



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



**"ANÁLISIS DE LA ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA DEL FLANCO
OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL Y LA DEPRESIÓN
CENTRAL (36°18'-36°44' S Y 71°27'-71°46' W, SAN FABIÁN,
CHILE)"**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Cristóbal Emilio Retamal Gatica

Profesor Guía: Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

Profesor Co-guía: Dr. Diego José Mardónez Catalán

Profesor comisión: Dr. Joaquín Cortez Aranda

Concepción, 2025

En dedicatoria a Cecilia Gatica Jorquera y Miguel Retamal Medina, quienes me entregaron todo su apoyo y contención durante este proceso, y a Luz Jorquera Reyes, quien en vida me dio todo su apoyo y ahora su alma no se encuentra en este mundo.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.2.1. Objetivo General	2
1.2.2. Objetivos Específicos	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	2
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	4
1.5. AGRADECIMIENTOS	5
2. METODOLOGÍA	6
2.1 ETAPA DE GABINETE PRE-TERRENO	6
2.2 ETAPA DE TERRENO	6
2.3 ETAPA DE GABINETE POST-TERRENO	6
2.3.1 Imagen LiDAR 5m	7
2.3.2 Líneas Sísmicas	9
2.3.3 Pozos Depresión Central	10
2.3.4 Secciones Delgadas	11
2.3.5 Dataciones U-Pb LA-ICP-MS	11
3. MARCO GEOLÓGICO	13
3.1. UNIDADES ESTRATIFICADAS	13
3.1.1. Formación Río Blanco (Cretácico Superior)	13
3.1.2. Formación Colbún (Mioceno Inferior)	13
3.1.3. Formación Cura-Mallín (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)	15
3.1.4. Formación Mininco (Plioceno)	18
3.1.5. Formación Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno)	18
3.1.6. Formación Rodados Multicolores (Plioceno-Pleistoceno)	19
3.1.7. Lavas del Volcán Chillán	20
3.1.8. Sedimentos de Terrazas Fluviales	20
3.1.9. Sedimentos de Valles Actuales	20
3.2. UNIDADES INTRUSIVAS	20
3.2.1. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Cretácico-Mioceno)	20
3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	21
3.4. GEOMORFOLOGÍA	23
4. RESULTADOS	25
4.1. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	25
4.2. POZOS DEPRESIÓN CENTRAL	33
4.3. LINEAS SÍSMICAS	41
4.4. GEOCRONOLOGÍA	44
5. DISCUSIÓN	45
5.1. MAPEO DE SUPERFICIE	45
5.2. LINEAS SÍSMICAS INTERPRETACIÓN	47

5.3. INTERPRETACIÓN POZOS EN LA DEPRESIÓN CENTRAL	51
5.4. DATACIONES U-PB LA-ICP-MS	52
6. CONCLUSIONES	54
7. REFERENCIAS	56
ANEXOS	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figuras	Página
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio.	3
2. 1. Imágenes a partir del DTM	8
2. 2. Reflexión Sísmica: Extraído de Griem (s. f.)	9
2. 3. Perforación de Circulación Reversa: Extraído de Explomin, (s. f)	10
2. 4. Vida media del Pb: Extraída de Universidad de Salamanca, (s. f)	12
3. 1. Modelo 3D elaborado por Armijo <i>et al.</i> (2010)	23
4. 1. Mapa geológico del área de estudio, 1:50.000	25
4. 2. Afloramientos de Formación Colbún	27
4. 3. Afloramientos Formación Cola de Zorro	29
4. 4. Afloramientos afectados por estructuras de Fm. Cola de Zorro	29
4. 5. Afloramientos de Formación Rodados Multicolores	31
4. 6. Afloramiento del lecho del río Niblinto	32
4. 7. Afloramiento Laguna El Valiente	32
4. 8. Mapa "hillshade" del área de estudio	34
4. 9. Pozo Ñiquen, sección superior	36
4. 10. Pozo Ñiquen, sección media superior	37
4. 11. Pozo Ñiquen, sección media inferior	38
4. 12. Pozo Ñiquen, sección inferior	39
4. 13. Pozo Ñuble, sección completa	40
4. 14. Modelo elaborado a partir de línea sísmica 4a006	42
4. 15. Zoom a perfil sísmico 4a006	43
4. 16. Diagramas de concordia de dataciones realizadas	44
5. 1. Zona de estudio	45
5. 2. Imagen DTM con zoom a superficies aterrazadas	46
5. 3. Zoom a línea sísmica 4a006 (desplazamiento de reflectores)	47
5. 4. Zoom a línea sísmica 4a006 (discontinuidad en reflectores)	48
5. 5. Zoom a línea sísmica (cuña sinorogénica)	48
5. 6. Lineamientos y fallas del área de estudio	50

RESUMEN

La génesis de la Depresión Central ha sido objeto de debate entre diversos autores. Brügguen (1950) la interpretó como un graben, mientras que investigaciones más recientes, como las de Encinas *et al.* (2021), plantean un origen asociado a un ambiente de subsidencia flexural relacionado con la tectónica compresiva. Además, la región evidencia complejas interacciones entre procesos extensionales y compresionales, que han dado lugar a superficies deformadas y terrazas fluviales. Este trabajo busca aportar nuevos antecedentes sobre su formación, combinando datos de terreno, sísmicos y geocronológicos, para abordar estas dinámicas tectónicas.

El estudio aborda la estratigrafía y estructura del flanco occidental de la Cordillera Principal y la Depresión Central entre los 36°18' y 36°44' S en la Región de Ñuble, Chile, con el objetivo de comprender su evolución tectónica. La escasa información que se tiene del área de estudio sobre la geometría estructural de la zona permite de cierta forma comprender, aunque con muchas dudas, el comportamiento de las estructuras. La información obtenida permitiría justificar procesos que se aprecian en la zona y que no han tenido una base previa.

Se enfoca en correlacionar unidades geológicas presentes en ambas morfoestructuras, integrando análisis de superficie, pozos y perfiles sísmicos.

La metodología incluyó tres etapas: gabinete pre-terreno, campaña de terreno y gabinete post-terreno. Se realizó un mapeo geológico con imagen DTM LiDAR de 5 m de resolución, líneas sísmicas de reflexión proporcionadas por ENAP, análisis de pozos en la Depresión Central y dataciones U-Pb de zircones en muestras seleccionadas.

Se definieron unidades estratigráficas desde el Cretácico al Cuaternario, entre las que destacan las formaciones Río Blanco, Colbún, Cura-Mallín, Mininco y Rodados Multicolores. La formación Cura-Mallín exhibe evidencias de ambientes compresionales con estratos de crecimiento, mientras que la Formación Colbún refleja ambiente tectónico extensional. Los análisis de las líneas sísmicas revelaron seis unidades geológicas, diferenciadas por características de sus reflectores, con presencia de fallas inversas y fallas normales invertidas. La Falla Cachapoal fue confirmada mediante análisis sísmico, mostrando actividad reciente y dos estilos estructurales: extensional y compresional, con presencia de cuñas sinorogénicas.

Las dataciones U-Pb permitieron establecer edades miocenas y pliocenas, aportando claves sobre la evolución temporal del área.

Los resultados permiten correlacionar unidades en superficie y profundidad, relacionando la geología de la Cordillera Principal Occidental con la Depresión Central. Además, se identificaron estructuras neotectónicas, cuya interacción ha influido en la configuración actual del relieve. Estos hallazgos son fundamentales para comprender la evolución tectónica de la región y constituyen un aporte significativo a la geología del sur de Chile central.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

La Cordillera de los Andes presenta una compleja evolución tectónica y estratigráfica que ha despertado gran interés científico. Entre las estructuras más destacadas se encuentra la Depresión Central (DC), cuya génesis ha sido objeto de diversas interpretaciones. Brügguen (1950) sugirió que esta estructura corresponde a un graben, pero estudios posteriores han cuestionado esta idea al identificar cabalgamientos con vergencia hacia el oeste en su margen oriental y basculamientos hacia el este en su margen occidental (Rauld, 2002; Melnick *et al.*, 2003; Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014). Estos hallazgos apuntan hacia una posible formación por basculamiento, como sugirieron Thomas (1958) y Borde (1966).

En años recientes, Encinas *et al.* (2021) propusieron que la Depresión Central podría representar una cuenca de antepaís originada por subsidencia flexural hace aproximadamente 7 millones de años. Paralelamente, Farías *et al.* (2006) plantearon que las superficies erosionadas al este de la Cordillera de la Costa, correlacionables con aquellas en la Depresión Central, sugieren un levantamiento rápido seguido de intensa erosión. Estas teorías reflejan la diversidad de perspectivas sobre el origen y evolución de esta estructura, destacando la necesidad de más análisis y datos geológicos.

A pesar de los avances en el estudio de la Cordillera de los Andes, persiste una notable carencia de información geológica en ciertos segmentos, particularmente en la región al sur de la zona central del país, entre las latitudes 36°18' y 36°44' S y longitudes 71°27' y 71°46' W. Comprender los procesos que han modelado la Depresión Central y su relación con estructuras adyacentes requiere la adquisición y correcta interpretación de datos estratigráficos y estructurales, lo que permitirá integrar la geología regional y consolidar una visión más completa de esta área.

Ante esta problemática, surge la pregunta clave: ¿existen unidades geológicas en la Cordillera Principal Occidental que sean correlacionables en profundidad con aquellas presentes en la

Depresión Central? Resolver esta interrogante contribuiría significativamente al conocimiento geológico de la región. Para ello, se realizará un análisis estratigráfico de la Cordillera Principal Occidental, con un enfoque en las rocas volcánicas y sedimentarias miocenas y oligocenas asociadas a las formaciones Cura-Mallín y Abanico, además de secuencias sedimentarias cuaternarias como Rodados Multicolores y la Formación Mininco. Se comparan estos datos con información proveniente de pozos y líneas sísmicas en la Depresión Central, considerando adicionalmente el estilo estructural de la región.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Establecer las relaciones entre las unidades geológicas y el estilo estructural del flanco occidental de la Cordillera Principal y la Depresión Central, a fin de interpretar su evolución tectónica conjunta, considerando las edades de las formaciones presentes para contribuir a un consenso más completo sobre los procesos que han modelado ambas estructuras.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Identificar y caracterizar las unidades geológicas, así como sus relaciones, que influyen en la configuración tectónica y estructural de la Cordillera Principal y la Depresión Central.
- Determinar el estilo estructural del flanco occidental de la Cordillera Principal y su interacción con la Depresión Central.
- Establecer una correlación estratigráfica entre las unidades geológicas de la Cordillera Principal y la Depresión Central.
- Datar las unidades clave mediante análisis U-Pb, con el objetivo de facilitar la correlación estratigráfica y contribuir a un mejor entendimiento de la evolución geológica de la región.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se sitúa en la zona occidental de la Cordillera Principal, específicamente en San Fabián de Alico, dentro de la Región de Ñuble, Chile. Esta se caracteriza por su entorno

predominantemente rural y montañoso. El área de investigación se encuentra delimitada entre los $36^{\circ}18'$ y $36^{\circ}44'$ de latitud sur, y los $71^{\circ}27'$ y $71^{\circ}46'$ de longitud oeste (Figura 1.1).

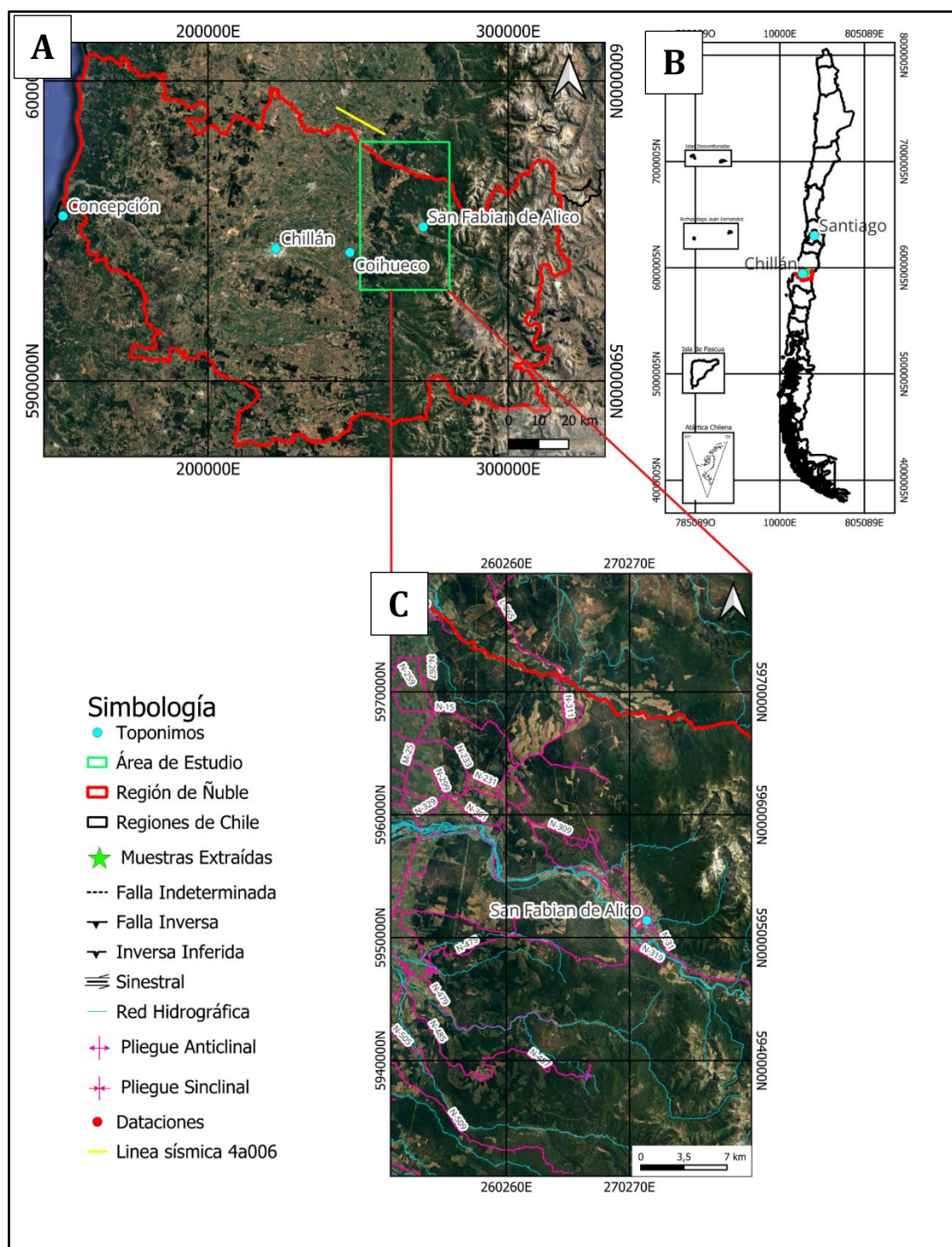


Figura 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio. A: Mapa de la Región de Ñuble. B: Mapa de Chile. C: Mapa de ubicación del área de estudio.

Se accedió al área de estudio en vehículo 4x4 debido a la existencia de caminos en mal estado o afloramiento fuera de los caminos principales. Sin embargo, también es posible llegar utilizando otros medios de transporte, como autobuses, micros o vehículos convencionales. Incluso se puede acceder en bicicleta o a pie, ya que algunas áreas son inaccesibles para cualquier tipo de vehículo.

La mayor parte del recorrido se realizó por carreteras asfaltadas, como la N-31, N-311, N-455 y L-865. También se utilizaron caminos no asfaltados, como el N-475 y el N-479. Cabe destacar que estos fueron los caminos principales de acceso, aunque también se recorrieron caminos rurales derivados de estas rutas principales para llegar a ciertas áreas específicas.

La mayoría de los afloramientos se encontraban al borde del camino, ya sea en carreteras principales, caminos rurales o en las riberas los ríos Niblinto y Perquilauquén. Sin embargo, algunos afloramientos requerían acceso a pie debido a la imposibilidad de llegar en vehículo. Este fue el caso de la Laguna El Valiente y la Reserva de Niblinto, donde fue necesario caminar.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

Brüggen (1950), en su investigación "Fundamentos de la geología de Chile", interpretó la Depresión Central como un graben a partir del análisis de las fallas normales presentes en la zona, especialmente entre la Cordillera de los Andes y la DC.

Armijo *et al.*, (2010) en su investigación llamada "The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile", propusieron que la Depresión Central se originó como una cuenca de antepaís, vinculada al avance de la deformación con vergencia occidental.

Farías *et al.*, (2006), en su investigación titulada "Erosión versus tectónica en el origen de la Depresión Central de Chile Central", proponen la existencia de remanentes de superficies erosionadas en zonas al este de la Cordillera de la Costa, las cuales pueden correlacionarse con otras superficies ubicadas dentro de la Depresión Central. Este fenómeno sugiere que la

región experimentó un levantamiento rápido, seguido de procesos erosivos intensos, que habrían ocurrido desde el Mioceno Superior.

Encinas *et al.*, (2021), en la investigación “Tectonosedimentary evolution of the Coastal Cordillera and Central Depression of south-Central Chile (36 ° 30' -42 ° S)”, postulan que el origen de la Depresión Central y la Cordillera Costera se debe a la subsidencia flexural que está vinculada al desarrollo del Cabalgamiento Andino Occidental pero ajustando la edad de formación de estas unidades morfoestructurales, proponiendo que su génesis comenzó hace aproximadamente 7 millones de años, reduciendo considerablemente la estimación temporal previamente considerada.

García (2024), en su trabajo “Geomorfología Cuaternaria del Frente Andino Occidental a los 36.5°s, Región de Ñuble, Chile: Análisis Preliminar a Partir de Imágenes Satelitales y Topografía Digital” analizó la geomorfología del Frente Andino Occidental a los 36.5°S mediante imágenes satelitales de Google Earth y un DTM LiDAR de 5 m. Mapeó tres unidades geomorfológicas (Precordillera, Superficies Fluvioaluviales Antiguas y Recientes), estudió los ríos Perquilauquén, Ñuble, Cato y Niblinto, y destacó terrazas fluviales en los ríos Ñuble y Perquilauquén. Sus hallazgos sugieren posibles expresiones superficiales de fallas corticales, evidenciando interacción entre procesos tectónicos y exógenos.

1.5. AGRADECIMIENTOS

Gracias a Daniel Stockli por su ayuda en la datación U-Pb en el laboratorio UTChron de la Universidad de Texas (Austin, EE.UU). Agradecemos a SERNAGEOMIN por el apoyo con cortes transparentes. Profunda gratitud a Ernesto Cristallini y Ambrosio Vega por sus comentarios sobre líneas sísmicas. A ENAP, por facilitarnos las líneas sísmicas y pozos para el estudio. Fue de mucha ayuda para este trabajo la imagen DTM obtenida por Daniel Melnick y facilitada por el Dr. Joaquin Cortes Aranda. Muchas gracias al Dr. Mauricio Espinoza por su ayuda y su constancia durante este proyecto. Gracias al Dr. Diego Mardones por sus comentarios y su ayuda fundamental en este proyecto. Muchas gracias a Dr. Arturo Quinzio por la ayuda en la corrección de todo el formato. Este proyecto es financiado a través del proyecto Fondecyt Postdoctorado dirigido por el Dr. Mauricio Espinoza.

2. METODOLOGÍA

2.1. ETAPA DE GABINETE PRE-TERRENO

Etapa inicial de esta investigación que consiste principalmente en, una recopilación bibliográfica exhaustiva sobre información litológica y estructural que pueda involucrar al área de estudio. Junto con un mapeo preliminar en el software QGIS, basándose en información obtenida de mapas anteriores y considerando una imagen DTM de 5 m. de resolución con el objetivo de realizar un análisis en base a la imagen y con ello delimitar preliminarmente de mejor manera las unidades geológicas. La imagen DTM se trabajó en el software QGIS y con ella se realiza un mapa "hillshade" en el cual se analiza la morfología de la roca para diferenciar unidades.

2.2. ETAPA DE TERRENO

Etapa realizada desde el 15 al 25 de enero de 2024. Durante esta campaña de terreno se visitaron sectores ubicados en la Región de Ñuble, específicamente los sectores aledaños a San Fabian de Alico (Figura 1.1). Durante esta se tomaron muestras de roca y material no consolidado de los diversos puntos con el fin de realizar cortes transparentes, dataciones U-Pb y descripciones de las componentes y con ello definir las rocas piroclásticas según Schmid, 1981, ígneas según Streckeisen, y las rocas sedimentarias se clasifican según tamaños de los componentes.

2.3. ETAPA DE GABINETE POST-TERRENO

Después del trabajo de terreno, se lleva a cabo una etapa post-terreno en la que los datos obtenidos son analizados y procesados. En esta fase, se realiza un filtrado de la información recolectada, lo que permite corregir errores, eliminar duplicados y seleccionar los datos más relevantes. A partir de este proceso, se perfeccionan las descripciones iniciales y se refina la información recopilada, asegurando una mayor precisión y claridad en los resultados finales.

Una vez que los datos están listos para su uso, se procede a trabajar con las muestras recolectadas. Estas se reducen a un tamaño adecuado y se seleccionan las que cumplen con las características necesarias para ser enviadas a los laboratorios correspondientes. Las

muestras que serán utilizadas para realizar cortes transparentes se envían a laboratorios de SERNAGEOMIN, mientras que las destinadas para dataciones se envían a UTChron Laboratories de la Universidad de Texas. Una vez con las secciones delgadas listas se procede a realizar una descripción de rocas ígneas según Streckeisen (1965) y de rocas piroclásticas según Schmid (1981).

Como parte complementaria, se elabora una columna estratigráfica por unidad utilizando el software Adobe Illustrator, representando las unidades geológicas presentes en la zona. Este proceso se realiza con información de pozos ubicados en la Depresión Central los que fueron provistos por ENAP. Para la determinación del estilo estructural se procede con el análisis de la imagen DTM LiDAR de 5 m. de resolución para observar escarpes de posibles estructuras mayores complementado con un DEM de 12 m de resolución además de información obtenida en terreno. Para la interpretación estructural se analizó a detalle líneas sísmicas otorgadas por ENAP, ubicadas en la DC. Mediante el software MOVE, se observan a detalle las líneas sísmicas para delimitar la geometría en profundidad y complementar con la información existente. Posteriormente, se intentó realizar una conversión de las líneas desde tiempo a profundidad con la ayuda de una inteligencia artificial. Para ello, se proporcionará información detallada de las litologías a distintas profundidades, solicitando que generara una fórmula cúbica, considerando las variaciones en las litologías, dicho análisis no tuvo el resultado esperado, debido a las muchas variables que involucra dicha transformación, es por esto que se trabajó finalmente con las líneas sísmicas en unidad de tiempo.

2.3.1. Imagen DTM LiDAR 5 m

Se generó una imagen de alta resolución (Figura 2.1 A) específicamente diseñada para observar la superficie rocosa, evitando interferencias de la vegetación. Esto resulta especialmente útil, ya que la zona de estudio está prácticamente cubierta en su totalidad por vegetación, lo que dificulta el mapeo y análisis de las unidades a través de fotogeología. A partir de este modelo de elevación digital (DEM) (Figura 2.1 A), se creó una capa "hillshade" (Figura 2.1 B), la cual, mediante la variación en la irregularidad de la superficie, permite diferenciar unidades geológicas. Esta técnica funciona al presentar diferentes "texturas"

según el grado de irregularidad, facilitando así la identificación de unidades, dado que cada unidad tiende a mostrar texturas y colores similares, lo que permite agrupar y clasificar. Este proceso se apoya principalmente en mapas geológicos publicados, como el de Gajardo (1981), García (2023) y Oviedo (2024), además de información obtenida en terreno. Ya que con el método de irregularidad se pueden identificar unidades, los mapas permitieron corroborar dicha información y en sectores donde las litologías eran confusas se logró resolver el problema.

Esta imagen fue provista por el Dr. Joaquín Cortez Aranda (Universidad de Concepción) a partir del convenio entre el Núcleo Milenio ciclo y Forestal Arauco.

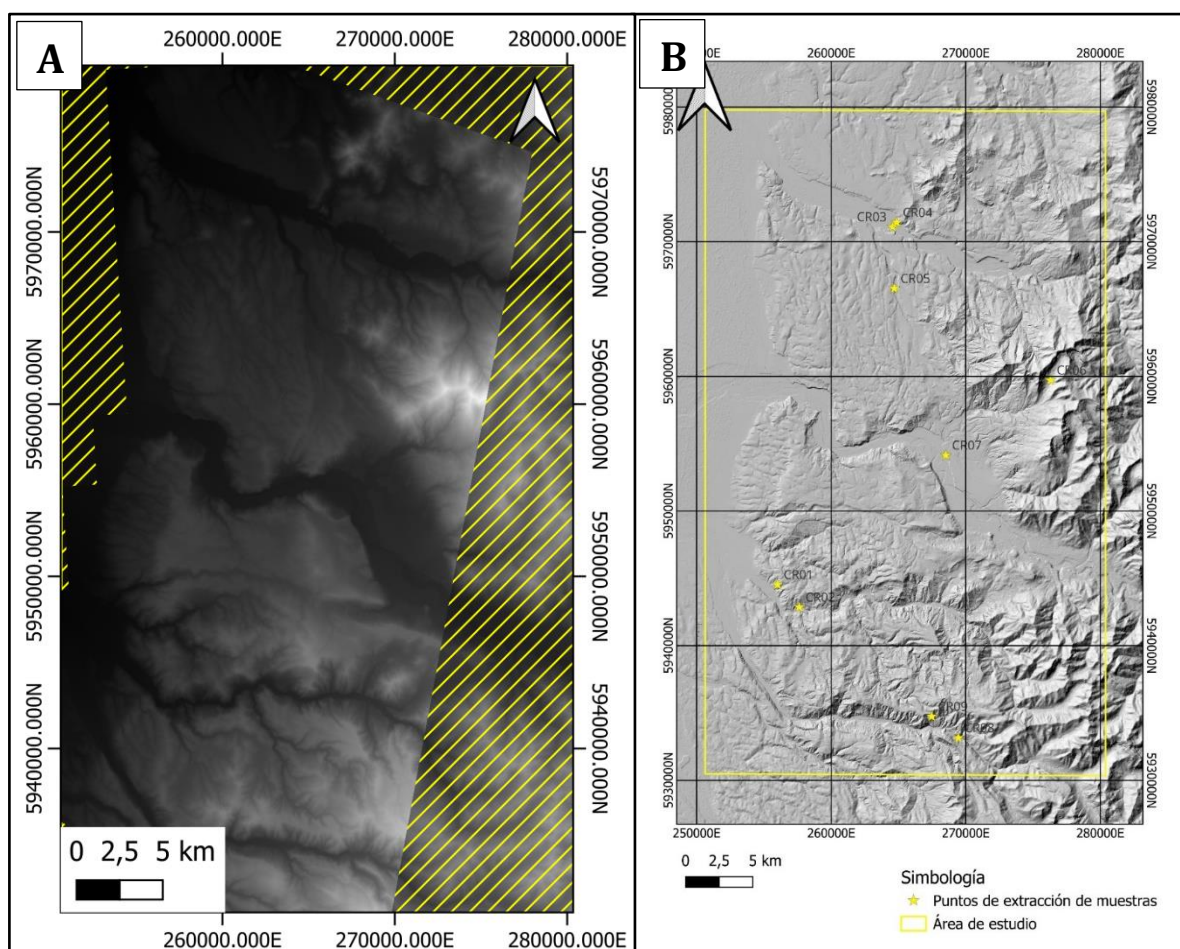


Figura 2.1: Imágenes a partir del DTM. A: imagen DTM, en líneas amarillas DEM de 12 m de resolución, y sin línea amarilla DEM de 5 m de resolución. B: Imagen "hillshade" realizada a partir de las imágenes DEM de A.

