



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

Facultad de Ciencias Químicas

Departamento Ciencias de la Tierra



**Caracterización Petrográfica de los Cuerpos Plutónicos e
hipoabisales del Cretácico Superior en la Vertiente Oriental
de la Cordillera de la Costa (33° - 35°S). Regiones
Metropolitana – O'Higgins, Chile.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Gonzalo Sebastián Pérez Córdova

Profesor Guía: Dr. Alfonso Encinas Martin
Profesor Co-Guía: Dr. Vicente Gerding Barudi
Profesor Comisión: Dr. Osvaldo González Maurel

Concepción, 2024

A mis padres
Ingrid y Jorge

ÍNDICE.

1.	RESUMEN	6
1.1.	INTRODUCCIÓN	6
1.2.	OBJETIVOS	7
1.2.1.	OBJETIVOS GENERALES	7
1.2.2.	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	7
1.3.	UBICACIÓN Y ACCESOS	7
1.4.	TRABAJOS ANTERIORES	9
1.4.1.	GANÁ Y ZENTILLI (2000).....	9
1.4.2.	WILLNER ET AL. (2005)	9
1.4.3.	FARÍAS (2007); FARÍAS ET AL. (2008).....	9
1.4.4.	CHARRIER ET AL. (2007)	9
1.4.5.	MUÑOZ ET AL. (2018); FENNELL ET AL. (2019).....	9
1.4.6.	PARADA ET AL. (2005).....	10
1.4.7.	DE LA FUENTE ET AL. (2021).....	10
1.4.8.	GODOY ET AL. (2009)	10
1.4.9.	SELLÉS Y GANA (2001); COTTON (1998)	10
1.4.10.	THOMAS (1958).....	10
1.5.	AGRADECIMIENTOS	10
2.	MARCO GEOLÓGICO	11
2.1.	UNIDADES MORFOESTRUCTURALES	11
2.1.1	CORDILLERA DE LA COSTA	11
2.1.2	DEPRESIÓN CENTRAL.....	12
2.1.3	CORDILLERA PRINCIPAL	12
2.2	UNIDADES VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS	13
2.2.1	FORMACIÓN LO PRADO (TITONIANO - HAUTERIVIANO)	13
2.2.2	FORMACIÓN VETA NEGRA (BARREMIANO-APTIANO)	14
2.2.3	FORMACIÓN LAS CHILCAS (BARREMIANO-ALBIANO).....	14
2.3	INTRUSIVOS CRETÁVICOS	16
2.3.1	COMPLEJO PLUTÓNICO ALHUÉ (ALBIANO- CENOMANIANO).....	16
2.3.2	COMPLEJO LA LEONA (TURONIANO-CONIACIANO)	16
2.2.3	MONZODIORITAS Y DIORITAS CUARCÍFERAS DE DOÑIHUE	17
2.2.4	STOCKS MONZODIORÍTICOS – GRANÍTICOS.....	18
3.	METODOLOGÍA DE TRABAJO	20
4.	ANÁLISIS PETROGRÁFICO	23
5.	DISCUSIÓN	49
6.	CONCLUSIONES	58
7.	REFERENCIAS	60
8.	ANEXOS	62

INDICE DE FIGURAS

1. 1.	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO	8
2. 1.	MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	19
3. 1.	CLASIFICACIÓN STRECKEISSEN O DIAGRAMA QAPF	21
3.	2. CLASIFICACIÓN GRANITOS (BARBARIN 1999)	22
4. 1.	TEXTURA HIPIDIOMÓRFICAS INEQUIGRANULAR.....	50
4. 2.	TEXTURA HIPIDIOMÓRFICA EQUIGRANULAR	51
4. 3.	TEXTURA PORFÍDICA.....	52
4. 4.	TEXTURA POIQUILÍTICA.....	53
4. 5.	TEXTURA CORONÍTICA	54
4. 6.	ALTERACIÓN DE PLAGIOCLASAS A ARCILLAS	55
4. 7.	VETILLAS RELLENAS DE CLORITA Y/O EPIDOTA	56

