



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

**ESTRATIGRAFÍA MESOZOICA EN EL VALLE DE ALICAHUE, CHILE
CENTRAL: EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL
CRETÁCICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PEDRO DANIEL HUECHE PEIGÑAN

**PROFESORA GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR**

**PROFESORA CO-GUÍA:
PAMELA JARA MUÑOZ**

**MIEMBRO DE LA COMISIÓN
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ**

SANTIAGO DE CHILE

2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA

OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo

POR: Pedro Daniel Hueche Peigñan

FECHA: Noviembre 2019

PROFESORA GUÍA: Luisa Pinto Lincoñir

ESTRATIGRAFÍA MESOZOICA EN EL VALLE DE ALICAHUE, CHILE CENTRAL: EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL CRETÁCICO

En Chile Central existe una cobertura Meso-cenozoica que se extiende desde el borde oriental de la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera Principal de los Andes Centrales. Sin embargo, el límite entre las unidades Mesozoicas y Cenozoicas aún no se ha establecido con precisión, sobre todo entre los 32° S y 33° S. Algunos autores han propuesto que el límite entre las unidades Mesozoicas y Cenozoicas corresponde a la Falla Pocuro, mientras que en otros trabajos sugieren que dicho límite se encuentra al oeste de esta Falla. En este sentido, el estudio de la estratigrafía y relaciones de contacto existentes entre unidades tanto Mesozoicas como Cenozoicas es clave para determinar correctamente la distribución de los depósitos que constituyen esta cobertura. De esta manera, se podrá establecer con mayor precisión un modelo evolutivo que responda a la configuración tanto de la paleogeografía como el relieve actual de Chile Central. Es así como el objetivo general de este trabajo es comprender la distribución estratigráfica y geográfica de las unidades geológicas involucradas entre los 32° S y 33° S, a partir del estudio geológico del valle de Alicahue.

Este trabajo consistió en el levantamiento de columnas estratigráficas y mapeo de unidades geológicas mediante una campaña de terreno y utilizando herramientas satelitales de teledetección. Se elaboraron columnas estratigráficas y 1 mapa geológico a escala 1:60.000 del valle de Alicahue.

La estratigrafía reconocida en esta zona permite establecer que la base de la Formación Las Chilcas se distribuye dentro de los niveles topográficos más bajos. En particular, la unidad Alicahue definida en este trabajo, se correlaciona con el Miembro Pitipeumo y Tabón, depositadas dentro de una cuenca de antepaís durante el Albiano y el Cenomaniano. En los niveles topográficos intermedios, aflora la unidad Quillay Redondo que se asocia con el Miembro El Calvario, los cuales representan un pulso volcánico con desplazamiento del arco al este durante el Coniaciano y el Campaniano. A partir del Maastrichtiano, se establece un volcanismo mayoritariamente ácido con escasos aportes aluviales, representados por la Formación Lo Valle.

Por otra parte, el procesamiento de imágenes satelitales indicaría que la Falla Pocuro no representa el límite Meso-cenozoico entre los 32° S y 33° S. Además, se confirma que la Formación Lo Valle se ubica en los altos topográficos sobre la Formación Las Chilcas al oeste de la Falla Pocuro entre los 32° S y 33° S.

Agradecimientos

En primer lugar, me gustaría agradecer a todas aquellas personas que me han apoyado incondicionalmente en esta etapa universitaria, especialmente a mi familia, que ha sido un pilar fundamental para llevar hacia adelante todas las metas propuestas. Mi desarrollo personal es gracias a los valores y el cariño que cada miembro de mi familia me ha entregado. El privilegio de haber estado en la educación superior sólo fue posible gracias al esfuerzo y perseverancia de toda una vida de mis padres.

Quisiera agradecer a la comisión de este trabajo, a Luisa, Reynaldo y Pamela, quienes me entregaron su total apoyo y conocimiento para llevar a cabo la memoria de título, especialmente a la profe Luisa y su respaldo incondicional durante todo este proceso, fue una gran mentora y consejera en esta etapa final de mi carrera. Gran parte de mi desarrollo profesional se lo debo a ella.

Además, quiero agradecer a aquellas personas que me ayudaron a realizar los terrenos. A Karen y al Cristóbal por la disponibilidad de su tiempo y, sobretodo, por su compañía y apoyo en la primera campaña. También agradezco la ayuda fundamental que me brindaron Rodrigo y Vicente durante la segunda campaña de terreno. A la Lara y al Rodrigo de nuevo, por compartir su experiencia de los trabajos de título que realizaron y ayudarme a resolver dudas claves durante este proceso.

Agradezco a mis amigos de la universidad y de la residencia por los buenos momentos compartidos. A mis amigos de Osorno por su compañía y amistad desde siempre.

Por último, me gustaría dar gracias a la RUCC por haberme recibido en sus dependencias durante toda mi vida universitaria. Sinceramente no pude haber encontrado un mejor lugar para vivir en Santiago que este. Venir a estudiar a esta gran ciudad desde el sur es bastante complejo porque requiere un ritmo de vida muy diferente. Sin embargo, la experiencia en esta residencia fue la mejor de todas. La comunión que existe en la RUCC es extraordinaria y tendré excelentes recuerdos de este lugar.

Tabla de Contenido

1.	Introducción	1
1.1.	Formulación del problema	1
1.2.	Hipótesis de Trabajo.....	3
1.3.	Objetivo General.....	3
1.4.	Objetivos Específicos	4
1.5.	Metodologías de trabajo	4
1.6.	Ubicación y vías de accesos.....	5
2.	Marco Teórico.....	7
2.1.	Sistemas de teledetección aplicados en Geología	7
3.	Marco Geológico.....	9
3.1.	Unidades Geomorfológicas.....	9
3.2.	Unidades Estratificadas	10
3.3.	Rocas Intrusivas	18
3.4.	Estructuras	19
3.5.	Evolución Geotectónica	21
4.	Geología Local	29
4.1.	Unidades Estratificadas	31
4.2.	Intrusivos	54
4.3.	Estructuras	57
4.4.	Imágenes Satelitales	59
5.	Discusión	67
5.1.	Facies litológicas y ambientes de sedimentación.....	67
5.2.	Correlaciones estratigráficas	70
5.3.	Imágenes Satelitales	77
5.4.	Implicancias tectónicas regionales.....	80
6.	Conclusiones	84
7.	Bibliografía.....	85
8.	Anexos	94
8.1.	Puntos de Control	94
8.2.	Fracturas y Diaclasamiento	95
8.3.	Descripción de muestras	100

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.6.1: Modelo de elevación digital (DEM) que muestra la zona de estudio marcada con un rectángulo rojo. Los círculos púrpuras indican ciudades y pueblos aledaños. El trazo verde representa el acceso a la zona de estudio por la ruta 5, E-35, E-41 y E-445. El cuadro superior izquierdo da a conocer la ubicación contextualizada del área de estudio en Chile Central. Dentro de este cuadrado, el rectángulo azulado localiza el DEM dentro de la región de Valparaíso.....	6
Figura 3.1.1: Principales morfoestructuras de la segmentación andina en Chile Central, entre los 32°S y 35°S. Tomado de Fock (2005).	9
Figura 3.2.1: Mapa geológico de Chile Central que abarca la Cordillera de la Costa y el borde Occidental de la Cordillera Principal, entre los 32° S y 32°30'S. El cuadro rojo indica los límites de la zona de estudio. Compilado de Rivano et al.(1993), Cristallini y Cangini (1993), Cristallini et al. (1994), Pérez (1995, 2001), Ramos et al. (1996b), Cristallini y Ramos (2000), SERNAGEOMIN (2003), Mpodozis et al. (2009), Jara y Charrier (2014). Tomado de Alarcón y Pinto (2015).....	11
Figura 3.2.2: Formaciones presentes en Chile Central a partir del Albiano, con sus respectivas edades. Compilado de Franzese y Spalletti (2001), Giambiagi et al. (2003), Charrier et al. (2007), Martinez et al. (2013), Mescua et al. (2014). Tomado de Boyce (2015).....	12
Figura 3.2.3: Edad, espesor promedio y relación temporal de los 4 miembros redifinidos por Boyce (2015) que constituyen a la Formación Las Chilcas. Tomado de Boyce (2015).....	14
Figura 3.4.1: Mapa de escala regional, entre los 32°S y 34°S, que indica las principales estructuras que limitan los afloramientos asociados a la Formación Abanico. (Rivano et al., 1993; Ramos et al., 1996; Fock, 2006; Farías, 2007; Rauld, 2011). Tomado de Jara (2013).....	20
Figura 3.5.1: Segmentación Andina. La zona de estudio se ubica en el trazo transicional entre la Zona Volcánica Central (CVZ) y Zona Volcánica Sur (SVZ). Tomado de Jara (2013).....	22
Figura 3.5.2: Ciclos tectónicos, orogenias y eventos asociados a la evolución del margen continental de Sudamérica, comparado con la evolución del supercontinente. Tomado de Charrier et al. (2015).	23
Figura 3.5.3: Límite de terrenos acrecionados al borde occidental de Gondwana (Ramos, 1988). Tomado de Chernicoff y Zappettini (2003).	24
Figura 3.5.4: Ciclos y eventos tectónicos acontecidos en el margen occidental de Sudamérica desde el Triásico hasta el Neógeno. Tomado de Charrier et al. (2015).	25
Figura 3.5.5: Esquema paleogeográfico de Chile Central para la segunda subetapa de la primera etapa del ciclo Andino (Tomado de Charrier et al., 2007).	25
Figura 3.5.6: Configuración de placas tectónicas en el borde occidental de Sudamérica a finales del Cretácico Temprano a la izquierda, y para el Cretácico Tardío a la derecha (Tomado de Scheuber et al., 1994).....	26

Figura 3.5.7: Distribución esquemática de los afloramientos de la Formación Abanico y de las estructuras mayores que los limitan en la Cordillera Principal, entre los 32°S y 34°S. Se interpreta el ancho de la cuenca en donde se acumulan los depósitos de la Formación Abanico. b) Esquema de la evolución de la Cuenca de Abanico entre el Oligoceno tardío y el Mioceno Temprano en dos secciones generalizadas entre los 32°-33°S y los 33°-34°S (Tomado de Jara et al., 2015).....	28
Figura 4.1.1: Mapa del valle de Alicahue con la indicación de los 5 sectores estudiados en detalle y que se indica por los cuadros de colores. Estos sectores representan los diferentes lugares en donde se realizaron descripciones litológicas y estratigráficas. ...	31
Figura 4.1.2: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio. En este esquema es posible observar las 3 unidades estratificadas definidas en este trabajo...	32
Figura 4.1.3: Esquema de las columnas estratigráficas elaboradas en cada sector que definen a la unidad Alicahue.	33
Figura 4.1.4: Imágenes de las principales litologías presentes en la base de la subunidad inferior reconocidas en el sector 1. A) Areniscas líticas y conglomerádicas de color pardo grisáceo con laminaciones de areniscas finas grisáceas. B) Areniscas conglomerádicas con algunas laminaciones de arenisca fina rojiza. C) Detalle de la imagen A, en donde es posible apreciar de mejor manera las laminaciones de areniscas finas y conglomerádicas. D) Lente de conglomerados clasto soportados ubicado cerca del contacto con rocas volcánicas.....	35
Figura 4.1.5: Fotografía que muestra el cambio litologías sedimentarias a volcánicas. La porción inferior del afloramiento presenta laminaciones de areniscas finas grisáceas y areniscas conglomerádicas, con un lente de conglomerados mostrados en la figura 4.6. Hacia arriba del afloramiento se disponen lavas de composición andesítica.....	36
Figura 4.1.6: Vista hacia el sur del afloramiento de lavas andesíticas que se encuentra sobre el contacto mostrado en la figura 4.1.5.....	37
Figura 4.1.7: Principales afloramientos del sector 2 en donde se puede observar claramente el manteo NE de los depósitos. A) Areniscas líticas correspondientes a la sección superior del sector 2. B) techo de la sección inferior del sector 2.	38
Figura 4.1.8: : Fotografías de las litologías reconocidas en la sección inferior del sector 2. A) Brechas volcánicas pertenecientes a la base de la columna estratigráfica asociada (Figura 4.10). B) Detalle del tamaño modal de los fragmentos que constituyen la brecha volcánica en su base. C) Brechas volcánicas ubicadas cerca del contacto con las facies sedimentarias de la sección inferior. Nótese que el tamaño de los fragmentos es mayor a las brechas volcánicas de la base. D) Afloramiento de la sección inferior del sector 2. E) Esquema de las litologías que constituyen el afloramiento de la sección inferior. Se distingue el cambio de facies volcánicas a sedimentarias en la base de este afloramiento. F) Detalle del contacto que marca este cambio de facies. Conglomerados clastosoportados se disponen sobre las brechas volcánicas mostradas en C).....	39
Figura 4.1.9: Imágenes de los principales afloramientos estratificados que constituyen la sección superior el sector. Nótese el color pardo rojizo que presentan 2. A) Areniscas líticas bien estratificadas. B) Detalle del afloramiento anterior en donde es posible apreciar algunos clastos aislados que forman parte de esta facie sedimentaria fina. C) Laminaciones de areniscas finas grisáceas y pardo rojizas. D) Intercalación rítmica	

entre areniscas líticas y areniscas de grano fino. En la imagen se muestra como las areniscas de grano fino presentan abundante arcilla.	41
Figura 4.1.10: Detalle de los clastos presentes en algunas facies sedimentarias de la porción superior. A) Clastos aislados de las areniscas líticas. La fotografía muestra el tamaño máximo que presentan los clastos que constituyen estas areniscas. B) Conglomerados polimícticos del techo de la sección superior en el sector 2. En la imagen el porcentaje de clastos disminuye hacia arriba.	42
Figura 4.1.11: Fotografía de los principales afloramientos que definen la subunidad superior. A) Secuencias estratificadas correspondientes a las areniscas líticas que subyacen los conglomerados presentes en el sector 3. Nótese el manteo NE que presentan las capas. B) Afloramiento levemente estratificado de los conglomerados de la subunidad superior. C) Areniscas gruesas de color pardo rojizo ubicadas en la base de la subunidad superior. D) Detalle del afloramiento mostrado en B) en donde se aprecian los clastos que conforman los conglomerados que sobreyacen las areniscas líticas de la subunidad superior.	43
Figura 4.1.12: Vista de los principales afloramientos que constituyen las unidades estratificadas definidas en el valle de Alicahue. La traza amarilla indicaría el contacto inferido entre la subyacente unidad Alicahue y la Unida Quillay Redondo.	44
Figura 4.1.13: Columna representativa de la unidad Quillay Redondo y la unidad Cerro Chape. En este esquema se indican las principales litologías, espesores aproximados y sus relaciones de contactos.	45
Figura 4.1.14: Imágenes de las principales litologías reconocidas en la sección inferior de la unidad Quillay Redondo. A) Aspecto de los afloramientos que forman parte de las tobas de lapilli líticas ubicadas en la base de la sección inferior. B) Imagen en detalle del afloramiento mostrado en A). Se pueden observar líticos subangulosos rojizos. C) Afloramiento de las lavas presentes en la sección inferior. D) Detalle del afloramiento mostrado en C). Es posible distinguir autobrechización mediante la presencia de fragmentos autoclásticos de color pardo oscuro.	47
Figura 4.1.15: Litologías presentes en la base de la sección media de la unidad Quillay Redondo. A) Afloramiento de los conglomerados matriz soportados masivos de la sección media. B) detalle del afloramiento mostrado en A). En la imagen se aprecia la mala selección de los clastos. C) Tobas vítreas con fiammes ubicadas sobre los conglomerados de la sección media. D) Tobas vítreas a líticas con matriz de ceniza rojiza.	49
Figura 4.1.16: Imágenes de algunos afloramientos pertenecientes a la sección superior de la unidad Quillay Redondo. A) Aspecto de los conglomerados masivos ubicados en la base de la sección superior. En la imagen se observa la intensa erosión mecánica de los afloramientos que constituyen este nivel. B) Detalle de este nivel sedimentario en donde se puede apreciar las características de los clastos. C) Afloramiento que forma parte de las tobas de lapilli líticas a brechosas que se ubican sobre el nivel sedimentario en la sección superior. D) Imagen de las brechas volcánicas que constituyen el techo de la sección superior.	50
Figura 4.1.17: Vista hacia el cerro Chape al este del Valle de Alicahue. En estas imágenes se distingue la unidad Cerro Chape y su ubicación en los niveles topográficos más altos dentro de la zona de estudio.	52

Figura 4.1.18: Principales afloramientos de la unidad Cerro Chape. **A)** Detalle de los conglomerados gruesos en donde es posible apreciar los diferentes clastos que lo constituyen. **B)** Afloramiento de los conglomerados gruesos que se ubican en la base de la unidad Cerro Chape. El sujeto e la imagen indica el norte. **C)** Nivel de areniscas conglomerádicas dentro de un potente espesor de conglomerados. **D)** Detalle del afloramiento mostrado en C), en donde se aprecia el aspecto de estas areniscas.....54

Figura 4.2.1: Vista hacia la ladera oeste del valle de Alicahue en donde la unidad Chalinga intruye a la unidad estratificada Alicahue.55

Figura 4.2.2: Detalle de los afloramientos moderadamente fracturados e intruidos por diques de la Unidad Chalinga ubicados en el sector 5.....55

Figura 4.2.3: Distribución espacial de los cuerpos intrusivos de la unidad Rincón Alto que intruyen a la unidad estratificada Cerro Chape.56

Figura 4.2.4: Detalle de los cuerpos intrusivos que constituyen a la unidad Rincón Alto, en donde es posible distinguir cristales euhedrales de Hornblenda.....57

Figura 4.3.1: Perfil esquemático que integra la información geológica recopilada en el valle de Alicahue.58

Figura 4.3.2: Disposición representativa de los niveles estratigráficos que escriben a la unidad Alicahue. La imagen de la izquierda indica un manteo aparente hacia el SW-W, reconocido en la ladera oeste del valle de Alicahue. La imagen de la derecha corresponde a los afloramientos que se ubican en la ladera este del valle, los cuales se disponen con un manteo real hacia el NE.....58

Figura 4.3.3: Vista hacia el río Alicahue cuyo cauce cruza por un valle E-O, separando el valle de Alicahue con el valle que se encuentra más al sur. En la derecha de esta figura se encuentran los niveles estratificados de la unidad de Alicahue indicados en la Figura 4.3.2. A la izquierda de esta panorámica se reconoce un antiforme, en función de los niveles estratificados que presentan manteos aparentes opuestos.....59

Figura 4.4.1: Imagen satelital generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 1 conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo. Los cuadros rojos indican las áreas de estudios consideradas para el análisis de imágenes satelitales en este trabajo. Así, el cuadro 1 indica el área de estudio del trabajo realizado por Pérez (2019), el cuadro 2 muestra la zona de este trabajo, y el cuadro 3 muestra el área de estudio de Arias (2019).....61

Figura 4.4.2: Imagen satelital generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 2 conformada por R:SWIR-2; G:NIR; B: AZUL. Los cuadros rojos indican las áreas de estudios consideradas para el análisis de imágenes satelitales en este trabajo. Así, el cuadro 1 indica el área de estudio del trabajo realizado por Pérez (2019), el cuadro 2 muestra la zona de este trabajo, y el cuadro 3 muestra el área de estudio de Arias (2019).62

Figura 4.4.3: Imagen satelital generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 1 conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo. Los cuadros rojos indican las áreas de estudio mencionadas anteriormente (Figura 4.20 y Figura 4.21). Adicionalmente, muestra la distribución de las tonalidades que conforman la franja oriental. La Franja oriental 1 se constituye por la tonalidad rojiza que aparece en esta combinación de

bandas, mientras que la Franja oriental 2 corresponde a la tonalidad amarillo anaranjado.	63
Figura 4.4.4: Imagen satelital de la zona de estudio, generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 1 conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo. Los cuadros rojos indican los 4 sectores en donde se realizaron descripciones estratigráficas (Figura 4.1.1).	65
Figura 4.4.5: Imagen satelital de la zona de estudio, generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 2 conformada por R:SWIR-2; G:NIR; B: AZUL. Los cuadros rojos indican los 4 sectores en donde se realizaron las descripciones estratigráficas (Figura 4.1.1).	66
Figura 5.2.1: Columnas estratigráficas esquemáticas de otros trabajos que se correlacionan con la unidad Alicahue. Las líneas punteadas indican las correlaciones con cada unidad geológica involucrada. En particular, aparecen 4 miembros de la Formación Las Chilcas (sensu Boyce, 2015). Dentro de estas correlaciones, se incluye la estratigrafía de la Formación Las Chilcas definida por Carter y Aliste (1962) al norte del río Aconcagua y el trabajo realizado por Boyce (2015) tanto al norte como al sur del río Aconcagua.	71
Figura 5.2.2: Correlación esquemática con columnas estratigráficas realizadas en otros trabajos, precisamente al norte y sur de la zona de estudio. La columna a la izquierda del esquema corresponde a la elaborada por Pérez (2019) al norte de la zona de estudio, mientras que a la derecha del esquema aparece la columna realizada por Arias (2019) al sur. Las líneas punteadas indican la correlación propuesta entre unidades y subunidades informales definidas por cada autor. Las unidades definidas por Pérez (2019) de base a techo corresponden a la Unidad Hierro Viejo-Pedernal, Unidad El Sobrante, Unidad El Rancho y Unidad Cerro Pila; y las unidades descritas por Arias (2019) de base a techo son Unidad Los Ángeles, Unidad Las Minillas: sección inferior, sección media, subunidad sedimentaria inferior (SSI), subunidad volcanoclástica inferior (SVI), subunidad sedimentaria superior (SSS), subunidad volcanoclástica superior (SVS) y Unidad Chalaco.	73
Figura 5.3.1: Modelo 3D de la zona de estudio con la combinación 1 realizada en Landsat 8. En esta figura se realiza una interpretación de la distribución de las unidades estratificadas definidas en el valle de Alicahue, basados en datos estratigráficos y en el análisis de imágenes satelitales procesadas en Landsat 8.	78
Figura 5.3.2: Imagen satelital generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 1 conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo. Encima de esta combinación, se muestra la fotointerpretación de las unidades geológicas presentes, basado en las diferencias espectrales generadas por la combinación de bandas y la estratigrafía reconocida en diversos trabajos. Los cuadros rojos indican 3 áreas de estudios. El cuadro 1 indica el área de estudio del trabajo realizado por Pérez (2019), el cuadro 2 muestra la zona de este trabajo, y el cuadro 3 muestra el área de estudio de Arias (2019).	80
Figura 5.4.1: Modelo esquemático de la evolución paleogeográfica de la zona de estudio entre el Albiano tardío al Cenomaniano. Se incluyen los depósitos que predominan en dicho contexto tectono-estratigráfico.	81

Figura 5.4.2: Modelo esquemático de la evolución paleogeográfica de la zona de estudio entre el Coniaciano y el Campaniano. Se incluyen los depósitos volcánicos que predominan en este otro contexto tectono-estratigráfico.....	82
Figura 5.4.3: Modelo de evolución paleogeográfico esquemático de la zona de estudio desde el Maastrichtiano al Daniano. En este sentido, se destaca la presencia de depósitos sedimentarios que predominan a inicios del Maastrichtiano y que sobreyacen a los depósitos previos. Además, en un contexto de arco volcánico que se establece hacia el Daniano.....	83
Figura 8.1.1: Puntos de descripciones y adquisición de muestras mano.	94
Figura 8.2.1: : Estructuras ubicadas en el techo de la subunidad inferior, rellenas por cuarzo y calcita. A) se observa una brechización de la roca hospedante correspondiente a los conglomerados polimícticos del techo de la subunidad superior. B) Estructuras rellenas por circulación secuencial de fluidos, generando crustificación en las vetillas.	96
Figura 8.2.2: Comparación de afloramientos cercanos en el sector 3. A) Areniscas finas intensamente fracturadas en diferentes direcciones. B) Areniscas líticas que sobreyacen la secuencia anterior. Este afloramiento está ubicado al borde del camino muy cerca del afloramiento mostrado en A).	97
Figura 8.2.3: Discontinuidades y diques presentes en los conglomerados de la subunidad superior. A) Discontinuidad con un núcleo en donde los conglomerados son intensamente alterados. B) Detalle de la discontinuidad mostrada en A), precisamente en los bordes de esta fractura. Se aprecia la alteración pervasiva de los conglomerados. C) Zona de intenso fracturamiento y lugar de emplazamiento de diques ubicada en el techo de la subunidad superior. La litología es completamente obliterada en todo este afloramiento, con fracturas orientadas en diferentes direcciones. D) Esquema del afloramiento descrito en C).	98
Figura 8.2.4: Afloramiento al borde de la ruta E-375 que es cortado por varias fracturas. A) Una de las fracturas que cortan este afloramiento en dirección NE. Dentro de esta estructura presenta abundante arcilla. B) Fractura con la mayor zona de daño reconocida en el sector 4. Se aprecia un espesor mínimo de 4 metros que se constituye por arcilla y harina de falla.....	99

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Resolución espectral y espacial de la plataforma Lansat 8 OLI.	7
Tabla 2.2:Combinaciones de bandas para diferentes usos en imagen Landsat 8 OLI. Tomado de Pérez (2019).....	8

Capítulo 1

1. Introducción

1.1. Formulación del problema

El borde oriental de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal de los Andes Centrales se constituyen principalmente por una cobertura Meso-cenozoica (Rivano y Sepúlveda, 1991). Esta cobertura registra diferentes eventos tectónicos que han moldeado el paisaje desde el Jurásico temprano con el inicio de la subducción andina. Precisamente en este período predominaron condiciones extensionales, sin mayor deformación compresiva relevante, ni relieves importantes hasta el Cretácico inferior (Charrier *et al.*, 2007; Ramos, 2010). Durante el Albiano tardío, las condiciones geodinámicas en el margen sudamericano cambiaron a un régimen predominantemente compresivo, construyendo así el primer relieve de carácter andino en el borde occidental de Sudamérica (Charrier *et al.*, 2007; 2015; Boyce, 2015). Estas condiciones tectónicas permanecieron hasta el Oligoceno, época en donde se inicia el desarrollo de una cuenca intra arco entre los 29°-39° S, debido a un episodio de extensión que se mantiene hasta los ~23 Ma (*e.g.*, Godoy y Lara, 1994; Charrier *et al.*, 2002, 2007, 2009). Posteriormente, un nuevo evento compresivo asociado a un incremento de la tasa de convergencia en el Mioceno temprano (~23 Ma) generó la inversión de la cuenca Abanico (Muñoz-Saez *et al.*, 2014).

La distribución espacial de la cobertura Meso-cenozoica en Chile Central, por lo tanto, responde al efecto generado por estos eventos tectónicos desde el Jurásico Temprano. Así, las unidades estratificadas e intrusivas del Mesozoico se ubican entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central en franjas norte-sur, mientras que las unidades Cenozoicas se distribuyen dentro de la Cordillera Principal. En este sentido, dentro de la disposición espacial de esta cobertura aparece un límite entre las unidades Mesozoicas y Cenozoicas que separa dos períodos geodinámicos muy diferentes en la historia geológica de Chile Central. No obstante, la definición de este límite aún ha sido tema de debate en los últimos años (Rivano *et al.*, 1993; SERNAGEOMIN, 2002; Campbell 2005; Jara, 2013).

En el límite Meso-cenozoico están involucradas diversas unidades estratificadas Meso-cenozoicas como también importantes sistemas estructurales. Por un lado, en esta zona afloran secuencias pertenecientes a la Formación Las Chilcas que tienen relación con la

construcción del primer relieve de carácter andino durante el Albiano Tardío. Cercano a esta unidad aflora la Formación Abanico asociado a un evento extensional con desarrollo de una cuenca de intra-arco durante el Oligoceno.

En cuanto a las estructuras, entre los 32° S y 34° S la Falla Pocuro aparece como uno de rasgos estructurales más prominentes de la Región de Valparaíso el cual ha sido fundamental para entender la distribución de las unidades Meso-cenozoicas a esta latitud (e.g., Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996). La Falla Pocuro fue descrita como una falla normal de manteo al este ligada a la formación de la cuenca Abanico en el Oligoceno y posteriormente invertida durante el Mioceno inferior (e.g., Campbell, 2005). Se ha propuesto que esta falla delimitaría el borde occidental de la cuenca Abanico (Charrier *et al.*, 2005), cuya traza se prolongaría al sur hacia la Falla San Ramón a partir de los 32°45' S (Aguirre, 1960; Rivano *et al.*, 1993; Rivano y Sepúlveda, 1986; Jara, 2013; Jara y Charrier, 2014, Muñoz-Saez *et al.*, 2014). No obstante, entre los 33° S y 34° S, el límite occidental de la cuenca Abanico se ha reconocido en la Falla Infiernillo que dispone en contacto tectónico a unidades Mesozoicas y Cenozoicas en la Cuesta de Chacabuco, Cerro Renca y Portezuelo de Chada (Fock, 2005), estableciendo de esta manera un notorio límite Meso-cenozoico a esta latitud. Mientras que hacia el norte de los 33° S aún no se tiene claridad si este límite Meso-cenozoico efectivamente corresponde a la Falla Pocuro.

En este sentido, diversos autores señalaron que al este de la Falla Pocuro bajo la Formación Farellones afloraban secuencias de edad Albiano y Cretácico Superior correspondientes a las formaciones Los Pelambres y Salamanca (Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996). No obstante, trabajos posteriores sostienen que hacia al este de la Falla Pocuro se constituye por rocas asignadas a las formaciones Abanico y Farellones de edad Oligoceno y Mioceno, respectivamente (Aguirre, 1960; Padilla, 1981; Moscoso *et al.*, 1982; Arias, 1984; SERNAGEOMIN, 2002). De este modo, la Falla Pocuro separaría rocas Mesozoicas correspondientes a las formaciones Las Chilcas (Cretácico Inferior), Salamanca (Cretácico Superior) y Lo Valle (Cretácico Superior-Paleógeno), hacia el Oeste, y rocas Cenozoicas de la Formación Abanico (Oligoceno-Mioceno Inferior) y Farellones (Mioceno) hacia el este (SERNAGEOMIN, 2002).

Estudios recientes han permitido establecer con mayor exactitud la distribución de diferentes formaciones ya definidas en algunos sectores cercanos a la Falla Pocuro (e.g., Jara, 2013; Machuca, 2017; Pérez, 2019; Arias, 2019). Por un lado, Jara (2013) sostiene que a los 32°-32°15' S, las unidades Oligo-miocenas (formaciones Abanico y Farellones) cubren por ambos lados de la Falla Pocuro con una deformación menor, acotando de esta manera la deformación y actividad principal de esta. En el tramo norte de la traza principal de la falla, Bustamante *et al.* (2012) reconocen litologías de la Formación Abanico al oeste de la Falla Pocuro dispuestas en discordancia con unidades Mesozoicas de las Formaciones Las Chilcas y Lo Valle. De igual manera, Machuca (2017) describe a los 32°28' S un contacto discordante entre unidades informales identificadas por el autor como Formación Las Chilcas y Abanico/Farellones al oeste de la Falla Pocuro. No obstante, las unidades reconocidas como secuencias Oligo-miocenas por Jara (2013) y Pérez (2019) entre 32° S y 32°24' S las identifica como unidades Cretácicas

correlacionadas con la Formación Lo Valle dispuestas en discordancia sobre Formación Las Chilcas. Adicionalmente, Arias (2019) propone que las secuencias volcano-sedimentarias identificadas como Formación Salamanca por Jara (2013) se correlacionan mejor con las unidades geológicas de la Formación Las Chilcas que, además, subyacen a la Formación Lo Valle, tal como fue identificado por Pérez (2019) más al norte (Figura 4.4.1)

En este sentido, la manera en que las diferentes unidades estratificadas se distribuyen al oeste de la Falla Pocuro entre los 32° S y 33° S, define una evolución paleogeográfica específica para la región. Además, a estas latitudes existe un reconocimiento de unidades geológicas fundamentalmente de escala regional, con descripciones estratigráficas de poco detalle y escasas dataciones que permitan una mejor comprensión de la estratigrafía. Por lo tanto, caracterizar la distribución geográfica y estratigráfica de las unidades geológicas involucradas al oeste de la Falla Pocuro es clave para determinar con precisión la evolución paleogeográfica dentro de Chile Central entre los 32° S y 33° S.

La zona de estudio para este trabajo se localiza en el borde occidental de la Cordillera Principal, en el valle de Alicahue, ubicado entre los 32°14' S y 32°20' S (Figura 1.6.1). Precisamente esta zona conecta el área de estudio de los trabajos realizados por Pérez (2019) al norte y Arias (2019) por el sur (Figura 1.6.1). En estos trabajos se ha reconocido principalmente unidades Mesozoicas como las formaciones Lo Valle y Las Chilcas, y potencialmente unidades Cenozoicas asociadas a la Formación Abanico. De este modo, mediante una caracterización en detalle de las secuencias estratificadas en el valle de Alicahue será posible establecer una adecuada distribución de estas unidades Mesozoicas o cenozoicas al oeste de la Falla Pocuro entre los 32° S y 33° S, conectando además los resultados obtenidos al norte y al sur de la zona de estudio.

1.2. Hipótesis de Trabajo

En la región que comprende los valles de los ríos El Sobrante y Putaendo, la Falla Pocuro no representa el límite entre unidades Mesozoicas y Cenozoicas. En particular, en el sector del valle de Alicahue, las unidades estratificadas al oeste de la Falla Pocuro corresponden a unidades Cretácicas.

1.3. Objetivo General

Comprender la distribución estratigráfica y geográfica de las unidades geológicas involucradas entre los 32° S y 33° S; y establecer las implicancias de la evolución paleogeográfica de la región de estudio a partir de esta configuración en función de los procesos geológicos ocurridos en la zona de estudio.

1.4. Objetivos Específicos

- I. Caracterizar estratigráficamente las unidades geológicas en el área de estudio.
- II. Caracterizar la distribución geográfica de las unidades descritas en el área de estudio.
- III. Determinar los ambientes de depositación de las unidades geológicas involucradas en función de las facies litológicas presentes.
- IV. Establecer una correlación estratigráfica entre las unidades descritas y las unidades geológicas formales definidas en la literatura
- V. Establecer una relación entre las unidades geológicas descritas y el tratamiento de imágenes satelitales.
- VI. Determinar la evolución paleogeográfica de la zona de estudio, basado en las unidades geológicas reconocidas.

1.5. Metodologías de trabajo

Consta de 3 partes que son subdivididas en trabajo de gabinete, terreno y post-terreno.

1) Trabajo de Gabinete

Constituido por actividades previas al trabajo en terreno con el fin de contextualizar y adquirir conocimientos necesarios acerca de la zona de estudio. Esto incluye:

- i) Revisión de las rutas de acceso de la zona de estudio.
- ii) Recopilación bibliográfica sobre la geología regional y local de la zona de estudio, con énfasis en estudios relacionados con la caracterización litológica y estratigráfica de las unidades geológicas en Chile Central.
- iii) Análisis de imágenes satelitales con revisión de bandas para la definición de unidades litológicas y estructuras en la zona de estudio. Esto se lleva a cabo mediante herramientas computacionales que permiten el manejo de información topográfica y bandas espectrales. En particular, se realizó un tratamiento de imágenes Landsat 8 OLI en el software *ENVI 5.3* para generar una discriminación litológica. Además, el uso de la herramienta *ArcGIS 10.3* permitió trabajar con modelos de elevación digital (DEM) para la elaboración de mapas topográficos y de relieve.

2) Trabajo de Terreno

Una vez realizado el trabajo de gabinete, se realizaron 2 campañas de 5 días en total, entre el sector de El Sobrante y la localidad de Alicahue. El objetivo de estas campañas fue adquirir información geológica que posteriormente será procesada en el trabajo post-terreno. Esta etapa involucra descripciones litológicas y estratigráficas de las unidades geológicas previamente detectadas en gabinete, junto con la elaboración de columnas estratigráficas y caracterización de su distribución espacial.

3) Trabajo Post-terreno

Consistió en la recopilación y manejo de toda la información adquirida en etapas previas para el análisis e interpretación de la geología del área de estudio. Esta labor incluye:

- i) Descripción petrográfica detallada de las muestras obtenidas en terreno.
- ii) Elaboración de columnas estratigráficas definitivas.
- iii) Confección de un mapa geológico escala 1:60000.
- iv) Análisis de facies sedimentarias, estructuras y litologías encontradas en la zona de estudio.
- v) Integración de los datos adquiridos para la correlación con unidades geológicas presentes en el área de estudio.

1.6. Ubicación y vías de accesos

La zona de estudio corresponde al valle de Alicahue, que se encuentra en la comuna de Cabildo, V Región, específicamente entre los 32°14' S y 32°24' S, ubicado al norte de la localidad de Alicahue y al sur del valle de El Sobrante, lugar en donde se encuentra la localidad de Chicolco (Figura 1.6.1). Las ciudades más cercanas son Cabildo y La Ligua, cuya distancia hacia el acceso sur del valle por Alicahue son de 36 km y 43 km, respectivamente (Figura 1.6.1).

El acceso hacia esta zona de interés desde Santiago se hace siguiendo la ruta 5 en dirección norte hasta llegar al empalme con la ruta E-35 que permite acceder a la ciudad de La Ligua. Desde esta localidad se continua por la ruta E-35, pasando por Cabildo y conectándose con la ruta E-41 hasta llegar a la localidad de La Vega. A partir de este lugar se toma la ruta E-445 que llega finalmente a la localidad de Alicahue, que representa el acceso principal a la zona de interés. Para acceder al valle se realiza el recorrido a través de la ruta E-375. En total, desde Santiago son 205 km recorridos en aproximadamente 2 horas y 44 minutos.

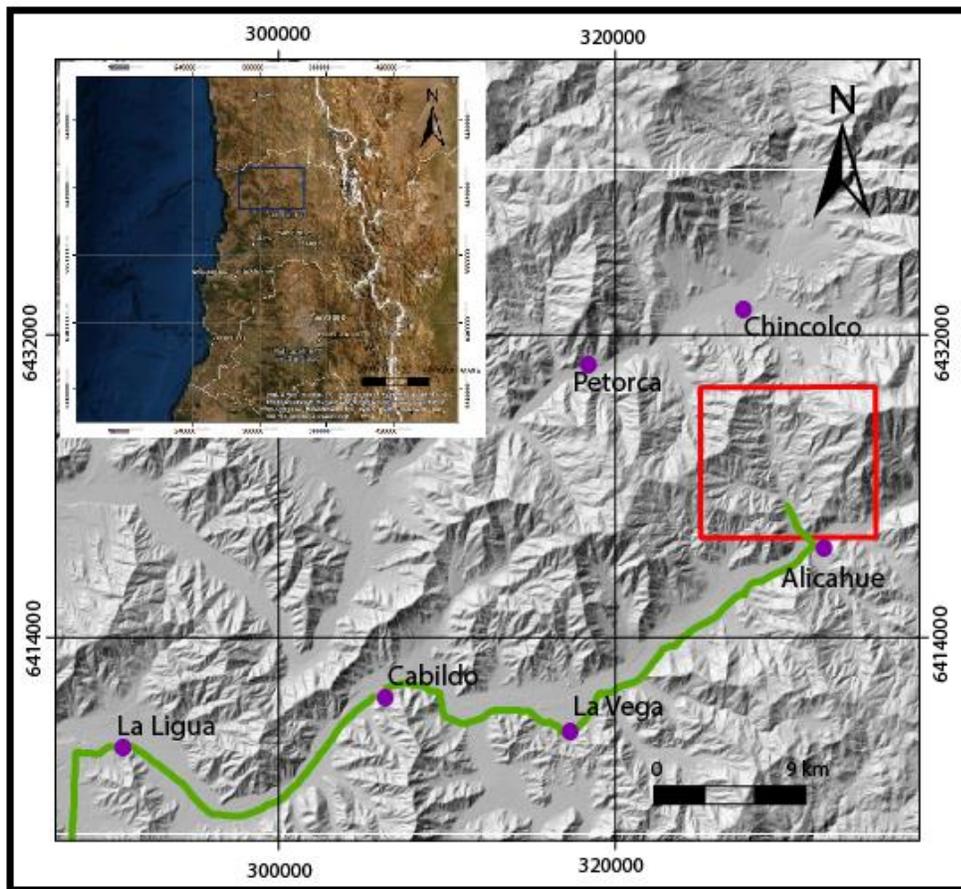


Figura 1.6.1: Modelo de elevación digital (DEM) que muestra la zona de estudio marcada con un rectángulo rojo. Los círculos púrpuras indican ciudades y pueblos aledaños. El trazo verde representa el acceso a la zona de estudio por la ruta 5, E-35, E-41 y E-445. El cuadro superior izquierdo da a conocer la ubicación contextualizada del área de estudio en Chile Central. Dentro de este cuadrado, el rectángulo azulado localiza el DEM dentro de la región de Valparaíso.

Capítulo 2

2. Marco Teórico

2.1. Sistemas de teledetección aplicados en Geología

La utilización de imágenes satelitales desde 1972 ha generado una revolución en diferentes disciplinas que requieren un monitoreo de superficie. La adquisición de datos aplicados de forma conjunta a partir de varios satélites permite al usuario caracterizar la respuesta del terreno frente a distintos espectros de luz, lo que permite identificar elementos de interés como vegetación, áreas urbanas, cuerpos de agua, nieve, suelo y roca. (Kneeper, 2010).

La teledetección consiste en la obtención de información a distancia de objetos o terrenos sin que exista un contacto material. La fuente de información proviene de la radiación electromagnética emitida o reflejada por la superficie terrestre, cuya señal es captada, almacenada y transmitida a distancia por dispositivos denominados “sensores” incorporados en los satélites. En base al tipo de satélite y sensor, se obtienen diversos registros que son separados en bandas espectrales o electromagnéticas (Pérez y Muñoz, 2006).

Actualmente existe una gran variedad de sensores y satélites que disponen de datos superficiales que pueden ser aplicados en diferentes áreas de estudio. Dentro de esas plataformas destacan Landsat y Sentinel cuyo acceso es de carácter gratuito. En este trabajo se utilizan las bandas espectrales de la plataforma Landsat 8 OLI (Tabla 2.1).