2.3.2. Líneas Sísmicas

La reflexión sísmica es una importante técnica en la exploración de hidrocarburos, ingeniería y estudios ambientales, que permite conocer la estructura del subsuelo mediante el análisis de ondas sísmicas. Este método implica generar ondas mediante una fuente de energía (Figura 2.2), como explosivos o una masa acelerada, y registrar las vibraciones en un conjunto de sensores (geófonos) distribuidos en la superficie. Estas ondas se propagan hacia profundidad y se reflejan en distintos horizontes que presentan diferencias acústicas, como el nivel freático, contactos litológicos, o fallas, y luego regresan a los geófonos. A través del procesamiento de estas señales, se obtiene una imagen bidimensional (pseudo-sección) del subsuelo, lo cual revela la geometría y disposición de las capas subterráneas (*Everest Geophysics, 2020*).

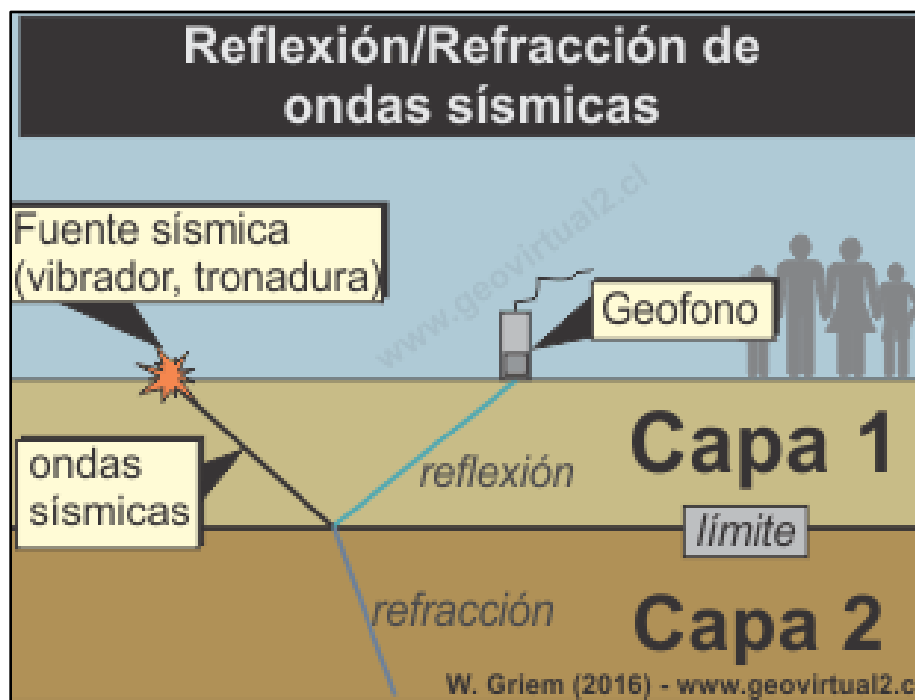


Figura 2.2: Reflexión Sísmica: Extraído de Griem (s. f). Proceso de reflexión y refracción de ondas sísmicas en el subsuelo.

Esta útil herramienta complementada con información extra como la estratigrafía de pozos, permite un aumento en la comprensión de la zona, lo que ayuda a realizar correlaciones y extrapolar datos con la geología de superficie adyacente.

Las líneas sísmicas de esta investigación fueron obtenidas por la Empresa Nacional del Petróleo mediante sísmica de reflexión realizadas en los años 50 S'.

2.3.3. Pozos Depresión Central

La perforación de pozos es una técnica fundamental en estudios geológicos, de ingeniería y ambientales, que permite obtener información detallada del subsuelo mediante la extracción de muestras y el análisis de la composición a diferentes profundidades. Este método consiste en realizar perforaciones controladas en el terreno usando equipos especializados, para estudiar las características físicas y químicas de las formaciones subterráneas. Existen distintos métodos de perforación. Para el pozo analizado se utilizó aire reverso. La perforación de aire reverso (por sus siglas en inglés, RC) (Figura 2.3) extrae muestras de fragmentos de roca, conocidos como "chips", a través de un sistema de doble pared en las barras de perforación. Se inyecta aire a presión que empuja los fragmentos hacia la superficie a través del tubo interno, donde se recolectan para su análisis (*Explomin, s. f.*)

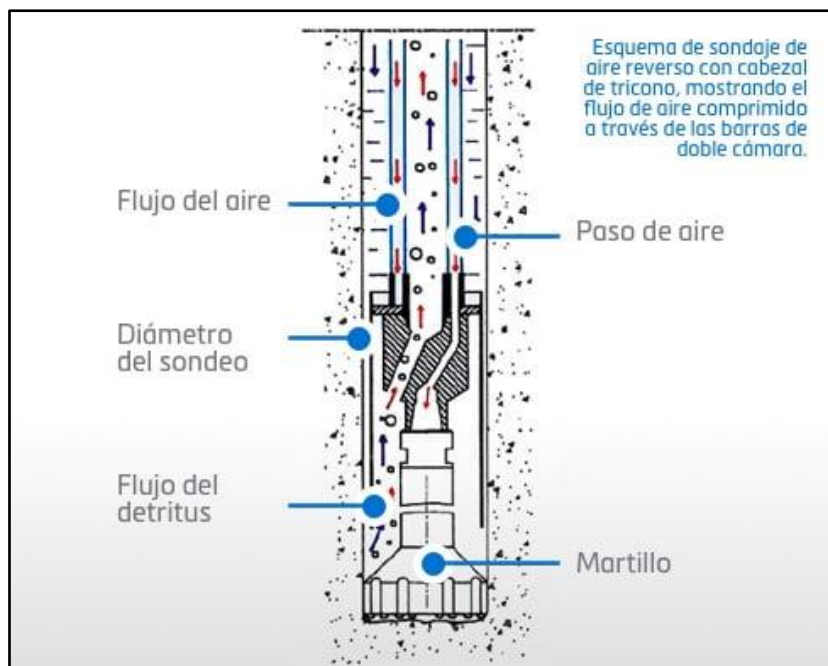


Figura 2.3: Perforación de Circulación Reversa: Extraído de Explomin, (s. f). Esquema sobre el funcionamiento de la perforación mediante el método de aire reverso.

La información estratigráfica en profundidad de las unidades geológicas de la Depresión Central permite correlacionar las formaciones en profundidad con las expuestas en superficie en el flanco occidental de la Cordillera Principal. Esta información se usa en conjunto con las líneas sísmicas para establecer horizontes que permiten identificar a qué unidad geológica corresponde cada grupo de reflectores. Esto facilita una interpretación más precisa de la geología en profundidad y permite justificar las correlaciones estratigráficas realizadas.

Estos pozos fueron otorgados y extraídos por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) en los años.

2.3.4. Secciones delgadas

Secciones delgadas que son utilizadas para realizar análisis al microscopio. Estos entregan información detallada sobre la petrografía de muestras recolectadas en terreno, lo que se utiliza principalmente para complementar datos existentes y para identificar las diferentes litologías. Esto permite obtener descripciones más precisas de los hallazgos de la investigación y facilita la correlación de las litologías de roca observadas en la superficie. El objetivo es diferenciar las distintas unidades geológicas encontradas en la superficie y mejorar el mapeo del área basado en la campaña de terreno realizada.

Los cortes transparentes utilizados para este análisis fueron preparados por el laboratorio de SERNAGEOMIN.

2.3.5. Dataciones U-Pb LA-ICP-MS

El método LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) es una técnica de espectrometría de masas utilizada para analizar la composición química y la edad de minerales y rocas. Se emplea comúnmente en la datación geocronológica U-Pb en zircones, análisis de trazas de elementos y estudios geoquímicos. En este caso se utiliza este método para determinar la edad de las rocas basándose en la desintegración radiactiva de isótopos (Figura 2.4) presentes en las muestras. Esta técnica, conocida como datación

radiométrica, analiza la proporción de isótopos radiactivos y sus productos de desintegración para calcular el tiempo transcurrido desde que las rocas se formaron (*Universidad de Salamanca, s. f.*)

La determinación de las edades juega un papel fundamental en áreas de debate sobre las unidades geológicas presentes. El control cronológico mediante dataciones permite distinguir con mayor claridad las unidades y los procesos asociados, entregando una base para resolver las diferencias entre las formaciones propuestas por distintos autores.

Las dataciones utilizadas en este trabajo fueron realizadas por UTChron Laboratories de la Universidad de Texas EEUU.

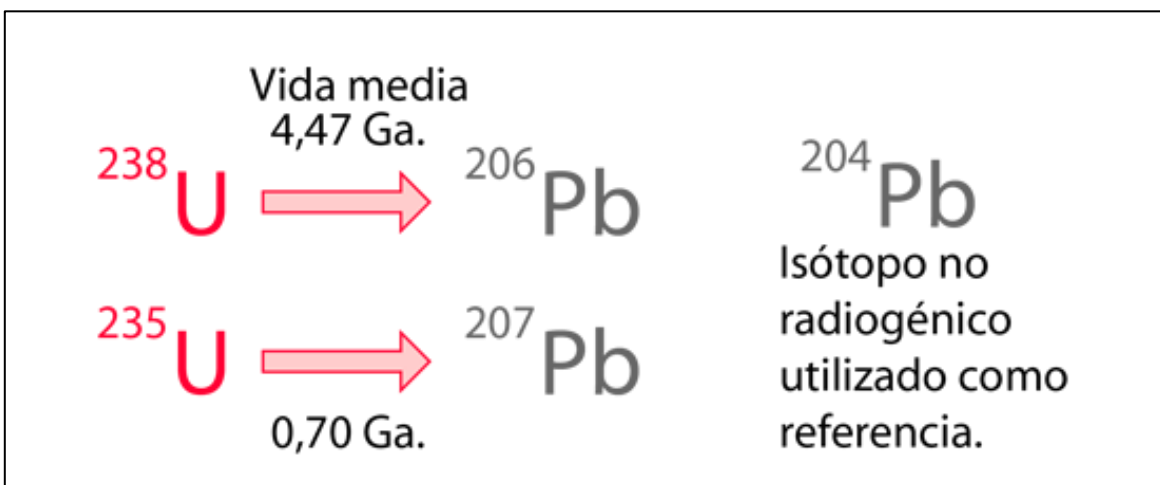


Figura 2.4: Vida media del Pb: Extraída de Universidad de Salamanca, (s. f). Desintegración radiactiva de isótopos de Pb.

3. MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo, se mencionan las unidades que se encuentran en el área de estudio y geográficamente cercanas a ella. En el capítulo 4 se profundiza más en las unidades que se encuentran en el área de estudio en base a observaciones de terreno.

3.1. UNIDADES ESTRATIFICADAS

3.1.1. Formación Río Blanco (Cretácico Superior)

Gardeweg (1980) definió la formación Río Blanco, en el valle río Blanco, afluente del río Longaví como una secuencia volcánica cuya potencia abarca entre 800 a 250 m., la cual había sido incluida a Formación Abanico por Gonzalez y Vergara (1962). Esta unidad aflora en la zona oriental del área de estudio en una franja discontinua norte-sur, y se encuentra infrayaciendo de manera discordante a la formación Cola de Zorro además su base no se encuentra expuesta. Se compone principalmente de lavas andesíticas y brechas piroclásticas y epiclasticas (Gajardo, 1981).

Su edad, basada en rocas plutónicas que se encuentran intruyendola, corresponde al Cretácico superior (Klohn, 1960). Hacia el sur se puede correlacionar con la unidad El Sauce (IIG/MMAJ, 1979).

3.1.2. Formación Colbún (Mioceno Inferior)

Formación geológica definida por Karzulovic *et al.* (1979), en el área Colbún-Machicura-Melado. La definieron como un complejo volcánico y clástico, el cual se restringe al borde occidental de la Cordillera Principal. Karzulovic *et al.* (1979), además dividieron a la formación en tres subunidades, en la unidad inferior predominaban brechas piroclásticas de matriz pumicítica, la intermedia correspondía a una unidad continental lacustre la cual se compone de areniscas y lutitas, y la unidad superior la cual es de carácter volcánica continental, compuesta principalmente de coladas andesíticas a dacíticas, con textura fluidal.

Vergara *et al.* (1999), fundamentándose en edades K-Ar principalmente, redefinieron la unidad dividiéndola en dos subunidades las cuales estaban separadas por una discordancia erosiva, la inferior (Eoceno Superior a Oligoceno Superior), en la cual predominaban rocas volcánicas silíceas en la base y básicas en la zona superior, y una unidad superior (Mioceno Inferior a Mioceno Medio), donde predominan basaltos aífricos y tobas soldadas riolíticas.

Según Vergara *et al.* (1999), esta Formación se extiende entre los ríos Maule y Putagán, y hacia el este se encuentra en contacto con el Complejo Intrusivo Melado.

En el cordón Cerro Las Vizcachas, se observa una suave discordancia angular sobre el Miembro Superior de la Formación Abanico. Esta discordancia no se manifiesta en el contacto entre estas unidades al sur del río Putagán, apareciendo únicamente entre el río Maule y dicho cordón. En la cuesta El Rayo, situada entre el río Ancoa y el estero Vega de Salas, la litofacies sedimentaria de la Formación Colbún se apoya en inconformidad sobre la Tonalita Bellavista de Ancoa, incorporando clastos del intrusivo subyacente. Al sur del estero Vega de Salas, la Formación Colbún está cubierta en discordancia angular por depósitos aluviales del Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior. Además, en el cordón Cerro Las Vizcachas está intruida por pequeños stocks de Intrusivos hipabisales del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, y cerca de Las Melosas, en la costa suroccidental del embalse Colbún, se encuentra intruida por un stock dacítico del Complejo Intrusivo Brahma.

En la formación se han reconocido 2 litofacies, una predominantemente volcánica con intercalaciones sedimentarias, y una principalmente sedimentaria. Para la unidad volcánica se estima un espesor aproximado de 1.700 m. En los alrededores de las termas de Quinamávida, afloran secciones inferiores compuestas por rocas piroclásticas intercaladas con sedimentarias, abundando flora fósil. Estas rocas piroclásticas están formadas principalmente por tobas de ceniza y lapilli, con abundantes pómez, y las sedimentarias incluyen areniscas y limolitas tobáceas. Al norte y oeste de los embalses Machicura y Colbún, los afloramientos presentan estratificación subhorizontal y alternancias de sucesiones piroclásticas y sedimentarias con lavas andesíticas y basálticas. También se observan coladas de lava porfídica y enclaves del sustrato sedimentario. En la presa del embalse Colbún, se

expone una sucesión piroclástica de 40-50 m de espesor, formada por tobas vítreas, de ceniza y lapilli. Finalmente, en el cordón Cerro Las Vizcachas, los estratos de tobas de ceniza y lapilli alcanzan un espesor de 300 m, representando el borde oriental de la cuenca de depositación asimétrica. Mientras que el miembro sedimentario es variable y en una zona se identificó un nivel de más de 10 m de conglomerados y brechas sedimentarias, con fragmentos polimícticos de tamaño variado. La matriz es arenosa y la roca está meteorizada. Sobre estos conglomerados se disponen 4-5 m de areniscas finamente estratificadas, con intercalaciones de limolitas y brechas sedimentarias. En la transición de los estratos se observan estructuras de calcos de carga. Por encima de estas capas, afloran conglomerados clastosoportados con fragmentos de hasta 40 cm de diámetro. También se observa un estrato de toba de ceniza de 2 cm de espesor, cubierto por un estrato de arenisca tobácea muy fina de 15 cm. Todas las capas superiores de la sucesión están meteorizadas y argilizadas.

Las dataciones obtenidas por Contreras *et al.* (2022) para la Formación Colbún incluyen una edad U-Pb en circón de $22,72 \pm 0,20$ Ma de una andesita porfídica, cerca del cerro Mocho. Al suroeste del cerro Descabezado, en el cordón Cerro Las Vizcachas, se obtuvo una edad U-Pb en circón de $22,7 \pm 0,3$ Ma para una toba de lapilli. Al este de las termas de Quinamávida, se determinó una edad U-Pb en circón de $22,5 \pm 0,3$ Ma para una toba vítrea y una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en anfíbola de $21,8 \pm 1,5$ Ma para una toba de ceniza, ambas concordantes. En la ribera suroeste del embalse Colbún, en el cerro El Roble, se obtuvo una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en masa fundamental de $21,8 \pm 1,5$ Ma para una andesita porfídica. En el cerro Maitenes, al norte del embalse, una toba de ceniza arrojó una edad U-Pb en circón de $21,4 \pm 0,2$ Ma. Finalmente, en la cuesta El Rayo, al sur de la vega de Ancoa, se registró una edad U-Pb en circón de $20,1 \pm 0,5$ Ma para una toba de ceniza en la litofacies sedimentaria (Contreras *et al.* 2024)

3.1.3. Formación Cura-Mallín (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

Esta formación fue definida por Gonzales y Vergara en 1962 en el estero Cura-Mallín, cercano al río Queuco, un afluente del río Bio-Bio. Consiste en una sucesión de más de 1300 metros de rocas sedimentarias continentales y rocas volcánicas (Gonzalez y Vergara, 1962). La Formación Cura-Mallín, ubicada en la región andina de Chile y Argentina, se extiende por 3 subcuencas orientadas de norte a sur: Chillán, Lileo y Lonquimay, que presentan polaridades

alternantes y están delimitadas por zonas de acomodación estructural (Radic, 2010). Predominantemente compuesta por facies volcánicas y volcanoclásticas. En Chile, está sobreyacida por las unidades volcánicas Trapa-Trapa, Mitrauqén y discordante a Cola de Zorro (Gonzalez y Vergara, 1962), mientras que en Argentina se encuentran las unidades Cajón Negro y Quebrada Honda, lo que refleja una fase volcánica posterior al relleno de la cuenca extensional (Rosselot *et al.*, 2020). Niemeyer y Muñoz (1983) determinaron que la Formación se divide en dos miembros. El miembro inferior, conocido como Río Queuco, está compuesto principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas, como tobas, brechas, lavas y, en menor medida, areniscas y conglomerados. El miembro superior, llamado Malla-Malla, está compuesto principalmente por rocas clásticas, incluyendo areniscas, conglomerados, lutitas y, en menor medida, lavas, tobas y capas de carbón (Radic, 2010; Rosselot *et al.*, 2020).

Herriott (2006) presentó la estratigrafía detallada de la Fm. Cura-Mallín al sur de la laguna Laja. La describió como una unidad sedimentaria, volcanosedimentaria y volcánica, con espesores que varían desde varios cientos de metros hasta aproximadamente 3.000 m. La unidad está compuesta por depósitos de llanura de inundación de origen lahárico, con intercalaciones de ceniza de caída y un depósito de flujo piroclástico. Subdividieron la formación en cinco subunidades informales: las subunidades 1 a 3 se corresponden aproximadamente con el Miembro Río Queuco de Niemeyer y Muñoz (1983), mientras que las subunidades 4 y 5 se asocian con el Miembro Malla-Malla.

Contreras *et al.* (2024), divide la unidad en 2 litofacies, una piroclástica y sedimentaria y una de andesitas y basaltos que cubre localmente a la anterior. La primera está compuesta por tobas de ceniza y lapilli, con estratos que en algunos sectores superan los 20 m de espesor. Presenta intercalaciones de sucesiones sedimentarias y tufíticas finamente estratificadas de 5 a 10 m de espesor. Las rocas piroclásticas incluyen tobas de ceniza y lapilli fino. Las sucesiones con notoria estratificación constan de rocas sedimentarias interestratificadas con rocas piroclásticas, con capas que no superan los 30 cm de espesor. Las rocas sedimentarias están formadas por areniscas de grano medio a grueso, con abundantes detritos de cristales de plagioclasa, cuarzo y minerales máficos. Las rocas piroclásticas son tobas de ceniza con

escasos líticos de lapilli en una matriz vítrea. Subiendo en la secuencia se encuentran tobas de ceniza de color rojo, con esquirlas y cristales, y escasas pómez cloritizadas de tamaño lapilli. Estas pómez se hacen más frecuentes hacia la base de los estratos. Otras tobas son de color gris verdoso y están alteradas a clorita. La matriz incluye "ojos" de cuarzo de 1 mm de diámetro y fragmentos de pómez reemplazados por minerales secundarios de baja temperatura, como ceolitas y clorita. Ahora bien, el miembro de andesitas y basaltos se compone por una sucesión de lavas andesíticas, andesíticas basálticas y basálticas porfídicas, con diferentes variedades, la masa fundamental es afanítica y de color gris oscuro, compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxeno.

Contreras *et al.* (2024), publica nuevas edades para la unidad, dicha datación U-Pb fue realizada en circón en una toba de lapilli al sur de la quebrada Perillar la cual arrojó una edad de $19,0 \pm 0,1$ Ma, similar a una $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en una lava andesítica basáltica frente al río Melado con $18,04 \pm 0,16$ Ma. Cerca de este sitio, se obtuvo una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en anfíbola de $20,4 \pm 0,2$ Ma para una toba de lapilli. En la quebrada El Enemigo, una datación U-Pb en circón en una toba de ceniza vítrea dacítica dio $19,84 \pm 0,38$ Ma (Rojas, 2018). En la confluencia de los ríos Maule y Melado, se determinaron dos edades U-Pb en circón: $18,4 \pm 0,3$ Ma en una toba de lapilli en el cerro Casa de Piedra, y $18,8 \pm 0,4$ Ma en la zona de la represa del río Melado. En Los Cipreses, una toba de cristales se dató en $13,84 \pm 0,26$ Ma (Cabezas, 2018). En el área sureste de la laguna de la Laja, Herriott (2006) obtuvo catorce edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en plagioclasa, con valores entre 19,8 y 14,5 Ma, correspondientes al Mioceno Inferior-Mioceno Medio. Las subunidades propuestas por el, de la 1 a la 3 tienen edades entre $19,80 \pm 0,40$ y $16,40 \pm 0,30$ Ma, y las subunidades 4 y 5 entre $15,60 \pm 0,10$ y $14,50 \pm 0,50$ Ma (Contreras *et al.* 2024). Además, mediante dataciones U-Pb realizadas en una arenisca, una ignimbrita y una toba arenosa se obtuvieron edades de $20,0 \pm 0,3$ Ma, $19,5 \pm 0,3$ Ma, y $18,7 +0,4/-0,5$ Ma, respectivamente (Encinas *et al.*, 2024).

Radic, (2010) proponen que la Fm., entre los $36^{\circ}30'$ y 39° S, se representa por la depositación en cuencas extensionales. Posterior a esto, basado en nueva evidencia encontrada, Encinas *et al.* (2024), propone que la evolución tectónica de la Formación Cura-Mallín se divide en dos fases principales, una extensional hace aproximadamente 20 Ma., observado por una

deformación extensional datada de esta edad. Posterior a esto continuaría un periodo compresional aproximadamente entre 19-9 Ma., ya que se observa signos de deformación sinorogénica, que indica un cambio hacia un régimen compresional. Esta interpretación sugiere que la cuenca evolucionó hacia un sistema de antepaís, en respuesta al acortamiento de la Cordillera Principal occidental (Encinas *et al*, 2024).

3.1.4. Formación Mininco (Plioceno)

Definida por Muñoz-Cristi (1960) en el sector donde la Carretera Panamericana cruza el río Mininco. Distribuida en la Depresión Central, con afloramientos concentrados en ríos y valles, aunque escasos debido a su cobertura por Rodados Multicolores (Muñoz Cristi, 1960; Encinas *et al.*, 2021). Se describe como una secuencia volcanosedimentaria continental la cual se deposita entre el Valle del Río Mininco, en las laderas del Río Malleco y en el Salto del Laja. Esta se describe de base a techo por conglomerados y areniscas líticas y arcóscicas de grano grueso a fino con fragmentos líticos volcánicos, presentando estratificación cruzada y estructuras de canales. Sobre esta secuencia se observa una alternancia de areniscas líticas de grano fino, limolitas y arcillolitas laminadas con intercalaciones de tobas de ceniza y horizontes carbonosos con hojas fósiles (Anavalón, 2018; Oviedo, 2024). Su edad se asigna al Plioceno, basada en contactos discordantes con las lavas de Huelehueico, datadas del Mioceno (Vergara y Munizaga, 1974), aunque Muñoz Cristi (1960) la propuso tentativamente como Plio-Cuaternario.

3.1.5. Formación Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno)

La unidad Cola de Zorro, definida por González y Vergara (1962), consiste en rocas volcánicas andesítico-basálticas bien expuestas en la quebrada Cola de Zorro, afluente del río Sauce, el que confluye con el río Ñuble. Tiene una amplia distribución, con una disposición horizontal a subhorizontal, mayormente hacia la zona fronteriza, lo que reduce sus afloramientos en la zona (González y Vergara, 1962). Esta unidad sobreyace discordantemente a varias formaciones más antiguas como Cura-Mallín, Abanico, y el Batolito Andino. Su techo no está claramente definido, y la parte superior ha sido erosionada y cubierta parcialmente por depósitos de Rodados Multicolores (Gajardo, 1981).

Litológicamente, la formación incluye coladas andesítico-basálticas, basaltos con clinopiroxenos, brechas piroclásticas, tobas, y aglomerados de tonos gris oscuro a gris amarillento, con andesitas basálticas que presentan estructuras columnares. Además, en zonas altas se encuentran ignimbritas grises de composición dacítica y andesítica (IIG/MMA), 1979). La edad de la unidad fue inicialmente estimada como pliocena-pleistocena, y dataciones K-Ar en roca total determinaron edades de 2.45 ± 1.0 y 1.35 ± 0.7 millones de años (Vergara y Munizaga, 1974).