INDICE DE TABLAS

4. 1.	CORTES TRANSPARENTES ESTUDIADOS.....	23
4. 2.	MUESTRA VG - 41.....	26
4. 3.	MUESTRA VG - 42.....	28
4. 4.	MUESTRA VG - 43.....	30
4. 5.	MUESTRA VG - 44.....	32
4. 6.	MUESTRA VG - 45.....	34
4. 7.	MUESTRA VG - 47.....	36
4. 8.	MUESTRA VG - 49.....	38
4. 9.	MUESTRA VG - 50.....	40
4. 10.	MUESTRA VG - 74.....	42
4. 11.	MUESTRA VG - 75.....	44
4. 12.	MUESTRA VG - 80.....	46
4. 13.	MUESTRA VG - 81.....	48

1. RESUMEN

1.1. INTRODUCCIÓN

La presente investigación aborda un estudio petrográfico detallado de una serie de cuerpos plutónicos e hipoabisales del Cretácico Superior, los cuales intruyen a las formaciones vulcano-sedimentarias Lo Prado (Titoniano–Hauteriviano); Veta Negra (Barremiano–Aptiano), y Las Chilcas (albiana medio – Campaniana temprana), las cuales fueron definidas originalmente por Thomas en 1958. Estos cuerpos intrusivos se localizan geográficamente entre los 33°30' y 35°S, cubriendo áreas que van desde las localidades de Buin hasta Curicó, específicamente en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa y parte de la Depresión Central. Dentro de los cuerpos intrusivos estudiados, se incluyen (de norte a sur): 1) Stocks Monzodioríticos – Granodioríticos (89–83 Ma) con una superficie expuesta de 28 km², cuyo afloramiento se sitúa al norte del área de estudio, tanto en las cercanías de Buin como las cercanías de la laguna de Aculeo; 2) Complejo Plutónico Alhué (98–87 Ma) con una superficie de 970 km², compuesto por tonalitas, granodioritas y dioritas cuarcíferas, ubicado a 17,5 km al oeste de la ciudad de Rancagua (~33°50'–34°30'S); 3) Monzodioritas y Dioritas Cuarcíferas de Doñihue (87–83 Ma), situadas en las cercanías de la misma ciudad (~33°50'–34°30'S); y 4) Dioritas y Gabros La Leona (Godoy *et al.*, 2009), con una edad estimada entre los 90 y 83 Ma y una superficie de 40 km², situados a 17 km al suroeste de la ciudad de Rengo (~34°50'–35°S).

Diversos autores (e.g., Gana y Zentilli, 2000; Willner *et al.*, 2005; Fock, 2005; Farías, 2007; Farías *et al.*, 2008) han asociado el proceso de exhumación de estos cuerpos intrusivos con el alzamiento de la Cordillera de la Costa, vinculado a un evento de deformación compresiva de escala regional que tuvo lugar durante el Cretácico Tardío, conocido como la Orogenia Peruana (e.g., Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007). No obstante, las edades de exhumación reportadas por Gana y Zentilli (2000), que varían entre los 106 y 98 Ma, son similares a las edades de cristalización de los cuerpos intrusivos, lo que sugiere que estas edades podrían reflejar eventos de enfriamiento en profundidad, en lugar de indicar una exhumación significativa acompañada de la creación de relieve.

Estudios recientes en las formaciones vulcano-sedimentarias del Cretácico Superior – Paleoceno temprano (Campaniano – Daniano), ubicadas en la Cordillera Principal (Muñoz *et al.*, 2018; Fennell *et al.*, 2019), han identificado un evento extensional que podría haber ocurrido a nivel regional entre los 20° y 36° S, y que sería posterior a la Orogenia Peruana (OP), entre ~79,3 y 65 Ma. El rango de edades de los intrusivos estudiados es ligeramente previo a este evento extensional, lo que deja en incertidumbre el contexto tectónico de emplazamiento de estos cuerpos.

Este descubrimiento puede ser comparado con estudios previos que examinan el contexto tectónico del emplazamiento de cuerpos plutónicos del Cretácico Superior en zonas cercanas a la de estudio. Un ejemplo es el Plutón Caleu (~93–95 Ma), emplazado en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa (32°30'S–33°30'S). Estudios de tipo U-Pb y ⁴⁰Ar/³⁹Ar indican el emplazamiento de este Plutón como un posible punto de inflexión entre los regímenes extensional del Cretácico Inferior, previamente al evento de la Orogenia Peruana y compresional del Cretácico Superior, correspondiente también a la Orogenia Peruana (Parada *et al.*, 2005). Por otro lado, en la zona centro-sur de la Cordillera de la Costa (~39°S–40°S), se emplaza el Plutón Chaihuín (~85,5 Ma) dentro del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (260–220 Ma), bajo condiciones tectónicas de carácter extensional (De la Fuente *et al.*, 2021).