Bands	Wavelength (micrometers)	Resolution (meters)
Band 1 - Coastal aerosol	0.43 - 0.45	30
Band 2 - Blue	0.45 - 0.51	30
Band 3 - Green	0.53 - 0.59	30
Band 4 - Red	0.64 - 0.67	30
Band 5 - Near Infrared (NIR)	0.85 - 0.88	30
Band 6 - SWIR 1	1.57 - 1.65	30
Band 7 - SWIR 2	2.11 - 2.29	30
Band 8 - Panchromatic	0.50 - 0.68	15
Band 9 - Cirrus	1.36 - 1.38	30
Band 10 - Thermal Infrared (TIRS) 1	10.60 - 11.19	100
Band 11 - Thermal Infrared (TIRS) 2	11.50 - 12.51	100

Tabla 2.1: Resolución espectral y espacial de la plataforma Landsat 8 OLI.

Una de las aplicaciones de los sistemas de teledetección es la discriminación litológica. Como se dijo anteriormente, la identificación de ciertos elementos en superficie responde a la interacción que presentan estos con la luz reflejada y refractada. Particularmente, a partir de combinaciones de bandas espectrales en los canales de color RGB, HSV, entre otros, es posible lograr un realce litológico (Mwaniki *et al.*, 2015). No obstante, previo a esto se sugiere la utilización de correcciones atmosféricas, radiométricas y máscaras de vegetación (Kneeper, 2010). De este modo, en este trabajo se utilizan discriminadores litológicos en Landsat 8 con el objetivo de elaborar un mapa geológico de 1:60.000, y establecer correlaciones estratigráficas (Tabla 2.2).

Combinación de Bandas Espectrales en sistema RGB	Usos	Canal de Banda para imagen Landsat 8 OLI
R: Rojo; G: Verde; B: Azul	Color Real	R: B4; G: B3; B: B2
R: NIR; G: Rojo; B: Verde	Falso color para realce de vegetación	R: B5; G: B4; B: B3
R: SWIR-2; G: NIR; B: Azul	Falso color para discriminador litológico	R: B7; G: B5; B: B2
R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo	Falso color para discriminador litológico	R: B3/B2; G: B5/B1; B: B7/B3
R: SWIR-1/SWIR-2; G: Rojo/Azul; B: SWIR-1/NIR	Falso color para estudio de minerales de alteración	R: B6/B7; G: B4/B2; B: B6/B5

Tabla 2.2: Combinaciones de bandas para diferentes usos en imagen Landsat 8 OLI. Tomado de Pérez (2019).

Capítulo 3

3. Marco Geológico

3.1. Unidades Geomorfológicas

El relieve en la región comprendida entre los 32° S y 35° S, donde se encuentra Chile Central, se constituye por 5 unidades morfoestructurales claramente distinguibles entre si y que presentan una orientación norte-sur. De oeste a este, Este relieve está conformado por la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y la Precordillera, éstas dos últimas en territorio argentino (Figura 3.1.1).

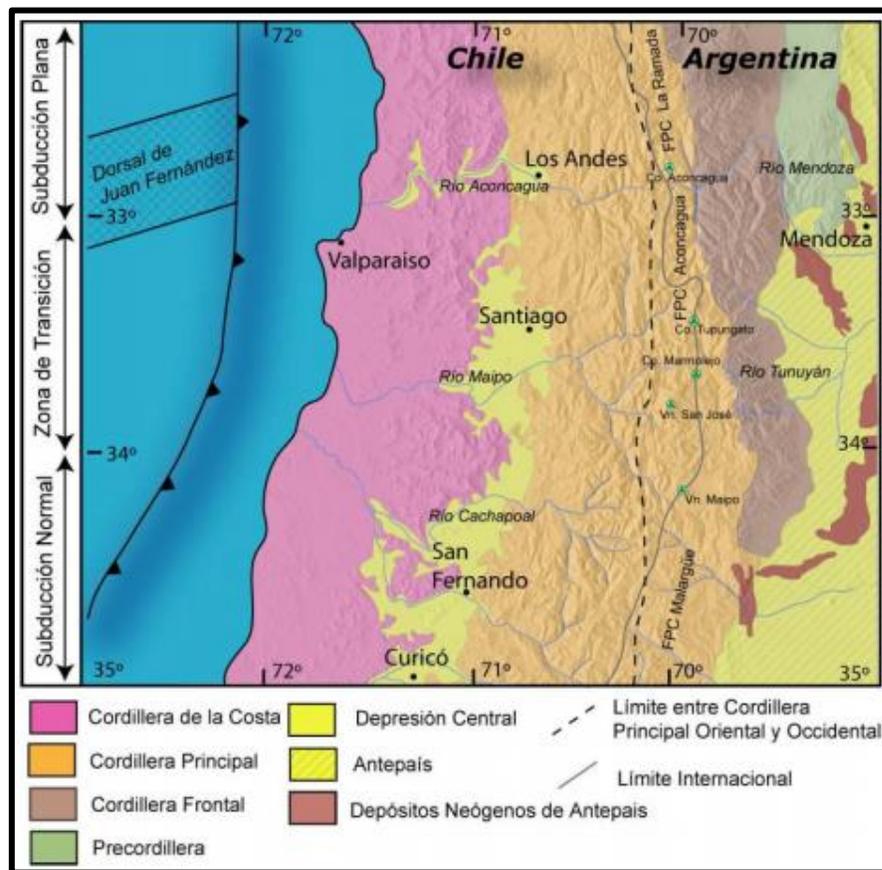


Figura 3.1.1: Principales morfoestructuras de la segmentación andina en Chile Central, entre los 32°S y 35°S. Tomado de Fock (2005).

La Cordillera de la Costa aparece como una unidad morfológica independiente de la Cordillera Principal a partir de la Depresión de Santiago hacia el sur. En Chile Central, el sector occidental de la Cordillera de la Costa se caracteriza por presentar terrazas marinas de abrasión y acumulación de edad plio-pleistocenas (Wall *et al.*, 1996), depósitos marinos y subaéreos del Neógeno Superior, que se apoyan sobre un basamento cristalino ígneo-metamórfico paleozoico. En su flanco oriental alcanza altitudes de hasta 2000 m s.n.m constituidos principalmente por secuencias estratificadas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico (Thomas, 1958; Rivano *et al.*, 1993; Sellés y Gana, 2001).

La Depresión Central se presenta entre los 33° S y 40° S como una cuenca en la que existe un relleno de depósitos aluviales del pleistoceno y holoceno, que alcanzan locamente un espesor de 500 m (Thiele, 1980; Araneda *et al.*, 2000). Esta unidad morfoestructural separa claramente la Cordillera de la Costa de la Cordillera de los Andes, con algunas apariciones de cerros islas que sobresalen del relleno cuaternario, alcanzando alturas de 480 y 650 m por sobre esta cobertura (Fock, 2005).

La Depresión Central limita al este con la Cordillera Principal. Este límite se caracteriza por presentar un abrupto relieve que marca la aparición de rocas Cenozoicas y, más al este aún, de rocas Mesozoicas que conforman esta otra unidad morfoestructural, seguido más al este por la Cordillera Frontal constituida por un basamento Paleozoico y Triásico (Ramos *et al.*, 1996).

3.2. Unidades Estratificadas

La zona de estudio se caracteriza por presentar afloramientos de rocas volcánicas y sedimentarias continentales del Mesozoico como la Formación Cerro Morado, Formación Las Chilcas y Formación Lo Valle (Figura 3.2.1 y Figura 3.2.2). Sobreyacen a las anteriores depósitos volcánicos y volcanoclásticos del periodo Cenozoico representados por la Formación Abanico y Formación Farellones (Rivano *et al.*, 1993). En el siguiente apartado se describen las diferentes unidades estratificadas que aparecen en la zona de estudio (Figura 3.2.1).



LEGEND

□ Quaternary deposits and icefields

Neogene syntectonic deposits

- Clastic sedimentary succession (Confluencia Fm. - Upper Miocene?)
- Santa Maria Conglomerate (sedimentary, ca. 15 Ma?)
- Chinchos Formation (sedimentary, ca. 20-10 Ma)
- Farellones Formation (volcanic, ca. 20-12 Ma)

Neogene volcanic complexes

- La Ramada Volcanic Complex (ca. 12 Ma)
- Aconcagua Volcanic Complex (ca. 9-14 Ma)
- La Laguna Andesite (ca. 15 Ma)
- Laguna del Pelado Volcanic Complex (ca. 19 Ma)

- Mendoza Group: Vaca Muerta, Agrio and Chachao Fms. (Sedimentary, continental and marine, transitional)
- Diamante Formation (sedimentary and volcanic)

Jurassic units

- Los Patillos, La Manga, Auquileo and Tordillo Fms. (marine and continental - Jurassic)
- Volcanic and sedimentary successions, marine, continental and transitional (e.g., Horqueta Fm.)

Triassic units

- Sedimentary and volcanic successions, continental
- Sedimentary successions, marine
- Rancho de Lata Formation (volcano-sedimentary)

Upper Cretaceous / Oligocene? volcanic units

- Abanico Formation (Oligocene)
- Juncal Formation (Cretaceous and/or Oligocene?)
- Cristo Redentor Formation (Upper Cretaceous and/or Oligocene?)
- Los Pelambres Formation (ca. 33-25 Ma)

Cretaceous units

- Las Chilcas Formation (marine and continental)
- Lo Prado Formation (marine - Lower Cretaceous?)
- Salamanca, Quebrada Seca, Vilita, Los Elquiños and Lo Valle Fms. (volcano-sedimentary continental)
- Quebrada Marquessa and Veta Negra Fms. (volcano-sedimentary - Lower-Upper Cretaceous)

Permo-Triassic units

- Choiyoi Group (volcanic and plutonic)

Upper Paleozoic

- Yalguaraz Fm. (marine)

Plutonic units

- Cenozoic plutons
- Cretaceous plutons
- Middle-Upper Jurassic plutons
- Espinacito Granite (Upper Triassic)

Structures

- Map
- Lineament
 - ↙ Reverse fault
 - ↘ Normal fault
 - ⋈ Anticline
 - ⋈ Syncline
- Section
- Lineament
 - ↙ Reverse fault
 - ↘ Normal fault
 - ↗ Inverted fault

Figura 3.2.1: Mapa geológico de Chile Central que abarca la Cordillera de la Costa y el borde Occidental de la Cordillera Principal, entre los 32° S y 32°30' S. El cuadro rojo indica los límites de la zona de estudio. Compilado de Rivano et al. (1993), Cristallini y Cangini (1993), Cristallini et al. (1994), Pérez (1995, 2001), Ramos et al. (1996b), Cristallini y Ramos (2000), SERNAGEOMIN (2003), Mpodozis et al. (2009), Jara y Charrier (2014). Tomado de Alarcón y Pinto (2015).

3.2.1 Formación Cerro Morado (Carter y Aliste, 1962)

Esta formación fue definida por Carter y Aliste (1962) y consiste, según Boyce (2015), por depósitos volcánicos verdosos de 1300 m a 1800 m de espesor constituidas principalmente por tobos y brechas, depositadas en un ambiente volcánico subaéreo; y sus afloramientos se distribuyen en franjas norte-sur de ~30 km de ancho al norte del

valle del Aconcagua, mientras que hacia el sur esta formación aflora en los cerros que flanquean por el oeste a la Depresión Central (Figura 3.2.1).

En la base de esta formación aparecen lentes de conglomerados que subyacen a una serie de andesitas de grano fino, tobas y brechas volcánicas color pardo rojizo (Boyce, 2015). Sobreyacen a lo anterior tobas verdesas y brechas intercaladas en algunas zonas con lavas andesíticas porfíricas de grano fino a grueso de color púrpura, similares a las del Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra (Boyce, 2015).

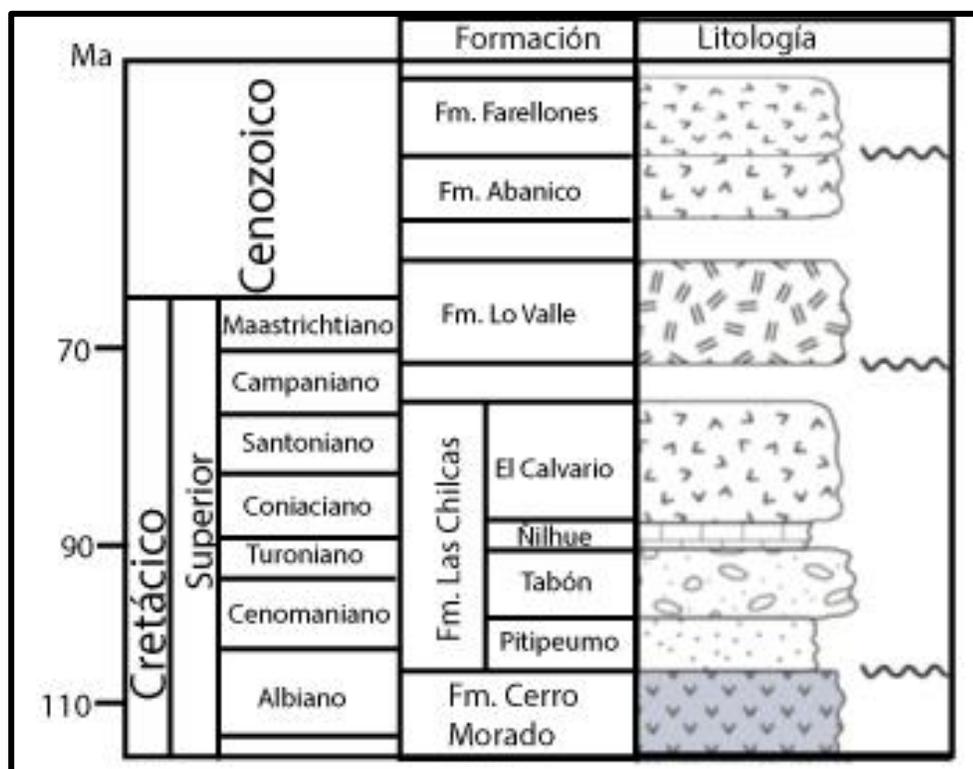


Figura 3.2.2: Formaciones presentes en Chile Central a partir del Albiano, con sus respectivas edades. Compilado de Franzese y Spalletti (2001), Giambiagi et al. (2003), Charrier et al. (2007), Martínez et al. (2013), Mescua et al. (2014). Tomado de Boyce (2015).

Diversos trabajos como los de Thomas (1958), Piracés y Maksaev (1977) y Rivano et al. (1993) consideraron a esta formación como la base de la Formación Las Chilcas, dispuestas con un contacto concordante sobre la Formación Veta Negra. No obstante, Carter y Aliste (1962) mencionan que la Formación Cerro Morado sobreyace de forma discordante a la Formación Veta Negra. En algunas partes, se reconocen estratos basales paralelos a esta última unidad, por lo que podría tratarse de discordancias progresivas (Boyce, 2015). De acuerdo con este último autor, la Formación Las Chilcas sobreyace en discordancia a la Formación Cerro Morado (Figura 3.2.2), cuyo contacto en algunas partes es notoriamente visible por la aparición de potentes niveles basales de conglomerados, mientras que en otros lugares, debido a la presencia de interdigitaciones

con otras litologías, el contacto se hace arbitrario y de carácter aparentemente concordante (Boyce, 2015).

En base a la distribución estratigráfica de la Formación Cerro Morado, junto con nuevas edades para la Formación Veta Negra y la base de la Formación Las Chilcas, se estima que tiene una edad del Aptiano tardío-Albiano temprano (115?-105 Ma) (Figura 3.2.2) (Boyce, 2015).

3.2.2 Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Carter y Alister, 1962; modificado en Boyce, 2015)

Conformada principalmente por secuencias volcanoclásticas con intercalaciones sedimentarias y marcadas variaciones de facies tanto laterales como verticales (Gana y Wall, 1997). Esta formación presenta un espesor total estimado de 3500 m, calculado en el sector de Cerro Negro-Llaillay (Rivano, 1996), con afloramientos dispuestos en una franja norte-sur de ~50 km de ancho (Figura 3.2) (Rivano, 1993).

Dentro de las litologías constitutivas se encuentran coladas de lavas andesíticas, aglomerados, tobas y depósitos continentales tales como conglomerados, paraconglomerados, lutitas, entre otros. Existen además niveles intercalados de areniscas calcáreas y calcilutitas grises a negras, a veces margosas (Arévalo, 1992) con estructura estromatolítica en la mayoría de los casos (Rivano, 1996). Las facies calcáreas distribuidas en franjas relativamente continuas norte-sur permiten plantear que en realidad se trataría del mismo nivel estratigráfico (Rivano *et al.*, 1993). Sobre este horizonte de calizas aparecen conglomerados, lavas y brechas que gradan vertical y lateralmente a tobas y areniscas tobáceas (Rivano *et al.*, 1993; Gallego, 1994)

La base de esta formación se ha identificado tanto concordante (Thomas, 1958; Piracés y Maksaev 1977) como discordante sobre la Formación Cerro Morado (Figura 3.2.2) (Carter y Aliste, 1962; Boyce, 2015). En cuanto al contacto superior, Thomas (1958) menciona una discordancia erosiva al sur del valle del Aconcagua, sector donde aparecen tobas soldadas de la Formación Lo Valle cubriendo a la Formación Las Chilcas, mientras que al norte de este valle los niveles de lavas y tobas de la Formación Las Chilcas fueron incluidos dentro de la Formación Lo Valle, observando una relación concordante y discordante entre ambas formaciones (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962; Piracés y Maksaev, 1977) (Figura 3.2.2). Al sur de 32°15'S, la Formación Las Chilcas limita al este con la Falla Pocuro y subyace a la Formación Los Pelambres mediante un contacto por falla (Rivano, 1993). Por otro lado, al norte de los 32°15' S, Jara y Charrier (2014) definieron el contacto superior como discordante con la Formación Salamanca. Sin embargo, las edades obtenidas por estos autores para esta formación coinciden con las edades obtenidas por Boyce (2015) para el miembro El Calvario, miembro superior de la Formación Las Chilcas.

Nuevos antecedentes geocronológicos y estratigráficos (Boyce, 2015) han permitido caracterizar 4 miembros de la Formación Las Chilcas (Figura 3.2.3): Pitipeumo, El Tabón, Ñilhue y El Calvario (Figura 3.2.2 y Figura 3.2.3). El miembro basal Pitipeumo con

espesores variables entre 400 m y 1000 m, consiste en depósitos sedimentarios subaéreos de areniscas intercaladas con niveles conglomerádicos, brechas y lavas de composiciones dacíticas y andesíticas (Boyce, 2015). Sobre este miembro inferior sobreyace en concordancia el miembro sedimentario continental El Tabón, constituido en su base por conglomerados y brechas polimícticas matriz soportadas de color pardo variando hacia el techo a conglomerados clasto soportados de color pardo-rojizo (Boyce, 2015). Encima de lo anterior, sobreyace mediante un contacto concordante el miembro Ñilhue conformado principalmente por calizas y depósitos calcáreos fosilíferos (Boyce, 2015). Finalmente, hacia el techo de la Formación Las Chilcas aparece el miembro El Calvario que constituye una sucesión de unos 900 m a 2000 m de conglomerados, areniscas y tobas con andesitas brechosas, conglomerados y niveles potentes de brechas volcánicas y sedimentarias hacia el techo (Figura 3.2.3).

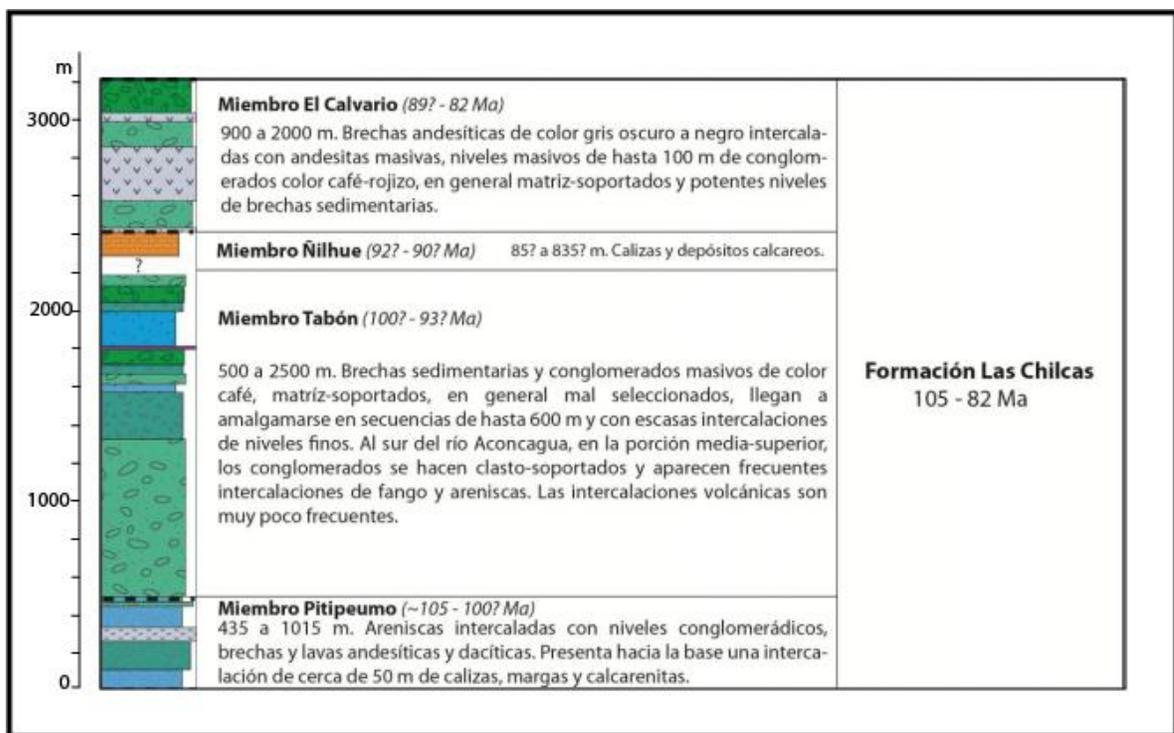


Figura 3.2.3: Edad, espesor promedio y relación temporal de los 4 miembros redefinidos por Boyce (2015) que constituyen a la Formación Las Chilcas. Tomado de Boyce (2015).

La edad de la Formación Las Chilcas comprende el Barremiano-Turoniano (Rivano *et al.*, 1993). Sin embargo, en base al contenido fósil en niveles calcáreos se le ha asignado una edad Albiano medio (Martínez-Pardo *et al.*, 1994; Gallego, 1994). Esta edad es similar a dataciones U-Pb realizadas en lavas y tobas obteniendo edades entre $109,6 \pm 0,1$ Ma y $106,5 \pm 0,2$ Ma (Wall *et al.*, 1999). Adicionalmente, para el miembro basal Pitipeumo se obtuvieron dataciones radiométricas U-Pb en circones con edades de $105,7 \pm 3,3$ Ma para arenisca conglomerádica y $99,9 \pm 3$ Ma para una andesita de piroxenos (Boyce, 2015). Por otro lado, el techo de la formación tendría una edad Maastrichtiano

por su registro bioestratigráfico, geocronológico y magnetoestratigráfico (Kent y Grandstein, 1985). No obstante, Boyce (2015) mediante dataciones radiométricas U-Pb en circón le asigna una edad de $85 \pm 3,0$ Ma en una lava traquítica de anfibola correspondiente a la base del Miembro El Calvario y una edad de $82,7 \pm 5,7$ Ma para una arenisca correspondiente a las secciones superiores del mismo miembro.

3.2.3 Formación Lo Valle (Thomas, 1958)

Constituida principalmente por secuencias volcánicas de lavas y tobas con intercalaciones de lutitas, areniscas y conglomerados. Esta formación aflora en los cerros del centro y este de la Depresión Central (Figura 3.2). Thomas (1958) identifica al sur del valle de Aconcagua un espesor total de 700 m, mientras que Gana y Wall (1997) definen 1800 m de potencia al norte de Huechún, en los cerros de Colina, al este de Baños de Chacabuco y en el Cerro Colorado de Renca. Por otra parte, según Piracés y Maksaev (1977), el espesor alcanza a 4700 m al norte del valle de Aconcagua.

Thomas (1958) reconoció frecuentes gradaciones laterales y verticales en la Formación Lo Valle, identificando en su base tobas blancas, tobas soldadas y lavas rosadas, con intercalaciones conglomerádicas (Boyce, 2015). Hacia arriba, aparecen lavas andesíticas porfíricas de color café rojizas a grises, tobas soldadas y brechas intercaladas con lutitas rojas, conglomerados y areniscas tobáceas (Thomas, 1958; Boyce, 2015; Machuca, 2017).

La base de esta Formación sobreyace a la Formación Las Chilcas, levemente plegada (Figura 3.2), mediante una discordancia de carácter erosivo (Thomas, 1958; Piracés y Maksaev, 1977; Gana y Wall, 1977; Boyce, 2015). No obstante, otros autores sostienen que el contacto entre ambas formaciones es concordante, o bien que la Formación Lo Valle constituye el techo de la Formación Las Chilcas (Carter y Aliste, 1962; Godoy, 1982; Rivano *et al.*, 1993). Por su parte, el techo de la Formación Lo Valle es la actual superficie de erosión, aunque hacia el este subyace discordante a la Formación Abanico (Gana y Wall, 1997; Boyce, 2015), mostrando un hiatus Maastrichtiano superior-Eoceno de ~ 10 Ma entre ambas formaciones (Figura 3.3) (Gana y Wall, 1997; Wall *et al.*, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes *et al.*, 2002; Fuentes, 2004).

La edad de la Formación Lo Valle se asigna al Cretácico Superior basado en análisis radiométricos de K/Ar que van de los 77-60 Ma y edades Ar/Ar de aproximadamente 71 Ma (Vergara y Drake, 1978; Padilla y Vergara, 1985; Beck *et al.*, 1986; Gana y Wall, 1997). Adicionalmente, dataciones U-Pb en circón realizadas por Boyce (2015) arrojan una edad de $73,3 \pm 0,5$ Ma, por lo cual la Formación Lo Valle tendría una edad Maastrichtiana a Daniana.

3.2.4 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Descrita por Aguirre (1960) y equivalente a la Formación Coya-Machalí entre los 34°S y 36°S (Klohn, 1960). Esta formación consiste fundamentalmente en ~2500 m de lavas basálticas y andesíticas, tobas y depósitos piroclásticos con intercalaciones de depósitos aluviales y lacustres que forman lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier *et al.*, 2002; Nystrom *et al.*, 2003). En su base aparecen lavas andesíticas brechosas de color púrpura verdosas variando a lavas andesíticas con textura tanto porfídica como afanítica y lavas dacíticas brechosas que hacia el techo grada a brechas piroclásticas, andesitas y tobas de lapilli (Gana y Wall, 1997).

Entre los 32° S y 35° S la Formación Abanico se dispone en el flanco occidental de la Cordillera Principal y en los cerros islas de la Depresión Central, en franjas norte-sur separadas por la Formación Farellones (Figura 3.2.1) (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006; Jara, 2013; Quiroga, 2013; Machuca, 2017). Esta formación aparece con un pervasivo metamorfismo de muy bajo grado y fuertemente plegada (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Levi *et al.*, 1988). En el valle del río Mapocho, se presenta cabalgando a depósitos cuaternarios mediante un sistema de fallas vergentes al oeste denominado sistema de falla San Ramón (Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2009; Farías *et al.*, 2010; Quiroga, 2013; Vargas *et al.*, 2014).

La franja occidental de la Formación Abanico sobreyace discordantemente a unidades cretácicas entre los 32° S y 33° S (Figura 3.2.1) (Jara y Charrier, 2014), mientras que desde los 33°S hasta los 34° S la base de esta Formación aparece en contacto por falla, o bien concordante sobre la Formación Lo Valle con un *hiatus* de 35-37 Ma (Gana y Wall, 1997; Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes, 2004; Fock, 2005; Charrier *et al.*, 2007), aunque en el sector de Angostura de Paine la Formación Abanico se dispone sobre la Formación Las Chilcas mediante una discordancia erosiva con un *hiatus* de ~90 Ma (Sellés *et al.*, 2000). El límite superior con la sobreyacente Formación Farellones (Figura 3.2.2) se presenta como transicional con amplias variaciones tanto norte-sur como este-oeste (Fock, 2005), reconociéndose un contacto de carácter discordante, pseudoconcordante, concordante y por falla (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002). Este contacto localmente discordante, pseudoconcordante y concordante se ha interpretado debido a la existencia de discordancias progresivas (Muñoz-Saez *et al.*, 2014).

Análisis radiométricos de K/Ar y Ar/Ar en lavas de composiciones basálticas, andesíticas y dataciones Ar/Ar realizadas en un dique que intruye la base de la Formación, han determinado una edad Eoceno superior-Mioceno inferior (Moscoso *et al.*, 1982; Charrier *et al.*, 1996, 2002; Gana y Wall, 1997; Sellés, 1999; Fuentes *et al.*, 2000, 2002; Sellés *et al.*, 2000; Fock, 2005). Adicionalmente, la presencia de fauna fósil de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior y registro de flora del Oligoceno superior-Mioceno inferior permite respaldar la edad Eoceno superior-Mioceno inferior planteada para esta formación (Wyss *et al.*, 1994).

En base a las facies sedimentarias y a la geoquímica de lavas de esta formación, se ha establecido un ambiente depositacional correspondiente a una cuenca continental de extensión en el intra-arco, con transiciones lacustres-fluviales a volcánico subaéreo (Sellés, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Muñoz-Saez *et al.*, 2014).

3.2.5 Formación Farellones (Klohn, 1960)

Esta unidad se constituye por secuencias principalmente volcánicas de lavas andesíticas a riolíticas, depósitos piroclásticos y sedimentarios cuyo espesor total se estima entre 2150 a 2400 m (Thiele, 1980; Charrier, 1981; Vergara *et al.*, 1988; Rivano *et al.*, 1990; Nyström *et al.*, 2003; Campbell, 2005). Sus afloramientos se distribuyen dentro de la Cordillera Principal en franjas norte-sur entre los 32° S y 35° S (Figura 3.2.1), los cuales yacen sobre la Formación Abanico (Figura 3.2.2) en un contacto transicional que puede presentarse como discordante, pseudo-concordante, concordante o en contacto por falla (Klohn, 1960; Charrier, 1973; Thiele, 1980; Rivano *et al.*, 1990; Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005), aunque hacia el oeste de la Cordillera Principal se dispone sobre la Formación Lo Valle mediante un contacto por falla (Fuentes, 2004) o en una discordancia angular-erosiva (Rivano *et al.*, 1993; Boyce, 2015). Su techo corresponde a la actual superficie de erosión (Campbell, 2005). Adicionalmente, la Formación Farellones se encuentra intruida por numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno superior-Plioceno (Figura 3.2.1) que alteran el espesor calculado para esta formación (Thiele, 1980; Rivano *et al.*, 1990).

Diversos autores han subdivido esta Formación en 2 miembros (Vergara *et al.*, 1988; Rivano *et al.*, 1990) y en 3 miembros (Aguirre, 1960; Vergara *et al.*, 1993; Nyström *et al.*, 2003). Esta última subdivisión propuesta para esta Formación entre los 31° S y 34° S, se constituye por un miembro inferior de tobas y tobas soldadas de composiciones dacítica a riolítica, con intercalaciones de depósitos lacustres, un miembro medio con lavas andesítico-basálticas, lavas dacíticas y niveles de conglomerados, y un miembro superior conformado por lavas andesítico-basálticos intruidos por domos riódacíticos, dacitas y riolitas subordinadas (Aguirre, 1960; Rivano *et al.*, 1990; Vergara *et al.*, 1993; Nyström *et al.*, 2003; Campbell, 2005).

A la Formación Farellones se le asigna una edad Miocena en base a varias dataciones radiométricas K/Ar calculadas en roca total y en plagioclasas de rocas volcánicas, arrojando edades de 20 a 18 Ma (Vergara *et al.*, 1988; Fuentes *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003; Campbell, 2005). Sin embargo, mediante otros estudios radiométricos se reconoce una progresión norte-sur del magmatismo asociado al volcanismo de esta Formación, encontrando edades más rejuvenecidas del orden de 16 Ma, lo cual estaría relacionado a la migración de la dorsal de Juan Fernández (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Yañez *et al.* 2002).

3.3. Rocas Intrusivas

Entre los 32° S y 33° S aparecen rocas intrusivas del Meso-cenozoico alineadas en una serie de franjas norte sur (Figura 3.2.1), que se hacen más jóvenes hacia el este (Munizaga y Vicente, 1982; Parada *et al.*, 1988; Rivano, 1996). Estas franjas se pueden dividir en Cretácica, Cretácica-Paleógena y Neógena (Parada *et al.*, 1988; Rivano, 1996).

3.3.1 Franja de intrusivos Cretácicos

Corresponde principalmente a la Superunidad Illapel ubicada en la parte más occidental de la zona de estudio (Figura 3.2.1), conformada por la Unidad Chagres, Unidad Quebrada Herrera, Unidad Chalinga y Unidad La Campana. (Rivano *et al.*, 1993). Los cuerpos varían de batolito a stock, intruyendo rocas volcanosedimentarias Triásicas, plutones y rocas volcánicas del Jurásico y secuencias sedimentarias y volcánicas del Cretácico inferior (Rivano *et al.*, 1993; Parada *et al.*, 1999; Parada *et al.*, 2005; Morata *et al.*, 2010).

La Unidad Chagres definida por Rivano *et al.* (1993), consta de un cuerpo sienogranítico, hololeucocrático de grano fino a medio. Es de color rosado claro a anaranjado gradando a un gris claro hacia el borde del contacto con la Unidad Chalinga (Rivano, 1996).

La Unidad Quebrada Herrera es descrita como una monzonita verde de grano medio, equigranular y sin cuarzo que corta a la Formación Las Chilcas (Rivano, 1996).

La Unidad Chalinga presenta facies principalmente de granodioritas de hornblenda o biotita y monzodioritas cuarcíferas de textura hipidiomórfica inequigranular con edades K/Ar que varían entre los 82 ± 2 y 139 ± 5 Ma (Rivano, 1996).

3.3.1 Franja de Intrusivos Cretácico-Paleógeno

En la zona de estudio aparecen principalmente las Unidades San Lorenzo y Unidad Fredes, este último correspondiente a la Superunidad Cogotí (Parada *et al.*, 1988; Rivano *et al.*, 1993). La Unidad San Lorenzo se constituye de pequeños cuerpos dioríticos, pórfidos andesíticos y andesitas de grano fino de color gris a gris verdoso con textura holocristalina porfídica a glomeroporfídica (Rivano, 1996). Esta unidad corta a la Formación Las Chilcas, Veta Negra y Salamanca (Figura 3.2.1) y presenta edades radiométricas K/Ar que varía entre los 63 ± 2 Ma y 83 ± 3 Ma (Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996; Campbell, 2005).

Por otro lado, la Unidad Fredes está conformada por cuarzo-dioritas y dioritas de piroxeno y hornblenda con textura fanerítica de grano medio equigranular, a veces porfídica que intruyen a la Formación Las Chilcas y Formación Salamanca, formando stocks de 20 a 100 km² (Parada *et al.*, 1988; Rivano, 1996). Sus edades radiométricas K/Ar varían desde

68 ± 10 Ma a 45,5 ± 1,2 Ma (Munizaga y Vicente, 1982; Parada *et al.*, 1988; Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996). Dentro de esta unidad se incluyen los plutones Alicahue y Los Patos.

3.3.2 Franja de Intrusivos Neógenos

Dentro de la zona de estudio se consideran los intrusivos pertenecientes a la Superunidad del Río Chichara que afloran sobre y al este de la zona de falla Pocuro (Figura 3.2.1), cortando a la Formación Salamanca y a la Formación Abanico (Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996, SERNAGEOMIN, 2002). Estos intrusivos son la Unidad Río Cerro Blanco, Unidad Tambillos y Unidad Portezuelo del Azufre (Rivano *et al.*, 1993).

La Unidad Río Cerro Blanco corresponde a cuerpos plutónicos de monzodioritas con hornblenda, biotitas y clinopiroxenos, además de monzonitas cuarcíferas, monzogranitos y granodioritas que varían de hololeucocráticas a leucocráticas con texturas hipidiomórficas inequigranulares (Parada *et al.*, 1988; Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996). Dataciones radiométricas en K/Ar para esta unidad entregan edades 19,5 ± 5 y 12,1 ± 0,9 Ma (Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996).

La Unidad Portezuelo del Azufre está formada por pórfidos cuarzo-feldespáticos de color amarillo y grano fino que varía de texturas porfídicas a microgranular (Rivano, 1996). Se constituye por pequeños cuerpos que cortan a secuencias de la Formación Abanico y Formación Farellones (SERNAGEOMIN, 2002). Las edades radiométricas K/Ar existentes para esta unidad varían de 19,2 ± 0,7 y 17,8 ± 0,6 Ma (Vergara *et al.*, 1988; Rivano, 1996). Por otro lado, la Unidad Tambillo corresponde a pórfidos dacíticos de color blanco hololeucocráticos a porfídicos que forman stocks y lacolitos que intruyen a la Formación Farellones (Rivano, 1996; SERNAGEOMIN, 2002). Análisis radiométricos de K/Ar para esta unidad asigna edades entre 9,8 ± 0,3 y 6,5 ± 0,5 Ma (Munizaga y Vicente, 1982).

3.4. Estructuras

Los primeros estudios realizados en Chile Central entre los 32° S y 33° S han caracterizado el sector cordillerano como un gran sinclinorio asimétrico, cuyo flanco occidental miente al este y es cortado por diversas fallas de dirección norte-sur e intruido por intrusivos pequeños, mientras que su flanco oriental se encuentra plegado con un manto general hacia el oeste (Aguirre, 1960; Moscoso *et al.*, 1982; Campbell, 2005).

Las formaciones que afloran en la zona de estudio aparecen con distintos estilos de plegamiento. La Formación Las Chilcas presenta pliegues suaves del orden de centenas de metros de amplitud, con zonas de estratificación homoclinal hacia el este variando a subhorizontal (Rivano, 1996). La Formación Abanico se caracteriza por

pliegues que hacia el oeste adquieren una amplia longitud de onda, mientras que hacia el límite con Argentina presenta sinclinales y anticlinales apretados de ~100 m de longitud de onda con un rumbo promedio N-S a N10°W (Moscoso *et al.*, 1982; Rivano *et al.*, 1993).

Las estructuras asociadas a la Falla Pocuro aparecen a lo largo de toda el área de estudio (Figura 3.4.1), de rumbo N-S a N10°W y constituido por un sistema de fallas en *zig-zag* (Aguirre, 1960; Moscoso *et al.*, 1982). Los primeros estudios la describen como una faja de rocas milonitizadas de varias decenas de metros, con evidencia de microfábricas cataclásticas y varias fallas subparalelas (Aguirre, 1960; Carter y Aguirre, 1965; Rivano, 1996).

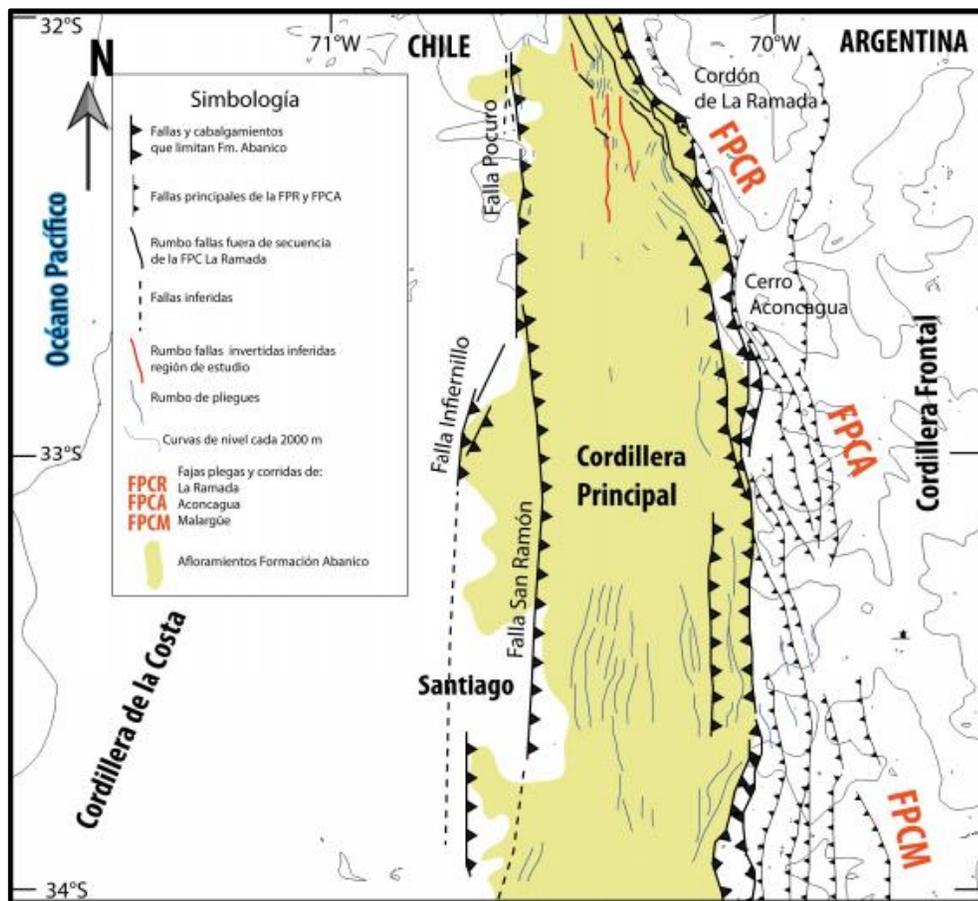


Figura 3.4.1: Mapa de escala regional, entre los 32°S y 34°S, que indica las principales estructuras que limitan los afloramientos asociados a la Formación Abanico. (Rivano *et al.*, 1993; Ramos *et al.*, 1996; Fock, 2006; Farías, 2007; Rauld, 2011). Tomado de Jara (2013).

Aguirre (1960) sostiene que la Falla Pocuro habría generado un movimiento vertical ascendente de ~2000 m del bloque oriental, basado en correlaciones estratigráficas y posición relativa de capas guías. Por su parte, Rivano (1996) plantea que esta falla marca el límite entre un dominio estructural central y otro dominio cordillerano entre los 31°S y 34°S con un ancho de 500 m a 2 km, y estructuras menores sub-paralelas generadas desde la traza principal, abarcando una zona de daño de hasta 6 km de ancho.