3.1.6. Formación Rodados Multicolores (Plioceno-Pleistoceno)

Formación definida por Hauser (1986). También se menciona como Formación Morrena de la Montaña (Muñoz-Cristi, 1960) y Formación La Montaña (Gajardo, 1981). Esta unidad geológica se distribuye principalmente en la zona andina de la región de Los Lagos, y en áreas adyacentes a la Cordillera de la Costa y la región del río Muco, se extienden principalmente en la Depresión Central de la zona centro sur de Chile entre los $36^\circ - 42^\circ$ S (Hauser, 1986; Encinas *et al.*, 2021). Además, afloramientos menores se encuentran a mayor altura en la zona oriental de la Cordillera de la Costa y en la zona occidental de la Cordillera Principal (Hauser, 1986). En sectores puntuales (entre los 39° - 40° S) dicha formación se extiende de manera continua desde la Cordillera de los Andes hasta la cordillera de la costa (Encinas *et al.*, 2021).

La unidad Rodados Multicolores sobre yace concordante a la Formación Mininco mientras que cubre discordantemente a formaciones volcánicas y sedimentarias del Oligo-Mioceno (Hauser, 1986). El espesor de esta unidad puede variar desde unos pocos metros hasta unos miles de metros (Hauser, 1986; Vergara *et al.*, 1997; Elgueta *et al.*, 2000).

La unidad se compone de conglomerados, areniscas, limolitas y en menor medida tobas. Litológicamente los clastos están compuestos principalmente por rocas volcánicas, seguidos de granitoides, sedimentitas y piroclastitas. De acuerdo con Hauser (1986), se interpreta la Formación Rodados Multicolores como depositada predominantemente por ríos trenzados con depósitos de lahar localmente intercalados correspondientes a las facies conglomeráticas

matriz soportada (Encinas *et al.*, 2021). La edad que se le asigna es Plio-Pleistoceno (Hauser, 1986).

3.1.7. Lavas del Volcán Chillán

Corresponden a material que construyen el edificio volcánico actual y afloran en el sector superior del Río Renegado. Se conforman por brechas y lavas andesítico-basálticas, negras a gris-rojizas, las que se encuentran sobre Fm. Cola de Zorro en discordancia erosiva (Gajardo, 1981).

3.1.8. Sedimentos de Terrazas Fluviales

Depósitos sedimentarios ubicados en los valles de los ríos del área (Itata, Ñuble, Chillán y Bío-Bío). Constituyen amplios niveles aterrizados, en donde se emplazan gran parte de las comunidades. Se componen principalmente por gravas y ripios con clastos de andesitas y granitos, además de porciones de arena y limos (Gajardo, 1981).

3.1.9. Sedimentos de Valles Actuales

Sedimentos no consolidados que se componen principalmente por gravas, ripios y arenas, lo que constituye el relleno actual de los cauces de ríos y todas las vías fluviales. Estos se expresan de mejor manera en sectores donde ríos atraviesan la Depresión Central y disminuye la capacidad de transporte de este. Estos sedimentos se encuentran cubriendo material de la Fm. Mininco, hacia la zona oriental de la Depresión Central (Gajardo, 1981).

3.2. UNIDADES INTRUSIVAS

3.2.1. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Cretácico - Mioceno)

Cuerpos intrusivos distribuidos en una franja aproximadamente N-S, de manera discontinua en la Cordillera de Los Andes en el área de estudio, estas rocas varían entre composiciones graníticas, tonalíticas y granodioríticas (Gajardo, 1981; Spikings *et al.*, 2008). Muñoz Cristi (1960) menciona que estos cuerpos no pueden ser interpretados como una única intrusión, ni tampoco como un solo pulso, más bien se asocian a varios pulsos (Gonzalez y Vergara, 1962). A pesar de esto en el área de estudio predomina un pulso en específico, el cual se

encuentra asociado a la unidad litológica denominada Batolito Andino (Gajardo, 1981). Estos cuerpos se encuentran intruyendo a la formación Rio Blanco e infrayacen a la formación Cura-Mallín, Cola de Zorro y La Montaña /Rodados Multicolores.

A través de dataciones radiométricas K-Ar realizadas en muestras de granodiorita tomadas en la zona de Recinto-Coihueco (IIG/MMAJ, 1979) y una específicamente en la reserva Niblinto, se obtuvieron edades mínimas de 83.9 ± 3.8 Ma. y 85.4 ± 5.2 Ma. lo que permite asignar a dicho intrusivo al Cretácico superior (Gajardo, 1981). Spikings *et al.*, (2008) recolectó muestras de granitos y granodioritas en valles de la Cordillera Principal los cuales fueron asociados a una secuencia del arco continental del Mioceno obteniendo edades de 16.8 Ma.

3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área durante el Oligoceno-Mioceno fue afectada principalmente por un sistema de cuencas extensionales continentales. Estas cuencas fueron rellenadas por sedimentos que actualmente corresponden a la Formación Cura-Mallín, dominada mayormente por facies volcánicas y volcanoclásticas. Las grandes cuencas extensionales generalmente se subdividen en subcuencas menores, que en conjunto forman una de mayor dimensión. Específicamente, las subcuencas de Chillán y Lileo, pertenecientes al sistema de rift de Cura-Mallín, están más arraigadas al área de estudio (Radic, 2010).

Estas subcuencas presentan una geometría característica de hemigrabenes, con zonas de acomodación que equilibran la extensión entre ellos. Los sistemas tienen fallas en ambos bordes; el borde activo presenta un mayor desplazamiento y acomodación, mientras que el borde pasivo tiene un desplazamiento y acomodación menores, otorgando a cada subcuenca una geometría asimétrica (Radic, 2010).

En cuanto al paso o cambio entre la Cordillera Principal y la Depresión Central, se encuentra el Cabalgamiento Andino Occidental, que marca el límite entre ambas. Este sistema de fallas, orientado de norte-noroeste a sur-sureste, acomoda gran parte de los esfuerzos tectónicos de la región (Farias *et al.*, 2010). Además, este sistema provocó el levantamiento del frente

occidental de los Andes durante el Mioceno tardío, relacionado con un sistema de faja plegada y corrida (Armijo *et al.*, 2010).

Inicialmente, estudios en los Andes bolivianos y el norte de Chile lo describieron como el West-Vergent Thrust System (WTS), caracterizado por fallas de alto ángulo y vergencia hacia el oeste, con actividad desde el Oligoceno. Posteriormente, en la Cordillera de Arica, se introdujo el concepto de Western Andean Escarpment (WARP), asociado a la formación de un gran pliegue monoclinal en el Mioceno inferior (19-12 Ma), seguido de colapsos gravitacionales (Muñoz y Charrier, 1996).

En 2010, Armijo *et al.* y Farías *et al.* presentaron estudios sobre la Falla San Ramón (FSR), parte del West Andean Thrust (WAT) (Figura 3.1). Armijo propuso que la falla es una estructura translitosférica con vergencia al oeste, con un desplazamiento inverso de 5 km que afecta el MOHO continental. En contraste, Farías sugirió que se trata de un back-thrust con vergencia al este, sin un rol dominante en la deformación compresiva local. Esta discrepancia generó un debate sobre la geometría y el papel tectónico.

Otros estudios, como los de Astini y Dávila (2010), argumentan que la deformación en la región ha migrado progresivamente hacia el antepaís desde hace ~25-22 Ma, lo que contradice el modelo de Armijo. Además, señalan la ausencia de una cuenca sedimentaria sin-orogénica en el flanco occidental de la CP, lo que refuerza la idea de que la deformación ha avanzado hacia el antepaís en lugar de hacia la trinchera.

Estudios mediante imágenes satelitales Copernicus en Google Earth han identificado nuevas estructuras geomorfológicas en el límite occidental de la Cordillera Principal y la Depresión Central, con lineamientos norte-sur y escarpes de 20 a 150 metros de altura (García, 2023). Estos hallazgos se relacionan con estudios previos mencionados por Armijo *et al.* (2010) en la zona de Santiago.

Un análisis de las unidades de rocas del área indica que las formaciones Cura-Mallín y Río Blanco están suavemente plegadas, con longitudes de onda que varían entre decenas y

centenas de metros, mientras que las formaciones Mininco y Cola de Zorro están suavemente basculadas. Las zonas fracturadas o falladas en la Depresión Central no son apreciables en superficie debido a los depósitos pleisto-holocénicos, a diferencia de la Cordillera Andina, donde el desarrollo se aprecia claramente debido a la exposición de rocas falladas (Gajardo, 1981).

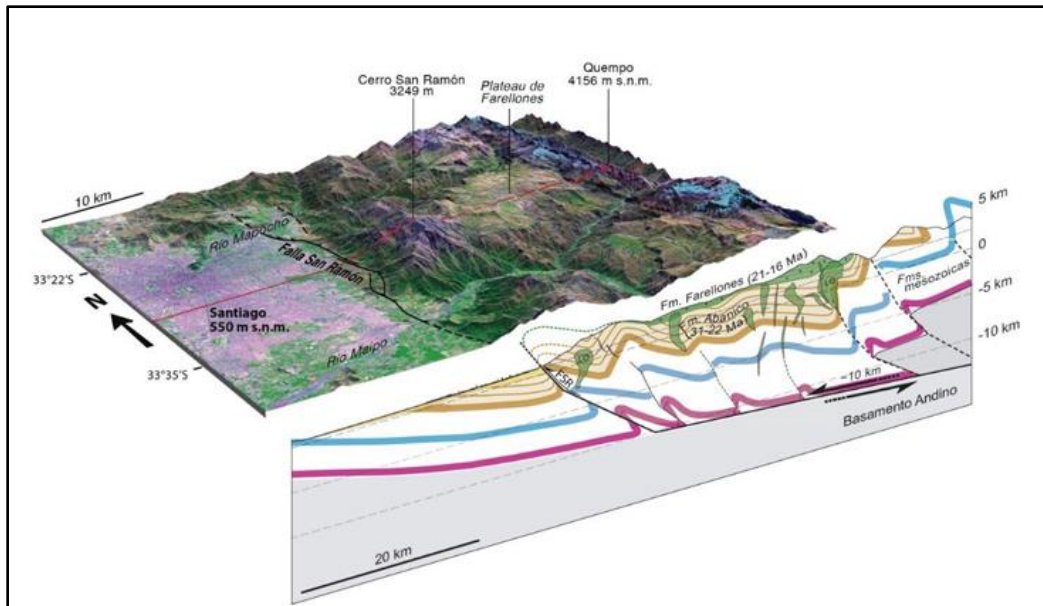


Figura 3.1: Modelo 3D elaborado por Armijo *et al.* (2010). Se representan el WAT, el cambio entre la Depresión Central y la Cordillera Principal. Extraído de Vargas *et al.* (2018).

3.4. GEOMORFOLOGÍA

- a) Valle Central: morfoestructura cuyo ancho es cercano a los 45 km y una suave pendiente de aproximadamente 0.34° en dirección oeste, donde se acumulan los sedimentos transportados por los principales drenajes de la zona.
- b) Precordillera: morfoestructura representa la transición entre el Valle Central y la Cordillera Principal, razón por la cual se la denomina Frente Andino Occidental (FAO). Presenta un desnivel de aproximadamente 100 metros con respecto al Valle Central, caracterizado por una pendiente constante y abrupta. Su ancho aumenta progresivamente de norte a sur, pasando de 20 km en la zona de Coihueco a 40 km en el sector de Yungay. La topografía es predominantemente redondeada, con abundantes valles secos de suaves

pendientes y algunos valles sinuosos y profundos (80-100 m) por donde fluyen pequeños ríos permanentes. La altitud de esta morfoestructura varía entre 200 y 800 ms.n.m. y se encuentra regularmente interrumpida por ríos transversales provenientes de los Andes, los cuales drenan hacia las zonas más bajas del Valle Central (Langohr, 1971).

- c) Cordillera Principal: Geomorfoestructura que alcanza más altura en esta zona, a esta latitud, llegando entre 2.000 y 2.500 m s.n.m., en la zona chilena con la excepción del complejo volcánico Nevados de Chillán, que se eleva hasta los 3.100 m s.n.m.. ahora bien, considerando el territorio argentino, se registran algunas elevaciones que superan ligeramente los 2.800 m s.n.m. (Oviedo, 2024).

4. RESULTADOS

4.1. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Se realizó un mapa geológico del área de estudio (Figura 4.1), específicamente entre 36°18'-36°44' S Y 71°27'-71°46' W en la región de Ñuble, en base a observaciones de terreno, fotointerpretación de imágenes satelitales y mapas anteriores.

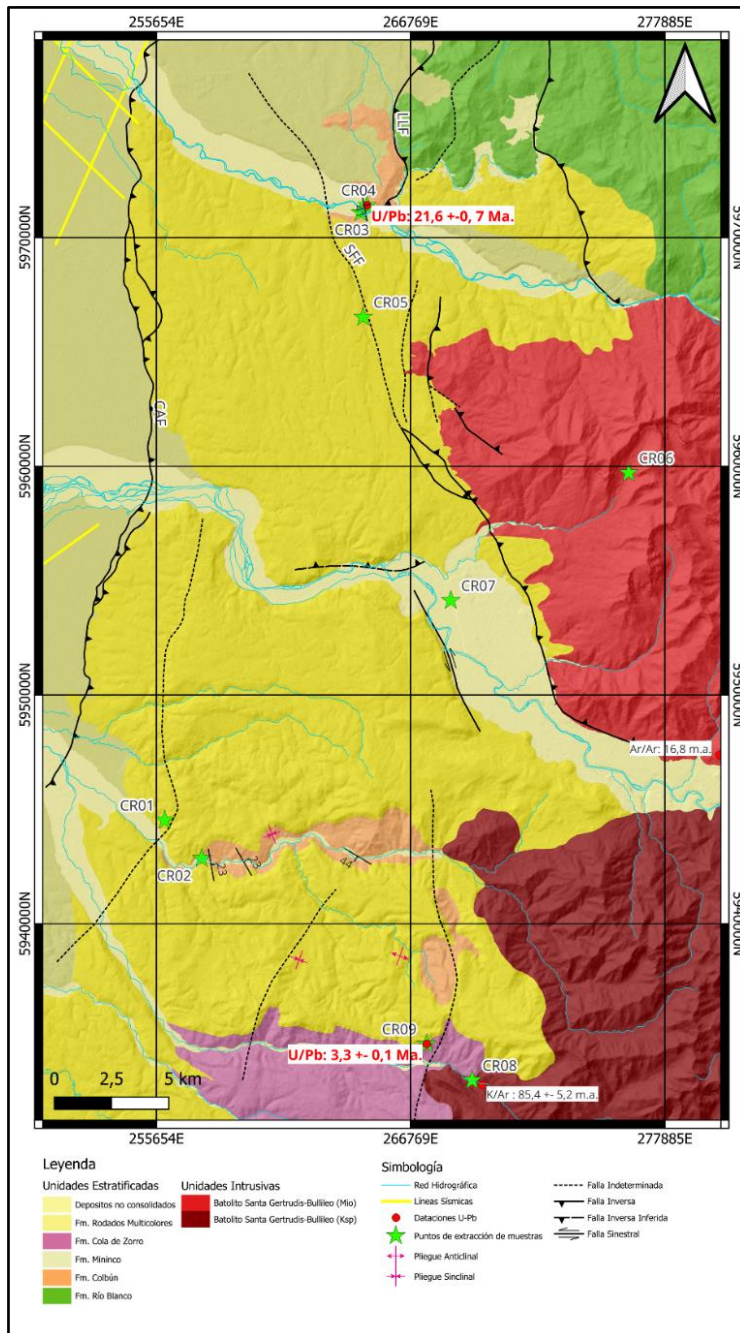


Figura 4.1: Mapa geológico del área de estudio, 1:50.000. Mapa de elaboración propia realizado a partir de observaciones de terreno y fotointerpretación.

En dicho mapa se aprecian dos morfoestructuras importantes, la DC y la CP, en las cuales se centra el estudio. Distintas unidades geológicas se distribuyen a lo largo de las mismas, siendo algunas de ellas interpretadas mientras otras son extraídas de la bibliografía basándose en mapas de autores anteriores.

En el área de estudio se identificó la Fm. Río Blanco, la Fm. Colbún, la Fm. Mininco, Fm Cola de Zorro, Fm. Rodados Multicolores, Depósitos no consolidados y el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo. En la zona noreste del mapa, en color verde, correspondiente a la Cordillera Principal de mayor relieve, se cartografió una unidad volcánica interpretada como la Formación Río Blanco. Esta unidad fue mapeada principalmente mediante el mapa de Gajardo, (1981) y complementada con fotointerpretación a partir de un “Digital Terrain Model” (DTM).

En los sectores norte (Figura 4.2 A) y sur (Figura 4.2 B, C y D) del área en color naranja, se observaron pequeñas franjas de una unidad volcánica. Esta se delimitó a partir de observaciones obtenidas en trabajo de terreno, apoyo del mapa de Gajardo (1981) y fotointerpretación a partir de un DTM LiDAR, asignándose a la Formación Colbún, previamente descrita más al norte en una longitud similar (capítulo 3.1).

La unidad geológica mencionada por observaciones de terreno está compuesta por una secuencia de rocas volcánicas con variaciones en coloración que incluyen tonos grises, verdosos, gris rojizo y gris violáceo. Se observan facies matriz-soportadas y clasto-soportadas, con selección moderada a mala. Los clastos varían entre 1 mm y 60 cm, siendo predominantemente subredondeados a subangulosos. La composición de los clastos es diversa, incluyendo fragmentos de andesita, obsidiana, pómez, madera, plagioclasa, cuarzo y líticos de distintos colores, como negro, gris, verdoso, rojizo, amarillento y blanquecino. En algunos sectores, los clastos presentan una proporción del 12% al 30% respecto a la matriz, mientras que en otras zonas la matriz alcanza hasta un 90%. En ciertos niveles, la roca muestra cristales euhedrales de plagioclasa de 1 a 2 mm con orientación en textura fluidal, además de la presencia de epidotización. Principalmente corresponden a niveles de tobas, incluyendo toba de lapilli, toba de ceniza, toba vítrea intercaladas con otras capas de menor espesor con presencia de líticos además de que el nivel con textura fluidal, analizado en

lámina delgada correspondería a una dacita bandeada. Además, algunos sectores presentan superficies de alteración con óxidos de hierro y manganeso.

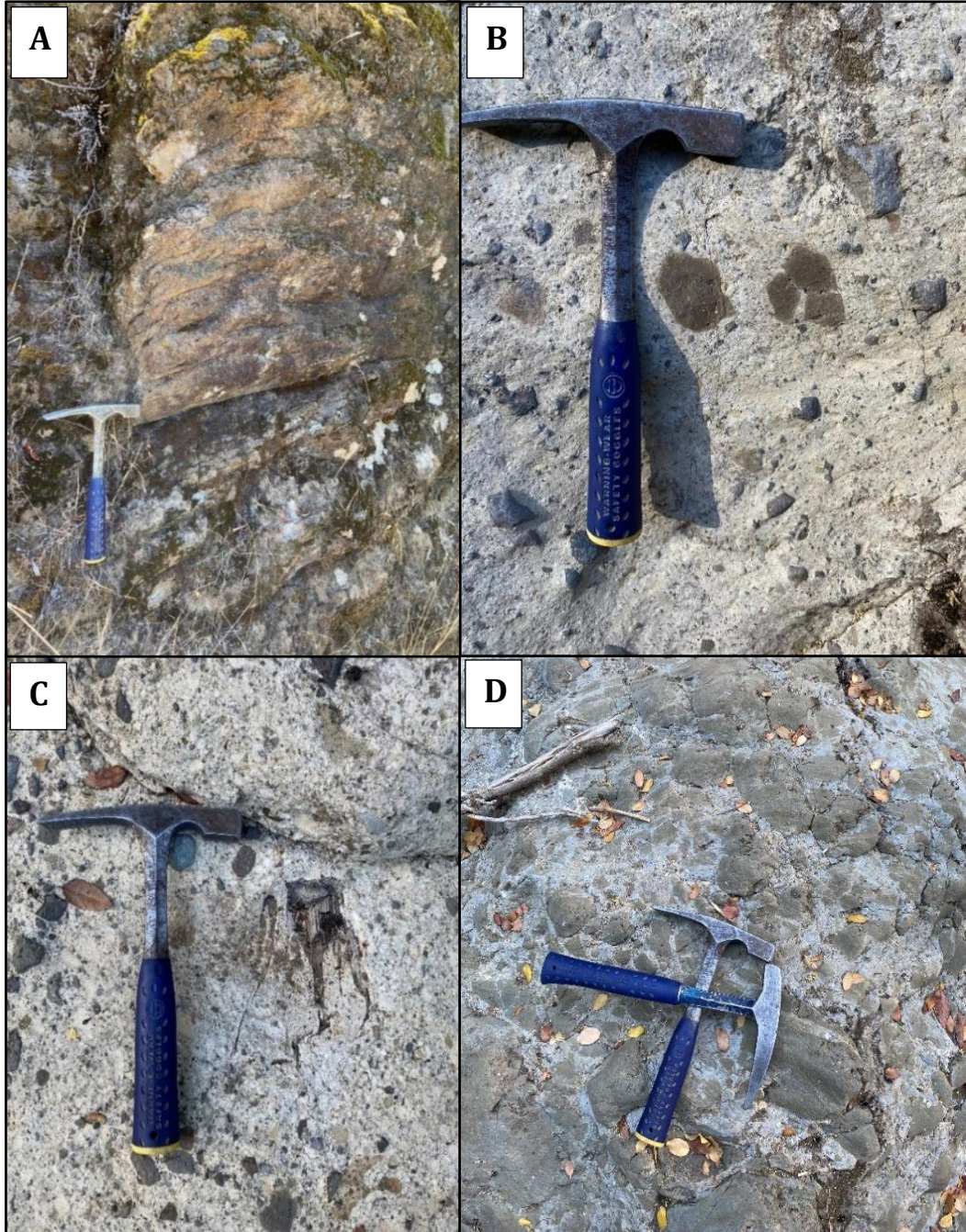


Figura 4.2: Afloramientos de Formación Colbún. A: Lava riolítica bandeada estratificada donde se extrajo la muestra CR04, además se tomó medida de rumbo y manteo de 41° hacia el este. B: "jigsaw textura" en toba lítica. C: Fragmento de madera carbonizado en toba lítica. D: Brecha piroclástica.

En la lámina delgada se observan cristales fracturados de plagioclasa, algunos de ellos zonados y en menor medida maclados. También se identifican fragmentos de pómez y fiammes levemente soldadas, junto con la presencia de cuarzo, adularia y feldespato potásico. La muestra presenta tonalidades amarillentas, cafés y rojizas, con un aspecto general “sucio”. El tamaño de los cristales es bastante variable, oscilando entre 10 μm y 25 μm . La coloración predominante se encuentra en la matriz, compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa, arcilla y vidrio, rocas identificadas como tobas vítreas y cristalinas. En el caso de la riolita en lámina delgada, se identifican cristales euhedrales de plagioclasa, algunos fracturados y zonados, con tamaños que varían entre menos de 1 mm y 2 mm. También están presentes cristales de cuarzo, anfíbol y feldespato potásico. Además, la roca presenta un notable bandeamiento, caracterizado por la alternancia de bandas entre la masa fundamental y cúmulos de cuarzo (Anexo 1).

En el extremo sur del área de estudio, se identificó una franja de color morada, orientada E-O que corresponde a una unidad volcánica (Figura 4.3). La unidad geológica observada corresponde a una secuencia volcánica de tobas con variaciones en la coloración de la roca, con tonos que van desde el gris hasta matices rosáceos (Figura 4.3 B) y violáceos. Se distingue por su textura fragmental, con facies matriz-soportadas y clasto-soportadas, y una selección moderada. Los clastos presentan formas subangulares a subredondeadas, con tamaños que varían entre <1 mm y 60 cm. Su composición es predominantemente volcánica, incluyendo fragmentos hipabisales andesíticos, líticos vesiculares rojizos con cuarzo, además de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. La proporción de cristales respecto a la matriz varía entre un 20% y 30%. En algunas zonas, se observa epidotización incipiente. Este sector se interpreta como una posible zona de daño estructural, asociada a una alteración hidrotermal que habría aprovechado una estructura para su desarrollo. Predominan tobas cristalinas y líticas además de brechas piroclásticas, las cuales podrían estar asociadas a un evento de “block and ash”. Esta fue delimitada principalmente mediante observaciones obtenidas en terreno, fotointerpretación apoyada del DTM y el mapa de Gajardo (1981), siendo asignada a la Formación Cola de Zorro. Dicha asignación fue apoyada de una datación U-Pb, realizada con una muestra de la campaña de enero de 2024 (Figura 4.4 A), la cual entregó una edad de 3.3 Ma (Capítulo 4.4 Figura 4.11 B).

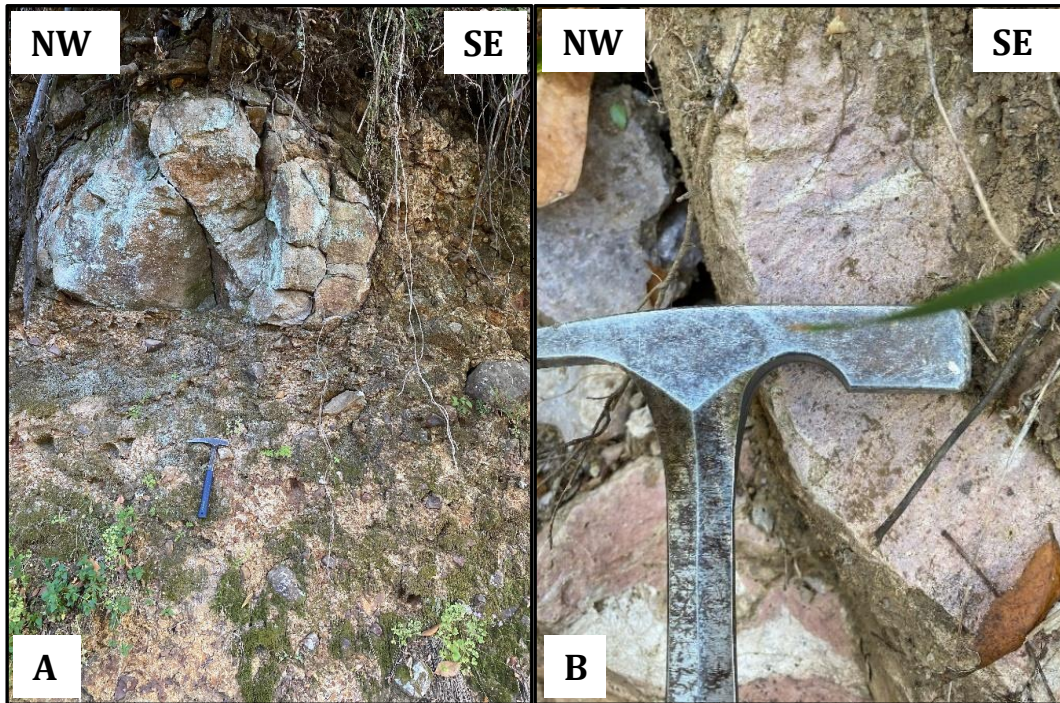


Figura 4.3: Afloramientos Formación Cola de Zorro. A: Afloramiento en el que se aprecia un clasto de aproximadamente 70 cm de diámetro de roca volcánica en una toba lítica. B: Toba cristalina de tonalidad gris rosada.