Así, surgen interrogantes sobre el contexto tectónico en que estos cuerpos intrusivos se formaron. La problemática central de esta memoria es contribuir a determinar el régimen tectónico bajo el cual se originaron los cuerpos intrusivos, para lo cual se realizará un detallado estudio petrográfico. Este análisis servirá como base para estudios geoquímicos e isotópicos que serán llevados a cabo por el estudiante de Doctorado Vicente Gerding en el marco del Proyecto Fondecyt 1200428, dirigido por Alfonso Encinas.

La combinación de estos estudios permitirá aportar mayor claridad sobre los procesos magmáticos y tectónicos que definieron la formación y evolución de los cuerpos intrusivos en la región, ayudando a resolver las interrogantes que plantea el contexto tectónico en el que se emplazaron estos intrusivos durante el Cretácico Superior.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVOS GENERALES

Determinar las características petrográficas de los cuerpos intrusivos del Cretácico Tardío en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, entre los 33°30' y 35°S.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1- Caracterizar y describir la petrografía de las rocas intrusivas del Cretácico Tardío en el área de estudio.
- 2- Evaluar los datos petrográficos a fin de determinar condiciones de emplazamiento y formación de los cuerpos intrusivos ubicados en la zona de estudio.
- 3- Realizar una comparación petrográfica entre los diferentes cuerpos intrusivos del área de estudio, identificando similitudes y diferencias que puedan reflejar variaciones en las condiciones de emplazamiento y cristalización.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se encuentra en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa y parte de la Depresión Central, entre las latitudes 33°45'S-35°00'S, y las longitudes 71°10'W-70°43'W (regiones Metropolitana y de O'Higgins), comprendiendo las localidades de Buin y Curicó. (Figura 1.1).

Para acceder a la localidad de Curicó se parte desde la ciudad de Concepción recorriendo 74 km al oeste por la ruta del Itata o ruta 152, incorporándose a la ruta 5 sur y siguiendo al norte aproximadamente 222 km. Cabe mencionar que todas las locaciones visitadas en el área de estudio son accesibles mediante un vehículo 4x4.

Para acceder al sector de la Laguna de Aculeo se debe llegar desde la comuna de Buin, siguiendo la ruta 5 hasta conectar con la ruta G-546 continuando el recorrido hacia el oeste aproximadamente 15 km.

Para acceder al complejo plutónico Alhué y al complejo plutónico La Leona se debe llegar en vehículo partiendo desde la localidad de Pelequen siguiendo la ruta 66 hacia el oeste, conectando con la ruta H-710 hacia el sur y luego con la ruta H-806 continuando hacia el oeste. Finalmente se debe tomar la ruta I-90-H hacia el este, culminando el recorrido al tomar la ruta H-800 y continuando hacia el sur alrededor de unos 600 metros.

Para acceder al sector de Doñihue se debe partir desde la comuna de Rancagua en vehículo hacia el oeste tomando la ruta H-30 y recorriendo una distancia de aproximadamente 17 km.