Campbell (2005) señala que este sistema estructural está formado por fallas inversas de alto ángulo con vergencia al oeste y rumbo NS a N20°W. Esta falla tuvo una actividad al menos hasta el Mioceno inferior, momento en que ocurre la inversión de la cuenca extensional Abanico mediante una reactivación de fallas de alto ángulo con movimientos de vergencia al oeste y rumbo dextral (Campbell, 2005; Machuca, 2017). Adicionalmente, a unos ~15 km al suroeste de la Falla Pocuro, se reconoce la Falla Infiernillo (Figura 3.4.1), cuya actividad se describe como extensional desde el Eoceno y normal invertida en el Oligoceno superior-Mioceno inferior que, al igual que la Falla Pocuro, se relaciona con el desarrollo e inversión de la cuenca de Abanico (Fock, 2006). Sin embargo, a diferencia de la Falla Pocuro, la Falla Infiernillo habría correspondido al límite occidental de esta cuenca (Fock, 2006).

Al sur de la Falla Pocuro aparece la Falla Cariño-Botado (32°30' S), de un rumbo similar a la estructura anterior, ubicándose incluso sobre ésta debido a un debilitamiento de esta zona mediante la brechización y alteración previa (Troncoso, 2014). Corresponde a una estructura con orientación N-S de vergencia oeste que dispone rocas de la Formación Abanico sobre depósitos aluviales cuaternarios (Troncoso, 2014). La disposición estructural de estas rocas consolidadas de la Formación Abanico sobre depósitos no consolidados se repite al sur de los 33°S con el sistema de fallas San Ramón cuya actividad ha sido reconocida como cuaternaria (Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014).

Diversos autores han establecido correlaciones entre la Falla Pocuro y el sistema de fallas San Ramón, el cual sería un sistema de fallas invertido vergente al oeste (Thiele, 1980; Charrier *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006; Rauld *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2007; Jara y Charrier, 2014; Estay, 2019). Este lineamiento N-S habría limitado, en algunos sectores, depocentros de la cuenca extensional Abanico por el oeste, a pesar de que estas fallas no representan el límite oriental de todas las rocas de la Formación Abanico (Fock, 2006; Farías, 2007). Si bien se ha reconocido actividad reciente en diversas estructuras alineadas al rumbo de la Falla Pocuro, no ha sido posible determinar una actividad cuaternaria de todo esta estructura.

3.5. Evolución Geotectónica

El área de estudio se ubica dentro de una zona de subducción conocida como de convergencia plana o “flat slab” ubicada entre los ~27° S y 33° S que separa los Andes Centrales en la Zona Volcánica Central (CVZ) y Zona Volcánica Sur (SVZ) (Figura 3.5.1). Esta subducción subhorizontal ha sido atribuida a la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández iniciada en el Mioceno inferior (Yañez *et al.*, 2002). La subducción de

esta dorsal más caliente que el resto de la placa de Nazca hace que el ángulo de subducción o zona de Wadati-Benioff sea menor respecto de las regiones más al norte y más al sur, y que a esta latitud se disponga de forma horizontal a profundidades mayores a los 100 km (Barazangi e Isack, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Ramos, 1996). La ausencia de volcanismo post miocénico en este segmento ha sido explicada mediante este proceso geodinámico puesto que coincide con la aparición de la dorsal de Juan Fernández y el desarrollo de las Sierras Pampeanas en Argentina. Por otro lado, la horizontalización de la placa oceánica y la zona de Wadati-Benioff debido a la subducción de una dorsal oceánica es un tema aún en discusión. En este sentido, a la latitud de Iquique (~20°S) se encuentra una subducción de una dorsal que no se relaciona con una convergencia plana. Tassara *et al.* (2006) plantea que a pesar de que esta dorsal frente a Iquique posee características geomecánicas similares a la dorsal de Juan Fernández, el efecto de la subducción de este elemento estaría fuertemente influenciado por el material que constituye la corteza continental.



Figura 3.5.1: Segmentación Andina. La zona de estudio se ubica en el trazo transicional entre la Zona Volcánica Central (CVZ) y Zona Volcánica Sur (SVZ). Tomado de Jara (2013).

Sin embargo, la configuración tectónica actual representa una superposición de procesos geodinámicos ocurridos en el margen sudamericano durante millones de años (Figura 3.5.2 y Figura 3.5.3). En primer lugar, existió una etapa denominada “colisional” entre el

Proterozoico y el Paleozoico que consistió en eventos sucesivos de acreción de varios terrenos diferentes y numerosos episodios de extensión (Figura 3.5.2) (Charrier *et al.*, 2007; Ramos, 2009). Desde el Pérmico comenzó una etapa caracterizada por un margen pasivo debido a un eventual cese de la subducción o una disminución considerable de la tasa de convergencia en el margen occidental de Gondwana (Charrier *et al.*, 2007). Esta configuración desarrolló cuencas extensionales NNW que predominaron hasta el Jurásico Inferior con el reinicio de la subducción (Figura 3.5.2), dando paso al comienzo de un nuevo ciclo tectónico llamado “Andino” (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 1990).

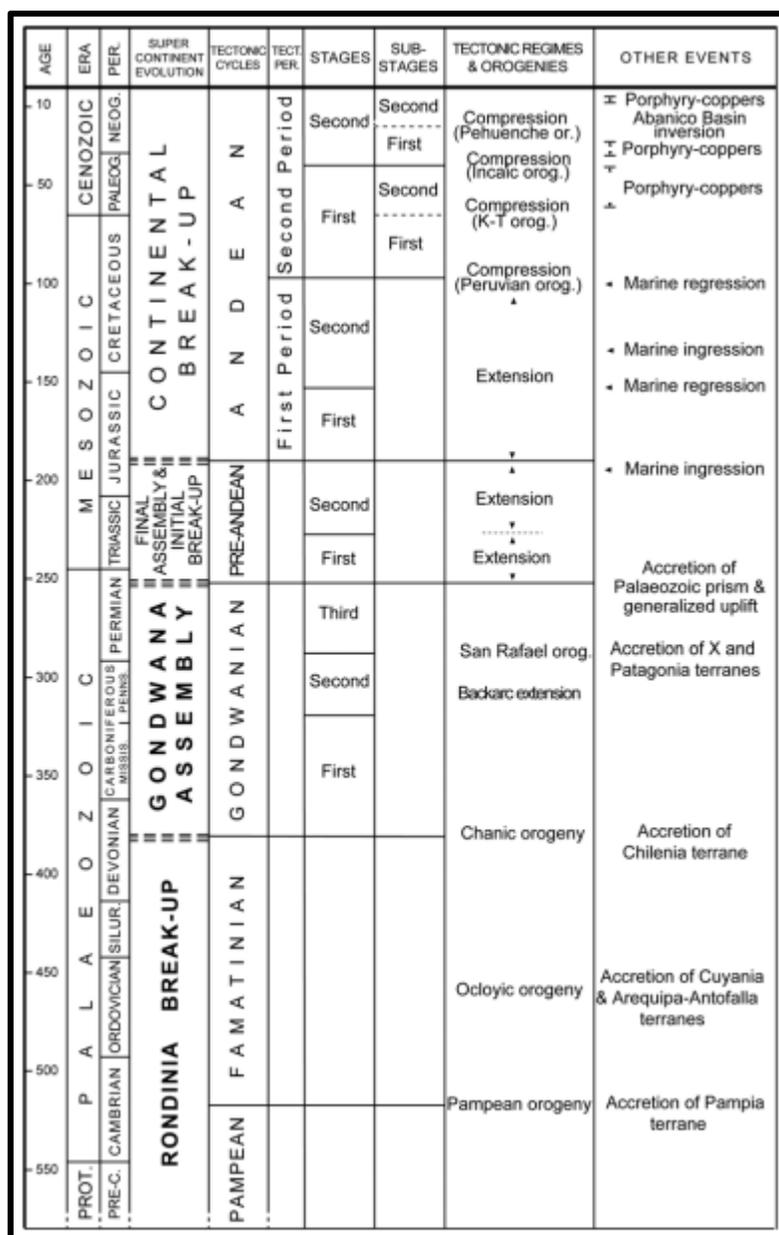


Figura 3.5.2: Ciclos tectónicos, orogenias y eventos asociados a la evolución del margen continental de Sudamérica, comparado con la evolución del supercontinente. Tomado de Charrier *et al.* (2015).

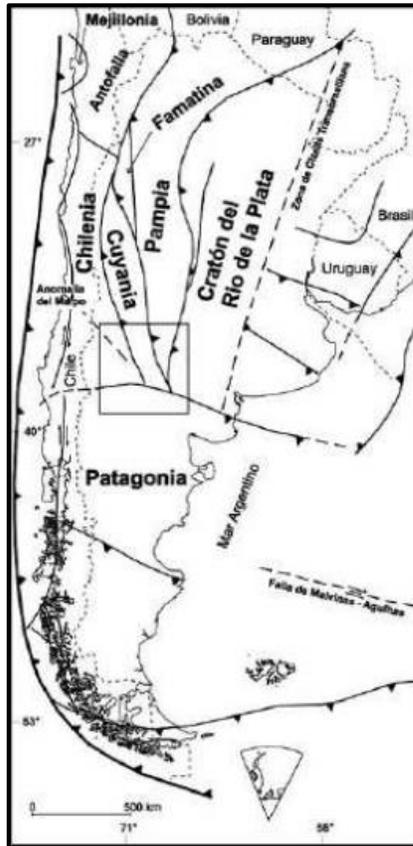


Figura 3.5.3: Límite de terrenos acrecionados al borde occidental de Gondwana (Ramos, 1988). Tomado de Chernicoff y Zappettini (2003).

3.5.1 Ciclo Andino

Si bien las condiciones extensionales permanecieron en el margen sudamericano, con el aparente retorno de la subducción en el Jurásico Inferior se generó además un arco volcánico fuertemente subsidente emplazado a nivel del mar en la actual Cordillera de la Costa, iniciándose con ello la Primera Etapa del Ciclo Andino (Figura 3.5.4) (Vergara *et al.*, 1995; Charrier *et al.*, 2007). Durante estas condiciones, y junto a una migración del arco volcánico al oriente, se configuró a los $\sim 32^\circ$ S una paleogeografía constituida por una cuenca de ante arco de Lo Prado, el arco Lo Prado y una cuenca extensional de tras arco Mendoza-Neuquén (Figura 3.5.5) (Charrier *et al.*, 2007).

AGE	ERA	PER.	SUPER CONTINENT EVOLUTION	TECTONIC CYCLES	TECT. PER.	STAGES	SUB-STAGES	TECTONIC REGIMES & OROGENIES	OTHER EVENTS		
10	CENOZOIC	PALEOG. NEOG.	CENTRAL CONTINENTAL BREAK-UP	A N D E A N	Second Period	Second	Second	Compression (Pehuenche or.)	± Porphyry-coppers Abanico Basin inversion		
50							First	Compression (Incaic orog.)	± Porphyry-coppers		
	100	First				Second	Compression (K-T orog.)	± Porphyry-coppers			
First						Compression (Peruvian orog.)	• Marine regression				
150	First Period	Second				Extension	• Marine ingressión	• Marine regression			
									First	Extension	• Marine ingressión
200	Second	Extension				Extension	• Marine ingressión				
								First	Extension		
250	TRIASSIC	JURASSIC				FINAL ASSEMBLY & INITIAL BREAK-UP	PRE-ANDEAN		Second	Extension	
									First	Extension	

Figura 3.5.4: Ciclos y eventos tectónicos acontecidos en el margen occidental de Sudamérica desde el Triásico hasta el Neógeno. Tomado de Charrier et al. (2015).

Esta subsidencia generalizada se ve reflejada por potentes secuencias sedimentarias y volcánicas ubicadas en el ante arco y el arco volcánico de esta primera etapa conocidas como Formación Lo Prado y Formación Veta Negra respectivamente (Vergara et al., 1995). Luego, en el Aptiano tardío-Albiano temprano aparecen secuencias volcánicas conocidas como Formación Cerro Morado asociadas a un período de post-rift (Boyce, 2015), que culmina con un evento compresivo en el margen andino denominado “Fase Peruana”(Scheuber et al., 1994).

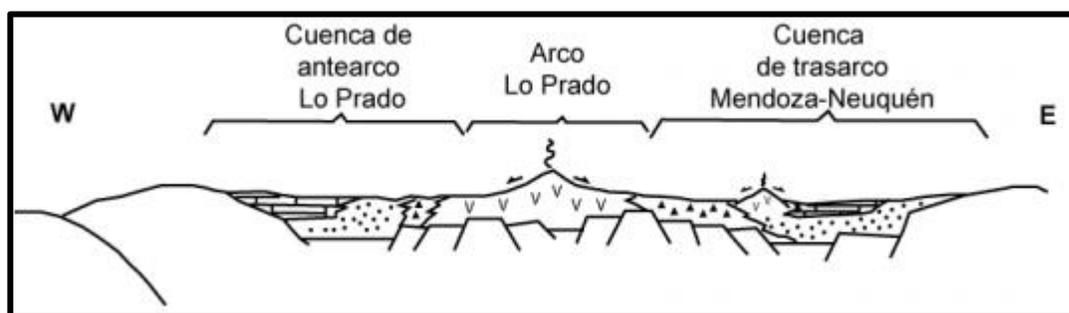


Figura 3.5.5: Esquema paleogeográfico de Chile Central para la segunda subetapa de la primera etapa del ciclo Andino (Tomado de Charrier et al., 2007).

Un nuevo contexto geodinámico da inicio a la segunda etapa del Ciclo Andino, caracterizado principalmente por constituir el primer relieve andino a finales del Cretácico Inferior (Figura 3.5.4) (Charrier *et al.* 2007; Charrier *et al.*, 2015; Boyce, 2015). Las condiciones tectónicas que generaron esta configuración se relacionan con una convergencia de bajo ángulo y ortogonal al borde continental producto de la subducción bajo Sudamérica del rift que separaba las placas de Farallon y Aluk (Figura 3.5.6) (Scheuber *et al.*, 1994) y las altas tasas de expansión de las dorsales oceánicas Atlántico Sur y Pacífico Sur (Larson, 1991).

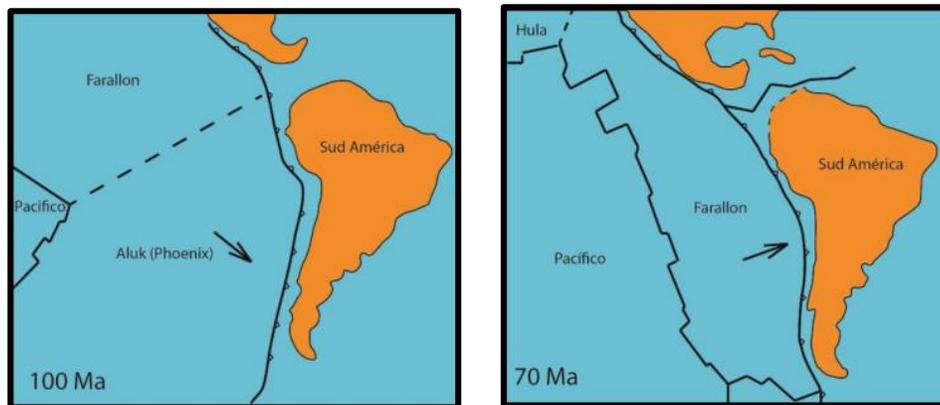


Figura 3.5.6: Configuración de placas tectónicas en el borde occidental de Sudamérica a finales del Cretácico Temprano a la izquierda, y para el Cretácico Tardío a la derecha (Tomado de Scheuber *et al.*, 1994).

A raíz de lo anterior, el margen continental fue alzado y erosionado, las cuencas de tras arco junto con las unidades geológicas previamente constituidas se deformaron compresivamente, además de la existencia de una migración progresiva del arco volcánico hacia el este debido a una disminución del ángulo de convergencia (Charrier *et al.*, 2007), junto con la subducción de una placa más joven y boyante (Mpodozis y Ramos, 1990; Scheuber *et al.*, 1994). Boyce (2015) propone que en este contexto se generaron depósitos sinorogénicos continentales y marinos-lacustres en las secciones proximales del antepaís, representados por el Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas.

Dentro de la segunda etapa el ciclo Andino se reconoce una inconformidad regional que separa los depósitos del Cretácico Superior Tardío de los depósitos paleógenos (Figura 3.5.4), lo cual deja en evidencia la existencia de un evento compresivo denominado “fase K-T” o “fase Incaica I” (Cornejo *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007; Jara, 2013). Posterior a este evento tectónico, la extensión retorna con menor intensidad (Jara, 2013). A partir de la geoquímica y estratigrafía de la Unidad Guanaco, Pérsico (2016) propone el desarrollo de un arco oblicuo en un ambiente extensional y subsidente cuya ubicación estaba al oriente del orógeno desarrollado previamente. Además de la Unidad Guanaco, este arco volcánico está representado por las unidades volcánicas de la Formación Lo Valle y Formación Plan de los Lleuques (Machuca, 2017). Finalmente, la segunda etapa del ciclo

Andino culmina con un nuevo episodio compresivo en el Eoceno medio, denominado fase Incaica II (Figura 3.5.4) (Cornejo *et al.*, 2003; Reutter, 2001; Charrier *et al.*, 2007)

Esta orogenia Incaica II da inicio a la tercera etapa del ciclo Andino (Cornejo *et al.*, 2003; Reutter, 2001; Charrier *et al.*, 2007) y coincide con un peak de alta convergencia (>10 cm/año entre 49,5 y 42 Ma) junto con una disminución considerable de la oblicuidad de la subducción a los ~45 Ma (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Cornejo *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007). A partir de esta etapa, el margen occidental de Sudamérica comienza a adoptar su configuración actual, con el alzamiento de la Cordillera en su posición reciente, desarrollo de las unidades morfoestructurales presentes actualmente (Figura 3.5.1), entre otros eventos (Charrier *et al.*, 2007). No obstante, un episodio de extensión se registra en el Eoceno Superior, el cual generó cuencas extensionales con volcanismo intra arco, llamada Cuenca de Abanico entre los ~28° S y 39° S (Figura 3.5.7) (Godoy y Lara, 1994; Charrier *et al.*, 2002, 2007, 2009), que coincide además con una disminución en las tasas de convergencia (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998), permitiendo así la acumulación de secuencias sintectónicas representadas por la Formación Abanico (Jordan *et al.* 2001; Nyström *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2002, 2007; Muñoz *et al.*, 2006). La reactivación de diferentes estructuras previas del basamento habrían controlado la arquitectura interna de la Cuenca de Abanico y la distribución de sus depocentros locales (Piquer *et al.*, 2015, 2016, 2017; Machuca, 2017). A los ~32° S se desarrolló un depocentro en el borde oriental de la cuenca y su borde occidental no presentó actividad extensional (Figura 3.5.7) (Jara y Charrier, 2014; Machuca, 2017). Mientras que a los ~33° S, se generó un depocentro occidental, delimitado al oeste por las fallas Infiernillo, Cerro Renca y Portezuelo de Chada extendiéndose al este hasta su borde oriental marcado por el sistema de fallas San Ramón y un depocentro oriental limitado por la Falla El Diablo al este (Figura 3.5.7) (Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014).

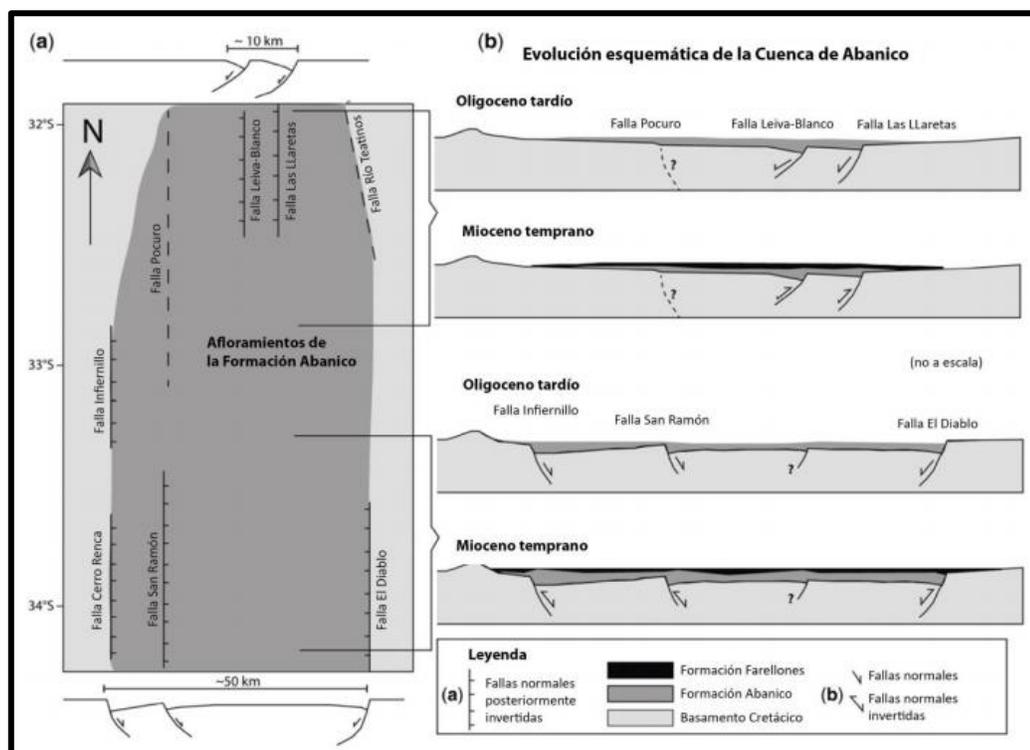


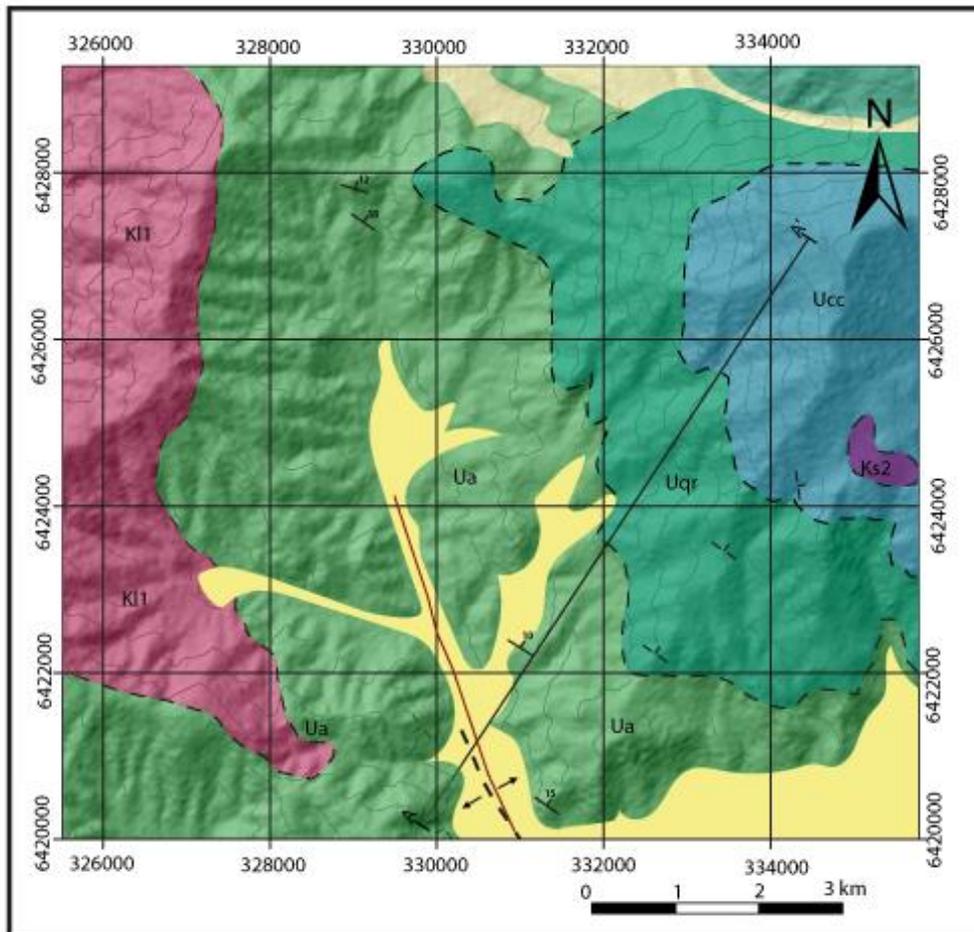
Figura 3.5.7: Distribución esquemática de los afloramientos de la Formación Abanico y de las estructuras mayores que los limitan en la Cordillera Principal, entre los 32°S y 34°S. Se interpreta el ancho de la cuenca en donde se acumulan los depósitos de la Formación Abanico. b) Esquema de la evolución de la Cuenca de Abanico entre el Oligoceno tardío y el Mioceno Temprano en dos secciones generalizadas entre los 32°-33°S y los 33°-34°S (Tomado de Jara *et al.*, 2015).

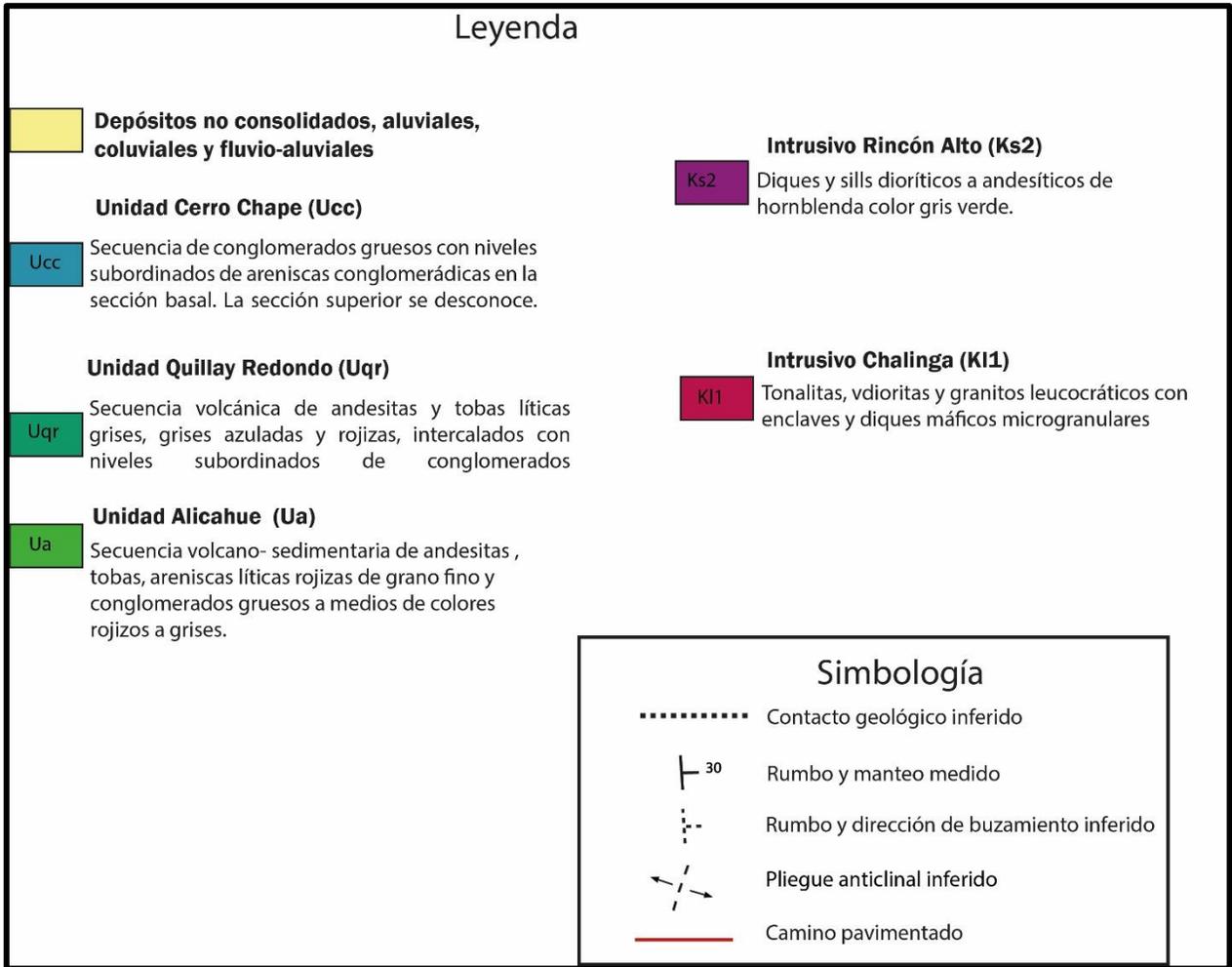
Posteriormente, un nuevo evento de compresión que coincide con el incremento en la tasa de convergencia ocurrió a finales del Oligoceno (~23 Ma) y comienzos del Mioceno, causando una inversión de la cuenca y la generación de depósitos sin-tectónicos de la Formación Farellones (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Jordan *et al.*, 2001; Nyström *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2002, 2005, 2007; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014). Este nuevo aumento en la tasa de convergencia que permanece hasta los ~12 Ma, se relaciona con un movimiento sub-ortogonal de la placa oceánica subductante respecto al margen continental (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Yáñez *et al.*, 2002). Desde el Mioceno Inferior, una subducción subhorizontal se establece entre los ~27° S y ~33° S que, como se mencionó con anterioridad, se atribuye a la colisión de la dorsal de Juan Fernández frente al margen continental de Chile Central (Yáñez *et al.*, 2001, 2002). Del mismo modo, a partir de este periodo se produce un estrechamiento de la cuña astenosférica, reducción del antearco por subducción erosiva, y corrimiento del arco volcánico hacia el este generado por la somerización de la placa que subduce (Charrier *et al.*, 2015).

Capítulo 4

4. Geología Local

A continuación se describirán las unidades geológicas reconocidas en terreno, dando a conocer sus principales rasgos litológicos, estratigráficos, ubicación, espesores y relaciones de contacto (Figura 4.1). Dentro de las unidades geológicas son definidas unidades estratificadas e intrusivas, además de algunos aspectos estructurales reconocidos en el valle de Alicahue.





Figuras 4.1: Mapa Geológico a escala 1:60.000 que comprende principalmente el área del valle ubicado entre El Sobrante y Alicahue. En este mapa aparece una unidad intrusiva definida por Rivano (1993).

4.1. Unidades Estratificadas

En la zona de estudio se han definido 3 unidades estratificadas, denominadas como unidades Alicahue, Quillay Redondo y Cerro Chape, los cuales se distribuyen dentro de todo el valle de Alicahue (Figura 4.1.1). La figura 4.1.2 indica a grandes rasgos las características litológicas, espesores y relaciones de contactos de estas unidades. Adicionalmente, los lugares denominados en este trabajo como “sectores” (Figura 4.1.3) corresponden aquellos puntos en donde se elaboró una columna estratigráfica representativa.

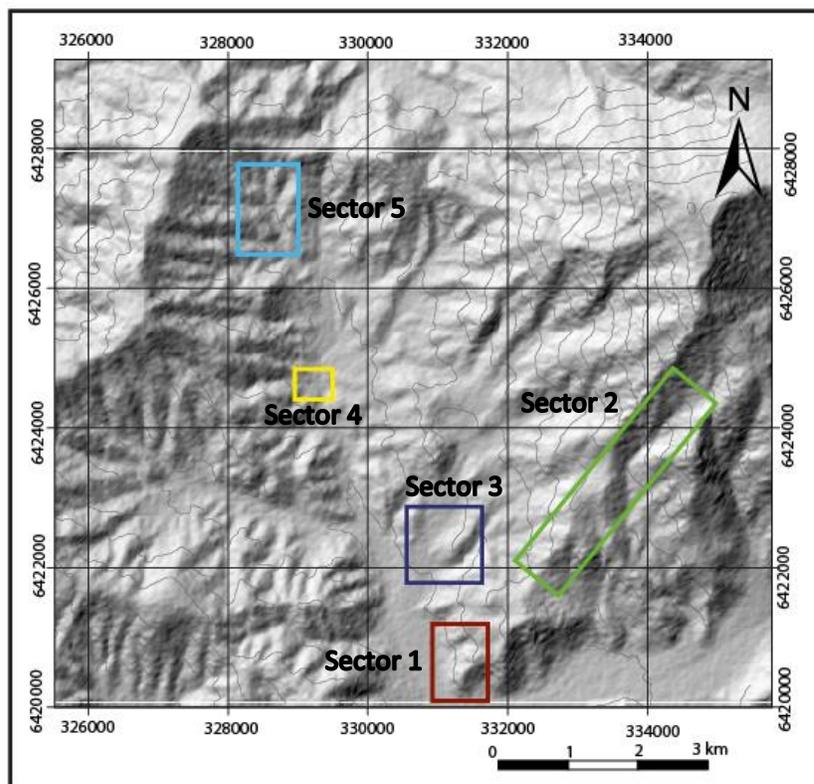


Figura 4.1.1: Mapa del valle de Alicahue con la indicación de los 5 sectores estudiados en detalle y que se indica por los cuadros de colores. Estos sectores representan los diferentes lugares en donde se realizaron descripciones litológicas y estratigráficas.

4.1.1 Unidad Alicahue

Distribución y relaciones de contacto

Con un espesor aproximado de 540 m, corresponden a secuencias volcánicas grises y moradas, con intercalaciones de secuencias sedimentarias de color pardo rojizo (Figura 4.1.2). Esta unidad aflora en los niveles topográficos bajos a lo largo de todo el valle de norte a sur, con un manto entre 10° a 15° hacia el NE (Figura 4.1). No obstante, en la ladera occidental del valle en la zona de estudio, los afloramientos indican un manto inferido hacia el oeste, lo cual indicaría la presencia de un anticlinal cuyo plano axial se estaría ubicando en el centro el valle de Alicahue. La base de esta unidad es desconocida, mientras que el techo de la unidad subyace en aparente concordancia la unidad Quillay Redondo (Figura 4.1.2). En este sentido, el espesor calculado para la unidad Alicahue correspondería a una potencia mínima. Sus afloramientos principalmente se encuentran en el acceso al Valle de Alicahue por el sur y en la cuesta hacia el Valle de El Sobrante por el norte (Figuras 4.1, 4.1.1 y 4.1.3).

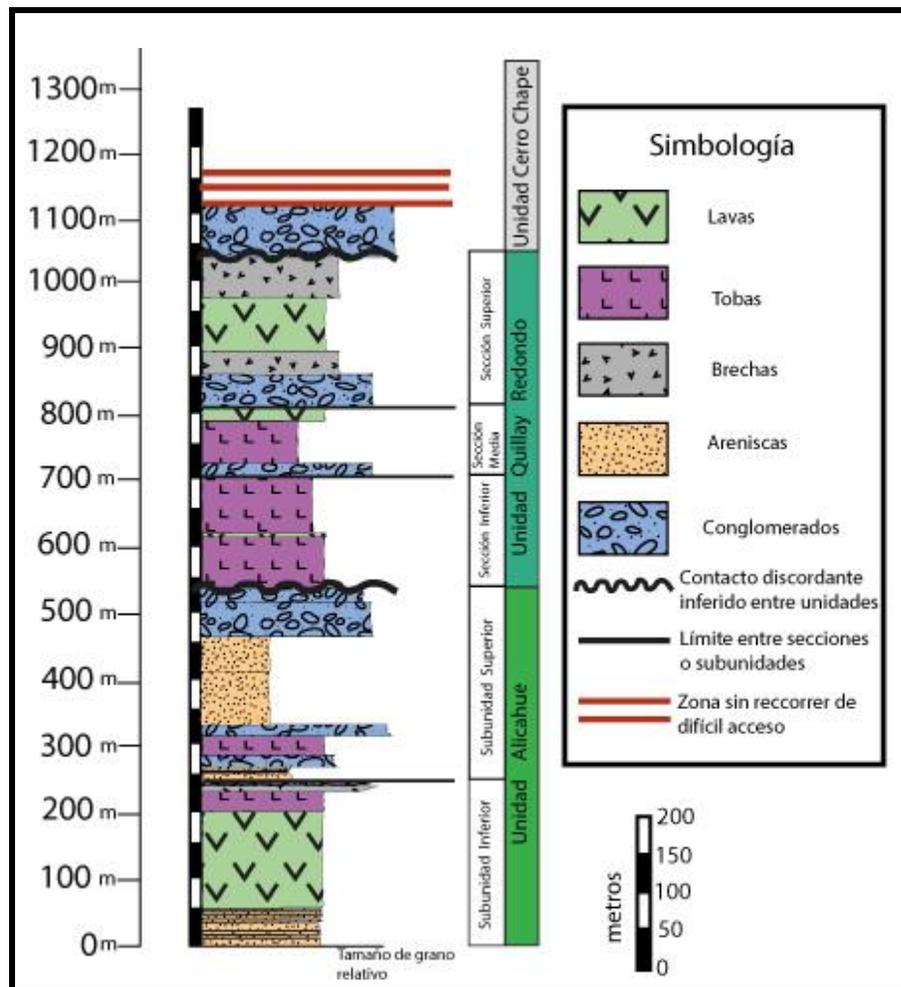


Figura 4.1.2: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio. En este esquema es posible observar las 3 unidades estratificadas definidas en este trabajo.

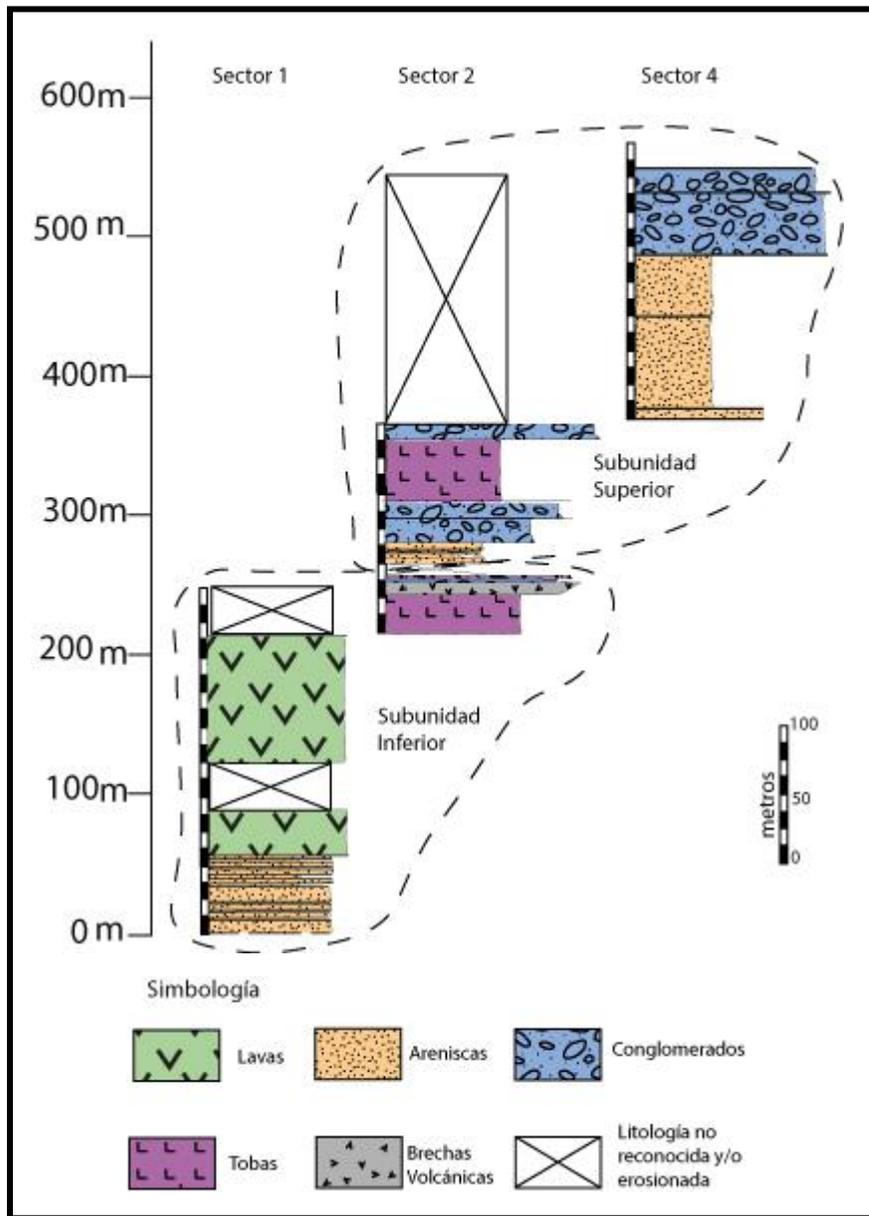


Figura 4.1.3: Esquema de las columnas estratigráficas elaboradas en cada sector que definen a la unidad Alicahue.

Litología

Para una mejor comprensión de las descripciones litológicas, la unidad se dividió en 2 subunidades principales, denominadas como subunidad inferior y subunidad superior (Figuras 4.1.2 y 4.1.3), basado en la distribución de estas secuencias dentro del valle de Alicahue, cada una representada por las diversas columnas realizadas para esta unidad (Figura 4.1.3)

- Subunidad inferior: Corresponden a ~260 m de depósitos masivos volcánicos intercalados con secuencias sedimentarias. En su base aflora un nivel sedimentario estratificado de buzamiento NE (Figuras 4.1.4 y 4.1.7) de 40 m de espesor, en las que se reconocen areniscas líticas de grano medio rojizas, areniscas conglomerádicas con clastos sub-redondeados de matriz arenosa de grano fino y algunos niveles laminados de arenisca de grano fino grisáceas que se intercalan con las areniscas conglomerádicas (Figura 4.1.4). Muestras petrográficas indican que los líticos dentro de las areniscas rojizas son sub redondeados, polimícticos y con tamaños menores a 3 cm. Dentro de las areniscas se observa un lente de conglomerados clasto-soportado subredondeados polimícticos de hasta 3 cm de diámetro, en una matriz de arenisca color rojiza de grano fino (Figuras 4.1.4 y 4.1.5). Sobre lo anterior, continúan estas areniscas líticas y conglomerádicas con matriz de grano medio a fino, con algunas laminaciones de areniscas grisáceas de grano fino (Figura 4.1.5).