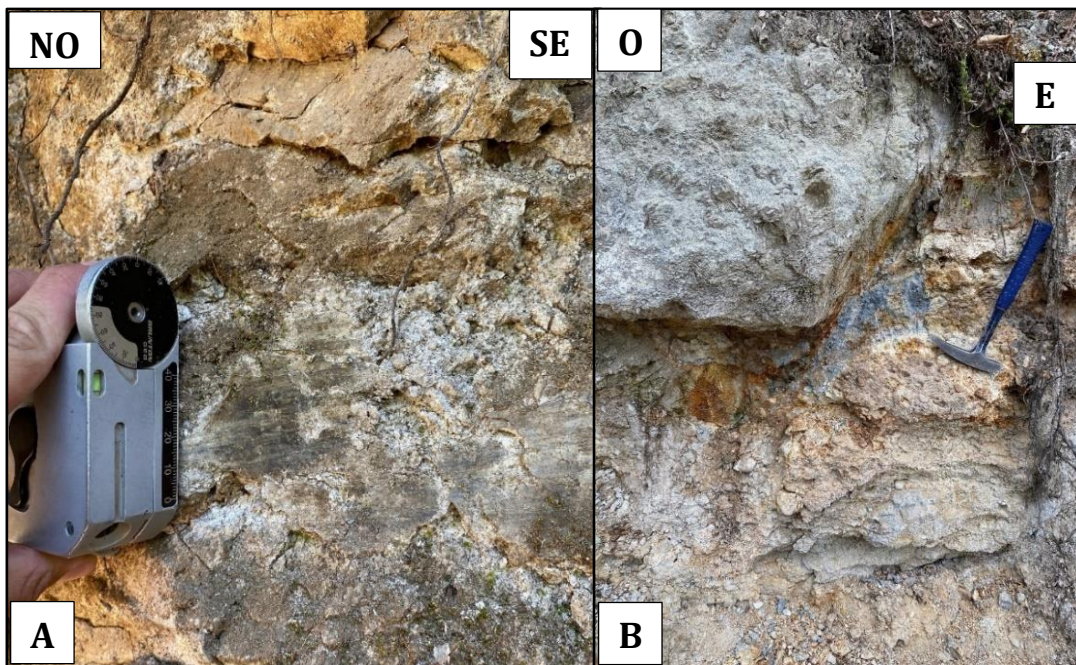


Figura 4.4: Afloramientos afectados por estructuras de Fm. Cola de Zorro. A: Estrías de falla. B: Afloramiento de toba lítica de donde se extrajo la muestra CR09

En la lámina delgada se observan cristales de anfíbol, cuarzo y plagioclasa. Estos últimos se encuentran fracturados, zonados y maclados, con tamaños variables que oscilan entre 10 μm

y 300 μm . La mayoría de estos cristales presentan una forma euhedral. La coloración varía entre café y café amarillento, debido a la alteración por arcillas. La matriz está compuesta predominantemente por vidrio y arcillas, con una menor proporción de cristales de plagioclasa, cuarzo y anfíbol (Anexo 1).

La superficie de menor relieve, cuya forma es una franja NS de color gris verdoso en la zona occidental del mapa, se asignó como la Formación Mininco. Esta interpretación se basó principalmente en el mapa geológico de Gajardo (1981) y fotointerpretación del DTM, con el cual se delimitó el contacto entre esta unidad y Fm. Rodados Multicolores.

En el sector central del mapa (Figura 4.1), se identificó una amplia franja N-S de color amarillo, asignada a la Fm. Rodados Multicolores (Figura 4.5). La unidad geológica corresponde a un depósito sedimentario compuesto por conglomerados clasto-soportados y matriz-soportados, con selección mala a moderada y clastos redondeados a subredondeados. En sectores se exhibe una alteración argílica intermedia moderada a pervasiva, afectando principalmente la matriz y, en menor medida, los clastos según su composición. Los clastos varían en tamaño desde 5 cm hasta 1 metro, representando alrededor del 55% del volumen total. Su composición es diversa, incluyendo fragmentos intrusivos, hipabisales y volcánicos. Los clastos volcánicos, de color gris con tonos marrones, presentan una matriz marrón con plagioclasa euhedral argilizada y, en menor proporción, piroxeno. Contienen aproximadamente un 25% de cristales, con tamaños entre 1 mm y <1 mm. También se observan clastos rojizos pálidos de matriz fina, con selección moderada y tamaños entre 3 mm y 1 mm, además de clastos negros de alta dureza con abundantes cristales blancos de plagioclasa, piroxeno y sectores epidotizados, con un contenido cristalino cercano al 25%. La matriz es predominantemente gris, con un tamaño de grano entre arena gruesa y fina, aunque en algunos sectores adquiere un tono rojizo por aparente oxidación. En ciertos niveles, la matriz se vuelve más fina y se observan bandas con una textura de flujo, acompañadas de una escasa proporción de cristales de plagioclasa (1%), con tamaños entre 1 mm y <1 mm. Además, se identificaron clastos con tonos grises y verdosos en algunos sectores. Esta unidad fue delimitada con información obtenida en la campaña de terreno y fotointerpretación de la imagen DTM.

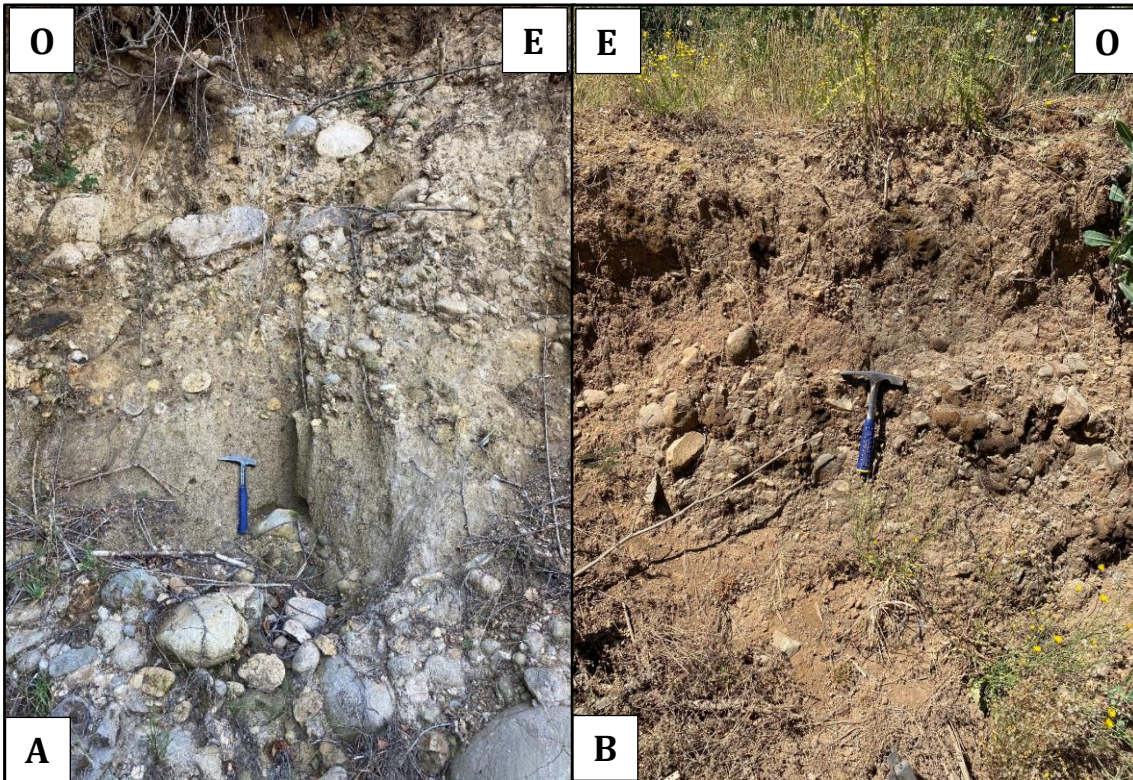


Figura 4.5: Afloramientos de Formación Rodados Multicolores. A: Conglomerado polimíctico mal seleccionado con zonas de mayor concentración de material fino. B: Conglomerado muy alterado, se generaron niveles de suelos.

Por su parte, los sectores incididos por ríos corresponden a sedimentos no consolidados, asociados a cursos fluviales actuales que aún se encuentran en proceso de relleno (Figura 4.6). Esta unidad fue delimitada principalmente por fotointerpretación y observaciones directas de terreno.

Finalmente, en la zona oriental del mapa (Figura 4.1), en color rojo, se identificó una franja N-S de roca intrusiva, dividida en dos pulsos magmáticos, uno del Mioceno y otro del Cretácico. Esta interpretación se apoyó en dataciones geocronológicas, información obtenida en terreno (Figura 4.7 A), fotointerpretación y finalmente el mapa de Gajardo (1981). La unidad geológica corresponde a una roca ígnea de color gris blanquecino, de alta dureza y textura fanerítica equigranular. Se compone de un mosaico de cristales de cuarzo (50%), plagioclasa (30-40%), feldespato potásico (10-20%), biotita y anfíbol (12% en conjunto). En general, los minerales se presentan en cristales subhedrales a euhedrales con tamaños que varían entre 1 mm y 2 mm. La biotita muestra cloritización incipiente a moderada en algunos

sectores. Además, se observan enclaves de composición levemente más básica con textura microfanerítica, así como bandas rosadas de feldespatos potásico. Predominan rocas que en vista macroscópica se identificaron como granito y granodiorita (Figura 4.7 B).

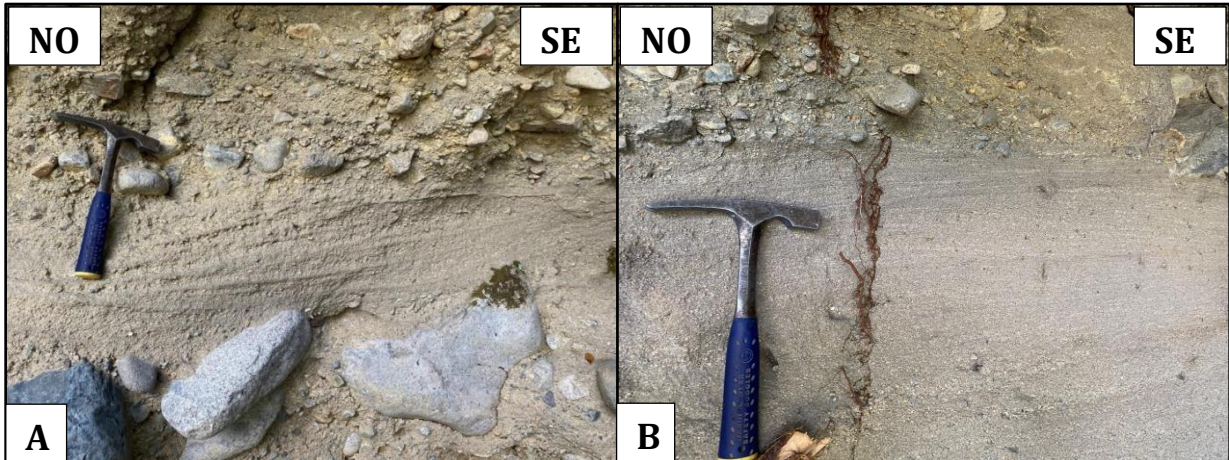


Figura 4.6: Afloramiento del lecho del río Niblinto. A: lente de arena gruesa con estratificación cruzada. B: capa de arena media con estratificación cruzada.

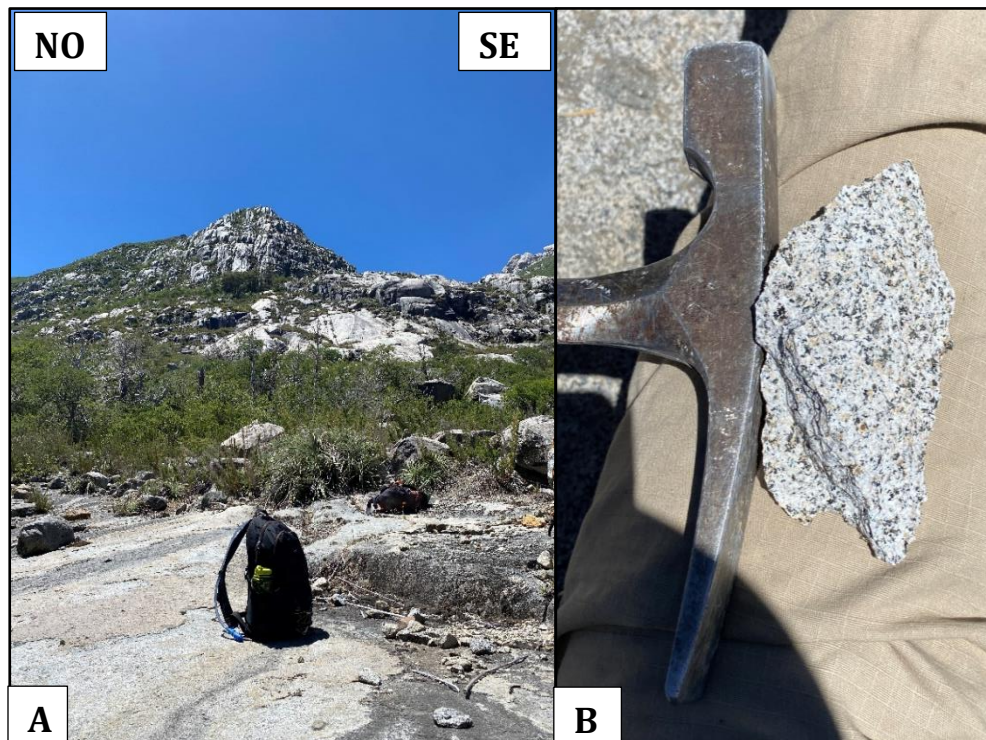


Figura 4.7: Afloramiento Laguna El Valiente. A: Afloramiento donde se extrajo muestra CR06. B: Granodiorita observada en terreno.

En lámina delgada se observan cristales euhedrales zonados y maclados, con tamaños variables entre 10 μm y 250 μm . La muestra presenta cristales de feldespato potásico, cuarzo, anfíbol, biotita, clorita y sericita. Además, los cristales de feldespato, biotita, anfíbol y epidota muestran un grado incipiente de alteración. En base a estas características, la roca ha sido clasificada como un granito (anexo 1).

En cuanto a las estructuras geológicas del área, se obtuvieron principalmente de mapas previos. Al norte del intrusivo mioceno, las estructuras fueron tomadas de García (2023) y Oviedo (2024), mientras que hacia el sur se basaron en Gajardo (1981).

Cabe destacar que la falla Cachapoal, extraída de Oviedo (2024), fue confirmada mediante datos de sísmica de reflexión, donde se identificó un desplazamiento (capítulo 4.3).

Adicionalmente, se observaron escarpes asociados a fallas inferidas mediante análisis de la imagen DTM, como lo es la falla ubicada inmediatamente al este de CR01 (Figura 4.1). Las mediciones de rumbo y manteo, aunque escasas, se realizaron directamente en terreno (Figura 4.1).

4.2. POZO DEPRESIÓN CENTRAL

En la zona norte del mapa, fuera del área de estudio, 8 km al NO de la misma, se localiza el pozo Ñiquen, perforado por ENAP (Empresa Nacional del Petróleo) (Figura 4.8). Este pozo alcanza una profundidad de 2.171 metros y está compuesto principalmente por rocas volcánicas intercaladas con unidades sedimentarias (ENAP, 1995).

Originalmente, ENAP definió seis unidades estratigráficas para este pozo, las cuales son: Estratos Bancos del Laja, Estratos de Pemehue, Formación Mininco, Formación Estratos del Padre, Formación Trapa-Trapa y Formación Cura-Mallín (ENAP, 1995).

Así mismo en la zona sur de área, 13 km al oeste de esta, se ubica el pozo Ñuble. Este pozo alcanza una profundidad de 2.312 m (Figura 4.8) (ENAP, 1983)

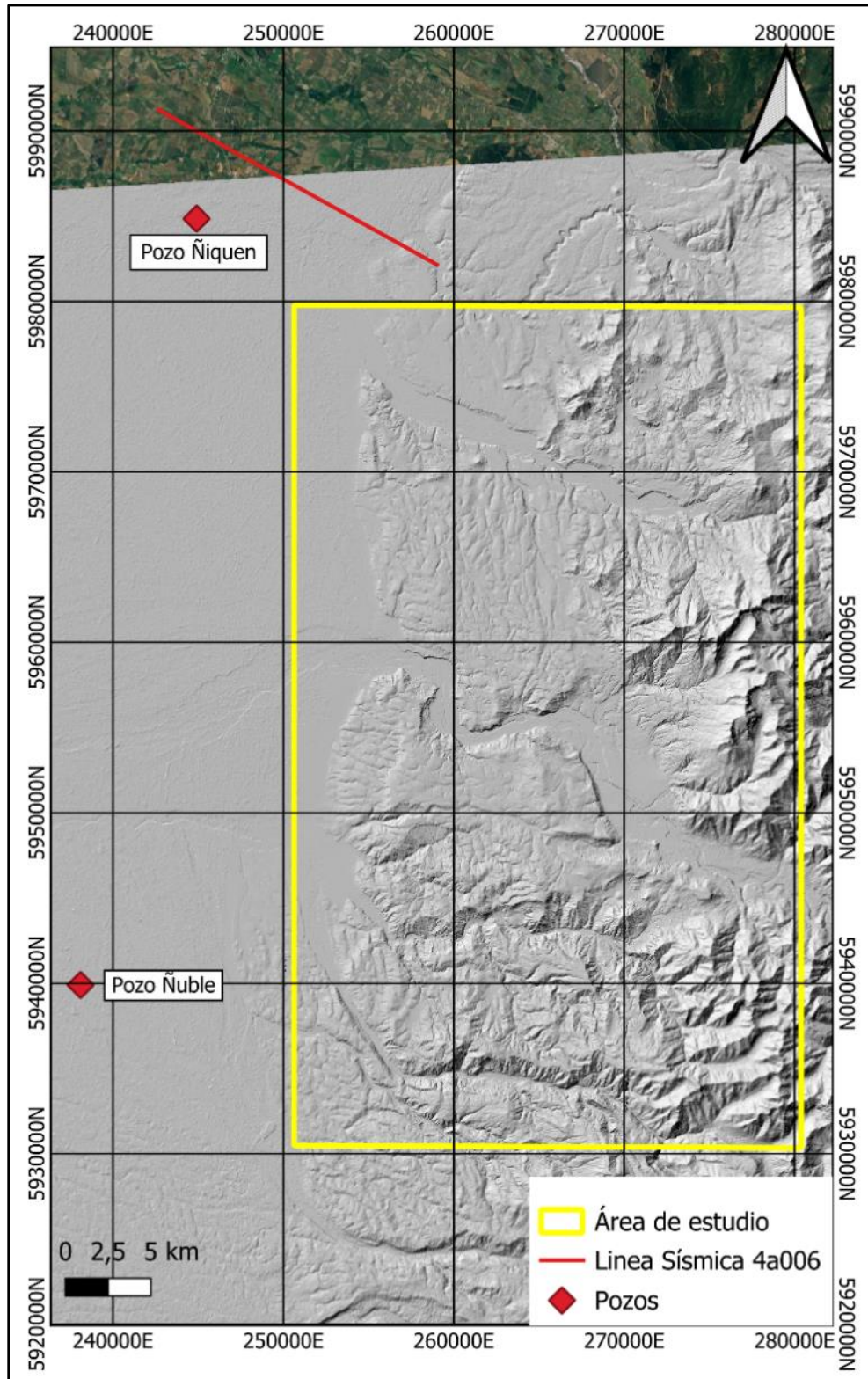


Figura 4.8: Mapa "hillshade" del área de estudio. Se aprecia la ubicación de ambos pozos utilizados en este trabajo además de la línea sísmica utilizada en el

Se asignaron los primeros 262 metros del pozo Ñiquen a sedimentos cuaternarios, compuestos por arena gruesa, arena arcillosa, arcilla arenosa y grava. Bajo esta secuencia, entre la profundidad 262-385 m, se encuentra un nivel de toba cristalina con matriz cinerítica, este nivel ENAP lo asocia a una unidad llamada Estratos de Pemehue (ENAP, 1995), debido a la nula información sobre esta unidad, asociamos estos Estratos a la Fm. Cola de Zorro (Anexo 1) considerando que concuerda con la litología propuesta en el mapa (Figura 4.1) y la descripción litológica es concordante con la descripción realizada por autores como, IIG/MMAJ (1970) y Gajardo (1981), bajo este nivel se encontraría Fm. Mininco, llegando hasta los 804 metros de profundidad, compuesta principalmente por areniscas líticas de grano grueso, areniscas tobáceas, arcillolita y restos de carbón. Infrayaciendo a esta unidad se ubicaría la formación Cura-Mallín, que fue asignada por ENAP (ENAP, 1995), esta constaría de una secuencia que se encuentra entre los 1.027 y 2.171 metros de profundidad, en este caso se asoció la parte inferior de esta formación a la Fm. Colbún, ya que proponemos que esta unidad se encuentra en el área de estudio, en este caso desde aproximadamente los 1950 metros en adelante correspondería a la Fm. Colbún, basados netamente en la litología y una datación 21 Ma realizada en el área, además de una datación de 21.6 Ma realizada en el pozo Ñuble aproximadamente a una profundidad similar (Vergara *et al.* 1997a) (Figura 4.9; 4.10; 4.11; 4.12).

Ahora bien, en el pozo Ñuble, se asignaron los primeros 484 metros de sedimentos cuaternarios, los cuales consisten en arenas tanto finas y gruesas, gravas, intercalándose con niveles de arcillas y algunas tobas arenosas. Infrayaciendo a esta secuencia cuaternaria se encuentran 1.828 metros de roca volcánica andesítica, predominan andesitas brechosas, lavas andesíticas, tobas e incluso diques o filones que intersectan estas secuencias (ENAP, 1983), hasta una profundidad cercana a los 2.000 metros se asignaría a la Fm. Cura-Mallín, asociando la litología y correlacionando este pozo con el de Ñiquen, mientras que bajo estos 2.000 metros estaría la Fm. Colbún, pero en este caso, justificando esto con una datación realizada mediante trazas de fisión en apatitas las que entregan una edad de 21.6 ± 8.6 Ma (Vergara *et al.* 1997a), edad (concordante con la Fm. Colbún y concordante con la edad obtenida en superficie, en el área de estudio (Figura 4.13).

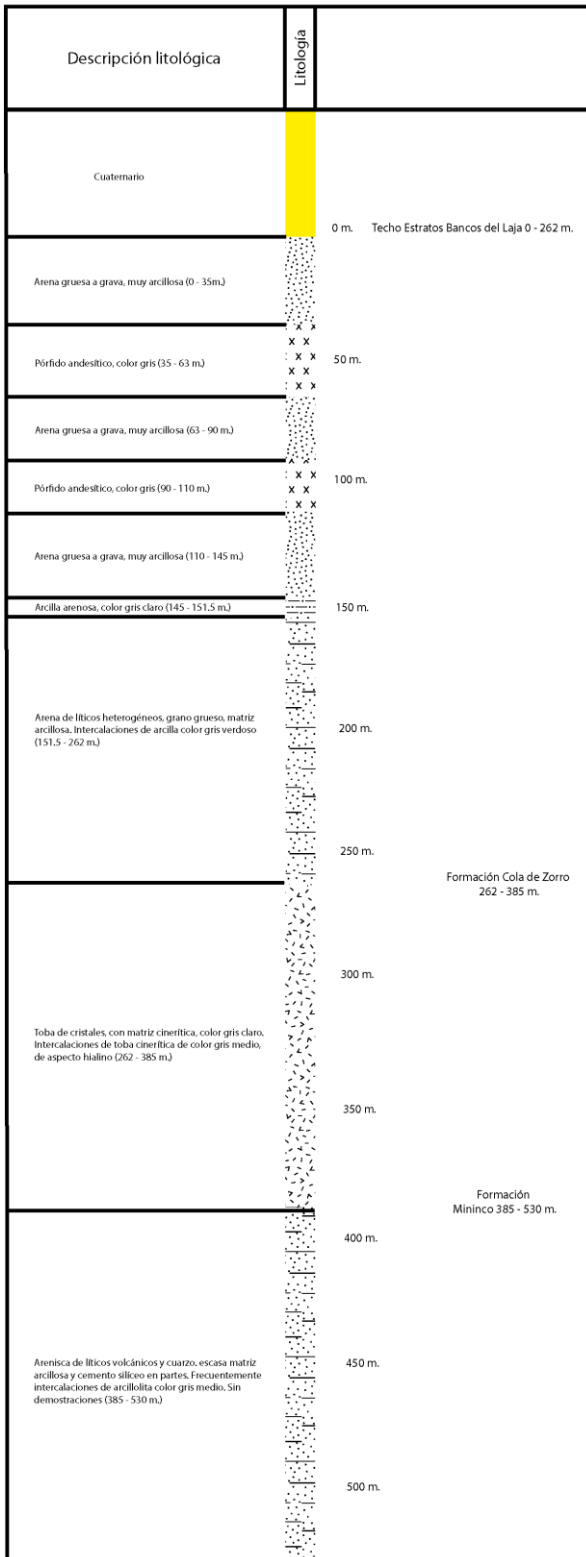


Figura 4.9: Pozo Ñiquen, sección superior.
 Modificado de ENAP, (1995).
 Interpretación propia.