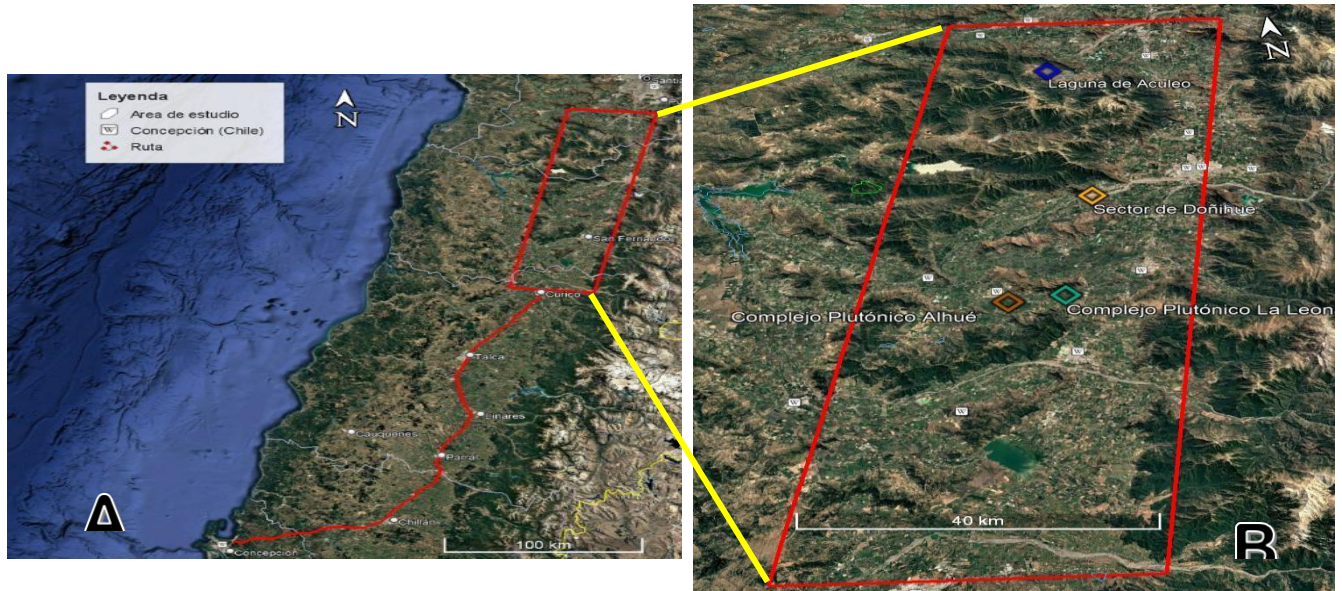


Figura 1. 1. Ubicación y vías de acceso al área de estudio: En A se presenta la ruta (línea roja) desde Concepción a Curicó. En B se muestra vista del área de estudio (recuadro rojo), así como las locaciones y complejos plutónicos visitados en este estudio. Imágenes obtenidas de Google Earth.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

1.4.1. GANA Y ZENTILLI (2000)

Propusieron que las edades de exhumación (106–98 Ma) son similares a las edades de cristalización, lo que sugiere que podrían reflejar el enfriamiento en profundidad más que una exhumación significativa.

1.4.2. WILLNER *et al.* (2005)

Estudio de procesos tectónicos en la Cordillera de la Costa, en el cual vinculan los eventos tectónicos del Cretácico Superior con una deformación compresiva de escala regional, parte de la Orogenia Peruana.

1.4.3. FARÍAS (2007); FARÍAS *et al.* (2008)

Análisis de la evolución tectónica del margen andino entre 33° y 37°S. Proponen un evento de deformación compresiva durante el Cretácico Tardío seguido de un episodio extensional posterior entre ~79,3 y 65 Ma.

1.4.4. CHARRIER *et al.* (2007)

Respaldan la existencia de fases de deformación compresiva relacionadas a la Orogenia Peruana.

1.4.5. MUÑOZ *et al.* (2018); FENNELL *et al.* (2019)

Reconocen un evento tectónico extensional post-Orogenia Peruana (79–65 Ma) en el sur de Chile, que pudo afectar cuerpos intrusivos.

1.4.6. PARADA *et al.* (2005)

Estudio del Plutón Caleu, sustentando que representa una transición entre un régimen extensional y uno compresivo, coincidente con la Orogenia Peruana.

1.4.7. DE LA FUENTE *et al.* (2021)

Caracterización del Plutón Chaihuín. Sostienen que este cuerpo se habría emplazado bajo un régimen extensional, en contraste con los cuerpos más al norte.

1.4.8. GODOY *et al.* (2009)

Descripción de litologías e historia geológica de intrusivos en la Cordillera de la Costa. Se centra en los complejos Alhué y La Leona, aportando dataciones K-Ar y análisis de campo.

1.4.9. SELLÉS Y GANA (2001); COTTON (1998)

Describen características composicionales y relaciones de campo, aportando dataciones y modelos de emplazamiento.

1.4.10. THOMAS (1958)

Definición original de las formaciones Lo Prado, Veta Negra y Las Chilcas

1.5. AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Proyecto Fondecyt 1200428 por el financiamiento de esta memoria. Agradezco a mis profesores Alfonso Encinas, Vicente Gerding y Osvaldo González. Agradezco a mi familia por siempre impulsarme a ser mejor, a mi hermana por siempre aconsejarme y estar para mí, a mi amigo Matías Jara por siempre animarme en momentos difíciles y a mi amiga María Jesús por siempre creer en mí y darme fuerzas.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

El área de estudio se ubica en Chile central, entre los 33°S y 35°S, donde se reconocen cinco unidades morfoestructurales (Farías y otros, 2008 y 2010; Giambiagi y otros, 2015); de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Antepaís. De las unidades mencionadas, las primeras 3 se encuentran relacionadas a la región del presente trabajo.

