Las Zorras, la cual inicialmente fue una falla normal con vergencia al este y que fue invertida durante el Mioceno medio (18 Ma), reactivándose posteriormente durante el Neógeno (10 Ma) como una estructura compresiva (Castro, 2025). Esta falla pone en contacto a la Formación Abanico con el Complejo Intrusivo El Melado, cuya edad varía entre 18 Ma en el río Maule y 84 Ma en el río Ancoa (Castro, 2025; Cabezas, 2018). La exhumación de franjas plutónicas como el batolito Santa Gertrudis–Bullileo podría estar asociada a estas estructuras NO-SE, cuya continuidad e influencia regional es importante reconocer dentro del área de estudio.

Considerando todas estas discrepancias en la literatura y el escaso control estratigráfico y geocronológico, el presente trabajo tiene como finalidad principal definir la estratigrafía y las estructuras presentes en la región, establecer la edad real de unidades geológicas clave mediante dataciones U-Pb y proponer un modelo de evolución tectónica miocena que permita comprender los procesos que han configurado este sector de la Cordillera Principal.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo general

Reconocer y determinar la distribución de las unidades geológicas y estructuras tectónicas presentes en la Cordillera Principal, en las inmediaciones de los ríos Ñuble y Los Sauces, para así analizar la evolución geológica y tectónica de la región de estudio.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Caracterizar litológica y estratigráficamente las unidades presentes en el área.
2. Identificar y caracterizar estructuras geológicas, fallas y pliegues, con énfasis en las evidencias de depositación sintectónicas
3. Determinar edad absoluta de unidades geológicas claves en el área.
4. Elaborar un modelo geológico-estructural que sintetice la distribución de las unidades geológicas y sus relaciones estructurales.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se encuentra ubicada en la región del Ñuble, al este de San Fabián de Alico. La localidad más cercana corresponde a Los Sauces, que se encuentra entre los valles de los ríos Ñuble por el sur y Los Sauces por el este.

El acceso al área de estudio es a través de San Fabián de Alico en dirección a la localidad de Los Sauces por la ruta N-31, la cual va junto con el río Ñuble y sus tributarios hasta llegar a la localidad de Pichirincón. Ya en el sector de Los Sauces, se utilizaron caminos rurales para llegar a las zonas de interés como también a las rutas transitables a pie propuestas (Figura 1.1).

En la figura 1.2 se observan las rutas y puntos de interés que fueron realizados durante Enero de 2025 en la zona junto al Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). El área se caracteriza por ser boscosa, de difícil acceso por las altas pendientes, por lo que cada ruta representa las posibles vías de acceso disponibles que permitieran observar afloramientos a través de cortes en dirección N-S como E-O.

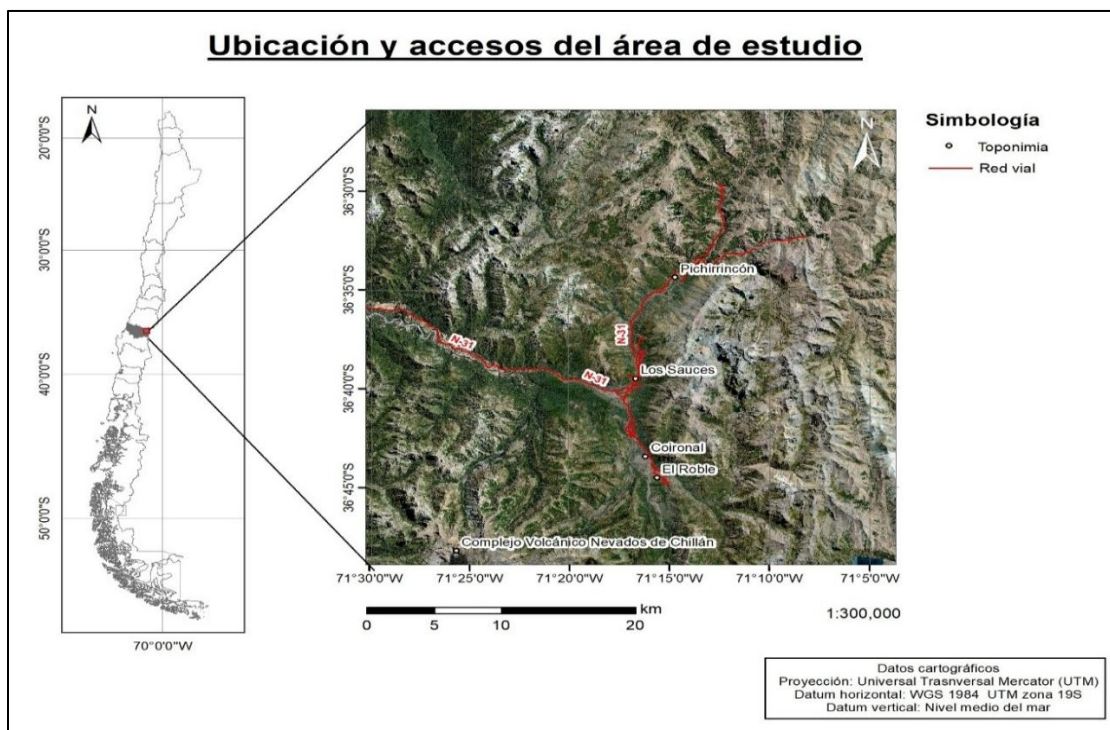


Figura 1.1.: Mapa de ubicación y accesos del área de estudio. Se muestra el mapa de Chile continental junto a una imagen satelital del área de estudio.



Figura 1.2.: Mapa de rutas propuestas para el área de estudio. Se muestran las rutas y puntos de interés para el área de estudio.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

González- Ferrán y Vergara (1962) publican “Reconocimiento geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° sur” en donde cubren un área de 19.000 km² y se reconoce por ser el primer estudio realizado en la Cordillera Principal. En este trabajo definen las Formaciones Curamallín, Cola de Zorro, Malla Malla y Plan de los Yeuques, exponiéndolas en un mapa geológico 1:500.000 donde además se presentan estructuras y la disposición espacial entre estas unidades.

Muñoz y Niemeyer (1984) publican “Hoja Laguna del Maule” en donde cubren un área de 6.000 km² entre las latitudes 36° y 37° sur. En este trabajo presentan un mapa geológico que muestra la distribución de la Formación Curamallín, Cola de Zorro, además de batolitos como Santa Gertrudis- Bullileo. Muñoz y Niemeyer redefinen la unidad, incluyendo a la Formación Malla Malla descrita por González- Ferrán y Vergara (1962) como miembro de la Formación Curamallín. Incluye edades ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar en biotita, plagioclasa y roca total que se encuentran en el área de estudio del presente trabajo.

Jordan *et al.* (2001) publican el estudio “*Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes*”, en el cual analizan la formación de cuencas intra-arco activas entre los 33° y 45°S como respuesta a un aumento en la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica entre 28 y 26 Ma. En este contexto, describen a la Formación Curamallín como una unidad volcanosedimentaria de hasta 2.800 m de espesor desarrollada entre los 36° y 39°S, cuya edad de depositación fue determinada entre 24,6 y 22,8 Ma mediante dataciones ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar en lavas. Análisis de trazas de fisión en apatito indican edades de exhumación posteriores, asociadas al levantamiento cortical vinculado al acortamiento andino. El estudio interpreta a esta unidad como producto de cuencas extensionales controladas por fallas normales y la considera clave en la transición tectónica entre extensión y compresión en los Andes del sur de Chile.

Flynn *et al.* (2008) publican “*Chronologic implications of new Miocene mammals from Cura- Mallin and Trapa Trapa formations, Laguna del Laja area, south central, Chile*” en donde documentan la presencia de fósiles de mamíferos en la Formación Curamallín además de edades ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar que abarcan entre los 9 y los 20 Ma. Se interpreta a esta unidad como una secuencia estratificada con depósitos fluviales y volcanoclásticos de hasta 1.800 m de

espesor, los cuales fueron acumulados en un contexto extensional y una posterior inversión tectónica. Se destaca a esta localidad, al sudeste de la Laguna del Laja, como una de las secuencias bioestratigráficas más largas y detalladas de Sudamérica, en donde se identificaron 6 *South American Land Mammal Ages* (SALMAs), las cuales permiten interpretar eventos de desarrollo de mamíferos sudamericanos, correlacionar secuencias sedimentarias y otorgar edades a depósitos continentales. Además, se propone una correlación lateral con la Formación Abanico, donde los niveles superiores de la Formación Curamallín en Laguna del Laja serían equivalentes a las secuencias base de la Formación Abanico hacia el norte.

Spikings *et al.* (2008) publican “*Tectonic response of the central Chilean margin (35–38°S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust*” donde presentan una compilación de edades U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre unidades ígneas y metasedimentarias distribuidas entre los 35° y 38°S, abarcando el sector de la Cordillera Principal al norte y sur del área de estudio. En este trabajo se identifican importantes eventos magmáticos entre el Jurásico y el Cretácico Inferior, con edades comprendidas entre los ~170 y 110 Ma, asociados al desarrollo de un margen continental activo influenciado por la subducción de corteza oceánica heterogénea. Esta información resulta relevante para la interpretación regional del basamento que subyace a la Formación Abanico en la zona del río Ñuble, ya que algunas de las edades obtenidas en circones heredados del presente estudio (Cretácico Inferior y Superior) podrían correlacionarse con estas unidades ígneas mesozoicas, lo que sugiere que parte del basamento expuesto o cercano a la superficie en este sector corresponde a unidades del arco magmático mesozoico descrito por estos autores.

Radic (2010) publica “Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los complejos Nevados de Chillán y Copahue- Callaqui (Andes del Sur, 36°-39°S)” en donde analiza la evolución tectonoestratigráfica de subcuencas extensionales que fueron desarrolladas entre las latitudes 36° y 39°S durante el Oligoceno- Mioceno. En este trabajo se define a la subcuenca Chillán como un hemigraben de polaridad oeste que se encuentra limitado por un borde activo por el oeste en el sector Coihueco- Recinto y un borde pasivo por el este en las lagunas de Epulauquén, Argentina. Esta subcuenca se encuentra rellena por rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Curamallín, conformando una secuencia de acumulación asimétrica de más de 2.500 m de espesor. Respaldo por

dataciones radiométricas K-Ar, se le asigna una edad de 19 Ma correspondiente al Mioceno Temprano. Durante el Mioceno tardío, esta subcuenca sufre una inversión tectónica desarrollando una geometría de doble vergencia, la cual presenta anticlinales por propagación de falla tanto en su borde occidental como oriental. Esta deformación ha permitido interpretar la reutilización de fallas preexistentes.

Muñoz *et al.* (2018) publican “*Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~35°S*” que presenta una serie de dataciones radiométricas junto al levantamiento de un mapa geológico entre las cuencas del río Tinguiririca y río Teno, al norte de la zona de estudio del presente trabajo. En estas dataciones U- Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugieren que la edad de la Formación Plan de los Yeuques se encontraría entre ~75 y 63 Ma, posicionándola en una edad del Campaniano al Daniano. Además, se indica que la Formación Plan de los Yeuques estaría pseudoconcordante a la Formación Abanico y presenta evidencias sin-sedimentarias, con presencia de estratos de crecimiento y deformación sin-sedimentarias extensional en las cercanías al río Teno.

Venegas *et al.* (2023) publican “Geología del cuadrángulo Río Claro, región del Maule” donde se entregan datos geocronológicos U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para unidades miocenas enmarcados entre 35°30’ y 35°45’ S en la Cordillera Principal. Para la Formación Curamallín, a la cual se le otorga una edad de 20 a 14 Ma, se le describe como una secuencia volcanosedimentaria que estaría cubriendo en discordancia angular a la Formación Abanico e intruida por el Complejo Intrusivo La Invernada entre los 14 y los 12 Ma. Se destaca también una deformación sindepositacional compresiva que habría afectado a la unidad, la cual se asocia a la inversión tectónica durante el Mioceno medio.

Piquer *et al.* (2023) publican “*Spaciotemporal variability of magmatic products under a changing structural and tectonic context*” donde se presenta un estudio sobre la evolución magmática del margen andino en la región del Maule, apoyado en datos U-Pb obtenidos a través del método LA-ICP-MS. En este trabajo se identifican depósitos piroclásticos que son asignados a la Formación Plan de los Yeuques, a la cual se entregan edades U-Pb entre 94,7 y 84,8 Ma, ubicándola entre Santoniano y Campaniano. Además, se observa una relación discordante sobre la Formación Colimapu.

Contreras *et al.* (2024) publican “Geología del área San Clemente- Melado, región del Maule” en donde se presenta un mapa geológico a escala 1:100.000 junto a dataciones U-Pb

y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En este estudio se describe a la Formación Abanico, la cual aflora en el sector central del área San Clemente- Melado, como una secuencia volcanosedimentaria compuesta por brechas, lavas de composiciones básicas a intermedias y tobas. A esta unidad se le asigna una edad entre 34 y 24 Ma depositada en un régimen extensional previo a la inversión tectónica miocena. También se presenta a la Formación Curamallín como una unidad volcanosedimentaria compuesta de rocas volcanoclásticas, sedimentarias y lavas que aflora al sureste del río Maule y se extiende hacia el sur en discordancia sobre la Formación Abanico. A esta unidad volcanosedimentaria se le asigna una edad entre 20,4 y 18 Ma y su depositación se daría en un contexto compresivo. Además han propuesto el uso del nombre "Estratos de los Bellotos" en correlación con litologías previamente asignadas a la Formación Plan de Los Yeuques, especialmente en sectores donde su localidad tipo ha sido reinterpretada como de edad miocena y vinculada a la Formación Curamallín. Sin embargo, estos trabajos no plantean formalmente el reemplazo de dicha nomenclatura, sino que establecen una correlación litológica sin redefinir la unidad original.

Encinas *et al.* (2024) publican "*Cenozoic Basin Evolution during Alternating Extension and Shortening in the Southern Central Andes along the Chile-Argentina Border, 37–38°S*" donde su enfoque es sobre la evolución de la cuenca Cenozoica durante transiciones entre extensión y compresión en la zona central de los Andes del Sur. En este trabajo define 2 miembros para la Formación Curamallín: un miembro volcánico (CMV) y un miembro sedimentario (CMS). Apoyado de dataciones radiométricas U- Pb, se define que CMV se depositó durante un periodo extensional a los ~ 20 Ma, mientras que CMS se deposita en un entorno más bien compresivo entre los 19 y 9 Ma. De esta manera, se define una transición en el ambiente de depositación para esta unidad geológica.

1.5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se encuentra en el marco del proyecto VRID iniciación 2024 001123ini asignado a mi profesor guía Dr. Mauricio Espinoza Vargas, a quien quiero agradecer por considerarme para este trabajo. Su orientación, apoyo constante y vocación por la ciencia han sido una inspiración para creer cada día en mis habilidades y mi capacidad para lograr lo que me proponga.

Extiendo también mi gratitud a mi co-guía Dra. Paulina Soledad Vásquez Illanes por sus valiosos aportes, su apoyo constante en todo el proceso y su gran disposición para ayudarme en cada detalle de este trabajo.

A SERNAGEOMIN por el apoyo para la realización de cortes transparentes y su apoyo en esta campaña de terreno.

A MsC. Carlos Venegas, Dr. Diego Mardones y equipo logístico por todo el compromiso con este proyecto desde su campaña de terreno hasta la entrega de este trabajo.

A mis maravillosos padres, Leopoldo Jara y Maritza Farías por ser siempre mi apoyo incondicional en cada locura, cada risa y cada llanto en este periodo tan difícil de mi vida, gracias por permitirme soñar en grande y por siempre potenciar mis capacidades.

Gracias a mis hermanos, Violeta y Vicente por siempre confiar en mí y acompañarme como solo ustedes saben hacerlo.

A mis tías, Paula e Isabel y mi abuela María Isabel por esas videollamadas conversando de lo acontecido de nuestras vidas y los eternos chismes.

A mi bisabuela, Ana Becerra por nunca dejarme sola y defenderme hasta el último de tus días, siempre vivirás en mi corazón.

A todos los funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra, en especial a Don Pedro, Don Mauri, Don José y la tía Angelica por siempre regalarme su sonrisa en las mañanas, por esos ricos desayunos de terreno y sus valiosos consejos para sobrellevar lo estresante de la vida universitaria.

Finalmente, a mis amigos, Víctor, Felipe, Anaís y Valentín por ser mi pilar fundamental, gracias por cada desvelada, cada ataque de risa, por esta hermosa amistad que me han regalado y espero seguir compartiendo con ustedes.

A todos ustedes, gracias por ser parte de esta etapa, mis más sinceros agradecimientos.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

2.1.1. Relieve

La zona en la que se enmarca este trabajo se sitúa en la morfoestructura de la Cordillera Principal, dentro de la Cordillera de los Andes del Sur. Este segmento se caracteriza por la presencia de formaciones mesozoicas y cenozoicas, junto con cuerpos intrusivos de edad miocena. Litológicamente, incluye depósitos volcanosedimentarios, unidades piroclásticas y diversas intrusiones asociadas al arco magmático andino.

El modelado del relieve ha estado fuertemente influenciado por procesos glaciales, principalmente durante el Pleistoceno, así como por la acción fluvial actual. A esto se suma la influencia del volcanismo reciente, vinculado a centros eruptivos cercanos. Estas dinámicas han generado grandes valles transversales y núcleos montañosos aislados, cuya morfología está estrechamente controlada por las estructuras geológicas y la naturaleza de las litologías presentes (González-Ferrán y Vergara, 1962).

En términos topográficos, las altitudes varían desde los 600 m s.n.m. en los valles del río Ñuble y sus tributarios, hasta los 2.650 m s.n.m. en las cercanías de laguna La Pila, al este de Los Sauces.

Estos valles representan gran parte del relieve negativo del área y su existencia es dado por acción fluvial y paso de glaciares, lo que se expresa con la presencia de estrías glaciares en rocas de los afluentes actuales de la zona (Figura 2.1). Es posible reconocer niveles aterrazados de sedimentos fluviales y glaciofluviales que han configurado grandes planicies que alcanzan un mejor desarrollo aguas abajo, así es posible encontrar sedimentos aterrazados alternados con efusiones basálticas aguas arriba (González- Ferrán y Vergara, 1962).

Es posible reconocer también una gran cantidad de lagunas situadas en pequeñas depresiones volcánicas de edad Cuaternaria, tales son las ubicadas en los cerros El Barco, al NO de la zona de estudio, La Mortandad al NE y cerro Las Mariposas hacia el SE.

Este relieve volcánico se encuentra sobre la superficie, y se ve fuertemente controlado por la tectónica lo que se refleja en la coincidencia espacial entre estructuras N-S y la

distribución del volcanismo, destacando la importancia de estas zonas de acomodación estructural en la actividad volcánica (Fock *et al.*, 2006).



Figura 2.1.: Estrías glaciares en superficie pulida.

Se exponen estrías de abrasión en el curso del Estero de Las Tragedias, al NE de Los Sauces. Se forman por el paso de fragmentos de rocas incrustadas en la base de un glaciar, por lo que siguen la dirección del flujo.

La zona de estudio se encuentra en un *gap* de unos 75 km entre los centro volcánicos de Longaví por el norte, y Nevados de Chillán por el sur, que se encuentran ubicados en el segmento volcánico sur (SVZ) y presentan una tectónica de arco volcánico activo (Lara y Moreno, 2004) . Hacia Argentina, es posible reconocer el volcán Domuyo en la Cordillera del Viento, que se encuentra ubicado en una zona de retroarco, asociado a una subducción oblicua (Spagnuolo *et al.*, 2015).

El Volcán Longaví se encuentra en la región del Maule ($35^{\circ}36'S$ - $71^{\circ}10'O$) y corresponde a un estratovolcán compuesto con una altura de ~ 3.250 m s.n.m.. Presenta un cráter principal, colapsos laterales y centros adventicios de edad Pleistocena- Holocena (Dzierma *et al.*, 2012). Composicionalmente, es posible reconocer andesitas basálticas a andesitas que se presentan como antiguos flujos de lava, domos y depósitos de avalancha, estas se caracterizan por el bajo contenido de elementos incompatibles, lo que la distingue del resto de centro eruptivos del arco volcánico chileno.

El centro eruptivo Nevados de Chillán se encuentra en la región del Ñuble ($36^{\circ}51'S$ – $71^{\circ}22'O$) y corresponde a un complejo volcánico activo de ~ 3.212 m s.n.m., con su última fase entre 2015 y 2021. Este complejo se compone de varios edificios superpuestos de edad pleistocena- holocena, los cuales son Volcán Chillán Viejo, Chillán Nuevo y Arrau, que se

organizan en dirección NNO- SSE (Figura 2.2) (González- Ferrán y Vergara, 1962; Sellés *et al.*, 2011). Se caracteriza por la formación de domos de lava, emisiones de ceniza, flujos piroclásticos y columnas eruptivas (Sellés *et al.*, 2011; SERNAGEOMIN, 2020). Composicionalmente es posible reconocer andesitas y dacitas con una geoquímica bastante común en el arco volcánico actual (Sellés *et al.*, 2011).



Figura 2.2.: Vistas del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh). Es posible observar parte de los conos volcánicos en vistas panorámicas hacia el SO en las cercanías del río Las Minas.

El volcán Domuyo se encuentra ubicado en la Provincia de Neuquén (39°S) en la Cordillera del Viento y corresponde a un estratovolcán de ~4.709 m s.n.m., cuenta con la presencia de cúpulas dacíticas y domos de edad neógena- cuaternaria (López *et al.*, 2012). Se caracteriza por una intensa actividad hidrotermal que se manifiesta el fumarolas, fuentes termales y geiseres en los alrededores (López *et al.*, 2012). Se encuentra ubicado en una zona de retroarco y composicionalmente presenta andesitas, dacitas y riolitas con domos silíceos y piroclastos soldados (López *et al.*, 2012).

2.1.2. Hidrografía

Dentro del área de estudio es posible reconocer la hoya del río Itata, que representa un área de 11.480 km² y se conforma principalmente por los río Ñuble e Itata que convergen hacia la Cordillera de la Costa. Los afluentes tributarios al río Ñuble corresponden a los ríos

Las Minas, Las Chapas, Cato, Santa Gertrudis, Las Damas, Las Truchas y Los Sauces (Fuenzalida, 1950).

Esta hoya presenta un régimen nivoso, con creciente de caudal ocasionales en primavera y descensos durante invierno, presentando sus niveles más bajos el último mes de verano o el primero de otoño (Fuenzalida, 1950).

2.2. ESTRATIGRAFÍA

2.2.1. Rocas estratificadas

Se han documentado alrededor de 10.000 metros de rocas estratificadas para las unidades presentes en la zona de estudio, distribuyéndose entre el Campaniano al Pleistoceno Superior (Anexo 1). Entre ellas es posible reconocer rocas ígneas, sedimentarias y volcanoclásticas de ambientes continentales, con una gran participación de actividad volcánica.

2.2.1.1. Unidades Mesozoicas

2.2.1.1.1. Formación Plan de los Yeuques (Campaniano- Daniano)

Definida inicialmente por González- Ferrán y Vergara (1962) con su localidad tipo ubicada al oriente del valle del río Ñuble y al sur del río Las Truchas, ubicados en el área de estudio. Corresponde a rocas volcánicas continentales, efusivas y piroclásticas de composición ácida, con intercalaciones de sedimentos continentales (González- Ferrán y Vergara, 1962).

Consiste en flujos de lava, tobas y brechas volcánicas, con intercalaciones menores de rocas sedimentarias, definiendo un comportamiento bimodal entre facies de carácter explosivas y efusivas, que son intruídas por diques y stocks (Muñoz *et al.*, 2018). En su localidad tipo se compone de tobas y brechas de queratófidos, tobas soldadas, conglomerados brechosos y conglomerados gruesos que se distribuyen en regiones más al norte, siendo observada en los valle de los ríos Maule, Cipreses, Teno y Tinguiririca (González- Ferrán y Vergara, 1962).

Se estima una potencia que oscila entre los 900 y los 1.200 m, mostrando su mayor desarrollo en su localidad tipo (González- Ferrán y Vergara, 1962). Hacia techo esta unidad se encuentra en concordancia con la Formación Abanico y hacia el sur se presenta con

manteos más elevados marcando una discordancia angular con la Formación Cola de Zorro Teno (González- Ferrán y Vergara, 1962). En la localidad del Maule, se han reportado afloramiento asignables a la Formación Plan de los Yeuques que se presentan en discordancia angular bajo la Formación Abanico (Astaburuaga, 2014; Encinas *et al.*, 2024). Hacia base, la unidad se presenta en concordancia con la Formación Colimapu en el sector del río Maule, y hacia el sur el contacto se mantendría concordante a paraconcordante tanto con la Formación Colimapu como con B.R.C.U. en el valle del río Teno (González- Ferrán y Vergara (1962); Muñoz *et al.*, 2018). B.R.C.U. corresponde a una serie de rocas clásticas continentales de coloración café- rojiza reportada por Charrier *et al.* en 1996, con una edad asignada al Cretácico Tardío.

De acuerdo a González- Ferrán y Vergara (1962), la Formación Plan de los Yeuques se ubica entre el Berriasiano y Valanginiano debido a su posición litoestratigráfica. Dataciones recientes en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U- Pb realizadas por Mosolf *et al.* (2011) y Muñoz *et al.* (2018) indican edades entre 63 y 75 Ma, indicando edades entre Campaniano y Daniano. Estos datos indican un hiato estratigráfico entre la Formación Abanico y Plan de los Yeuques de ~16 Ma, que ha sido documentado en otros lugares donde el contacto se presenta de la misma forma entre unidades Mesozoicas y Cenozoicas (Muñoz *et al.*, 2018). Este hiato estratigráfico no es uniforme regionalmente dado que Encinas *et al.* (2024) reporta edades para la base de la Formación Abanico entre 42 y 34 Ma en la región del Maule, mientras que Mosolf *et al.* (2011) registra edades más antiguas en sectores ubicados al oeste de la Falla El Baule, donde se propone una sedimentación más continua y menos discordante. Esto sugiere que el hiato entre estas unidades puede ser mayor a 16 Ma, alcanzando los 35 Ma hacia el sector del Maule (Encinas *et al.*, 2024; Mosolf *et al.*, 2018).

Una característica importante de esta unidad es la presencia de fallas normales sinsedimentarias que cortan y acomodan el espacio de depositación, duplicando su espesor cuando se ve enfrentada a fallas de orientación NNO-SSE (Muñoz *et al.*, 2018). Esto permite inferir que su ambiente de sedimentación está relacionada a un periodo extensional (Muñoz *et al.*, 2018).

Esta unidad corresponde a la primera serie de rocas piroclásticas depositadas luego de la última regresión marina en la Cordillera Andina durante el Cretácico (González- Ferrán y

Vergara, 1962). Se interpreta como una cuenca de intraarco con un intenso volcanismo en un periodo de extensión cortical posterior al alzamiento andino (Muñoz *et al.*, 2018).

2.2.1.2. Unidades Cenozoicas

2.2.1.2.1. Formación Abanico (Eoceno Superior- Mioceno inferior)

Definida en primera instancia por Aguirre (1960) en cerro El Abanico, Región Metropolitana, como una secuencia de volcanitas, lavas y rocas piroclásticas, con la presencia de intercalaciones de sedimentitas clásticas terrígenas de colores gris pardo y burdeo grisáceo.

Hacia techo se presenta en discordancia angular con la Formación Cola de Zorro, y debido a su lenticularidad se superpone concordantemente a otras formaciones más antiguas (González- Ferrán y Vergara, 1962) . Desde el río Teno hacia el río Polcura yace sobre la Formación Plan de los Yeuques, aunque se han reportado zonas hacia el sur donde cubre concordantemente a la Formación Curamallín (González- Ferrán y Vergara, 1962). En este sentido, González- Ferrán y Vergara (1962) proponen que la Formación Curamallín es una unidad jurásica que es cubierta por la Formación Abanico, a la cual le asignan una edad cretácica media.

Corresponde a una sucesión de rocas sedimentarias, rocas piroclásticas y lavas de composición andesítica que se extiende ampliamente de norte a sur, entre las latitudes 33° y 38°S, predominando en el sector de la Cordillera Principal (Venegas *et al.*, 2023; Flynn *et al.*, 2008; Jordan *et al.*, 2001). Entre las litologías descritas se encuentran tobas de lapilli y ceniza, brechas piroclásticas, andesitas, areniscas y conglomerados que se interdigitan entre ellas (Venegas *et al.*, 2023).

González-Ferrán y Vergara (1962) distinguieron dos miembros dentro de la Formación Abanico entre los 35° y 38°S: un Miembro Inferior, compuesto por brechas, tobas y porfiritas de tonalidades rojizas y grisáceas, y un Miembro Superior, conformado por tobas, tufitas y limolitas con intercalaciones de conglomerados y areniscas. Los espesores descritos varían entre 500 y 2.000 metros, alcanzando hasta 3.610 metros en sectores como Cerro Chunchu y los esteros Chépica y Mardones (Aguirre, 1960).

Esta unidad presenta edades U-Pb entre 22,7 y 35,5 Ma y edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa entre 14,8 y 36 Ma, abarcando un intervalo entre el Oligoceno superior y el

Mioceno medio (Contreras *et al.*, 2021; Godoy *et al.*, 2009; Charrier *et al.*, 1996). Edades más jóvenes, cercanas a los 10 Ma, han sido reportadas por Venegas *et al.* (2023) en afloramientos anteriormente asignados a esta unidad. Asimismo, dataciones U-Pb en circones realizadas por Cabezas *et al.* (2018) en el valle superior del río Maule entregaron edades entre ~ 14 y 20 Ma. Sin embargo, estos afloramientos han sido reinterpretados como Formación Curamallín por Venegas *et al.* (2023) y Contreras *et al.* (2024).

Su ambiente depositacional entre el Eoceno Superior -Oligoceno corresponde a un contexto de cuenca extensional de margen activo durante un periodo de marcada actividad volcánica que abarcó grandes extensiones sin llegar a formar grandes estratovolcanes, acompañada de interrupciones en donde hubo depositación de lutitas, conglomerados y areniscas (González- Ferrán y Vergara, 1962; Charrier *et al.*, 2005; Contreras *et al.*, 2021). A los ~18 Ma, durante el Mioceno inferior, dicha cuenca fue invertida produciendo un fuerte plegamiento y fallas de carácter inverso asociadas que habrían sido invertidas durante el Mioceno, como Falla Las Zorras hacia el norte y Falla Cipreses hacia el sur de la zona de estudio (Vargas, 2023; Espinoza *et al.*, 2022; Encinas *et al.*, 2024; Castro, 2025).

2.2.1.2.2. Formación Curamallín (Mioceno temprano- Mioceno tardío)

Definida por González- Ferrán y Vergara (1962) como una sucesión de rocas sedimentarias continentales e intercalación de volcanitas de queratófidos y porfiritas cuarcíferas (González- Ferrán y Vergara, 1962). Fue posteriormente descrita en el marco de la Hoja Laguna del Maule como una sucesión de rocas sedimentarias continentales e intercalación de volcanitas de queratófidos y porfiritas cuarcíferas, quienes además reconocieron y separaron a esta unidad en dos miembros principales: Miembro Malla-Malla y Miembro Río Queuco (Muñoz y Niemeyer, 1984). Posteriormente, estos miembros fueron renombrados por Encinas *et al.* (2024) como Miembro sedimentario superior (CMS) y Miembro volcánico inferior (CMV), respectivamente.