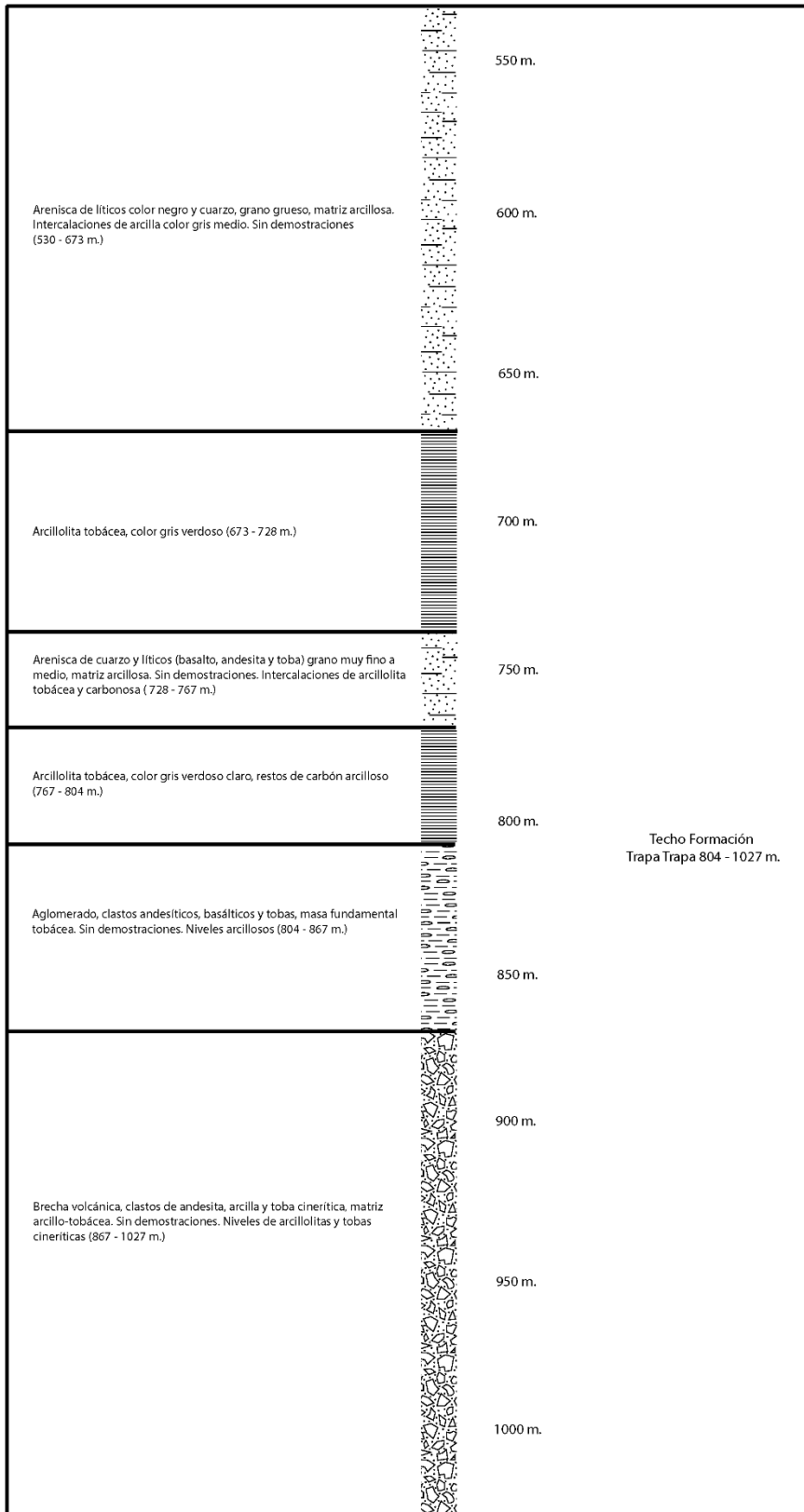


Figura 4.10: Pozo Ñiquen, sección media superior. Modificado de ENAP, (1995). Interpretación propia.

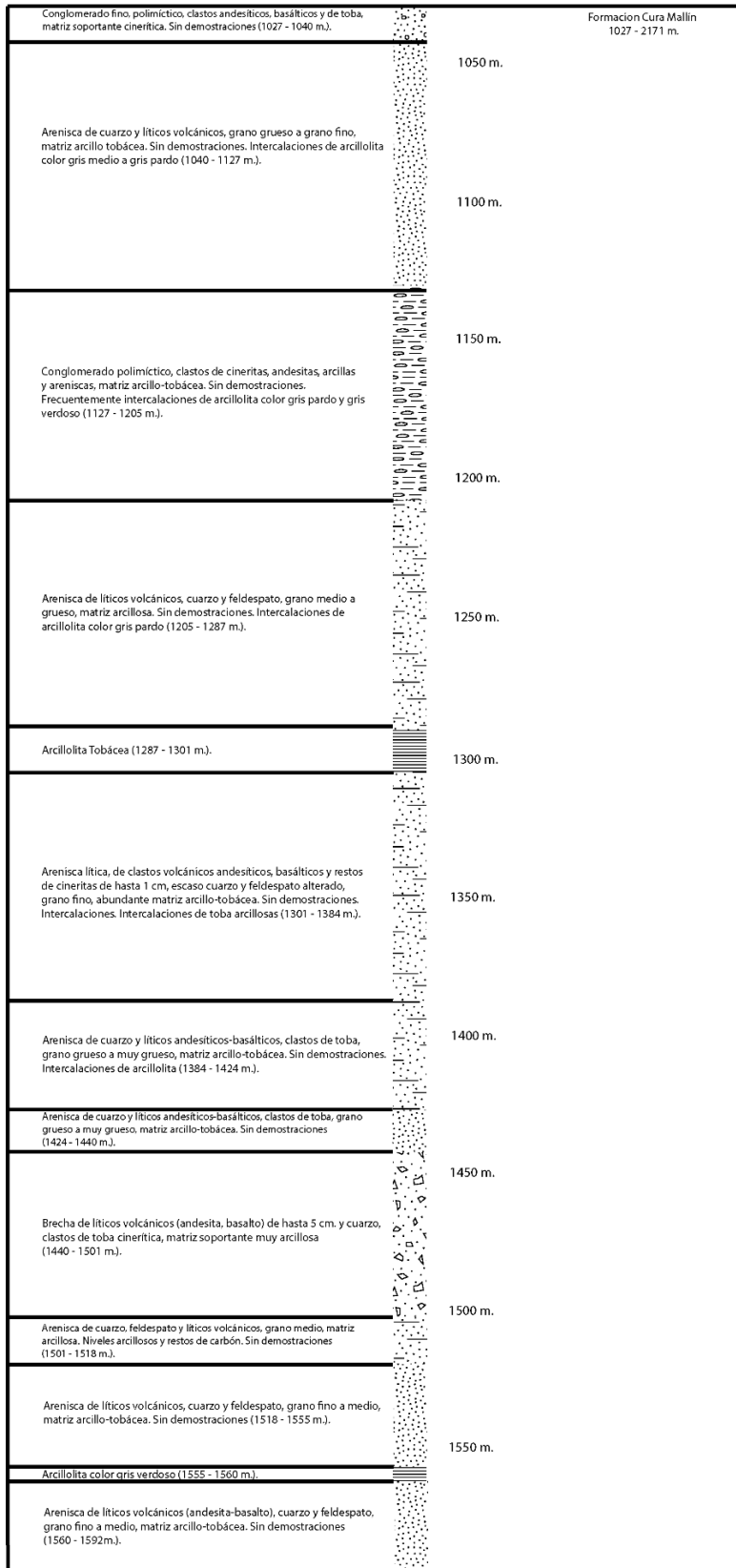


Figura 4.11: Pozo Ñiquen, sección media inferior. Modificado de ENAP, (1995). Interpretación propia.

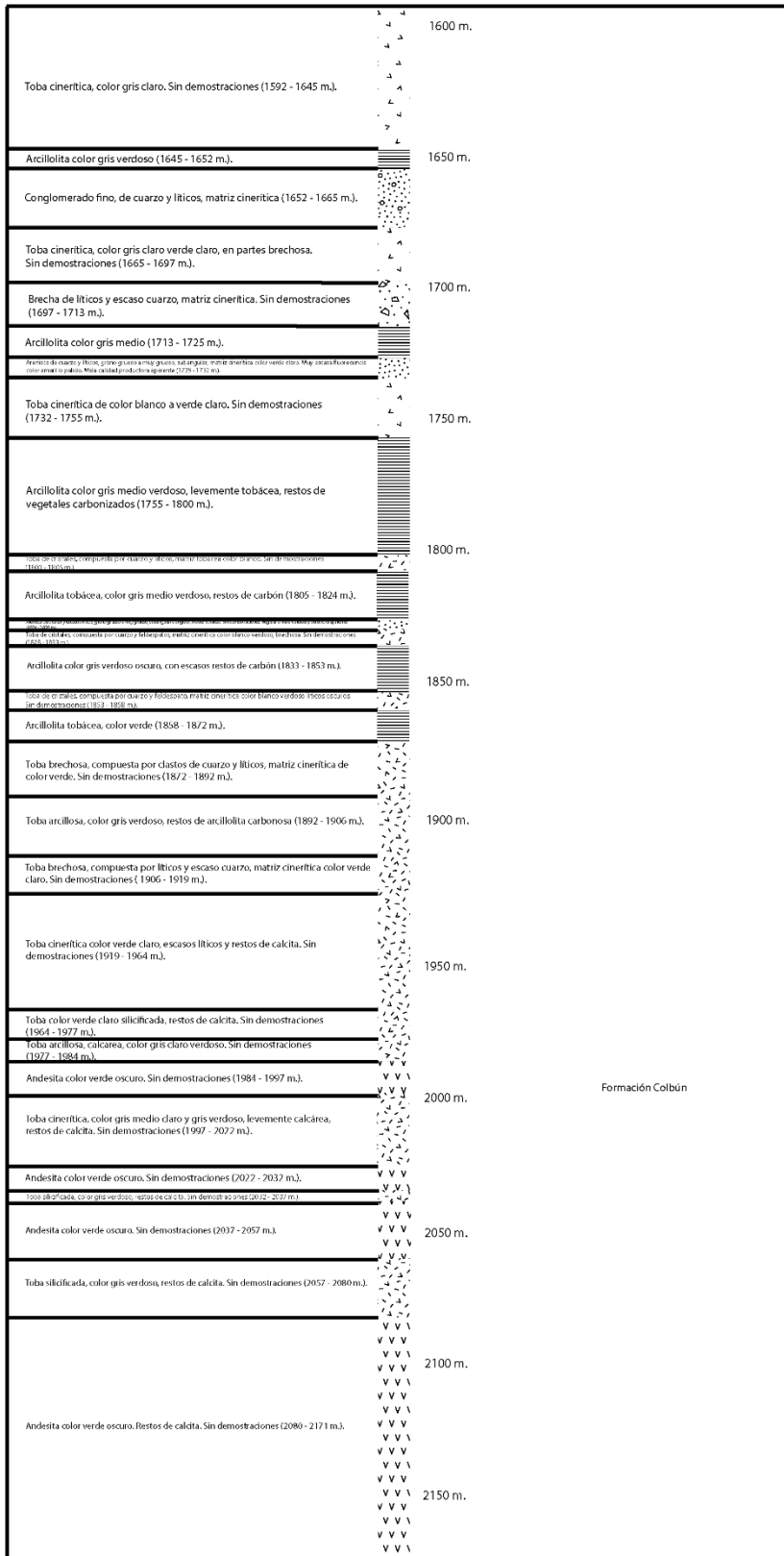


Figura 4.12: Pozo Ñiquen, sección inferior. Modificado de ENAP. Interpretación propia.

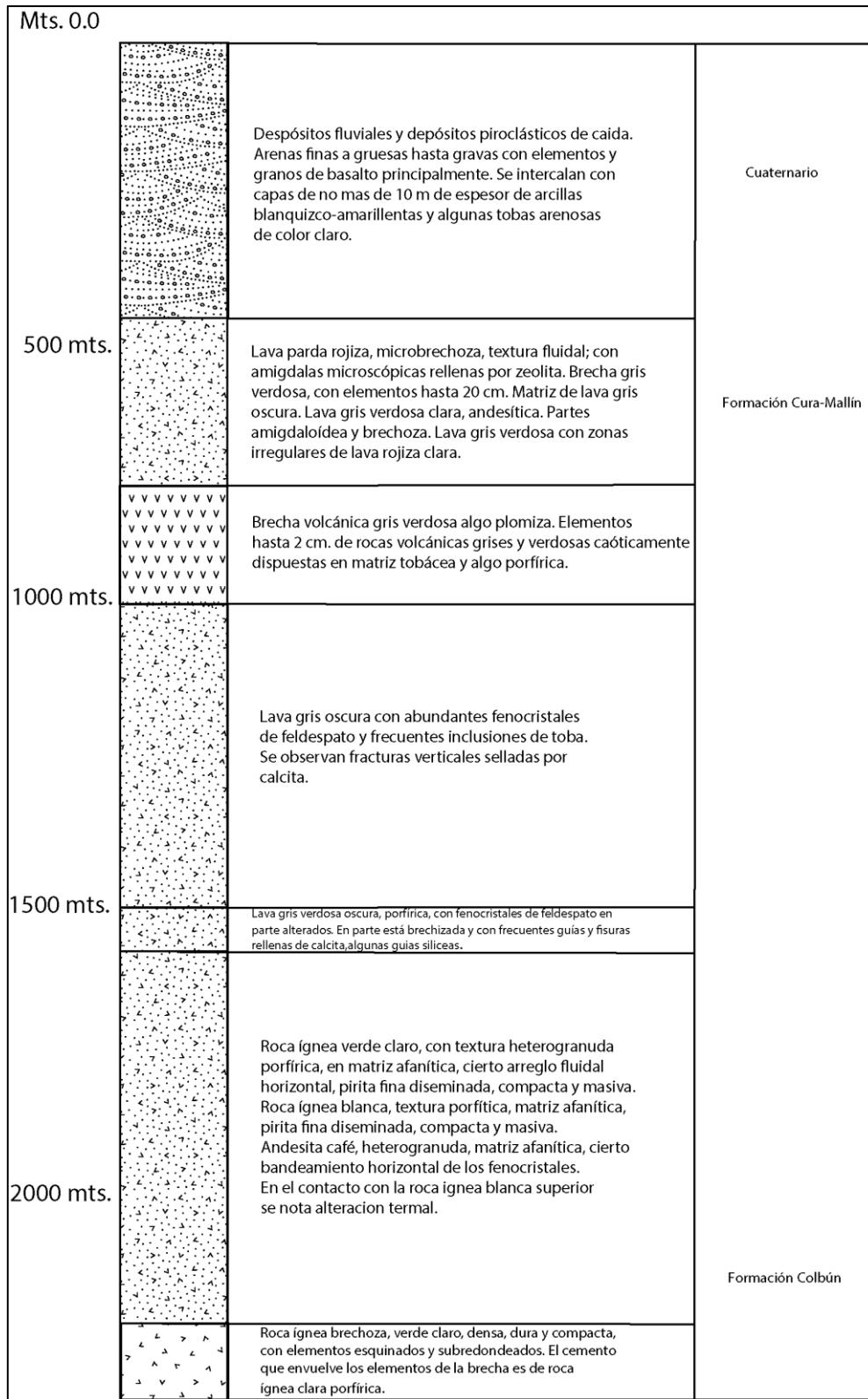


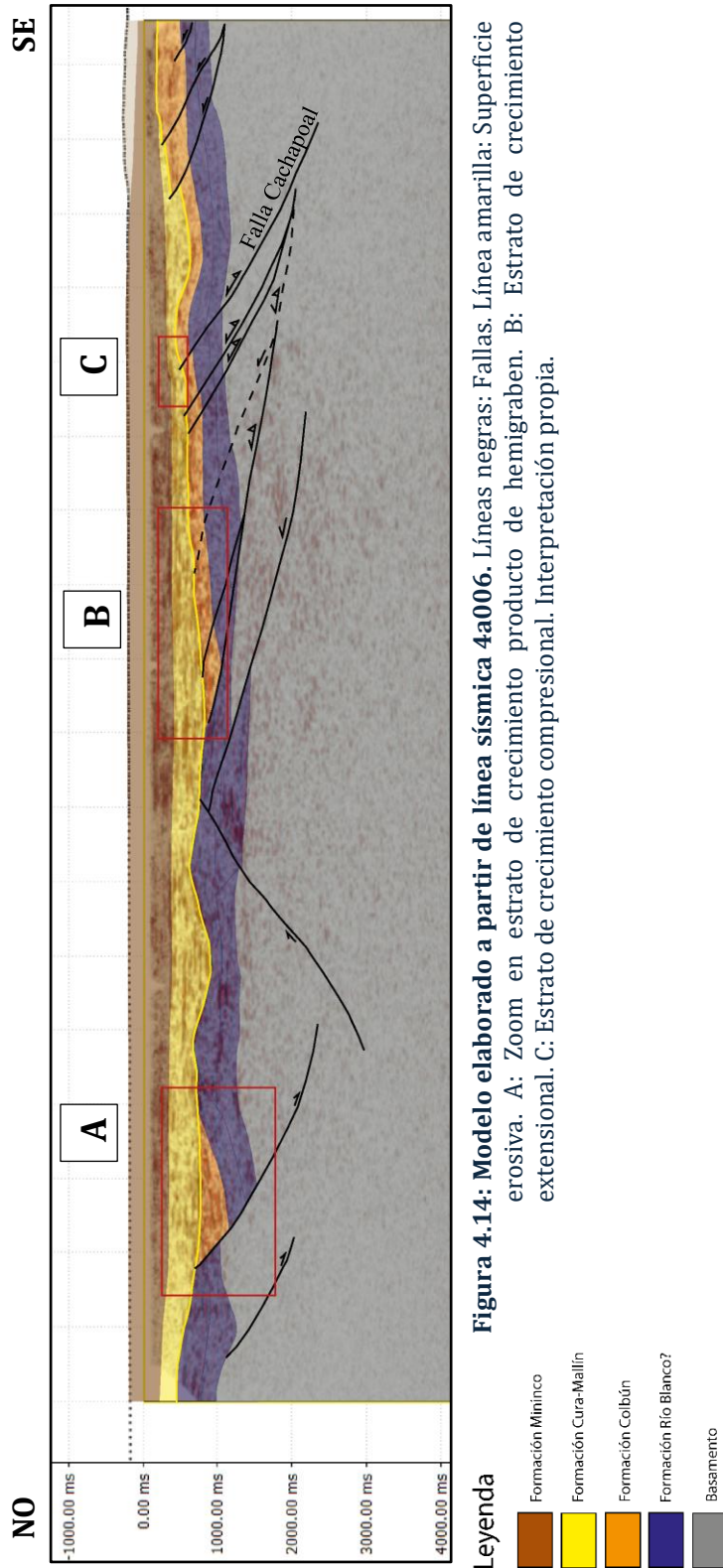
Figura 4.13: Pozo Ñuble, sección completa. Modificado de ENAP. Interpretación propia.

4.3. LÍNEAS SÍSMICAS

Cercano al área de estudio existen sísmicas de reflexión las cuales fueron realizadas por la Empresa Nacional del Petróleo en los años 50's (Figura 4.15). De ocho líneas sísmicas cercanas al área de estudio, solo cinco se encuentran parcialmente dentro de ella. Sin embargo, al analizar el conjunto completo, únicamente la línea 4a006 atraviesa una zona que proporciona una imagen clara de la estructura en profundidad. En esta línea, se identificaron reflectores desplazados en una zona que podría corresponder a la falla Cachapoal, propuesta por Oviedo (2024), cuya evidencia hasta ahora era limitada. Por esta razón, se centró el análisis en esta sísmica de reflexión, con el objetivo de interpretar correctamente su estilo estructural en profundidad. Se observaron reflectores desplazados y las características apreciables de los mismo con el objetivo de identificar estructuras, en base a eso se marcaron diversas fallas y niveles geológicos los cuales fueron asociados a unidades geológicas.

En la zona occidental de la sísmica de refracción 4a006, se interpretaron fallas principalmente normales, no invertidas de vergencia oriental. Mientras que en la zona oriental de misma se identificó un sistema de fallas principalmente inversas (algunas de ellas son fallas que fueron invertidas) de vergencia occidental (Figura 4.14; Figura 4.15). Se identificaron seis unidades en la sísmica de reflexión, basándose principalmente en características de los reflectores, su comportamiento y diferencias texturales. Aproximadamente bajo los 1.000 ms en color gris, se interpretó como basamento, aquí los reflectores se aprecian difusos y tenues lo que hacía complejo ver una continuidad en los mismos. Entre los 500 y 1.000 ms en color azul, se identificó un nuevo nivel, el cual se realizó gracias a la continuidad de reflectores además de la observación de su comportamiento, lo que permitió continuarlo por la totalidad del perfil. Sobre este último nivel, en color naranja, se observa una unidad deformada, que se presenta intermitente a lo largo del perfil, pero que se puede identificar y continuar diferenciándola de las demás gracias a sus características y su comportamiento ya que, se comporta igual tanto en la zona occidental y oriental. Sobreyaciendo esta última unidad, se encuentran tres unidades sub-horizontales, de las cuales la más antigua, en color amarillo, se encuentra con un mayor grado de deformación

que las demás, es esta característica la que permite diferenciarlas y separarlas. Mientras que la unidad que sobreyace todo lo anterior, en color beige, se diferencia ya que su relieve es mayor que las demás, sumado a que aflora en superficie lo que permite complementar la información con la observada en terreno y la expresada en el mapa (Figura 4.1; Figura 4.14).



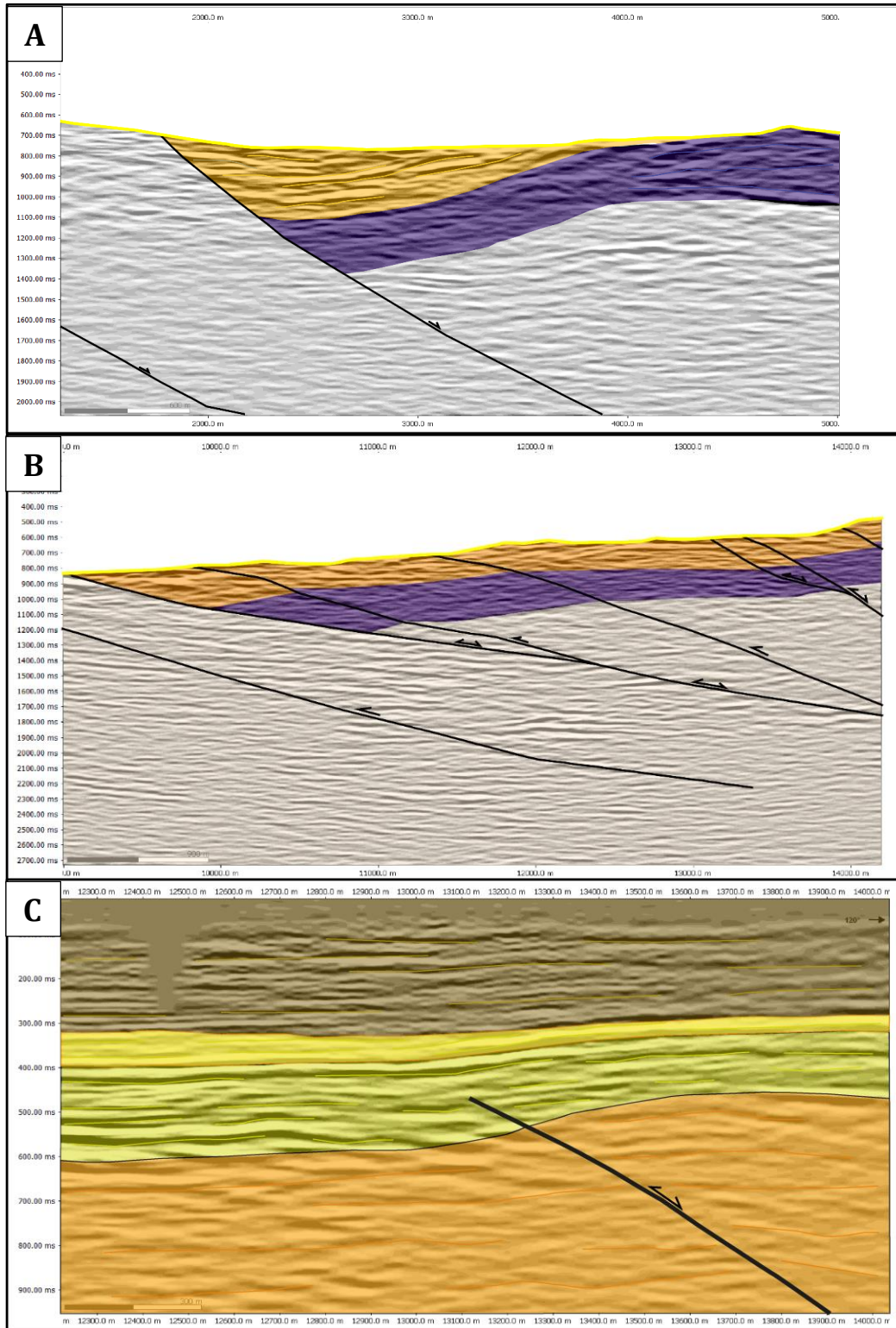


Figura 4.15: Zoom a perfil sísmico 4a006 W. A: Hemigraben generando estrato de crecimiento. B: Estrato de crecimiento extensional. C: Estrato de crecimiento compresional generado por falla Cachapoal.

4.4. GEOCRONOLOGÍA

Se envió a datación tres muestras mediante LA-ICP-MS, U-Pb en zircones ígneos, solo dos contenían sobre cuarenta zircones, de los cuales se utilizaron cuarenta para realizar la datación. La muestra CR02 solo contenía dos zircones por lo que esta datación fue omitida. La muestra CR04 ubicada en la zona norte del área (Figura 4.1) contenía suficientes zircones para el proceso, por lo que cuarenta de ellos fueron datados para la muestra, entregando una edad miocena de $21,6 \pm 0,7$ Ma, (Figura 4.16 A), con una posible trayectoria de Pb común, a pesar de poseer algunos zircones muy antiguos (más de 1.000 Ma, los que probablemente provengan del basamento). La muestra CR09 ubicada en la zona sur del área contenía, al igual que la anterior, suficientes zircones para el proceso, obteniéndose una edad pliocena, de $3,3 \pm 0,1$ Ma, (Figura 4.16 B) (Anexo 3).