A continuación, se presenta un resumen de las características geológicas de las 3 morfoestructuras relevadas anteriormente:

2.1.1 CORDILLERA DE LA COSTA

Es una cadena montañosa que se extiende de manera paralela al margen continental, con un relieve suavemente ondulado y alturas que superan los 2000 metros en la región en cuestión. Su composición geológica incluye el Basamento Metamórfico Paleozoico (Hervé et al., 1988), junto con afloramientos de rocas sedimentarias del Cretácico y Triásico superior, además de rocas Cenozoicas y Jurásicas (Thiele y Morel, 2010).

En esta zona, afloran formaciones del Jurásico Superior al Cretácico Superior como la Formación Lo Prado y la Formación Las Chilcas, ambas de origen vulcano-sedimentario, que representan fases de volcanismo activo alternado con sedimentación marina y continental. Adicionalmente, afloran cuerpos plutónicos del Cretácico Tardío, como el Complejo Plutónico Alhué y el Complejo Plutónico La Leona, que intruyen en las rocas sedimentarias más antiguas.

2.1.2 DEPRESIÓN CENTRAL

Se caracteriza por ser una región de baja altitud que oscila entre los 400 a 600 metros sobre el nivel del mar de manera uniforme, teniendo ciertas excepciones puntuales como el cerro Cantillana producto de factores tectónicos y erosivos.

Su relleno está compuesto por depósitos aluviales, fluviales y coluviales (Plioceno – Cuaternario), con espesores que oscilan entre 300 y 500 metros. Estos depósitos están formados principalmente por materiales no consolidados como grava, bloques, arena, limo y arcilla. (Entre Santiago y Temuco, se han identificado depósitos laháricos y piroclásticos que rellenan la depresión, mientras que más al sur predominan sedimentos asociados a glaciares). Adicionalmente, en la zona de estudio afloran secuencias volcánicas y sedimentarias correspondientes principalmente a las formaciones Abanico y Farellones. La Formación Abanico (Oligoceno-Mioceno) está compuesta predominantemente por lavas andesíticas y basaltos, junto con depósitos volcanoclásticos. Por otra parte, la Formación Farellones (Mioceno), se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas, incluyendo ignimbritas riolíticas y tobas en su miembro inferior, y lavas basálticas y andesíticas en su miembro superior (Godoy y Estanislao, 2012).

2.1.3 CORDILLERA PRINCIPAL

A estas latitudes, esta corresponde a la unidad principal del orógeno andino, con un ancho de ~120 km. En la porción precordillerana se observa como lomas suavizadas de una altura de cientos de metros, que rápidamente evoluciona a un relieve relativamente juvenil disectado por múltiples valles glaciales y fluviales, llegando a presentar cumbres que se empinan muy por sobre los 5000 m.s.n.m. Farías *et al.* (2008 y 2010) dividen esta morfoestructura en tres dominios estructurales según la vergencia de sus estructuras: occidental, central y oriental.

Al igual que en el sector de la depresión central, en la Cordillera Principal afloran rocas volcánicas, volcanoclásticas y subordinadamente sedimentarias del Cenozoico correspondientes a la Formación Abanico (Eoceno Superior– Oligoceno) y la Formación Farallones (Mioceno) (Charrier *et al.*, 2006).

2.2 UNIDADES VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS (CRETÁCICO INFERIOR – SUPERIOR)

2.2.1 FORMACIÓN LO PRADO (TITONIANO - HAUTERIVIANO)

Definida primeramente por Thomas en 1958 al sur de la Cuesta Lo Prado, en la Región de Valparaíso, como una sucesión volcano-sedimentaria de origen marino litoral- continental (Wall *et al.*1996; Godoy *et al.*2009; Contreras y Schilling, 2012) que se distribuye desde la Cuesta el Melón hasta Curicó, provincia ubicada en la Región del Maule (Cabello *et al.* 2017).