- a. Miembro sedimentario superior (CMS): Se compone de areniscas, conglomerados y lutitas, con niveles subordinados de tobas, brechas, calizas y niveles orgánicos. Este miembro presenta un carácter lenticular hacia el sur, por lo que se encuentra expuesta de manera incompleta en el Estero de las Tragedias, estero Farías y Río Achibueno (Muñoz y Niemeyer, 1984).

- b. Miembro volcánico inferior (CMV): Se compone de tobas y brechas, con niveles subordinados de areniscas, conglomerados, lutitas y coladas de lava de composición intermedia. Este miembro se encuentra finamente estratificado y se encuentra bien representado en los Ríos Ñuble, Los Sauces y en estero de las Tragedias y Pincheira (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Se estima un espesor de 2.500 m, donde CMV representa 514 m medido en el Estero de las Tragedias, pero se estima que su espesor máximo superaría los 2.000 m (Muñoz y Niemeyer, 1984). Mientras que CMS representaría 356 m medido en el valle del río Achibueno, pero este valor no representaría el espesor máximo que podría alcanzar dicho miembro. Dado que en el área de estudio no es posible reconocer la base ni el techo de la unidad, no representaría su espesor máximo.

Su depositación ha sido interpretada como una cuenca extensional activa durante el Eoceno tardío – Mioceno temprano, siendo parte de la evolución de la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 2024; Jordan *et al.*, 2001; Radic, 2010).

Sin embargo, estudios recientes, al sur del área de estudio, proponen que la depositación del miembro sedimentario superior (CMS) dio lugar en un ambiente de cuenca de antepaís durante el Mioceno, aproximadamente desde los 18 Ma, debido a que se han encontrado evidencias de deformación sincontraccional (Encinas *et al.*, 2024). Mientras que el miembro volcánico inferior (CMV) presenta evidencias de depositación extensional apoyado de análisis geocronológicos como también observaciones estructurales y sedimentológicas (Encinas *et al.*, 2024). De esta forma, Encinas *et al.* (2024) otorgaron edades entre 8,8 y 20 Ma, situando a la Formación Curamallín entre el Mioceno inferior al Mioceno tardío.

2.2.1.2.3. Formación Cola de Zorro (Plioceno inferior- Pleistoceno inferior)

Definida por González- Ferrán y Vergara (1962) en el Cajón Cola de zorro, cercana al río Los Sauces. Corresponde a un conjunto de volcanitas de composición andesítico – basáltica con una gran extensión y actitud horizontal a subhorizontal que se ve modificada en algunos sectores por movimientos de bloque (González- Ferrán y Vergara, 1962).

Se distribuye desde sectores de la laguna del Maule, al sur del volcán Nevados de Longaví y en los alrededores del volcán Nevados de Chillán, como también es posible

reconocerla a lo largo del límite fronterizo con Argentina (Muñoz y Niemeyer, 1984). Hacia la zona de estudio, su mejor exposición es posible encontrarla en el cerro El Barco y en el paso El Portillo, donde en este último sector es posible reconocer una ignimbrita (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Esta unidad se presenta como coladas de lava y rocas piroclásticas de composiciones andesíticas a basálticas, que constituyen grandes mesetas que cubren la topografía anterior, con rasgos paleofisiográficos accidentados, mostrándose con una profunda erosión glacial y fluvial que se ve reflejada en grandes acantilados y movimientos de bloque producto de fallas normales, lo que indicaría que su techo es indefinido (González- Ferrán y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984).

En la localidad tipo es posible reconocer andesitas porfídicas, cenoglomerados y andesitas basálticas de color gris claro a oscuro, que presentan intercalaciones de tobas líticas de colores blanco a amarillo. Hacia el cerro El Barco, es posible reconocer la misma litología con algunas variaciones hacia base, donde se reconocen niveles de arenisca lítica con intercalaciones lenticulares de andesita (Muñoz y Niemeyer, 1984). De esta forma, los espesores de esta unidad son muy variables y está controlada por la distancia del centro eruptivo y de la erosión presente, variando entre 733 m en cerro El Barco, 741 m en su localidad tipo y 472 m en el paso El Portillo.

Se presenta a su vez con una fuerte discordancia angular sobre unidades más antiguas, depositándose sobre la Formación Abanico y Plan de los Yeuques hacia la zona de estudio, y sobre la Formación Río Damas y Baños del Flaco en la región del Maule. Igualmente, depósitos proveniente de conos actuales se apoyan discordantemente sobre esta unidad (González- Ferrán y Vergara, 1962).

Con respecto a su edad, fue inicialmente asignada entre el Plioceno y Pleistoceno a través de correlaciones estratigráficas con antiguos centros eruptivos, que ha sido corroborado por dataciones radiométricas K- Ar presentando un intervalo de 0,9 a 2,2 Ma, posicionándola entre edades Plioceno superior y Pleistoceno inferior (González- Ferrán y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984). Debido a sus relaciones de contacto con la Formación Campanario hacia el norte de la zona de estudio, se puede determinar que la edad máxima para esta formación es el Plioceno inferior (Astaburuaga, 2014).

Su ambiente de depositación se interpreta como un ambiente continental que nivelaron un relieve accidentado con altos topográficos importantes (Muñoz y Niemeyer, 1984). Estas grandes acumulaciones de roca generaron grandes mesetas por su bajo manto que han sido erosionadas por el paso de glaciares (Muñoz y Niemeyer, 1984). Su origen estaría relacionado grandes estratovolcanes que han sido erodados, por lo que son poco reconocibles actualmente. La presencia de cenoglomerados hacia la base de estas secuencias volcanoclásticas indican la presencia de fuentes de agua produciendo efusiones tipo subglaciales, siendo un material reabajado que fue parte de flujos laháricos y relleno de valles glaciares y fluviales (Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.2.2.1.3. Depósitos cuaternarios

Dentro del tramo estudiado por González- Ferrán y Vergara (1984), es posible reconocer que los depósitos cuaternarios corresponden principalmente a material volcánico que cubre grandes extensiones y sepultan rasgos heredados de glaciaciones del Pleistoceno.

Este material volcánico incluye depósitos piroclásticos y lavas que rellenan antiguos valle glaciales y fluviales formando grandes terrazas y planicies que cubren extensas áreas, que producen estrechamientos y saltos de agua en los cauces que rellena (González- Ferrán y Vergara, 1984). Tanto las lavas como los depósitos piroclásticos están asociados al centro eruptivo más cercano, que correspondería a Nevados de Chillán, el cual se constituye de esqueletos volcánicos y conos compuestos de abundante material piroclástico y coladas de lava recientes que se emplazan sobre la topografía y se ubican en dirección NNO-SSE. Esta orientación parece coincidir con sistemas de falla semejantes, a las cuales se les adjudica dicho lineamiento (González- Ferrán y Vergara, 1984).

En menor medida y siempre subordinados a este material volcánico, es posible reconocer sedimentos glaciares, fluvioglaciares, fluviales y coluviales, que alcanzan su mayor desarrollo en los valles principales y que, comúnmente, alteran con dicho material volcánico (González- Ferrán y Vergara, 1984). El material fluvioglacial es muy común en los valles cordilleranos, donde es posible reconocer sedimentos morrénicos en relación relativa con relictos glaciares del Pleistoceno, los cuales muchas veces embalsan pequeñas lagunas (MUÑOZ CRISTI, 1960).

Dentro de este grupo es posible destacar los depósitos aluviales, los cuales nivelan los valles de los ríos principales y, en algunos sectores, conforman sistemas de terrazas donde pueden observarse estructuras primarias o iniciales (MUÑOZ CRISTI, 1960).

2.2.2. Rocas intrusivas

2.2.2.1. Batolito Santa Gertrudis- Bullileo (Mioceno inferior – Mioceno superior)

Definido inicialmente por González- Ferrán y Vergara (1962) y Gardeweg (1980) como 2 batolitos independientes, e integrados a esta unidad por Muñoz y Niemeyer (1984) por su distribución N-S y su gran extensión de 120 km². Presenta un contacto intrusivo como tectónico con la Formación Curamallín, y posteriormente cubierto tanto por discordancia erosiva por la Formación Cola de Zorro como coladas de lavas cuaternarias al norte del volcán Nevados de Chillán.

Corresponde a un batolito que incluye facies de monzogranito, granodiorita, monzonita cuarcífera, monzodiorita cuarcífera y diorita cuarcífera, como también filones tardimagmáticos de composición granítica. Hacia las cercanías del volcán Nevados de Chillán predominan facies de monzodiorita cuarcífera y hacia cerro El Castillo es posible reconocer facies de monzogranito (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Las facies de monzogranito se componen de plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, hornblenda, apatito y esfeno. En las granodioritas es posible encontrar plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, biotita, hornblenda, apatito, circón y esfeno. Tanto las facies de monzonita como las facies de diorita cuarcíferas son similares, pero tienen diferencias en los minerales principales que las diferencian según el triángulo QAPF de Streckeisen (1974), que serían menores porcentajes de plagioclasa y mayores porcentajes de cuarzo y feldespatos alcalinos (Muñoz y Niemeyer, 1984). La composición de las muestras indicaría una naturaleza calcoalcalina, que presentarían un menor contenido de cuarzo respecto a batolitos al norte del río Longaví, como Batolito El Melado (Gardeweg, 1980; Muñoz y Niemeyer, 1984).

Los filones tardimagmáticos presentan una coloración blanca, holoeucocráticos, con textura de aplítica a alotriomorfa- granular y se compone de plagioclasa, cuarzo, microclina, biotita y circón (Muñoz y Niemeyer, 1984). Estas rocas presentan minerales como clorita,

epidota y sericita producto de la alteración de minerales máficos, como clinopiroxeno, y plagioclasa (Gardeweg, 1980; Muñoz y Niemeyer, 1984).

Dataciones radiométricas K-Ar en roca total y biotita realizadas por Muñoz y Niemeyer en 1984 muestran edades entre 5,8 y 17,2 Ma, donde la edad más joven se encuentra en la localidad de Shangri La, al oeste del volcán Nevados de Chillán y la más antigua en las cercanías del río Santa Gertrudis. Otras dataciones K-Ar realizadas por el Instituto de Investigaciones Geológicas & *Metal Mining Agency of Japan* (I.I.G.- M-M.A.J.) en 1979 y 1981 entregan edades variables entre 15,03 Ma, en río Perquilauquén y laguna Añil, y 85,4 Ma en sectores más al oeste del límite occidental de la Hoja Laguna del Maule reportada por Gajardo (1981) en la reserva de Niblinto, lo que indicaría que este batolito correspondería a un complejo plutónico que fue formado durante diferentes eventos intrusivos ocurridos entre el Cretácico Superior y Mioceno superior (Muñoz y Niemeyer, 1984; Radic, 2010).

Dataciones recientes U-Pb y AR-AR realizadas por Spiking *et al.* (2008) entrega edades variables para esta unidad, limitándola entre 7,9 y 19 Ma, respaldando las edades reportadas por Muñoz y Niemeyer (1984) y las realizadas por I.I.G.- M-M.A.J. (1979) en el río Perquilauquén.

2.3. ESTRUCTURAS

La zona de estudio se encuentra ubicada en el segmento sur de la Zona Volcánica Sur de los Andes (SVZ), la cual por su contexto de subducción activa ha permitido el desarrollo de estructuras tectónicas tanto compresivas como extensionales desde el Cenozoico.

Durante el Oligoceno -Mioceno temprano es posible reconocer el desarrollo de cuencas extensionales que fueron invertidas ya en el Mioceno tardío, y un régimen extensional más tardío que afecta unidades pliocenas, como Formación Cola de Zorro (Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2007; Radic, 2010).

Esta evolución estructural ha generado un contexto complejo que se caracteriza por pliegues de distintas vergencias, sistemas de fallas normales e inversas afectadas por estructuras transversales heredadas (Mpodzi y Ramos, 1989; Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.3.1. Pliegues

Los ejes de los principales pliegues muestran un rumbo aproximado N-S y un cierto buzamiento hacia el norte (González- Ferrán y Vergara, 1962). Este plegamiento afecta unidades pre-pleistocenas, como Formación Abanico y Curamallín, que fueron formados durante 3 fases tectónicas compresivas superpuestas que generan sistemas de braquisinclinales y braquianticlinales, tanto abiertos como cerrados que se asocian a zonas estructuralmente complejas, como en los sectores de los ríos Maule y Longaví, en niveles menos competentes (González- Ferrán y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984). Estos pliegues tienden a ser más comprimidos y estrechos hacia el oriente y es frecuente encontrar variaciones laterales y longitudinales, presentando ejes buzantes a horizontales y flancos subhorizontales a subverticales (González- Ferrán y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984).

En las cercanías de la zona de estudio, a lo largo del río Ñuble, es posible reconocer pliegues de orientación N-S, NE-SO y NO-SE que afectarían a la Formación Curamallín en el marco de la Hoja de la Laguna del Maule de Muñoz y Niemeyer (1984). En cambio, en el marco del mapa geológico construido por González- Ferrán y Vergara (1962) es posible reconocer pliegues N-S en la zona oriental del área que estarían presentes en las formaciones Abanico y Plan de los Yeuques.

Los pliegues que afecta a las formaciones Abanico y Curamallín se presentan comúnmente como pliegues simétricos y asimétricos de orientación principalmente N-S, con variaciones hacia el este y oeste hasta 50° , buzantes al norte y al sur y planos axiales variables entre subverticales e inclinados (González- Ferrán y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984).

El grado y estilo de deformación de estos estratos depende directamente de su competencia: niveles menos competentes tienden a desarrollar pliegues apretados y asimétricos, mientras que niveles más competentes muestran pliegues más amplios, simples y, en algunos casos, levemente asimétricos (Muñoz y Niemeyer, 1984). Unidades con mayor proporción de niveles tobáceos finos y poco consolidados tienden a desarrollar pliegues apretados y asimétricos, mientras que aquellas con estratos más competentes, como brechas, lavas o porfiritas, presentan pliegues más abiertos y simples. Este comportamiento depende

tanto de la litología como del espesor de los estratos, que influye directamente en su respuesta a la deformación (Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.3.2. Fallas

Durante el Oligoceno- Mioceno temprano se desarrollaron estructuras extensionales, las cuales son interpretadas a partir de las estructuras compresivas N-S que limitan a la Subcuenca Chillán, bajo el supuesto de que todas ellas corresponden a inversión tectónica de fallas previas (Radic, 2010). Esta subcuenca junto a las de Lileo y Lonquimay, descritas por Radic (2010) presenta una polaridad alternante, lo que implica que cada zona extensional, que se encuentran por el este y el oeste en los límites de la zona de estudio de este trabajo, tiene su máxima subsidencia sobre bordes opuestos, lo que hace necesaria la existencia de al menos dos zonas de acomodación, que para el presente trabajo se trata de la Zona de Acomodación Chillán (ZACH) y Zona de Acomodación Copahue- Callaqui (ZACC) (Figura 2.3).

Es importante destacar que observaciones hechas por Radic (2006) documentan un acuñaamiento de la Formación Curamallín a medida que se acerca a ZACH, para llegar a desaparecer completamente bajo el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, en donde se encuentra en contacto directo con el Batolito Santa Gertrudis- Bullileo. Este acuñaamiento se le atribuye al paleorelieve existente entre las subcuencas Lileo y Chillán dado que no es posible relacionarlo con alzamiento y erosión (Radic, 2010).

Durante la inversión tectónica del Mioceno tardío, a los 9 Ma, las subcuencas de Lileo y Chillán fueron exhumadas y deformadas, presentando un estilo tectónico de faja corrida y plegada de piel gruesa con una geometría de doble vergencia (McClay, 1995; Radic, 2010).

Se postula que en las cercanías del Complejo Volcánico Nevados de Chillán las fallas cambian de rumbo hacia el SE, mostrando dos familias de estructuras de escala distinta (Radic, 2010). La familia de estructuras mayor se ubica hacia la porción occidental, donde se encuentra el antiguo sector de máxima subsidencia extensional y presenta anticlinales por propagación de fallas, suaves y con vergencia al oeste producto de la reutilización de fallas extensionales del borde activo de la subcuenca. Mientras que la familia de estructuras menores se encuentra hacia la porción oriental, donde se encontraría el antiguo borde pasivo

de la cuenca y presenta anticlinales por propagación de falla, subparalelos y apretados con vergencia al este (Radic, 2010).

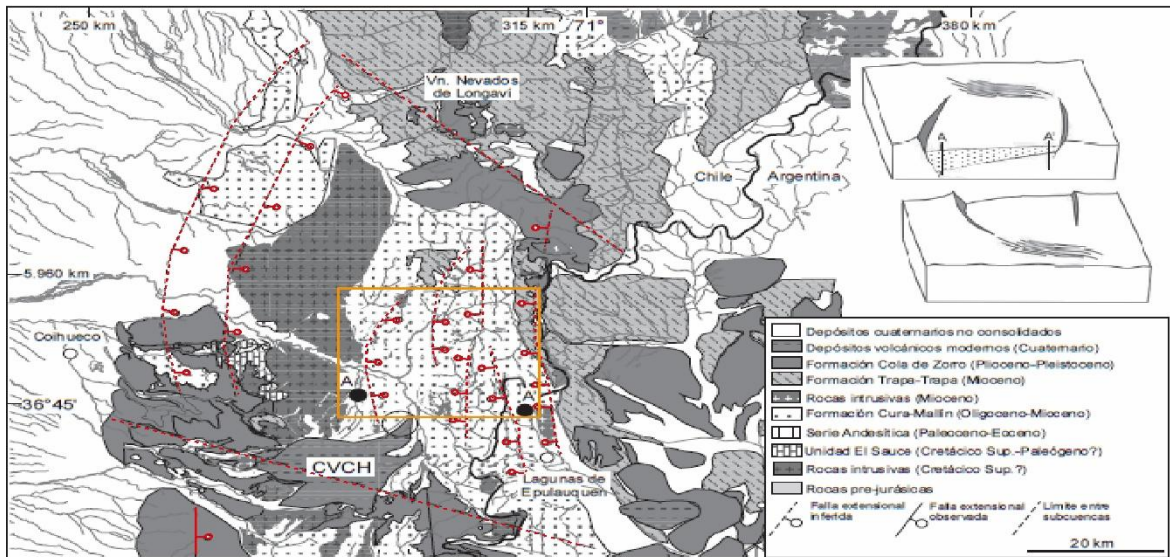


Figura 2.3: Mapa geológico de la subcuenca Chillán y bloque diagrama mostrando la arquitectura extensional oligo-miocena. En rojo se destacan las fallas presentes y en naranja el área de estudio. Mapa modificado de Muñoz y Niemeyer (1984), Burns (2002) y Pesce (1981). Extraído de Radic (2010).

Las fallas extensionales que conforman los bordes de la subcuenca Chillán que posteriormente fueron invertidas no han sido reconocidas, pero la presencia de numerosos pliegues compresivos permite la inferencia de estas (Radic, 2010).

Las fallas observadas e inferidas por González- Ferrán y Vergara (1962) y Muñoz y Niemeyer (1984) corresponden a fallas de gran ángulo con cinemática normal, que constituyen sistemas NNE, N-S y E-O, donde la orientación preferente de estos sistemas de fallas sigue aproximadamente la dirección del Orogéno Andino, emplazándose en la zona precordillerana.

Estos grandes sistemas regionales se pueden seguir desde el Biobío hasta el Teno con algunas interrupciones debido a fallas transversales menores, como sería el caso de la Falla Antuco, que muestra una aparente continuidad al norte del volcán Nevados de Chillán, por lo que afectarían al Batolito Santa Gertrudis- Bullileo presente en el área de estudio (González- Ferrán y Vergara, 1962).

Dos sistemas de fallas transversales menores afectarían a los principales sistemas de falla de la zona. Uno corresponde a fallas transversales con orientación N60°O y el otro a un sistema ortogonal al primero que estaría menos desarrollado (González- Ferrán y Vergara, 1962).

Todos estos sistemas de falla afectan a todas las unidades a excepción de los depósitos cuaternarios y se manifiesta en grandes escarpes con presencia de brechas de fallas y zonas de daño, como también es posible reconocer que algunas fuentes termales como las presentes en el Cajón Cola de Zorro, los centros volcánicos y cauces de río se encuentran alineados y sobre la traza de fallas o lineamientos fotointerpretados (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Fallas como la que se reconoce a lo largo del Cajón Troncoso, se extiende desde la laguna de Dial hacia la laguna del Maule, alcanzando una extensión de 30 km, afectando a diversas unidades provocando zonas de daño importantes, que son posibles de encontrar en este cajón (Muñoz y Niemeyer, 1984). Otras fallas similares se ubican a lo largo del Cajón Vallejos y en la ribera norte de la laguna El Maule (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Los complejos volcánicos Nevados de Chillán y paleocentros cercanos, como cerros Las Águilas y Las Minas, relacionados a la Formación Cola de Zorro, representan megalineamientos NE-SO importantes que se logran prolongar hacia Argentina, donde Ramos (1979) la denomina Dorsal Chillán- Río Neuquén (Muñoz y Niemeyer, 1984).

La edad de estas fallas es más joven que la Formación Cola de Zorro, de edad Plioceno inferior- Pleistoceno inferior, dado que es posible reconocer fallas normales en esta unidad. Sin embargo, Gardeweg (1980) propone que este periodo extensional fue provocado por distintos episodios, durante los cuales se reactivaron estructuras más antiguas dada la orientación de los paleocentros NO-SE asociados a la Formación Cola de Zorro, los cuales sugiere una fase pre-pliocena que se habría extendido hasta el Holoceno, evidenciada por la orientación de centro eruptivos más jóvenes como el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, donde la orientación NNW de este complejo tendría un sistema de fallas más antiguo que la Formación Cola de Zorro, describiendo esta relación como controlada por estructuras heredadas del basamento (González- Ferrán y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984; Charrier *et al.*, 2007; Mpodozi y Clavero, 2002).

2.4. COMPARACIÓN DE MAPAS ESTRATIGRÁFICOS

Al finalizar esta revisión, resulta importante comparar los mapas geológicos realizados por González- Ferrán y Vergara (1962) y Muñoz y Niemeyer (1984) para la zona de estudio. Ambos presentan diferencias notables en la distribución y extensión de las unidades, como la delimitación y presencia de las Formaciones Abanico, Curamallín y Plan de los Yeuques, lo que genera discrepancias en los modelos evolutivos propuestos para la cuenca (Anexo 2).

Estas diferencias hacen necesaria la validación en terreno para determinar la existencia, extensión y características de las unidades propuestas por cada mapa, adaptando el enfoque de los sectores visitados y el muestreo a dilucidar estas discrepancias.

3. METODOLOGÍA Y MATERIALES

La metodología por implementar en el presente trabajo se divide en tres etapas principales. La primera etapa corresponde a un trabajo de gabinete, en donde se preparó el material a utilizar para la campaña de terreno, junto a la revisión bibliográfica de estudios anteriores en la zona. La segunda etapa consistió en la ejecución de la campaña de terreno, la cual tuvo lugar en enero de 2025. Finalmente, la tercera etapa corresponde a una segunda instancia de gabinete, en la cual se procesaron los datos y se confeccionaron los productos de este trabajo, los cuales corresponden a un mapa geológico- estructural, la obtención de dataciones radiométricas U-Pb, análisis de secciones delgadas y un perfil geológico asociado.

3.1. PRE- TERRENO

Esta primera etapa incluyó la recopilación y revisión bibliográfica de estudios previos sobre la geología y la tectónica entre los valle del río Longaví y el río Ñuble, en las cercanías de la localidad de Los Sauces. Paralelo a esto, se preparó una serie de materiales necesarios para la correcta ejecución de la campaña de terreno, que incluyó mapas base, bases de datos geológicos y planificación de rutas (Figura 1.2). Además, se elaboró un mapa fotogeológico preliminar a partir de imágenes satelitales, revisión de mapas geológicos previos realizados en el área y modelos de elevación digital para identificar estructuras relevantes y lugares de interés.

3.2. TERRENO

En esta segunda etapa, se ejecutó el reconocimiento en terreno, el cual tuvo lugar durante la última semana de enero de 2025 y se extendió por 5 días en los cuales se realizaron actividades de mapeo geológico como reconocimiento de estructuras, toma de medidas estructurales, extracción de muestras para la elaboración de cortes transparentes y dataciones radiométricas.

3.2.1. Mapeo geológico- estructural

Para la confección de un mapa geológico durante el reconocimiento en terreno, se puso especial detalle a la descripción litológica, toma de datos estructurales con brújula brunton-

estructural y geoflex, en caso de la presencia de estrías, muestreo geológico con extracción de roca a través de martillo geológico e identificación y caracterización de posibles contactos litológicos. Este proceso se realizó llevando un detallado registro de observaciones de campo, tanto digital como físico a través de aplicaciones móviles como Strabospot2 y libreta de campo, junto a fotografías de alta resolución a través del uso de dron y cámara réflex.

Cabe destacar que el levantamiento en terreno fue posible gracias al apoyo del proyecto VRID iniciación 2024 001123ini asignado a profesor guía Mauricio Espinoza y el apoyo de SERNAGEOMIN.

3.3. POST- TERRENO

Durante esta tercera etapa, se llevó a cabo el procesamiento de los datos obtenidos en terreno, para luego correlacionarlos con estudios previos con el objetivo de contribuir reconocimiento de unidades geológicas y estructuras tectónicas para comprender la evolución geológica del área de estudio. En esta etapa se realizaron dataciones radiométricas, análisis de láminas delgadas y la elaboración de un mapa geológico junto a un perfil esquemático.

3.3.1. Dataciones radiométricas

Se preseleccionaron 6 muestras para evaluar la factibilidad de la realización de dataciones radiométricas U-Pb, las cuales se llevaron a separar los circones que pudiesen estar alojadas en las muestras seleccionadas. Tras este proceso, se determinó que solo 4 de estas contenía un recuento de circones considerables (mayor a 20) para una datación de estas característica, las cuales tienen asociadas sus cortes transparentes.

Las 4 muestras seleccionadas fueron enviadas a Dr. Tomas Capaldi a finales de marzo de 2025 y fueron procesadas en las dependencias de *Oxtoby Laboratory, Pomona College*.

Las muestras de circón se colocaron en una celda de ablación *TwoVol 2* y se sometieron a ablación utilizando un láser *excimer ESI 193 nm NWR193* para su análisis con un ICP-MS de triple cuadrupolo 8900 de *Agilent Technologies*. Las correcciones por fraccionamiento dependiente de la profundidad, elemental e isotópico se realizaron utilizando los estándares de circón 91.500 (1.065 Ma; Wiedenbeck *et al.*, 1995) y el estándar secundario *Plesovice* (PL-1; $337,2 \pm 0,4$ Ma; Sláma *et al.*, 2008).

Los datos isotópicos se redujeron utilizando el flujo de trabajo *VizualAge*TM en el complemento *Iolite*TM para *Igor Pro*TM (Paton *et al.*, 2011; Petrus y Kamber, 2012). Las edades del circonio de uranio-plomo (U-Pb) incluyeron un error estándar de 2, con una incertidumbre inferior al 10 % para $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Aquí se utilizan una discordancia $<20\%$ y una discordancia inversa $<5\%$. Los granos con edades $\leq 1,2$ Ga se calculan como la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ con una discordancia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ frente a $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Los granos con edades $>1,2$ Ga se calculan como una relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ con una discordancia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ frente a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Los circones con edades inferiores a 23,03 Ma utilizaron mayores incertidumbres y una discordancia ($<20\%$ $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e incertidumbres de $<50\%$ de discordancia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) para evitar el desarrollo de un sesgo debido a la exclusión de granos más jóvenes con concentraciones más altas de ^{207}Pb y edades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ asociadas que son sistemáticamente más antiguas que las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ medidas. El análisis comparativo de la distribución de edades U-Pb se realizó mediante inspección visual, en la que se seleccionaron grupos de edades en función de su abundancia relativa. Los datos de geocronología de circonio detrítico se pueden encontrar en la sección de datos complementarios (Anexo 4).

3.3.2. Estudio petrográfico mediante lámina delgada

Para el estudio petrográfico de cortes transparentes se contó con el apoyo de laboratoristas de SERNAGEOMIN, los cuales permitieron la confección de 6 láminas delgadas de muestras extraídas en terreno. Dichas láminas fueron examinadas y revisadas con el objetivo de caracterizarlas petrográficamente, determinar los procesos de alteración presentes y clasificarlas según los triángulos de clasificación correspondientes.

3.3.3. Mapa geológico- estructural y perfil

Tanto el mapa como el perfil geológico- estructural fueron confeccionados integrando los datos de campo, análisis de datos de laboratorio y registros previos en la zona, los cuales permitieron la interpretación de la distribución de las unidades geológicas, mostrando de manera gráfica estructuras tectónicas que permitirán establecer su relación con la evolución geológica de la región. El perfil fue realizado con modelamiento *kink* y principios de balance

estructural respetando los datos recopilados durante la campaña de terreno e imágenes satelitales en software MOVE dada la donación de licencia académica de la empresa Petroleum Experts SA para su uso.

Para esta etapa se realizaron mapas y perfiles a través de licencia cedida y obtenida de forma particular de los softwares QGIS, ArcGIS e Illustrator 2020.

4. RESULTADOS

Según lo observado en campañas de terreno, se detallará la geología observada en el área de estudio, dando énfasis en la distribución de las unidades presentes, su disposición geométrica con otras unidades y las estructuras descritas. Además se interpretarán dataciones radiométricas realizadas para este estudio.

Las unidades estratigráficas incluyen rocas sedimentarias, volcanoclásticas y volcánicas que corresponden a las formaciones Abanico, Curamallín y Cola de Zorro, como también rocas intrusivas miocenas asociadas al Batolito Santa Gertrudis- Bullileo.

Debido a lo acotado de la campaña de terreno realizada y la dificultad de acceso a ciertas zonas del área de estudio, no fue posible observar algunas de las unidades nombradas anteriormente, por lo que fueron mapeadas mediante la interpretación de trabajos previos en el área como uso de imágenes satelitales y modelos de elevación digital.

Con toda la información recopilada en esta campaña de terreno, como son descripción de litología, medidas estructurales y recolección de muestras para obtener dataciones radiométricas y secciones delgadas, además de interpretación de imágenes satelitales y trabajos previos se realizó un mapa geológico a escala 1:50.000 junto a un perfil geológico-estructural del área en el que se enmarcó este estudio (Anexo 3).

4.1. MAPA GEOLÓGICO

A continuación, se presenta el mapa geológico del área de estudio junto a su perfil estructural, indicando la traza de este en el mapa (Figura 4.1). Este subcapítulo muestra el resultado del mapeo geológico realizado, que incorpora las observaciones estratigráficas, geocronológicas y estructurales que se detallarán a lo largo de esta sección.