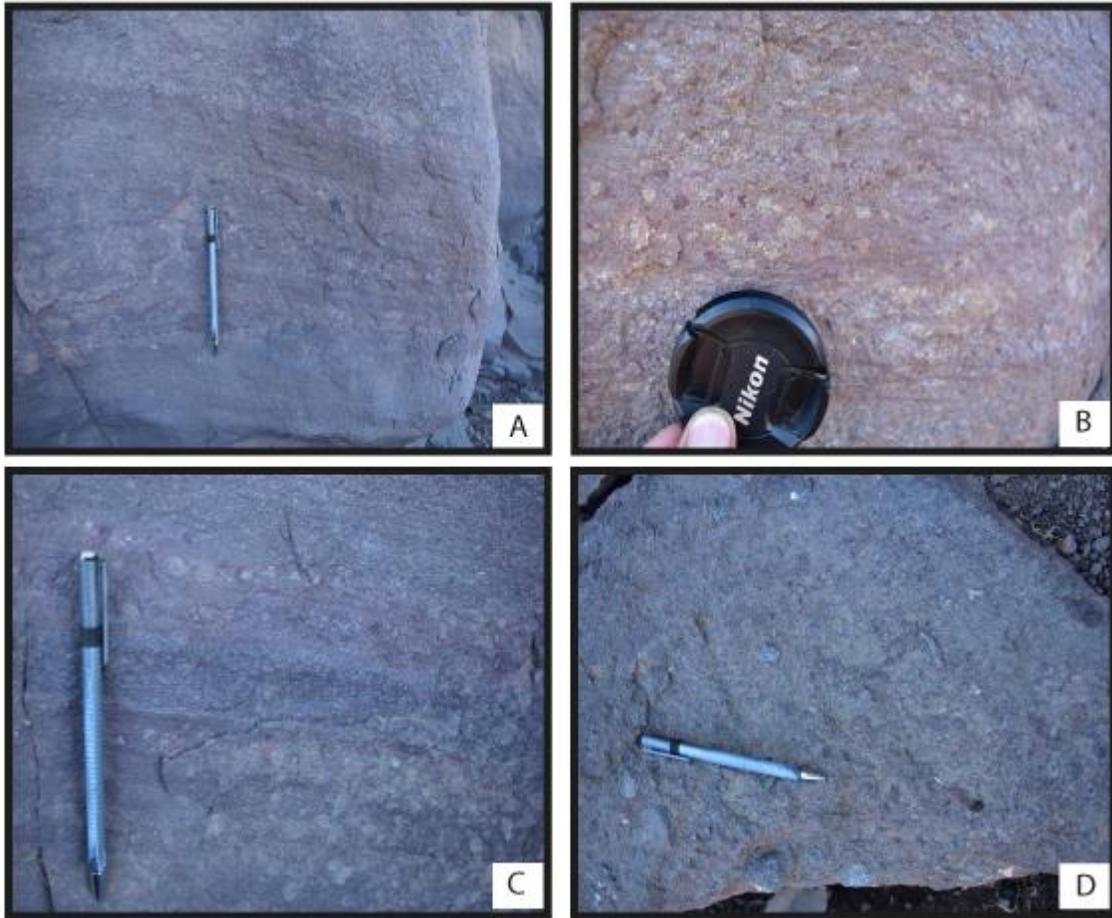


Figura 4.1.4: Imágenes de las principales litologías presentes en la base de la subunidad inferior reconocidas en el sector 1. **A)** Areniscas líticas y conglomeráticas de color pardo grisáceo con laminaciones de areniscas finas grisáceas. **B)** Areniscas conglomeráticas con algunas laminaciones de arenisca fina rojiza. **C)** Detalle de la imagen A, en donde es posible apreciar de mejor manera las laminaciones de areniscas finas y conglomeráticas. **D)** Lente de conglomerados clasto soportados ubicado cerca del contacto con rocas volcánicas.

Se dispone sobre las areniscas rojizas, un depósito masivo de 25 m de espesor observado en el sector 1 (Figura 4.1.5). Sin embargo, hacia el norte se reconoce una continuidad vertical de esta litología de al menos 140 m adicionales (Figura 4.1.6). Este depósito se constituye de andesitas porfídicas de plagioclasas de color púrpura grisáceas, que varían en algunos lugares a una tonalidad más verdosa. Las descripciones petrográficas realizadas en 3 muestras indican que las plagioclasas son euhedrales a subhedrales con tamaños de hasta 4 mm, inmersos en una masa fundamental de color púrpura grisácea, vesiculada, en algunas zonas con plagioclasas albitizadas.

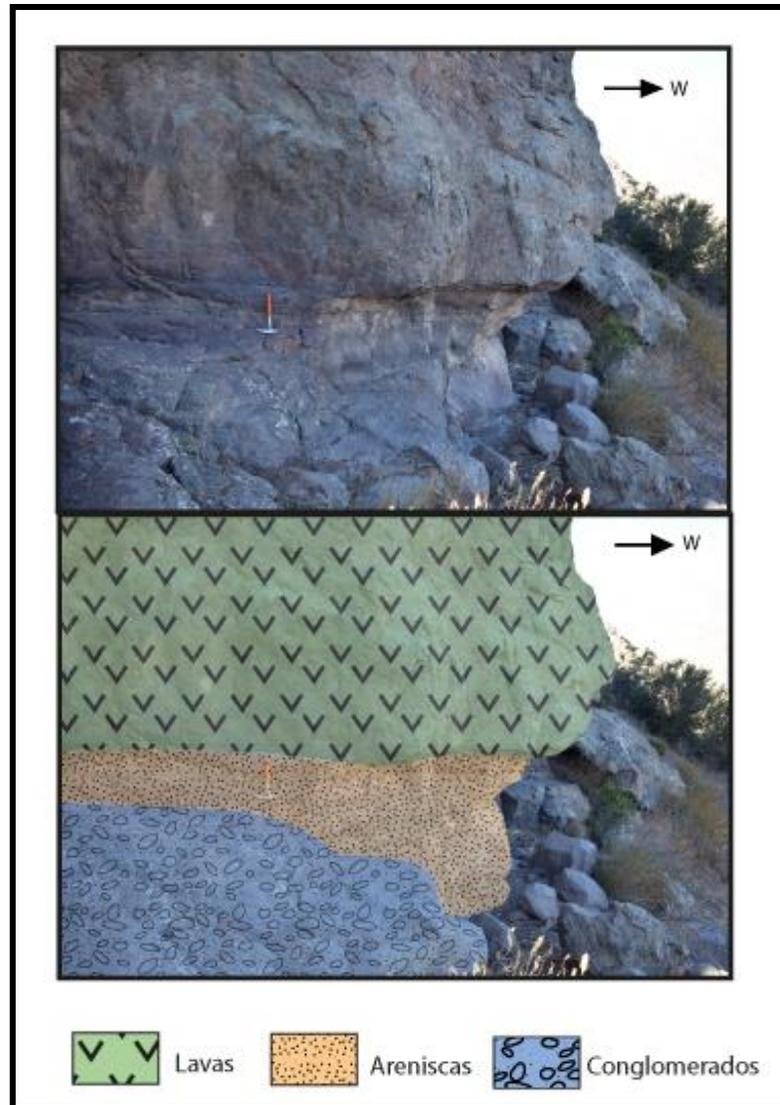


Figura 4.1.5: Fotografía que muestra el cambio litologías sedimentarias a volcánicas. La porción inferior del afloramiento presenta laminaciones de areniscas finas grisáceas y areniscas conglomerádicas, con un lente de conglomerados mostrados en la figura 4.6. Hacia arriba del afloramiento se disponen lavas de composición andesítica.

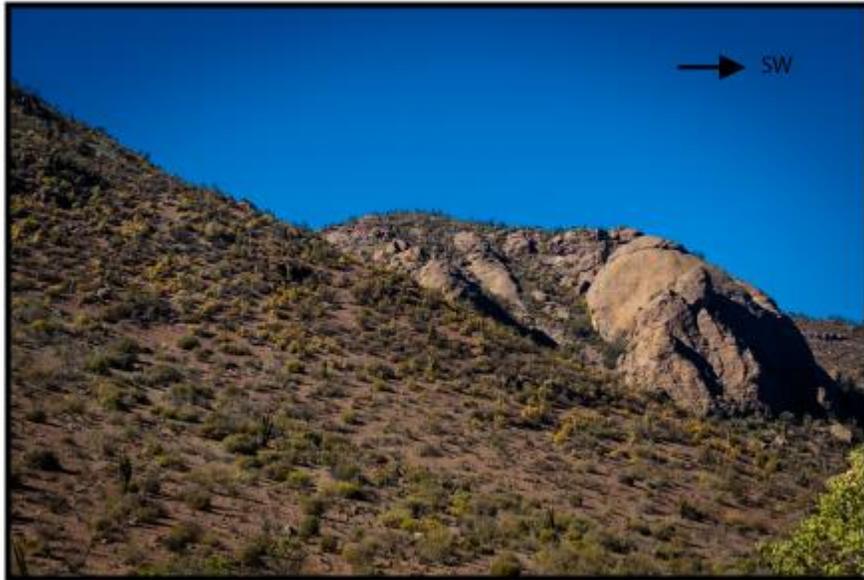


Figura 4.1.6: Vista hacia el sur del afloramiento de lavas andesíticas que se encuentra sobre el contacto mostrado en la figura 4.1.5.

Sobre estas lavas, se disponen en aparente concordancia ~46 m de secuencias volcano-clásticas y sedimentarias reconocidas en el sector 3 (Figura 4.1.3). Los primeros 30 m son tobas líticas masivas con clastos negros y grises verdosos, polimícticos, angulosos y de tamaños menores a 2 cm, con algunos clastos aislados que pueden llegar hasta 5 cm (Figura 4.1.8). La descripción petrográfica de 2 muestras indican que los líticos son de carácter volcánico, con cristales de plagioclasas subhedrales menores a 2 mm. La masa fundamental representa el 80% de la roca, conformado por cristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa con tamaños menores a 4 mm, y probablemente minerales máficos oxidados. En los 10 m restantes, esta facie volcánica varía a una brecha, con clastos subangulosos polimícticos de tonalidades verde grisáceos, rojizos y pardo oscuro. Presentan gradación inversa que varía desde tamaños modales de ~5 cm en su base hasta una moda aproximada de 10 cm de diámetro hacia el techo (Figura 4.1.8). Las descripciones petrográficas de 1 muestra indican que los líticos son similares a las tobas anteriormente mencionadas, con texturas porfíricas y brechosas cuyo porcentaje en la roca es del 40% (Figura 4.1.8).

Encima de lo anterior, yacen ~6 m de facies sedimentarias que corresponden a conglomerados y conglomerados brechosos (Figuras 4.1.8). La base de estas secuencias se conforma por ~1 m de ortoconglomerados de mala selección, subredondeados, en una matriz de arenisca fina de color pardo rojizo, seguido por 2 m de conglomerados bien estratificados, polimícticos y matriz soportado (Figura 4.1.8).

Finalmente, se reconocen 4 m de conglomerados brechosos masivos, clastosoportados, polimícticos y angulosos. La matriz de todas estas secuencias sedimentarias es arenosa de grano medio color pardo, siendo este elemento el único que se conserva en todas las facies sedimentarias. En contraste, los clastos de esta secuencia sedimentaria varían su tamaño entre 3 y 10 cm, el cual los mayores diámetros se encuentran dentro de los conglomerados brechosos (Figura 4.1.9).

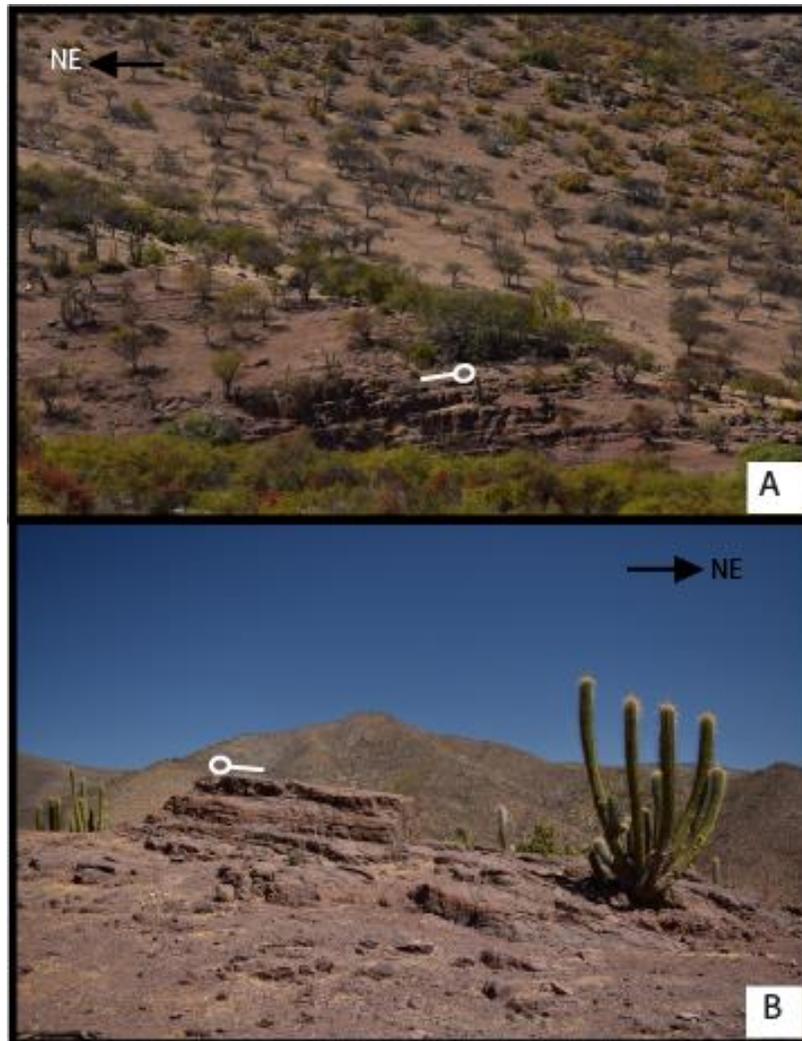


Figura 4.1.7: Principales afloramientos del sector 2 en donde se puede observar claramente el manteo NE de los depósitos. A) Areniscas líticas correspondientes a la sección superior del sector 2. B) techo de la sección inferior del sector 2.

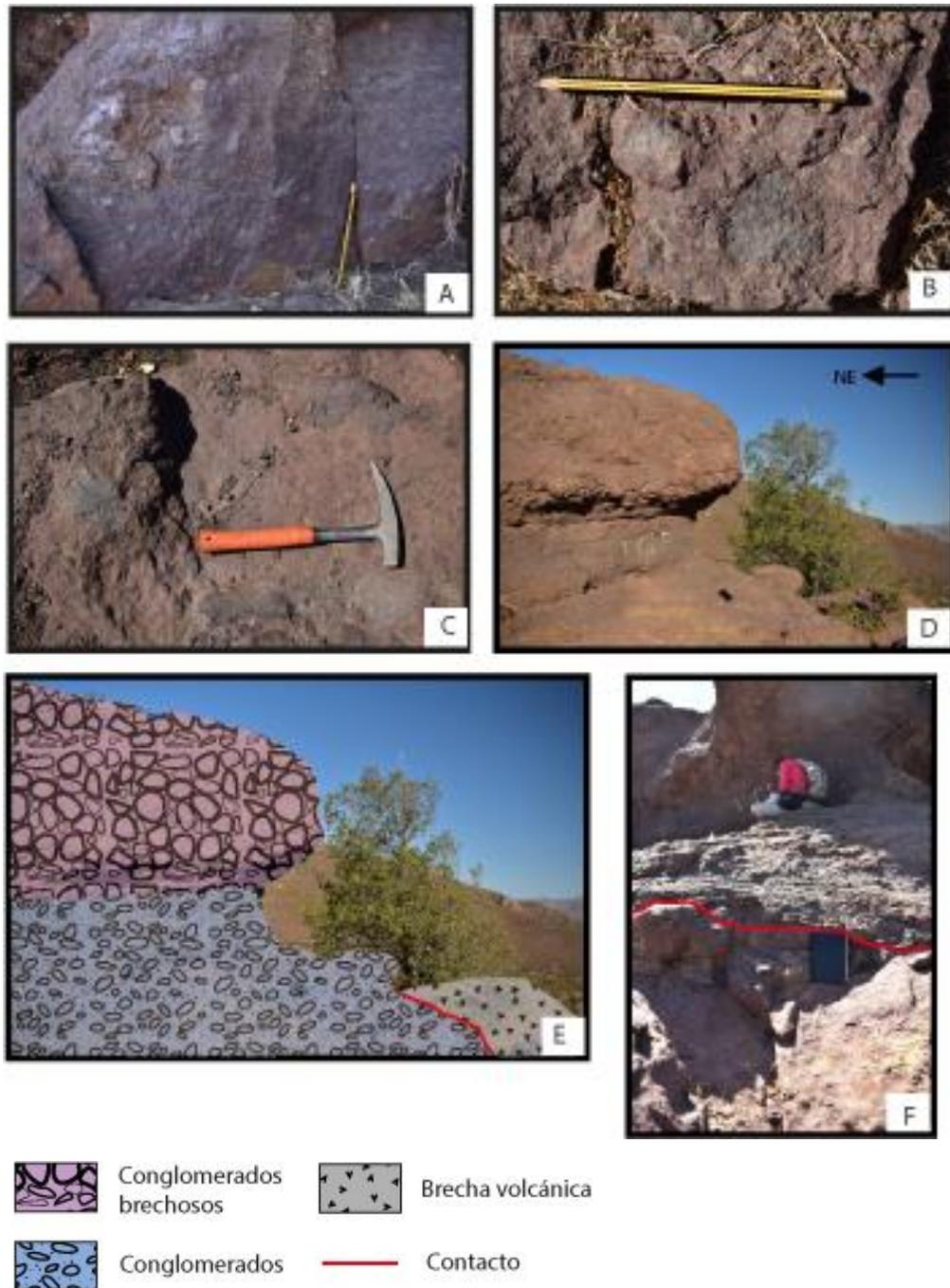
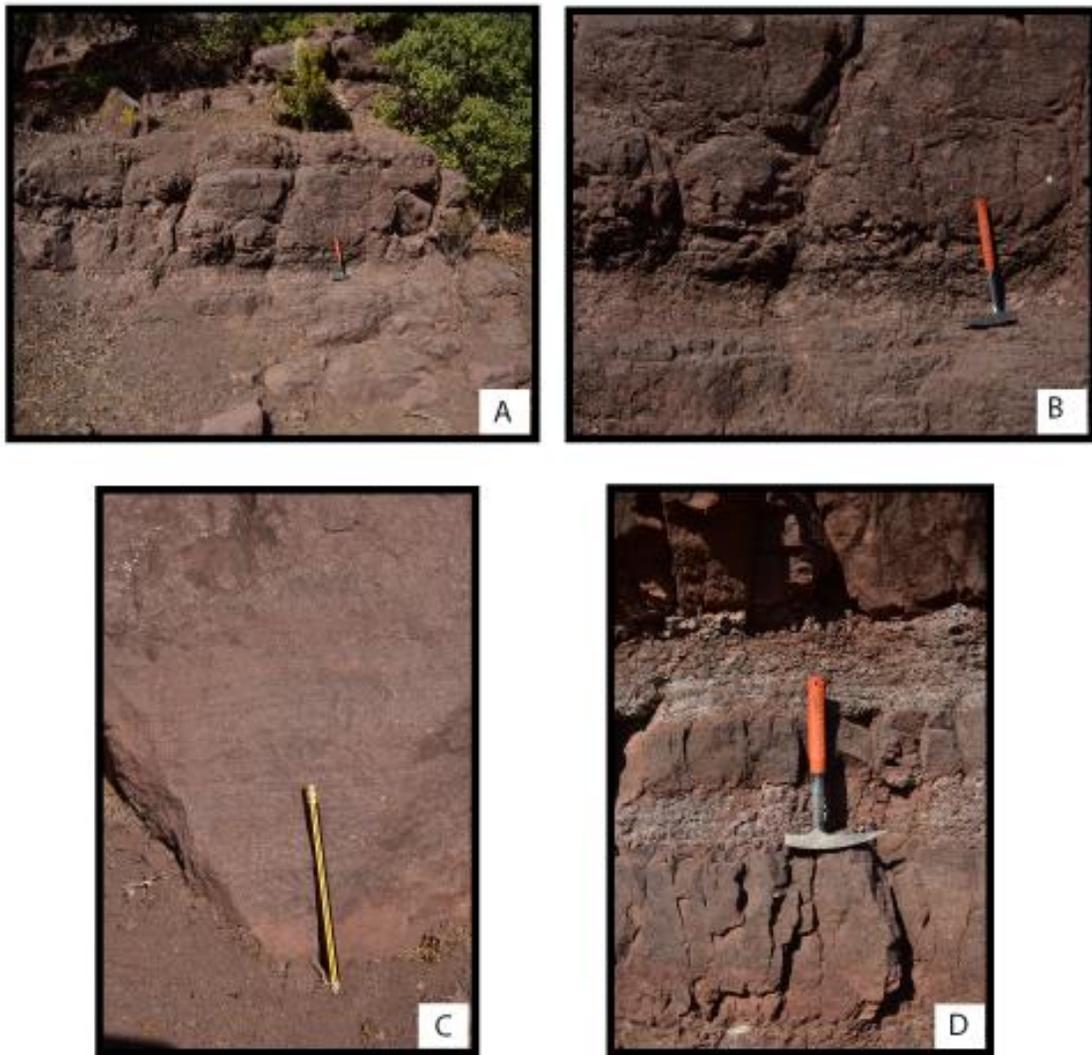


Figura 4.1.8: : Fotografías de las litologías reconocidas en la sección inferior del sector 2. **A)** Brechas volcánicas pertenecientes a la base de la columna estratigráfica asociada (Figura 4.10). **B)** Detalle del tamaño modal de los fragmentos que constituyen la brecha volcánica en su base. **C)** Brechas volcánicas ubicadas cerca del contacto con las facies sedimentarias de la sección inferior. Nótese que el tamaño de los fragmentos es mayor a las brechas volcánicas de la base. **D)** Afloramiento de la sección inferior del sector 2. **E)** Esquema de las litologías que constituyen el afloramiento de la sección inferior. Se distingue el cambio de facies volcánicas a sedimentarias en la base de este afloramiento. **F)** Detalle del contacto que marca este cambio de facies. Conglomerados clastosoportados se disponen sobre las brechas volcánicas mostradas en C).

- Sección superior: Corresponde ~280 m de secuencias volcánicas y sedimentarias, estos últimos bien estratificados en algunos niveles, con manto NE similar a los afloramientos que constituyen a la sección superior (Figura 4.1.8).

En su base se conforma por ~30 m facies sedimentarias de color rojizo (Figura 4.1.9), en las que se distinguen areniscas líticas de grano medio y algunas arcosas bien estratificadas, con presencia de clastos aislados subredondeados con tamaños de hasta 5 cm. En las muestras que se realizaron descripciones petrográficas, se reconocen cristales subhedrales de plagioclasas menores a 1 mm y líticas polimícticos, subredondeados a subangulosos, con tamaños que varían entre 1 a 3 cm. Los clastos son principalmente volcánicos, de textura porfírica con cristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales de hasta 3 mm. Dentro de estas secuencias arenosas, se distinguen niveles de 30 a 80 centímetros tanto de arenisca fina con laminación horizontal como intercalaciones rítmicas de areniscas líticas con facies arenosas de tamaño fino que presentan una intensa alteración a arcillas (Figura 4.1.9). Las areniscas líticas presentan una mayor proporción de clastos en comparación a su porción inferior.



*Figura 4.1.9: Imágenes de los principales afloramientos estratificados que constituyen la sección superior el sector. Nótese el color pardo rojizo que presentan 2. **A)** Areniscas líticas bien estratificadas. **B)** Detalle del afloramiento anterior en donde es posible apreciar algunos clastos aislados que forman parte de esta facie sedimentaria fina. **C)** Laminaciones de areniscas finas grisáceas y pardo rojizas. **D)** Intercalación rítmica entre areniscas líticas y areniscas de grano fino. En la imagen se muestra como las areniscas de grano fino presentan abundante arcilla.*

Ascendiendo estratigráficamente, predominan facies de conglomerados matriz-soportados, bien estratificados, que se disponen concordantemente a las areniscas anteriores. Presentan algunos niveles centimétricos de conglomerados polimícticos clasto-soportados y laminaciones de areniscas de grano fino (Figura 4.1.10). A partir de descripciones petrográficas de 2 muestras se observa que los clastos son polimícticos, subredondeados, con diámetros de clastos que oscilan entre 1 a 3 cm, inmersos en una matriz muy alterada a arcillas. Dentro del mismo nivel estratigráfico, en el sector 3 (Figura 4.1.3), se reconocen facies conglomerádicas clasto soportadas

y masivas, con clastos subredondeados y polimícticos de hasta 5 cm de diámetro, por lo que podría ser una variación lateral de los conglomerados matriz soportados observados en el sector 2.

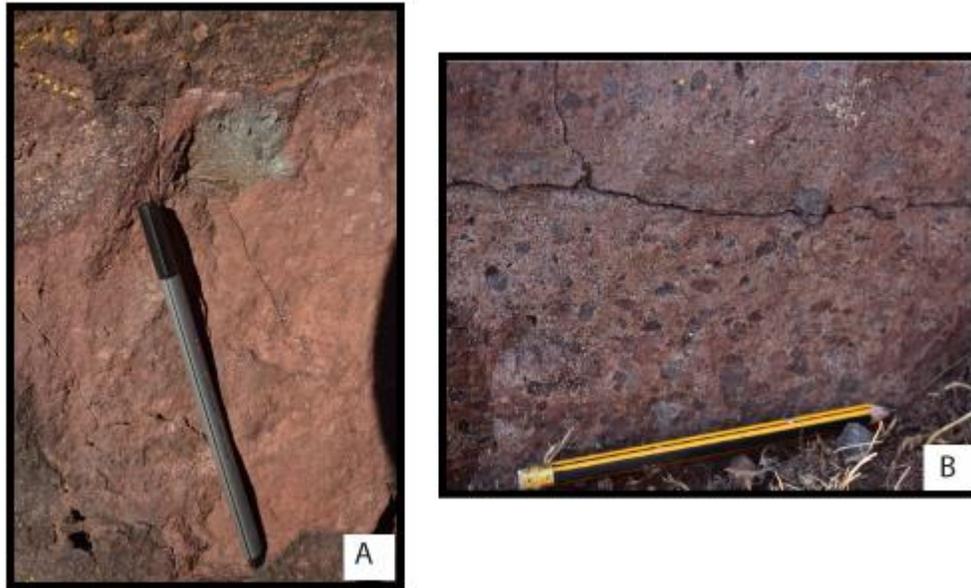


Figura 4.1.10: Detalle de los clastos presentes en algunas facies sedimentarias de la porción superior. A) Clastos aislados de las areniscas líticas. La fotografía muestra el tamaño máximo que presentan los clastos que constituyen estas areniscas. B) Conglomerados polimícticos del techo de la sección superior en el sector 2. En la imagen el porcentaje de clastos disminuye hacia arriba.

Sobre lo anterior, se disponen 30 m de tobas de lapilli líticas masivas, con un nivel subordinado de tobas vítreas. La toba posee líticos monomícticos y subangulosos de carácter volcánico que conforman el 40% de la roca, con tamaños que varían de 1 a 5 cm y plagioclasas subhedrales menores a 1 cm que representan el 10 % de la roca, inmersos en una matriz principalmente de color grisáceo, aunque en algunos niveles presenta una tonalidad gris verdosa.

Finalmente, hacia el techo de la sección superior, afloran secuencias sedimentarias constituidas por areniscas y conglomerados. En el sector 3, se distinguen conglomerados brechosos de 20 m de espesor que se disponen aparentemente concordante sobre las tobas líticas. Sin embargo, en este sector los afloramientos que conformaban el nivel sedimentario fueron erosionados, por lo que el espesor calculado para estos conglomerados sería un espesor mínimo. Los clastos de esta litología son polimícticos principalmente volcánicos, subangulosos, con tamaños que varían de 1 cm hasta 70 cm. Por otra parte, en el sector 4 (Figuras 4.1.1 y 4.1.3) afloran 200 m de areniscas y conglomerados (Figura 4.1.11) que formarían parte de este nivel sedimentario de la sección superior y que, además, se correlacionarían con

las secuencias que fueron erosionadas en el sector 3. De este modo, sobre estos conglomerados brechosos estarían areniscas líticas bien estratificadas de grano grueso, color marrón oscuro y abundante cemento calcáreo recrystalizado, seguido por areniscas con menos líticas, de grano fino y color marrón grisáceo. Estas facies sedimentarias finas constituirían 100 m de espesor (Figura 4.1.11). Hacia arriba, se constituyen por conglomerados polimícticos subredondeados, matriz soportados, con tamaño de clastos que varía entre 3 a 10 cm, aunque se aprecian algunos clastos aislados de hasta 30 cm (Figura 4.1.11). La descripción petrográfica de 2 muestras dan a conocer que la matriz está compuesta por una arcosa de grano medio, intensamente meteorizada, con cristales de plagioclasas subhedrales a anhedrales, con tamaños menores a 2 mm, algunos de ellos de tonalidad rosada.

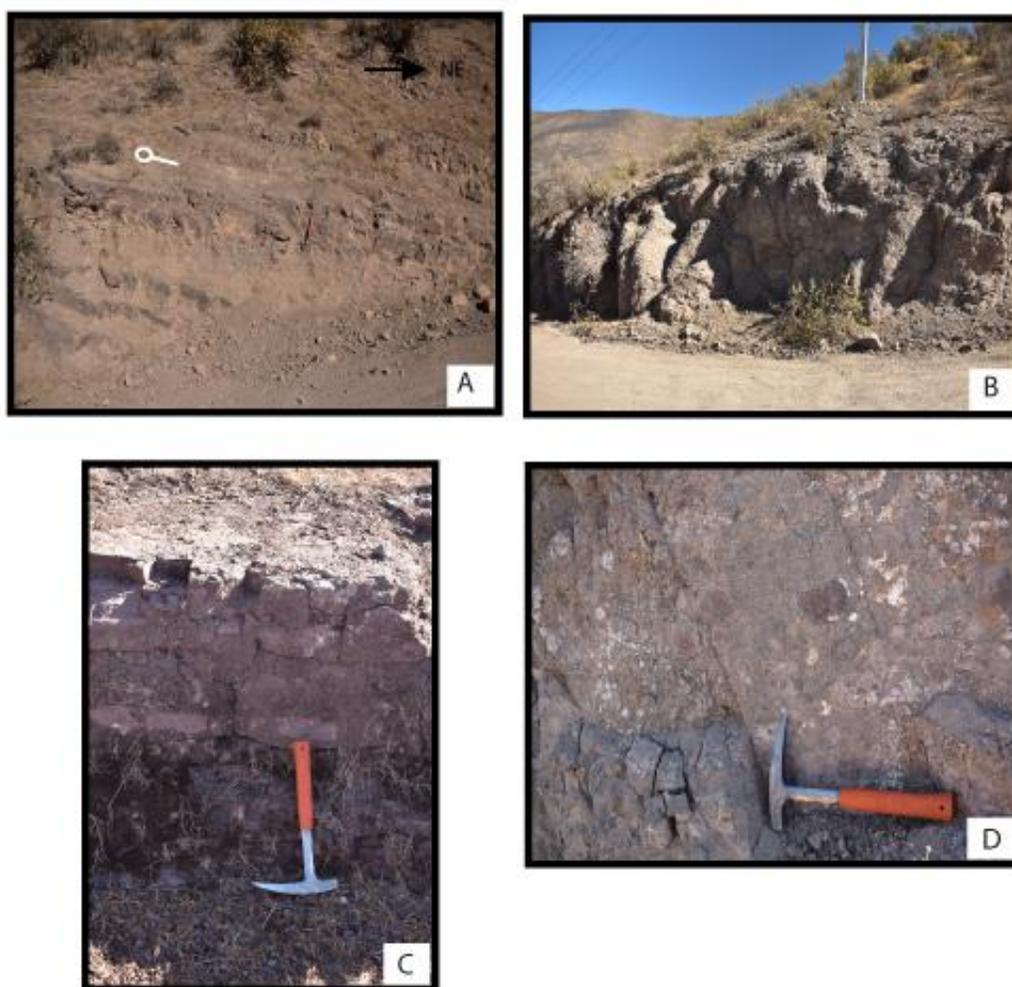


Figura 4.1.11: Fotografía de los principales afloramientos que definen la subunidad superior. A) Secuencias estratificadas correspondientes a las areniscas líticas que subyacen los conglomerados presentes en el sector 3. Nótese el manteo NE que presentan las capas. B) Afloramiento levemente estratificado de los conglomerados de la subunidad superior. C) Areniscas gruesas de color pardo rojizo ubicadas en la base de la subunidad superior. D) Detalle del afloramiento mostrado en B) en donde se aprecian los clastos que conforman los conglomerados que sobreyacen las areniscas líticas de la subunidad superior.

4.1.2 Unidad Quillay Redondo

Definición, distribución y relaciones de contacto

Sucesiones volcánicas grises y pardas con niveles sedimentarios subordinados (Figura 4.14). Presenta un espesor aproximado de 450 m, ubicado dentro del nivel topográfico intermedio del valle, confinado en las faldas y parte de la sección superior de las altas cumbres de la zona de estudio (sector 3, Figuras 4.1. y 4.1.1). Presenta varios niveles guías que son posible seguir de norte sur, observándolos también en los cerros cercanos al valle de Alicahue (Figura 4.1.12). Desde lejos se distingue un manteo al NE similar los niveles estratificados de la unidad Alicahue. Su contacto basal es aparentemente concordante con la unidad Alicahue (Figura 4.1.12), mientras que hacia el techo se dispone la unidad Cerro Chape en un contacto que se presume discordante (Figura 4.1.13).



Figura 4.1.12: Vista de los principales afloramientos que constituyen las unidades estratificadas definidas en el valle de Alicahue. La traza amarilla indicaría el contacto inferido entre la subyacente unidad Alicahue y la Unida Quillay Redondo.

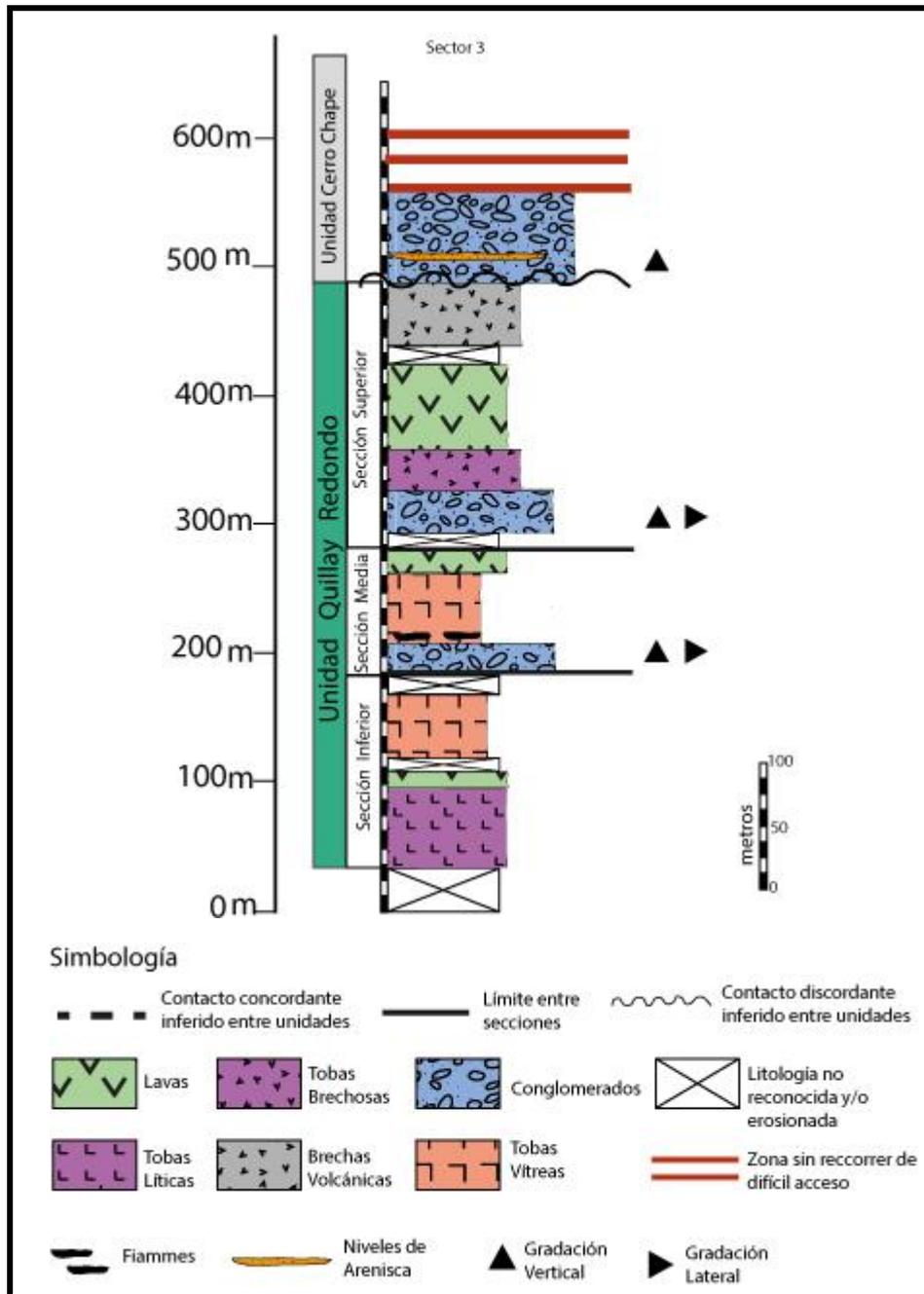


Figura 4.1.13: Columna representativa de la unidad Quillay Redondo y la unidad Cerro Chape. En este esquema se indican las principales litologías, espesores aproximados y sus relaciones de contactos.

Litología

Esta unidad se compone de sucesiones volcánicas de tobas y lavas andesíticas, con niveles sedimentarios subordinados correspondientes a conglomerados gruesos de color pardo, matriz soportados y con mala selección. Para una mejor comprensión de las sucesiones presentes, se definen 3 secciones que se describirán a continuación (Figura 4.1.13).

- Sección inferior: Conformada por 160 m de sucesiones volcánicas que representan la sección basal de esta unidad que sobreyace a las secuencias sedimentarias de la unidad Alicahue. Gran parte de los afloramientos de esta sección constituyen un nivel guía que es posible distinguir notoriamente hacia el lado oeste del valle de Alicahue como también en los cerros ubicados al sur de la localidad de Alicahue (Figura 4.1.12).

Los primeros 70 m corresponden a tobas de lapilli líticas de color grisáceo. Sus afloramientos son masivos sin ninguna variación lateral ni vertical al menos en este punto. Entre los piroclásticos se reconocen líticos angulosos volcánicos de colores rojizos y gris pardo, con tamaños de 1 cm hasta 8 cm y que conforman el 30% de la roca (Figura 4.1.14). Adicionalmente, dentro de la matriz se distinguen cristales de plagioclasas subhedrales menores a 5 mm, que forman parte del 10% de la roca.



Figura 4.1.14: Imágenes de las principales litologías reconocidas en la sección inferior de la unidad Quillay Redondo. A) Aspecto de los afloramientos que forman parte de las tobas de lapilli líticas ubicadas en la base de la sección inferior. B) Imagen en detalle del afloramiento mostrado en A). Se pueden observar líticos subangulosos rojizos. C) Afloramiento de las lavas presentes en la sección inferior. D) Detalle del afloramiento mostrado en C). Es posible distinguir autobrechización mediante la presencia de fragmentos autoclásticos de color pardo oscuro.

Ascendiendo estratigráficamente, se dispone un nivel masivo de lavas andesíticas de color pardo grisáceo de al menos 10 m de espesor (Figuras 4.1.12 y 4.1.14). Presenta una textura porfírica con fenocristales de plagioclasas subhedrales a euhedrales de entre 0,5 a 2 cm que constituyen el 40% de la roca, inmersas en una masa fundamental afanítica y levemente vesiculada. Hacia arriba se reconoce un nivel con brechización primaria, cuyos autoclastos no superan los 5 cm de diámetro (Figura 4.1.14).

Finalmente, dentro de esta sección inferior se distinguen 80 m de tobas de lapilli vítreas de color gris morado con algunos cristales de plagioclasas subhedrales menores a 5 mm que constituyen no más del 10% de la roca.

- Sección Media: Corresponden a 90 m de secuencias principalmente volcánicas, con un nivel sedimentario que se dispone encima de las tobas de la sección inferior. Dentro de las litologías volcánicas, se destaca la aparición de lavas, tobas líticas y vítreas, algunas con fiammes de 2 a 8 centímetros de largo (Figura 4.1.15).

Su límite inferior consiste en 20 m de conglomerados gruesos de mala selección, matriz soportados y sin estratificación. Se dispone aparentemente concordante a las tobas de lapilli vítreas de la sección inferior. Los clastos son subredondeados y polimícticos con un amplio rango de tamaños que van de 0,5 hasta 40 cm (Figura 4.1.15). Presenta variaciones laterales junto con gradaciones normales e inversas, asociado a un aumento en el porcentaje de matriz hacia arriba. Entre los clastos se distinguen litologías volcánicas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas y sedimentarias de facies finas similares a las litologías reconocidas dentro de la unidad Alicahue. Precisamente, algunas de estas litologías volcánicas se asemejan a las lavas porfíricas que se disponen en la base de la unidad Alicahue.



Figura 4.1.15: Litologías presentes en la base de la sección media de la unidad Quillay Redondo. **A)** Afloramiento de los conglomerados matriz soportados masivos de la sección media. **B)** detalle del afloramiento mostrado en A). En la imagen se aprecia la mala selección de los clastos. **C)** Tobas vítreas con fiammes ubicadas sobre los conglomerados de la sección media. **D)** Tobas vítreas a líticas con matriz de ceniza rojiza.

Sobre estos conglomerados, se disponen al menos 5 m de tobas de ceniza soldadas de color moradas, levemente vesiculadas con fiammes de hasta 5 cm de largo que constituyen el 40% de la roca, seguido por 40 m de tobas de ceniza rojizas que varían de líticas a vítreas (Figuras 4.1.15). Dentro de las tobas soldadas se presenta una alteración de calcita y prehnita dentro de los fiammes. En cuanto a las tobas rojizas, su porcentaje de líticas en la roca varía de 30% a 5%, inmersos en una matriz de ceniza y aparentemente porosa. Los líticas son sub redondeados de colores pardos a rojizos con tamaños entre 0,5 a 2 cm.

El límite superior la sección media se conforma por 20 m de lavas grises masivas de carácter andesítico, con textura porfirica de plagioclasa subhedrales con tamaños de hasta 2 cm, inmersos en una masa fundamental afanítica con algunos cristales distinguibles de plagioclasas subhedrales menores a 0,2 cm.