La composición de esta Formación se encuentra dividida en un miembro basal o inferior compuesta por rocas volcánicas, en las cuales predominan lavas andesíticas con texturas afaníticas y porfídicas además de rocas piroclásticas como tobas y brechas volcánicas, y un miembro superior compuesta por rocas sedimentarias como calizas, areniscas y conglomerados (de origen volcánico) y rocas volcánicas como ocoítas, tobas y andesitas (Ortega Verdugo, 2018). Cabe destacar que el miembro inferior de esta Formación se encuentra conformado por rocas mayormente marinas, mientras que el miembro superior cuenta con depósitos marinos intercalados con depósitos continentales y tobas. Esto último sugiere un ambiente de deposición en un ambiente tectónico de intra-arco durante el Cretácico Inferior, caracterizado por una intensa actividad volcánica y sedimentaria, donde la interacción entre el volcanismo activo y la sedimentación marina somera dio lugar a la compleja secuencia de rocas que caracteriza a esta unidad (Cuevas, 2017)

La edad de la Formación Lo Prado se ha determinado principalmente por su posición estratigráfica, considerándose más joven que la Formación Cerro Calera, la cual se data entre el Aaleniano y el Bajociano (Jurásico Medio) y más antiguo que la Formación Veta Negra, siendo esta última la que suprayace a la Formación Lo Prado de manera discordante por erosión, mientras que la formación Cerro Calera se encuentra subyacente de manera concordante (Toloza, 2017)

2.2.2 FORMACIÓN VETA NEGRA (BARREMIANO-APTIANO)

Descrita originalmente por Thomas en 1958, esta formación está compuesta principalmente por rocas volcánicas de composición intermedia a ácida, incluyendo lavas andesíticas porfídicas con fenocristales de plagioclasa de gran tamaño, conocidas como ocoítas. Además, se encuentran tobas de ceniza rojizas, brechas volcánicas y, en menor medida, intercalaciones sedimentarias como areniscas rojizas de grano grueso y lentes calcáreos. (Selles y Gana, 2001).

Para la Formación Veta Negra se define una edad pre-barremiana, sobre la base de relaciones estratigráficas y de dataciones K-Ar que datan edades de entre 94 y 115 Ma (Rivano *et al.*, 1993). Sin embargo, dataciones Ar-Ar realizadas en plagioclasas frescas de lavas del Miembro Ocoa por Aguirre *et al.* (1999) y Fuentes *et al.* (2005) entregaron edades de $119 \pm 1,2$ Ma y $118,7 \pm 0.6$ Ma, respectivamente, lo que llevaría a la Formación Veta Negra al menos hasta el Aptiano medio.

La Formación Lo Prado se encuentra infrayaciendo de manera concordante a la Formación Veta Negra, mientras que la Formación Las Chilcas se encuentra suprayacente de forma gradual y concordante (aunque según algunos autores se encontraría en discordancia por erosión). Adicionalmente, las características presentes en las rocas de esta formación indican que se formaron en un contexto de subducción activa, donde el magmatismo generó secuencias lávicas y piroclásticas, con aportes sedimentarios continentales y marinos en menor proporción (Leiva, 2018).

2.2.3 FORMACIÓN LAS CHILCAS (BARREMIANO-ALBIANO)

Definida primeramente por Thomas (1958) como una sucesión volcánica continental compuesto de tobas y andesitas descritas en las cercanías de Llay-Llay, en el área de las Chilcas, Región de Valparaíso (Godoy *et al.* 2009; Contreras y Schilling, 2012; Cabello *et al.* 2017). En la zona de estudio se observan solo las rocas volcánicas, debido al empobrecimiento de facies sedimentarias al sur de Las Chilcas explicadas por Sellés y Gana (2001).

La unidad está compuesta por una asociación de rocas sedimentarias y volcánicas que alcanzan espesores superiores a los 2.000 metros. El conjunto litológico incluye areniscas, conglomerados y lutitas, intercaladas con niveles calcáreos que localmente presentan fósiles marinos (como

amonites y bivalvos). Estas facies sedimentarias se disponen en capas rítmicas junto con niveles de tobas, lavas andesíticas y brechas volcánicas, además, se reconoce también un volcanismo de carácter bimodal, compuesto por lavas andesíticas y dacíticas, con apariciones subordinadas de rocas basálticas. (Charrier *et al.*, 2002)

Basado en lo anterior y en las asociaciones fosilíferas y relaciones estratigráficas, la Formación Las Chilcas ha sido asignada con un rango etario de entre 129 a 113 Ma aproximadamente, particularmente entre el Barremiano y el Aptiano (Charrier *et al.*, 2002) (Godoy *et al.*, 2003)