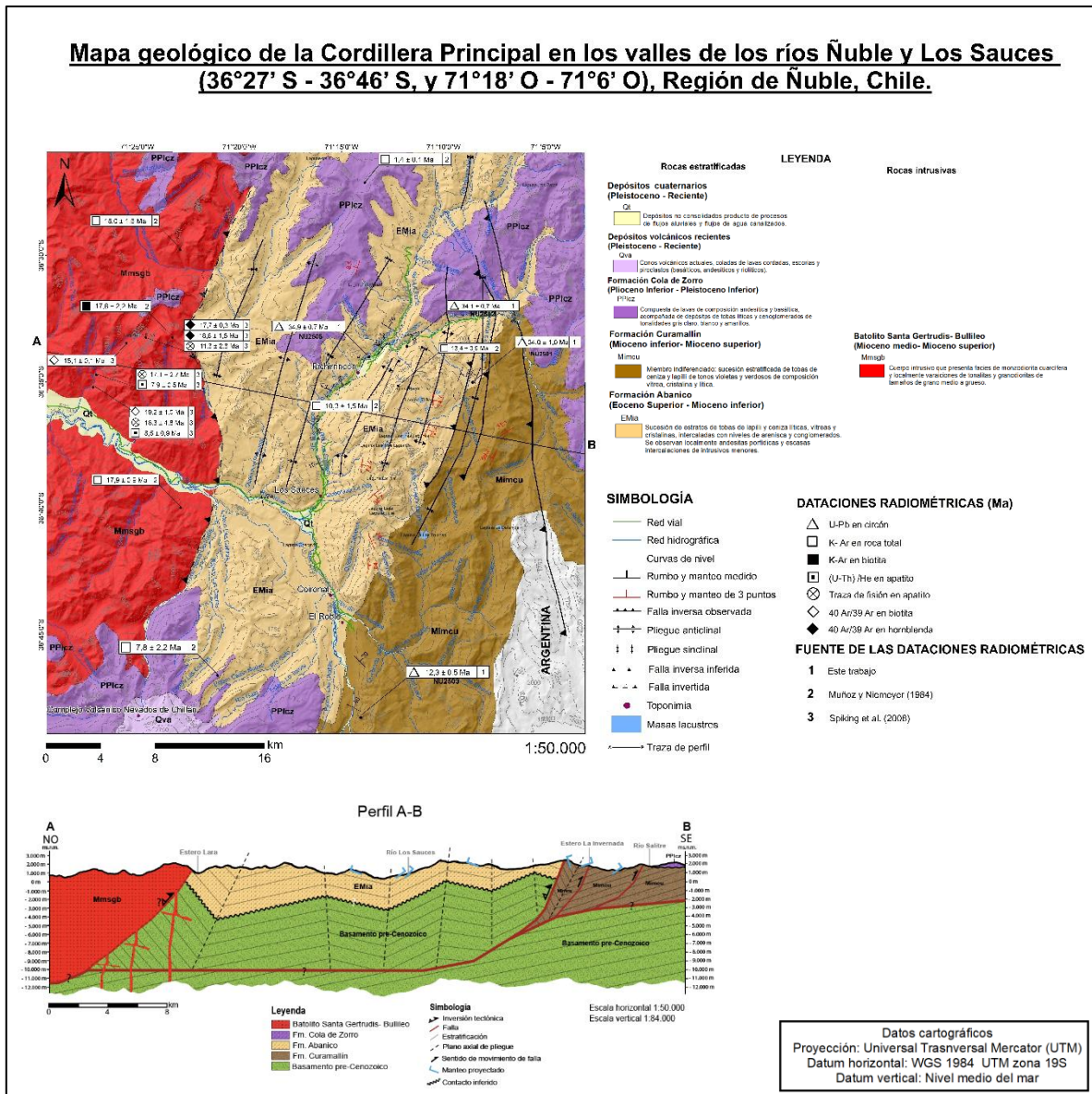


Figura 4.1.: Mapa geológico 1:50. 000. Mapa geológico del área de estudio a escala 1:50.000, ubicado en la Cordillera Principal entre los ríos Ñuble y Los Sauces. Se indica la traza del perfil estructural principal con orientación E-O (azimut 110°). Base topográfica SRTM con curvas de nivel cada 50 m. Coordenadas UTM, Datum WGS 84, zona 19S.

4.2. DATAACIONES RADIOMÉTRICAS U-Pb EN CIRCÓN

En este apartado, se presentarán las dataciones radiométricas realizadas en el área de estudio (Figura 4.2). Estas bases de datos han sido filtradas e interpretadas para ser asignadas a distintas unidades geológicas que se describirán a continuación.

Corresponden a 4 muestras procesadas con el método U-Pb y graficadas según el diagrama de *Wetherill*, el cual muestra la línea de concordia, que se les ha otorgado un porcentaje de discordancia a los datos de hasta 10%.

A continuación se presenta una tabla resumen que detallan la ubicación, la unidad asignada en trabajos anteriores, litología de la muestra, circones totales y circones considerados para cada cálculo de edad (Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Resumen de ubicación, unidad asignada y detalles de las muestras.

Muestra	Sector	Unidad asignada en mapa de González-Ferrán y Vergara (1962).	Litología	Circones totales	Circones considerados para cálculo de edad
NU2501	Estero Las Tragedias	Plan de los Yeuques	Toba de ceniza vítrea	3	3
NU2502	Río González	Abanico	Toba de lapilli lítica	31	6
NU2503	Cerro Plan de los Yeuques	Plan de los Yeuques	Toba de lapilli cristalina	57	5
NU2505	Río Los Sauces	Abanico	Toba de lapilli cristalina	54	11



Figura 4.2.: Mapa de ubicación de muestras en el área de estudio. Se muestran la distribución de las dataciones radiométricas y las secciones delgadas realizadas en el presente estudio.

4.1.1. Formación Abanico

Para esta unidad se obtuvieron dataciones para las siguientes muestras: NU2501, NU2502 y NU2505.

La muestra NU2501 presenta 3 circones que fueron aptos para el método U-Pb, a los cuales se les aplicó un filtro del 10% de tolerancia definido para todas las muestras (Tabla A4.1). Considerando esto, la edad absoluta de esta muestra fue interpretada con una incertidumbre de 2σ , es decir, el 95,4% de los datos considerando una distribución normal. De esta manera, la edad de la muestra NU2501 es de $34,4 \pm 1,0$ Ma con un *Mean Square of Weighted Deviates* (MSWD) de 2,9, la cual indicaría que los datos presentan una dispersión mayor a la esperada, pero considerando el bajo número de análisis, la edad calculada puede ser tomada como representativa. Sin embargo, se recomienda interpretarla con precaución y considerar la posible heterogeneidad en la población muestreada (Figura 4.3).

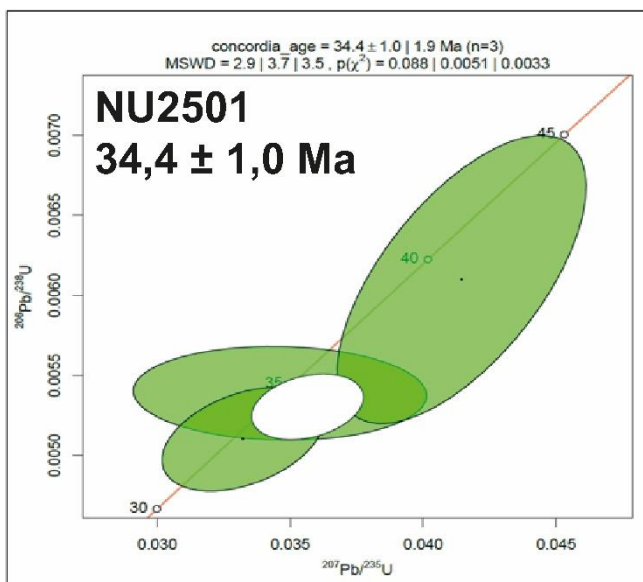


Figura 4.3.: Diagrama de concordia (Wetherill) para la muestra NU2501. Se muestran 3 análisis de circones concordantes, donde la edad obtenida se muestra en la parte superior del gráfico una elipse de error 2σ . La línea de concordia se representa en color rojo y las edades en millones de años están marcadas a lo largo de ella. Las elipses de error de cada circón están representadas en color verde y la edad que mejor se ajusta se encuentra representada por una elipse de color blanco.

Para las muestras NU2502 y NU2505, los datos obtenidos representan una mayor población de circones aptos para el análisis. La muestra NU2502 presenta 6 circones que están dentro de un rango de 5% de discordancia y el descarte de 4 datos *outliers* considerablemente mayores, entregando edades de 388,6, 126,6, 2542,7 y 294,2 Ma, dado el alto MSWD al considerar un filtro de 10% de discordancia y estos datos tan dispersos (Tabla A4.2). Estos datos, al ser mucho más antiguos que el resto de la población, fueron considerados *outliers* y excluidos del cálculo final, ya que probablemente representan circones heredados o componentes detríticos, y no la edad del evento magmático de interés. De esta forma quedan 2 familias, una de ~ 15 Ma y otras bordeando los 35 Ma, si se llegase a considerar la familia más joven dentro del cálculo, el MSWD sería demasiado alto (4,3) y no estaría representando un valor estadísticamente confiable, por lo que se descartan. De todas maneras, se reconoce que esta interpretación podría ser revisada o ajustada en futuras publicaciones, en función de un análisis más detallado del comportamiento de los circones jóvenes y de criterios adicionales que permitan discriminar entre verdaderas edades juveniles y posibles efectos post-deposición.

Por la cantidad de circones, se trabajó con 2σ , es decir, el 95,4% de los datos considerando una distribución normal, la cual nos entrega un intervalo de incertidumbre más amplio y conservador ya que presentamos una población más grande de datos a utilizar. De esta manera, la muestra NU2502 presenta una edad de $34,05 \pm 0,7$ Ma, con un MSWD de

1,1, lo que indica que es una edad robusta y representa una población de circones estadísticamente confiable (Figura 4.4).

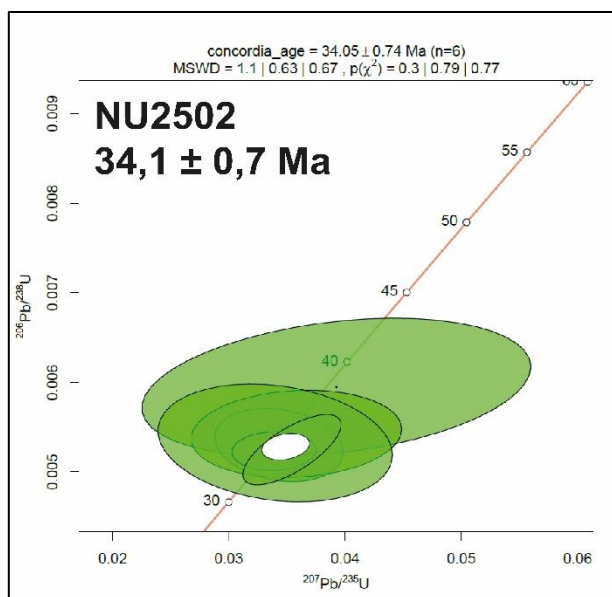


Figura 4.4.: Diagrama de concordia (Wetherill) para la muestra NU2502. Se muestran 6 análisis de circones concordantes, donde la edad obtenida se muestra en la parte superior del gráfico una elipse de error 2σ . La línea de concordia se representa en color rojo y las edades en millones de años están marcadas a lo largo de ella. Las elipses de error de cada circón están representadas en color verde y la edad que mejor se ajusta se encuentra representada por una elipse de color blanco.

Mientras que para NU2505, los circones que se encuentran en un rango de 5% de discordancia corresponde a 11 datos, que igualmente fue trabajado con 2σ , es decir, el 95,4% de los datos considerando una distribución normal, entregando una incertidumbre más amplia y conservadora (Tabla A4.3). De esta manera, la muestra NU2505 entrega una edad de $34,87 \pm 0,7$ Ma, con un MSWD de 0,0053, lo que indica que los datos presentan poca dispersión, lo que podría relacionarse a una población isotópicamente homogénea, pero igualmente robusta y estadísticamente confiable dado el tratamiento de estos datos (Figura 4.5).

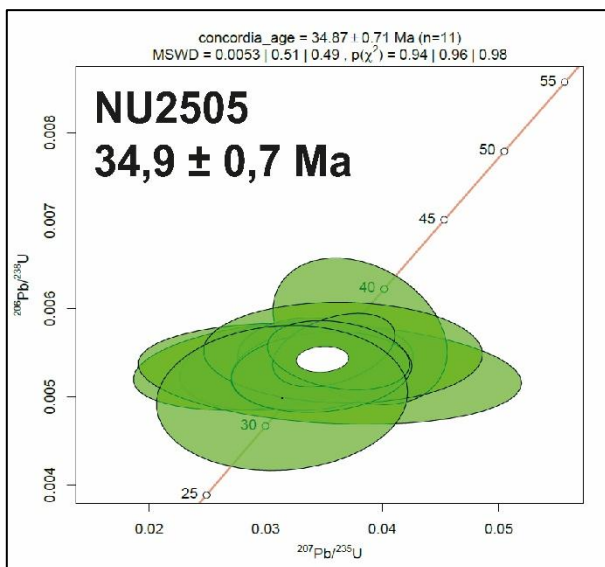


Figura 4.5.: Diagrama de concordia (Wetherill) para la muestra NU2505. Se muestran 11 análisis de circones concordantes, donde la edad obtenida se muestra en la parte superior del gráfico una elipse de error 2σ . La línea de concordia se representa en color rojo y las edades en millones de años están marcadas a lo largo de ella. Las elipses de error de cada circón están representadas en color verde y la edad que mejor se ajusta se encuentra representada por una elipse de color blanco.

4.1.2. Formación Curamallín

Para esta unidad se tiene a la muestra NU2503, la cual se obtuvo del sector asignado como localidad tipo de la Formación Plan de los Yeuques, según González- Ferrán y Vergara (1962).

Para esta muestra, donde los datos obtenidos representan una población de circones de 5 datos que se encuentran en el rango de 10% de discordancia, por lo cual los datos fueron trabajados con 2σ , es decir, el 95,4% de los datos considerando una distribución normal, la cual nos entrega un intervalo de incertidumbre más amplio y conservador ya que presentamos una población más grande de datos a utilizar (Tabla A4.4). De esta manera, la muestra NU2503 presenta una edad de $12,34 \pm 0,47$ Ma, con un MSWD de 0,91, lo que indica que es una edad robusta y representa una población de circones estadísticamente confiable (Figura 4.6).

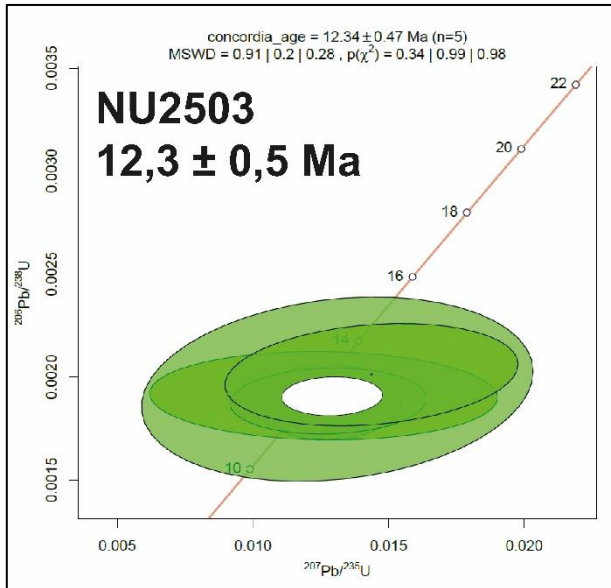


Figura 4.6.: Diagrama de concordia (Wetherill) para la muestra NU2503. Se muestran 5 análisis de circones concordantes, donde la edad obtenida se muestra en la parte superior del gráfico una elipse de error 2 σ . La línea de concordia se representa en color rojo y las edades en millones de años están marcadas a lo largo de ella. Las elipses de error de cada circon están representadas en color verde y la edad que mejor se ajusta se encuentra representada por una elipse de color blanco.

4.2. ESTRATIGRAFÍA

Se han podido reconocer rocas estratificadas e intrusivas en la zona de estudio, distribuyéndose entre el Eoceno Superior y Pleistoceno Superior. Entre ellas es posible observar rocas ígneas, sedimentarias y volcanoclásticas de ambientes continentales, además de estructuras intrusivas como batolitos y diques.

4.2.1. Rocas estratificadas

4.2.1.1. Formación Abanico

Esta unidad aflora en la parte central del área de estudio y corresponde a la sucesión mejor expuesta en terreno, lo que permitió una caracterización detallada (Anexo 3). Se reconocieron afloramientos principalmente en el valle del río Los Sauces y en el estero Las Tragedias. Las rocas presentes son mayoritariamente tobas líticas, cristalinas y brechas piroclásticas, con niveles sedimentarios subordinados. La unidad muestra variabilidad litológica vertical, lo que permite su descripción en columnas base a techo por sector.

En el valle del río Ñuble, el primer afloramiento, ubicado en la ladera norte, expone una toba de lapilli lítica polimictica, matrizsoportada, de color gris verdoso, con clastos volcánicos y volcanoclásticos (Figura A5.1). Presenta estratificación N80°E/28°SE (Figura A5.2). Hacia el sur del mismo río, se observa una litología similar en contacto con una posible roca intrusiva, con actitud N35°E/15°SE (Figura A5.3).

En el valle del río Los Sauces, se describe una sucesión desde el sur hacia el norte. Un primer afloramiento expone una roca masiva gris azulosa de textura microcristalina con cristales finos de plagioclasa y cuarzo, interpretada como diorita, sugiriendo intrusión en la unidad (Figura A5.4). Más al este, un deslizamiento revela una secuencia volcanoclástica con variación vertical de tamaño de grano, posiblemente correspondiente al miembro superior (Figura A5.5).

En la ladera occidental del valle, un afloramiento de 150 m de longitud muestra una lava vesicular orientada $N85^{\circ}E/40^{\circ}SE$. Las vesículas podrían representar estructuras primarias de desgasificación o deformación posterior (Figura 4.7). Este afloramiento también presenta fallas con actitud $N45^{\circ}O/70^{\circ}SO$, con evidencias de movimiento sinistral (Figura A5.6).

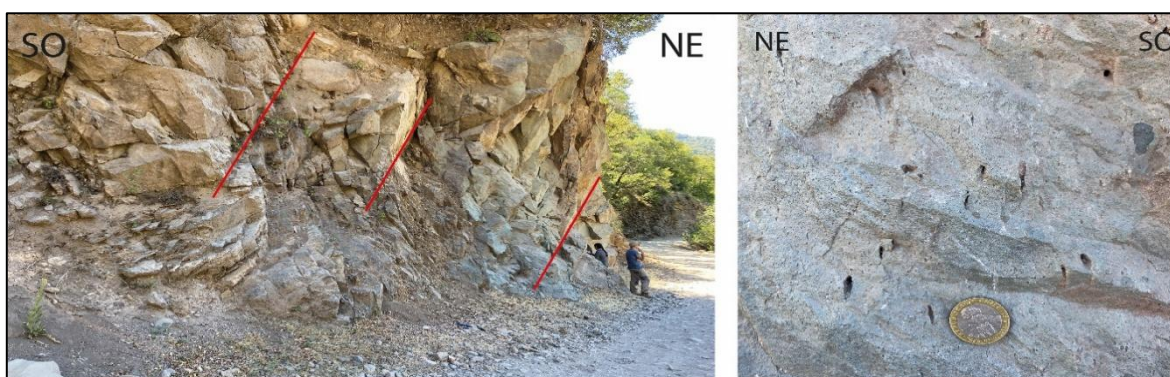


Figura 4.7.: Afloramiento de roca volcánica. En la imagen izquierda es posible exponer la orientación de las fallas en línea roja y en la imagen derecha se muestran las vesículas orientadas.

Más al norte, afloramientos de 4 m de altura exponen rocas rojizas de grano fino a muy fino con estratificación cruzada y actitud $N45^{\circ}E/10^{\circ}SE$ (Figura 4.8). Otros afloramientos muestran secuencias similares con estratos blancos y rojizos, orientados $N10^{\circ}E/30^{\circ}SE$ (Figura A5.7). Hacia la quebrada La Viña, se reconocen tobas líticas verdes a violetas, con matriz blanca fina y clastos redondeados, probablemente alterados a clorita o celadonita. La estratificación es $N47^{\circ}E/30^{\circ}SE$ (Figura A5.8), y se intersecta por diques afaníticos intermedios (Figura 4.9).



Figura 4.8.: Afloramiento en orilla del camino. En la imagen izquierda se muestra con línea roja la actitud de las capas y a la derecha se señala la estratificación cruzada.



Figura 4.9.: Detalle de afloramiento. En amarillo se detalla la distribución de cuerpos tabulares y en línea roja la actitud de las capas.

A 500 m al norte, una sucesión fragmental andesítica presenta erosión laminar superficial y efectos de raíces que favorecen la meteorización (Figura 4.10). Más al norte, un afloramiento de 6–7 m presenta brechas volcánicas clastosoportadas de grano grueso, orientadas $N5^{\circ}E/74^{\circ}NO$, con estrías de falla y rake de 40° al SE (Figura A5.10).



Figura 4.10.: Detalles de erosión. En la imagen izquierda se muestra un fracturamiento laminar que “descascara” a la roca dejando superficies lisas a levemente onduladas, la cual se podría asociar a procesos fluviales con flujos laminares y en la imagen derecha se detalla un desprendimiento facilitado por raíces.

Frente a la Tenencia de Pichirincón, una sucesión estratocreciente comienza con una toba de lapilli lítica (espesor 50 cm), seguida por una toba de ceniza cristalina burdeo (20 cm), que contiene cuarzo y plagioclasa con vidrio volcánico, asociada a la muestra NU2505 (U-Pb en circón: $34,87 \pm 0,1$ Ma) y sección delgada VA-P35CT (Figura A5.16; Tabla A6.1). Hacia techo, una toba de lapilli oligomíctica presenta matriz grisácea y menor contenido lítico. La estratificación general es $N60^{\circ}O/12^{\circ}NE$, afectada por fallas normales $N35^{\circ}E/66^{\circ}SE$ (Figura A5.17).

En el sector del cerro El Barco, afloran tobas de lapilli lítica con variaciones de color blanco a burdeo claro, intercaladas y con estratificación cruzada (Figura 4.11). Este afloramiento está afectado por fallas normales $N65^{\circ}E/50^{\circ}SE$ y otras estructuras asociadas que forman un graben menor (Figuras 4.12 y 4.13).

En el estero Las Tragedias, se reconocen principalmente tobas de lapilli cristalinas. En las cercanías del río González, se observa una toba lítica oxidada, clastosoportada, con líticos de hasta 30 cm, estratificada $N70^{\circ}O/78^{\circ}SO$, asociada a la muestra NU2502 (U-Pb en circón: $34,05 \pm 0,12$ Ma) y sección VA-P12CT (Figuras A5.18–A5.19; Tabla A6.2).



Figura 4.11.: Afloramiento a orilla de camino. En la imagen izquierda es posible ver la actitud de las capas y en la imagen derecha se detalla la estratificación y la litología presente.

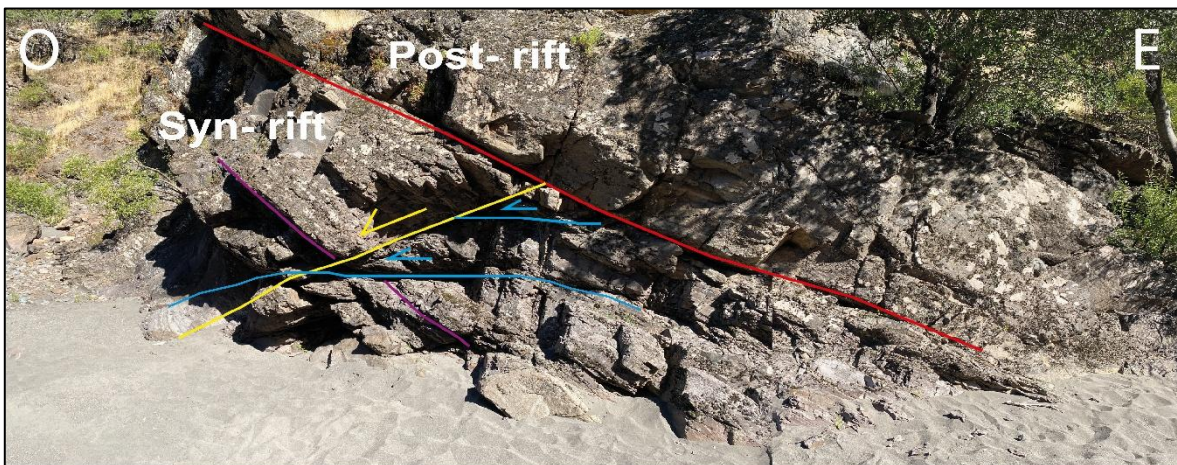


Figura 4.12.: Detalle de estructuras a nivel afloramiento. La línea roja representa nivel de sucesión no afectada por estructuras, en línea amarilla representa la traza de falla normal que tiene sus fallas secundarias asociadas en color celeste y en línea violeta se muestra la capa guía utilizada para interpretar la cinemática.

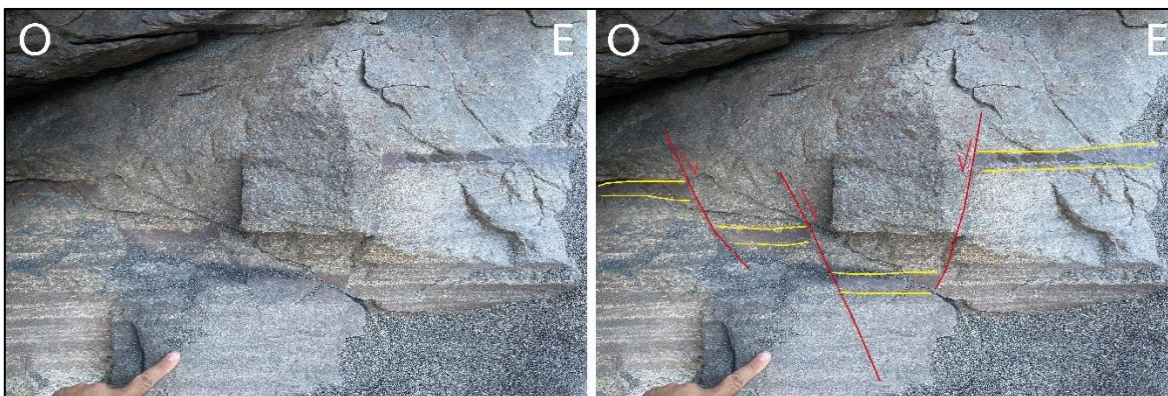


Figura 4.13.: Detalle de estructuras. La línea roja representa las fallas normales y en línea amarilla se muestra la capa guía utilizada para interpretar la cinemática.

Más arriba, en La Veranada, una toba de lapilli cristalina burdeo con lapilli acrecional indica condiciones húmedas durante el evento explosivo (Figura 4.14; Figura A5.20). La roca presenta clastos volcánicos, cristales de cuarzo y plagioclasa. Más arriba, otra toba lítica con líticos alterados a clorita está afectada por fallas normales N85°E/80°SE (Figura A5.21).



Figura 4.14.: Lapilli acrecional.

Cerca de una caída de agua, se encuentra una sucesión de tobas líticas y cenizas vítreas, donde la muestra NU2501 entrega una edad de $34 \pm 0,11$ Ma (U-Pb en circón), con descripción microscópica en la sección VA-P15CT (Figura A5.25; Tabla A6.4). La estratificación es N22°E/21°NO, afectada por grietas de tensión que indican cinemática inversa sinistral (Figura 4.15).

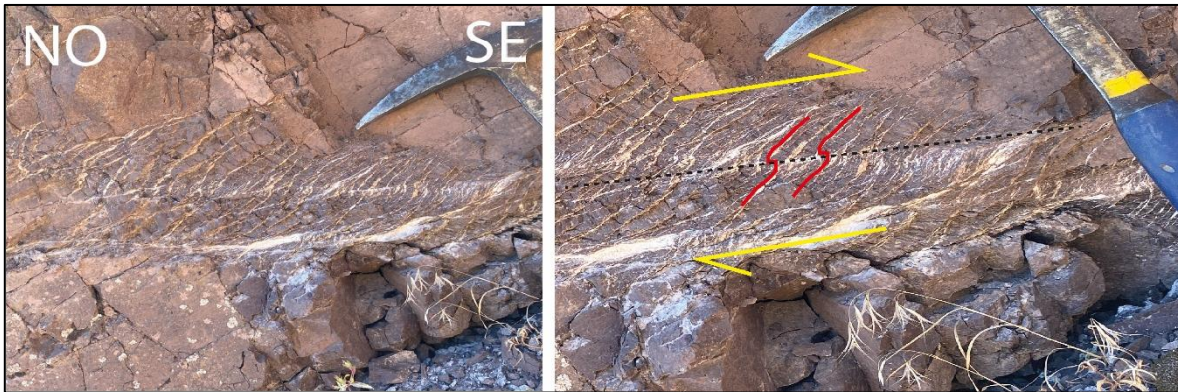


Figura 4.15.: Grietas de tensión. En rojo se muestran las grietas de tensión y en amarillo la cinemática interpretada.

4.2.1.2. Formación Curamallín

La Formación Curamallín se distribuye en el sector oriental del área de estudio, con afloramientos principalmente al sureste del río Ñuble y al noreste del estero Las Tragedias, donde alcanza extensiones de hasta 100 m y potencias variables (Anexo 3). La unidad está compuesta por rocas volcanoclásticas intercaladas, correspondientes a tobas de lapilli y ceniza, de composición lítica, vítrea y cristalina, con tonalidades que varían del violeta al verdoso, y espesores decimétricos a métricos.

En el camino que bordea el río Ñuble hacia el sureste, se observa un afloramiento parcialmente cubierto, donde aflora una toba de ceniza cristalina, matrizsoportada, monomítica, de color gris blanquecino, compuesta por cuarzo, plagioclasa y minerales máficos u oxidados (Figura A5.27). Esta muestra se encuentra asociada a la sección delgada VA-P24CT y presenta una edad de $12,34 \pm 0,11$ Ma (U-Pb en circón, muestra NU2503; Tabla A6.5), lo que indica un evento de depositación durante el Mioceno medio.

En las inmediaciones del mismo sector, una sucesión bien expuesta muestra, de techo a base: una toba de ceniza lítica de color violeta con matriz cenizosa y fragmentos andesíticos; seguida por una toba de lapilli cristalina blanca con biotita, anfíbol alterado a clorita y cuarzo; y, en la base, una toba de lapilli lítica con gradación inversa, pasando de lapilli fino a grueso (Figura A5.28). Esta secuencia presenta una estratificación de N27°O/40°NE (Figura 4.16).

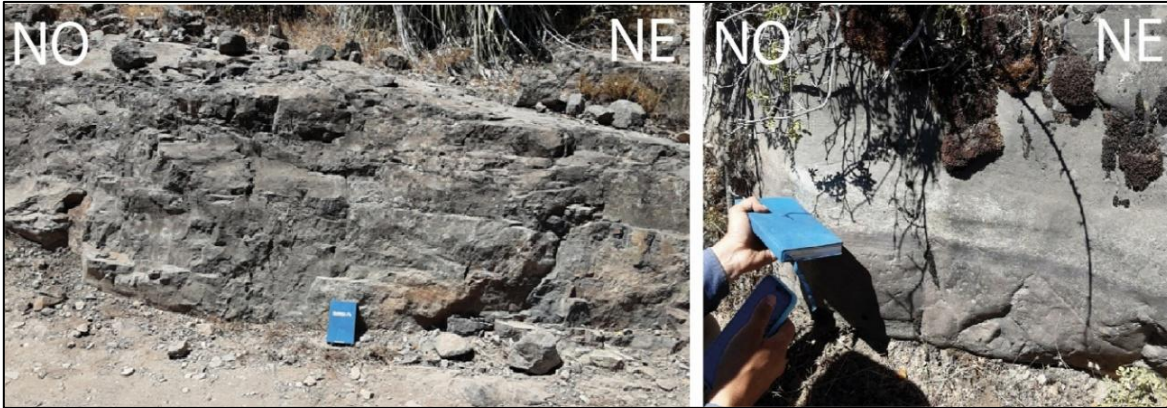


Figura 4.16.: Estratificación de afloramientos al sureste de río Ñuble.