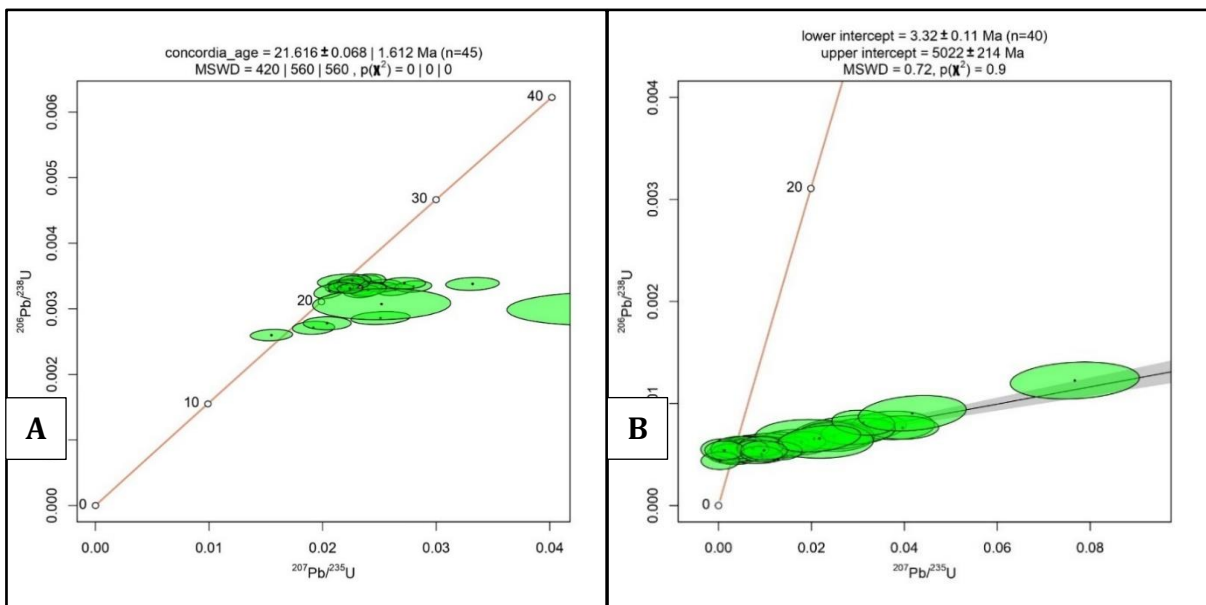


Figura 4.16: Diagramas de concordia de dataciones realizadas. A: Corresponde a la datación realizada a la muestra CR04, perteneciente a Fm. Colbún. B: Datación realizada a la muestra CR09, perteneciente a la Fm. Cola de Zorro.

5. DISCUSIONES

En este capítulo se consideran 4 aspectos a discutir: litologías del mapeo de superficie interpretadas, Líneas sísmicas, Pozos en la Depresión Central y Dataciones U-Pb.

5.1. MAPEO DE SUPERFICIE

En este apartado lo primero a tratar correspondería con lo que fue mapeado en superficie. Para esto fundamentalmente se utilizaron observaciones de terreno, el mapa de Gajardo (1981) y una imagen DTM.

Las interpretaciones preliminares se basaron en análisis la imagen DTM, ya que el área en su mayoría se encuentra cubierta de vegetación (Figura 5.1), La imagen (Figura 2.1) permite apreciar la superficie rocosa sin resaltar la vegetación, lo cual es ideal para el caso de esta investigación y área de estudio. De esta forma es posible apreciar la textura de la roca y el relieve.

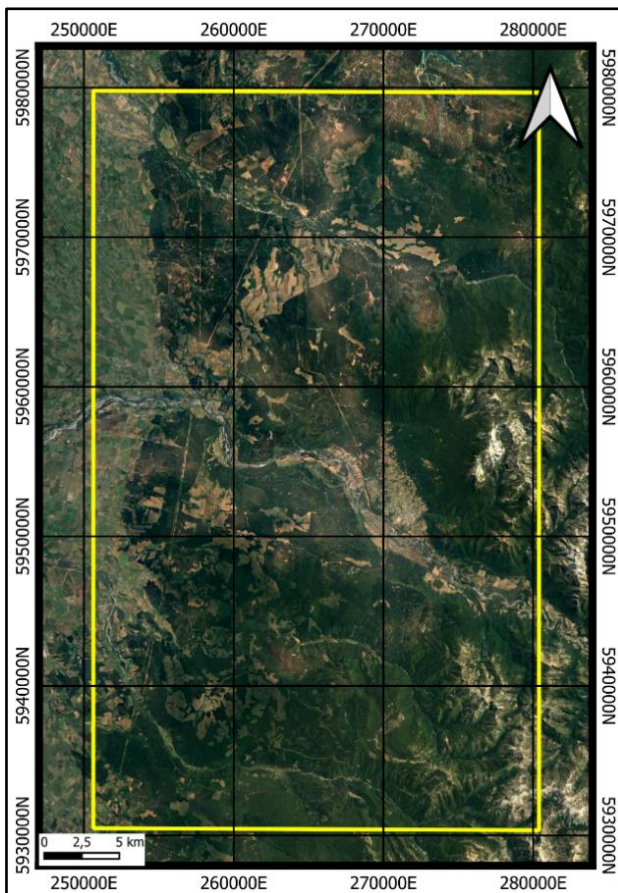


Figura 5.1: Zona de estudio. Se aprecia la intensa cobertura de vegetación

De esta manera lo que se realizó fue observar en el mapa “hillshade” zonas con características similares, esto permitiría separar unidades geológicas lo fue de gran ayuda para la interpretación de las terrazas que se aprecian en la zona (Figura 5.2), se observan dos niveles “aterrazados” adyacentemente, en la figura 5.2, donde el beige esta más elevado en comparación al amarillo (Figura 5.2 D), lo que se hizo en este caso, fue separar ambos niveles y marcarlos. Estos se interpretaron como dos unidades diferentes, el beige como Fm. Mininco mientras que el amarillo como Fm. Rodados Multicolores.

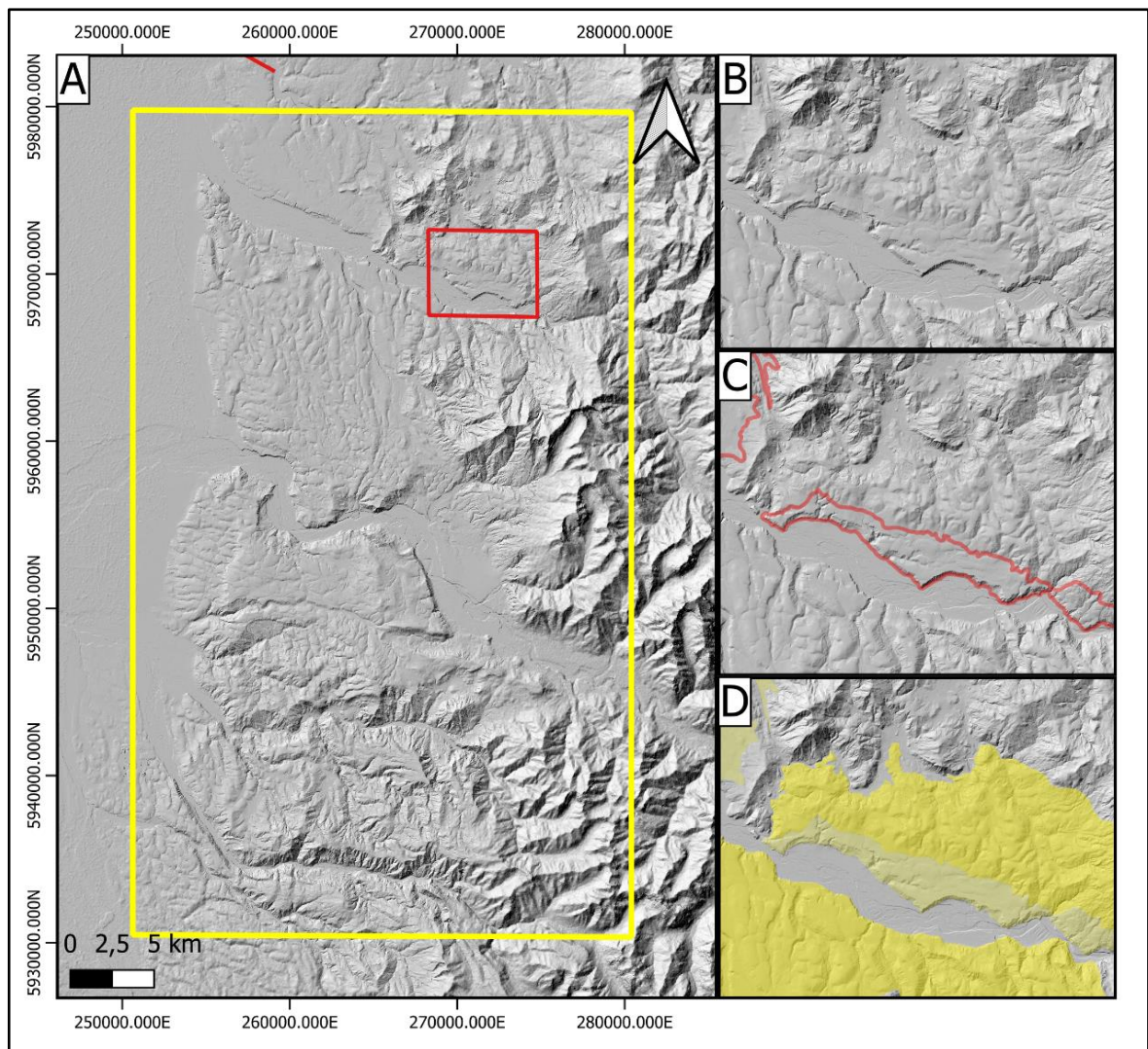


Figura 5.2: Imagen DTM con zoom a superficies aterrazadas A: Área de estudio encerrada en polígono amarillo, mientras que la zona donde se aprecian ambas superficies aterrazadas se encierra en el polígono rojo. B: Zoom al área encerrada en polígono rojo. C: Terraza uno remarcada en línea roja. D: Polígonos donde se remarcaron las distintas superficies aterrazadas.

A diferencia de la hoja Concepción-Chillán, donde Gajardo, (1981) propone Formación La Montaña como relleno de la Depresión Central, en este trabajo se sugiere a la Formación Rodados Multicolores y Formación Mininco. Basándonos en nuestras observaciones, proponemos que, en las zonas bajas, principalmente en la zona oeste y el centro del área de estudio (Figura 4.1), se encuentran la Formación Rodados Multicolores y la Formación Mininco. La presencia de la Formación Rodados Multicolores se fundamenta en observaciones de campo, los cuales fueron comparados con observaciones realizadas por otros autores, en este caso dichos rasgos son consistentes con las características descritas por Hauser (1986). Además, proponemos que Formación Rodados Multicolores sobreyace a la Formación Mininco, tal como menciona Encinas *et al.* (2021).

5.2. LÍNEAS SÍSMICAS (INTERPRETACIÓN)

Para este apartado se analizó en profundidad la línea sísmica 4a006 de orientación oeste a este. El perfil se ubica justo en el paso de la Depresión Central a la Cordillera Principal, dos kilómetros al norte del área de estudio, lo que ocurre en este sector permite comprender lo que sucede en profundidad y extrapolarlo hacia el sur.

Para la interpretación se utilizaron parámetros específicos como lo son el desplazamiento (Figura 5.3), el cambio en la “textura” y discontinuidades de los reflectores (Figura 5.4).

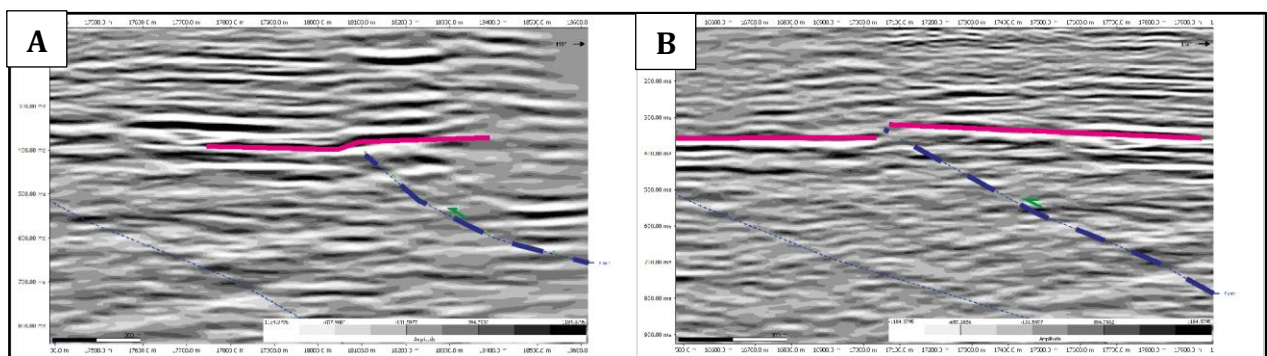


Figura 5.3: Zoom a línea sísmica 4a006 (desplazamiento de reflectores). A: Se aprecia el desplazamiento que experimenta un reflector (representado por línea fucsia), lo que permite interpretar una falla (línea azul punteada), en este caso el desplazamiento sería inverso. B: Se observa la línea fucsia, que el reflector tiene un desplazamiento, donde la zona este está más elevada que la oeste, esto se puede interpretar como una falla inversa (línea azul).

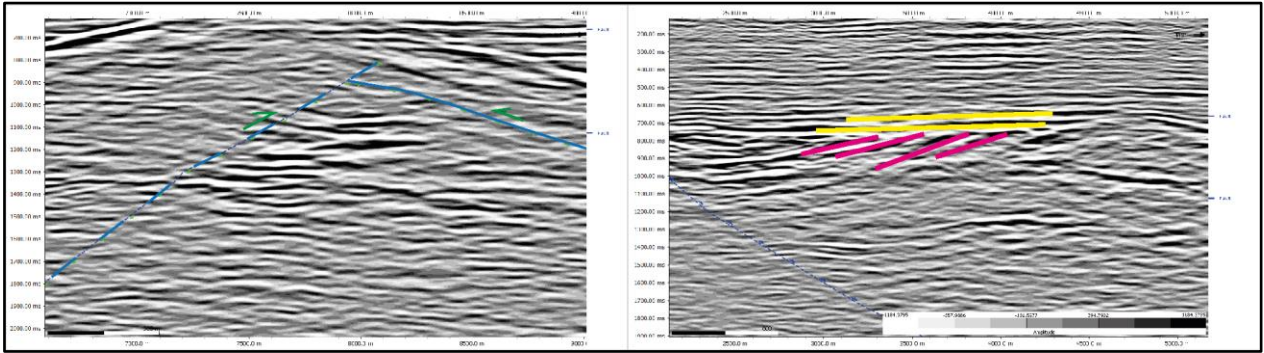


Figura 5.4: Zoom a línea sísmica 4a006 (discontinuidad en reflectores): A: Se aprecia que a la derecha de la línea discontinua azul los reflectores se ven con mucha menos intensidad que a la izquierda, lo que permite inferir que hay una estructura entre este cambio. B: Se aprecian reflectores “cortándose” y “chocando” contra otros lo que permite inferir que hay unidades diferentes.

La combinación de los factores antes mencionados permitió interpretar estructuras como fallas. De esta manera se realizó el procedimiento agrupando reflectores, asociándolos a unidades según sus características y asociando todo a una geometría estructural que lo explicara. Así se obtuvo el modelo presentado en la figura 4.9, en el capítulo de resultados.

Este modelo se interpretó como un sistema de fallas con vergencia occidental, en concordancia con el propuesto por Armijo *et al.* (2010). La interpretación revela la presencia de fallas importantes, evidenciadas por el basculamiento de reflectores y relaciones de tipo onlap (Figura 5.5).

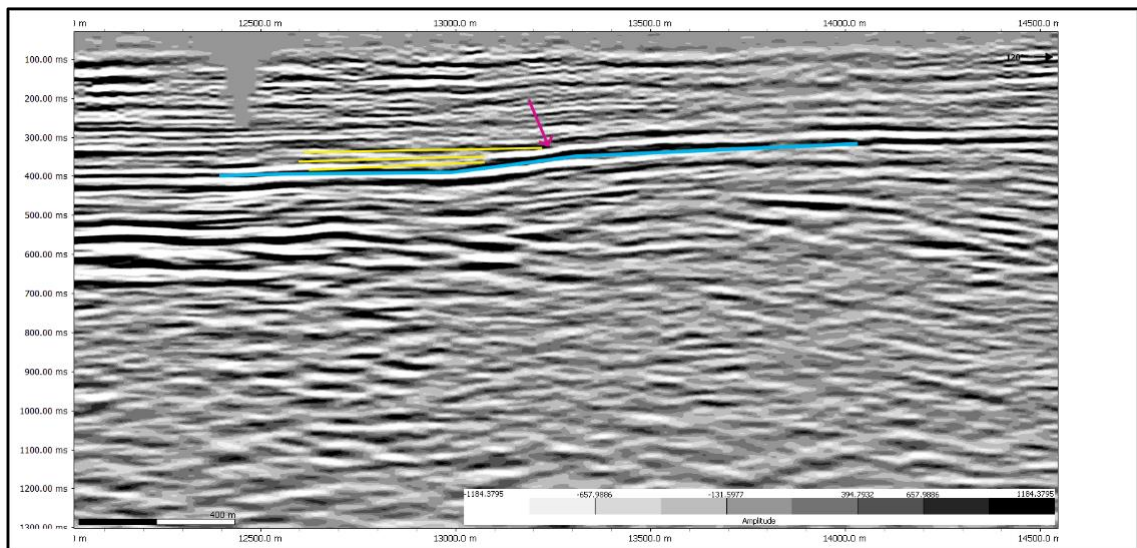


Figura 5.5: Zoom en línea sísmica. Se aprecia en la línea celeste que el reflector está basculado, esto permite interpretar una falla. Además, se ven las relaciones de onlap con este basculamiento (líneas amarillas).

Ahora bien, es importante mencionar que Oviedo (2024), propone la falla Cachapoal, la cual se ubica justo en el borde occidental de la Cordillera Principal, esta separaría a la morfoestructura mencionada de la Depresión Central. La falla Cachapoal corresponde a una falla frontal de vergencia occidental, lo que concuerda con lo observado en el perfil sísmico (Figura 4.9). Además, el perfil se ubica precisamente donde se propone dicha falla, y se aprecia el desplazamiento inverso que concuerda con lo propuesto por Oviedo (2024) de esta estructura, con esto se permite confirmar la existencia de esta importante falla (Figura 4.9 y 4.10 C).

Para la interpretación de unidades, no fue posible realizar la transformación del perfil sísmico de tiempo a profundidad debido a limitaciones del software, lo que restringió el análisis a la geometría de los reflectores. No obstante, se logró interpretar las unidades geológicas presentes en la zona (capítulo 4.3).

En las zonas más profundas del perfil, donde la señal sísmica es difusa, se interpretó la presencia del basamento. Sobre esta unidad, se identificó un paquete de reflectores de alta intensidad, pero sin rasgos distintivos adicionales, el cual fue correlacionado con la Formación Río Blanco, una unidad del Cretácico que aflora en el área de estudio.

Por encima de esta unidad, se observó otra con estratos de crecimiento de tipo extensional, lo que sugiere un ambiente tectónico extensional. Esta unidad fue interpretada como la Formación Colbún, la cual también aflora en la región. Sobre ella, se identificó una secuencia caracterizada por la presencia de una cuña sinorogénica, lo que sugiere un contexto tectónico sin-compresional. Esta unidad fue correlacionada con la Formación Cura-Mallín, asociada a un ambiente compresional, en concordancia con la interpretación de Encinas *et al.* (2024).

Finalmente, en la parte superior del perfil se observan reflectores horizontales, correspondientes a la unidad más reciente de la secuencia. Según el mapeo superficial, esta unidad fue identificada como la Formación Mininco, interpretación respaldada por la principalmente por la litología descrita en el pozo Ñiquen y ausencia de evidencia de

deformación significativa, lo que concuerda con las características de esta formación (Gajardo, 1981).

En la zona de estudio, además, se identificó un lineamiento con orientación aproximada N-S. Aunque previamente no ha sido descrito como una falla, en base a la interpretación del sistema de fallas presente en el área, se propone que este lineamiento podría formar parte del mismo sistema (Figura 5.6).

Desde un punto de vista temporal, la evidencia sugiere que las fallas extensionales habrían estado activas hasta el Mioceno o finales de este período, dado que afectan principalmente a las unidades definidas para estas edades. Esta interpretación es consistente con lo propuesto por Radic, (2010) sobre las cuencas miocenas en la zona de estudio, así como con lo señalado por Armijo *et al.* (2010) respecto al levantamiento del frente occidental en el Mioceno tardío. Además, concuerda con lo descrito por Hauser (1960), quien plantea que el levantamiento de los Andes alcanzó su punto culminante en esta época, lo que sugiere que las fallas extensionales pudieron haber experimentado inversión tectónica posterior a esta fase.

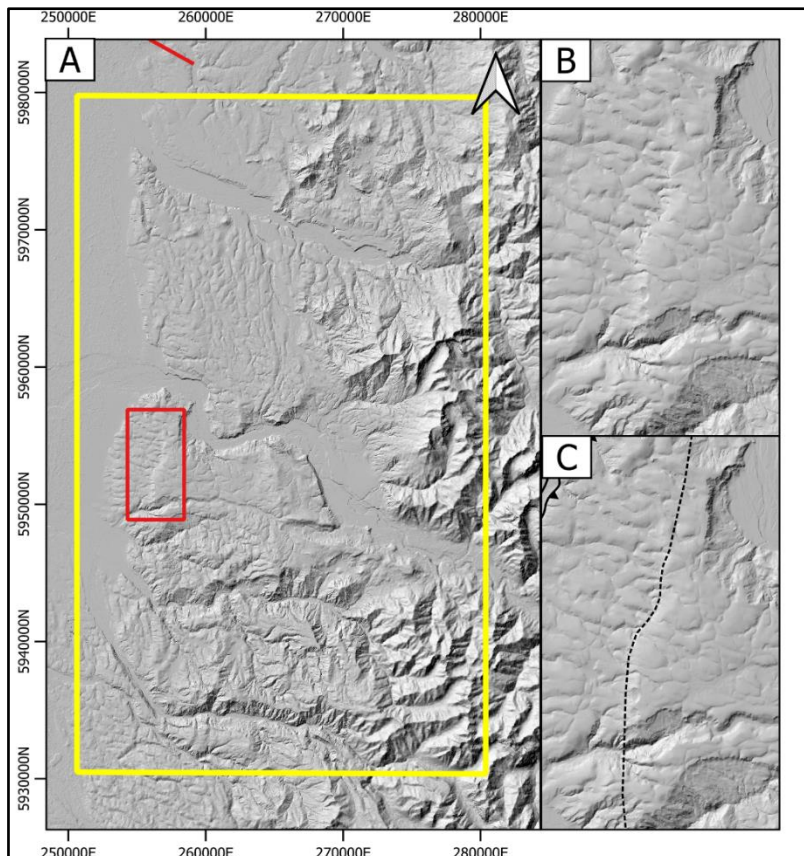


Figura 5.6: Lineamientos y fallas del área de estudio. A: Zona de estudio donde se aprecian los lineamientos que fueron tanto interpretados como extraídos de bibliografía. B: Zoom a área roja, donde se aprecia el lineamiento N-S. C: Lineamiento marcado en el mapa.

5.3. INTERPRETACIÓN POZOS EN LA DEPRESIÓN CENTRAL

La Empresa Nacional del Petróleo, en la Depresión Central, realizó pozos que se ubican cerca del área de estudio de los cuales dos fueron analizados en este trabajo. El pozo Ñiquen ubicado 8 km al NO de la zona de estudio y el pozo Ñuble, ubicado 13 km al oeste de la zona de estudio en la región sur del área. Debido a la antigüedad de los datos estos pozos poseen una calidad muy baja. El objetivo de este pozo era lograr proyectarlo al perfil sísmico para así comprobar cómo se comportaban los reflectores según las distintas formaciones. Para esto lo primero a realizar era lograr transformar el perfil sísmico desde tiempo a profundidad, lo que fue un problema por lo mencionado en el punto anterior, debido a esto no se logró realizar la proyección. Debido a esto, se procedió a realizar una interpretación de las unidades en profundidad a partir de las características litológicas y algunas dataciones existentes, con el objetivo de apreciar qué formaciones expuestas en superficie se encuentran en las profundidades de la Depresión Central.

Para esto se procedió en primera instancia con el pozo Ñiquen, este presentaba más información y más detallada litológicamente, los primeros 262 metros correspondieron solo a material no consolidado por lo que fue asignado a sedimento Cuaternario, bajo este material se encontraba un nivel que ENAP denominó Estratos de Pemehue (ENAP, 1995), esto se interpretó como Fm. Cola de Zorro ya que, litológicamente era similar a la unidad definida antes, la cual correspondía a toba con matriz cinerítica definida por Gajardo (1981), además la unidad que infrayace ENAP define como Formación Estratos del Padre (ENAP, 1995) la cual contiene areniscas, areniscas arcillosas, arcillolita tobácea y con restos de carbón, lo que es concordante con las litologías de Fm. Mininco, la cual se le asigna roca con matriz de ceniza, como los son las arcillolitas tobáceas además de contener material orgánico como se mencionó. Infrayaciendo a esto se ubica Fm. Trapa-Trapa, la cual se mantuvo. Bajo esta se ubica Fm. Cura-Mallín la cual se mantiene como tal a excepción de la base la cual como se menciona en el Capítulo 4.2 se correlacionó a Fm. Colbún tanto por su litología y la importante datación realizada a una profundidad similar en el pozo Ñuble (Vergara *et al.* 1997a; ENAP, 1995).

Además, se interpretó el pozo Ñuble, para este se asignaron los primeros 484 metros de profundidad a sedimento Cuaternario debido a que correspondía a material no consolidado, bajo este material se encontraría una secuencia volcánica (ENAP, 1983) la cual en base a sus características (Capítulo 4.2) se interpretó como Fm. Cura-Mallín, finalmente infrayacente a esta última, cercano a los 2000 metros se encontraría la Fm. Colbún, esta correlacionada en este caso por las similitudes litológicas descritas tanto en la definición de la unidad como en la descripción del pozo, además de ubicarse a una profundidad muy similar a lo que en el pozo Ñiquen se definió como Fm. Colbún y como punto más importante se consideró una datación a partir de trazas de fisión realizada a los 2000 metros que entregó una edad de 21.6 Ma (Vergara *et al.* 1997a), lo cual concuerda con la edad de 21.6 Ma que realizamos en superficie (Figura 4.1) la cual fue asignada a Fm. Colbún.

Con esta información clave se logró realizar una correlación de las unidades que se ubican en las profundidades de la Depresión Central la cuales en terreno fueron observadas en superficie en la CP.

5.4. DATACIONES U-PB LA.ICP-MS

En la zona de estudio, tres unidades presentaban dificultades para su correlación con una formación formalmente definida. Para resolver esta incertidumbre, se enviaron tres muestras para datación mediante el método LA-ICP-MS U-Pb en zircones ígneos.