- Sección superior: Representa el techo de la unidad, conformado por 200 m de facies volcánicas y un nivel sedimentario en su límite inferior. Se caracteriza por poseer brechas volcánicas levemente estratificadas en su límite superior.

El nivel sedimentario corresponde conglomerados gruesos de mala selección masivos que conforman un espesor de aproximadamente 40 m (Figura 4.17). Se dispone aparentemente concordante a las lavas grises de la sección media. Los clastos son sub redondeados polimícticos con tamaños que oscilan entre 0,5 a 50 centímetros, de carácter principalmente volcánicos, de tonalidades grises oscuras, gris verdoso y pardo rojizo, inmersos en una matriz arenosa de grano medio que representa el 60% de la roca. Debido a la erosión de este nivel sedimentario, es complejo reconocer gradaciones verticales y laterales dentro de este mismo. No obstante, la gran variabilidad de tamaños de clastos en este nivel sedimentario podría sugerir una importante variación lateral por lo menos a lo largo del valle de Alicahue.

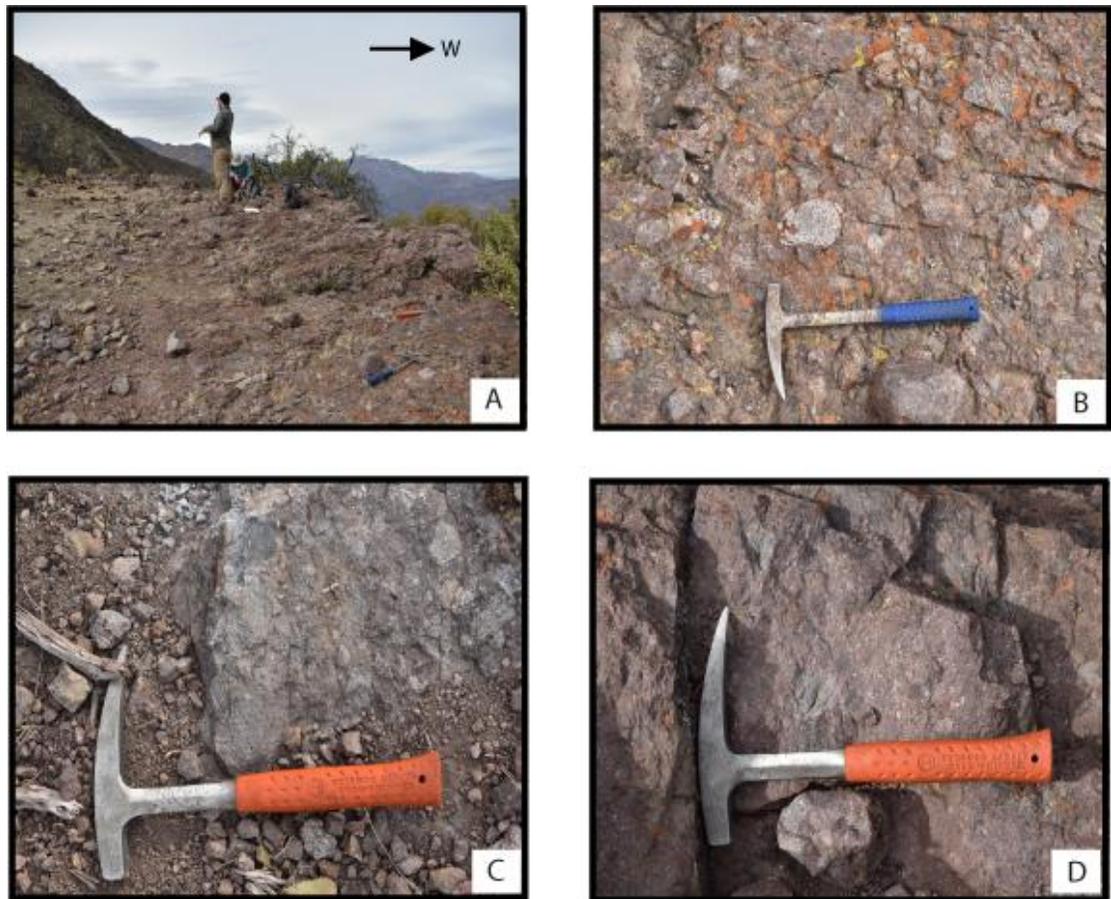


Figura 4.1.16: Imágenes de algunos afloramientos pertenecientes a la sección superior de la unidad Quillay Redondo. **A)** Aspecto de los conglomerados masivos ubicados en la base de la sección superior. En la imagen se observa la intensa erosión mecánica de los afloramientos que constituyen este nivel. **B)** Detalle de este nivel sedimentario en donde se puede apreciar las características de los clastos. **C)** Afloramiento

que forma parte de las tobas de lapilli líticas a brechosas que se ubican sobre el nivel sedimentario en la sección superior. D) Imagen de las brechas volcánicas que constituyen el techo de la sección superior.

Encima de lo anterior, se distinguen 30 m secuencias volcánicas de color gris pardo que varían verticalmente de tobas de lapilli líticas a brechas. Sus afloramientos son masivos y levemente rugosos, sin ninguna estratificación visible (Figura 4.1.16). Entre los piroclastos se reconocen líticos sub angulosos principalmente monomícticos de tonalidades grisáceas, con tamaños de 0,5 a 5 centímetros que conforman no más del 30% de la roca. Otros piroclastos observados son cristales de plagioclasas subhedrales menores a 5 milímetros que representan el 10% de la roca. Muchos de estos líticos y cristales de plagioclasas se encuentran alterados por minerales verdosos, probablemente a cloritas y prehnita-pumpellitas.

Sobre estas tobas, se reconocen 80 m de un afloramiento masivo y levemente rugoso conformado por lavas de color morado grisáceo de carácter andesítico. Presenta una textura principalmente porfírica, aunque en algunas partes se observan texturas traquíticas asociadas a los fenocristales de plagioclasas. Estos cristales son subhedrales con tamaños entre 0,3 a 1 cm, que representan el 30% de la roca. La masa fundamental es afanítica levemente vesiculada de tonalidad morado grisáceo. Dentro de este espesor no se observan grandes variaciones en el porcentaje de los cristales que los constituyen.

Hacia arriba en el límite superior de esta sección se disponen 50 m de brechas color pardo masivas o con estratificación gruesa que yacen bajo la unidad Cerro Chape. En estos niveles estratificados, que se encuentran moderadamente preservados, tienen un manteo al NE, similar a la inclinación estimada dentro de los niveles sedimentarios de la unidad Alicahue. Por otro lado, presenta líticos polimícticos, sub redondeados, de colores pardos, grises y negros, de carácter principalmente volcánicos con tamaños que van de 0,3 a 5 cm y que forman parte del 40% de la roca (Figura 4.1.16), aunque en algunas zonas la proporción de líticos disminuye a un 20%. Dentro de la matriz se observan cristales subhedrales de plagioclasa menores a 0,5 cm.

4.1.3 Unidad Cerro Chape

Distribución, definición y relaciones de contacto

Aflora en los niveles topográficos más altos de la zona de estudio, formando parte del actual nivel de erosión (Figura 4.1.17). En este sentido, el espesor estimado para esta unidad es una potencia mínima, calculada como al menos 500 m. La base de esta unidad se compone de varios niveles guías notoriamente reconocibles desde todo el valle de Alicahue, ya que constituyen potentes farellones de hasta 20 m con una estratificación distinguible de rumbo NNE y buzamiento al NE. Su contacto basal si bien no fue observado por la abundante presencia de coluvios y cobertura vegetal, se presume discordante con la unidad Quillay Redondo, puesto que ambas unidades difieren en el rumbo (Figura 4.1.18).

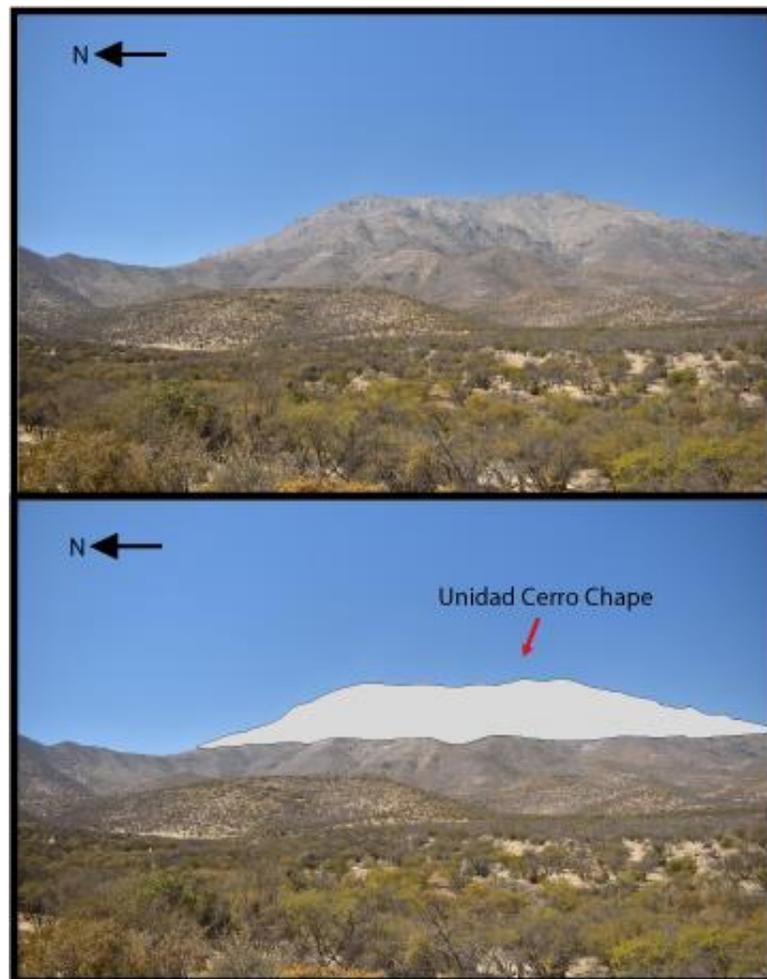


Figura 4.1.17: Vista hacia el cerro Chape al este del Valle de Alicahue. En estas imágenes se distingue la unidad Cerro Chape y su ubicación en los niveles topográficos más altos dentro de la zona de estudio.

Litología

De los 500 m de espesor estimado para esta unidad, solo fue posible caracterizar los primeros 50 m que corresponden a la base de esta unidad. Dentro de este espesor, se reconocen principalmente conglomerados gruesos de mala selección, con niveles de areniscas de grano medio con buena selección a areniscas conglomerádicas grano decrecientes de hasta 2 m de potencia (Figura 4.19). Los conglomerados presentan gradación normal, y contienen clastos cuyos tamaños modales van de 40 a 10 cm. Los clastos son polimícticos y sub redondeados, con litologías predominantemente ígneas de tonalidades grisáceas, pardos, verdosos y blanquecinos. Estos clastos representan el 60% de la roca, constituyendo así conglomerados clasto soportado en los niveles que presentan los mayores tamaños modales, variando a matriz soportados en aquellos lugares donde presentan tamaños modales menores a 10 cm. Algunos de estos clastos corresponden a litologías reconocidas en las unidades estratificadas previamente descritas. En particular, se observan clastos volcánicos de color gris a gris oscuro que se asemejan algunas lavas y tobas líticas descritas dentro de la unidad Quillay Redondo (Figura 4.1.18), y también clastos de origen plutónico que probablemente representen litologías de la unidad intrusiva Chalinga. En cuanto a la matriz, esta es de color grisácea a pardo, con algunos cristales de plagioclasa subhedrales menores a 0.5 cm de los cuales forman parte del 10% de la roca.

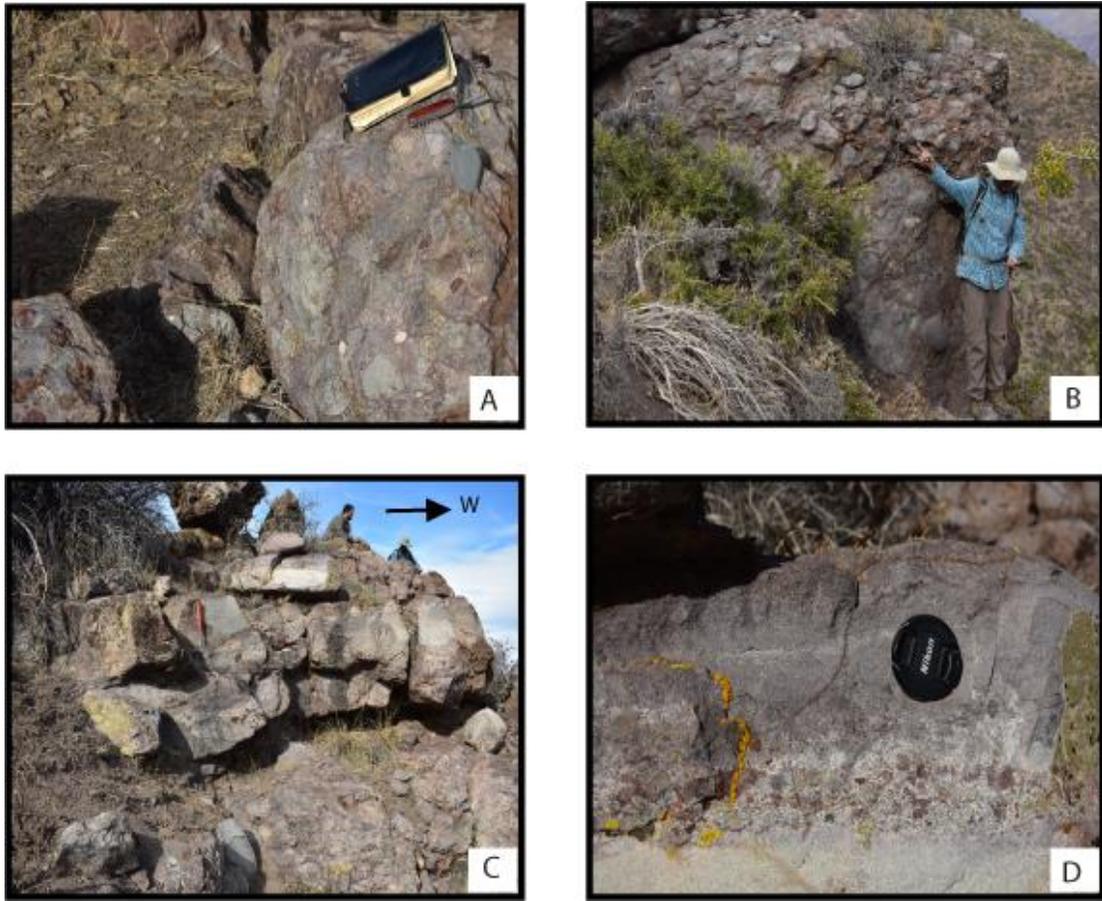


Figura 4.1.18: Principales afloramientos de la unidad Cerro Chape. A) Detalle de los conglomerados gruesos en donde es posible apreciar los diferentes clastos que lo constituyen. B) Afloramiento de los conglomerados gruesos que se ubican en la base de la unidad Cerro Chape. El sujeto e la imagen indica el norte. C) Nivel de areniscas conglomerádicas dentro de un potente espesor de conglomerados. D) Detalle del afloramiento mostrado en C), en donde se aprecia el aspecto de estas areniscas.

4.2. Intrusivos

En la zona de estudio afloran escasos cuerpos intrusivos, cubiertos por depósitos cuaternarios y una abundante cobertura vegetal. No obstante, a partir de las relaciones de contacto inferidas o reconocidas en el valle de Alicahue, se han podido definir principalmente 2 unidades intrusivas que se describirán a continuación.

Unidad Intrusiva KI1 o Unidad Chalinga

Corresponde a un cuerpo intrusivo inferido en función de los mapeos geológicos realizados previamente en la zona de estudio (Figura 4.1) y a la caracterización de algunos diques o filones que intruyen secuencias estratificadas (Figura 4.2.2). Particularmente, esta unidad intruye a la unidad estratificada Alicahue en el lado occidental del valle de Alicahue (Figura 4.2.1). Estos cuerpos intrusivos constan

principalmente de dioritas a cuarzo-dioritas inequigranulares leucocráticas a mesocráticas con cristales de plagioclasas de hasta 2 cm, subhedrales y alterados a arcillas, cuyo porcentaje en la roca varía entre 50% a 60%. Algunas dioritas mesocráticas presentan magnetismo, con cristales de plagioclasas euhedrales de hasta 0.5 cm.



Figura 4.2.1: Vista hacia la ladera oeste del valle de Alicahue en donde la unidad Chalinga intruye a la unidad estratificada Alicahue.

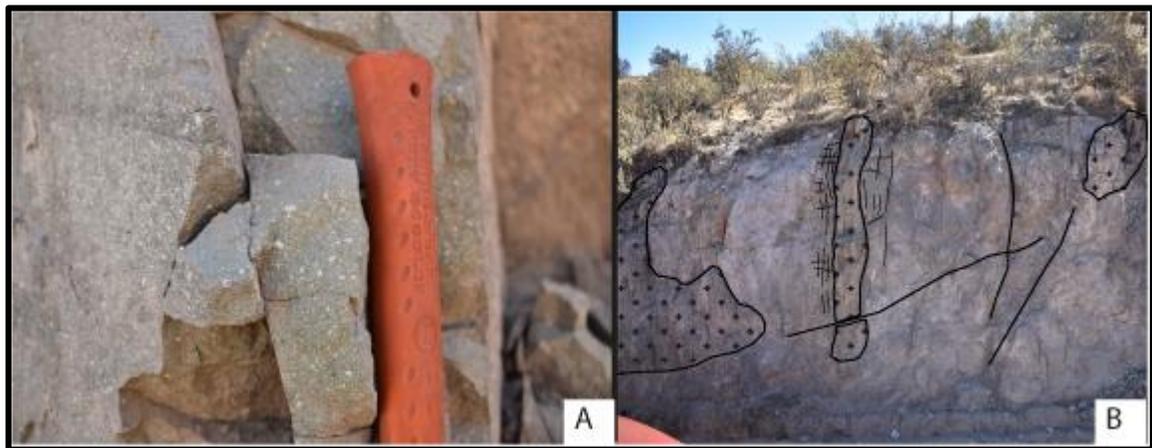


Figura 4.2.2: Detalle de los afloramientos moderadamente fracturados e intruidos por diques de la Unidad Chalinga ubicados en el sector 5.

Unidad Intrusiva Ks2 o Unidad Rincón Alto

Esta unidad aflora en los niveles topográficos altos del valle de Alicahue en su lado oriental (Figura 4.1), intruyendo a las unidades estratificadas Quillay Redondo y Cerro Chape. Los cuerpos intrusivos se constituyen por diques, sills y filones, con una tonalidad verdosa que es característica de esta unidad (Figuras 4.2.3 y 4.2.4). Litológicamente corresponden a dioritas de hornblenda mesocráticas de textura porfírica de color verde gris, con cristales de plagioclasas subhedrales de hasta 1 cm y que forman parte del 40% de la roca. Los cristales de hornblenda son euhedrales y subhedrales, con tamaños que pueden alcanzar hasta los 3 cm y que representan un 30% de la muestra (Figura 4.2.4).

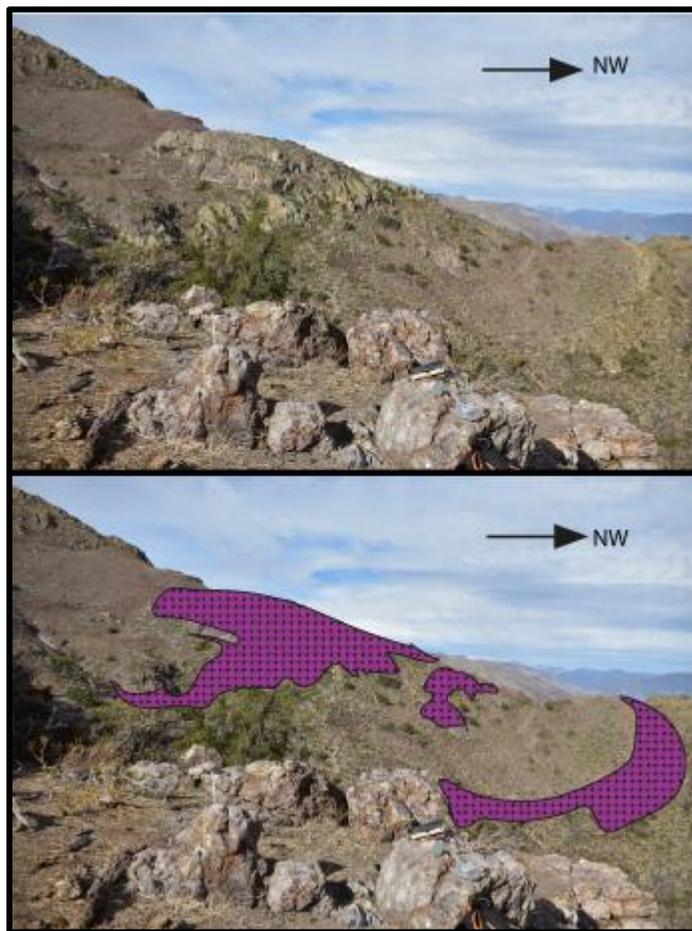


Figura 4.2.3: Distribución espacial de los cuerpos intrusivos de la unidad Rincón Alto que intruyen a la unidad estratificada Cerro Chape.

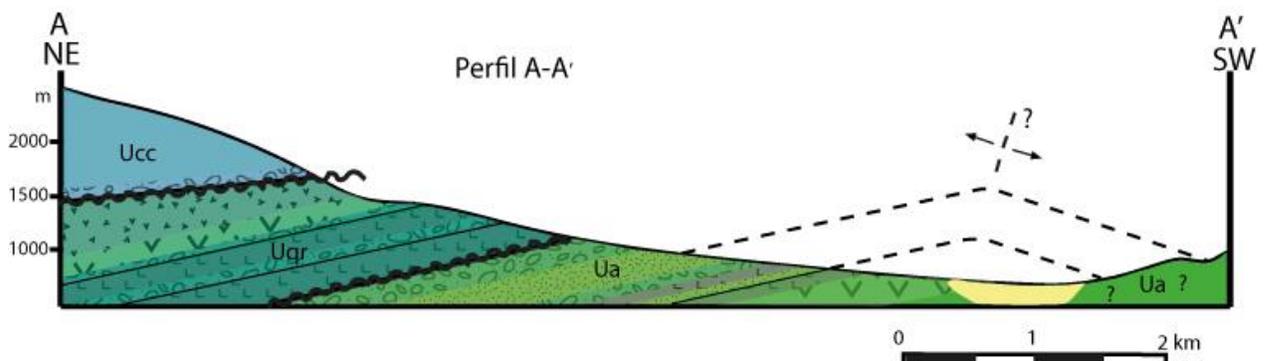


Figura 4.2.4: Detalle de los cuerpos intrusivos que constituyen a la unidad Rincón Alto, en donde es posible distinguir cristales euhedrales de Hornblenda.

4.3. Estructuras

En el valle de Alicahue se reconocen principalmente estructuras menores que afectan de forma acotada a algunos afloramientos de las unidades estratificadas descritas en este trabajo. Por lo tanto, no generarían una deformación importante dentro de la zona de estudio. Para mayor detalle de las estructuras menores reconocidas ver Anexo 8.2.

Por otro lado, las unidades estratificadas Alicahue, Quillay Redondo y Cerro Chape se disponen como homoclinales con manteos entre 10° a 15° hacia el NE (Figura 4.3.1). No obstante, en el lado occidental del valle de Alicahue, específicamente en el acceso a este valle, es posible observar secuencias estratificadas con manteos aparente hacia el SW o al W, lo cual es opuesto a lo observado y calculado en la ladera oriental del valle de Alicahue. Si bien no se realizaron descripciones estratigráficas ni cálculos estructurales en la lado occidental, la disposición de ambas laderas sugiere la presencia de un anticlinal con vergencia al NW cuyo plano axial coincide con el centro del valle (Figura 4.3.2 y Figura 4.2.3). Este pliegue estaría deformando a la subunidad superior de la unida Alicahue (Figura 4.3.2).



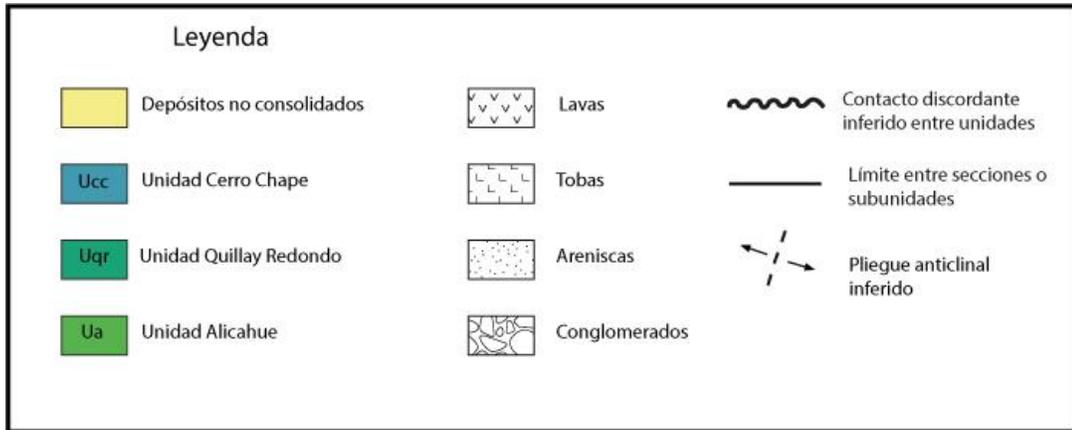


Figura 4.3.1: Perfil esquemático que integra la información geológica recopilada en el valle de Alicahue.

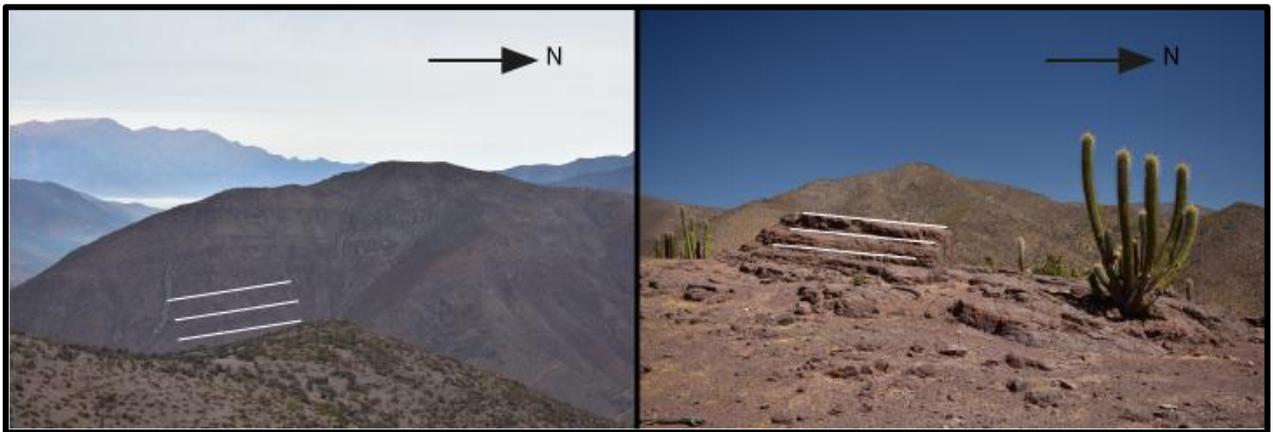


Figura 4.3.2: Disposición representativa de los niveles estratigráficos que escriben a la unidad Alicahue. La imagen de la izquierda indica un manto aparente hacia el SW-W, reconocido en la ladera oeste del valle de Alicahue. La imagen de la derecha corresponde a los afloramientos que se ubican en la ladera este del valle, los cuales se disponen con un manto real hacia el NE.



Figura 4.3.3: Vista hacia el río Alicahue cuyo cauce cruza por un valle E-O, separando el valle de Alicahue con el valle que se encuentra más al sur. En la derecha de esta figura se encuentran los niveles estratificados de la unidad de Alicahue indicados en la Figura 4.3.2. A la izquierda de esta panorámica se reconoce un antifórme, en función de los niveles estratificados que presentan manteos aparentes opuestos.

4.4. Imágenes Satelitales

El análisis remoto de imágenes satelitales puede ser útil para establecer correlaciones entre diferentes litologías, unidades, alteraciones, entre otros. Estas imágenes son obtenidas a partir de la combinación de bandas espectrales disponible en cada uno de los satélites utilizados. En este sentido, se realizaron 2 diferentes combinaciones de bandas en Landsat 8-OLI que muestran una discriminación litológica para un área que además de la zona de estudio, comprende los trabajos elaborados por Pérez (2019) y Arias (2019) dentro de los 32° S y 33° S.

Landsat 8 OLi

En esta plataforma están integradas 11 bandas con una resolución espacial de 30 m para imágenes multiespectrales, 15 m para la banda pancromática y 100 m para infrarrojo termal. Es así como la aplicación de 2 tipos diferentes de combinaciones de bandas permite observar un notorio realce litológico en la zona de estudio. Para este trabajo la combinación 1 es R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo, mientras que la combinación 2 es R:SWIR-2; G:NIR; B: AZUL. A continuación se dan a conocer las imágenes resultantes del procesamiento de imágenes satelitales.

A partir de estas combinaciones de bandas, las imágenes generadas presentan a grandes rasgos 3 contrastes de color bien marcados. El primero de ellos presenta una tonalidad azulada a rojiza en la combinación 1 (Figura 4.4.1) y una tonalidad rojiza en la

combinación 2 (Figura 4.4.2), ambas ubicadas dentro de la porción occidental de la imagen y que se extiende tanto al norte como al sur con la misma coloración.

Hacia el este se observan franjas de colores, igualmente distribuidas de norte a sur que se distinguen notoriamente de la porción occidental anteriormente mencionada (Figuras 4.4.1 y 4.4.2). En la combinación 1 se reconocen 2 tonalidades dentro de esta franja al oriente; una tonalidad rojiza intensa (franja oriental 1) que se ubica en el extremo oriental de la imagen y otro color naranja-amarillento (franja oriental 2) que se distribuye en la mitad de la imagen (Figura 4.4.1 y 4.4.3). Se observa que la franja oriental 1 se prolonga tanto en los valles como en las cumbres, mientras que la franja oriental 2 está acotado únicamente a los niveles topográficos más altos. Esta última franja se prolonga hacia las zonas de estudio de Pérez (2019), Arias (2019) y este trabajo (Figura 4.4.3).

Por otro lado, en la combinación 2 no se distingue muy bien esta diferenciación dentro de la franja oriental, sino más bien que precisamente en esta franja se reconoce una tonalidad azulada que se torna más verdosa hacia el este (Figura 4.4.2). No obstante, esta caracterización es útil para diferenciarla de la porción occidental, presentando la misma distribución de tonalidades observadas en la combinación 1 (Figura 4.4.1).

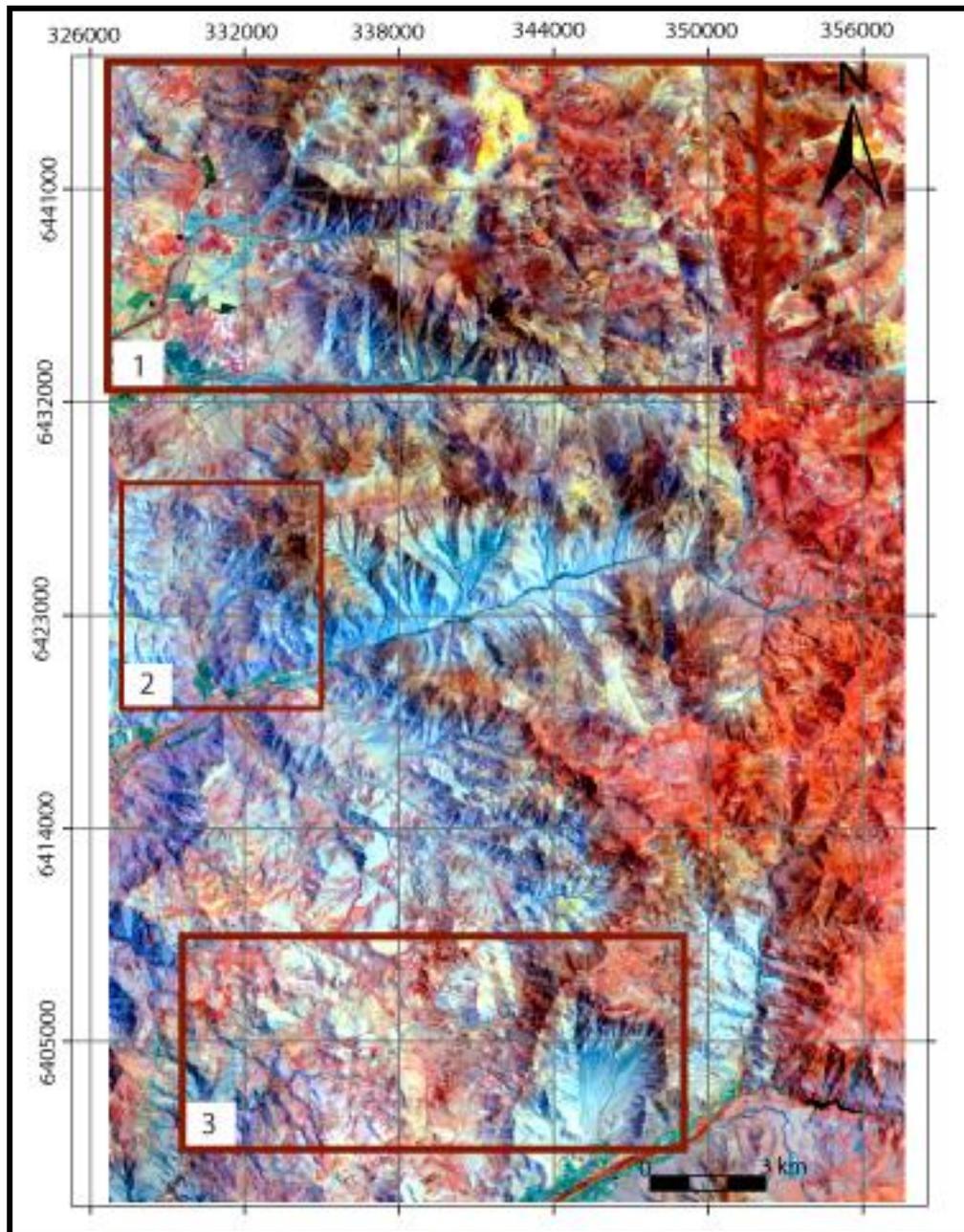


Figura 4.4.1: Imagen satelital generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 1 conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo. Los cuadros rojos indican las áreas de estudios consideradas para el análisis de imágenes satelitales en este trabajo. Así, el cuadro 1 indica el área de estudio del trabajo realizado por Pérez (2019), el cuadro 2 muestra la zona de este trabajo, y el cuadro 3 muestra el área de estudio de Arias (2019).

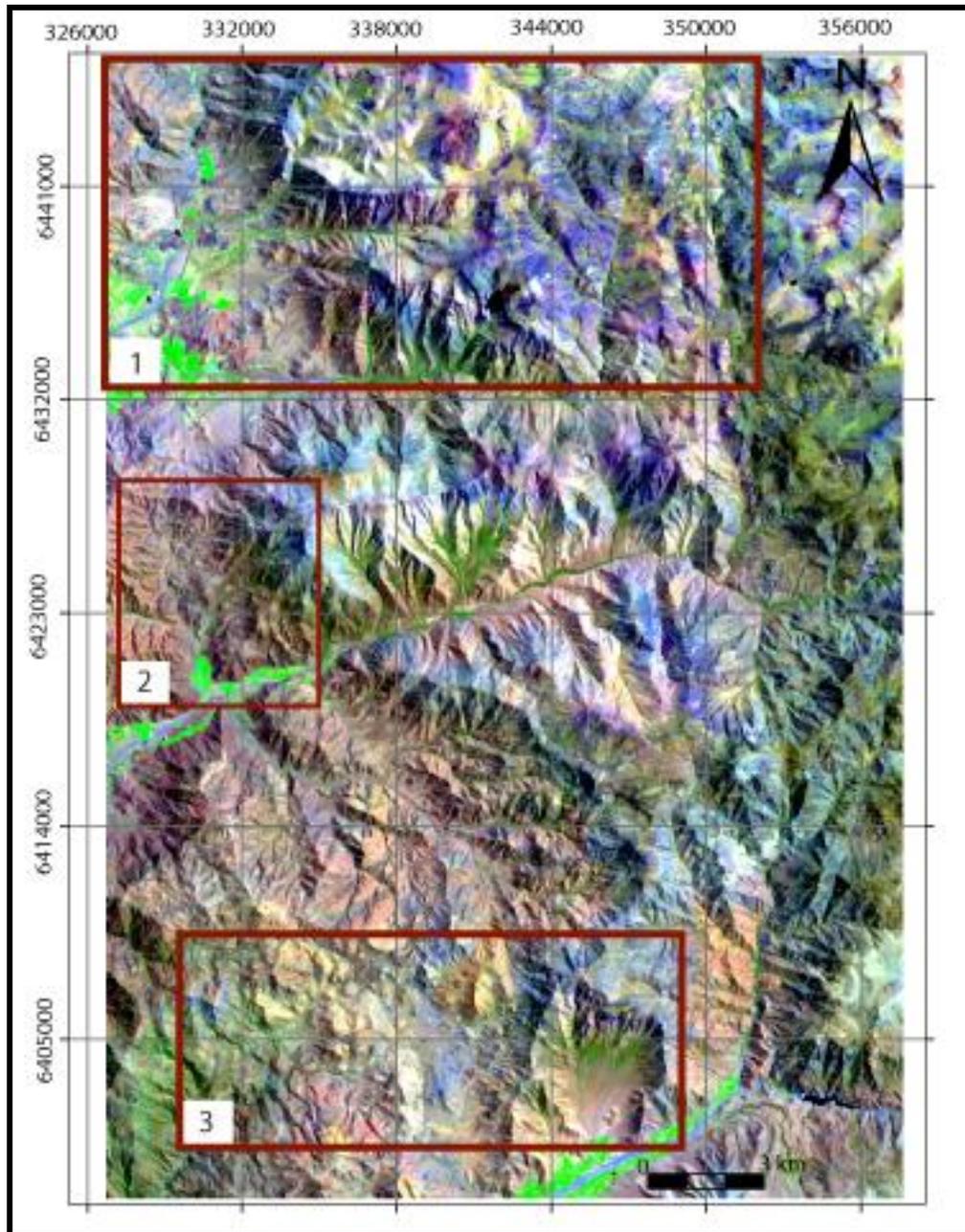


Figura 4.4.2: Imagen satelital generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 2 conformada por R:SWIR-2; G:NIR; B: AZUL. Los cuadros rojos indican las áreas de estudios consideradas para el análisis de imágenes satelitales en este trabajo. Así, el cuadro 1 indica el área de estudio del trabajo realizado por Pérez (2019), el cuadro 2 muestra la zona de este trabajo, y el cuadro 3 muestra el área de estudio de Arias (2019).

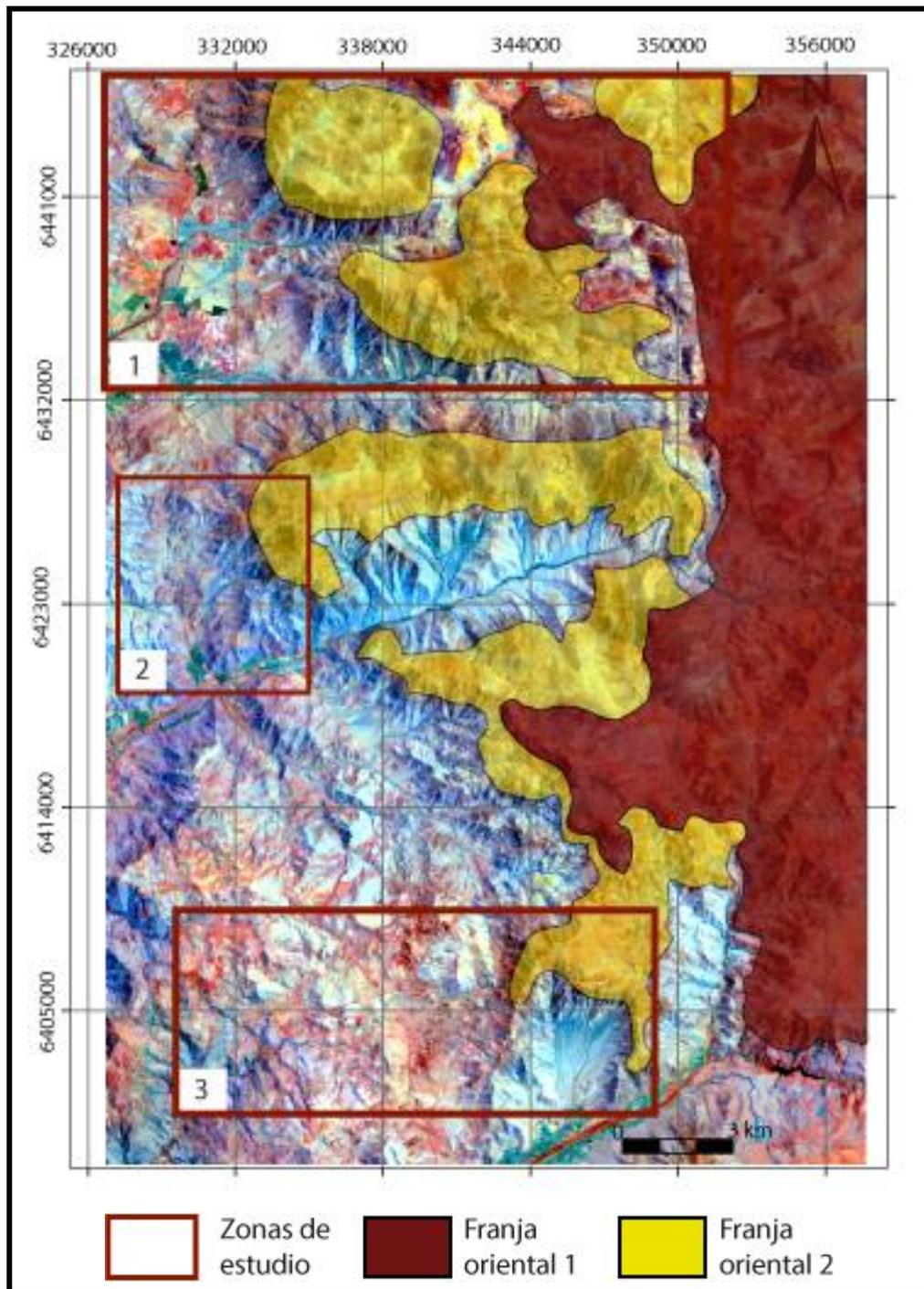


Figura 4.4.3: Imagen satelital generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 1 conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo. Los cuadros rojos indican las áreas de estudio mencionadas anteriormente (Figura 4.20 y Figura 4.21). Adicionalmente, muestra la distribución de las tonalidades que conforman la franja oriental. La Franja oriental 1 se constituye por la tonalidad rojiza que aparece en esta combinación de bandas, mientras que la Franja oriental 2 corresponde a la tonalidad amarillo anaranjado.