Al este, en el sector del cerro Plan de los Yeuques, cerca de Los Robles, se reconocen tobas de lapilli lítica similares, afectadas por un dique andesítico rosado, el cual está asociado a una falla de orientación $N30^{\circ}O/50^{\circ}SO$, con indicadores cinemáticos que sugieren un movimiento sinistral (Figura A5.29).

Durante el ascenso por la quebrada, se identifica un afloramiento de 1 a 1,5 m de espesor que corresponde a una toba de lapilli vítrea de color verde grisáceo, con fragmentos andesíticos, pómez, fiammes y cristales de cuarzo y plagioclasa, inmersos en una matriz fina de tonalidad gris. Esta roca es matrizsoportada, con selección moderada (Figura A5.30), y se asocia a la sección delgada VA-P30CT, que confirma la composición observada en campo (Tabla A6.6).

Más arriba, a los 1.500 m de altitud, aflora una secuencia de 8 a 10 m de espesor compuesta por una toba de lapilli lítica verdosa, clastosoportada, mal a moderadamente seleccionada, con líticos volcánicos andesíticos y volcanoclásticos tobáceos, inmersos en una matriz gris (Figura A5.31). En este sector se reconoce un manteo continuo hacia el noreste, sin cambios significativos en la actitud de los estratos (Figura A5.32).

En contraste, los afloramientos al noreste del estero Las Tragedias presentan variaciones estructurales en la orientación de sus capas. A través del análisis de imágenes satelitales y el uso del software *Geologic Map Data Extractor* (GMDE), se identificaron evidencias de plegamientos y fallas que afectan localmente a esta unidad, lo que confirma una deformación estructural más compleja en esta zona (Figura A5.33).

4.2.1.3. Formación Cola de Zorro

La localidad tipo de la Formación Cola de Zorro se encuentra al noreste del estero Las Tragedias, en el cajón homónimo. Se trata de una unidad ubicada a altitudes elevadas y de difícil acceso, por lo que no fue posible su descripción directa en terreno. Sin embargo, se reconocen afloramientos representativos en el cerro El Barco, al noroeste de la localidad de Pichirincón, donde Muñoz y Niemeyer (1984) reportaron un espesor de 733 metros.

A partir de vistas panorámicas hacia el cerro El Barco y el uso de Modelos de Elevación Digital (DEM) y la herramienta GMDE (Allmendinger, s.f.), se determinó una actitud promedio de N15°E/10°NO en esta unidad, evidenciando su disposición horizontal a subhorizontal característica (Figura A5.34). Esta geometría es consistente con una escasa deformación postdeposicional.

Desde el punto de vista morfológico, la unidad presenta rasgos paleofisiográficos accidentados, con fuerte erosión que genera acantilados abruptos y movimientos en bloque asociados a fallas normales. Este patrón se observa claramente hacia el norte de Pichirincón, donde se reconocen cambios de actitud estratal causados por rotación de bloques al pie de fallas normales (Figura 4.17).



Figura 4.17.: Vista panorámica hacia el norte del cerro El Barco. En línea roja se observa una traza de falla normal, en amarillo la actitud de las capas y en blanco se indica la toponimia de la fotografía.

Litológicamente, la Formación Cola de Zorro está constituida por andesitas porfídicas, andesitas basálticas de color gris claro a oscuro y cenoglomerados, intercalados con niveles de tobas líticas de tonalidades blancas a amarillentas. Estas litologías, particularmente las tonalidades claras, son reconocibles en el sur del cerro El Barco. Asimismo, se observan niveles de tonalidades violetas en discordancia angular bajo esta unidad, los cuales corresponden a la Formación Abanico (Figura A5.35).

4.2.2. Rocas intrusivas

4.2.2.1. Batolito Santa Gertrudis- Bullileo

Esta unidad se distribuye de norte a sur en la parte occidental del área de estudio hasta limitar con el valle del río Ñuble hacia el sur.

Se pudieron reconocer pocos afloramientos para este batolito dada la densa vegetación que la rodea, por lo que su contacto es inferido por imágenes satelitales y modelos de elevación digital.

Fue posible describir un afloramiento, en el cual se expone una roca de color gris claro de textura hipidiomórfica granular de grano medio, que presenta cristales de cuarzo (15%), feldespato potásico (10%), plagioclasa (60%) y biotita (15%), además de una alteración moderada a arcillas y óxidos de FeO. Se clasificaría como una monzodiorita cuarcífera de biotita (Figura 4.18).

Esta litología sería parte de las facies descritas por Muñoz y Niemeyer (1984), quienes describen hacia las cercanías de Complejo Volcánico Nevados de Chillán el predominio de facies de monzodiorita cuarcífera.

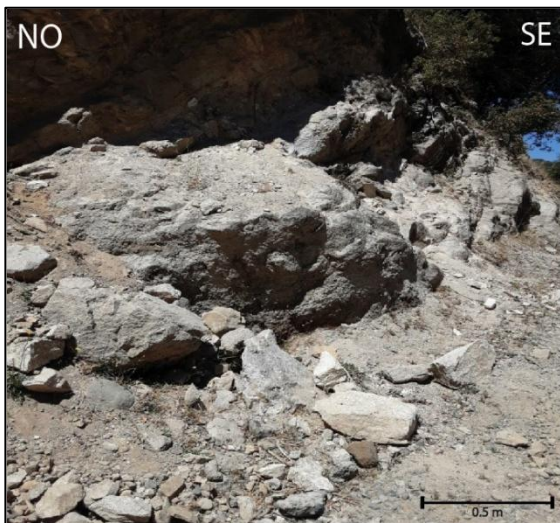


Figura 4.18.: Afloramiento al oeste de Los Sauces.

4.3. ESTRUCTURAS

Las estructuras reconocidas durante el levantamiento de terreno afectan a las formaciones Curamallín y Abanico, y se presentan a distintas escalas, desde estructuras locales hasta regionales. Se identificaron pliegues anticlinales y sinclinales, en general suaves

y de geometría simétrica a levemente asimétrica, junto con fallas normales e inversas, muchas de las cuales muestran componentes en el rumbo

4.3.1. Pliegues

Es posible reconocer una serie de pliegues anticlinales y sinclinales que afectan principalmente a la Formación Abanico, otorgándole como característica estructural dominante un plegamiento suave a lo largo de su extensión. Los pliegues observados tanto en la Formación Abanico como en la Formación Curamallín se presentan comúnmente como estructuras simétricas y asimétricas de orientación preferente N-S, aunque se observan variaciones hacia el este y oeste de hasta 50° . Estas estructuras muestran planos axiales que van desde subverticales a inclinados, y buzamientos tanto hacia el norte como hacia el sur (González-Ferrán y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984).

En general, estos pliegues presentan una orientación NE-SO y se relacionan con el modelado del relieve en esta zona de la precordillera chilena. Un ejemplo representativo es el plegamiento visible en el cerro El Barco, en las cercanías de la laguna El Florido. Allí se observan pliegues aparentemente simétricos, con un ángulo interlimbal abierto y una longitud de onda amplia, características que reflejan el estilo de deformación predominante en la Formación Abanico (Figura 4.19).

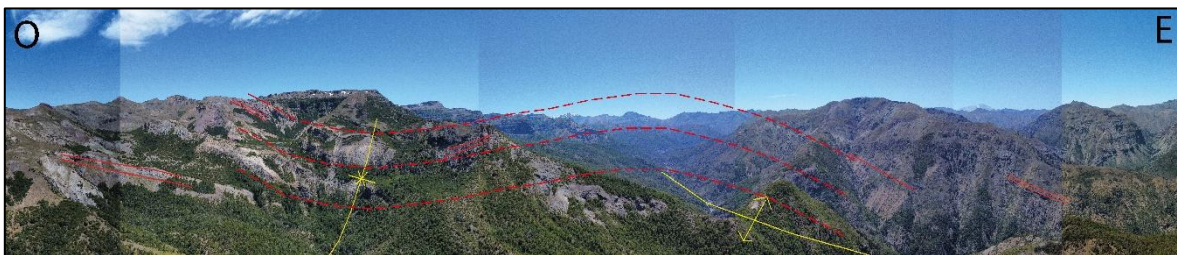


Figura 4.19.: Vista panorámica hacia el norte del cerro El Barco. En línea roja se observa la actitud de las capas y en amarillo el plano axial de los pliegues presentes.

Otro ejemplo corresponde al cajón González, al noreste del estero Las Tragedias, donde se ha interpretado un pliegue anticlinal de orientación más E-O, cuya traza aparentemente controla el valle fluvial (Figura 4.20). Sin embargo, no se descarta que esta geometría responda únicamente a un efecto visual relacionado con la perspectiva del observador, lo que podría interpretarse como una aplicación de la “regla de la V”.

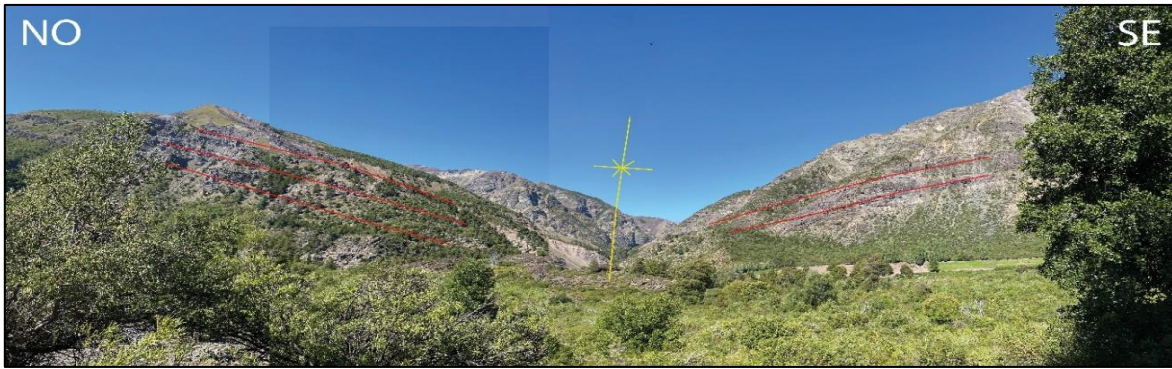


Figura 4.20.: Vista panorámica hacia el cajón González. En línea roja se observa la actitud de las capas y en amarillo el plano axial del pliegue.

Adicionalmente, se observa un plegamiento más cerrado y de menor longitud de onda en las cercanías del estero Las Tragedias, afectando a la Formación Curamallín (Figura 4.21). La geometría de este anticlinal asimétrico sugiere una posible interacción con estructuras de mayor escala.

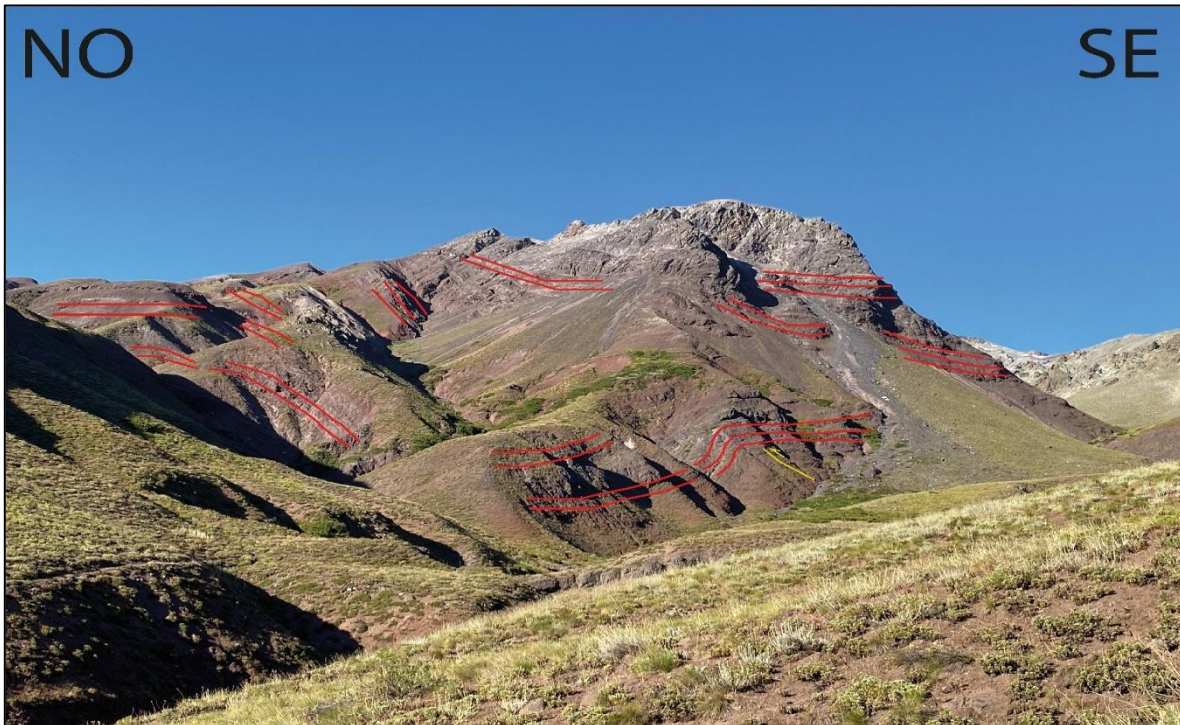


Figura 4.21.: Vista panorámica hacia el noreste del estero Las Tragedias. En línea roja se muestra la actitud de las capas y en amarillo se ve representada una falla inversa.

En particular, el limbo este de este pliegue se encuentra verticalizado, lo que puede atribuirse a la influencia de una falla regional ubicada en las cercanías. Esta estructura, de cinemática probablemente inversa, habría inducido la rotación de los estratos y generado un mayor grado de acortamiento en esta unidad más joven, en comparación con lo observado en la Formación Abanico (Figura 4.22).

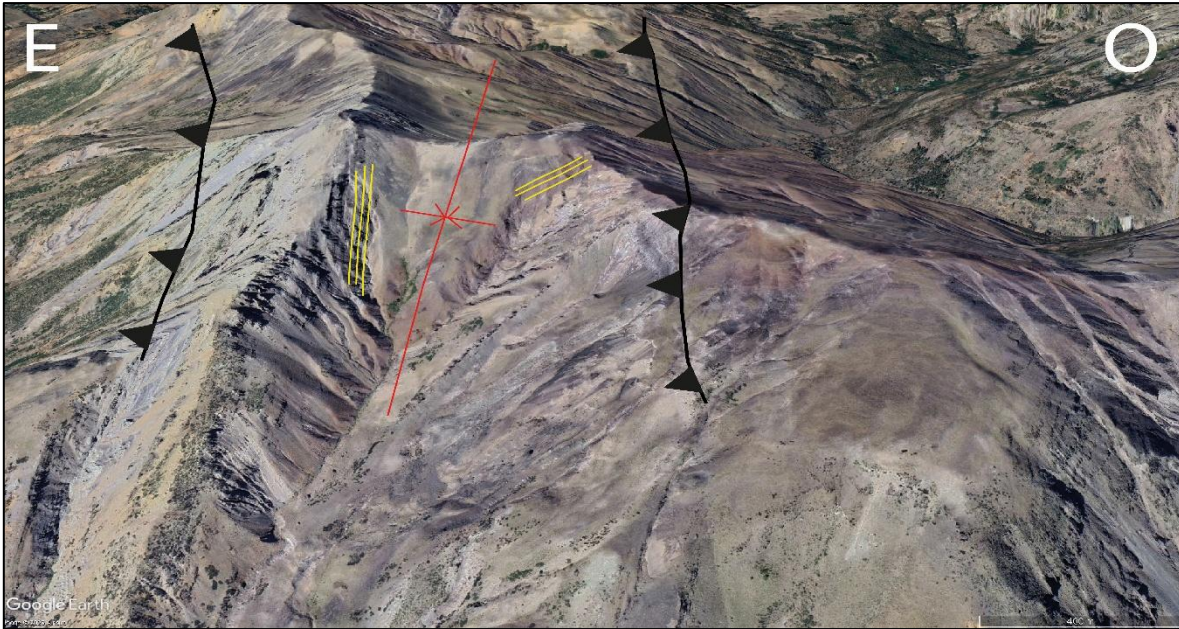


Figura 4.22.: Imagen satelital hacia el sur del río González. En línea amarilla se muestra la actitud de las capas, en negro la traza de fallas y en rojo el plano axial de un pliegue anticlinal. Extraída de Google Earth.

Esta hipótesis se refuerza al observar una estructura similar hacia el sur de la laguna El Baúl, donde nuevamente se evidencia una deformación significativa en los estratos de la Formación Curamallín, aparentemente asociada al efecto de fallas de escala regional (Figura 4.23).

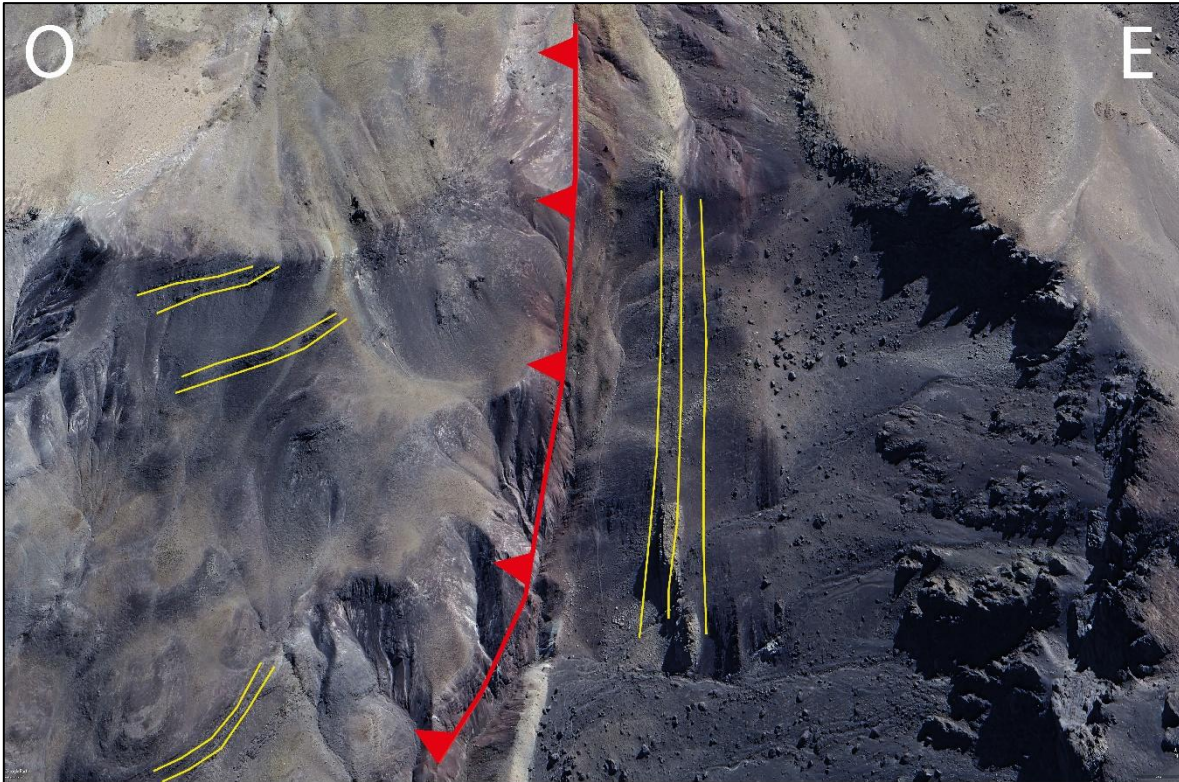


Figura 4.23.: Imagen satelital hacia el sur de Laguna El Baúl. En línea amarilla se muestra la actitud de las capas y en rojo la traza de falla. Extraída de Google Earth.

4.3.2. Fallas

Durante el levantamiento de terreno, se identificaron fallas que afectan principalmente a las Formaciones Abanico y Curamallín, con presencia de estructuras tanto locales como regionales. Estas fallas incluyen fallas normales, inversas y de rumbo, muchas de las cuales presentan cinemática no concluyente. La deformación asociada a estas estructuras se reconoce en diferentes escalas: desde desplazamientos a nivel afloramiento, hasta estructuras regionales identificadas mediante fotointerpretación y análisis de Modelos de Elevación Digital (DEM).

Las fallas normales se observan mayoritariamente en la Formación Abanico, con orientaciones preferentes NE-SO y buzamientos que varían entre 40° y 80° , tanto hacia el NO como hacia el SE. Estas estructuras fueron registradas en terreno mediante mediciones directas, aunque muchas de ellas no son representables en el mapa geológico a escala

1:50.000. Sin embargo, se logró distinguir agrupamientos estructurales que permiten inferir patrones coherentes (Figura 4.24).

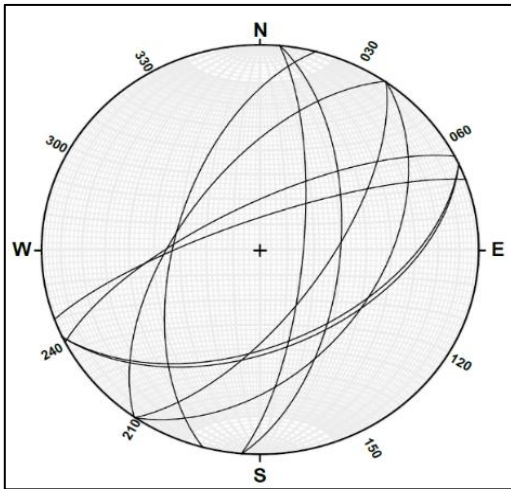


Figura 4.24.: Estereograma con fallas locales encontradas en terreno.

Una de las zonas donde se observa con mayor claridad la influencia de fallas normales corresponde al estero Las Tragedias. Allí, se distingue una falla de alto ángulo afectando a la Formación Abanico. Hacia el este de esta estructura principal, se desarrollan fallas secundarias que delimitan pequeños graben, lo que sugiere actividad extensional asociada a la misma estructura principal (Figura 4.25).

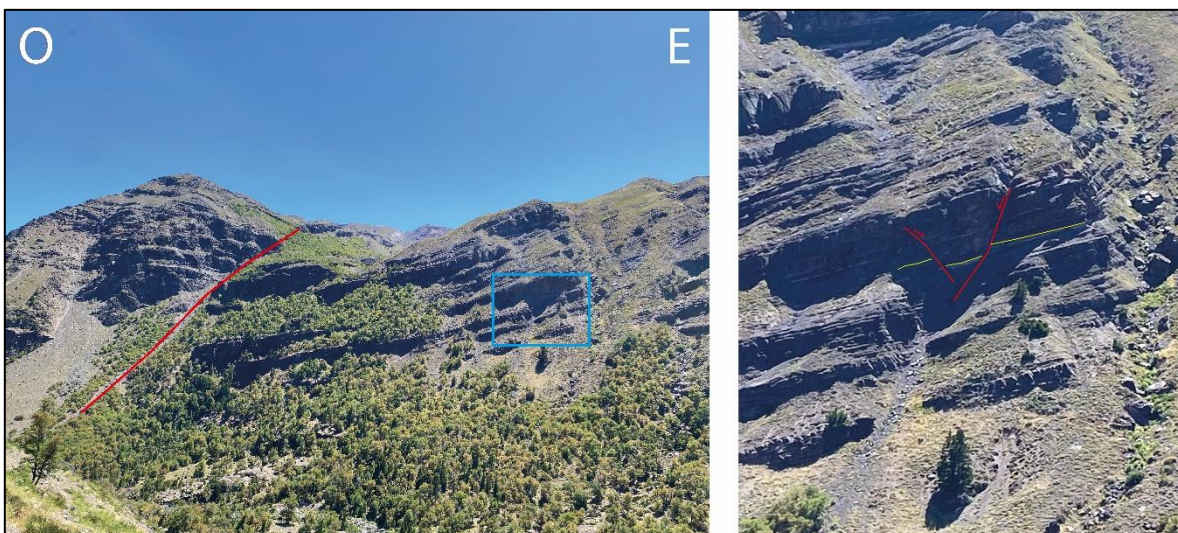


Figura 4.25.: Vista al norte del estero Las Tragedias. En rojo se traza el lineamiento de alto ángulo, en el recuadro azul se muestra el zoom de la imagen derecha, donde se muestra un graben.

En el caso de la Formación Curumallín, se reconocen fallas regionales de orientación N-S, con vergencia hacia el este, así como fallas de rumbo. Estas estructuras son más difíciles de observar directamente en terreno debido a las condiciones de exposición, pero su traza fue inferida a partir de la interpretación de imágenes satelitales y análisis de pendiente mediante DEM.

Un ejemplo destacado es el conjunto de fallas ubicadas al este de la Formación Curumallín, que fueron trazadas en base al modelo digital de elevación. Aunque no fue posible determinar su cinemática de forma directa, la verticalización de los estratos en las zonas adyacentes sugiere un posible régimen inverso, que habría contribuido significativamente a la deformación de esta unidad (Figura 4.26).

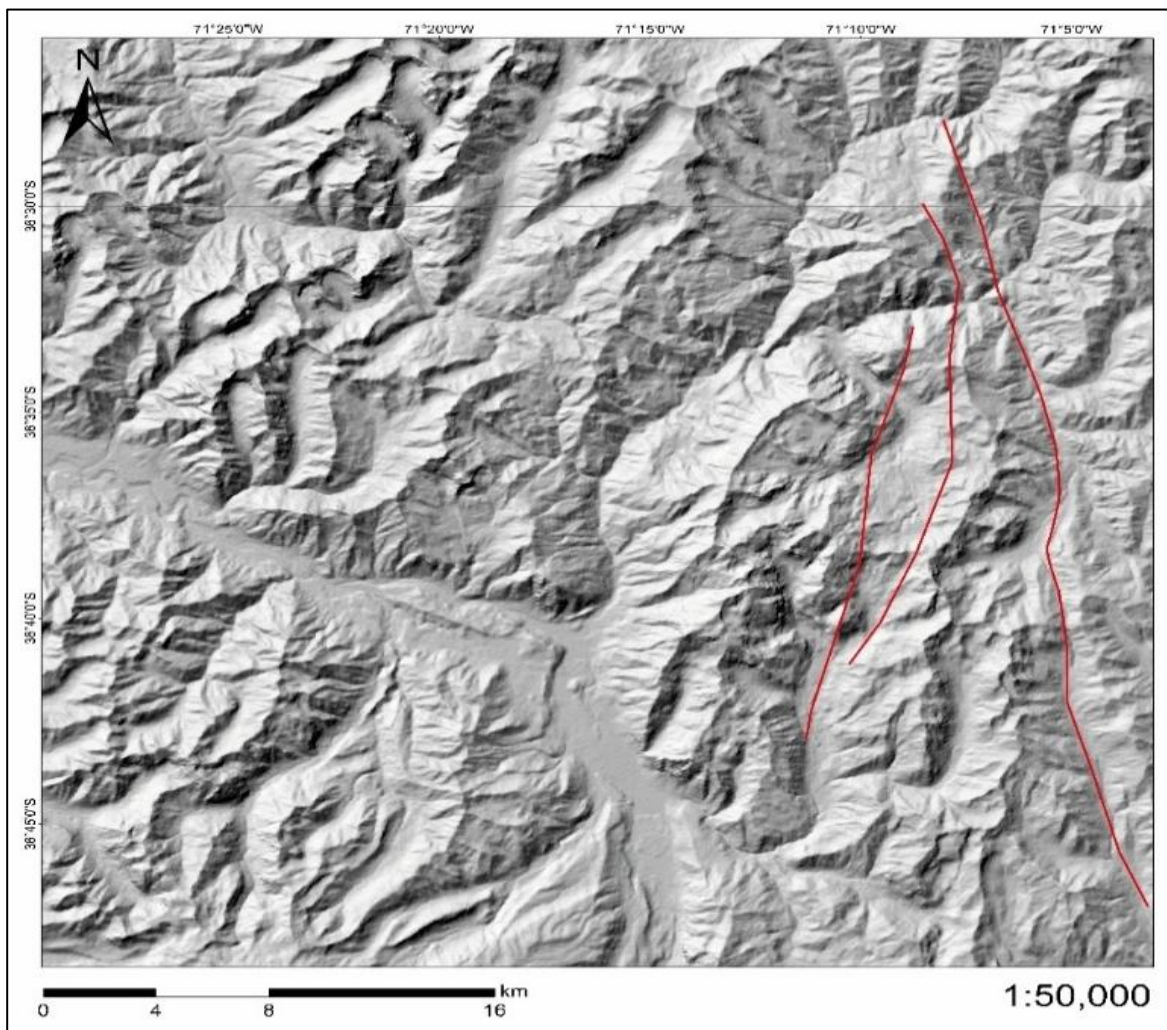


Figura 4.26.: Modelo de elevación digital utilizado para traza de fallas. En rojo se trazan los lineamientos.

Este contraste en el grado de deformación entre las distintas unidades estratigráficas ofrece una valiosa herramienta para interpretar el marco tectónico en el cual se emplazaron. La Formación Abanico y, especialmente, la Formación Curamallín, presentan evidencias claras de haber sido afectadas por un régimen tectónico compresivo que precede a la depositación de la Formación Cola de Zorro, la cual muestra estructuras netamente extensionales y menor grado de deformación. Esto sugiere que el pico de contracción habría ocurrido entre el Oligoceno y el Mioceno medio, siendo posterior a la acumulación de Abanico y contemporáneo o inmediatamente anterior a la depositación de Curamallín.

La identificación de estructuras que controlan directamente la sedimentación, como fallas sin-depositacionales, permite reconstruir parte del régimen tectónico activo durante el desarrollo de estas unidades. La presencia de estructuras con vergencias opuestas y graben a pequeña escala refuerzan esta interpretación, y posicionan a la tectónica como un factor clave en la evolución y segmentación de estas cuencas cenozoicas.

5. DISCUSIÓN

5.1. GEOCROLOGÍA Y CORRELACIÓN CON UNIDADES

Parte de los objetivos específicos de este trabajo es determinar la edad absoluta de unidades claves del área, como lo son las formaciones Abanico y Curamallín.

Esta determinación geocronológica permite establecer una base para interpretar la evolución geológica del área de estudio, como también permite correlacionar estas unidades con otros eventos.

En base a la revisión bibliográfica y al análisis estratigráfico realizado en capítulos previos, se propone que la Formación Abanico presenta un rango de edades entre aproximadamente 35 y 15 Ma. Este intervalo es consistente con edades reportadas mediante métodos geocronológicos U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, así como con asociaciones bioestratigráficas descritas en la literatura. Edades en torno a los 35–30 Ma han sido reportadas por Godoy *et al.* (2009) y Charrier *et al.* (1996), mientras que valores más jóvenes, cercanos a los 15 Ma, han sido propuestos por Venegas *et al.* (2023) y Contreras *et al.* (2024), a partir de nuevas dataciones U-Pb en circón.