Inicialmente, se planteó la hipótesis de que la unidad correspondiente a la muestra CR02 (Figura 4.1) pertenecía a la Formación Colbún, dado que en sectores ubicados más al norte (Contreras *et al.* 2024) se habían descrito litologías similares a las encontradas en el área de estudio. Por otro lado, la muestra CR04 (Figura 4.11 A), una lava bandeada aparentemente félsica y poco común en la zona, se había asociado preliminarmente a la Formación Río Blanco, ya que su afloramiento se encontraba muy próximo a la ubicación de la muestra.

Finalmente, la muestra CR09 correspondía a una roca volcánica altamente alterada, compuesta principalmente por tobas y brechas piroclásticas, que en terreno fue interpretada como un depósito de tipo "block and ash". Inicialmente, se pensó que podía estar relacionada

con una formación miocena y que su alteración se debía a la influencia del intrusivo presente en el sector. Sin embargo, Gajardo (1981) la había asignado a la Formación Cola de Zorro, una interpretación con la que en un principio se discrepaba. Al recibir los resultados de las dataciones, solo dos de las tres muestras entregaron resultados confiables. En el caso de la muestra CR02, se identificaron solo dos zircones, cantidad insuficiente para obtener una datación precisa, por lo que no se consideró en este mapeo, pero de igual forma se analizó su litología (capítulo 4.1) correlacionándola con la Fm. Colbún. Por el contrario, la muestra CR04 entregó 40 zircones, permitiendo obtener una edad confiable de 21,6 Ma (Mioceno) con un margen de error aceptable. Este resultado modificó la interpretación inicial de la unidad, descartando su asociación con la formación cretácica previamente sugerida y en su lugar correlacionándola con la Formación Colbún, cuya edad concuerda con el restringido rango de edad que acota Contreras *et al.* (2024). Respecto a la muestra CR09, que en un principio se había vinculado a las formaciones Abanico o Cura-Mallín, los resultados arrojaron una edad de 3,3 Ma. Este dato difería significativamente de las edades esperadas para dichas unidades, pero coincidía con la Formación Cola de Zorro, como proponía Gajardo (1981). Si bien la litología observada en terreno parecía más ácida de lo común para esta formación, en ausencia de más antecedentes se optó por interpretarla como parte de la Formación Cola de Zorro. Una diferencia clave con mapas previos, en particular con el de Gajardo (1981), utilizado como base para este mapeo, es la reinterpretación del intrusivo presente en la zona. Gracias a las dataciones de Spikings (2008) y IIG/MMAJ (1979), se estableció que este cuerpo corresponde a dos pulsos magmáticos distintos, uno de edad cretácica y otro de edad miocena (Figura 4.1).

6. CONCLUSIONES

La sísmica de reflexión es una herramienta fundamental en esta investigación, ya que permite obtener información en profundidad sobre la estructura del subsuelo, algo que de otro modo no sería posible conocer. En este caso, contar con datos sísmicos representó una gran ventaja para analizar la geometría estructural de la zona. Sin embargo, este método también presenta ciertas limitaciones, siendo una de ellas la subjetividad en la interpretación. Los resultados pueden variar dependiendo del criterio del analista, la calidad de los reflectores, la gama de colores utilizada para representarlos y las hipótesis previas que se manejen. En este estudio, la interpretación podría haberse visto influenciada si se hubiera logrado realizar la transformación de tiempo a profundidad, lo que habría permitido un análisis más preciso. A pesar de estas limitaciones, la sísmica de reflexión fue clave para este trabajo, ya que permitió proponer un modelo estructural en la Depresión Central, identificando un sistema de fallas de vergencia occidental.

La interpretación de los perfiles sísmicos reveló este sistema en el cual destaca la Falla Cachapoal, una importante falla frontal, confirmada como una estructura de relevancia cuaternaria con estilos extensionales y compresionales, de la cual había poca o nula evidencia, y gracias a esta sísmica de reflexión se puede confirmar la existencia de esta estructura.

Los datos estratigráficos obtenidos mediante líneas sísmicas y pozos han permitido correlacionar unidades en profundidad, identificando formaciones clave como Colbún y Cura-Mallín, cuya geometría y características estructurales reflejan los eventos tectónicos extensionales y compresionales responsables de la evolución de la Depresión Central y la Cordillera Principal. Estas correlaciones evidencian la presencia de cuñas sinorogénicas y estratos de crecimiento que sugieren una dinámica inicialmente extensional en el Oligoceno tardío – Mioceno temprano y posteriormente compresional en el Mioceno medio – Mioceno tardío según Encinas *et al.* (2024).

La información de pozos en la Depresión Central, luego de analizarla permitió correlacionar formaciones las cuales fueron observadas en superficie, confirmando así que si existen unidades en las profundidades de la Depresión Central las cuales si se encuentran expuestas en la Cordillera Principal. Esta información en complemento con la sísmica de reflexión permite hacer un modelo más completo sobre lo que ocurre en la DC.

Los hallazgos contribuyen al entendimiento de la configuración tectónica del sur de Chile central, proporcionando una base para futuros estudios enfocados en la evolución tectónica y su relación con la morfoestructura regional.

Ahora bien, considerando la evolución tectónica de la zona es importante comprender que las fallas importantes en especial la falla frontal Cachapoal según lo interpretado debió presentar una importante actividad miocena, ya que, la unidad que en este caso se interpretó como Fm. Cura-Mallín, se encuentra afectada por acción de ella, sugiriendo que se encontraba activa durante ese periodo, por lo que además apoyándose de autores como Armijo *et al.* (2010), se puede estimar de que el levantamiento del frente andino ocurre aproximadamente durante este periodo. Debido a todo esto se infiere que este sistema de fallas de vergencia occidental interpretado en este modelo habría actuado aproximadamente desde el Mioceno a la actualidad modelando la morfología como la conocemos hoy.

Dentro de las limitaciones de este proyecto se encuentran las dificultades para transformar los datos de sísmica de reflexión de tiempo a profundidad, la imposibilidad de correlacionar el pozo Ñiquén con una línea sísmica, la falta de acceso a los sondajes físicos, y la complejidad del terreno. Estos factores han representado un desafío para la obtención de resultados más detallados y la identificación de nuevos hallazgos. En futuras investigaciones, superar estas limitaciones permitiría potenciar significativamente la adquisición de datos y contribuir a un mejor entendimiento geológico del área.

7. REFERENCIAS

- ARMIJO, R.; RAULD, R.; THIELE, R.; VARGAS, G.; CAMPOS, J.; LACASSIN, R. & KAUSEL, E. 2010. The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2). 34 pp.
- ANAVALÓN, A., 2018. Evolución tectonosedimentaria de los depósitos plio-pleistocenos del valle central de Chile, entre los 36°50'S y 38°50'S. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción (Inédito). Departamento de Ciencias de la Tierra: 133 pp. Concepción.
- BORDE, J. 1966. Les Andes de Santiago et leur avant-pays. Union Française d'impression : 559 pp. Bordeaux.
- CHARRIER, R.; CONTRERAS, J. P.; DÍAZ-BÓRQUEZ, C.; FARÍAS, M.; JARA, P.; MUÑOZ-GÓMEZ, M., & 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*: Vol, **148**: 105.159.
- CHOTIN, P. 1969. Geología del área de Tomé. Universidad de Concepción. *Geoandes*. N° 3: 56 pp. Concepción.
- CONTRERAS, F., JUAN, P., ESCRIBANO, A., SEPÚLVEDA, V., & DE LA CRUZ, S. (2024). Geología del área San Clemente-Melado Región del Maule. Carta Geológica de Chile N° 220. Mapa a escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 157 pp. Santiago.
- ELGUETA, S.; MCDONOUGH, M.; LE ROUX, J.; URQUETA, E. & DUHART, P. 2000. Estratigrafía y sedimentología de las cuencas terciarias de la Región de Los Lagos (39-41 30'S). Servicio Nacional de Geología y Minería. N°: 57. 52 pp.
- ENAP. (1983). INFORME GEOLÓGICO: POZO ÑUBLE N° 1 (Informe interno) (Archivo técnico). Departamento Técnico, Gerencia Contratos de Operación. 1-10.
- ENAP. (1995). INFORME GEOLÓGICO DEL POZO GEOLÓGICO ESTRATIGRAFICO DE EXPLORACIÓN ÑIQUEN N°1 (Ex-A)) (Informe interno). Archivo técnico. 1-11.
- ENCINAS, A.; SAGRIPANTI, L.; RODRÍGUEZ, M. P.; ORTS, D.; ANAVALÓN, A.; GIROUX, P. & VALENCIA, V. 2021. Tectonosedimentary evolution of the coastal cordillera and central depression of South-Central Chile (36° 30'-42° S). *Earth-Science Reviews*. Vol. **213**. 30 pp.

- 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*, Vol. **324**, 5.
- ENCINAS, A., ROSSELOT, E., FOLGUERA, A., ORTS, D., SAGRIPANTI, L., SOLÓRZANO, A., ELESIER, F., OPAZO, E & VALENCIA, V. (2022). NUEVOS DATOS SEDIMENTOLÓGICOS Y GEOCRONOLÓGICOS (U-Pb, LA-ICP-MS) PARA LAS ROCAS MIOCENAS DE LA CUENCA DE CURA MALLÍN EN EL ÁREA DE LONQUIMAY (38º-39ºS). *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile*. N° 19: 19-121. Santiago.
- EVEREST GEOPHYSICS. MÉTODOS GEOFÍSICOS, REFLEXIÓN (2020). EVEREST GEOPHYSICS. [HTTPS://EVERESTGEOPHYSICS.COM/ES/METODOS/SISMICOS/REFLEXION/](https://everestgeophysics.com/es/metodos/sismicos/reflexion/) (ACCESO NOVIEMBRE 2024). FARIAS, M.; CHARRIER, R.; CARRETIER, S., MARTINOD, J. & COMTE, D. 2006. Erosión Versus Tectónica en el Origen de la Depresión Central de Chile Central. *Congreso Geológico Chileno XI*. **2**: 205-208. Antofagasta.
- EXPLOMIN PERFORACIÓN DE CIRCULACIÓN REVERSA (RC): CLAVES PARA ENTENDER SU FUNCIONAMIENTO |. (S. F.). [HTTPS://EXPLOMIN.COM/ES/PERFORACION-DE-CIRCULACION-REVERSA-RC-CLAVES-PARA-ENTENDER-SU-FUNCIONAMIENTO/](https://explomin.com/es/perforacion-de-circulacion-reversa-rc-claves-para-entender-su-funcionamiento/) (acceso noviembre 2024).
- FERRARIS, F. 1980. Geología de la Hoja Los Angeles-Angol, Mapas Geológicos Preliminares de Chile. N° 5. Instituto de Investigaciones Geológicas (inédito): Mapa a escala 1:250.000: 58 pp. Santiago.
- GAJARDO, A. 1981. Hoja Concepción-Chillán, Mapas Geológicos Preliminares de Chile. N° 4. Instituto de Investigaciones Geológicas. Mapa a escala 1: 250.000.
- GARCÍA, H. 2020. Geomorfología Cuaternaria del Frente Andino occidental a los 36.5ºs, Región de Ñuble, Chile: Análisis Preliminar a Partir de Imágenes Satelitales y Topografía Digital. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción (Inédito). Departamento de Ciencias de la Tierra: 63 pp. Concepción.
- GARDEWEG, M. 1980. Geología del área del Nevado de Longaví, VII Región del Maule, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile (Inédito), Departamento de Geología, 247 pp. Santiago.

- GIAMBIAGI, L., TASSARA, A., MESCUA, J., TUNIK, M., ALVAREZ, P. P., GODOY, E., HOKE, G., PINTO, L., SPAGNOTTO, S., PORRAS, H., TAPIA, F., JARA, P., BRECHIS, F., GARCÍA, V., SURIANO, J., MOREIRAS, M & PAGANO, S. D. 2015. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33 40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **399**(1): 63-82. Londres.
- GONZALEZ, O. & VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 sur. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*. Universidad de Chile. Vol. 19, N° 19: 19 pp. Santiago.
- GONZALEZ-BONORIMO, F. 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Universidad Chile, Departamento de Geología. No. 24: 119pp.
- GRIEM, W. (S. F.). APUNTES GEOLOGÍA GENERAL: MÉTODOS GEOFÍSICOS, SISMOLOGÍA. WOLFGANG GRIEM. [HTTPS://WWW.GEOVIRTUAL2.CL/GEOLOGIAGENERAL/GGAP01C.HTM](https://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap01c.htm) (acceso noviembre 2024).
- HAUSER, A. 1986. Rodados multicolores: Su distribución y características en el sur de Chile. *Andean Geology*, N° 27. 69-83.
- HOFFSTETTER, B.; FUENZALIDA, H.; CECIONI, G. 1957. Chile In *Lexique Stratigraphic International. Centre de Recherche Scientifique*, Vol. 5, Fasc. 7: 444 pp. Paris.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS (IIG); METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ). 1979. Informe de reconocimiento geológico de la región andina situada al este de la ciudad de Concepción. Fase 1. (Inédito): 281 pp. Santiago.
- KARZULOVIC, J.; HAUSER, A. & VERGARA, M. 1979. Edades K/Ar en rocas volcánicas e intrusivas del área de los proyectos hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado, Empresa Nacional de Electricidad, S.A., VII Región. Congreso Geológico Chileno N° 2, Actas **4**: 127-135. Arica.
- KLOHN, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas. N° 8, 95 pp. Santiago.

- MELNICK, D.; FOLGUERA, A.; ECHTLER, H.; CHARLET, F.; BÜTTNER, O & BATIST, M. 2003. The Lago de la Laja fault system: Active intra-arc collapse in the southern Central Andes (37 15' S). Congreso Geológico Chileno N° 10. 9pp. Concepción.
- MUÑOZ CRISTI, J. 1960. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la Zona Central. *Minerales*. Vol. **15** (69): 28-46.
- NIEMEYER, H. Y MUÑOZ, J. 1983. Hoja Laguna de La Laja: región de Bio Bio: carta geológica de Chile 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- 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*, Vol. **37** (1): 220-246. Santiago.
- RAULD, R., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria de Título, Universidad de Chile(inédito): 57 pp. Santiago.
- ROSSELOT, E.; HURLEY, M.; SAGRIPANTI, L.; FENNELL, L.; IANNELLI, S.; ORTS, D.; ENCINAS, A., LITVAK, V. & FOLGUERA, A. 2020. Tectonics Associated with the Late Oligocene to Early Miocene Units of the High Andes (Cura-Mallín Formation). A Review of the Geochronological, Thermochronological, and Geochemical Data. Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Kietzmann, D. & Folguera, A. Springer Earth System Sciences: 431-448 pp.
- SPIKINGS, R.; DUNGAN, M.; FOEKEN, J.; CARTER, A.; PAGE, L. & STUART, F.; 2008. Tectonic response of the central Chilean margin (35-38 ° S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society*. Vol. **165**(5): 941-953. Londres.
- SUAREZ, M. Y EMPARÁN, C. 1997. Hoja Curacautin, Regiones de la Araucania y del Biobio. Carta Geológica Chile, No. 71, Servicio N. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- SYLVESTER, C. & SANGÜEZA, C. 1948. Contribución a la geología de la bahía de Concepción. *Minerales*. Vol. **3**(25): 53-57.
- TAVERA, J. 1947. Correlaciones geológicas entre Terciario carbonífero de la parte sur de la bahía de Arauco y Terciario carbonífero de Concepción. Boletín Minero Sonami, Vol. **59**(570): 597-598.

- UNIVERSIDAD DE SALAMANCA, LABORATORIO DE RADIACIONES IONIZANTES. DATACIÓN CON RADIONUCLEIDOS (S. F.). [HTTPS://LRI.USAL.ES/LINEAS-INVESTIGACION/DATACION-CON-RADIONUCLEIDOS](https://lri.usal.es/lineas-investigacion/datacion-con-radionucleidos) (ACCESO NOVIEMBRE 2024).
- THOMAS, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigación Geológica. Vol. **2**: 81 pp. Santiago.
- TRONCOSO, A. 1992. La taoflora terciaria de Quinamávida (VII Región, Chile). *Boletín Museo Nacional de Historia Natural*. Vol. **43**: 155-178. Santiago.
- TRONCOSO, A. & MUÑOZ, J. 1988. La edad de las tobas blanquecinas de Quinamávida y de las areniscas del puente Bullileo (V Región, Chile). Congreso Geológico Chileno N°5. Actas **2**: 203-211. Santiago.
- VARGAS, G.; KLINGER, Y.; ROCKWELL, T. K.; FORMAN, S. L.; REBOLLEDO, S.; BAIZE, S. & ARMIJO, R. 2014. Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*. Vol. **42**(12): 1.083-1.086.
- VERGARA, M.; MORATA, D.; HICKEY-VARGAS, R.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; BECCAR, I. 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbún area, Linares Precordillera, central Chile (35°35'-36° S). *Revista Geológica de Chile* 26 (1): 23-41. Santiago.
- VERGARA, M. & MUNIZAGA, F. 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **85**(4): 603-606.
- VERGARA, M., LÓPEZ-ESCOBAR, L., & HICKEY-VARGAS, R. (1997b). Geoquímica de las rocas volcánicas miocenas de la cuenca intermontana de Parral y Ñuble. Congreso Geológico Chileno N°8. Actas **2**: 1.570-1.573. Antofagasta.
- VERGARA, M., MORAGA, J., & ZENTILLI, M. (1997a). Evolución termotectónica de la cuenca terciaria entre Parral y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitas. Congreso Geológico Chileno N°8. Actas **2**: 1.574-1.578. Antofagasta.
- WETZEL, W. 1930. Die Quiruquina-Schichten als Sediment und palaeontologisches. *Archiv. Palaeontographica*. Vol. **73**: 49-106.

ANEXOS

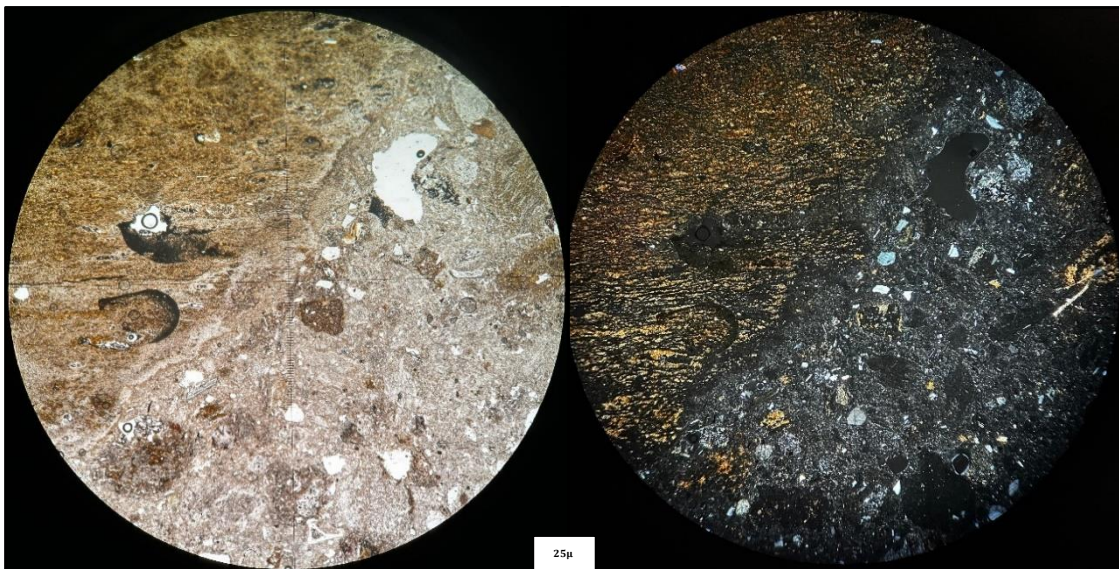
ÍNDICE DE ANEXOS

Anexos	Página
1. Tabla 1: Descripción petrográfica de la muestra CR01.	63
1. Fotomicrografía muestra CR01	63
1. Tabla 2: Descripción petrográfica de la muestra CR02.	64
1. Fotomicrografía muestra CR02	64
1. Tabla 3: Descripción petrográfica de la muestra CR03	65
1. Fotomicrografía muestra CR03	65
1. Tabla 4: Descripción petrográfica de la muestra CR04.	66
1. Fotomicrografía muestra CR04	66
1. Tabla 5: Descripción petrográfica de la muestra CR06.	67
1. Fotomicrografía muestra CR06	67
1. Tabla 7: Descripción petrográfica de la muestra CR08.	68
1. Fotomicrografía muestra CR08	68
1. Tabla 8: Descripción petrográfica de la muestra CR09	69
1. Fotomicrografía muestra CR09	69
2. Tabla 1: Variables datación U-Pb	70

ANEXO 1: Descripción petrográfica y fotomicrografías

Tabla 1: Descripción petrográfica de la muestra CR01 (Fm. Colbún).

Código muestra	CR01	
Descripción Petrográfica		
Tipo de roca	Toba Vítreo	
Textura	Fragmental	
Mineralogía Primaria	%	Descripción
Plagioclasa	30	Cristales fracturados de tamaños que rondan los 75 μ , en menor medida zonados y maclados.
Cuarzo	1	Cristales levemente fracturados, limpios, de tamaños variables, pero predominantemente 25 μ .
Vidrio	59	Cristales de coloración amarillenta, de tamaños variados hasta 1 cm, alterados pervasivamente, además del vidrio que se encuentra en la matriz.
Matriz		Matriz fina, de coloración, café amarillenta, dominada por vidrio y arcillas.
Mineralogía Secundaria	%	Descripción
Arcillas	10	Arcillas café amarillentas, aspecto "sucio", afectando tanto matriz como minerales.
Observaciones		Roca a simple vista fragmentada, cristales quebrados, pervasivamente alterados. Se aprecian líticos de pomez y fiammes levemente soldadas.



Fotomicrografía de muestra CR01. Izquierda: Muestra en LPP. Derecha: Muestra en NC.

Tabla 2: Descripción petrográfica de la muestra CR02 (Fm. Colbún).

Código de muestra	CR02	
Descripción Petrográfica		
Tipo de roca	Toba Cristalina	
Textura	Fragmental	
Mineralogía Primaria	%	Descripción
Plagioclasa	50	Cristales fracturados de tamaños variados que rondan entre 250 μ y 10 μ , zonados y maclados, en su mayoría euhedrales.
Cuarzo	20	Cristales que rondan tamaños cercanos a 150 μ , no alterados.
Vidrio	15	Principalmente en la matriz, es de color café amarillento y se encuentra por todo el corte transparente.
Matriz		Dominada por microlitos de plagioclasa, vidrio y arcilla.
Mineralogía Secundaria	%	Descripción
Arcillas	15	Arcillas café amarillentas, aspecto "sucio", afectando tanto matriz como minerales.
Observaciones		Roca a simple vista fragmentada, cristales pervasivamente alterados. Se aprecian abundantes microlitos de plagioclasa en la matriz, además de líticos de cuarzo secundario.

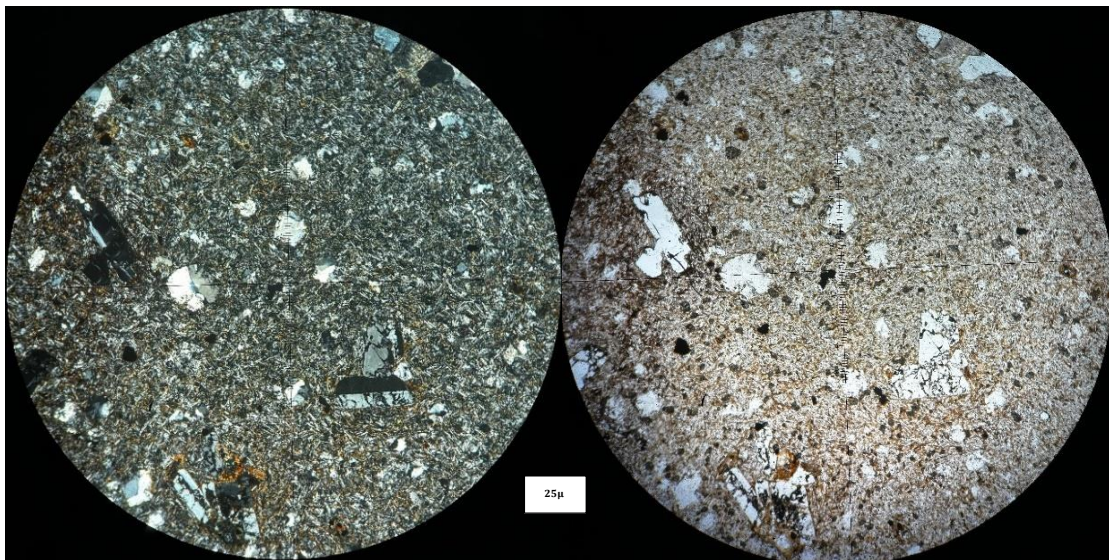
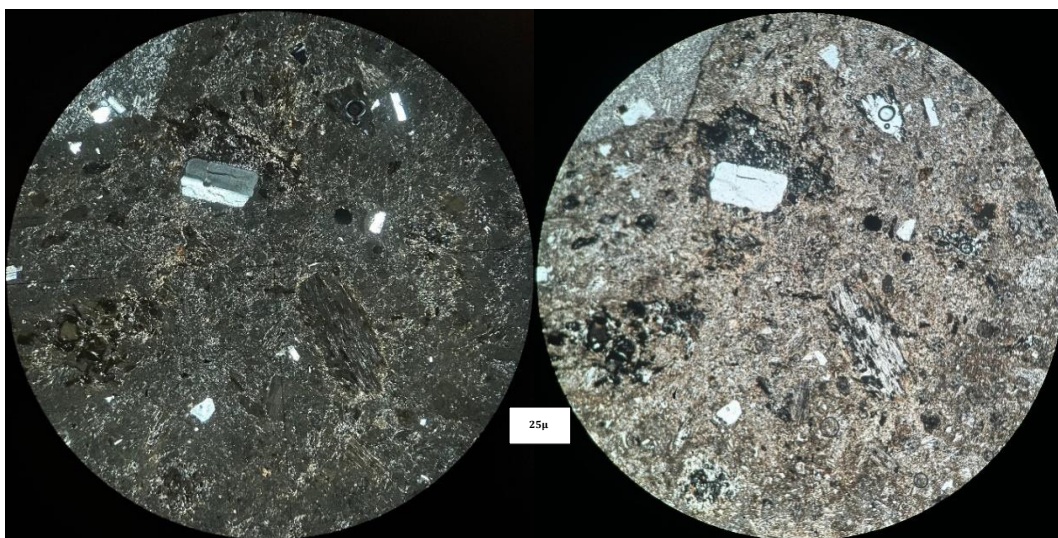
**Fotomicrografía muestra CR02. Izquierda: Vista en NC. Derecha: Vista en LPP.**

Tabla 3: Descripción petrográfica de la muestra CR03 (Fm. Colbún).