El dominio oriental, caracterizado por la tonalidad anaranjada-amarillenta en la combinación 1 y una tonalidad azulada en la combinación 2 (Figuras 4.4.4 y 4.4.5), se ubica en las partes altas de los cerros, mientras que el dominio occidental representado por el color azulado-rojizo de la combinación 1 y el color rojizo de la combinación 2, se confina en las partes bajas de los valles, sin grandes variaciones en el color (Figuras 4.4.4 y 4.4.5). Dentro del valle de Alicahue, las unidades Alicahue y Quillay Redondo, se encuentran dentro de una tonalidad púrpura similar entre ellas, confinada principalmente dentro del nivel topográfico más bajo del valle (Figuras 4.4.4 y 4.4.5). La combinación 1 muestra que el color presente en las secuencias sedimentarias del sector 3 es levemente diferente a la tonalidad observada en las otras secuencias descritas. En cuanto a la tonalidad naranja-amarillenta, si bien se concentra principalmente en el nivel topográfico más alto de la zona de estudio, hacia el norte va apareciendo gradualmente hacia niveles topográficos más bajos, interdigitándose con la tonalidad púrpura en las quebradas cuchillas y portezuelos, mientras que hacia el sur existe un notorio contraste con la tonalidad púrpura y azulada. Por último, a pesar de que la combinación 2 da a conocer una distribución similar a lo anterior, el contraste entre tonalidades no es muy notorio.

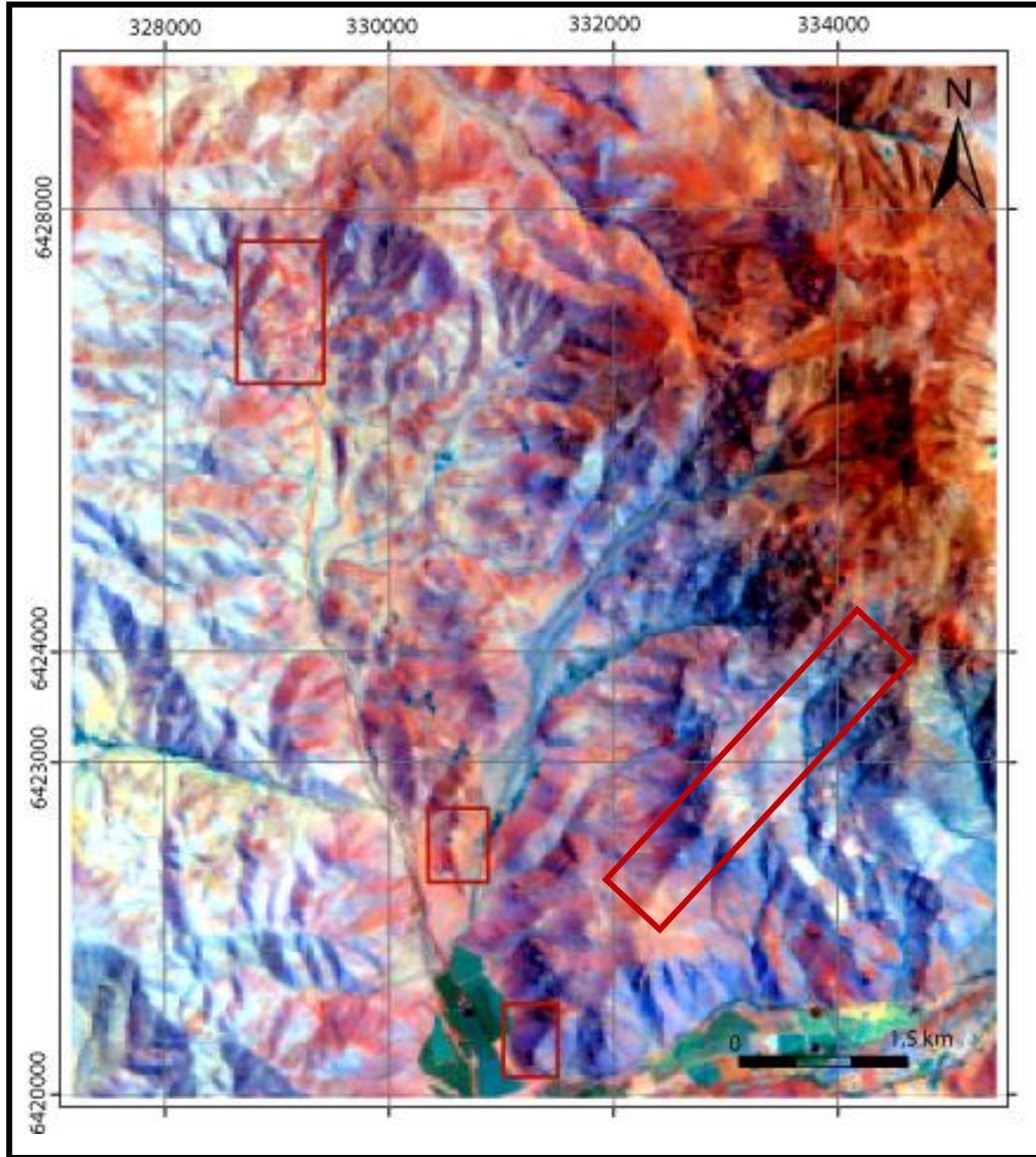


Figura 4.4.4: Imagen satelital de la zona de estudio, generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 1 conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo. Los cuadros rojos indican los 4 sectores en donde se realizaron descripciones estratigráficas (Figura 4.1.1).

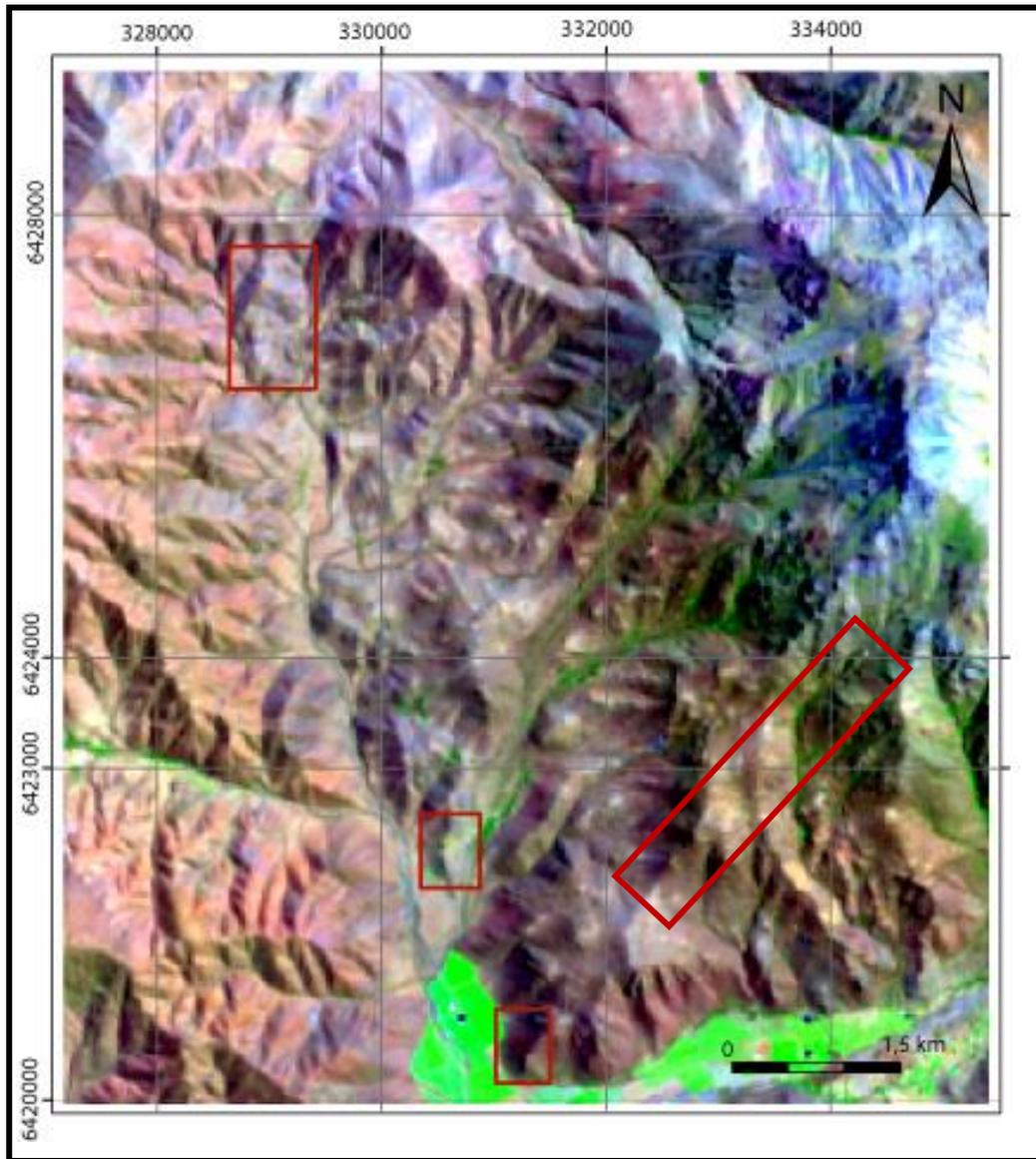


Figura 4.4.5: Imagen satelital de la zona de estudio, generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 2 conformada por R:SWIR-2; G:NIR; B: AZUL. Los cuadros rojos indican los 4 sectores en donde se realizaron las descripciones estratigráficas (Figura 4.1.1).

Capítulo 5

5. Discusión

En este capítulo se discutirán los resultados obtenidos en este trabajo. En el primer apartado se mencionan algunos aspectos relevantes de la geometría y disposición observada en la unidad descrita en el capítulo 4, para luego dar paso a la interpretación del ambiente geológico asociado. En el tercer apartado se establecen correlaciones estratigráficas con las unidades formales definidas en la bibliografía, mencionando sus principales similitudes y diferencias. Finalmente, en el último apartado se da a conocer el contexto geológico que predomina dentro del área de estudio y su relación con los modelos evolutivos propuestos a escala regional.

5.1. Facies litológicas y ambientes de sedimentación

El registro estratigráfico reconocido en el área de estudio permite caracterizar los procesos geológicos que han modelado la evolución de la geografía a esta latitud. A grandes rasgos, las litofacies presentes dentro de las unidades estratificadas definidas en el valle de Alicahue dan a conocer que inicialmente predominaron procesos volcánicos y sedimentarios asociados a un ambiente volcánico y fluvial, para luego dar paso a procesos mayoritariamente sedimentarios que son representados por depósitos de areniscas y conglomerados. De forma posterior, se establecen nuevamente procesos volcánicos con facies volcánicas proximales dentro de un ambiente aluvial para que, finalmente, este último ambiente sedimentario predomine por sobre lo volcánico. A continuación se describirán estas litofacies por unidad.

5.1.1 Unidad Alicahue

Los procesos volcánicos y sedimentarios presentes en esta unidad generaron los potentes afloramientos de lavas, algunas brechas y depósitos sedimentarios de diferentes facies presentes en el sector 1, 2 y 4 (Figuras 4.1.3, 4.1.8 y 4.9). En el sector 1 se destacan las facies sedimentarias finas, representados por areniscas líticas y conglomerádicas, con laminación horizontal y lentes de conglomerados (Figura 4.1.4), lo cual indica un ambiente fluvial principalmente de baja energía, con alternancias esporádicas de la energía del sistema, generando así la variación en el tamaño de grano

de las areniscas presentes en el sector 1. La presencia de un nivel lenticular de conglomerados clasto-soportados y sub-redondeados representaría una variación lateral de facies hacia un tamaño de grano mayor (Figura 4.1.4). Esta gradación es típica de sistemas fluviales, en donde esta facies de conglomerados formaría parte de un paleocanal (Mial, 1988). Por otro lado, las lavas andesíticas que se ubican sobre estas secuencias sedimentarias registran un cambio de ambiente a otro de carácter volcánico proximal, de composición intermedia, y cuya base se presenta bastante vesiculada en comparación al resto del afloramiento. Este ambiente volcánico se impone por sobre los procesos sedimentarios, permitiendo la acumulación de al menos 140 m de lavas andesíticas.

Estos procesos volcano-sedimentarios nuevamente se reconocen en el sector 2, esta vez con una predominancia hacia arriba de un ambiente fluvial-aluvial con variaciones rítmicas de la energía del ambiente sedimentario involucrado (Figura 4.1.8). Las facies volcánicas representadas por depósitos masivos de tobas líticas y brechas (Figura 4.1.8), se asocian a un flujo piroclástico, con escaso transporte y retrabajo de la fuente, debido a la angularidad de los líticos y la cristalinidad de la matriz. Los conglomerados presentes sobre las brechas, reflejan procesos principalmente aluviales con alternancia de la energía del sistema, puesto que en 4 m es posible distinguir niveles estratificados y masivos, con clastos subredondeados y angulosos, lo cual refleja una depositación por flujos turbulentos y laminares (Figura 4.1.8). Hacia arriba, los niveles sedimentarios aumentan su espesor y son notoriamente más estratificados, con laminaciones horizontales e intercalaciones rítmicas de areniscas y conglomerados, por lo cual el ambiente sedimentario asociado corresponde procesos fluviales de mediana y baja energía (Figuras 4.1.9 y 4.1.10). No obstante, se hace presente la acumulación de tobas líticas masivas y conglomerados gruesos, indicando una interdigitación de procesos volcano-sedimentarios y, además, una interrupción de los procesos fluviales de baja energía, para dar paso a procesos aluviales turbulentos y caóticos, que podrían relacionarse con los conglomerados observados en el sector 4 (Figura 4.1.11).

5.1.2 Unidad Quillay Redondo

En esta unidad predominan fundamentalmente facies volcánicas, con algunos niveles importantes de facies sedimentarias que indican un aporte intermitente de procesos aluviales en este ambiente volcánico de carácter proximal. Dentro de las facies volcánicas es posible encontrar abundantes tobas líticas y brechas volcánicas que se intercalan con algunos niveles de lavas y conglomerados gruesos.

En este sentido, los depósitos volcánicos de la sección inferior reflejan que los mecanismos de transporte están asociados a un flujo piroclástico, de alta energía, debido a la angularidad de sus líticos y presencia de un porcentaje considerable de plagioclasas en la matriz. Además, el nivel de lavas andesíticas de textura rugosa y autobrechizada, representa una fragmentación no explosiva de este depósito durante su transporte, indicando una proximidad de la fuente volcánica.

Por otra parte, en la base de la sección media se disponen conglomerados gruesos matriz soportados. La disposición en capas masivas junto con la mala selección de los clastos, dan a conocer depósitos epiclásticos asociados a un transporte turbulento de alta energía, como del tipo flujos de detritos en un ambiente aluvial. Las gradaciones inversas reconocidas en algunos sectores, reflejan una intermitencia en la energía del flujo asociado. Sobre estas facies sedimentarias, la aparición de importantes niveles de tobas marcan nuevamente un predominio de la actividad volcánica en la zona. En la base de esta secuencia, se reconocen ~5m de tobas vítreas con soldamiento (Figura 4.1.15), lo cual indica una depositación asociada a un flujo piroclástico pumíceo de alta temperatura (Arévalo, 1992). Este pequeño flujo varía verticalmente a facies de caída piroclástica y flujo piroclástico, debido a la predominancia de tobas vítreas con algunos niveles que presentan líticos aislados. Hacia arriba, nuevamente aparecen depósitos de lavas, esta vez menos brechosas que las lavas anteriormente descritas en esta unidad.

Finalmente, acotados en la base de la sección superior, se disponen facies de conglomerados similares a las reconocidas en la sección media (Figura 4.1.16), con clastos sub-redondeados de mala selección, asociados a un transporte turbulento de una mecánica correspondiente a un flujo de detritos. Ascendiendo estratigráficamente, se distinguen nuevamente depósitos volcánicos, lo cual indica la predominancia de un ambiente volcánico en toda la unidad. Dentro de estas facies, se destacan tobas brechosas y brechas volcánicas, con líticos angulosos y un contenido considerable de cristales de plagioclasas en la matriz. Al igual que los depósitos tobáceos de la sección inferior, estas sucesiones representan flujos con escaso transporte y retrabajo de la fuente, de una mecánica similar a los flujos de detritos pero asociados a procesos volcánicos a volcano-clásticos. Por último, los ~80 m de lavas masivas ubicados en esta sección indican que este ambiente volcánico permanece dentro de las zonas proximales a la fuente.

5.1.3 Unidad Cerro Chape

Se reconocen sólo 50 m de facies principalmente conglomerádicas que constituyen afloramientos masivos que yacen sobre la unidad Quillay Redondo. Estos conglomerados presentan variaciones verticales en los tamaños modales de los clastos, junto con algunos niveles estratificados de areniscas de grano medio bien seleccionadas, a areniscas conglomerádicas con gradación normal. Los clastos de los conglomerados son subredondeados y polimícticos, similares a lo reconocido en las facies sedimentarias subyacentes, por lo que igualmente estarían asociados a flujos turbulentos de alta energía, probablemente a un flujo de detritos. Adicionalmente, presentaría una intermitencia de flujos diluidos de alto régimen en etapas terminales del flujo principal, debido a la presencia de facies arenosas dentro de estos conglomerados.

5.2. Correlaciones estratigráficas

5.2.1 Unidad Alicahue

La estratigrafía identificada en la zona de estudio presenta una cierta similitud con las unidades inferiores de la Formación Las Chilcas (Figura 5.2.1). Boyce (2015) redefine estas unidades basales como miembro Pitipeumo y miembro Tabón. El miembro Pitipeumo sobreyace a la Formación Cerro Morado y se constituye principalmente por sucesiones de areniscas, calizas, lavas y conglomerados medios de buen redondeamiento (Boyce, 2015); mientras que el miembro Tabón sobreyace al miembro anterior, y está conformado por brechas, conglomerados masivos y algunas intercalaciones de areniscas hacia el techo (Boyce, 2015). No obstante, a grandes rasgos estos miembros presentan una homogeneidad litológica entre sí, sobretudo en las litologías sedimentarias. Según Boyce (2015), ambos miembros están conformados por sucesiones similares, con alguna tendencia de facies finas de areniscas y areniscas calcáreas en el miembro Pitipeumo y facies gruesas de conglomerados en el miembro Tabón. Además, tanto el miembro Pitipeumo como el miembro Tabón, presentan importantes variaciones laterales y verticales de facies.

Debido a esto, establecer una correcta correlación con estos miembros redefinidos por Boyce (2015) únicamente por la caracterización de secuencias sin el respaldo de otras evidencias se hace bastante complejo. Además, no se observan discordancias ni contactos con otras unidades que pudieran correlacionarse, por ejemplo, con la Formación Cerro Morado, lo cual habría sido útil para establecer una proximidad de la unidad Alicahue a la base de la Formación Las Chilcas.

Por otra parte, inicialmente el miembro Tabón fue definido por Thomas (1958), y considerado por Carter y Aliste (1962) como el miembro basal de la Formación Las Chilcas (Figura 5.2.1), constituido por conglomerados medios, algunos brechosos, con intercalaciones de limolitas, areniscas, tobas volcánicas y brechas, con un espesor de 500 a 2600 m (Figura 5.2.1). En este sentido, la unidad definida en este trabajo como Alicahue, se correlacionaría mejor con la descripción del miembro Tabón realizada por Carter y Aliste (1962) (Figura 5.2.1). De esta forma, se tendría la certeza de que la unidad Alicahue efectivamente corresponde a la unidad basal de la Formación Las Chilcas y así se evitarían las complejidades existentes en la correlación con los miembros Pitipeumo y Tabón redefinidos por Boyce (2015).

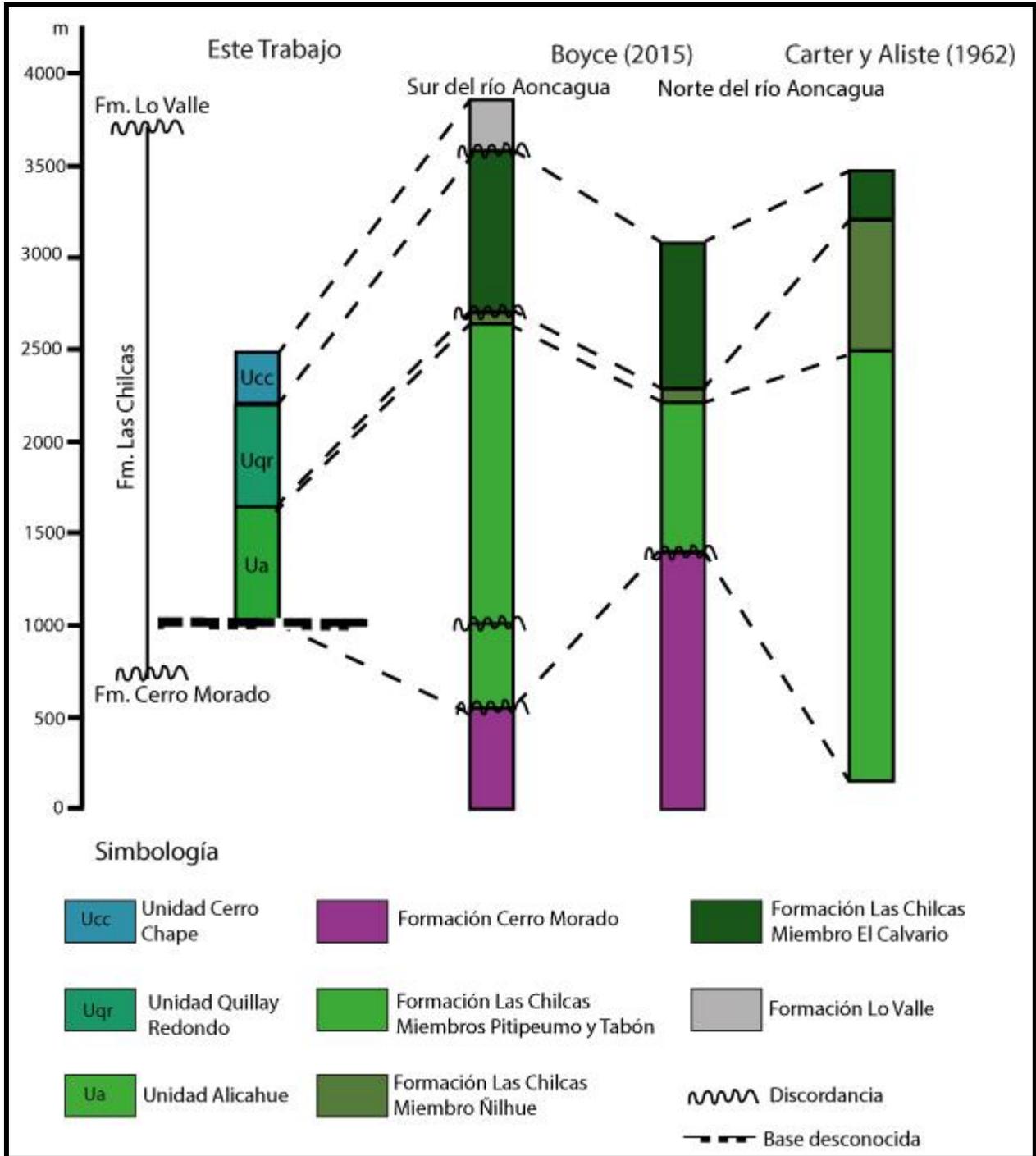


Figura 5.2.1: Columnas estratigráficas esquemáticas de otros trabajos que se correlacionan con la unidad Alicahue. Las líneas punteadas indican las correlaciones con cada unidad geológica involucrada. En particular, aparecen 4 miembros de la Formación Las Chilcas (sensu Boyce, 2015). Dentro de estas correlaciones, se incluye la estratigrafía de la Formación Las Chilcas definida por Carter y Aliste (1962) al norte del río Aconcagua y el trabajo realizado por Boyce (2015) tanto al norte como al sur del río Aconcagua.

A pesar de lo anterior y observando detalladamente la zona de estudio de Boyce (2015), es posible distinguir que en el sector que comprende desde la mina El Sauce hasta el valle de la quebrada de Los Loros, lugares que se encuentran al suroeste del valle de Alicahue, Boyce (2015) describe sucesiones de lavas andesíticas de color morado, arcosas, conglomerados y depósitos tobáceos de tonalidades rojizas que corresponden al miembro Pitipeumo (*sensu* Boyce, 2015). Esta transición de facies volcánicas hacia facies predominantemente sedimentarias podría correlacionarse con las sucesiones reconocidas en la subunidad inferior de la unidad Alicahue. Sin embargo, ascendiendo dentro de la columna generalizada, Boyce (2015) distingue principalmente sucesiones sedimentarias de diferente facies que se intercalan rítmicamente, con importantes variaciones laterales y espesores variados. Debido a esto, la correlación de estos depósitos con las secuencias sedimentarias de la subunidad superior se hace difícil de establecer.

Por otra parte, las facies sedimentarias reconocidas en la subunidad superior se asemejan a los depósitos observados por Arias (2019) 20 km al sur del valle de Alicahue, específicamente en el sector El Manzano, cerro La Bandera y en la planicie del Arrayán. En estos lugares, Arias (2019) describe 300 m de sucesiones conglomerádicas de grano fino a grueso, con intercalaciones de areniscas conglomerádicas, areniscas gruesas con tobas subordinadas; 300 m de tobas líticas y conglomerados gruesos y 150 m de areniscas gruesas, con intercalaciones de areniscas medias a finas, conglomerados medios y areniscas conglomerádicas. Estos depósitos forman parte de la sección inferior, media y subunidad sedimentaria inferior de la unidad informal Las Minillas, respectivamente (*sensu* Arias, 2019) (Figura 5.2.2). Particularmente, para estas secuencias, Arias (2019) distingue facies de brechas masivas, conglomerados gruesos, tobas líticas, areniscas masivas o con laminación horizontal, de tonalidad pardo rojiza muy marcada; lo cual se condice con los depósitos presentes en el sector 1, 2 y 4 de la zona de estudio (Figura 4.1.1). En este sentido, si bien dentro de la unidad Las Minillas no se reconocen las lavas andesíticas moradas presentes en la zona de estudio, los depósitos sedimentarios y tobáceos de la subunidad superior de la unidad Alicahue son similares a las facies reconocidas por Arias (2019) en la sección inferior, media y en la subunidad sedimentaria inferior de la unidad Las Minillas (Figura 5.2.2). No obstante, el espesor estimado para estas sucesiones en la zona de estudio es menor, lo cual podría indicar una mayor erosión de estos depósitos hacia el norte. Por otro lado, Arias (2019) agrupa estos depósitos dentro del miembro Tabón, según la definición de Carter y Aliste (1962), sugiriendo que los miembros Pitipeumo y Tabón deberían ser considerados como una sola unidad debido a la homogeneidad litológica que presentan (Figura 5.2.1).

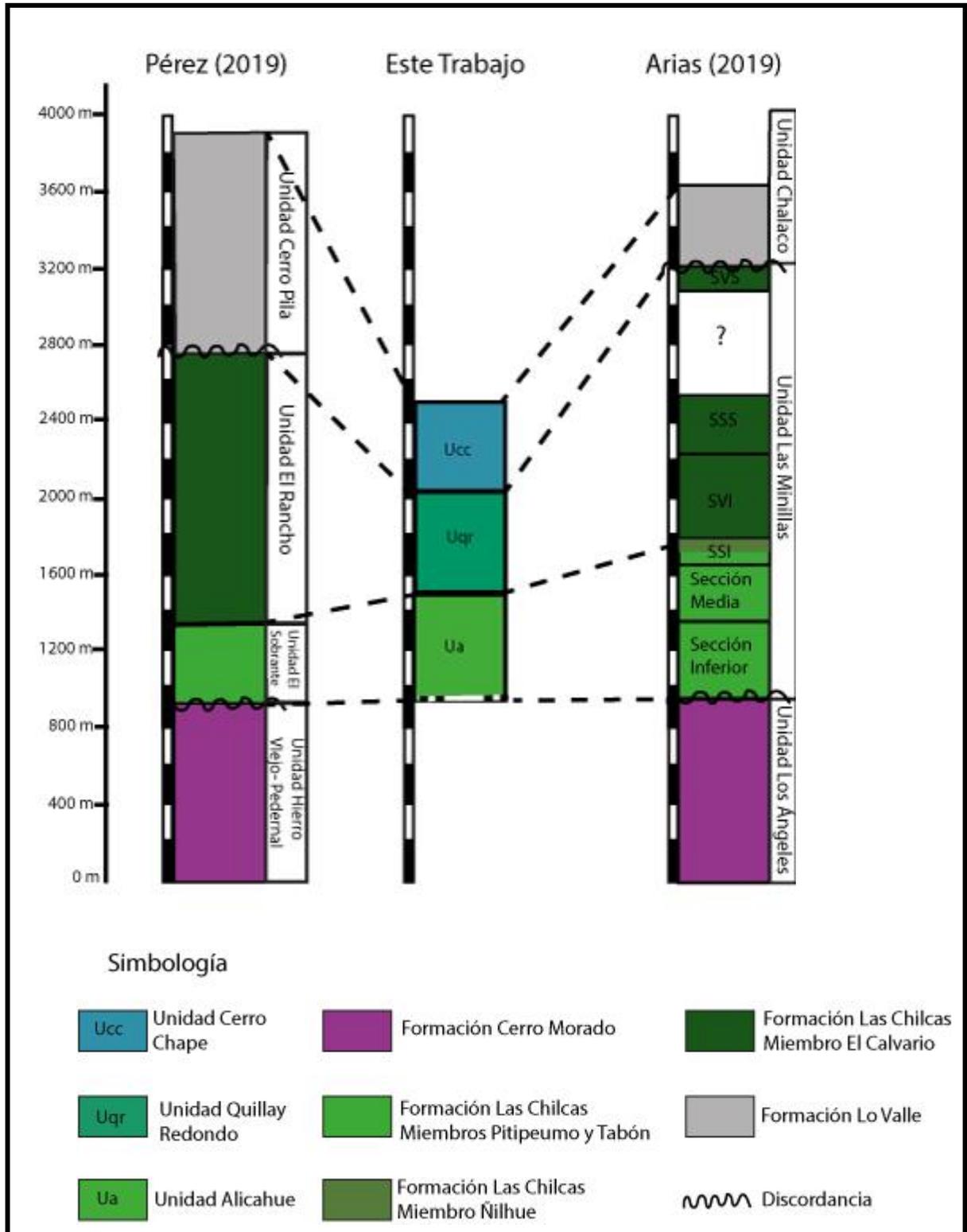


Figura 5.2.2: Correlación esquemática con columnas estratigráficas realizadas en otros trabajos, precisamente al norte y sur de la zona de estudio. La columna a la izquierda del esquema corresponde a la elaborada por Pérez (2019) al norte de la zona de estudio, mientras que a la derecha del esquema

aparece la columna realizada por Arias (2019) al sur. Las líneas punteadas indican la correlación propuesta entre unidades y subunidades informales definidas por cada autor. Las unidades definidas por Pérez (2019) de base a techo corresponden a la Unidad Hierro Viejo-Pedernal, Unidad El Sobrante, Unidad El Rancho y Unidad Cerro Pila; y las unidades descritas por Arias (2019) de base a techo son Unidad Los Ángeles, Unidad Las Minillas: sección inferior, sección media, subunidad sedimentaria inferior (SSI), subunidad volcanoclástica inferior (SVI), subunidad sedimentaria superior (SSS), subunidad volcanoclástica superior (SVS) y Unidad Chalaco.

Hacia el norte de la zona de estudio, precisamente en el valle de El Sobrante que se ubica muy próximo al sector 4 (Figura 4.1.1), Pérez (2019) define la unidad El Sobrante (Figuras 5.2.2) constituida por 400 m de conglomerados y areniscas rojizas, intercalados con tobos que aumentan su espesor hacia el techo. Estas secuencias, además de encontrarse muy cerca de los depósitos definidos dentro de la subunidad superior de la unidad Alicahue, presentan facies similares a las areniscas y conglomerados que definen esta subunidad. Además, Pérez (2019) distingue una serie de secuencias granodecrecientes dentro de estas facies sedimentarias, lo cual es similar a las 2 series granodecrecientes reconocidas por Arias (2019) en los depósitos de areniscas y conglomerados del cerro La Bandera correlacionados con la subunidad superior (Figura 5.2.2). No obstante, Pérez (2019) observa que estas secuencias se disponen en un contacto concordante sobre depósitos principalmente volcánicos, sugiriendo que esta configuración representa un contacto entre unidades correlacionadas por el autor como la Formación Cerro Morado y el miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas (Figura 5.2.2). En este sentido, Pérez (2019) menciona que estas sucesiones de la unidad informal El Sobrante presenta facies similares a los depósitos que definen el miembro Pitipeumo (*sensu* Boyce, 2015), a pesar de que carecen de otras facies que también son reconocidas dentro de este miembro, como son los niveles calcáreos basales o intercalaciones de brechas volcánicas y andesitas. No obstante, estas brechas y andesitas que menciona Pérez (2019) si son observadas en la zona de estudio, específicamente en la subunidad inferior de la unidad Alicahue (Figura 4.1.6 y Figura 4.1.8). De este modo, si consideramos que la unidad Alicahue forma parte del miembro Pitipeumo o Tabón redefinido por Boyce (2015), y que además la subunidad superior se correlaciona con la unidad de El Sobrante definida por Pérez (2019) (Figura 5.2.2), habrían al menos ~ 200 m de brechas y andesitas pertenecientes a los miembros basales de la Formación Las Chilcas que hacia el valle de El Sobrante no aparecen (Figura 5.2.2).

De ser correctas las correlaciones anteriores, la estratigrafía reconocida en este trabajo presentaría un espesor levemente mayor con respecto a los depósitos sedimentarios y piroclásticos de la unidad El Sobrante (*sensu* Pérez, 2019). Esta diferencia podría ser causada debido a que los depósitos de la subunidad inferior estarían más erosionadas hacia el norte. De este modo, el contacto que describe Pérez (2019) entre la unidad informal de El Sobrante, con las sucesiones asociadas a la Formación Cerro Morado, tendría un carácter erosivo (Figura 5.2.2).

En relación a lo anterior, dentro del sector Cerrillos de Catemu hasta la quebrada El Durazno al norte el río Aconcagua, 35 km al sur de Alicahue, Boyce (2015) observa que el miembro Tabón, compuesto por brechas macizas, se apoya inmediatamente sobre lavas de la Formación Cerro Morado, con un espesor cercano a 500 m. De esta manera y, considerando el nuevo esquema para la Formación Las Chilcas propuesto por Boyce (2015), en dicho sector faltarían ~800 m de depósitos pertenecientes al miembro Pitipeumo y parte del miembro Tabón, mientras que al sur del río Aconcagua, en el Cerro Blanco Las Maza, si es posible observar la secuencia completa que conforma ambos miembros. Esto sugiere que hacía al norte de la zona de estudio, en el valle de El Sobrante, podría ocurrir un fenómeno similar a lo descrito por Boyce (2015) al norte del río Aconcagua. Por lo tanto, si bien la unidad El Sobrante (*sensu* Pérez, 2019) se apoya sobre la Formación Cerro Morado, esto no garantiza que dicha unidad se correlacione con el miembro Pitipeumo puesto que, basado en lo anterior, se podría correlacionar de igual manera con el miembro Tabón. Además, la unidad El Sobrante es sobreyacida por depósitos correlacionados por Pérez (2019) con el Miembro El Calvario (*sensu* Boyce, 2015) (Figura 5.2.2). De ser correcta esta relación, tanto la unidad El Sobrante (*sensu* Pérez, 2019) como la unidad Alicahue (este trabajo), se ajustarían adecuadamente a una correlación con los Miembros Pitipeumo-Tabón (*sensu* Boyce, 2015) y con el Miembro Tabón de Carter y Aliste (1962).

5.2.2 Unidad Quillay Redondo

Las sucesiones principalmente volcánicas que definen a esta unidad se correlacionan bien con el miembro El Calvario redefinido por Boyce (2015). Este miembro se apoya en discordancia sobre el miembro Ñilhue, compuesto en la base por conglomerados, areniscas y tobas, que hacia arriba pasan a andesitas brechosas, conglomerados y potentes niveles de brechas volcánicas y conglomerados brechosos, constituyendo un espesor de 900 a 2000 m (Boyce, 2015). No obstante, el espesor estimado en el valle de Alicahue es notoriamente menor a lo estimado por Boyce (2015). Además, no se reconocen facies calcáreas ni lacustres debajo de la unidad Quillay Redondo, lo que evidenciaría una mayor erosión hacia el norte, sumado a que probablemente los aportes marinos-lacustres y los depósitos volcánicos basales habrían tenido una menor acumulación en comparación a los grandes espesores reconocidos más al sur.

Por otra parte en el valle del estero Los Ángeles, Arias (2019) dentro de la unidad Las Minillas (Figura 5.2.2) reconoce predominantemente tobas líticas y conglomerados similares a lo observado en la unidad Quillay Redondo. 20 km al sur del valle de Alicahue, específicamente en el Cerro Blanco, se registran tobas de lapilli líticas que subyacen facies sedimentarias de grano fino y que hacia arriba se intercalan con areniscas y conglomerados gruesos con importantes gradaciones laterales. El espesor total de estas facies sedimentarias son aproximadamente 300 m. En este sentido, dentro del valle de Alicahue es posible observar depósitos tobáceos en la base, tal como fue reconocido por Arias (2019) al sur. Sin embargo, el espesor de la unidad Alicahue es considerablemente menor a lo estimado hacia el sur en el estero Los Ángeles. En este sentido, los 300 m de espesor de facies sedimentarias finas y gruesas que distingue Arias (2019), es muy

distinto a la potencia estimada para las facies conglomerádicas de la unidad Quillay Redondo, los cuales constituyen niveles acotados y subordinados dentro de las sucesiones volcánicas. Además, aparte de las tobas líticas, conglomerados y brechas, en la zona de estudio presentan sucesiones de lavas andesíticas brechosas. Esto último no es observado al sur, indicando probablemente una diferencia en cuanto a la proximidad de la fuente volcánica y a los procesos sedimentarios que predominaron en ambos lugares.

Hacia el norte de la zona de estudio en el valle de El Sobrante, Pérez (2019) reconoce 1200 m de brechas, lavas y tobas definidas por el autor como unidad El Rancho (Figura 5.2.2). Estas facies se correlacionan estratigráficamente con las sucesiones volcánicas de la unidad Quillay Redondo, ya que además ambas unidades se disponen sobre los depósitos correlacionados con los miembros Pitipeumo-Tabón, presentando una distribución similar dentro de los valles de El Sobrante y Alicahue, respectivamente. Sin embargo, el espesor estimado en ambos lugares difiere considerablemente, sumado a que en la zona de estudio se identifican niveles sedimentarios que hacia el norte no aparecen. En este sentido, la distribución de estos depósitos podría estar condicionada a importantes variaciones laterales, como también a una erosión mayor dentro de la zona de estudio.

5.2.3 Unidad Cerro Chape

La unidad Cerro Chape, constituida por facies sedimentarias, sobreyace a la unidad Quillay Redondo, esta última correlacionada con el miembro El Calvario. Por otra parte, en algunos lugares el oeste de la Falla Pocuro se reconoce que la Formación Lo Valle se dispone en discordancia al miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015), caracterizado por poseer principalmente secuencias volcánicas de lavas y tobas de composición ácida (Thomas, 1958). Estas facies volcánicas no son reconocidas en la zona de estudio, sino que más bien en esta unidad se distinguen 50 m de conglomerados gruesos a medios con algunos niveles de areniscas. No obstante, en diversos lugares se ha observado un nivel basal sedimentario que forma parte de la Formación Lo Valle. Nasi y Thiele (1982) distinguen en el flanco oriental del cerro Yerbas Buenas una sección inferior de esta formación constituido por 300 m de conglomerados intercalado con areniscas conglomerádicas y areniscas tobáceas. Por otro lado, Boyce (2015) define en la ladera norte del cajón de Lo Valle un nivel de conglomerados, seguido por brechas, riodacitas y tobas. Adicionalmente, hacia el norte de la zona de estudio, Pérez (2019) reconoce en el sector de Las Cruces unos 100 m de conglomerados basales pertenecientes a la unidad volcánica Cerro Pila, correlacionada por el autor con la Formación Lo Valle. Por lo tanto, estas evidencias sugieren que los conglomerados de la unidad Cerro Chape podrían correlacionarse con las sucesiones basales de la Formación Lo Valle. De esta manera, dentro de la unidad Cerro Chape hacia arriba, se esperaría observar secuencias volcánicas de andesitas y tobas de carácter ácido.

5.3. Imágenes Satelitales

En cuanto a las imágenes satelitales, el espectro generado por las combinaciones de bandas utilizadas en Landsat 8, permite establecer una correlación entre las unidades geológicas que afloran al oeste de la Falla Pocuro (Figura 5.4). De este modo, los depósitos correlacionados en dichas zonas como Formación Cerro Morado y Formación Las Chilcas presentan un espectro similar en ambas combinaciones de bandas, ubicándose en las partes bajas de los valles hasta los niveles topográficos intermedios de hasta 1200 m s.n.m aproximadamente (Figuras 4.4.1 y 4.4.2).

Este espectro se diferencia notoriamente con la tonalidad amarillo-anaranjada de la combinación 1 presente en los niveles más altos (Franja oriental 2, Figura 4.4.3). Los depósitos que se ubican dentro de este espectro amarillo-anaranjado al norte y al sur de la zona de estudio, son correlacionados tanto por Pérez (2019) como Arias (2019) con la Formación Lo Valle (Figura 5.2.2). Adicionalmente, este espectro también aparece en los niveles topográficos más altos de la zona de estudio, específicamente a partir de los farellones que constituyen la sección basal de la unidad Cerro Chape (Figuras 4.4.2 y 5.3.1), correlacionada igualmente con la Formación Lo Valle mediante criterios litológicos y estratigráficos. Por lo tanto, de ser correcta esta correlación, la tonalidad amarillo-anaranjada de la combinación 1, y el color azulado de la combinación 2 presente en los niveles topográficos altos al oeste de la Falla Pocuro correspondería a la Formación Lo Valle.