Considerando este rango, las muestras NU2501, NU2502 y NU2505 indicarían edades de 34, 34,05 y 34,87 Ma, por lo que se asignan a esta unidad.

Esta unidad está marcada por el inicio del desarrollo de una cuencas oligocenas y su límite a los 15 Ma coincide con el progresivo cierre de estas cuencas y comienzo de un nuevo régimen tectónico.

Por su parte, la Formación Curamallín presenta un rango de edades entre 20 y 8,8 Ma según datos geocronológicos reportados por Flynn *et al.* (2008) y Encinas *et al.* (2024).

Considerando este rango, la muestra NU2503 ubicada donde antes fue asociado a la Formación Plan de los Yeuques, indica una edad de 12,34 Ma por lo que se asociaría a la Formación Curamallín, de edad Miocena Inferior a Superior. De esta forma, se descarta la presencia de unidades Cretácicas.

Esta unidad representa un relleno de cuencas anteriores en un contexto de transición tectónica. La superposición cronológica entre ambas unidades en el intervalo de 20 a 15 Ma localmente reflejaría una evolución tectono-sedimentaria continua, por lo que podrían

coexistir facies de ambas formaciones e incluso producirse contactos transicionales entre ellas.

En conjunto, son edades que respaldan una evolución tectonoestratigráfica progresiva y continua, que permite interpretar procesos compartidos como su contexto tectónico y el posterior cambio de este a lo largo del margen andino.

El análisis de las edades obtenidas junto con la correlación estratigráfica regional permite caracterizar a las unidades que subyacen a la Formación Abanico, ubicándolas en un marco temporal y estructural más amplio.

Con estos elementos del presente trabajo se aportan elementos importantes para interpretar la arquitectura de la base de la cuenca y sus controles preexistentes.

Los resultados obtenidos para la muestra NU2502, correspondiente a una toba de lapilli lítica, presentan un espectro de edades U-Pb en circones que incluye 75 Ma, 130 Ma, 295 Ma y 390 Ma, correspondientes a los periodos Cretácico Superior, Cretácico Inferior, Carbonífero y Devónico, respectivamente. Este patrón sugiere que unidades de estas edades subyacen a la Formación Abanico en el área de estudio (Figura 5.1).

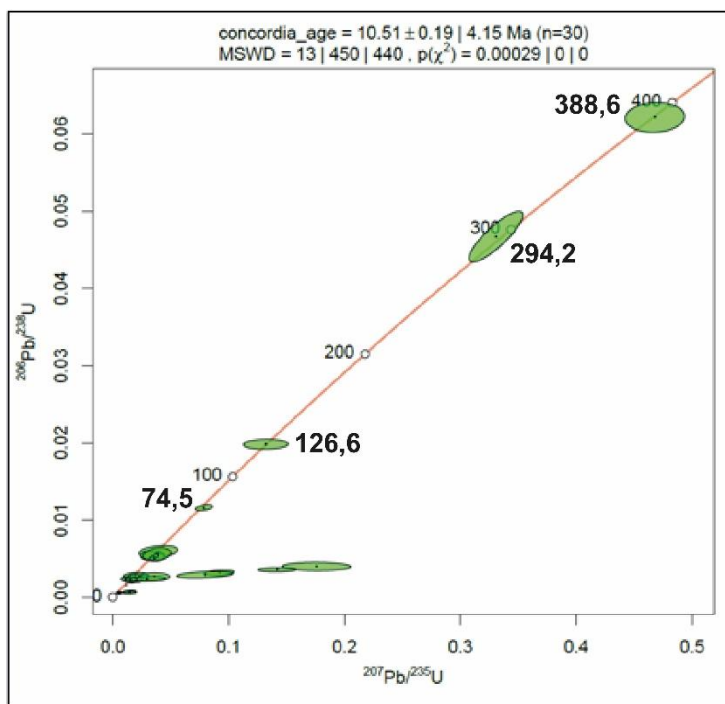


Figura 5.1.: Diagrama de concordia (Wetherill) para la muestra NU2502.

Las edades más jóvenes, del Cretácico Superior (~75 Ma), podrían correlacionarse con la Formación Antuco, descrita en Laguna del Laja como una sucesión de rocas volcánicas de

edad Maastrichtiana a Campaniana, en discordancia con la Formación Abanico (Suárez y Emparan, 1997). A su vez, las edades del Cretácico Inferior (~130 Ma) son compatibles con la Formación Nacientes del Biobío, también en Laguna del Laja, caracterizada por rocas volcánicas y volcanoclásticas que subyacen a la Formación Antuco en discordancia angular (Suárez y Emparan, 1997).

Las edades más antiguas, del Carbonífero (~295 Ma) y Devónico (~390 Ma), probablemente representan población de circones heredados, y aunque no se reconocen afloramientos de rocas de estas edades en el área de estudio ni en el valle del Maule (Astaburuaga, 2014; Venegas *et al.*, 2023), es posible que correspondan a un basamento premesozoico no expuesto en superficie. Este patrón de herencia ha sido documentado también en otras cuencas cenozoicas del sur de Chile, como en Laguna del Laja y sectores más australes (Muñoz y Niemeyer, 1984; Suárez y Emparan, 1997).

Estas edades heredadas también guardan una coincidencia parcial con las reportadas para la Formación Plan de los Yeuques, particularmente en su definición en el Maule (94,7–84,8 Ma; Piquer *et al.*, 2023) y en el valle del Teno (75–63 Ma; Mosolf *et al.*, 2011; Muñoz *et al.*, 2018). Sin embargo, no se reconocen litologías equivalentes a esta formación en el área de estudio, ni existe evidencia estratigráfica que permita justificar una correlación directa. Dado que las edades corresponden a circones heredados, es más probable que reflejen aporte sedimentario desde unidades similares ubicadas más al norte, sin que ello implique necesariamente la presencia de la Formación Plan de los Yeuques en el área. En consecuencia, estas edades se interpretan como indicativas de una fuente sedimentaria que incluye materiales del Cretácico y de unidades aún más antiguas, lo cual tiene implicancias para la reconstrucción paleogeográfica y la evolución del relleno de la cuenca.

5.2. CONTEXTO TECTÓNICO DURANTE LA DEPOSITACIÓN Y/O EMPLAZAMIENTO DE UNIDADES GEOLÓGICAS

La historia deformacional y el contexto tectónico de las formaciones Abanico, Curamallín y Cola de Zorro han sido interpretados a partir de una integración de observaciones de terreno, análisis estratigráfico, recopilación de datos estructurales y geocronológicos. Esta evolución refleja una transición desde un régimen extensional hacia uno compresivo, con fases de alzamiento tectónico e indicios de colapso gravitacional

registrados durante el Pleistoceno-Cuaternario en la precordillera andina de la región del Ñuble.

Las estructuras más antiguas corresponden a fallas normales y estructuras asociadas a extensión activa, registradas principalmente en la Formación Abanico, la cual fue depositada durante el Oligoceno Superior–Mioceno Inferior. Esta unidad presenta una litología dominada por tobas de lapilli líticas y cristalinas, brechas piroclásticas y niveles sedimentarios menores, lo que permite inferir actividad volcánica explosiva frecuente durante su depositación. Se identificaron estructuras extensionales, como fallas normales de orientación predominante NE-SO y NO-SE, algunas con componentes de rumbo. Además, se reconocieron estructuras sinsedimentarias, como contactos discordantes y geometrías angulosas, que sugieren deformación contemporánea a la sedimentación. Diques andesíticos afaníticos, emplazados en planos de falla, constituyen evidencia de control estructural ejercido por estas fallas durante la intrusión; aunque no se cuenta con edades directas de estos cuerpos, su relación espacial sugiere un emplazamiento sincrónico con la actividad extensional.

Las edades U-Pb obtenidas para esta formación (34,8 y 34 Ma) coinciden con una etapa de extensión ampliamente reconocida en los Andes del sur de Chile, entre los 33° y 39°S (Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 1996; Godoy *et al.*, 2009), asociada al desarrollo de cuencas intra-arco.

Posteriormente, la Formación Curamallín representa una etapa transicional durante el Mioceno Medio, en la cual la extensión comienza a ser reemplazada por un régimen compresivo. Esta unidad se caracteriza por tobas vítreas, líticas y cristalinas intercaladas con niveles sedimentarios, indicando una continuidad de actividad volcánica, pero en un contexto tectónico más complejo. En terreno se reconocieron pliegues apretados y asimétricos, con orientación NE-SO, además de fallas inversas de escala regional, evidenciando inversión tectónica y una compresión más desarrollada que en la etapa anterior. Esta interpretación es respaldada por una edad U-Pb de ~12,3 Ma (muestra NU2503), coherente con la inversión tectónica reconocida en el margen andino a latitudes similares (Jordan *et al.*, 2001; Venegas *et al.*, 2023).

A esta etapa le sigue una deformación más intensa que no se encuentra asociada a una unidad sedimentaria particular, pero sí afecta claramente a la Formación Abanico. Se

reconoce por la reactivación de estructuras extensionales, ahora con cinemática inversa, y por el desarrollo de pliegues amplios y fallas regionales. En este contexto, se interpreta que el Batolito Santa Gertrudis–Bullileo, de edad miocena media (Charrier *et al.*, 1996), intruye en condiciones tectónicas compresivas, probablemente facilitado por estas estructuras reactivadas. En su contacto con la Formación Abanico se infiere la presencia de una falla inversa, lo que refuerza esta interpretación. Esta fase corresponde a una etapa de inversión y alzamiento tectónico, cuya expresión estructural son pliegues como los observados en cerro El Barco y Laguna El Florido (ver Figuras 4.19 y 4.22), además de fallas inversas detectadas en imágenes satelitales y vistas panorámicas (Figuras 4.23 y 4.26).

Finalmente, la Formación Cola de Zorro se presenta en discordancia angular sobre Abanico y Curamallín, lo cual implica una evolución tectónica posterior. Esta unidad, con estratificación subhorizontal y sin evidencia de plegamiento a gran escala, sugiere que fue depositada tras el cese de la compresión activa, en un régimen compresivo más estable. No obstante, hacia el cerro El Barco se observaron fallas normales que afectan esta unidad, interpretadas como producto de colapsos gravitacionales y levantamientos diferenciales, típicos de procesos tectónicos post-tectónicos o cuaternarios. La rotación de bloques se infiere a partir de cambios abruptos en el buzamiento de capas y de la orientación de las estructuras en bloques adyacentes, visibles en vistas panorámicas e imágenes de satélite (Figuras 4.17 y A5.34). Estas observaciones permiten reconocer una etapa final dominada por deformación gravitacional, que modificó la topografía local y afecta principalmente a los niveles más recientes de la columna estratigráfica.

5.3. EMPLAZAMIENTO DE BATOLITO SANTA GERTRUDIS- BULLILEO

El Batolito Santa Gertrudis–Bullileo corresponde a una unidad intrusiva de edad miocena media, que aflora en el sector oriental del área de estudio y se encuentra en contacto con la Formación Abanico. A partir de observaciones de terreno, imágenes satelitales y revisión bibliográfica, se interpreta que este contacto corresponde a una estructura tectónica, interpretación previamente sugerida por Muñoz y Niemeyer (1984). Esta propuesta se fundamenta en una serie de evidencias estructurales identificadas en las cercanías del contacto inferido, entre ellas la verticalización progresiva de los estratos de la Formación Abanico conforme se aproximan al batolito. Este rasgo, reconocido en terreno e interpretado

en imágenes satelitales, sugiere que el intrusivo habría sido emplazado aprovechando una zona de debilidad preexistente o que su intrusión generó un importante control estructural en el área.

Adicionalmente, la deformación localizada observada en los afloramientos próximos al contacto con el batolito respalda la hipótesis de que su emplazamiento pudo inducir la deformación en la roca caja. En particular, la actitud de capas verticalizadas de la Formación Abanico (representadas en línea roja, Figura 5.2), junto con la traza interpretada de una falla (línea amarilla), permiten argumentar que el contacto sería de carácter tectónico. Esta figura corresponde a una imagen satelital extraída de Google Earth al norte del estero Lara, donde se indican las unidades involucradas: la Formación Abanico y el Batolito Santa Gertrudis–Bullileo.

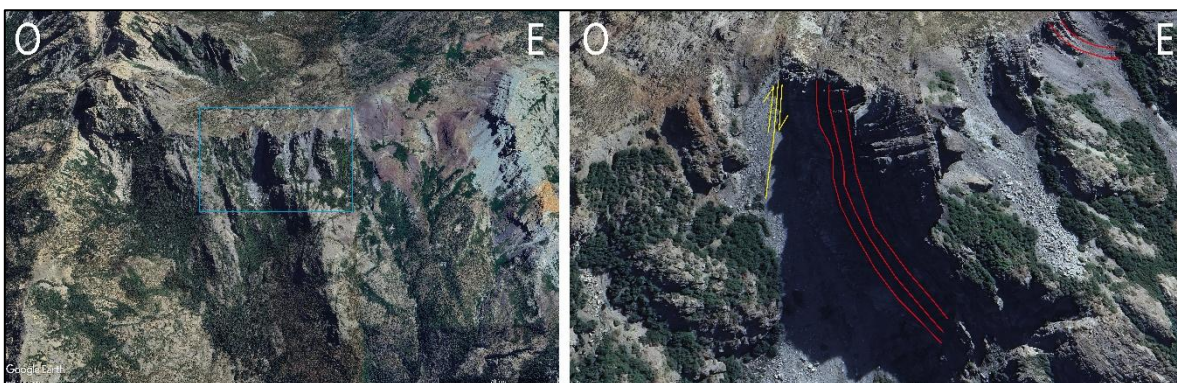


Figura 5.2.: Imagen satelital al norte del estero Lara. En la imagen izquierda se contextualiza la ubicación de la imagen derecha con un recuadro celeste. En la imagen derecha, en línea roja se expone la actitud de las capas y en línea amarilla se interpreta la traza de falla propuesta. Extraída de Google Earth.

Esta dinámica es coherente con procesos de intrusión sintectónica descritos para el Mioceno en la Cordillera de los Andes, donde el emplazamiento de cuerpos magmáticos se encuentra condicionado por reactivación de estructuras previas. La inversión tectónica de fallas normales durante esta época habría facilitado tanto el ascenso como el emplazamiento de magmas, marcando así el inicio de un cambio de régimen regional hacia la compresión en torno a los ~ 18 Ma. Este mismo patrón se ha observado en otros cuerpos miocenos de la región del Maule, como el Complejo Intrusivo Melado, de edad entre 20,3 y 15,6 Ma (Castro, 2024; Vargas, 2023; Espinoza *et al.*, 2024). Este complejo presenta claras evidencias de

control estructural, incluyendo zonas de alteración hidrotermal intensa y metamorfismo de contacto (cornificación) que afectan a las Formaciones Curamallín y Abanico, lo que indica un emplazamiento en un contexto tectónicamente activo durante el Mioceno (Contreras *et al.*, 2024).

Por otra parte, según lo descrito por Muñoz y Niemeyer (1984), el Batolito Santa Gertrudis–Bullileo es parcialmente cubierto en discordancia erosiva por la Formación Cola de Zorro. Esta relación estratigráfica indica que, tras su emplazamiento, el batolito fue parcialmente exhumado antes de la depositación de la unidad suprayacente, lo que implica una etapa de erosión significativa. Esta exhumación puede asociarse a un episodio de levantamiento regional, coherente con una transición hacia un régimen tectónico compresivo que habría elevado el bloque intrusivo respecto a las unidades circundantes.

5.4 ESTILO ESTRUCTURAL E INTERPRETACIÓN DE PERFIL

En el área de estudio se propone un perfil estructural de orientación NO-SE, elaborado a partir de datos estructurales levantados en terreno y modelado con el software MOVE 2022 (Figura 4.1). El perfil fue generado inicialmente mediante modelamiento kink utilizando medidas de rumbo y manteo recopiladas en campaña, y luego corregido geoméricamente para otorgarle una interpretación geológica coherente en profundidad, integrando criterios litológicos, estructurales y proyecciones de información regional.

Este modelo permite distinguir dos estilos estructurales principales. El primero se localiza en el sector occidental del perfil, donde se interpreta la presencia de un *detachment* profundo que habría actuado como límite de cuenca durante el Oligoceno–Mioceno, favoreciendo el depósito de la Formación Abanico. En esta zona, los datos de campo indican la existencia de una deformación distribuida, caracterizada por pliegues amplios, simétricos y de gran longitud de onda, que afectan depósitos potentes y de baja competencia mecánica. Este patrón es consistente con una deformación acomodada a gran escala sobre unidades con espesores significativos y litologías predominantemente tobáceas. En este bloque también se incluye lo interpretado como un basamento pre-Cenozoico, el cual agruparía las unidades más antiguas descritas en los capítulos anteriores, desde el Cretácico hacia atrás.

En contraste, el estilo estructural del sector oriental del perfil está determinado por un *detachment* más somero que habría controlado la acumulación y posterior exhumación de la

Formación Curamallín. Las estructuras observadas en este dominio incluyen pliegues apretados y asimétricos de menor longitud de onda, así como fallas inversas con vergencia al este que han elevado bloques de la Formación Curamallín. Este patrón puede explicarse por el menor espesor de los estratos afectados, la mayor competencia de las rocas y la transferencia más localizada de la deformación a través de un sistema de fallas más apretadas. Así, la geometría observada indica una deformación más intensa y focalizada en este sector del perfil.

La disposición de los bloques en el perfil y la orientación este de la vergencia de las estructuras mayores son coherentes con el régimen compresivo andino, y se interpretan como resultado de episodios de inversión tectónica actuando sobre antiguos límites extensionales, un fenómeno ampliamente documentado en el desarrollo del orógeno andino (Charrier *et al.*, 2007). Esta diferenciación de estilos deformacionales, expresada en términos de competencia reológica, espesor de columna sedimentaria y profundidad de los *detachment*, ha sido registrada en este trabajo y en estudios previos en la región.

Con base en esta geometría, se aplicaron herramientas de restauración del software MOVE 2022 sobre el perfil estructural (Figura A7.1). Este análisis incluyó la identificación de horizontes guía, como bases o techos de unidades estratigráficas, para cuantificar la deformación. Se utilizó un enfoque secuencial de restauración, comenzando con la corrección de desplazamientos generados por fallas más recientes y posteriormente eliminando la deformación plegada, respetando los principios de conservación del área y continuidad estratigráfica.

Los resultados obtenidos muestran un balance estructural que arroja un acortamiento entre 15,9% y 23,9% para el perfil (Tabla 5.1), valores que se encuentran dentro del rango estimado para este segmento de los Andes según estudios previos (Charrier *et al.*, 2007; Suárez y Emparan, 1997; Godoy *et al.*, 1999), lo cual respalda la validez de la geometría propuesta.

Tabla 5.1.: Tabla resumen de largo de línea antes y después de la restauración.

Largo de línea (m)	Antes de la restauración	Luego de la restauración
Fm. Curamallín	57.875,6	68.848,9
Fm. Abanico	44.907,2	58.976,9

La restauración del perfil (Figura 5.3) fue realizada con MOVE 2022. Este perfil restaurado está indicado en el mapa geológico general (Figura 4.1) y utiliza simbología diferenciada para cada unidad, con escalas horizontal y vertical especificadas. El análisis sugiere que la geometría interpretada es consistente con la distribución de los datos estructurales recopilados en terreno, y que la deformación acumulada responde al contexto tectónico regional del margen andino.

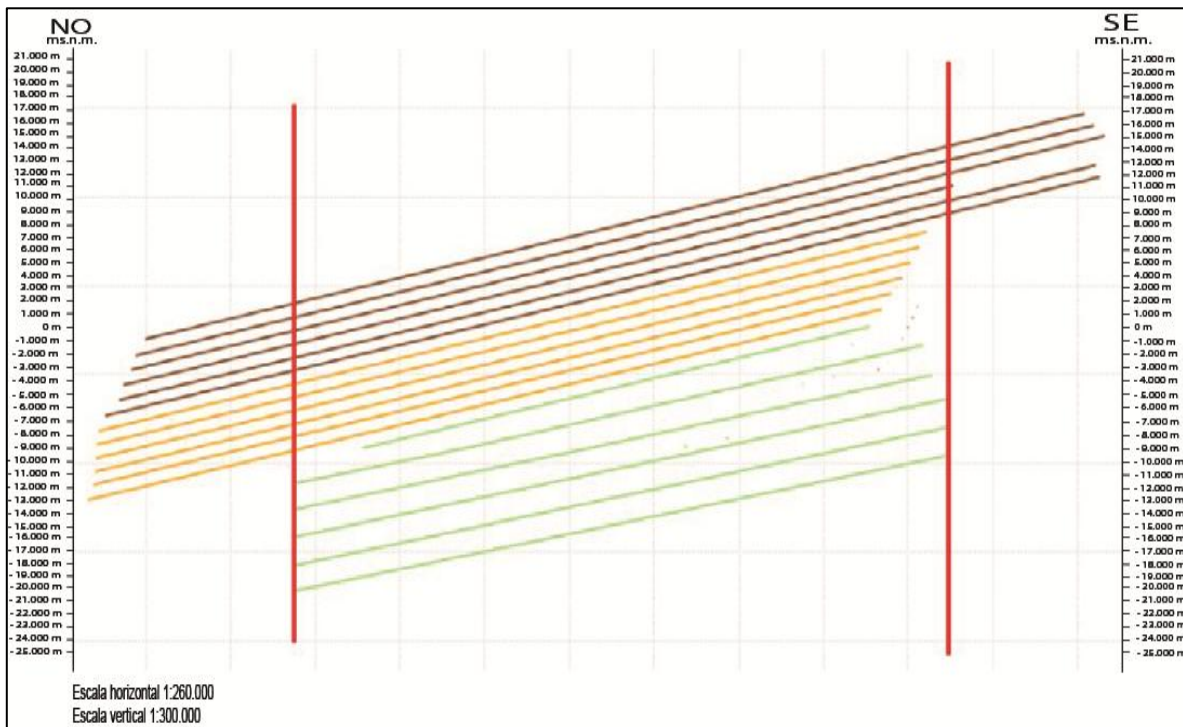


Figura 5.3.: Perfil restaurado.

Finalmente, la integración de datos estructurales, análisis litológicos y modelamiento geométrico permitió generar una interpretación robusta del estilo estructural en el área de estudio. No obstante, se reconoce que la resolución de las geometrías profundas, especialmente de los *detachment*, depende de la disponibilidad de datos complementarios, por lo que futuros estudios geofísicos y estratigráficos serían fundamentales para validar o refinar esta propuesta. Esta arquitectura estructural no solo controla la distribución de las unidades en superficie, sino que también aporta una base para comprender la evolución tectono-sedimentaria de la región y su vinculación con procesos orogénicos mayores durante el Cenozoico andino.

6. CONCLUSIONES

El presente trabajo permitió llevar a cabo un reconocimiento geológico-estructural detallado en el segmento sur de la Cordillera Principal entre los valles de los ríos Ñuble y Los Sauces. A partir de este estudio, fue posible caracterizar con mayor precisión las unidades litoestratigráficas presentes en el área y establecer una propuesta sobre su evolución tectonoestratigráfica, con base en observaciones de terreno, análisis petrográficos, datos estructurales, dataciones U-Pb y una revisión crítica de antecedentes regionales.

Uno de los principales aportes de esta investigación radica en la delimitación y diferenciación de las formaciones Abanico y Curamallín, las cuales han sido tradicionalmente correlacionadas en la literatura, pero que en el área de estudio presentan diferencias litológicas, estructurales y geocronológicas claras. La Formación Abanico está compuesta principalmente por depósitos piroclásticos de tobas de lapilli líticas y cristalinas, brechas piroclásticas y niveles sedimentarios subordinados. Su arquitectura interna, el espesor de sus depósitos, y la presencia de estructuras como fallas normales y evidencias de estratificación sintectónica, permiten interpretarla como parte de una cuenca de intra-arco activa bajo un régimen tectónico predominantemente extensional durante el Oligoceno superior–Mioceno inferior. Las edades U-Pb obtenidas (~34–35 Ma) coinciden con aquellas reportadas más al norte en la zona de Curicó y Talca, donde se ha descrito un episodio de extensión regional (Jordan *et al.*, 2001; Godoy *et al.*, 2009).

En contraste, la Formación Curamallín, de edad más joven (~12 Ma), presenta una mayor deformación y estructuras asociadas a esfuerzos compresivos, como pliegues apretados, fallas inversas y contactos tectónicos con unidades más antiguas. La disposición de sus miembros litológicos (tobas vítreas, líticas y cristalinas con intercalaciones sedimentarias), junto con su geometría plegada, evidencian una transición entre un régimen extensional hacia uno compresivo ya establecido durante el Mioceno medio. Esta interpretación es consistente con lo planteado por Jordan *et al.* (2001) y Charrier *et al.* (2007), quienes documentan un cambio en la tectónica del margen andino en este periodo. Si bien los rasgos litológicos permiten cierta continuidad con la Formación Abanico, las diferencias estructurales y temporales permiten separarlas claramente como unidades distintas,

confirmando lo propuesto por estudios recientes en el Maule (Venegas *et al.*, 2023; Contreras *et al.*, 2024).

En cuanto a la Formación Cola de Zorro, esta unidad se presenta en discordancia angular sobre Abanico y Curamallín, lo que refleja una etapa de depositación post-tectónica o compresiva más estable. Se caracteriza por una estratificación subhorizontal, indicadora de una disminución significativa en los esfuerzos tectónicos regionales durante su formación. No obstante, la presencia de fallas normales locales y evidencia de rotación de bloques en sectores como cerro El Barco sugiere que este depósito fue posteriormente afectado por procesos de colapso gravitacional y levantamientos diferenciales, probablemente asociados a la tectónica cuaternaria. Esta rotación es observable a partir de la inclinación de bloques en escarpes y la reorientación abrupta de estratos en vistas panorámicas, así como en perfiles topográficos generados a partir de DEMs.

Una contribución relevante de este estudio es la reinterpretación del contacto entre el Batolito Santa Gertrudis–Bullileo y la Formación Abanico, el cual, basado en evidencias estructurales como la verticalización progresiva de capas, se propone como de naturaleza tectónica. Este contacto se interpreta como una falla inversa que habría sido reactivada durante el Mioceno medio, facilitando el ascenso y emplazamiento de este cuerpo intrusivo. Esta interpretación está en línea con otras observaciones en el Maule, como en el Complejo Intrusivo Melado (Castro, 2024; Espinoza *et al.*, 2024), donde cuerpos similares presentan relaciones tectónicas y efectos térmicos sobre formaciones comparables. El emplazamiento de este batolito y su posterior erosión parcial, evidenciada por la discordancia erosiva con Cola de Zorro (Muñoz y Niemeyer, 1984), confirma un pulso de exhumación y levantamiento tectónico durante el Mioceno posterior al intrusivo.

Desde un enfoque estructural, el área exhibe una arquitectura compleja, marcada por sistemas de fallas de distintas edades y vergencias, así como pliegues de gran longitud de onda y variada simetría. El análisis de estas estructuras y su distribución espacial revela una clara diferenciación en el estilo de deformación entre los bloques occidental y oriental del perfil estructural propuesto. Mientras que en el oeste domina un estilo más abierto y de bajo ángulo, asociado a un detachment profundo que controló la formación de la cuenca de Abanico, en el este se reconoce una deformación más intensa, de menor longitud de onda y mayor estrechez, atribuida a un sistema de fallas apretadas sobre un detachment somero que

afectó a Curamallín. El acortamiento estructural calculado mediante modelamiento y restauración de perfiles estructurales (entre 15,9% y 23,9%) coincide con los valores propuestos para el segmento sur del orógeno andino (Charrier *et al.*, 2007; Suárez y Emparan, 1997; Godoy *et al.*, 1999).

Adicionalmente, este trabajo confirma la ausencia de la Formación Plan de los Yeuques en el área, proponiendo en su lugar una correlación más ajustada con los miembros volcanosedimentarios de la Formación Curamallín. Muñoz y Niemeyer (1984) ya habían señalado esta ausencia, pero su persistencia como nomenclatura en sectores más al norte sugiere que aún falta una revisión crítica del uso de esta unidad, especialmente donde su definición litológica se superpone con otras unidades bien caracterizadas.

En suma, este estudio permitió integrar observaciones de campo, geocronología y análisis estructural para construir una propuesta coherente sobre la evolución tectonoestratigráfica de la región del Ñuble. La interacción sucesiva de regímenes extensivos y compresivos, la reactivación de estructuras heredadas, la generación y deformación de cuencas volcanosedimentarias, y el control estructural sobre cuerpos intrusivos, son procesos que han actuado en conjunto para modelar esta porción de la Cordillera de los Andes. Los resultados entregan una base sólida para investigaciones futuras orientadas a extender el conocimiento regional, y destacan la importancia de integrar múltiples líneas de evidencia para abordar problemáticas geológicas complejas.

7. REFERENCIAS

- Aguirre, L. (1960). *Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua* (Boletín N° 9, 70 pp.). Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago, Chile.
- Allmendinger, R. W. (s.f.). GMDE [*Computer software*]. Cornell University. <https://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>
- Astaburuaga, D. (2014). *Evolución estructural del límite mesozoico–cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile* (Tesis de Magíster, Universidad de Chile).
- Cabezas, L. M., Muñoz, M., & Rojas del Castillo, M. (2018). Nuevos antecedentes estratigráficos y dataciones radiométricas U-Pb en el valle superior del río Maule a los ~35° 50'S, Chile Central: Implicaciones en la evolución geológica Cenozoica. *XV Congreso Geológico Chileno*, 1.099-1.102. Concepción, Chile.
- Castro, A. (2025). *Reconocimiento geológico y configuración estructural de la Cordillera Principal (~35°40'22"S – 35°53'3"S y ~71°8'2"O – 70°52'44"O) e implicancias en su construcción durante el Neógeno, Región del Maule, Chile* (Memoria de título de Geólogo, Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de la Tierra).
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., & Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 236(1), 43-77.
- Charrier, R., Contreras, J. P., Díaz-Bórquez, C., Farías, M., Jara, P., Muñoz-Gómez, M., Quiñones, S., Rodríguez, M. P., Tapia, F., & Villaseñor, T. (2024). The Cenozoic Abanico rift system: Implications of increased southward extension in the southern central Andes, in Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 148, 17 pp.
- Charrier, R., Flynn, J., McKenna, M., Norell, M., Novacek, M., Swisher, C., Wyss, A., & Zapatta, F. (1996). New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), Central, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 393-422.

- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En B. Coira, J. Davidson, C. Mpodozis, & V. Ramos (Eds.), Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 303-332.
- Cobbold, P. R., Rossello, E. A., & Marques, F. O. (2008). Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina? 7th International Symposium on Andean Geodynamics.
- Contreras, J. P., & Schilling, M. (2021). *Geología del área San Fernando-Curicó, regiones del Libertador General Bernardo O'Higgins y del Maule* (Mapa escala 1:100.000, Informe Registrado IR-21-89, 56 pp.). Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- Contreras, J., Escribano, J., Sepúlveda, F., & De La Cruz, R. (2024). *Carta San Clemente-Melado, Región del Maule* (Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000). Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- Dzierma, Y. U., & Wehrmann, H. (2012). On the likelihood of future eruptions in the Chilean Southern Volcanic Zone: Statistical eruption forecasting for $VEI \geq 2$ and $VEI \geq 3$ events. *Andean Geology*, 39(3), 380–393. <https://doi.org/10.5027/andgeoV39n3-a02>
- Encinas, A., Rosselot, E., Sagripanti, L., Folguera, A., Horton, B. K., Orts, D., ... & Solórzano, A. (2024). Cenozoic Basin evolution during alternating extension and shortening in the southern central Andes along the Chile-Argentina border, 37–38° S. *American Journal of Science*, 324, 5.
- Espinoza, M., Cortés-Aranda, J., Contreras, J. P., Maksymowicz, A., Vargas-Zapata, E., Fosdick, J., Mueller, M., & Tassara, A. (2022). Anatomy and structural evolution of the western Andean slope in central Chile (36°S). *American Geophysical Union*, Chicago, USA.
- Espinoza, M. E., Contreras, J. P., Maksymowicz, A., & Apellido, N. D. (2024). Estructura y evolución geológica de la vertiente occidental de la Cordillera Principal en Chile Central (35.5°-36°S). XXII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Argentina.
- Flynn, J. J., Charrier, R., Croft, D. A., Gans, P. B., Herriott, T. M., Wertheim, J. A., & Wyss, A. R. (2008). Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura-

- Mallín and Trapa Trapa formations, Laguna del Laja area, south central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 412-423.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., & Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°–34°S). En *Actas del XI Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, pp. 299–302). Antofagasta, Chile: Sociedad Geológica de Chile.
- Fuenzalida, H. (1950). *Geografía económica de Chile*. Corporación de Fomento, Santiago, Chile.
- Gajardo, A. (1981). *Avance geológico Hoja Concepción–Chillán, Región del Bío Bío* (Mapas Geológicos Preliminares de Chile, serie n° 4, 32 pp.). Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago, Chile.
- Gardeweg, M. (1980). *Geología del área del Nevado de Longaví, VII Región del Maule, Chile* (Memoria de título, Universidad de Chile, 247 pp.).
- Godoy, E., Schilling, M., Solari, M., & Fock, A. (2009). *Geología del Área Rancagua – San Vicente de Tagua Yagua. Región del Libertador Bernardo O’Higgins* (Carta Geológica de Chile, escala 1:100.000, N° 118, 55 pp.). Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- Godoy, E., Charrier, R., & Ramos, V. A. (1999). Evolución tectónica del segmento andino comprendido entre los 32° y 34°S, Chile y Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 26(1), 19–39.
- González Ferrán, O., & Vergara, M. (1962). *Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 latitud sur* (Publicación 24, 121 pp.). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Instituto de Investigaciones Geológicas & Metal Mining Agency of Japan. (1980). *Informe de reconocimiento geológico de la región andina situada al este de la ciudad de Concepción. Fase 2* (inédito, 388 pp.).
- Instituto de Investigaciones Geológicas & Metal Mining Agency of Japan. (1981). *Informe de reconocimiento geológico de la región andina situada al este de la ciudad de Concepción. Fase 3* (inédito, 100 pp.).

- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., & Mpodozis, C. (2001). Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3), 308-324.
- Lara, L. E., & Moreno, H. (2004). *Geología del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío*. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Informe técnico.
- López, P., Clavero, J., & Mpodozis, C. (2012). Estudio geológico y geoquímico del complejo volcánico Domuyo, Provincia de Neuquén, Argentina. En M. Folguera (Ed.), *Volcanismo y Tectónica en la Patagonia Norte* (pp. 45–67). Buenos Aires: Editorial Geológica Argentina.
- McClay, K. R. (1995). Analogue models of thrust wedges. En K. R. McClay (Ed.), *Thrust tectonics* (pp. 41–70). Chapman & Hall. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8404-0_4
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., & Echtler, H. (2006). Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37–39°S). *Geological Society of America Special Paper*, 407.
- Mosolf, J., Gans, P. B., Wyss, A. R., & Cottle, J. M. (2011). Detailed geologic field mapping and radiometric dating of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Cenozoic tectonics. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2011, V13C-2623.
- Mpodozis, C., & Clavero, J. (2002). Basal structural control on Cenozoic volcanism in the southern Andes: Implications from fault orientation and paleo-centres. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 25–38.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En G. Ericksen, M. T. Cañas, & J. A. Reinemund (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Earth Science Series 11, pp. 59–90). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources.
- Muñoz Cristi, J. (1960). Contribución al conocimiento geológico de la cordillera de la costa de la zona central. *Minerales*, 15(69), 28-46.
- Muñoz, J., & Niemeyer, H. (1984). *Hoja Laguna del Maule: Regiones del Maule y del Bío Bío* (Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000). Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., & Rojas, A. (2018). Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~35°S. *Tectonophysics*, 744, 93–117.
- Oviedo-Reyes, J. A., Cortés-Aranda, J., Fernandez, A., Perez-Peña, J. V., & Flores, L. (2024). Geomorphic signatures of neotectonic activity along the Western Andean Front in the Chilean Andes (35° S to 37° S). *Earth Surface Processes and Landforms*, 49(7), 2205-2228.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J. (2011). Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Petrus, J. A., & Kamber, B. S. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270.
- Piquer, J., Fischer, T., Torres, F., & Plissart, G. (2023). Spatiotemporal variability of magmatic products under a changing structural and tectonic context: A case study in the Andes of southern Central Chile. *Frontiers in Earth Science*, 11, 25 pp.
- Radic, J. P. (2006). Anisotropías de basamento como control estructural del volcanismo en el Complejo Volcánico Chillán (Andes del Sur, 36°S). En *Actas del XI Congreso Geológico Chileno* (Tomo 1, pp. 295–298). Antofagasta, Chile.
- Radic, J. P. (2010). Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). *Andean Geology*, 37(1), 220-246.
- Sellés, D., & Moreno, H. (2011). *Geología del Volcán Calbuco*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- SERNAGEOMIN. (2020). *Reporte de actividad volcánica: Complejo Nevados de Chillán*. Ministerio de Minería, Chile.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., ... & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.

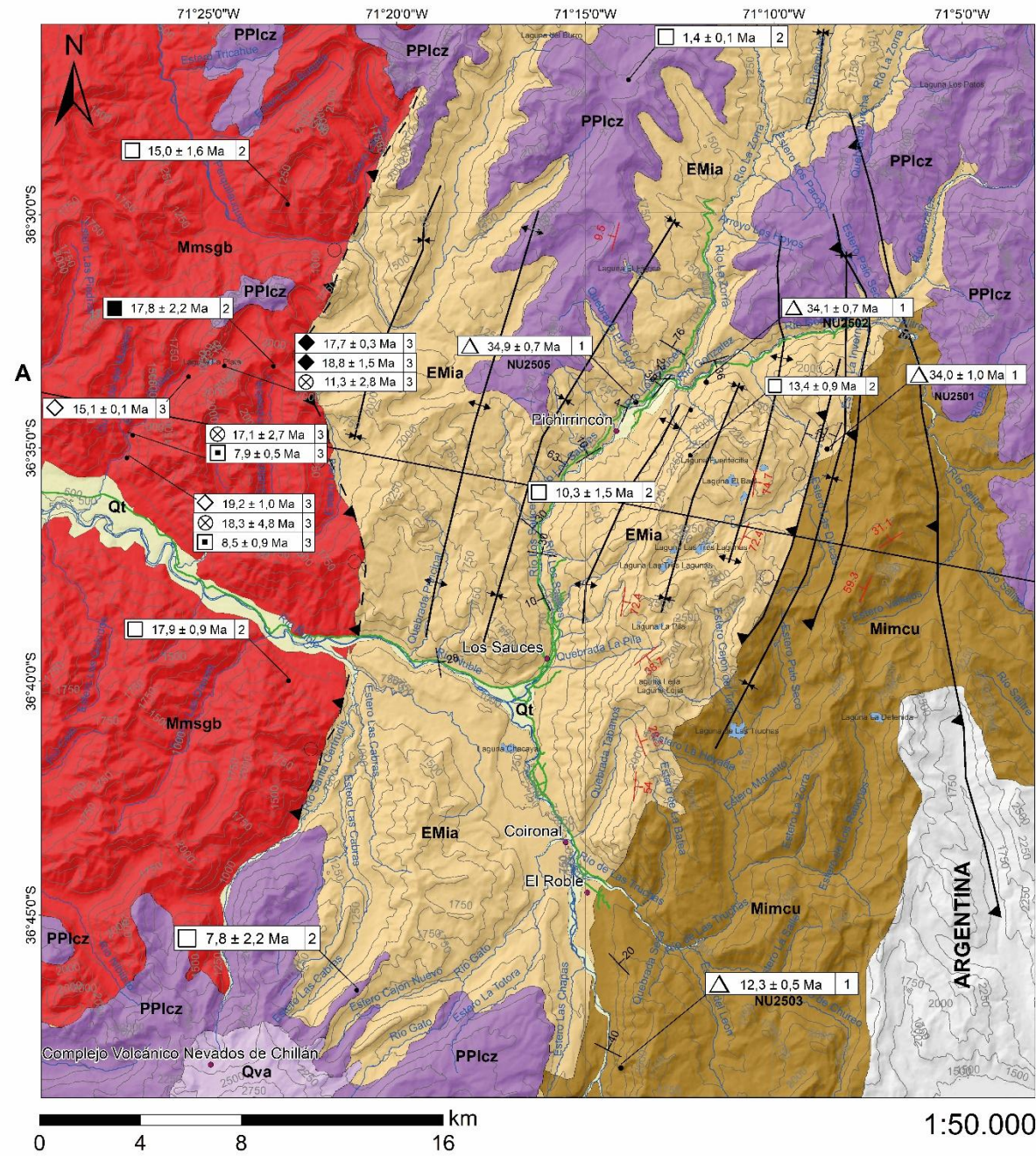
- Spagnuolo, M. G., Folguera, A., & Bottesi, G. (2015). The Domuyo volcano: uplift, volcanism and geothermal potential in the southern Central Andes (36° 38' S). *Andean Geology*, 42(1), 19–39. <https://doi.org/10.5027/andgeoV42n1-a02>.
- Spikings, R., Valencia, V., Millar, I., Gerdes, A., & Schaltegger, U. (2008). Tectonic response of the central Chilean margin (35–38°S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust. *Andean Geology*, 35(1), 91–116. <https://doi.org/10.5027/andgeoV35n1-a05>
- Suárez, M., & Emparan, C. (1997). Hoja Curacautín (Carta Geológica de Chile, N° 72, 87 pp.). Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN. Santiago, Chile.
- Torres, J. E. (2021). *Caracterización del lineamiento Laguna Fea-Volcán San Pedro, Región del Maule: Relación con actividad magmática e hidrotermal* (Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias, 193 pp.).
- Vargas, E. (2023). *Análisis estructural de la cordillera principal entre la quebrada del toro y el cajón del melado (región del Maule, Chile) e implicancias en la arquitectura del orógeno andino* (Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra, inédito, 108 pp.). Concepción, Chile.
- Venegas, C., Vásquez, P., Ramírez, C., Montecino, D., Naranjo, J., & Araya, C. (2023). *Geología del cuadrángulo Río Claro, región del Maule, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-23-110 (inédito, 65 pp., 1 mapa escala 1:50.000). Santiago, Chile.
- Wiedenbeck, M. A. P. C., Alle, P., Corfu, F. Y., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. V., ... & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19(1), 1-23.

ANEXOS

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
1.	CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO.....	77
2.	COMPARACIÓN DE MAPAS.....	78
3.	MAPA GEOLÓGICO 1: 50.000.....	79
4.	TABLAS DE GEOCRONOLOGÍA U-PB	80
5.	REGISTRO FOTOGRÁFICO DE TERRENO.....	84
6.	DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS.....	101
7.	BALANCE ESTRUCTURAL.....	113

Mapa geológico de la Cordillera Principal en los valles de los ríos Ñuble y Los Sauces (36°27' S - 36°46' S, y 71°18' O - 71°6' O), Región de Ñuble, Chile.



Cenozoico	Cuaternario	Holoceno
		Pleistoceno
	Neógeno	Plioceno
		Mioceno
	Paleógeno	Oligoceno
		Eoceno
Paleoceno		

LEYENDA

Rocas estratificadas

Depósitos cuaternarios (Pleistoceno - Reciente)
 Qt Depósitos no consolidados producto de procesos de flujos aluviales y flujos de agua canalizados.

Depósitos volcánicos recientes (Pleistoceno - Reciente)
 Qva Conos volcánicos actuales, coladas de lavas cordadas, escorias y piroclastos (basálticos, andesíticos y riolíticos).

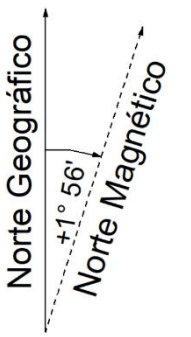
Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior - Pleistoceno Inferior)
 PPlcz Compuesta de lavas de composición andesítica y basáltica, acompañada de depósitos de tobas líticas y cenoglomerados de tonalidades gris claro, blanco y amarillos.

Formación Curamallín (Mioceno inferior- Mioceno superior)
 Mimcu Miembro indiferenciado: sucesión estratificada de tobas de ceniza y lapilli de tonos violetas y verdosos de composición vítrea, cristalina y lítica.

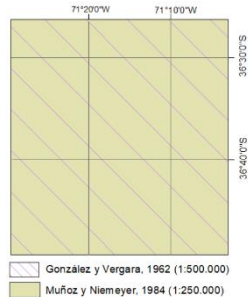
Formación Abanico (Eoceno Superior - Mioceno inferior)
 EMia Sucesión de estratos de tobas de lapilli y ceniza líticas, vítreas y cristalinas, intercaladas con niveles de arenisca y conglomerados. Se observan localmente andesitas porfíricas y escasas intercalaciones de intrusivos menores.

Rocas intrusivas

Batolito Santa Gertrudis- Bullileo (Mioceno medio- Mioceno superior)
 Mmsgb Cuerpo intrusivo que presenta facies de monzodiorita cuarcifera y localmente variaciones de tonalidades y granodioritas de tamaños de grano medio a grueso.



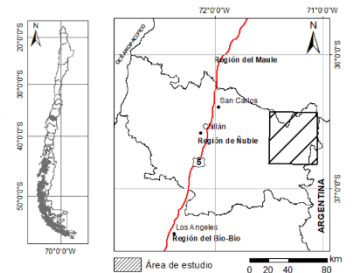
Trabajos anteriores



Fuente y valor de la información



Mapa de ubicación



SIMBOLOGÍA

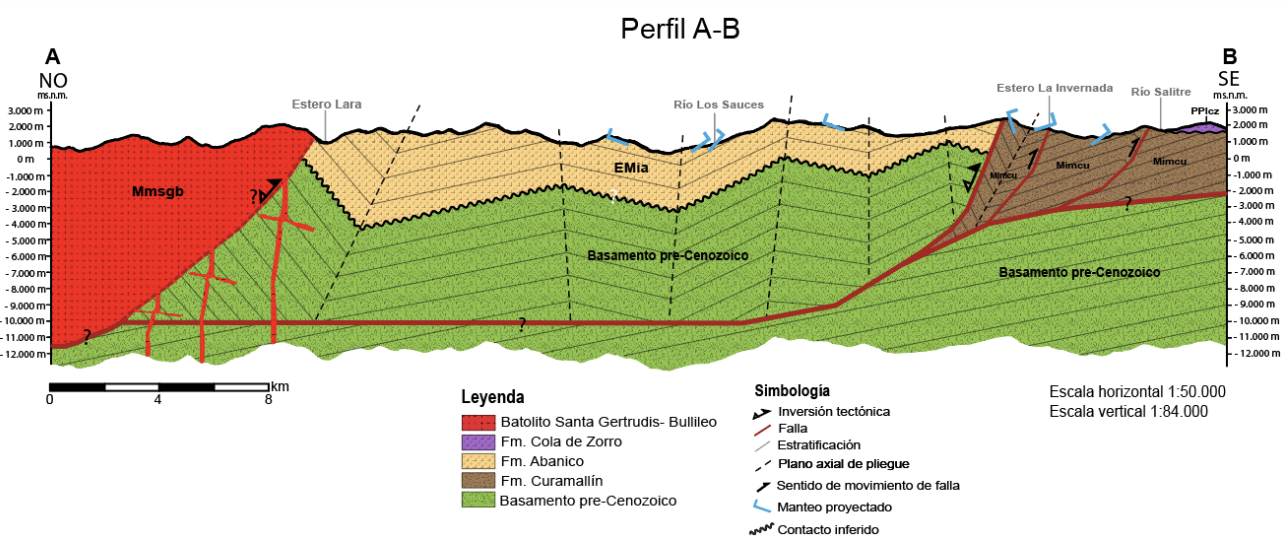
- Red vial
- Red hidrográfica
- Curvas de nivel
- Rumbo y manteo medido
- Rumbo y manteo de 3 puntos
- Falla inversa observada
- Pliegue anticlinal
- Pliegue sinclinal
- Falla inversa inferida
- Falla invertida
- Toponimia
- Masas lacustres
- Traza de perfil

DATACIONES RADIOMÉTRICAS (Ma)

- △ U-Pb en circon
- K- Ar en roca total
- K-Ar en biotita
- (U-Th) /He en apatito
- ⊗ Traza de fisión en apatito
- ◇ 40 Ar/39 Ar en biotita
- ◆ 40 Ar/39 Ar en homblenda

FUENTE DE LAS DATACIONES RADIOMÉTRICAS

- 1 Este trabajo
- 2 Muñoz y Niemeyer (1984)
- 3 Spiking et al. (2008)



Legenda

- Batolito Santa Gertrudis- Bullileo
- Fm. Cola de Zorro
- Fm. Abanico
- Fm. Curamallín
- Basamento pre-Cenozoico

Simbología

- Inversión tectónica
- Falla
- Estratificación
- Plano axial de pliegue
- Sentido de movimiento de falla
- Manteo proyectado
- Contacto inferido

Escala horizontal 1:50.000
 Escala vertical 1:84.000

Datos cartográficos
 Proyección: Universal Transversal Mercator (UTM)
 Datum horizontal: WGS 1984 UTM zona 19S
 Datum vertical: Nivel medio del mar

ANEXO 4. TABLAS DE GEOCRONOLOGÍA U-PB

Tabla A4.1. NU2501. En gris se indican los circones utilizados para el cálculo.

Grano	<i>Best age (Ma)</i>	<i>2std error</i>	<i>1std error</i>	% Discordancia
NU2501_11	34.65	1.51	0.755	0.49
NU2501_10	32.81	1.67	0.835	1.11
NU2501_9	DISC	DISC	DISC	4.90

Tabla A4.2. NU2502. En gris se indican los circones utilizados para el cálculo.

Grano	<i>Best age (Ma)</i>	<i>2std error</i>	% Discordancia
NU2502_34	18.00	2.26	8.58
NU2502_33	14.99402998	1.85	10.41
NU2502_32	DISC	DISC	84.28241068
NU2502_30	DISC	DISC	1.396189227
NU2502_29	4.174756154	0.44614258	24.41222439
NU2502_28	5.113447662	0.70088172	64.82394191
NU2502_26	388.5955753	9.62507568	0.188817835
NU2502_25	2542.651811	20.588597	1.608847656
NU2502_24	3.653653506	0.50933911	26.4602851
NU2502_23	14.68802882	1.93319183	2.789168757
NU2502_22	20.58539287	1.88426733	76.83086795
NU2502_21	34.08473264	2.14275633	0.258477869
NU2502_20	14.088712	1.12309765	0.80466025
NU2502_19	15.66683655	1.60376461	6.038910758
NU2502_18	23.16384467	1.41740207	82.73248035
NU2502_17	16.20495952	2.61582167	16.86983041
NU2502_16	17.16881179	2.64938883	51.60439106
NU2502_15	13.63470787	0.85204989	23.04991862
NU2502_14	18.88692488	2.31700917	75.49017158
NU2502_13	74.52554531	2.00202002	3.048080294
NU2502_12	34.8722473	2.55288745	1.945788133
NU2502_11	15.53050638	1.58404646	47.00563357
NU2502_10	294.1677484	16.5269969	1.54812426
NU2502_9	33.65274097	1.13491646	0.452284925
NU2502_8	4.180446055	0.80275304	30.02904151
NU2502_7	DISC	DISC	1.019150224
NU2502_6	14.88322879	1.48860724	5.760361556
NU2502_5	DISC	DISC	5.327169861
NU2502_4	33.74974993	2.05508156	4.492722789
NU2502_3	126.5769523	3.32211512	0.855872349
NU2502_2	4.255645674	0.94201059	70.61125278

Tabla A4.3. NU2505. En gris se indican los circones utilizados para el cálculo.

Grano	<i>Best age (Ma)</i>	<i>2std error</i>	% Discordancia
NU2505_54	34.42	2.65	10.3314289
NU2505_53	13.55	1.30	4.1530571
NU2505_52	34.3863698	2.61981773	14.4403752
NU2505_51	7.49086946	1.217378966	67.9596562
NU2505_50	6.51580577	2.110003321	3.80126858
NU2505_49	33.8485335	3.019916815	4.16042202
NU2505_48	35.123175	2.226391006	8.64615587
NU2505_47	DISC	DISC	34.9622835
NU2505_46	DISC	DISC	9.5548946
NU2505_45	DISC	DISC	47.9819509
NU2505_44	35.3337372	2.092168254	6.83253198
NU2505_43	DISC	DISC	61.3004799
NU2505_42	DISC	DISC	36.1832396
NU2505_41	DISC	DISC	28.5440892
NU2505_40	130.591675	7.028359265	5.79068038
NU2505_39	974.123695	36.3964225	0.35155417
NU2505_38	DISC	DISC	46.9166799
NU2505_37	35.0181643	2.246377188	6.70450976
NU2505_36	33.7305025	2.352816913	10.8921806
NU2505_35	6.0718619	0.974087528	85.3270464
NU2505_34	DISC	DISC	75.7013863
NU2505_33	34.0575179	2.641854299	10.5406742
NU2505_32	DISC	DISC	10.8215984
NU2505_31	DISC	DISC	14.5727162
NU2505_30	34.2905873	2.262070277	8.92926762
NU2505_29	35.7178445	2.718945418	12.2119373
NU2505_28	34.2871111	2.555636318	1.0527874
NU2505_27	14.010292	1.399920529	37.8944056
NU2505_26	32.7582481	2.248189372	11.0656789
NU2505_25	111.901951	4.485174816	18.8654099
NU2505_24	DISC	DISC	2.67180121
NU2505_23	33.4612681	1.621159614	9.37250793
NU2505_22	35.370486	2.998507598	2.93515436
NU2505_20	33.952216	2.395545003	1.9584946
NU2505_19	DISC	DISC	33.0942667
NU2505_18	DISC	DISC	44.0830143
NU2505_17	35.5524993	2.179926418	0.41964427
NU2505_16	DISC	DISC	69.5518064
NU2505_15	DISC	DISC	34.3766002
NU2505_14	35.1734259	2.05872776	2.50590939
NU2505_13	DISC	DISC	7.11276854

NU2505_13	116.82555	3.633654477	0.60284021
NU2505_12	DISC	DISC	2.48849822
NU2505_11	35.5307424	2.294607828	7.01457975
NU2505_10	DISC	DISC	46.8980774
NU2505_9	DISC	DISC	21.2064975
NU2505_8	DISC	DISC	66.4817884
NU2505_7	33.6022898	2.747044933	17.2367191
NU2505_6	30.1525823	2.362233927	14.40944
NU2505_5	34.8071434	2.402766524	16.4783298
NU2505_4	DISC	DISC	46.7945736
NU2505_3	DISC	DISC	76.3828727
NU2505_2	131.173373	3.298460354	0.08197543
NU2505_1	121.459882	4.278567313	1.80957102

Tabla A4.4. NU2503. En gris se indican los circones utilizados para el cálculo.

Grano	<i>Best age(Ma)</i>	<i>2std error</i>	% Discordancia
NU2503_57	13.84	1.91	15.4630041
NU2503_56	13.43	1.09	63.9545244
NU2503_55	DISC	DISC	88.5038559
NU2503_54	13.8889116	1.518602122	55.7270469
NU2503_53	16.7795087	2.380339996	66.8776047
NU2503_52	20.870253	2.455231021	86.2846338
NU2503_51	20.3903791	1.930496463	87.6024024
NU2503_50	22.7546173	3.267267764	85.9568193
NU2503_49	14.6142811	3.075933118	55.7183598
NU2503_48	12.0962618	0.958248006	5.86010141
NU2503_47	11.9424876	1.184158079	26.1130378
NU2503_46	13.9610441	1.216124549	67.3916397
NU2503_45	12.3381602	2.163382106	18.967388
NU2503_44	13.182938	1.728575811	71.0455832
NU2503_43	16.8977665	1.885888615	85.7706433
NU2503_42	12.2995204	1.127432984	2.67583927
NU2503_41	11.7772409	1.599504321	28.7195034
NU2503_40	12.1325159	0.843963791	5.75635353
NU2503_39	13.5357934	1.014061686	60.8598811
NU2503_38	14.7611289	1.523585827	69.0846435
NU2503_37	16.7750552	1.905204783	72.7083619
NU2503_36	11.7850631	0.745202848	38.6938649
NU2503_35	22.0984821	1.771872022	86.7668621
NU2503_34	22.2906858	1.884054574	88.5261604
NU2503_33	17.5699724	2.056234074	80.7115396
NU2503_32	16.1606331	1.07154016	82.9847925

NU2503_31	12.5025979	2.351354389	5.04887208
NU2503_30	12.3875184	0.753235408	58.5172905
NU2503_29	14.8012068	1.310408582	79.1426552
NU2503_28	11.7878918	0.989245803	36.3290411
NU2503_27	14.4087083	1.402517725	82.3748573
NU2503_26	14.4839846	1.276901709	66.0289504
NU2503_25	11.5140828	1.319791594	47.5412913
NU2503_24	11.7035871	2.017905314	30.9951687
NU2503_23	16.7696804	2.540497065	67.1357456
NU2503_22	15.7230044	1.835274373	60.3535567
NU2503_21	23.418006	2.791527315	86.9265886
NU2503_20	15.0030764	0.837029301	81.7887407
NU2503_19	18.9297854	2.153008098	84.8342238
NU2503_18	12.5350198	1.931205128	61.143939
NU2503_17	12.956351	1.30565695	10.3673315
NU2503_16	16.9209537	1.630780829	81.3510033
NU2503_15	12.6539732	1.481792586	63.4619358
NU2503_14	18.3384792	1.726838111	85.2707785
NU2503_13	20.1354492	4.388687239	86.1471441
NU2503_12	14.4233743	2.117705597	62.2018852
NU2503_11	DISC	DISC	87.9599173
NU2503_10	16.8225301	1.728596199	83.3763364
NU2503_9	22.251451	2.93715102	88.5981985
NU2503_8	21.3766198	1.91585448	86.9048666
NU2503_7	18.2842847	1.833180187	83.2755725
NU2503_6	12.965857	1.985078731	17.2839994
NU2503_5	14.6500842	1.716937162	40.3250855
NU2503_4	24.8899423	2.848516792	89.2720077
NU2503_3	22.3266512	2.019549668	88.404263
NU2503_2	11.3224722	1.755024483	53.8874185
NU2503_1	18.7622011	1.850429768	89.597824

ANEXO 5. REGISTRO FOTOGRÁFICO DE TERRENO

Figura A5.1.: Afloramiento a las orillas del río Ñuble. A la derecha se detalla la litología reconocida.



Figura A5.2.: Estratificación de rocas. En rojo se detalla la actitud de las capas.



Figura A5.3.: Vista al sur del río Ñuble. En rojo se detalla la actitud de las capas.



Figura A5.4.: Afloramiento a las orillas del río Los Sauces. A la derecha se detalla la litología reconocida.



Figura A5.5.: Vista hacia el este del río Los Sauces.

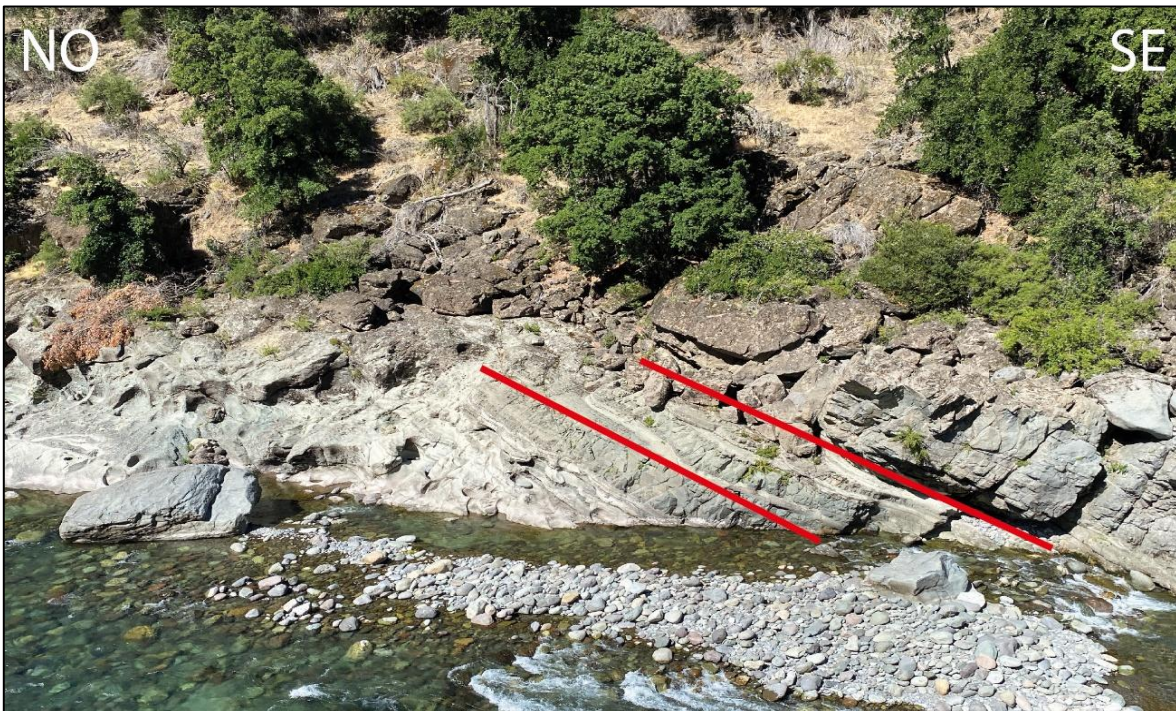


Figura A5.6.: Afloramiento en ladera este del río Los Sauces. En rojo se indica la actitud de las capas.



Figura A5.7.: Plano de falla. En la imagen derecha se muestran los escalones presentes en el plano de falla.