Código muestra	CR03	
Descripción Petrográfica		
Tipo de roca	Toba Vítreo	
Textura	Fragmental	
Mineralogía Primaria	%	Descripción
Plagioclasa	25	Cristales fracturados de tamaños que rondan los 75 μ , en menor medida zonados y maclados.
Cuarzo	5	Cristales levemente fracturados, limpios, de tamaños que rondan los 50 μ
Adularia	1	Cristales ehedrales de aproximadamente 50 μ de largo, levemente fracturados.
Vidrio	66	Cristales incoloros de tamaños variados entre 300 μ a 25 μ , alterados moderada a pervasivamente.
Matriz		Matriz fina, de coloración, café rojiza, dominada por arcillas, y vidrio.
Mineralogía Secundaria	%	Descripción
Arcillas	35	Arcillas café rojizas, aspecto "sucio", afectando tanto matriz como minerales.
Observaciones		Roca a simple vista fragmentada, cristales quebrados, moderadamente alterados. Se aprecian fiammes levemente soldadas.



Fotomicrografía muestra CR03. Izquierda: Vista en NC. Derecha: Vista en LPP.

Tabla 4: Descripción petrográfica de la muestra CR04 (Fm. Colbún).

Código muestra	CR04	
Descripción Petrográfica		
Tipo de roca	Riolita	
Textura	De flujo	
Mineralogía Primaria	%	Descripción
Plagioclasa	5	Cristales euhedrales de 2 mm, fracturados y zonados.
Feldespatos alcalinos	15	
Cuarzo	30	Cristales euhedrales de 2 mm, fracturados y zonados, rellenos de sericita en sectores
Masa fundamental	45	Cristales de tamaño menor a 1 mm, concentrados en bandas.
Anfibol	1	Vidrio concentrado en bandas
Mineralogía Secundaria	%	Descripción
Sericita	2	Cristales de 1 mm, alterados moderadamente.
Minerales oxidados	2	Pequeños cristales reemplazando plagioclasa
Observaciones		Cristales menores a 1 mm de biotita pervasivamente alterada, se aprecian de un color café intenso.
		Roca bandeada a simple vista

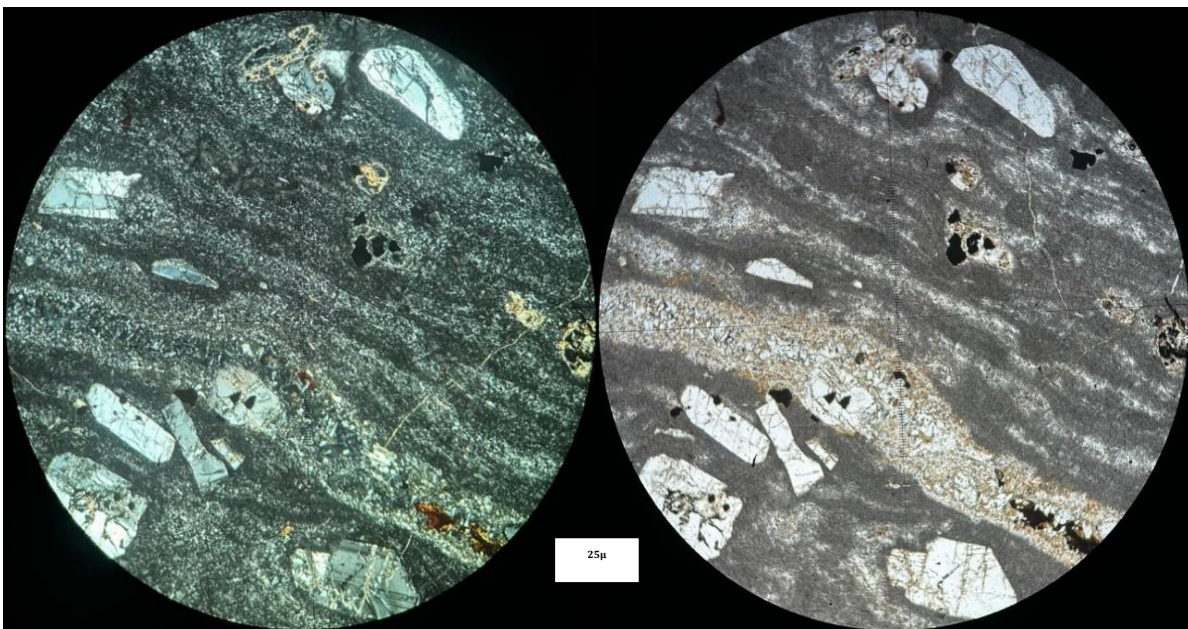
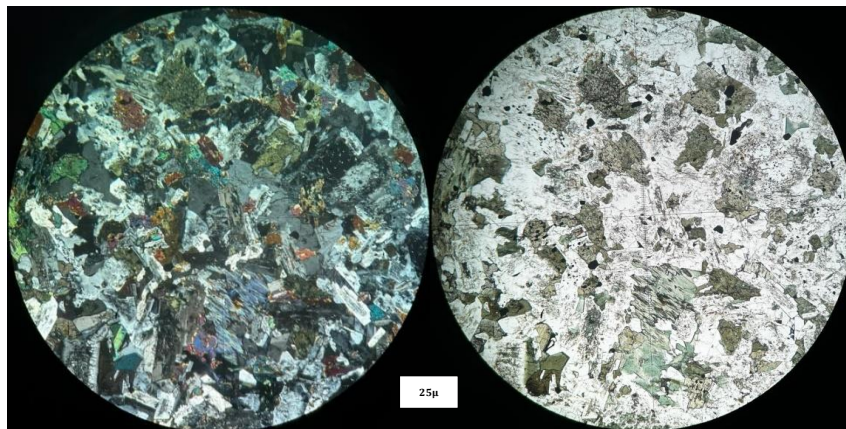
**Fotomicrografía muestra CR04. Izquierda: Vista en NC. Derecha: Vista en LPP.**

Tabla 5: Descripción petrográfica de la muestra CR06 (Batolito Santa Gertrudis Bullileo).

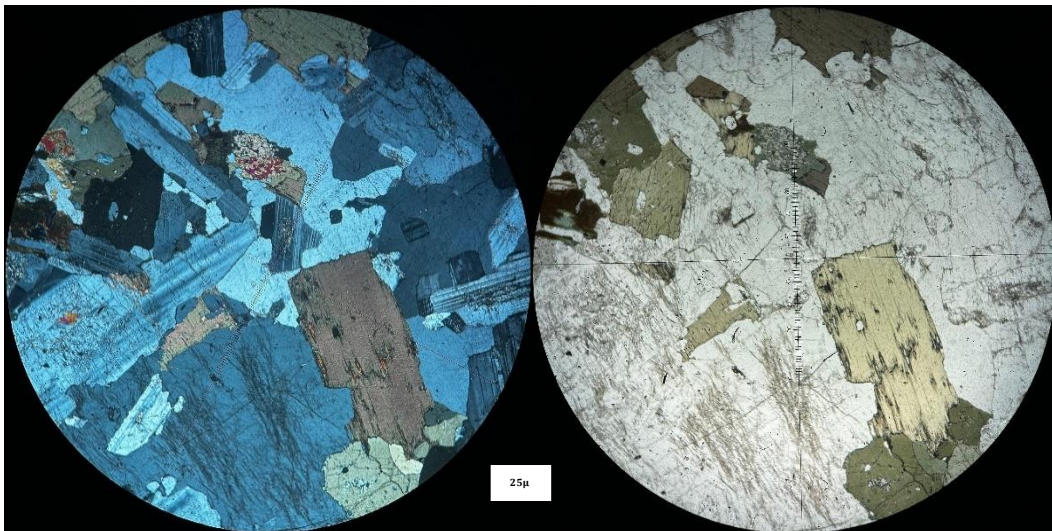
Código muestra	CR06	
Descripción Petrográfica		
Tipo de roca	Granito	
Textura	Cristalina	
Mineralogía Primaria	%	Descripción
Plagioclasa	30	Cristales fracturados de tamaños que rondan entre 250 μ y 10 μ , zonados y maclados, en su mayoría euhedrales.
Feldespato potásico	35	Cristales euhedrales, incipientemente alterados, de tamaños cercanos a 250 μ .
Cuarzo	20	Cristales de tamaños que rondan los 250 μ .
Anfibol	7	Cristales verdes, incipiente a moderadamente alterados, cuyos tamaños son cercanos a 170 μ .
Biotita	2	Escasos cristales se aprecian, estos son euhedrales y rondan un tamaño de 75 μ . Además, se encuentran incipiente a moderadamente alterados.
Clorita	5	Se aprecian algunos cristales de tamaño cercanos a 50 μ .
Epidota	<1	Escasos cristales de tamaños cercanos a 10 μ .
Mineralogía Secundaria	%	Descripción
Observaciones		Roca cristalina, incipientemente alterada, presenta cristales de plagioclasas maclados y zonados.



Fotomicrografía muestra CR06. Izquierda: Vista en NC. Derecha: Vista en LPP.

Tabla 6: Descripción petrográfica de la muestra CR08 (Batolito Santa Gertrudis-Bullileo).

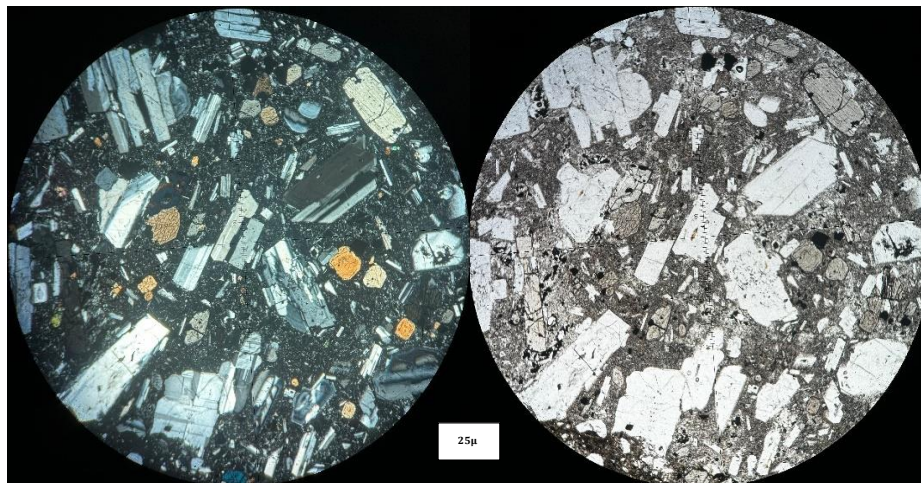
Código muestra	CR08	
Descripción Petrográfica		
Tipo de roca	Granito	
Textura	Cristalina	
Mineralogía Primaria	%	Descripción
Plagioclasa	33	Cristales de tamaños entre 250 μ y 10 μ , zonados y maclados, en su mayoría euhedrales.
Feldespato potásico	22	Cristales euhedrales, incipientemente alterados, de tamaños cercanos a 250 μ .
Cuarzo	28	Cristales de tamaños que rondan los 250 μ .
Anfibol	6	Cristales verdes, incipiente a moderadamente alterados, cuyos tamaños son cercanos a 170 μ .
Biotita	6	Escasos cristales se aprecian, estos son euhedrales y rondan tamaños de 75 μ . Además, se encuentran incipiente a moderadamente alterados.
Clorita	2	Se aprecian algunos cristales de tamaños cercanos a 50 μ .
Sericita	3	Escasos cristales de tamaños cercanos a 10 μ .
Mineralogía Secundaria	%	Descripción
Observaciones		Roca cristalina, incipientemente alterada, presenta cristales de plagioclasas maclados y zonados.



Fotomicrografía muestra CR08. Izquierda: Vista en NC. Derecha: Vista en LPP.

Tabla 7: Descripción petrográfica de la muestra CR09 (Fm. Cola de Zorro).

Código muestra	CR09	
Descripción Petrográfica		
Tipo de roca	Toba Cristalina	
Textura	Fragmental	
Mineralogía Primaria	%	Descripción
Plagioclasa	40	Cristales fracturados de tamaños variados que rondan entre 300 μ y 10 μ , zonados y maclados, en su mayoría euhedrales.
Anfibol	10	Cristales de coloración marrón de tamaños que varían entre 185 μ y 10 μ . En su mayoría son euhedrales aunque se aprecian algunos subhedrales.
Cuarzo	1	Cristales que rondan tamaños cercanos a 10 μ , no alterados.
Vidrio	35	Principalmente en la matriz, es de color café y se encuentra por todo el corte transparente.
Matriz		Dominada por vidrio y arcillas, y en menor medida plagioclasa, cuarzo y anfibol.
Mineralogía Secundaria	%	Descripción
Arcillas	14	Arcillas café amarillentas, aspecto "sucio", afectando tanto matriz como minerales.
Observaciones		Roca a simple vista fragmentada, cristales quebrados, pervasivamente alterados. Se aprecian abundantes cristales de plagioclasa alterados de manera incipiente.



Fotomicrografía muestra CR09. Izquierda: Vista en NC. Derecha: Vista en LPP.

ANEXO 2: Dataciones U-Pb

Tabla 1: Variables datación U-Pb.

Sample Name:	Grain #	Approx [U] ppm	U/Th	207/235	Prop 2σ error	206/238	Prop 2σ error	RHO	207/235 Age Ma	Prop 2σ error	206/238 Age (Ma)	Prop 2σ error	207/206 Age (Ma)	Prop 2σ error	Best age (Ma)	Prop 2σ error	% Discordance ^c
CR02_1.FIN2	141	0.99	0.0174	0.0023	0.00202	0.00010	0.10	17.5	2.3	13.0	0.6	533	353	13.0	0.6	25.6	
CR02_2.FIN2	157	1.52	0.0156	0.0033	0.00201	0.00010	0.21	15.6	3.3	13.0	0.6	375	461	13.0	0.6	17.0	
CR02_4.FIN2	1000	0.45	0.1122	0.0037	0.01695	0.00029	0.20	108	3	108	2	93.7	54.0	108	2	0.4	
CR02_5.FIN2	586	0.55	0.1139	0.0036	0.01695	0.00025	0.20	109	3	108	2	130	43	108	2	1.0	
0	0	0.00	0.0000	0.0000	0.0000	0.00000	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	#IDIV/0!	#IDIV/0!	#IDIV/0!	
CR04_1.FIN2	659	0.86	0.0220	0.0011	0.00333	0.00007	0.08	22.1	1.1	21.4	0.4	33.2	114.2	21.4	0.4	3.1	
CR04_2.FIN2	619	0.81	0.0226	0.0012	0.00333	0.00006	0.09	22.7	1.1	21.4	0.4	71.0	114.4	21.4	0.4	5.3	
CR04_3.FIN2	850	0.85	0.0226	0.0010	0.00339	0.00006	0.05	22.7	1.0	21.8	0.4	86.3	94.5	21.8	0.4	3.7	
CR04_4.FIN2	737	0.82	0.0220	0.0011	0.00335	0.00006	0.06	22.1	1.1	21.6	0.4	75.1	99.0	21.6	0.4	2.4	
CR04_5.FIN2	713	0.91	0.0238	0.0011	0.00341	0.00008	0.27	23.9	1.1	22.0	0.5	148	98	22.0	0.5	8.0	
CR04_6.FIN2	813	0.94	0.0225	0.0010	0.00338	0.00006	0.04	22.6	1.0	21.7	0.4	48.7	98.4	21.7	0.4	3.7	
CR04_7.FIN2	840	0.96	0.0218	0.0011	0.00338	0.00006	0.16	21.8	1.0	21.8	0.4	-22.8	96.5	21.8	0.4	0.4	
CR04_8.FIN2	1168	0.91	0.0214	0.0008	0.00337	0.00005	0.09	21.5	0.8	21.7	0.3	-9.1	75.1	21.7	0.3	0.9	
CR04_9.FIN2	771	1.01	0.0230	0.0011	0.00339	0.00007	0.20	23.1	1.1	21.8	0.5	131	94	21.8	0.5	5.5	
CR04_10.FIN2	528	0.97	0.0254	0.0013	0.00336	0.00007	0.03	25.5	1.3	21.6	0.5	347	107	21.6	0.5	15.3	
CR04_11.FIN2	584	0.91	0.0233	0.0011	0.00336	0.00006	0.13	23.4	1.1	21.6	0.4	147	97	21.6	0.4	7.7	
CR04_12.FIN2	462	1.13	0.0238	0.0014	0.00342	0.00009	0.26	23.8	1.3	22.0	0.6	85.0	121.9	22.0	0.6	7.7	
CR04_13.FIN2	639	0.90	0.0234	0.0010	0.00329	0.00006	0.10	23.5	1.0	21.2	0.4	197	92	21.2	0.4	9.9	
CR04_14.FIN2	533	0.96	0.0264	0.0013	0.00329	0.00007	0.27	26.4	1.3	21.2	0.4	472	90	21.2	0.4	19.7	
CR04_15.FIN2	803	0.83	0.0227	0.0011	0.00337	0.00007	0.34	22.7	1.1	21.7	0.4	79.1	88.5	21.7	0.4	4.7	
CR04_16.FIN2	655	1.06	0.0252	0.0012	0.00333	0.00006	0.09	25.2	1.2	21.4	0.4	330	101	21.4	0.4	15.1	
CR04_17.FIN2	400	0.58	0.0251	0.0021	0.00286	0.00008	0.19	25.2	2.1	18.4	0.5	640	166	18.4	0.5	26.9	
CR04_18.FIN2	285	0.98	0.0192	0.0015	0.00271	0.00008	0.10	19.3	1.5	17.5	0.5	39.1	210.5	17.5	0.5	9.3	
CR04_19.FIN2	55	2.61	1.9262	0.0652	0.16531	0.00307	0.34	1088	23	986	17	1279	43	986	17	9.3	
CR04_20.FIN2	501	0.82	0.0216	0.0011	0.00334	0.00008	0.20	21.7	1.1	21.5	0.5	-39.2	115.2	21.5	0.5	0.9	
CR04_21.FIN2	650	1.06	0.0226	0.0012	0.00335	0.00007	0.04	22.7	1.2	21.5	0.4	46.6	117.7	21.5	0.4	5.1	
CR04_22.FIN2	743	0.67	0.0239	0.0014	0.00334	0.00006	0.01	23.9	1.3	21.5	0.4	168	115	21.5	0.4	10.2	
CR04_23.FIN2	739	0.87	0.0224	0.0010	0.00333	0.00006	0.10	22.5	1.0	21.5	0.4	75.2	88.5	21.5	0.4	4.5	
CR04_24.FIN2	500	0.90	0.0234	0.0013	0.00327	0.00008	0.11	23.4	1.3	21.0	0.5	158	124	21.0	0.5	10.2	
CR04_25.FIN2	606	1.01	0.0240	0.0013	0.00329	0.00008	0.30	24.1	1.3	21.2	0.5	229	144	21.2	0.5	12.1	
CR04_26.FIN2	291	1.06	0.0983	0.0061	0.00386	0.00012	0.38	95.1	5.6	24.8	0.8	2667	87	24.8	0.8	73.9	
CR04_27.FIN2	447	1.03	0.0509	0.0024	0.00367	0.00011	0.23	50.3	2.3	23.6	0.7	1611	83	23.6	0.7	53.0	
CR04_28.FIN2	402	0.98	0.0332	0.0019	0.00338	0.00008	0.12	33.1	1.9	21.8	0.5	863	118	21.8	0.5	34.2	
CR04_29.FIN2	413	0.87	0.0641	0.0041	0.00365	0.00012	0.07	63.1	3.9	23.5	0.7	2041	104	23.5	0.7	62.8	
CR04_30.FIN2	924	0.86	0.0280	0.0013	0.00334	0.00007	0.16	28.0	1.3	21.5	0.4	580	94	21.5	0.4	23.1	
CR04_32.FIN2	449	0.64	0.0219	0.0019	0.00342	0.00009	0.19	21.9	1.9	22.0	0.6	-211.5	224.2	22.0	0.6	0.4	
CR04_33.FIN2	484	0.90	0.0272	0.0015	0.00339	0.00007	0.01	27.2	1.5	21.8	0.5	470	114	21.8	0.5	19.8	
CR04_34.FIN2	1215	0.70	0.0206	0.0011	0.00327	0.00009	0.35	20.7	1.0	21.0	0.6	-32.4	99.1	21.0	0.6	1.5	
CR04_35.FIN2	624	0.82	0.0227	0.0011	0.00338	0.00006	0.01	22.8	1.1	21.8	0.4	26.2	107.8	21.8	0.4	4.6	
CR04_36.FIN2	1206	0.71	0.0221	0.0009	0.00336	0.00006	0.04	22.2	0.9	21.6	0.4	49.1	75.3	21.6	0.4	2.6	
CR04_37.FIN2	192	0.89	0.0204	0.0017	0.00278	0.00008	0.01	20.4	1.7	17.9	0.5	137	205	17.9	0.5	12.4	
CR04_38.FIN2	77	1.10	0.0438	0.0061	0.00300	0.00020	0.06	43.3	5.9	19.3	1.3	1467	390	19.3	1.3	55.4	
CR04_39.FIN2	84	1.38	0.0252	0.0049	0.00307	0.00019	0.07	25.2	4.8	19.8	1.2	115	507	19.8	1.2	21.4	
CR04_40.FIN2	36	22.29	1.0816	0.0447	0.12175	0.00260	0.26	742	22	740	15	724	73	740	15	0.2	
CR04_41.FIN2	306	0.81	0.0155	0.0015	0.00260	0.00007	0.13	15.6	1.5	16.7	0.4	-192.0	229.2	16.7	0.4	7.0	
CR04_42.FIN2	914	0.84	0.0226	0.0009	0.00343	0.00006	0.04	22.7	0.9	22.1	0.4	25.8	88.0	22.1	0.4	2.8	
CR04_43.FIN2	1084	0.82	0.0216	0.0009	0.00333	0.00006	0.10	21.7	0.9	21.4	0.4	21.0	77.3	21.4	0.4	1.1	
CR04_44.FIN2	244	0.92	0.2232	0.0082	0.03251	0.00053	0.12	20.4	7	206	3	173	56	206	3	1.0	
CR04_45.FIN2	1122	0.90	0.0224	0.0009	0.00331	0.00006	0.09	22.5	0.9	21.3	0.4	116	79	21.3	0.4	5.1	
CR04_46.FIN2	178	1.38	0.2554	0.0099	0.03393	0.00055	0.39	230	8	215	3	376	62	215	3	6.6	
0	0	0.00	0.0000	0.0000	0.00000	0.00000	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	#IDIV/0!	#IDIV/0!	#IDIV/0!	
CR09_1.FIN2	60	0.90	0.0081	0.0030	0.00057	0.00008	0.11	8.04	3.0	3.69	0.5	2668	364	3.69	0.5	54.1	
CR09_2.FIN2	20	1.43	0.0281	0.0100	0.00074	0.00012	0.36	26.5	9.7	4.76	0.8	3173	352	4.76	0.8	82.1	
CR09_3.FIN2	31	1.10	0.0251	0.0069	0.00068	0.00012	0.03	24.3	6.8	4.37	0.8	2853	378	4.37	0.8	82.0	
CR09_4.FIN2	37	0.85	0.0027	0.0041	0.00051	0.00008	0.04	2.41	4.2	3.29	0.5	3339	318	3.29	0.5	36.4	
CR09_5.FIN2	119	0.88	0.0045	0.0019	0.00051	0.00004	0.22	4.55	1.9	3.27	0.3	1856	496	3.27	0.3	28.1	
CR09_6.FIN2	42	0.98	0.0041	0.0042	0.00050	0.00008	0.13	3.87	4.2	3.21	0.5	2340	596	3.21	0.5	17.1	
CR09_7.FIN2	31	1.10	0.0165	0.0069	0.00062	0.00010	0.09	14.5	6.2	3.98	0.7	3086	335	3.98	0.7	72.5	
CR09_8.FIN2	64	1.16	0.0041	0.0026	0.00059	0.00006	0.09	4.07	2.6	3.83	0.4	2524	314	3.83	0.4	5.9	
CR09_9.FIN2	73	0.77	0.0077	0.0024	0.00057	0.00005	0.07	7.67	2.4	3.66	0.3	2380	327	3.66	0.3	52.3	
CR09_10.FIN2	24	1.28	0.0081	0.0064	0.00055	0.00011	0.01	8.28	6.6	3.56	0.7	2696	644	3.56	0.7	57.1	
CR09_11.FIN2	34	0.90	0.0057	0.0047	0.00054	0.00009	0.03	5.41	4.7	3.50	0.6	2413	550	3.50	0.6	35.2	
CR09_12.FIN2	44	0.91	0.0376	0.0072	0.00079	0.00011	0.03	37.0	7.0	5.07	0.7	3507	266	5.07	0.7	86.3	
CR09_13.FIN2	89	0.98	0.0146	0.0026	0.00058	0.00005	0.09	14.6	2.6	3.77	0.3	2730	265	3.77	0.3	74.1	
CR09_14.FIN2	30	0.86	0.0767	0.0112	0.00122	0.00015	0.15	75.3	10.9	7.89	0.9	3686	225	7.89	0.9	89.5	
CR09_15.FIN2	35	0.93	0.0396	0.0063	0.00076	0.00009	0.01	38.8	6.1	4.92	0.6	3272	256	4.92	0.6	87.3	
CR09_16.FIN2	51	0.99	0.0131	0.0038	0.00062	0.00008	0.10	12.9	3.8	4.02	0.5	2841	364	4.02	0.5	68.9	
CR09_17.FIN2	32	1.11	0.0126	0.0053	0.00057	0.00008	0.07	12.2	5.3	3.66	0.5	2921	423	3.66	0.5	70.0	
CR09_18.FIN2	31	0.98	0.0099	0.0054	0.00059	0.00009	0.09	9.5	5.4	3.83	0.6	2459	539	3.83	0.6	59.7	
CR09_19.FIN2	44	1.13	0.0182	0.0046	0.00063	0.00007	0.17	17.9	4.5	4.05	0.5	2825	344	4.05	0.5	77.4	
CR09_20.FIN2	34	1.01	0.0099	0.0057	0.00057	0.00009	0.18	9.4	5.7	3.69	0.6	2626	544	3.69	0.6	60.7	
CR09_21.FIN2	32	0.99	0.0249	0.0069	0.00068	0.00011	0.02	26.6	7.5	4.39	0.7	2635	439	4.39	0.7	83.5	
CR09_22.FIN2	59	1.72	0.0059	0.0029	0.000												