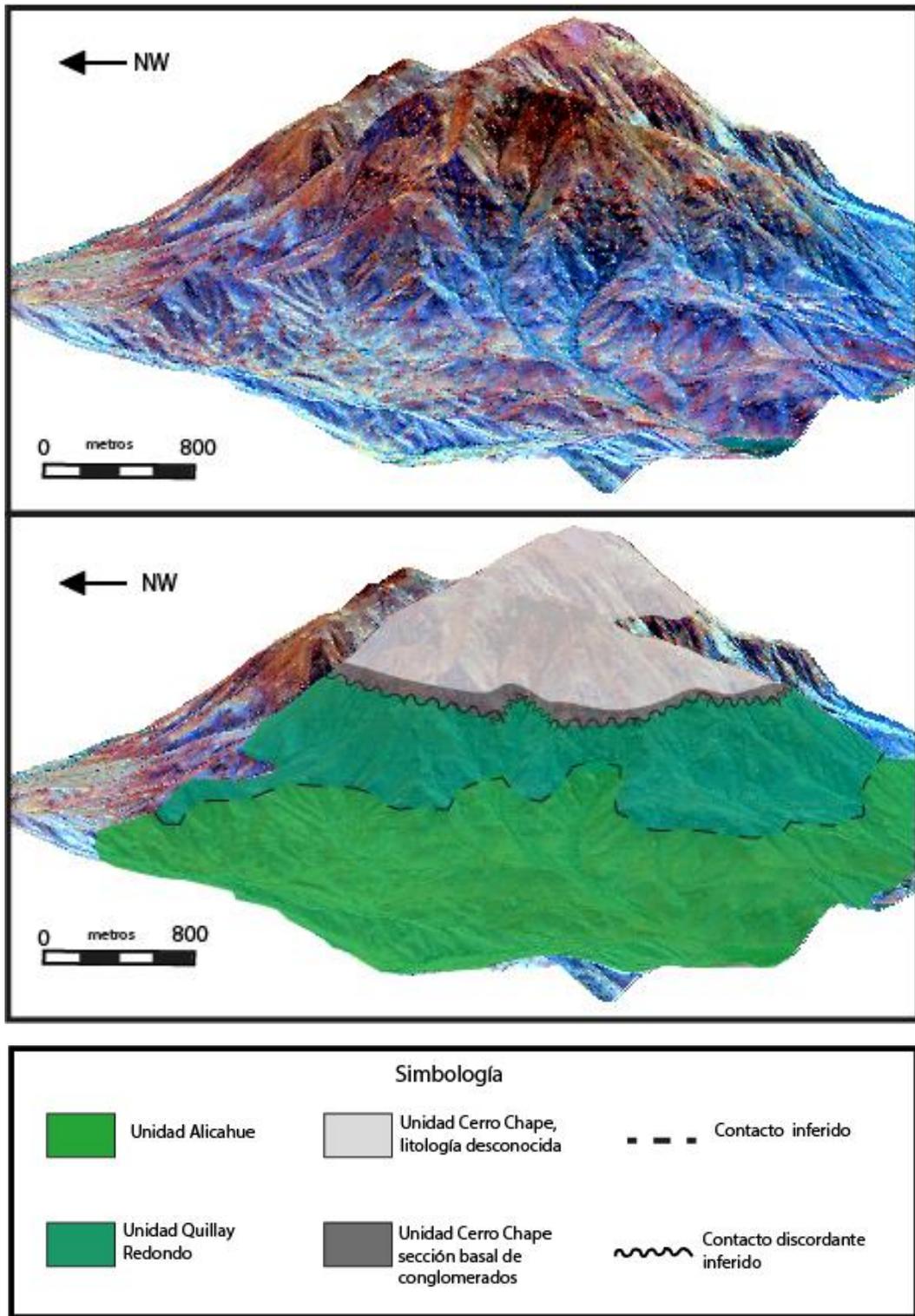


Figura 5.3.1: Modelo 3D de la zona de estudio con la combinación 1 realizada en Landsat 8. En esta figura se realiza una interpretación de la distribución de las unidades estratificadas definidas en el valle de Alicahue, basados en datos estratigráficos y en el análisis de imágenes satelitales procesadas en Landsat 8.

Por otro lado, si bien el espectro observado por debajo de la Formación Lo Valle no se diferencia con el resto de tonos presentes en los niveles topográficos más bajos (Figura 5.3.1), la estratigrafía reconocida por Pérez (2019), Arias (2019) y este trabajo sugiere que este nivel topográfico, correlacionado con el Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas (Figuras 5.2.2 y 5.2.1) (*sensu* Boyce, 2015), se podría prolongar dentro de los valles que se ubican al oeste de la Falla Pocuro, en donde el Miembro El Calvario afloraría subyaciendo a la Formación Lo Valle entre los 32°S y 33°S (Figuras 5.3.1 y 5.3.2).

Finalmente, la zona en donde existe un notorio límite entre la franja oriental 1 y franja oriental 2 (Figuras 4.4.1 y 5.3.2) coincide con la traza de la Falla Pocuro. En efecto, la tonalidad rojiza que define la franja oriental 1 corresponde a secuencias mapeadas a esta latitud como unidades cenozoicas que se encuentran principalmente al este de la Falla Pocuro (Figura 5.3.2) (Rivano, 1993; Jara, 2013).

The figure is a topographic map of a region, likely in the Andes, showing elevation contours and geological units. The map is overlaid with a UTM coordinate grid. The Easting coordinates (horizontal axis) range from 326,000 to 356,000, with major ticks every 4,000 units. The Northing coordinates (vertical axis) range from 6,405,000 to 6,441,000, with major ticks every 8,000 units. Three red rectangular boxes are drawn on the map, labeled 1, 2, and 3. Box 1 is located in the upper left quadrant, box 2 is in the middle left, and box 3 is in the lower left. The map shows a complex terrain with various colors representing different geological units or elevation zones. A scale bar in the bottom right corner indicates a distance of 3 km. A north arrow is also present in the upper right corner.

79



Figura 5.3.2: Imagen satelital generada a partir de una combinación de bandas en la plataforma Landsat 8 OLI. Corresponde a la combinación 1 conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo. Encima de esta combinación, se muestra la fotointerpretación de las unidades geológicas presentes, basado en las diferencias espectrales generadas por la combinación de bandas y la estratigrafía reconocida en diversos trabajos. Los cuadros rojos indican 3 áreas de estudios. El cuadro 1 indica el área de estudio del trabajo realizado por Pérez (2019), el cuadro 2 muestra la zona de este trabajo, y el cuadro 3 muestra el área de estudio de Arias (2019).

5.4. Implicancias tectónicas regionales

En Chile central, ha sido posible registrar diversos eventos tectónicos mediante el análisis de litofacies, la distribución estratigráfica, edades y relaciones de contacto entre los depósitos. Precisamente, a finales del Cretácico inferior se registra un nuevo contexto tectónico para el borde occidental de Sudamérica, asociado a la construcción del primer relieve andino (Charrier *et al.* 2007, 2015; Boyce, 2015). Posterior a este evento, se reconocen sucesivos procesos de rifting e inversión que han influido en la evolución y la configuración actual del relieve. De esta forma, basados en la estratigrafía y litofacies descritas en este trabajo, junto con las correlaciones de estos depósitos con unidades estratigráficas presentes, tanto al norte como al sur de la zona de estudio, se da a conocer la relación que existe entre los depósitos descritos en este trabajo, con el contexto tectónico reconocido a escala regional en Chile Central.

5.4.1 Cretácico Inferior - Superior (Albiano tardío- Cenomaniano)

Entre los 105 y 100 Ma, se establece una convergencia de bajo ángulo y ortogonal al margen continental (Charrier *et al.*, 2007). Esto provoca una inversión de las cuencas Mesozoicas de la Cordillera de la Costa, generando un relieve importante que es erosionado por ríos y quebradas (Charrier *et al.*, 2007; Boyce, 2015). En una primera instancia, se genera una fuerte subsidencia tectónica que permite el desarrollo de una extensa depresión que genera depósitos calcáreos asociados a la formación de un ambiente lagunar, o producto de una ingresión marina y, posteriormente, varía a un ambiente volcánico, fluvial de ríos trenzados y abanicos aluviales, asociados a una incipiente acumulación de los depósitos más proximales de un antepaís (Boyce, 2015).

En la zona de estudio, si bien no se registran niveles calcáreos, dentro de la unidad Alicahue se reconocen litologías volcánicas proximales y sedimentarias fluviales y

aluviales, lo cual es similar a lo reconocido por Boyce (2015) para el miembro Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas. Esto indica que un importante aporte de material volcánico andesítico se deposita en la zona de estudio durante el desarrollo de la nueva configuración tectónica en el margen sudamericano (Figura 5.4.1). No obstante, hacia el Cenomaniano el aporte volcánico es escaso o nulo, dando paso a procesos predominantemente aluviales y fluviales que generan importantes acumulaciones de conglomerados gruesos y areniscas, probablemente hacia un piedemonte en el antepaís (Figura 5.4.1). Esto se condice con lo reconocido en Chile Central, específicamente al norte y al sur de la zona de estudio, donde se registra una disminución de facies volcánicas y una mayor acumulación de facies sedimentarias, relacionado a una disminución de la actividad tectónica y a una intensa erosión del relieve.

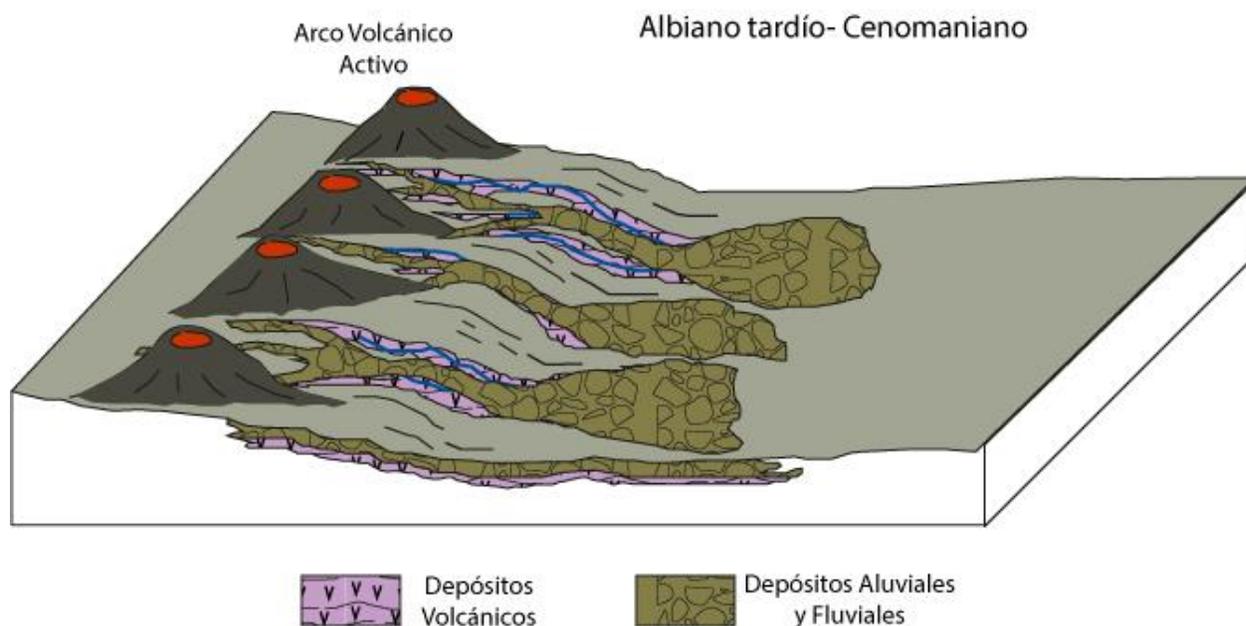


Figura 5.4.1: Modelo esquemático de la evolución paleogeográfica de la zona de estudio entre el Albiano tardío al Cenomaniano. Se incluyen los depósitos que predominan en dicho contexto tectono-estratigráfico.

Cretácico Superior (Coniaciano-Campaniano)

Entre el Coniaciano y Campaniano, se mantiene la intensa erosión del relieve que genera frecuentes flujos de detritos al antepaís más proximal, sumado a una fuerte actividad volcánica que retorna con un desplazamiento del arco hacia el este (Boyce, 2015).

En este sentido, dentro del valle de Alicahue, los depósitos volcánicos de lavas y tobas, con niveles subordinados de conglomerados de facies aluviales, registran una importante actividad volcánica en un ambiente de piedemonte que acumula frecuentes flujos de detritos por la intensa erosión del relieve desde el Cenomaniano (Figura 5.4.2). Estas facies volcánicas pertenecientes a la unidad Quillay Redondo estarían asociadas a una

migración del arco al este, según las correlaciones estratigráficas establecidas con los depósitos del Miembro El Calvario definido por Boyce (2015) como también a las facies volcánicas reconocidas al norte de la zona de estudio por Pérez (2019) y al sur por Arias (2019), aunque en el Valle de Alicahue el espesor estimado es mucho menor en comparación a otras zonas.

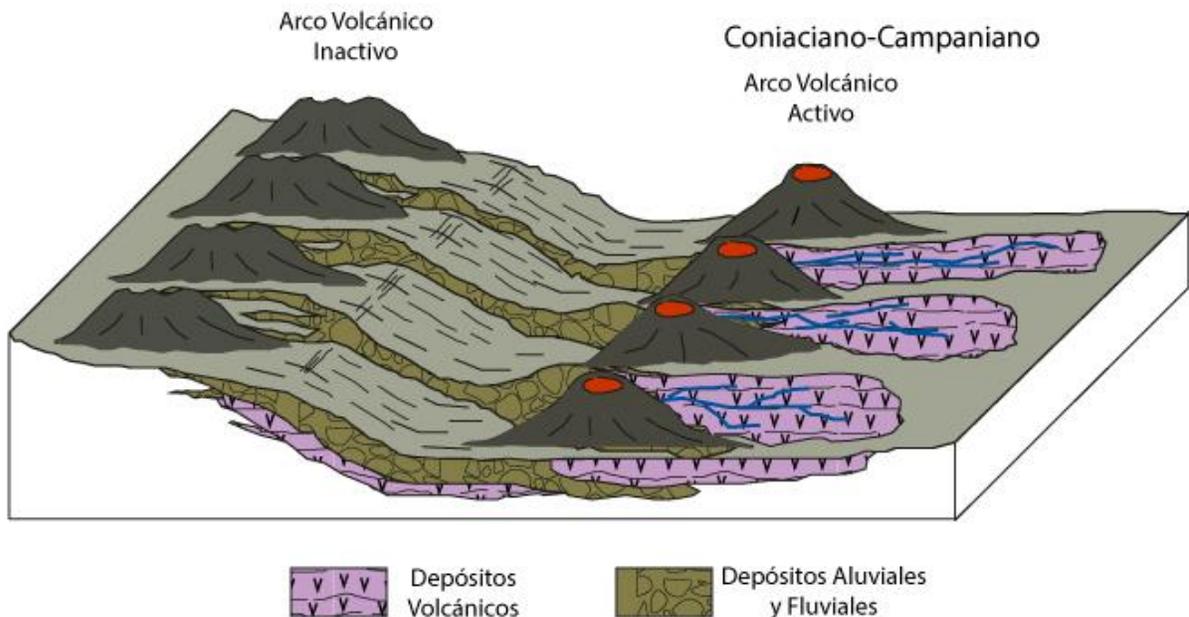


Figura 5.4.2: Modelo esquemático de la evolución paleogeográfica de la zona de estudio entre el Coniaciano y el Campaniano. Se incluyen los depósitos volcánicos que predominan en este otro contexto tectono-estratigráfico.

Cretácico Superior Tardío (Maastrichtiano-Daniano?)

Durante el Maastrichtiano, se establece definitivamente el arco volcánico sobre los depósitos del antepaís de la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015). Esto continúa hacia el Daniano, en donde se acumulan potentes sucesiones volcánicas mayoritariamente ácidas, constituidas por lavas andesíticas a riolíticas, tobas riolíticas y brechas pertenecientes a la Formación Lo Valle (Nasi y Thiele, 1982).

En el valle de Alicahue, sobre la unidad Quillay Redondo se disponen en discordancia secuencias de conglomerados de facies aluviales, con algunos niveles arenosos. Este registro refleja que el ambiente de piedemonte se mantiene al menos hasta el Maastrichtiano (Figura 5.4.3), con una importante erosión de los depósitos volcánicos y sedimentarios de la unidad Quillay Redondo, debido a que el espesor de esta unidad se encuentra disminuido en comparación a otros lugares en donde afloran. Estas facies sedimentarias de la unidad Cerro Chape se condicen con lo reconocido para el Maastrichtiano en Chile Central, con un importante aporte sedimentario de facies

aluviales y fluviales antes de la acumulación de potentes secuencias volcánicas ácidas características de la Formación Lo Valle.

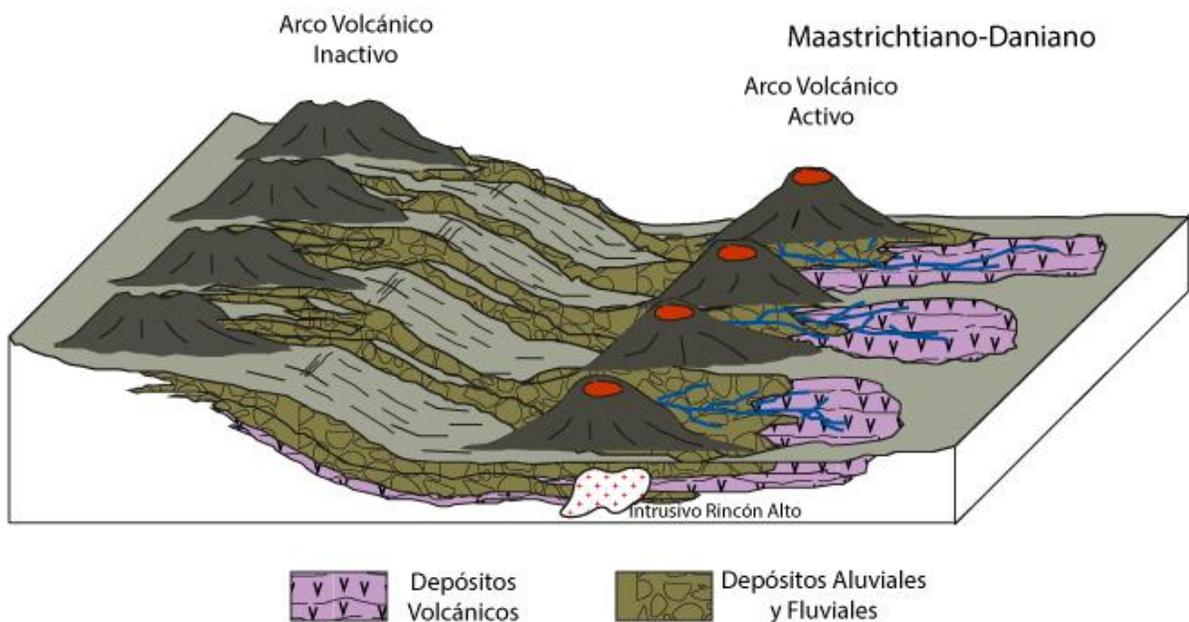


Figura 5.4.3: Modelo de evolución paleogeográfica esquemática de la zona de estudio desde el Maastrichtiano al Daniano. En este sentido, se destaca la presencia de depósitos sedimentarios que predominan a inicios del Maastrichtiano y que sobreyacen a los depósitos previos. Además, en un contexto de arco volcánico que se establece hacia el Daniano.

Capítulo 6

6. Conclusiones

La sucesión estratigráfica reconocida en el valle de Alicahue permite definir 3 diferentes unidades estratificadas denominadas Alicahue, Quillay Redondo y Cerro Chape, que se correlacionan con formaciones cretácicas. En particular, considerando las evidencias encontradas al norte y al sur de la zona de estudio como también en el área estudiada por Boyce (2015), sugieren que la unidades Alicahue y Quillay Redondo se correlacionan los Miembros Pitipeumo-Tabón y El Calvario de la Formación Las Chilcas respectivamente, mientras que la unidad Cerro Chape se correlaciona con La Formación Lo Valle.

Por otro lado, la diferencia de espesores reconocidos en los miembros basales de la Formación Las Chilcas hacia el norte del río Aconcagua, indicaría una importante variación lateral, sumado a una mayor erosión de estas mismas secuencias entre los 32°S y 33°S. Las unidades reconocidas en este trabajo dan cuenta de un ambiente volcánico que varía predominantemente a un ambiente constituido por procesos aluviales y fluviales, generando secuencias sedimentarias cuyas facies se correlacionan a depósitos más proximales de un antepaís entre el Albiano Tardío al Cenomaniano. Posteriormente, un nuevo pulso volcánico de composición andesítica se genera a partir del Coniaciano con un desplazamiento del arco al este, para luego desarrollar un volcanismo mayoritariamente ácido a partir del Maastrichtiano.

A partir de las combinaciones de bandas elaboradas en imágenes satelitales, es posible distinguir rocas de diferentes unidades geológicas entre los 32°S y 33°S. Así, es posible reconocer particularmente a la Formación Lo Valle y secuencias Cenozoicas. Estas 2 unidades presentan un espectro de color notoriamente diferente al resto de unidades Mesozoicas ubicadas dentro de los niveles topográficos bajos de los valles al oeste de la Falla Pocuro. No obstante, la discriminación litológica empleada no permite diferenciar a la Formación Las Chilcas de la Formación Cerro Morado.

Por último, como recomendación se podrían levantar columnas estratigráficas en los niveles topográficos más altos de la zona de estudio para completar la estratigrafía de la unidad Cerro Chape, dataciones en las lavas andesíticas reconocidas en el valle de Alicahue para comprobar si efectivamente las correlaciones estratigráficas realizadas son correctas. Además un estudio de geología estructural sería útil para confirmar el anticlinal observado y así establecer las posibles implicancias de aquello.

Capítulo 7

7. Bibliografía

Aguirre, L. 1960. Geología de Los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Bolentín No9. Instituto de Investigaciones Geológicas, 70p.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., Kausel, E. 2009. The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic Hazard for Santiago (Chile). *Tectonics*, 29(2): TC2007, 34p.

Araneda, M., Avendaño, M.S., Merlo, C. 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, Etapa III Final. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, 2, 404-408.

Arévalo, C. 1992. Facies, ambientes de depositación y paleogeografía del Miembro Pitipeumo (Formación Las Chilcas) V Región. Memoria de Título inédita, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 203p.

Arias, L. 1984. Geología y perspectivas económicas del área comprendida entre los ríos Rocín e Hidalgo, Provincia de San Felipe de Aconcagua. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 104p.

Arias, L. 2019. Evolución tectono-estratigráfica del área del estero Los Ángeles y Las Minillas 32°31'S durante el Mesozoico. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 260p.

Barazangi, M. and Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 606-692, Boulder.

Beck, M.E., Drake, R.E., Butler, R.F. 1986. Paleomagnetism of Cretaceous volcanic rocks from Central Chile and implications for the Tectonics of the Andes. *Geology*, 14, 132-136.

Boyce, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el Cretácico medio-tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 304p.

Bustamante, M., Lemus, M., Cortés, R., Vivallos, J., Cáceres, D., & Wall, R. 2012. Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área de Jahuel, Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Inédito, 245p.

Carter, W. y Aguirre, L. 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben, Chile. *GSA Bulletin*, 76(6), 651-664.

- Carter W. y Aliste, N. 1962. Geology of the ore deposits of the Ñilhue Quadrangle, Aconcagua province. Informe inédito. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- Campbell, D. 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución Meso-Cenozoica de la zona. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 114p.
- Charrier, R. 1973. Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Santiago, Publicación 7.
- Charrier, R. 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinean-Chilean Andes (32°-35° S) and chronology of their tectonic evolution. *Zbl. Geol. Paläontol.*, Stuttgart, 1, 344-355.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J.J., Swisher, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., Novacek, M.J. 1996. New evidence for late Mesozoic- early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5), 393-422.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gana, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A. R., Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A. 2005. The abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 236 (1-2), 43-77.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in: *Geology of Chile*, Chapter 3 (Moreno, T., Gibbons, W. editors), The Geological Society, London, Special Publication, 21–114.
- Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65, 5-35.
- Charrier, R. Ramos, V. A., Tapia, F., Sagripanti, L. 2015. Tectono.stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 an 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society*, London, Special Publication, 399(1), 13-61.
- Chernicoff, C. J. y Zappettini, E.O. 2003. Delimitación de los terrenos tectonoestratigráficos de la región centro-austral, Argentina: Evidencias aeromagnéticas, *Revista Geológica de Chile*, 30 (2), 299-316.
- Cornejo, P., Matthews, S., Pérez de Arce, C. 2003. The K-T compressive deformation evento in northern Chile (24°-27° S). X Congreso Geológico Chileno.

Estay, J. 2019. Tectónica activa en el borde occidental de la Cordillera Principal de Chile Central (29°- 36°s). Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Farías, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 236p.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in Central Chile based on seismicity and Surface geology: Implications for Andean mountain building: *Tectonics*, 29.

Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34° S. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 179p.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial 6*, 48-55.

Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O., Levi, B., Aguirre, L. 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. En: 9°. Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, (2), 21-25.

Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes Central (33° S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile*, 29 (2), 207-225.

Fuentes, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 398p.

Gallego, A. 1994. Paleoambiente y mecanismo de depositación de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico. Tesis de Magíster inédita, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Gana, P. y Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K-Ar de un hiatus Cretácico superior- Eoceno en Chile Central (33-33° 30' S). *Andean Geology*, 24, 145-163.

Godoy, E. 1982. Geología del área de Montenegro, Cuesta de Chacabuco, Región Metropolitana: El problema de la Formación Lo Valle. Congreso Geológico Chileno, (3), 124-146.

Godoy, E. y Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°–34°: nuevos datos en la Cordillera Principal. *Proceedings 7th Congreso Geológico Chileno, Concepción*, 2, 1344–1348.

Godoy, E., Yañez, G., Vera, E. 1999. Inversión of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes; first seismic and gravity evidence. *Tectonophysics*, 306(2), 217-236.

Godoy, E., 2015. Las fallas Pocuro y Ramón-Damas, estructuras secuenciales sin conexión espacial. Congreso Geológico Chileno, La Serena, 2015. Biblioteca Sernageomin.

Jara, P. 2013. Tectónica mezo-cenozoica en la Cordillera Principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico. Tesis de Doctorado. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 331p.

Jara, P. y Charrier, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*, 41 (1), 174-209.

Jordan, T.E, Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A, Ando, C.J. 1983. Andean tectonic related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 341-361.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20, 308-324.

Kent, D. y Gradstein, F. 1985. A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 95 (11), 1419-1427.

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de investigaciones geológicas, Santiago, Boletín N°8, 95p.

Knepper, D. 2010. Distribution of potential hydrothermally altered rocks in Central Colorado derived from Landsat thematic mapper data: A geographic information system data set. U.S. Geological Survey, (2010-1076), doi: 10.3133/ofr00101076.

Larson, R.L. 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19, 963-966.

Levi, B., Nyström, J., Thiele, R., Alberg, G. 1988. Geochemical trends in Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in central Chile, and tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 63-74.

Machuca, C. 2017. Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre el estero El Chalaco y Cuesta Chacabuco (~32°30' - 33°S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 116p.

Martinez-Pardo, R., Gallego, A., Martínez-Guzmán, R. 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, Central Chile: their depositional and paleogeographic meaning: *Andean Geology*, 21, 173-187.

Miall, A. 1988. Analysis of fluvial depositional systems. Paper prepared for the 1981 American Association of Petroleum Geologist Fall Education Conference in Calgary, Canada.

Morata, D., Varas, M., Higgins, M., Valencia, V., Verhoot, J. 2010. Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, Central Chile): Sr and Nd isotopic and zircón U-Pb geochronological constraints. In VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia.

Moscoso, R., Padilla H., Rivano, S. 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 67p.

Mpodozis, C. y Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources (Ericksen, G., Cañas-Pinochet, M., Reinemund, J., editors). Earth Sciences Series, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources (11), 59-90.

Munizaga, F. y Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes del Aconcagua (La. 32°- 33° S): Datos radiométricos K-Ar. Revista Geológica de Chile, 16, 3-21.

Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J.O., Féraud, G., Demant, A. 2006. Abanico East Formation: Petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, Central Chile (33°50' S). Revista Geológica de Chile, 33 (1), 109-140.

Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., Nalpas, T. 2014. Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°-35° S). Andean Geology, 41(1). 1-28.

Mwaniki, M.; Matthias, M.; Schellmann, G. 2015. Application of remote sensing technologies to map the structural geology of central Region of Kenya. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observation and Remote Sensing, 8(4), 1855-1897. Doi: 10.1109/JSTARS.2015.2395094.

Nyström, J.O., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., Fornari, G. 2003. Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'-24° S): geochemistry and petrogenesis. Revista Geológica de Chile. 34 (2): 209-232.

Padilla, H. 1981. Contribución a la Geología y Petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 33°45' y 33°00'S. Memoria de título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 329p.

Padilla, H. y Vergara, M. 1985. Control estructural y alteración tipo campo geotérmico en los intrusivos subvolcánicos Miocénicos del área Cuesta Chacabuco- Baños del Corazón, Chile Central. Revista Geológica de Chile, 24, 3-17.

- Parada, M.A., Rivano, S., Sepúlveda, P. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 249-260.
- Parada, M.A., Nyström, J.O., Levi, B. 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31°-34° S): Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos*, 46 (3), 505-521.
- Parada, M.A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., Larrondo, P. 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: Testimony of a switch from a rifted to compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society*, 162 (2), 273-287.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of Nazca (Farallón) and South American Plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3), 233-284.
- Pérez, C. y Muñoz, A. 2006. Teledetección: nociones y aplicaciones. Universidad de Salamanca, 1(1), 359p, ISBN 8461116135, 9788461116133.
- Pérez, R. 2019. Patrimonio Geológico de la comuna de Petorca (32°S-32°24'S): Análisis de lugares de interés geológico y su contextualización en un modelo de evolución paleogeográfico. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 265p.
- Persico, M. 2016. La Unidad Guanaco en el valle del río Tinguiririca (34°55' S): Características estratigráficas y geoquímicas e implicancias tectónicas para el Cretácico Tardío en el margen Andino. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Pilger, R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Survey of London*, 141, 793-802.
- Piquer, J., Skarmeta, J., Cooke, D.R. 2015. Structural evolution of the Rio Blanco-Los Bronces district, Andes of Central Chile: Controls on stratigraphy, magmatism and mineralization. *Economic Geology*, 110, 1995-2023.
- Piquer, J., Berry, R.F., Scott, R.J., Cooke, D.R. 2016. Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of Central Chile. *Journal of Structural Geology*, 89, 101-117.
- Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D.R., Baker, M., Testa, F. 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, Central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos*, 174-197.
- Piracés, R. y MaksaeV, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota. Informe Inédito. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Escala 1:250.000.
- Quiroga, R. 2013. Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la Cordillera Principal entre el Cerro Provincia y el Cordón el Quempo, Región Metropolitana, Chile

(33°18' y 33°25' S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 128p.

Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P., Cegarra, M.I., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F.X., Pérez, D.J. 1996. Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección del Servicio Geológico, Buenos Aires, Anales. 24. 510p.

Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (eds.). Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision, Geological Society of America, Memoir 204, 31-65.

Ramos, V. A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 75, 2-25.

Rauld, R., Vargas, G., Armijo, R., Ormeño, A., Valderas, C., Campos, J. 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. En: Actas XI Congreso Geológico Chileno (CD-ROM), Antofagasta, Chile.

Reutter, K.J. 2001. Le Ande Centrali: Elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 37 (1/2), 5-37.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Puig, A., Hervé, M. 1986. Antecedentes radiométricos para una edad Cretácico inferior de la Formación Las Chilcas. *Revista Geológica de Chile*, 27, 27-32.

Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., Villaroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32° -34° S). *Revista Geológica de Chile*, Santiago, 17(2), 205-214.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 73 (1).

Rivano, S. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. 191p.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K.J. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation top late convergence and magmatism since the Jurassic tectonics of the southern Central Andes, 121-139.

Sellés, D. 1999. La Formación Abanico en el cuadrángulo Santiago (33°15'- 33°30'S, 70°30'-70°45' O), Chile Central: estratigrafía y geoquímica. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Sellés, D. 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales: IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, 555-558.

Sellés, D. y Gana, P. 2001. Geología del área de Talagante-San Francisco de Mostazal: regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Subdirección Nacional de Geología. Servicio Nacional de Geología y Minería.

SERNAGEOMIN. 2002. Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the Central Andean región. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211-215.

Tassara, A., Götze, H.J., Schmidt, S., Hackney, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal Geophysics. Res*, 111 (B9).

Thiele, R. 1980. Hoja de Santiago, Región Metropolitana. 29: Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. 21p.

Thiele, R. y Nasi, R. 1982. Evolución tectónica de los Andes a la latitud de 33° y 34° S (Chile Central) durante el Mesozoico. V Congreso Latinoamericano de Geología, 3, 403-426.

Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga, Instituto de Investigaciones Geológicas.

Troncoso, M. 2014. Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la Depresión Los Andes- San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 107p.

Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T.K., Forman., S.L., Rebolledo, S., Baize, R., Lacassin, R., Armijo, R. 2014. Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *The Geological Society of America*. 5p.

Vergara, M. y Drake, R. 1978. Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. *Revista Comunicaciones*, 23, 1-11.

Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., Drake, R. 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30' – 34°35' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 199-209.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J., Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism extensión, and subsidence in the Coast Range of Central Chile. *Geological Society of America. Bulletin*, 107, 1427-1440.

Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, P. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No.11, 17p.

Wall, R. Sellés, D.; Gana, P. 1999. Mapa Geológico del Área Til-Til Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos No. 11, 17p.

Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher, C.C., Novacek, M.J., Mackenna, M.C., Charrier, R. 1994. Paleogene mammals from the Andes of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic and geochronologic assesment. American museum Novitaes, N° 3098, 31p.

Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Sellés, D. 2002. The Challenger-Juan Fernandez-Maipo major tectonic transition of the Naza-Andean subduction system at 33°-34° S: Geodynamic evidence and implications, J.S. Am. Earth Science, 15, 23-38.

Capítulo 8

8. Anexos

8.1. Puntos de Control

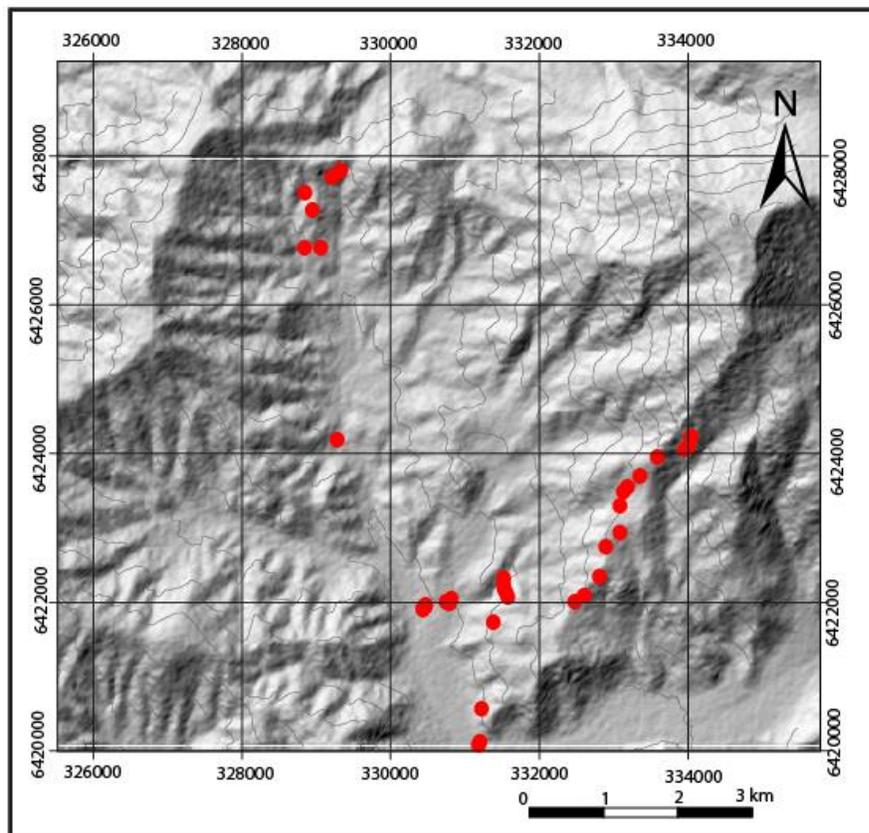


Figura 8.1.1: Puntos de descripciones y adquisición de muestras mano.

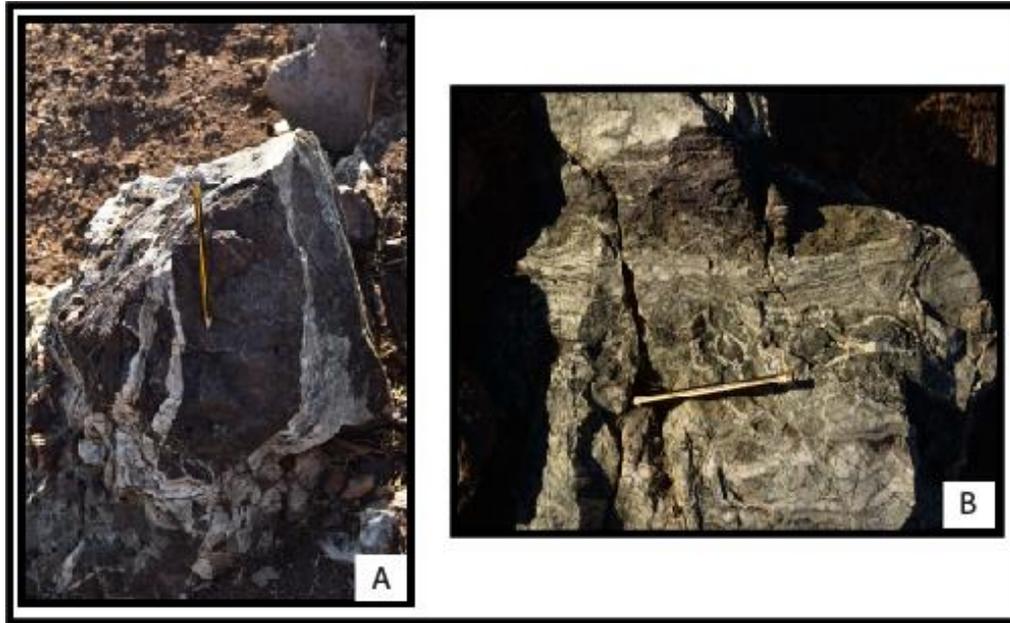
8.2. Fracturas y Diaclasamiento

En este apartado se dan a conocer las principales estructuras observadas en el área de estudio. Tal como se mencionó en el capítulo 4, estas estructuras son fracturas acotadas dentro de diferentes afloramientos que no afectarían la continuidad temporal de las unidades estratificadas descritas en el valle de Alicahue. En este sentido, las dimensiones que presentan estas estructuras es insuficiente para generar una deformación importante a escala regional. A continuación se describen las estructuras observadas en los diferentes sectores.

4.2.1 Sector 2

Dentro de las secuencias estratificadas de este sector, existen estructuras que las cortan, cuyo espacio generado es rellenado por diques y fluidos hidrotermales. En las brechas volcánicas se emplaza un dique con un rumbo 40 al NE y manteo 32NW y un ancho aproximado de 1 m. Los extremos de este dique no se observan debido a que la cobertura vegetal impide su visualización.

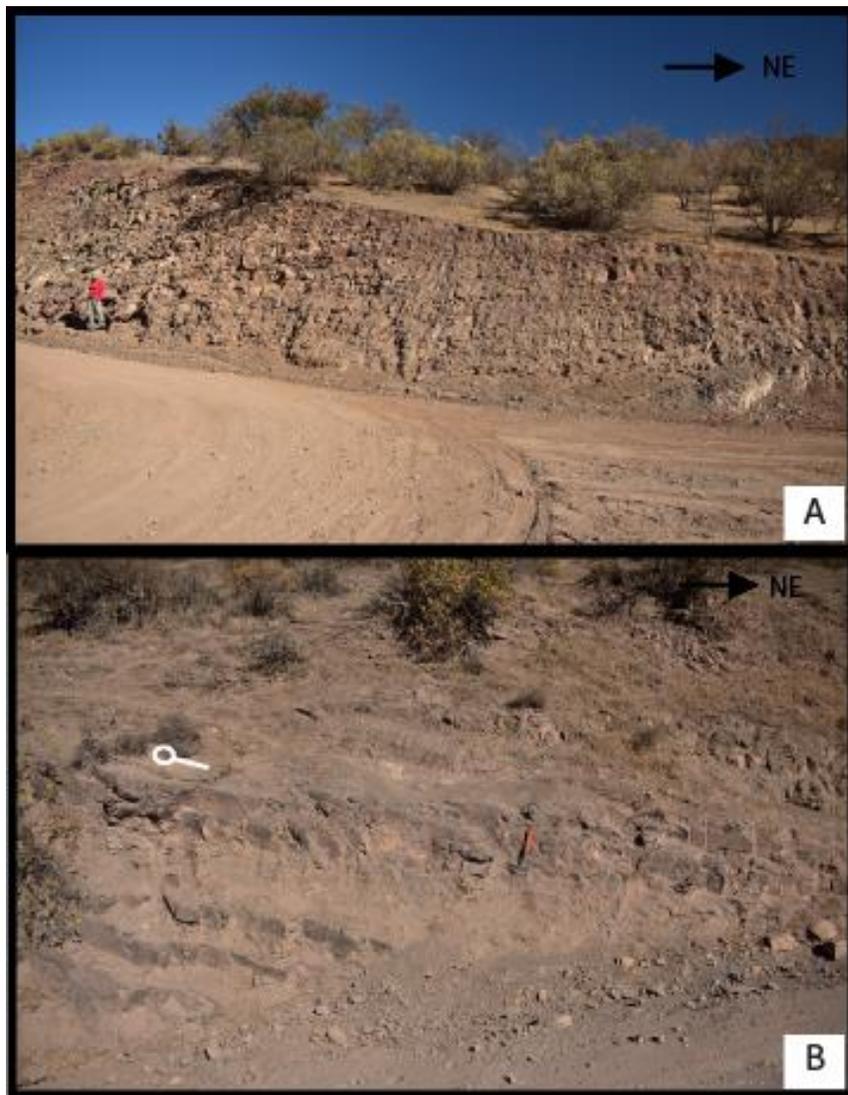
En el techo de la subunidad inferior, se distingue fracturas con diferentes rumbos, rellenas por fluidos hidrotermales debido a la presencia de crustificación de minerales de cuarzo dentro de estos espacios (Figura 8.2.1). Las vetillas generadas alcanzan un ancho de 6 cm y en algunas zonas forman sets de vetillas con brechización de la roca hospedante (Figura 8.2.1). No obstante, este fracturamiento se presenta acotado dentro de la secuencia estratificada, cuyo rumbo y manteo se preserva. Adicionalmente, sobre la subunidad inferior, se observan secuencias estratificadas con una disposición similar a las secuencias sedimentarias del sector 2, por lo que las estructuras reconocidas en esta zona no generarían deformación ni dislocación importante de los depósitos.