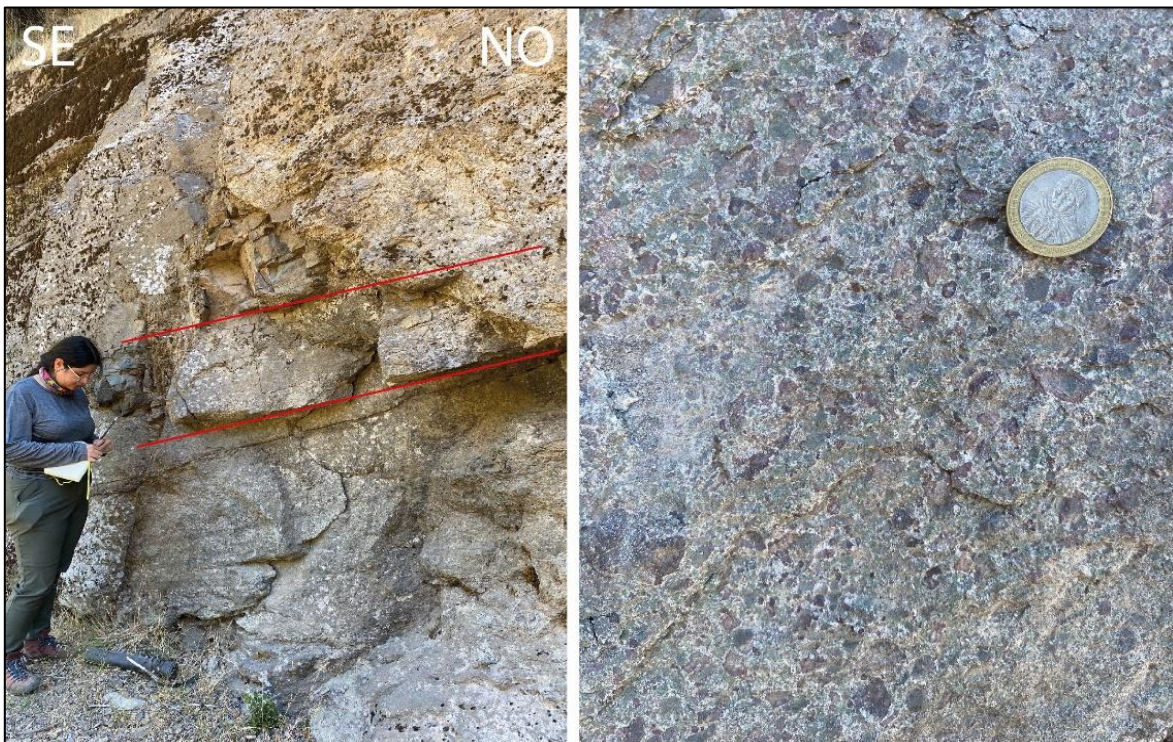


Figura A5.8.:Afloramiento en cercanías de quebrada La Viña. En la imagen izquierda se indica la actitud de las capas y en la imagen derecha se detalla la litología presente.



Figura A5.9.: Afloramiento en orillas de camino. En la imagen izquierda se muestra el afloramiento y en la imagen derecha se detalla la litología presente.



Figura A5.10.: Afloramiento en orilla del camino. Se muestra con línea roja la actitud de las fallas paralelas.



Figura A5.11.: Afloramiento en orilla del camino. Se muestra con línea roja la actitud de las fallas.



Figura A5.12.: Detalle de escalones. Se muestra con línea roja la orientación de los escalones.



Figura A5.13.: Detalle de afloramiento. Se detalla la litología presente en la sucesión.



Figura A5.14.:Afloramiento a orilla de camino. En rojo se detalla la actitud de las capas.



Figura A5.15.: Sucesión de rocas volcanoclásticas. Es posible reconocer paquetes gris claro y gris burdeo.



Figura A5.16.:Detalle de afloramiento. En la imagen izquierda se observa toba de lapilli lítica y a la derecha la muestra NU2505, que corresponde a una toba de lapilli cristalina.



Figura A5.17.: Detalle de estratificación y estructuras. La línea roja representa las traza de falla y en línea amarilla se muestra la actitud de las capas.

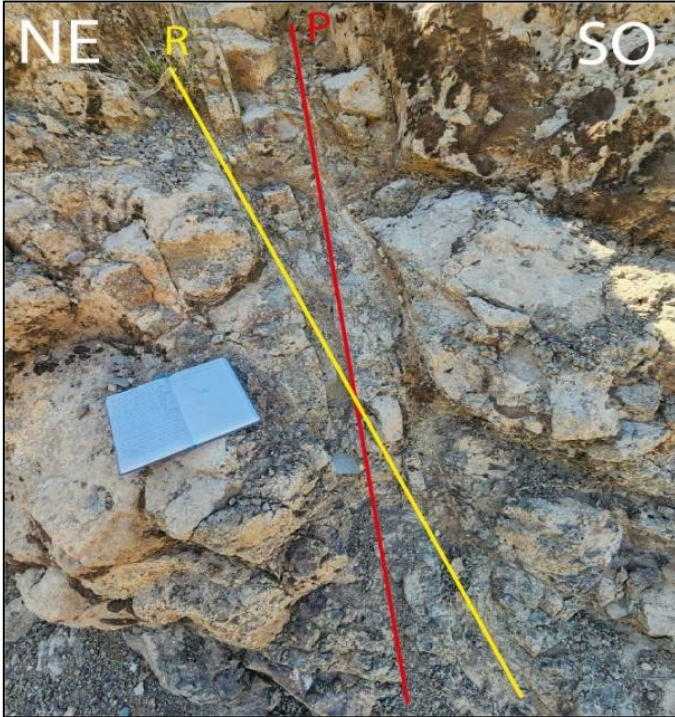


Figura A5.18.: Afloramiento en las cercanías del río González. La línea roja representa a la falla principal y en línea amarilla se muestra una de sus fallas secundarias.



Figura A5.19.: Toba de lapilli lítica. Se destaca la presencia de clastos de tamaños de hasta 30 cm.



Figura A5.20.: Toba de lapilli cristalina.



Figura A5.21.: Afloramiento en la bajada por la ladera sur. La línea roja representa a la falla principal y en línea amarilla se muestra una de sus fallas secundarias.



Figura 5.22.: Muestra VA-P17CT.

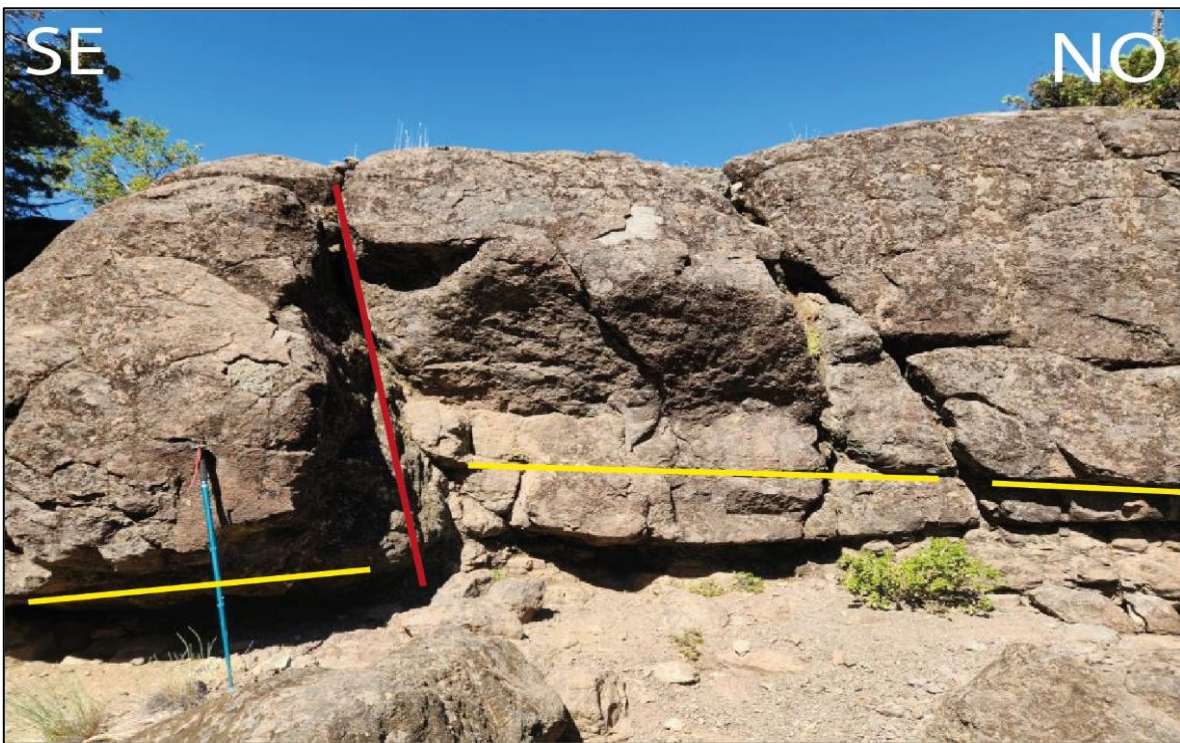


Figura A5.23.: Afloramiento en las cercanías del río González. La línea roja representa la traza de falla y en línea amarilla se muestra la actitud de las capas.



Figura A5.24.: Afloramiento en la ladera este del estero Las Tragedias. Se observa la litología presente.



Figura A5.25.: Litología presente en quebrada al NE del estero Las Tragedias.



Figura 5.26.: Estratificación al NE del estero Las Tragedias. En rojo se expone la actitud de las capas.

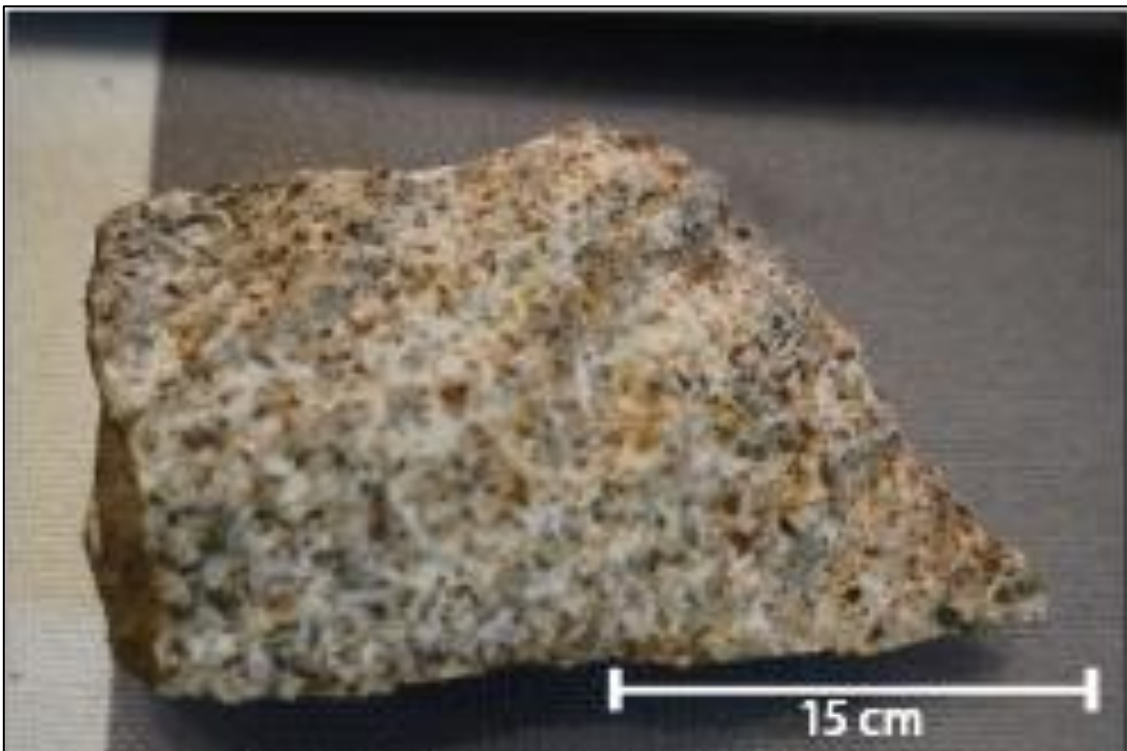


Figura A5.27.: Muestra NU2503.



Figura A5.28.: Sucesión de tobas de lapilli y ceniza de composición lítica y cristalina.



Figura A5.29.: Dique andesítico con presencia de estrías.



Figura A5.30.: Muestra de mano de toba de lapilli vítrea.



Figura A5.31.: Afloramiento al sureste de río Ñuble que expone brechas piroclásticas.



Figura A5.32.: Vista hacia el cerro Plan de los Yeuques. Es posible observar una actitud de las capas relativamente continua.

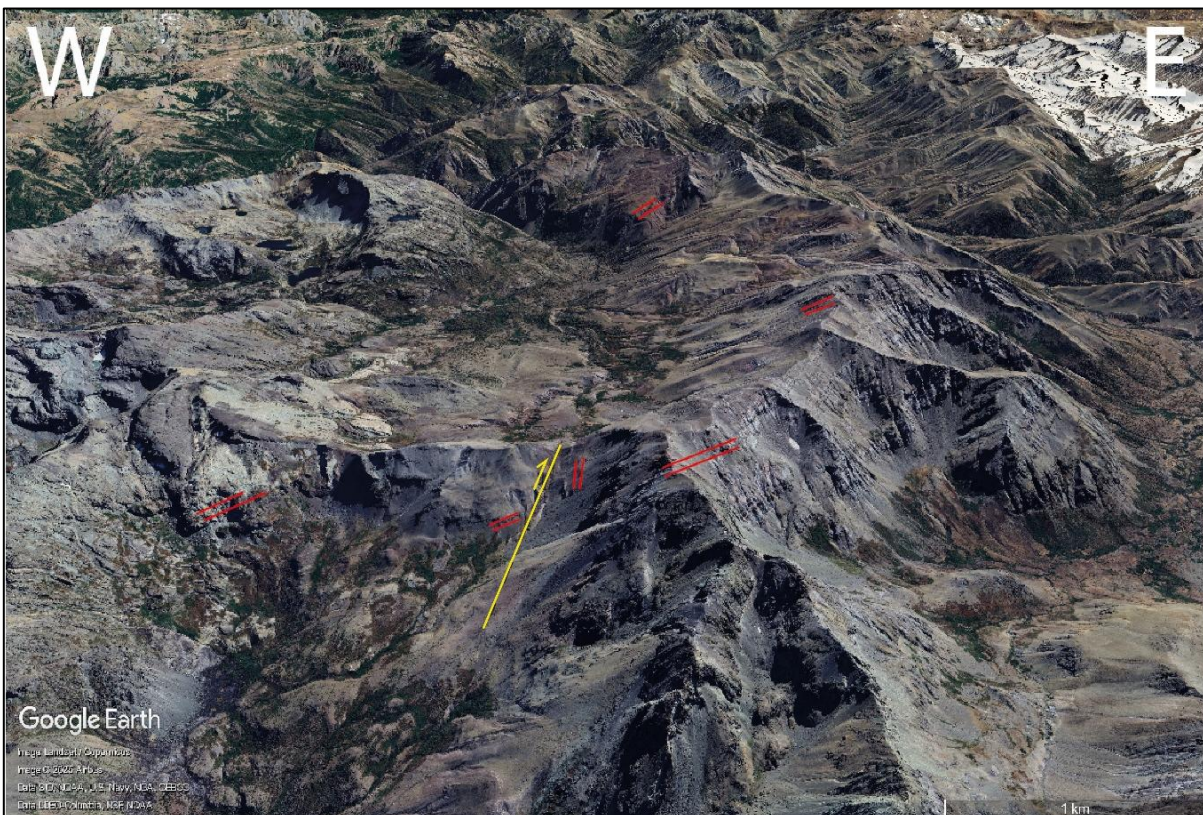


Figura A5.33.: Estructuras al noreste del Estero Las Tragedias. En línea roja se observa la actitud de las capas evidenciando la presencia de plegamientos y en línea amarilla se muestra la traza de una falla. Imagen satelital extraída de Google Earth.

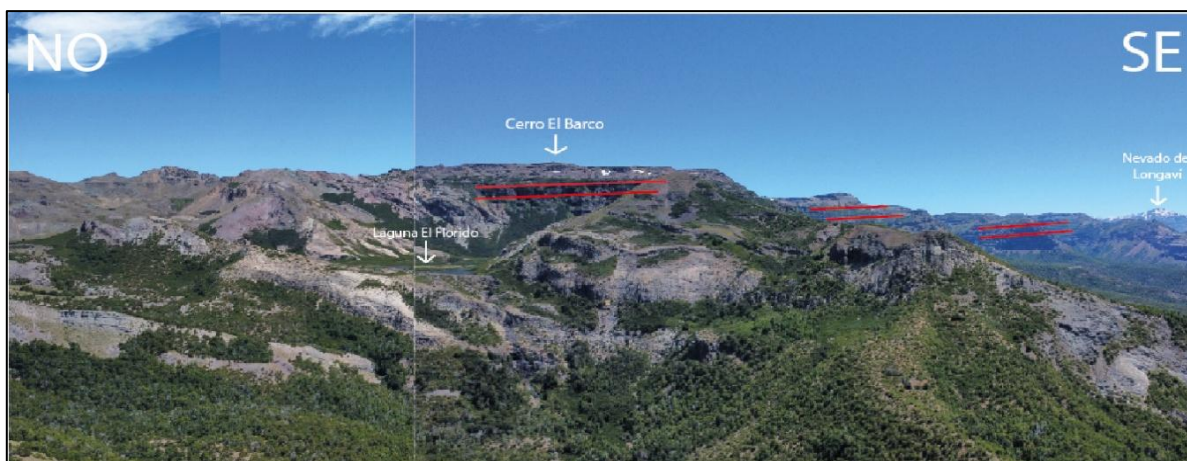


Figura A5.34.: Vista panorámica hacia cerro El Barco. En línea roja se observa la actitud de las capas y en blanco se indica la toponimia de la fotografía.

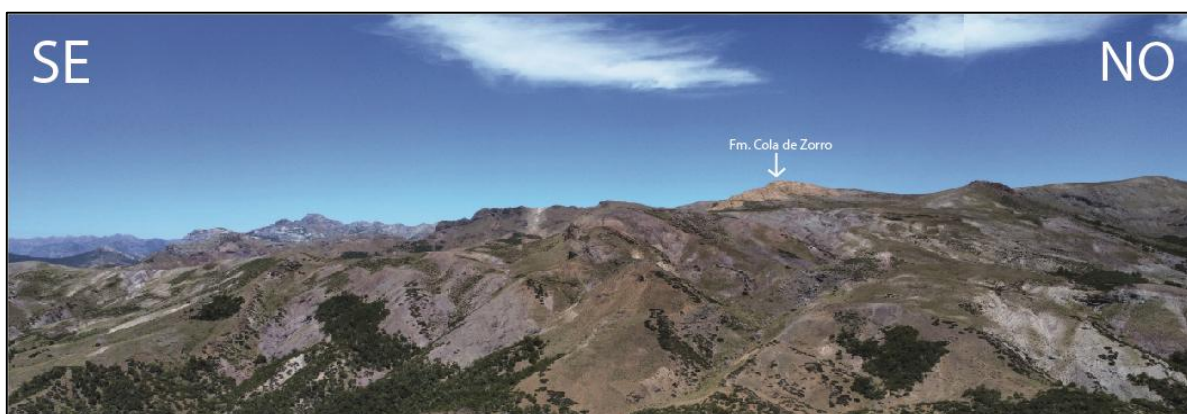
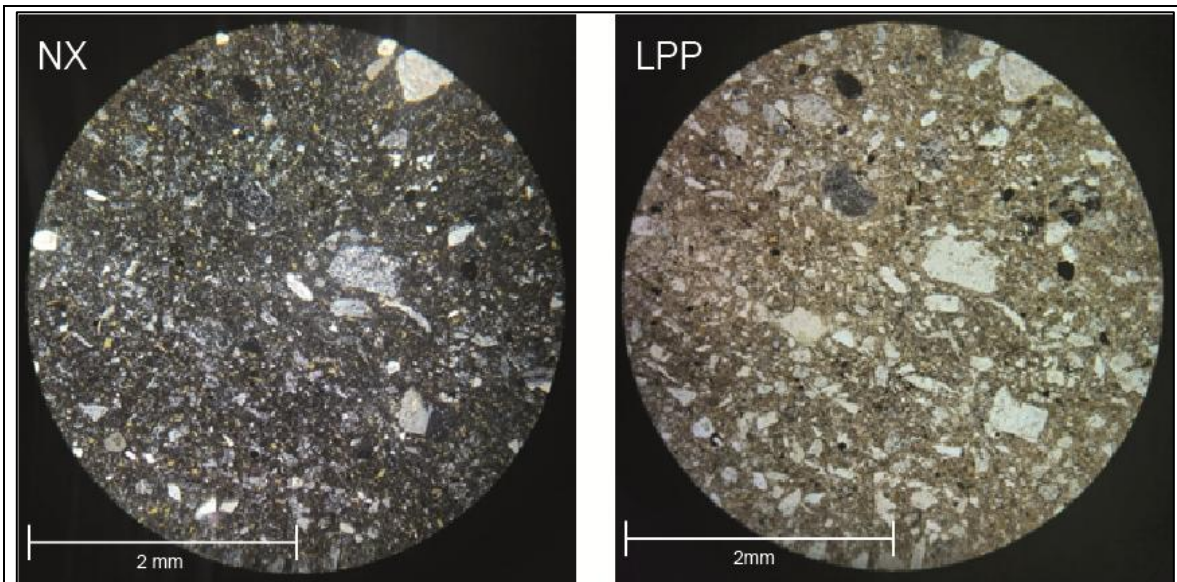


Figura A5.35.: Vista panorámica hacia el sur de cerro El Barco. En blanco se indica coloración amarillenta de la Fm. Cola de Zorro y a su alrededor es posible distinguir tonalidades violetas de Fm. Abanico que se encuentra en contacto con la unidad amarillenta.

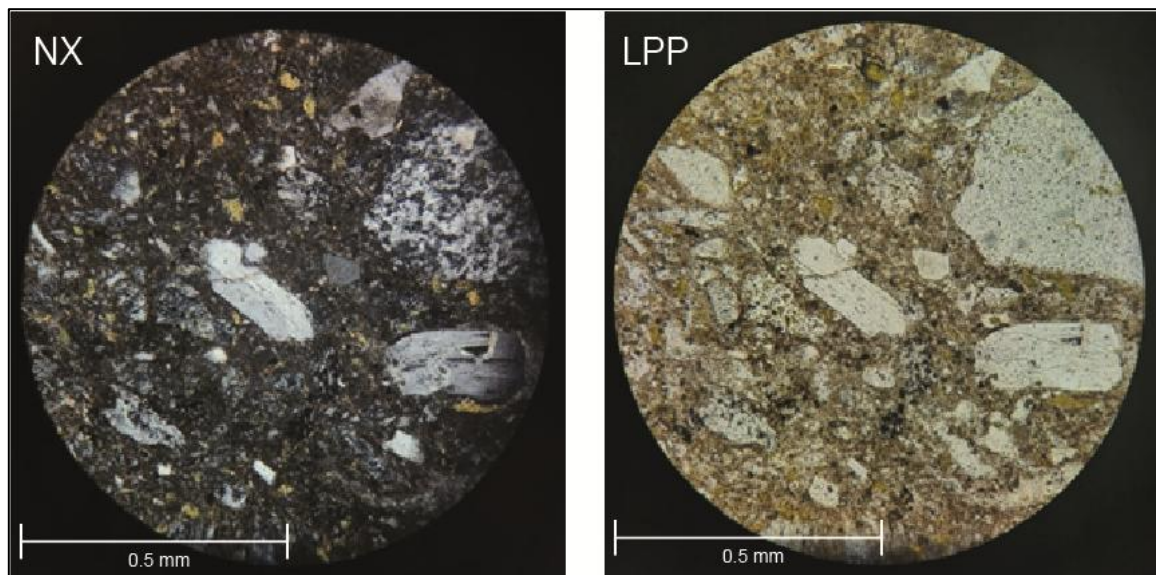
ANEXO 6. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

Tabla A6.1. Descripción petrográfica de la muestra VA-P35CT

Código muestra: VA-P35CT		Sección transparente	
Ubicación		Formación	Nombre roca
36°34'25,87"S 71°14'14,85"W		Fm. Abanico	Toba de lapilli cristalina
Descripción			
<p>Corresponde a una roca volcanoclástica con textura fragmental, que contiene 60% de fenoclastos (35% de cristales y 25% líticos) y 40% de matriz (25% vidrio y 15% cristales). Se distribuye clastosoportada, polimíctica y mala a moderada selección. En general, la roca presenta un alteración leve a óxidos de Fe y arcillas, y moderada a pervasiva a clorita y epidota.</p> <p>Entre los fenoclastos, es posible encontrar cristales de plagioclasa (32%) de tamaños entre 0,5 y 4 mm, que presentan macla polisintética, bordes angulosos a subangulosos y esfericidad baja que presentan una alteración moderada a pervasiva a arcillas y epidota. También es posible encontrar cristales de cuarzo (<3%) con tamaños entre 0,4 y 0,6 mm, que se presentan con bordes subredondeados y esfericidad media.</p> <p>Entre los líticos presentes, es posible reconocer líticos ígneos (25%) de 0,6 a 2 mm , presenta una textura porfídica seriada y se compone principalmente por plagioclasas subhedrales a euhedrales que presentan macla polisintética y una matriz fina de color gris oscuro, pudiendo corresponder a vidrio básico. Estos líticos se presentan con bordes bien marcados por una clara diferencia en la coloración, dado que pareciera presentar bordes oxidados, subangulosos a subredondeados y esfericidad baja. Además, muchos de estos líticos presentan alteración a arcillas y epidota.</p> <p>Con respecto a su matriz, es posible reconocer cristales de plagioclasa (8%), epidota (4%), clorita (3%) y vidrio (25%) aparentemente intermedio por su coloración café, que podría deberse a un alteración del vidrio a FeO.</p> <p>La roca total se clasificaría como una toba, que por su composición y tamaño de grano, se trataría de una toba de lapilli cristalina. Con respecto a su madurez, textural y composicionalmente, se trataría de una roca submadura debido a la cantidad de minerales y rocas poco resistentes, además de su mala selección.</p>			



Fotomicrografía 6.1.: Muestra VA-P35CT. A la izquierda vista en nicoles cruzados (NX) y a la derecha vista en luz polarizada plana (LPP).



Fotomicrografía 6.2.: Muestra VA-P35CT. A la izquierda vista en nicoles cruzados (NX) y a la derecha vista en luz polarizada plana (LPP).

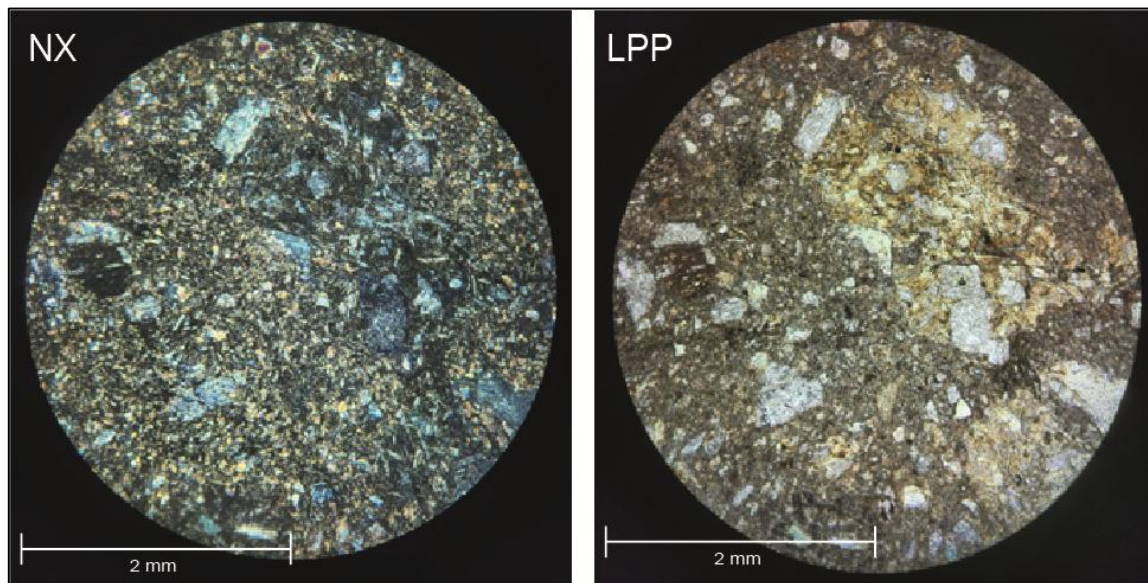
Tabla A6.2. Descripción petrográfica de la muestra VA-P12CT

Código muestra: VA-P12CT		Sección transparente	
Ubicación		Formación	Nombre roca
36°33'47,78"S, 71°11'57,31"W		Fm. Abanico	Toba de lapilli lítica
Descripción			
<p>Corresponde a una roca volcanoclástica con textura fragmental, que contiene 70% de fenoclastos (25% de cristales y 45% líticos) y 30% de matriz (3% vidrio y 27% cristales). Se distribuye clastosoportada, polimíctica y mala selección. En general, la roca presenta un alteración moderada a arcillas y clorita.</p> <p>Entre los fenoclastos, es posible encontrar cristales de plagioclasa (20%) de tamaños entre 0,3 y 1 mm, que presentan macla polisintética y textura sieve, bordes angulosos a subangulosos, esfericidad baja y alteración moderada a pervasiva a arcillas, sericita y clorita. También es posible encontrar cristales de clorita (10%) con tamaños entre 0,3 y 0,5 mm, que se presentan con bordes subredondeados a subangulosos, esfericidad media y con lo que pareciera ser una corona de reacción a sericita/arcillas. Estos cristales se encuentran de forma diseminada en el corte.</p> <p>Entre los líticos presentes, es posible reconocer 2 familias: Líticos ígneos y líticos volcanoclásticos.</p> <p>Los líticos ígneos (10%) de tamaños entre 0.4 y 1 mm, presenta una textura porfídica y se compone principalmente por plagioclasas subhedrales a euhedrales de tamaños entre 0,1 y 0,3 mm, presentan macla polisintética y una matriz fina de color gris oscuro, pudiendo corresponder a vidrio básico. Estos líticos se presentan con bordes difusos y ondulados marcados por una clara diferencia en la coloración, dado que pareciera presentar bordes oxidados, subangulosos a subredondeados y esfericidad baja. Estos líticos además presentan vesicularidades sin relleno. Se clasificarían como andesitas.</p> <p>Los líticos volcanoclásticos (35%) se presentan de tamaños entre 1 y 8 mm, con textura fragmental (80% de fenocristales y 20% de matriz). Entre los fenocristales es posible encontrar cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas, bordes angulosos a subangulosos y esfericidad baja. También es posible reconocer cristales de calcita con bordes subredondeados y esfericidad media, que presenta maclas polisintéticas, alta</p>			

birrefringencia e inversión de relieve. Por último, es posible reconocer cristales de clorita, con bordes subredondeados a subangulosos y esfericidad media. Con respecto a su matriz, es posible reconocer cristales de plagioclasa y vidrio aparentemente intermedio. En algunos líticos es posible reconocer bordes oxidados y alterados de forma moderada a clorita y FeO. También es importante destacar que se observan líticos con una mayor proporción de matriz (30-35%) con mayor presencia de vidrio aparentemente intermedio y que se presentan con un aparente soldamiento. Se clasificarían como tobas de lapilli y ceniza cristalinas y algunas que parecieran ser líticas.

La matriz presenta vidrio (15%) aparentemente intermedio por su color grisáceo en LPP que presenta se presenta alterado, plagioclasa (8%) y cristales de cuarzo (7%), como también es posible observar que toda la masa presente en la matriz se encuentra con una alteración moderada a sericita, arcillas y clorita.