*Figura 8.2.1: : Estructuras ubicadas en el techo de la subunidad inferior, rellenas por cuarzo y calcita. **A)** se observa una brechización de la roca hospedante correspondiente a los conglomerados polimícticos del techo de la subunidad superior. **B)** Estructuras rellenas por circulación secuencial de fluidos, generando crustificación en las vetillas.*

4.2.2 Sector 4

Se observan varios sets de estructuras que cortan la estratificación dentro de la subunidad superior. Precisamente, dentro de las areniscas líticas correspondientes a la sección inferior de la subunidad, presentan un intenso fracturamiento asociado a un diaclasamiento en diferentes direcciones que oblitera completamente la estratificación de la secuencia (Figura 8.2.2). Esta configuración se reconoce localmente en la secuencia, con una zona de fracturamiento de 4 m de alto y 15 m de ancho. En los depósitos que se ubican estratigráficamente encima de lo anterior, preservan su estratificación, disminuyendo considerablemente el fracturamiento reconocido más abajo (Figura 8.2.2).



*Figura 8.2.2: Comparación de afloramientos cercanos en el sector 3. **A)** Areniscas finas intensamente fracturadas en diferentes direcciones. **B)** Areniscas líticas que sobreyacen la secuencia anterior. Este afloramiento está ubicado al borde del camino muy cerca del afloramiento mostrado en A).*

Por otro lado, dentro de las facies conglomerádicas de la subunidad superior, aparecen fracturas subverticales en distintas direcciones que cortan las estratificación. El ancho de estas fracturas no superan los 5 cm; con un núcleo que contiene abundante arcilla, probablemente por la circulación de fluidos (Figura 8.2.3). En algunos sectores, estas fracturas presentan un halo de alteración de unos 10 cm que altera a estos conglomerados. Ascendiendo estratigráficamente, aumenta la cantidad de estas fracturas, con un ancho similar y un rumbo variado (Figura 8.2.3). Adicionalmente, en algunas de estas fracturas se emplazan diques subverticales y subparalelos de 1 m de ancho cuya frecuencia, al igual que las fracturas, aumenta a medida que se asciende estratigráficamente (Figura 8.2.3).

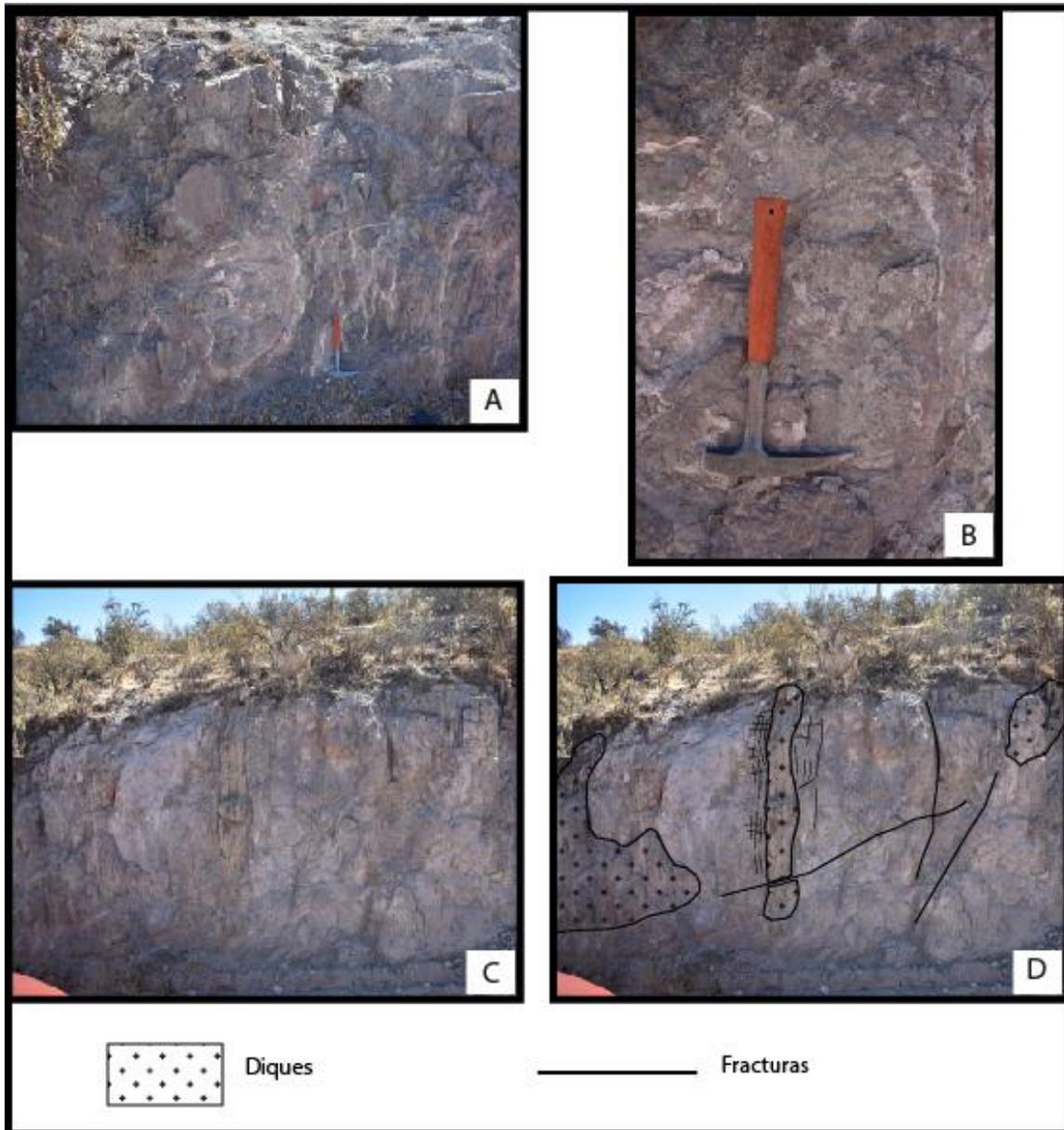


Figura 8.2.3: Discontinuidades y diques presentes en los conglomerados de la subunidad superior. **A)** Discontinuidad con un núcleo en donde los conglomerados son intensamente alterados. **B)** Detalle de la discontinuidad mostrada en A), precisamente en los bordes de esta fractura. Se aprecia la alteración pervasiva de los conglomerados. **C)** Zona de intenso fracturamiento y lugar de emplazamiento de diques ubicada en el techo de la subunidad superior. La litología es completamente obliterada en todo este afloramiento, con fracturas orientadas en diferentes direcciones. **D)** Esquema del afloramiento descrito en C).

De este modo, a pesar de que existen zonas dentro de la subunidad superior en que la estratificación se oblitera por un intenso fracturamiento, o bien que exista un aumento en la frecuencia de fracturas subverticales hacia arriba de la subunidad superior, los rumbos y manteos calculados en la base y la porción superior de la subunidad se mantienen

relativamente uniformes, por lo que en este sentido las estructuras de este sector no afectan la temporalidad y continuidad vertical de las secuencias.

4.2.3 Sector 5

Ubicado en la berma oeste de la ruta E-375, se observan estructuras subverticales con rumbo principal NE que cortan a un afloramiento intensamente diaclasado (Figura 8.2.4). Si bien este punto no forma parte de ninguna subunidad definida, cabe destacar que el ancho definido como la zona de daño alcanza ~5 m. Dentro de este espesor, se reconoce abundante arcilla y roca muy alterada (Figura 8.2.4). No es posible observar un movimiento relativo de los bloques involucrados debido a las abundantes diaclasas presentes en ambos lados del afloramiento. No obstante, el ancho de la zona de daño de la estructura es mayor a lo observado en otras fracturas anteriormente mencionadas (Figura 8.2.4). Sin embargo, la traza principal de esta estructura no presenta una expresión clara en superficie, por lo que es difícil determinar la prolongación de esta a lo largo de su rumbo.

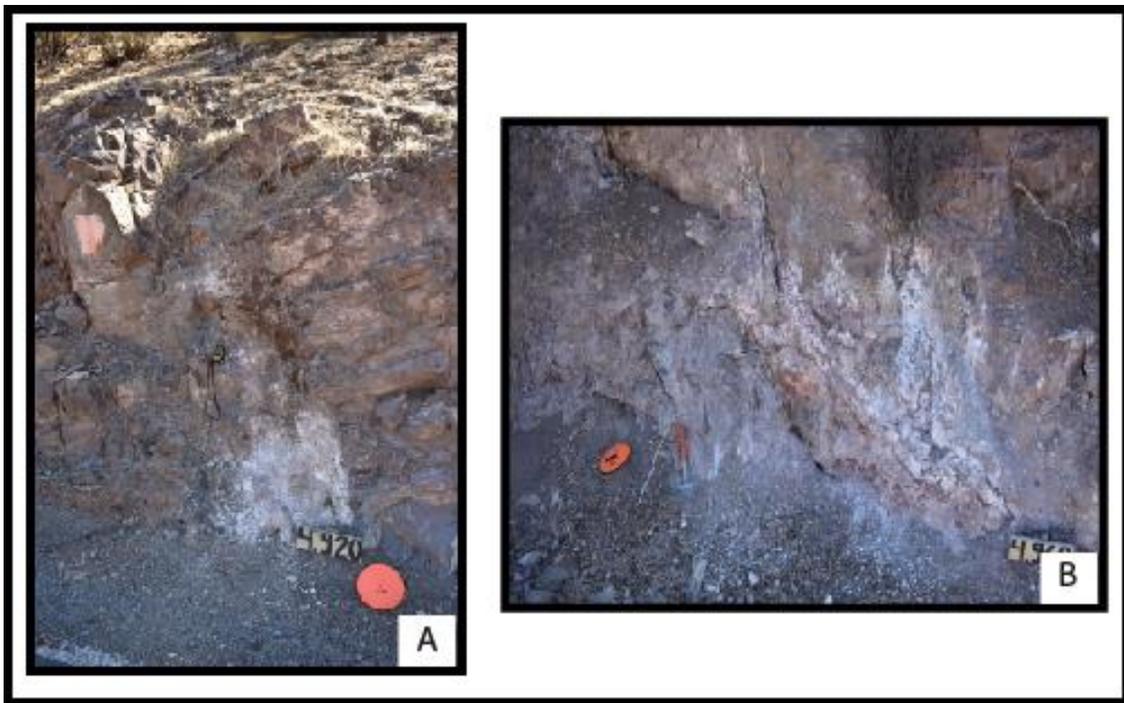


Figura 8.2.4: Afloramiento al borde de la ruta E-375 que es cortado por varias fracturas. A) Una de las fracturas que cortan este afloramiento en dirección NE. Dentro de esta estructura presenta abundante arcilla. B) Fractura con la mayor zona de daño reconocida en el sector 4. Se aprecia un espesor mínimo de 4 metros que se constituye por arcilla y harina de falla.

8.3. Descripción de muestras



Código muestra	FAC1.A0
Coordenadas UTM	330528 m E / 6422055 m S
Afloramiento	Se presenta masivo color marrón oscuro con una abundante cobertura de materia orgánica. Espesor de 30 m.
Descripción	Roca volcánica de textura clástica con clastos negros y grises verdosos polimícticos, angulosos, de carácter volcánicos con tamaños menores a 2 cm que constituyen el 10% de la roca. Dentro de los clastos se distinguen cristales de plagioclasas subhedrales menores a 2 mm. La masa fundamental es de tonalidad marrón claro con cristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa con tamaños menores a 4 mm. No es posible establecer la mineralogía que constituye la masa fundamental marrón claro.
Alteración	Oxidación de la masa fundamental y epidotización en la mayoría de los cristales de plagioclasa.

Nombre de la roca Brecha Volcánica

Código muestra	FAC1.A1
Coordenadas UTM	330560m E/ 6422100 m S
Afloramiento	Geometría masiva de tonalidad pardo rojizo de 8 m de espesor con gradación inversa cuyos diámetros en la base principalmente son de ~5 cm, aunque existen también clastos menores de 0.5 cm y otros fragmentos que alcanzan los 8 cm de diámetro. Hacia el techo aumenta el tamaño de clastos cuya moda se aproxima a los 10 cm de diámetro.
Descripción	Roca volcánica de textura clástica mal seleccionada con clastos subangulosos



	inmersos en una masa fundamental mineralógicamente indistinguible de color pardo rojizo con cristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales con tamaños que llegan hasta los 2 mm. Los clastos son polimícticos de color verde grisáceo, rojizos y pardo oscuro cuya litología es de carácter extrusivo con texturas porfíricas asociado a plagioclasas subhedrales menores a 2 mm y texturas clásticas por la presencia de fragmentos subangulosos dentro de estos mismos clastos
Alteración	Oxidación de la masa fundamental y epidotización de algunas plagioclasas.
Nombre de la roca	Brecha Volcánica
Código muestra	F1C1.A2
Coordenadas UTM	330567m E/6422117 S
Afloramiento	Se dispone concordante a la litología representada por la muestra F1C1.A1. Espesor de ~2 m
Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica, clastosoportado polimíctico, moderada madurez textural con matriz arenosa de grano medio color pardo cuyo porcentaje en la roca representa el 40%. Los clastos son subredondeados de diámetro menor a 10 cm. Se observan distintas tonalidades dentro de los clastos, sin embargo no fue posible distinguir la litología de aquellos.
Alteración	Meteorización principalmente mecánica.
Nombre de la roca	Ortoconglomerado





Código muestra	F1C1.A3
Coordenadas UTM	330567m E/6422117 S
Afloramiento	Forma parte del afloramiento ya descrito anteriormente. Presenta un espesor de ~1m, estratificado y se dispone concordante a los ortoconglomerados anteriores (muestra F1C1.A2).
Descripción	Roca de textura clástica matriz soportado, mal seleccionado, baja madurez textural con clastos subredondeados polimícticos cuyo tamaño varía de 1 a 3 cm, inmersos en una matriz color pardo de arenisca grano medio. Clastos son de tonalidades verdosos y negros cuya litología es difícil de definir.
Alteración	Representa la porción con mayor meteorización mecánica del afloramiento. Epidotización de algunos clastos
Nombre de la roca	Paraconglomerado



Código muestra	F1C1.A4
Coordenadas UTM	330567m E/6422117 S
Afloramiento	Corresponde al techo del afloramiento que se ha estado describiendo anteriormente. Se presenta masivo de color pardo rojizo con un espesor de 4 m
Descripción	Roca de textura clástica clastosoportada con matriz arenosa de grano medio de color pardo rojizo. Los clastos son angulosos, polimícticos con tamaños menores a 5 cm, aunque en el afloramiento se observan gran cantidad de clastos que presentan diámetros de hasta 8 cm.
Alteración	Oxidación de la roca y epidotización de algunos clastos
Nombre de la roca	Conglomerado brechoso



Código muestra	F1C1.A5
Coordenadas UTM	330843m E/6422156m S
Afloramiento	Estratificado de tonalidad pardo rojizo con algunas diaclasas subverticales y notoriamente basculado al NE. Espesor de ~4 m
Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica constituida por una matriz arenosa de grano medio, mala selección, baja madurez química y moderada madurez textural, color pardo rojizo que constituye el 80% de la roca. Se presentan líticos polimícticos, subredondeados de tonalidades pardo rojizos, negros y grises con tamaños que varían entre 2 a 5 cm de diámetro y que constituyen el 15 % de la roca. Además presenta cristales aislados de plagioclasas subhedrales menores a 1 mm.
Alteración	Oxidación de la roca

Nombre de la roca Arenisca Lítica



Código muestra	F1C1.A6
Coordenadas UTM	330843m E/6422156m S
Afloramiento	Aparece bien estratificado con presencia de laminaciones que intercala tonalidades pardo rojizos y pardo grisáceo. El espesor visible es de ~1 m.
Descripción	Roca sedimentaria detrítica de textura clástica compuesta por arenisca de grano fino a medio, moderada selección, baja madurez química de color pardo rojizo. Posee abundante cemento carbonático, cristales de plagioclasas subhedrales menores a 1 mm que constituyen el 10% de la roca, con algunos líticos rojizos aislados que alcanzan tamaños de hasta 3mm y que componen el 3% de la roca.
Alteración	Oxidación de la matriz arenosa, recristalización del cemento a carbonatos y sericitación de plagioclasas.
Nombre de la roca	Arenisca Feldespática



Código muestra	F1C1.A7
Coordenadas UTM	330843m E/6422156m S
Afloramiento	Estratificado y basculado al NE con intercalaciones principalmente de 2 litologías que se diferencian entre sí por la presencia de clastos dentro de la matriz. Espesor visible de ~3 m de tonalidad marrón claro.
Descripción	Roca sedimentaria detrítica de textura clástica con una matriz color marrón claro constituida por arenisca de grano fino bien seleccionadas, moderada madurez textural con cristales aislados subhedrales de plagioclasas y granos anhedrales de cuarzo menores a 1 mm. El porcentaje de ambos cristales en la roca es de un 3%. Si bien la muestra de mano no presenta clastos, en el afloramiento es posible distinguir clastos ígneos polimícticos subangulosos entre 1 a 5 cm con cristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales de hasta 3 mm
Alteración	Oxidación de la matriz arenosa

Nombre de la roca Arenisca Fina



Código muestra	F1C1.A8
Coordenadas UTM	330883m E/6422152m S
Afloramiento	Estratificado de tonalidad pardo rojizo con un espesor visible de ~4m. Litología es similar a F1C1.A5. Sin embargo la principal diferencia en este afloramiento está dada por la cantidad de clasto que constituye el 25% de la roca.
Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica constituida por una matriz arenosa de grano medio, mala selección, baja madurez química y moderada madurez textural, color pardo rojizo que constituye el 80% de la roca. Se presentan líticos polimícticos, subredondeados de tonalidades pardo rojizos, negros y grises con tamaños que varían entre 2 a 5 cm de



	diámetro y que constituyen el 15 % de la muestra de mano, aunque en el afloramiento llegan a conformar el 25% de la roca. Los clastos son de origen igneo con cristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales de hasta 2 mm. El 5% restante lo constituyen cristales de plagioclasas subhedrales menores a 1 mm
Alteración	Oxidación de la matriz
Nombre de la roca	Arenisca Lítica
Código muestra	F1C1.A9
Coordenadas UTM	330889 m E/6422170m S
Afloramiento	De tonalidad pardo rojizo, estratificado, basculado al NE y discontinuo por la presencia de abundante materia orgánica. Presenta variaciones verticales de facies sedimentarias de grano fino y tamaño gravas. Espesor total estimado de ~16m
Descripción	Roca sedimentaria detrítica de textura clástica, clastosoportado con una matriz que representa el 30% de la muestra, constituida por arenisca de grano medio, cristales subhedrales a anhedrales de plagioclasas muy alterados y menor cuarzo. Posee moderada madurez textural y baja madurez química, con clastos polimícticos subangulosos a subredondeados, con tamaños que van desde los 0.1 a 1.3 cm con una moda de 0.5 cm. Los clastos son de tonalidades pardo rojizos, marrón claro, marrón oscuro, grises, de origen sedimentario y volcánicos, tanto por su textura clástica como por la presencia de cristales de plagioclasas subhedrales, respectivamente.
Alteración	Oxidación de la matriz, alteración a arcillas de las plagioclasas, presencia de pumpellita.
Nombre de la roca	Ortoconglomerado

	<table border="1"> <tr> <td>Código muestra</td> <td>F2C2.A11-F2C2.A12</td> </tr> <tr> <td>Coordenadas UTM</td> <td>329154m E/6426922m S</td> </tr> <tr> <td>Afloramiento</td> <td>Estratificado, basculado al NE, de color marrón oscuro y discontinuo por la presencia de materia orgánica. Espesor estimado de ~30 m</td> </tr> <tr> <td>Descripción</td> <td>Roca sedimentaria detrítica de textura clástica con cemento carbonático y matriz arenosa de grano grueso color marrón oscuro, buena selección, moderada madurez textural y baja madurez química. Presenta líticos y menor cantidad de plagioclasas subhedrales a anhedrales menores a 1 mm que forman parte del 5% de la muestra. Se consideran líticos aquellos clastos con diámetros mayores a 1 mm, llegando a tamaños de hasta 3 mm. Estos líticos son de tonalidad pardo rojizos, subredondeados y representan el 20% de la roca.</td> </tr> <tr> <td>Alteración</td> <td>Oxidación de la roca, alteración de plagioclasas a arcillas y recristalización de carbonatos que forman parte del cemento.</td> </tr> <tr> <td>Nombre de la roca</td> <td>Arenisca Lítica</td> </tr> </table>	Código muestra	F2C2.A11-F2C2.A12	Coordenadas UTM	329154m E/6426922m S	Afloramiento	Estratificado, basculado al NE, de color marrón oscuro y discontinuo por la presencia de materia orgánica. Espesor estimado de ~30 m	Descripción	Roca sedimentaria detrítica de textura clástica con cemento carbonático y matriz arenosa de grano grueso color marrón oscuro, buena selección, moderada madurez textural y baja madurez química. Presenta líticos y menor cantidad de plagioclasas subhedrales a anhedrales menores a 1 mm que forman parte del 5% de la muestra. Se consideran líticos aquellos clastos con diámetros mayores a 1 mm, llegando a tamaños de hasta 3 mm. Estos líticos son de tonalidad pardo rojizos, subredondeados y representan el 20% de la roca.	Alteración	Oxidación de la roca, alteración de plagioclasas a arcillas y recristalización de carbonatos que forman parte del cemento.	Nombre de la roca	Arenisca Lítica
Código muestra	F2C2.A11-F2C2.A12												
Coordenadas UTM	329154m E/6426922m S												
Afloramiento	Estratificado, basculado al NE, de color marrón oscuro y discontinuo por la presencia de materia orgánica. Espesor estimado de ~30 m												
Descripción	Roca sedimentaria detrítica de textura clástica con cemento carbonático y matriz arenosa de grano grueso color marrón oscuro, buena selección, moderada madurez textural y baja madurez química. Presenta líticos y menor cantidad de plagioclasas subhedrales a anhedrales menores a 1 mm que forman parte del 5% de la muestra. Se consideran líticos aquellos clastos con diámetros mayores a 1 mm, llegando a tamaños de hasta 3 mm. Estos líticos son de tonalidad pardo rojizos, subredondeados y representan el 20% de la roca.												
Alteración	Oxidación de la roca, alteración de plagioclasas a arcillas y recristalización de carbonatos que forman parte del cemento.												
Nombre de la roca	Arenisca Lítica												
	<table border="1"> <tr> <td>Código muestra</td> <td>F2C2.A13</td> </tr> <tr> <td>Coordenadas UTM</td> <td>328938 m E/ 6426915 m S</td> </tr> <tr> <td>Afloramiento</td> <td>Cubierto de forma abundante por cobertura orgánica, estratificado y basculado al NE, aunque en algunos sectores, el afloramiento se encuentra intensamente diaclasado en 3 planos de fracturamiento principales. El espesor calculado es de ~240 m. Sin embargo, este valor puede estar sobreestimado.</td> </tr> <tr> <td>Descripción</td> <td>Roca sedimentaria de textura clástica detrítica con matriz arenosa de grano fino a medio de color marrón grisáceo, bien seleccionado, buena madurez textural y moderada madurez química. Presenta algunos líticos aislados que representan el 3 % de la roca, son subredondeados y monomicticos de tonalidad</td> </tr> </table>	Código muestra	F2C2.A13	Coordenadas UTM	328938 m E/ 6426915 m S	Afloramiento	Cubierto de forma abundante por cobertura orgánica, estratificado y basculado al NE, aunque en algunos sectores, el afloramiento se encuentra intensamente diaclasado en 3 planos de fracturamiento principales. El espesor calculado es de ~240 m. Sin embargo, este valor puede estar sobreestimado.	Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica detrítica con matriz arenosa de grano fino a medio de color marrón grisáceo, bien seleccionado, buena madurez textural y moderada madurez química. Presenta algunos líticos aislados que representan el 3 % de la roca, son subredondeados y monomicticos de tonalidad				
Código muestra	F2C2.A13												
Coordenadas UTM	328938 m E/ 6426915 m S												
Afloramiento	Cubierto de forma abundante por cobertura orgánica, estratificado y basculado al NE, aunque en algunos sectores, el afloramiento se encuentra intensamente diaclasado en 3 planos de fracturamiento principales. El espesor calculado es de ~240 m. Sin embargo, este valor puede estar sobreestimado.												
Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica detrítica con matriz arenosa de grano fino a medio de color marrón grisáceo, bien seleccionado, buena madurez textural y moderada madurez química. Presenta algunos líticos aislados que representan el 3 % de la roca, son subredondeados y monomicticos de tonalidad												
													

	pardo rojizo con tamaños que no sobrepasan los 1 mm. Se distinguen cuarzos anhedrales de grano fino y cristales de plagioclasas subhedrales menores a 1 mm. Ambos constituyen el 5% de la roca.
Alteración	Oxidación de la matriz y patina de carbonatos
Nombre de la roca	Arenisca Fina
Código muestra	F2C2.A14
Coordenadas UTM	329046 m E / 6427441 m S
Afloramiento	Estratificado, basculado al NE, de tonalidad marrón oscuro, en algunas zonas se encuentra fracturado y cubierto por materia orgánica. Espesor estimado de ~130 m.
Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica detrítica de matriz arenosa de grano fino de tonalidad pardo verdoso, mala selección, baja madurez textural y química. Líticos son color principalmente pardo rojizo, subredondeados a subangulosos, mala selección con tamaños que varían desde 0.5 a 3 mm y constituyen el 30% de la roca. Se distinguen cristales subhedrales de plagioclasa que conforman el 2% de la muestra.
Alteración	Oxidación de matriz y líticos, patinas de carbonatos.
Nombre de la roca	Arenisca Lítica



	Código muestra	F2C2.A15
	Coordenadas UTM	328944 m E / 6427656 m S
	Afloramiento	De tonalidad pardo grisáceo, se dispone estratificado y basculado al NE con un espesor estimado de ~160 m. Presenta fracturas que cortan subverticalmente al afloramiento en diversas orientaciones junto con la intrusión de diques y filones. A gran escala se observan clastos con tamaños de hasta 20 a 30 cm de diámetro
	Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica detrítica de matriz arenosa grano grueso con tonalidad pardo grisáceo, mala selección, baja madurez textural y química. Presenta líticos subangulosos de colores pardo rojizos a marrones, mala selección con tamaños que van desde 1 mm hasta 5 mm, de los cuales representan el 20 % de la roca. Algunos de ellos son de carácter volcánico, de textura porfírica con cristales subhedrales de plagioclasas menores a 1 mm. Cristales de plagioclasas también son visibles en la matriz, de forma subhedral a anhedral, con tamaños menores a 2 mm, algunos de ellos de tonalidad rosado salmón. Estos cristales, conforman el 30% de la muestra. Dentro de la matriz, aparece en menor cantidad granos de cuarzo anhedrales de tamaño fino.
	Alteración	Oxidación de clastos, alteración de plagioclasas a arcillas.
	Nombre de la roca	Orcosa

	Código muestra	F2C2.A17	
	Coordenadas UTM	329427 m E / 6427967 m S	
	Afloramiento	De tonalidad pardo grisáceo, se dispone estratificado y basculado al NE, con fracturas que cortan subverticalmente en diversas orientaciones junto con la intrusión de diques y filones. A gran escala se observan clastos con tamaños menores a 20 cm.	
	Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica detrítica de matriz arenosa grano grueso, de color marrón, mala selección, baja madurez textural y química, similar a la muestra F2C2.A15. Sin embargo, no se observan líticos y presenta mayor proporción de cristales de plagioclasa color rosado salmón. Los cristales de plagioclasas representan el 40% de la roca, tienen formas subhedrales a anhedrales y presentan tamaños menores a 2 mm. Dentro de la matriz, aparece en menor cantidad granos de cuarzo anhedrales de tamaño fino.	
	Alteración	alteración de plagioclasas a arcillas.	
Nombre de la roca			Orcosa
	Código muestra	F2C3.A25	
	Coordenadas UTM	331276 m E / 6420243 m S	
	Afloramiento	De color pardo rojizo, se encuentra estratificado y segmentado por cobertura orgánica y caída de rocas. Se observan laminaciones y variación en el tamaño de grano de la matriz. Espesor estimado de ~40 m	
	Descripción	Roca sedimentaria detrítica de textura clástica de color pardo rojizo, conformada por una matriz arenosa de grano medio, bien seleccionado, moderada madurez textural y química. Presenta cristales aislados de plagioclasas subhedrales a anhedrales con tamaños menores a 1 mm y cuarzo anhedrales de grano medio.	

Alteración	Presencia de arcillas y pumpellita rellenando cavidades generadas por la meteorización química y física presente en la muestra.
-------------------	---

Nombre de la roca	Arenisca media
--------------------------	-----------------------

Código muestra	F2C3.A28
-----------------------	----------

Coordenadas UTM	331276 m E / 6420243 m S
------------------------	--------------------------

Afloramiento	La muestra fue extraída de un segmento de potencia menor 10 m constituida por 2 mitades: una porción inferior estratificada, con laminaciones y en una porción superior de carácter masivo.
---------------------	---



Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica detrítica de color pardo rojizo, conformada por una matriz arenosa de grano medio a grueso, bien seleccionado, moderada madurez textural y química. Presenta cristales de plagioclasas subhedrales a anhedrales muy alterados menores a 2 mm y granos tamaños finos de cuarzo. Ambos forman parte del 10 % de la roca.
--------------------	--

Alteración	Oxidación de la matriz, presencia de arcillas
-------------------	---

Nombre de la Roca	Arenisca media
--------------------------	-----------------------

Código muestra	F2C3.A29.1
-----------------------	------------

Coordenadas UTM	331276 m E / 6420243 m S
------------------------	--------------------------

Afloramiento	Sin estratificación, masivo, de tonalidad grisáceo y espesor estimado de ~25 m
---------------------	--



Descripción	Roca volcánica de textura porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, inmersos en una masa fundamental de color verdoso cuyo porcentaje en la roca es del 65%. Las plagioclasas se presentan en varios rangos de tamaños que van desde 0.5 mm a 3 mm, con una moda de 2mm, alguno de ellos de colores translúcidos, mientras que la mayoría presenta una tonalidad blanquecina. La masa fundamental está constituida por granos finos de cuarzo anhedrales (20 %), feldespatos (40%) y
--------------------	---



	minerales máficos cloritizados y oxidados (40%).
Alteración	Cloritización y oxidación de la masa fundamental.
Nombre de la roca	Andesita Porfírica
Código muestra	F2C3.A29.2
Coordenadas UTM	331300 m E / 6420281 m S
Afloramiento	Sin estratificación, masivo, de tonalidad grisáceo y espesor estimado de ~25 m.
Descripción	Roca volcánica vesiculada de textura porfírica con fenocristales euhedrales a anhedrales de plagioclasas blanquecinos, inmersos en una masa fundamental de color púrpura grisáceo cuyo porcentaje en la roca es del 60%. Las plagioclasas se presentan en varios rangos de tamaños que van desde 0.5 mm a 4 mm , con una moda de 3 mm. La masa fundamental se reconoce principalmente cristales de plagioclasas (40 %) y granos de cuarzo anhedrales (10%). Minerales máficos son indistinguibles dentro de la masa fundamental. Esta roca además se encuentra vesiculada y presenta algunas amígdalas.
Alteración	Albitización de plagioclasas, amígdalas rellenas con pumpellitas y ceolitas, oxidación de la masa fundamental
Nombre de la roca	Andesita Porfírica

	Código muestra	F2C3.A30
	Coordenadas UTM	331300 m E / 6420281 m S
	Afloramiento	Sin estratificación, masivo, de tonalidad grisáceo y espesor estimado de ~25 m.
	Descripción	Roca volcánica de textura porfírica con fenocristales euhedrales a anhedrales de plagioclasa, inmersos en una masa fundamental de color púrpura grisáceo cuyo porcentaje en la roca es del 60%. Las plagioclasas se presentan en varios rangos de tamaños que van desde 0.5 mm a 3 mm. A grandes rasgos, esta roca es similar composicionalmente a la muestra F2C3.A29.2, con la diferencia que esta última se encuentra vesiculada.

	Nombre de la roca	Andesita Porfírica
	Código muestra	F3C4.B2
	Afloramiento	Sin estratificación, masivo de color gris
	Coordenadas UTM	331614m E/ 6422482m S
	Descripción	Roca piroclástica de color pardo grisáceo constituido por 40% de fragmentos líticos, 10% de cristales, inmersos en una matriz de lapilli fino (50%). Los líticos son subangulosos monomícticos con tamaños menores a 5 mm, de colores pardo rojizo. Los cristales son plagioclasas anhedrales menores a 5 mm.
	Alteración	Oxidación de la roca y presencia de prehnita
	Nombre de la roca	Toba de lapilli lítica



Código muestra	F3C4.B3
Afloramiento	Sin estratificación, masivo y rugoso, de color grisáceo verdoso
Coordenadas UTM	331615m E/ 6422386m S
Descripción	Roca piroclástica de color gris púrpura con fragmentos líticos monomícticos de color pardo rojizo subangulosos menores a 5 mm que representan el 30% de la roca. Presenta una matriz que representa el 40 % de la roca, con tamaños de ceniza a lapilli fino. Los cristales son de plagioclasas subhedrales muy alterados con tamaños menores a 5 mm que forman parte del 30% de la roca.
Alteración	Alteración de plagioclasas a sericita y presencia de prehnita.
Nombre de la roca	Toba de lapilli lítica



Código muestra	F3C4.B8
Afloramiento	Sin estratificación, masivo con algunas zonas muy rugosas y de color verde. Es el mismo afloramiento de la muestra F3C4.B2-F3C4.B3
Coordenadas UTM	331625m E/ 6422332m S
Descripción	Roca piroclástica de color gris rojizo compuesto por 40 % de fragmentos líticos, 20% de cristales de plagioclasas y 40% de matriz tamaño lapilli fino. Los líticos son subangulosos, monomícticos de color pardo oscuro con tamaños de hasta 2 cm
Alteración	Oxidación de la roca, presencia de prehnita y leve epidotación de la matriz
Nombre de la roca	Toba de lapilli lítica



Código muestra	F3C4.B9
Afloramiento	Masivo y sin estratificación de color pardo grisáceo. Mismo afloramiento que la muestra F3C4.B8
Coordenadas UTM	331672m E/ 6422237m S
Descripción	Roca piroclástica de color grisáceo conformado por cristales de plagioclasas anhedrales muy alterados con tamaños menores a 3 mm y que constituyen el 40 % de la muestra. Presenta líticos menores a 5 mm, subangulosos de colores rojizo. Su porcentaje en la roca no supera el 5%. Su matriz es de tamaño lapilli fino y representa el 55% de la muestra.
Alteración	Epidotización y presencia de arcillas en los cristales de plagioclasas.

Nombre de la roca **Toba de lapilli vítrea**

Código muestra	F3C4.B13
Afloramiento	Masivo y sin estratificación. Mismo afloramiento que F3C4.B8-B9.
Coordenadas UTM	3314478m E/ 6422204m S
Descripción	Roca piroclástica de color pardo rojizo con cristales subhedrales de plagioclasas y líticos subangulosos de colores gris oscuro y rojizos. Los cristales son menores a 3 mm y forman parte del 20% de la muestra. Por su parte, los líticos son principalmente volcánicos, con tamaños de 0.5 a 3 cm que representan el 40% de la muestra. La matriz rojiza varía su tamaño entre ceniza a lapilli fino.
Alteración	Epidotización de algunas plagioclasas y presencia de prehnita o pumpellita, además de la oxidación de la matriz.
Nombre de la roca	Toba de lapilli lítica





Código muestra	F4C4.B4
Afloramiento	De color pardo oscuro, maside aproximadamente 3 m de espesor.
Coordenadas UTM	331615m E/ 6422182m S
Descripción	Roca piroclástica de color pardo oscuro, sin líticos, con presencia de cristales de plagioclasas subhedrales a anhedrales, muy alterados con tamaños menores a 3 mm y que forman parte del 30 % de la muestra. La matriz presenta tamaños de ceniza a lapilli fino, probablemente constituido por fragmentos vítreos.
Alteración	Alteración de plagioclasas a minerales verdosos indistinguibles.

Nombre de la roca **Toba de ceniza vítrea**



Código muestra	F4C5.C1
Afloramiento	Sin estratificación, masivo de color gris. Constituye un farellón de al menos 30 m que es visible en todo el valle de Alicahue.
Coordenadas UTM	332574m E/ 6422158m S
Descripción	Roca piroclástica de color gris conformado por 40% de fragmentos líticos, 10% de cristales y 50% de matriz. Los líticos son subangulosos polimícticos de colores pardo rojizo a gris oscuro, con tamaños que van de 0.5 a 2 cm. Los cristales son principalmente plagioclasas subhedrales menores a 3 mm. La matriz es vítrea de color gris y tamaño de ceniza.
Alteración	No observable
Nombre de la roca	Toba de ceniza lítica



Código muestra	F4C5.C2
Afloramiento	Sin estratificación, masivo de color gris. Constituye un farellón de al menos 30 m que es visible en todo el valle de Alicahue.
Coordenadas UTM	332574m E/ 6422158m S
Descripción	Roca piroclástica de color gris constituido por 40% de fragmentos líticos, 20 % de cristales y 40% de matriz de ceniza a lapilli fino. Los líticos son sub angulosos, polimícticos principalmente de color pardo oscuro y rojizos, con tamaños que llegan hasta 5 cm.
Alteración	No observable
Nombre de la roca	Toba de ceniza lítica



Código muestra	F4C5.C3
Afloramiento	Masivo y rugoso de color pardo oscuro
Coordenadas UTM	332990m E/ 6422914m S
Descripción	Roca extrusiva hipocristalina de textura porfírica y fábrica isótropa con fenocristales de plagioclasas subhedrales a euhedrales, inmersos en una masa fundamental microcristalina de color pardo oscuro. Los tamaños de los cristales de plagioclasas que constituyen los fenocristales van desde 0.5 a 2 cm. Estos cristales de plagioclasas constituyen el 60 % de la roca. Se distinguen además granos anhedrales de cuarzo que forman parte de la matriz (40% de la muestra)
Alteración	Epidotización de la masa fundamental
Nombre de la roca	Andesita



Código muestra	F3C5.C5
Afloramiento	Masivo sin estratificación de tonalidad grisácea
Coordenadas UTM	332990m E/ 6422914m S
Descripción	Roca piroclástica de color gris pardo compuesto por 40 % de cristales, 20% de fragmentos líticos y 40% de matriz tamaño lapilli fino. Los líticos son subangulosos, monomícticos de color pardo oscuro con tamaños de hasta 2 cm, mientras que los cristales son plagioclasas



	subhedrales menores a 1 cm y granos de cuarzo anhedrales menores a 0.5 cm.
Alteración	Leve epidotización de la matriz
Nombre de la roca	Toba de lapilli cristalina
Código muestra	F4C5.C6
Afloramiento	Principalmente masivo, aunque en algunas zonas presenta estratificación gruesa poco preservada. Su tonalidad es rojiza
Coordenadas UTM	332990m E/ 6422914m S
Descripción	Roca sedimentaria de textura clástica matriz soportada de color pardo rojizo, mal seleccionada, de baja madurez textural y química. Los clastos son sub redondeados polimícticos con tamaños que varían entre 0.3 a 1 cm. La matriz es arenosa de grano medio y constituye el 60 % de la roca

Alteración	Oxidación de la roca
Nombre de la roca	Conglomerado Arenoso
Código muestra	F4C5.C17



Afloramiento	Masivo y poco preservado de tonalidades grises
Coordenadas UTM	333456m E / 6423857m S
Descripción	Roca piroclástica de color gris compuesto por 70% de matriz de ceniza, 20% de cristales subhedrales de plagioclasa y 10% de fragmentos líticos. La matriz presenta textura eutaxítica con fiammes de hasta 3 cm de largo, rellenas por prehnita-pumpellita.

Alteración	Rehnita-pumpellita en los fiammes.
-------------------	------------------------------------

Nombre de la roca	Toba soldada vítrea
Código muestra	F4C5.C10



Afloramiento	Masivo de un intenso color rojizo
Coordenadas UTM	333230m E/ 64223639m S
Descripción	Roca piroclástica de color rojizo constituido por 60% de matriz de ceniza, 30% de fragmentos líticos y 10 % de cristales de plagioclasas subhedrales menores a 0.5 cm y algunos granos de cuarzo anhedrales de tamaños similares a las



	plagioclasas. Los fragmentos líticos son subangulosos de color pardo de hasta 2 cm.
Alteración	Oxidación de la roca
Nombre de la roca	Toba vítrea
Código muestra	F4C5.C17.b
Afloramiento	Masivo con estratificación gruesa en algunas zonas. Principalmente de color pardo rojizo
Coordenadas UTM	333456m E / 6423857m S
Descripción	Roca volcánica de color pardo rojizo, constituido por líticos polimícticos subredondeados con tamaños que van desde 1 hasta 8 cm, los cuales forman el 40 % de la roca. La matriz se conforma por líticos menores a 1 cm y cristales de plagioclasas subhedrales menores a 0.5 cm. Estos cristales forman el 10% de la roca
Alteración	Oxidación de la roca
Nombre de la roca	Brecha volcánica