La roca total se clasificaría como una toba, que por su composición y tamaño de grano, se trataría de una toba de lapilli lítica. Con respecto a su madurez, textural y composicionalmente, se trataría de una roca submadura debido a la cantidad de minerales y rocas poco resistentes, además de su mala selección.



Fotomicrografía 6.3.: Muestra VA-P12CT. A la izquierda vista en nicoles cruzados (NX) y a la derecha vista en luz polarizada plana (LPP).

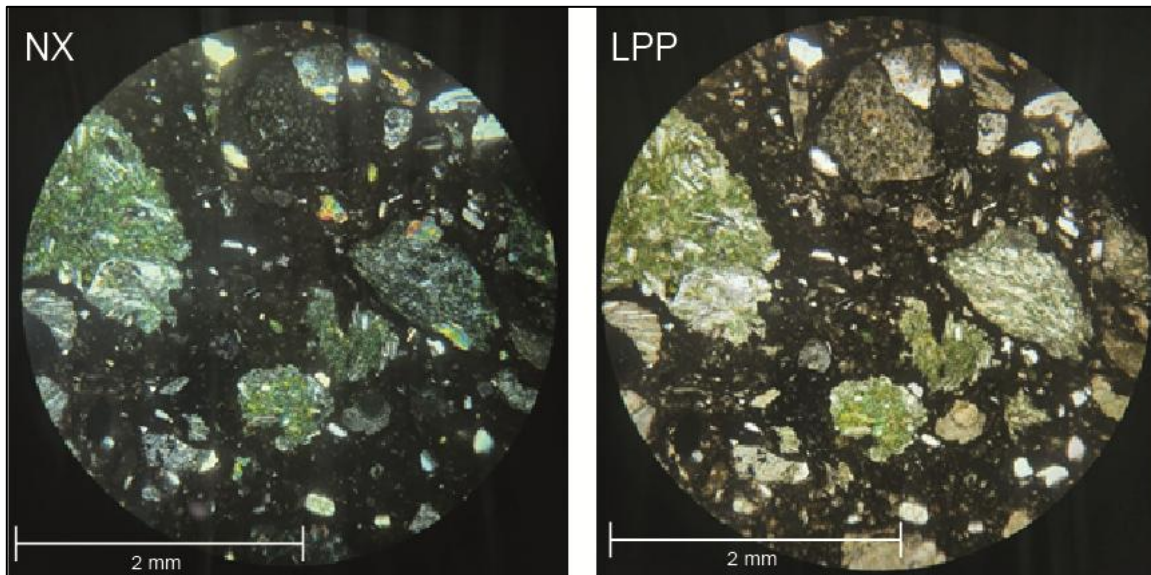
Tabla A6.3. Descripción petrográfica de la muestra VA-P17CT

Código muestra: VA-P17CT		Sección transparente	
Ubicación		Formación	Nombre roca
36°35'14,46"S 71°09'09,72"W		Fm. Abanico	Toba de lapilli lítica
Descripción			
<p>Corresponde a una roca volcanoclástica con textura fragmental, que contiene 60% de fenoclastos (20% de cristales y 40% líticos) y 40% de matriz (25% vidrio y 15% cristales). Se distribuye elastoportada, polimíctica y mala a moderada selección. En general, la roca presenta un alteración leve a óxidos de Fe.</p> <p>Entre los fenoclastos, es posible encontrar cristales de plagioclasa (15%) de tamaños entre 0,5 y 2 mm, que presentan macla polisintética, bordes angulosos a subangulosos y esfericidad baja que presentan una moderada alteración a arcillas y/o sericita, epidota, celadonita y clorita. También es posible encontrar cristales de cuarzo (5%) con tamaños entre 0,4 y 0,6 mm, que se presentan con bordes subredondeados a subangulosos, esfericidad media y se encuentran de forma diseminada en el corte.</p> <p>Entre los líticos presentes, es posible reconocer 3 familias: Líticos ígneos, líticos sedimentarios y líticos volcanoclásticos.</p> <p>Los líticos ígneos (25%) de tamaños entre 0,5 y 4 mm, presenta una textura porfídica seriada y se compone principalmente por plagioclasas subhedralas a euhedralas de tamaños entre 0,1 y 0,6 mm, presentan macla polisintética y una matriz fina de color gris oscuro, pudiendo corresponder a vidrio básico. Estos líticos se presentan con bordes bien marcados por una clara diferencia en la coloración, dado que pareciera presentar bordes oxidados, subangulosos a subredondeados y esfericidad baja. Además, muchos de estos líticos presentan alteración verdosa aparentemente a clorita y arcilla.</p> <p>Los líticos volcanoclásticos (10%) se presentan de tamaños entre 0,4 y 0,6 mm, con textura fragmental (60% de fenocristales y 40% de matriz). Entre los fenocristales es posible encontrar cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas, bordes angulosos a subangulosos y esfericidad baja, además de líticos puntuales de rocas ígneas, aparentemente de andesitas y líticos pumíceos con presencia de bandas. Su matriz se compone principalmente de vidrio básico y algunos cristales plagioclasa menores.</p>			

Presentan alteración a arcillas, clorita y epidota. Se clasificarían como tobas de lapilli y ceniza líticas a cristalinas.

Con respecto a su matriz, es posible reconocer cristales de plagioclasa (10%), cuarzo (5%), epidota (<3%) y vidrio (25%) aparentemente básico a intermedio por su coloración gris oscuro a rojizo que podría deberse a un alteración del vidrio a FeO.

La roca total se clasificaría como una toba, que por su composición y tamaño de grano, se trataría de una toba de lapilli lítica. Con respecto a su madurez, textural y composicionalmente, se trataría de una roca submadura debido a la cantidad de minerales y rocas poco resistentes, además de su mala selección.



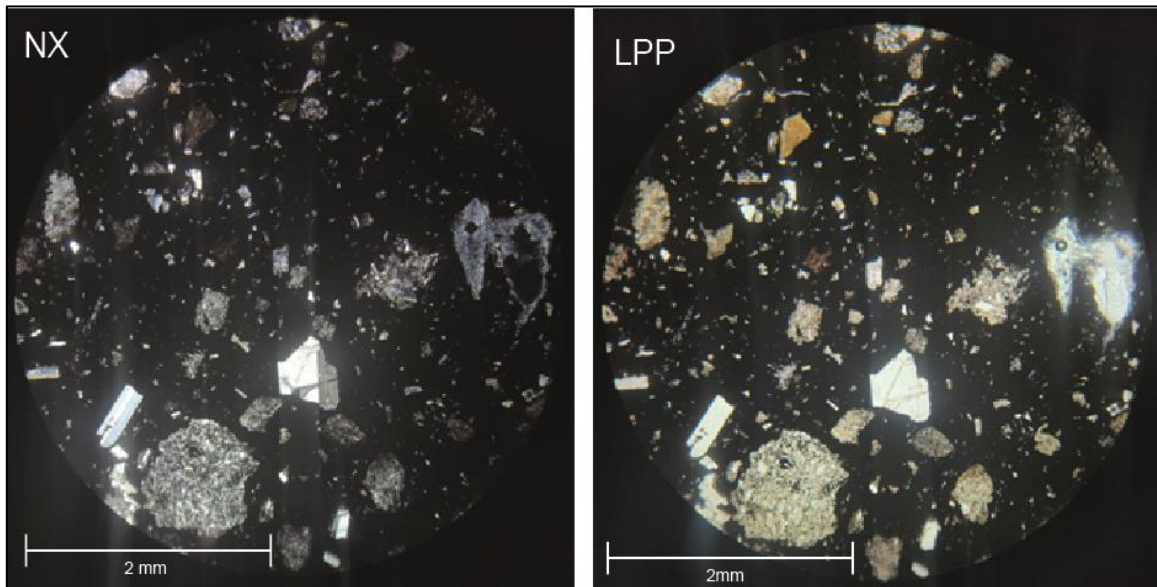
Fotomicrografía 6.4.: Muestra VA-P17CT. A la izquierda vista en nicoles cruzados (NX) y a la derecha vista en luz polarizada plana (LPP).

Tabla A6.4. Descripción petrográfica de la muestra VA-P15CT

Código muestra: VA-P15CT		Sección transparente	
Ubicación		Formación	Nombre roca
36°35'15,46"S 71°08'47,59"W		Fm. Abanico	Toba de ceniza vítrea
Descripción			
<p>Corresponde a una roca volcanoclástica con textura fragmental, que contiene 40% de fenoclastos (20% de cristales y 20% líticos) y 60% de matriz (45% vidrio y 15% cristales). Se distribuye matrizsoportada, oligomíctica y mala a moderada selección. En general, la roca presenta un alteración leve a óxidos de Fe.</p> <p>Entre los fenoclastos, es posible encontrar cristales de plagioclasa (15%) de tamaños entre 0,3 y 2 mm, que presentan macla polisintética, bordes angulosos a subangulosos y esfericidad baja que presentan una leve alteración a arcillas y/o sericita. También es posible encontrar cristales de cuarzo (5%) con tamaños entre 0,3 y 0,5 mm, que se presentan con bordes subredondeados a subangulosos, esfericidad media y se encuentran de forma diseminada en el corte.</p> <p>Entre los líticos presentes, es posible reconocer 2 familias: Líticos ígneos y líticos volcanoclásticos.</p> <p>Los líticos ígneos (15%) de tamaños entre 0,4 y 2 mm, presenta una textura porfídica seriada y se compone principalmente por plagioclasas subhedrales a euhedrales de tamaños entre 0,1 y 0,3 mm, presentan macla polisintética y una matriz fina de color gris oscuro, pudiendo corresponder a vidrio básico. Estos líticos se presentan con bordes bien marcados por una clara diferencia en la coloración, dado que pareciera presentar bordes oxidados, subangulosos a subredondeados y esfericidad baja. Se clasificarían como andesitas.</p> <p>Los líticos volcanoclásticos (5%) se presentan de tamaños entre 0,4 y 0,6 mm, con textura fragmental (80% de fenocristales y 20% de matriz). Entre los fenocristales es posible encontrar cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas, bordes angulosos a subangulosos y esfericidad baja. Se clasificarían como tobas de lapilli y ceniza cristalinas.</p> <p>Con respecto a su matriz, es posible reconocer cristales de plagioclasa (10%), cuarzo (5%) y vidrio (45%) aparentemente básico a intermedio por su coloración gris oscuro a rojizo.</p>			

Es importante notar la presencia de fragmentos deformados, que se podría deber al calor durante su formación, como la presencia de vetilleo de sílice y/o zeolitas que corta a algunos fragmentos.

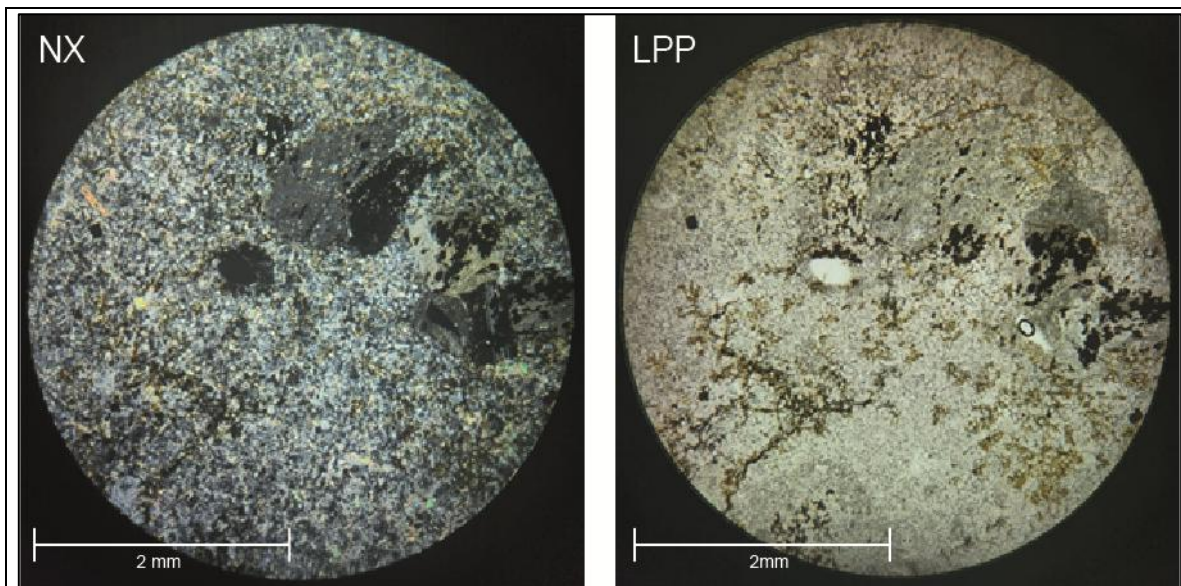
La roca total se clasificaría como una toba, que por su composición y tamaño de grano, se trataría de una toba de ceniza vítrea. Con respecto a su madurez, textural y composicionalmente, se trataría de una roca submadura debido a la cantidad de minerales y rocas poco resistentes, además de su mala selección.



Fotomicrografía 6.5.: Muestra VA-P15CT. A la izquierda vista en nicoles cruzados (NX) y a la derecha vista en luz polarizada plana (LPP).

Tabla A6.5. Descripción petrográfica de la muestra VA-P24CT

Código muestra: VA-P24CT		Sección transparente	
Ubicación		Formación	Nombre roca
36°49'01,82"S 71°15'13,36"W		Fm. Curamallín	Toba de lapilli cristalina
Descripción			
<p>Corresponde a una roca volcanoclástica con textura fragmental, que contiene 30% de fenoclastos (35% de cristales y 5% líticos) y 70% de matriz (70% cristales). Se distribuye matrizsoportada, polimíctica y mala a moderada selección. En general, la roca presenta un alteración leve a óxidos de Fe y arcillas.</p> <p>Entre los fenoclastos, es posible encontrar cristales de plagioclasa (20%) de tamaños entre 0,5 y 4 mm, que presentan macla polisintética, bordes angulosos a subangulosos y esfericidad baja que presentan una moderada alteración a arcillas y/o sericita. También es posible encontrar cristales de cuarzo (15%) con tamaños entre 0,5 y 4 mm, que se presentan con bordes subredondeados a subangulosos, embaimiento local y esfericidad media.</p> <p>Entre los líticos presentes, es posible reconocer líticos ígneos (5%) de 1 mm, presenta una textura porfídica seriada y se compone principalmente por plagioclasas subhedrales a euhedrales de tamaños entre 0,1 y 0,6 mm, presentan macla polisintética y una matriz fina de color gris oscuro, pudiendo corresponder a vidrio básico. Estos líticos se presentan con bordes bien marcados por una clara diferencia en la coloración, dado que pareciera presentar bordes oxidados, subangulosos a subredondeados y esfericidad baja. Además, muchos de estos líticos presentan alteración a arcillas.</p> <p>Con respecto a su matriz, es posible reconocer vidrio desvitrificado (70%) con textura felsosídica aparentemente intermedio por su coloración gris oscuro.</p> <p>La roca total se clasificaría como una toba, que por su composición y tamaño de grano, se trataría de una toba de lapilli cristalina. Con respecto a su madurez, textural y composicionalmente, se trataría de una roca submadura debido a la cantidad de minerales y rocas poco resistentes, además de su mala selección.</p>			



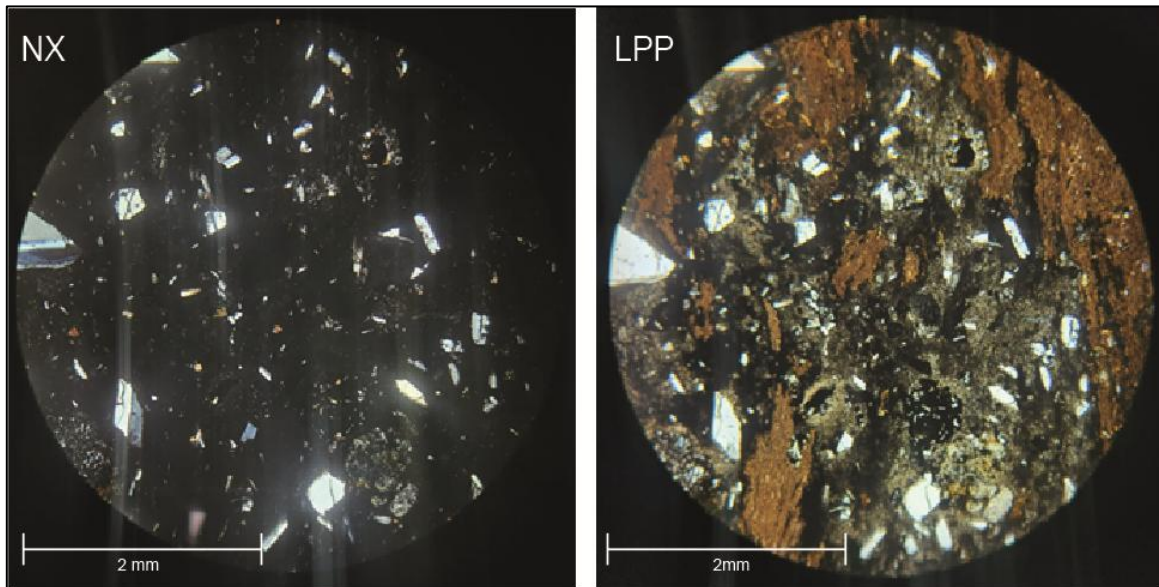
Fotomicrografía 6.6.: Muestra VA-P24CT. A la izquierda vista en nicoles cruzados (NX) y a la derecha vista en luz polarizada plana (LPP).

Tabla A6.6. Descripción petrográfica de la muestra VA-P30CT

Código muestra: VA-P30CT		Sección transparente	
Ubicación		Formación	Nombre roca
36°45'07,77"S 71°14'55,46"W		Fm. Curamallín	Toba de lapilli vítrea
Descripción			
<p>Corresponde a una roca volcanoclástica con textura fragmental, que contiene 55% de fenoclastos (20% de cristales y 35% líticos) y 45% de matriz (40% vidrio y 5% cristales). Se distribuye matrizsoportada, polimíctica y mala a moderada selección. En general, la roca presenta un alteración leve a óxidos de Fe y arcillas.</p> <p>Entre los fenoclastos, es posible encontrar cristales de plagioclasa (15%) de tamaños entre 0,6 y 3 mm, que presentan macla polisintética, bordes angulosos a subangulosos y esfericidad baja que presentan una incipiente alteración a arcillas y/o sericita. También es posible encontrar cristales de cuarzo (5%) con tamaños entre 0,6 y 2 mm, que se presentan con bordes subredondeados a subangulosos, aglomeración local y esfericidad media.</p> <p>A su vez es posible reconocer cristales locales de lo que pareciera ser ortoclasa (3%) dado su aspecto sucio en luz polarizada plana y presencia de lo que podrían ser pertitas, y ortopiroxeno (2%) dada su extinción recta (92°) y colores de birrefringencia bajos.</p> <p>Entre los líticos presentes, es posible reconocer líticos ígneos (10%) de 0,6 a 2 mm , presenta una textura porfídica seriada y se compone principalmente por plagioclasas subhedrales a euhedrales que presentan macla polisintética y una matriz fina de color gris oscuro, pudiendo corresponder a vidrio básico. Estos líticos se presentan con bordes bien marcados por una clara diferencia en la coloración, dado que pareciera presentar bordes oxidados, subangulosos a subredondeados y esfericidad baja. Además, muchos de estos líticos presentan alteración a arcillas.</p> <p>Además, presenta líticos de pómez soldadas (20%) de tamaño entre 4 y 14 mm, las cuales presentan una textura hialopilítica, con presencia de cristales de plagioclasa, cuarzo y algunos cristales que por su tamaño no es posible reconocer. Estas presentan un vidrio que a luz polarizada plana se observa de color café claro con presencia de esquirlas soldadas, por lo que se podría tratar de un vidrio más ácido.</p> <p>De forma local, es posible reconocer líticos con textura aparentemente aplítica (<3%), las cuales presentan cristales de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa.</p>			

Con respecto a su matriz, es posible reconocer cristales de plagioclasa (3%), cuarzo (2%) y vidrio (40%) aparentemente intermedio por su coloración gris oscuro a rojizo que podría deberse a un alteración del vidrio a FeO.

La roca total se clasificaría como una toba, que por su composición y tamaño de grano, se trataría de una toba de lapilli vítrea. Con respecto a su madurez, textural y composicionalmente, se trataría de una roca submadura debido a la cantidad de minerales y rocas poco resistentes, además de su mala selección.



Fotomicrografía 6.7.: Muestra VA-P30CT. A la izquierda vista en nicoles cruzados (NX) y a la derecha vista en luz polarizada plana (LPP).

ANEXO 7. BALANCE ESTRUCTURAL

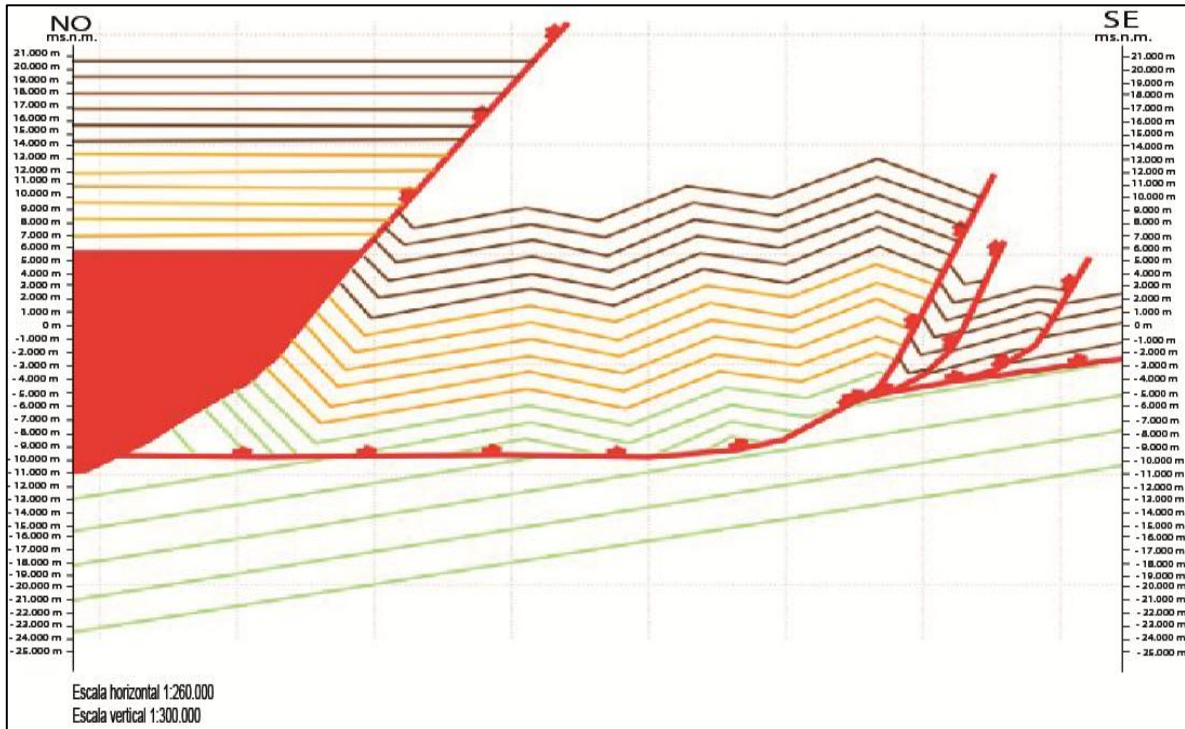


Figura A7.1. :Perfil replicado en MOVE 2022.

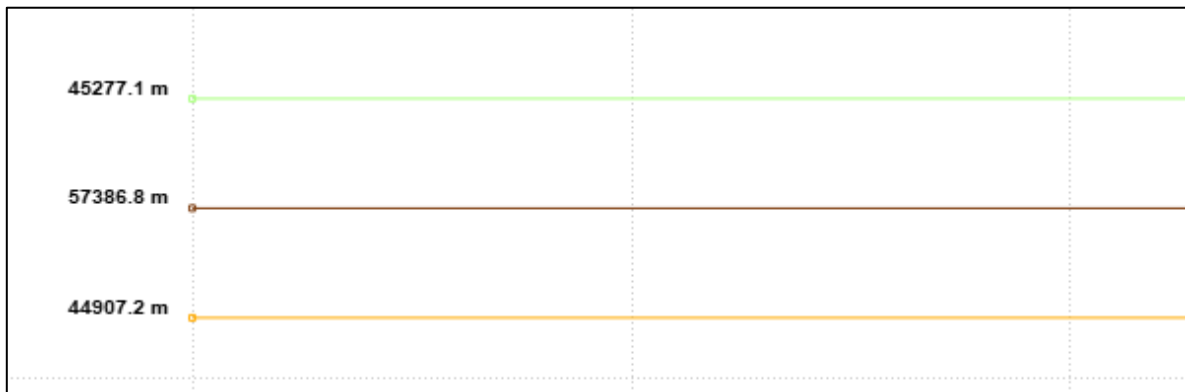


Figura A7.2.: Largo de línea actual.

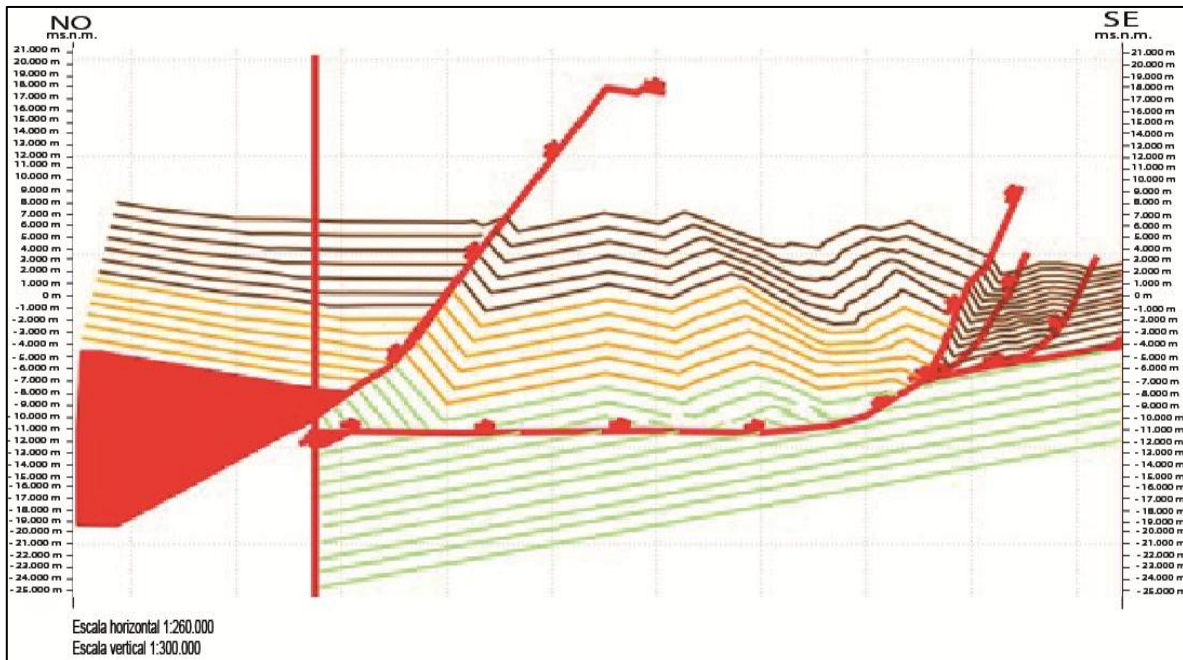


Figura A7.3.: Perfil restaurado (antes de *unfolding*).

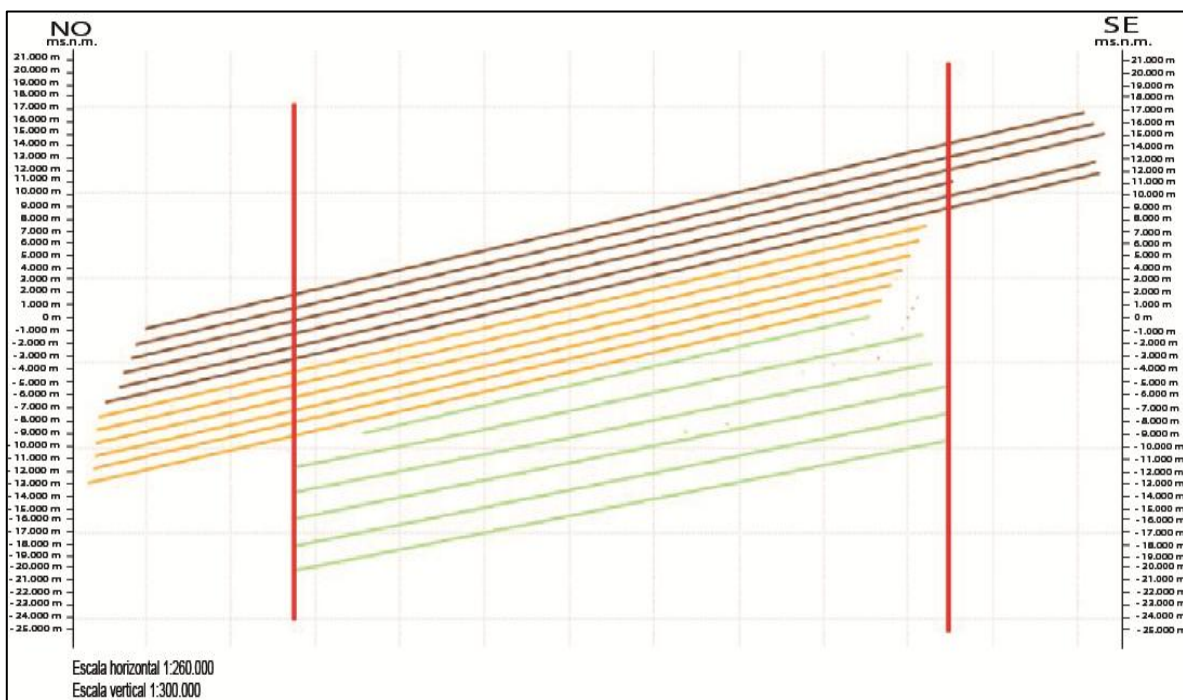


Figura A7.4.: Perfil restaurado (post-*unfolding*).

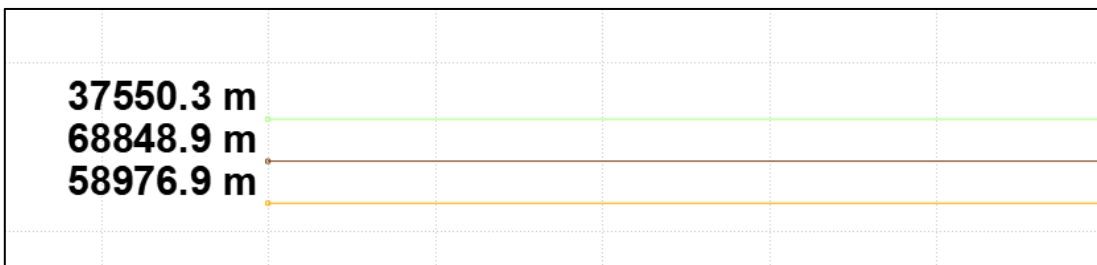


Figura A7.5.: Largo de línea restaurado.