Estratigráficamente, la Formación Las Chilcas subyace a la Formación Lo Valle o unidades terciarias, siendo dicho contacto concordante o discordante, dependiendo del sector, reflejando fases tectónicas posteriores. Hacia la base, la unidad se apoya de manera transicional o concordante sobre la Formación Veta Negra. En algunas localidades, este contacto muestra características de una discordancia erosiva, lo que sugiere interrupciones en la sedimentación o levantamientos locales. (Jara, 2016)

El ambiente de deposición de la Formación Las Chilcas corresponde a una cuenca de antearco activa, desarrollada en un régimen tectónico inicialmente extensional durante el Cretácico Inferior. La presencia de facies marinas someras con influencia mareal, junto con el abundante volcanismo sincrónico, sugiere que esta unidad se formó en un contexto de plataforma volcánica litoral, influenciada por procesos de subsidencia tectónica y actividad magmática. Posteriormente, la región experimentó fases de inversión tectónica durante el Cretácico Medio, lo cual contribuyó a la deformación y engrosamiento de los depósitos sinorogénicos.

2.3 INTRUSIVOS CRETÁDICOS

2.3.1 COMPLEJO PLUTÓNICO ALHUÉ (ALBIANO- CENOMANIANO)

La gran mayoría de las rocas intrusivas expuestas en la zona de estudio se asocian al Complejo plutónico Alhué como una serie de intrusivos que agrupa tonalitas, granodioritas, dioritas cuarcíferas ubicadas en la parte occidental del área de estudio, sugiriendo una composición predominantemente intermedia a félsica. Se infiere, además, en base a xenolitos dioríticos que intruye al Complejo hipabisal La Leona. (Godoy *et al.*, 2009)

Basándose en dataciones radiométricas, se ha determinado que el Complejo Plutónico Alhué se emplazó durante el Cretácico Superior, con edades que oscilan entre 98 y 87 Ma aproximadamente, edades que fueron obtenidas mediante el método K-Ar en anfíboles (Godoy *et al.*, 2009)

El complejo intruye a las formaciones Lo Prado y Las Chilcas, generando una aureola de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. En algunas localidades, estas intrusiones forman estructuras tipo "roof pendant". (Godoy *et al.*, 2009)

Algunos autores como Creixell *et al.* (2011) han sugerido que su formación y posterior enfriamiento están relacionados con la tectónica compresiva asociada a la Orogenia Peruana durante el Cretácico Superior. Sin embargo, también existen evidencias que vinculan su emplazamiento con un régimen tectónico extensional en la etapa posterior de su evolución como las estudiadas por Ferrando *et al.* (2014).

2.3.2 COMPLEJO LA LEONA (TURONIANO-CONIACIANO)

Unidad compuesta por dioritas porfídicas de piroxeno alterado y gabros de clinopiroxeno y olivino cubriendo cerca de 40 km² en superficie, aflorando en los cerros sur de San Vicente de Tagua Tagua.

La litología predominante del Complejo La Leona incluye dioritas cuarcíferas, gabros y monzodioritas. Estas rocas presentan texturas típicamente holocristalinas y equigranulares, con minerales como plagioclasa, anfíboles, clinopiroxenos, biotitas y minerales opacos, que han sufrido procesos de alteración que incluyen cloritización y la formación de epidota. Presenta microtextura "copo de nieve" asociada a la desvitrificación de la masa fundamental que es

principalmente vítrea (Contreras y Schilling, 2012; Godoy *et al.* 2009).

El complejo se emplaza en un contexto tectónico que podría estar relacionado con la evolución de un arco magmático activo, asociado a la actividad subductiva del margen continental en esa época. Este emplazamiento intrusivo afecta a las rocas sedimentarias y volcánicas de la región, particularmente a la Formación Lo Prado y la Formación Las Chilcas, generando alteraciones térmicas en las unidades circundantes (Espinoza *et al.*, 2017)

Las relaciones de campo y las intrusiones sucesivas indican que el Complejo La Leona se emplazó durante el Cretácico Superior Temprano, aproximadamente entre 95 y 83 Ma.

Esto estaría asociado a un régimen técnico extensional lo cual facilitó la ascensión de magmas de composición intermedia a través de zonas de debilidad cortical, resultando en la intrusión de cuerpos hipabisales a niveles someros de la corteza. Cabe destacar que la textura y composición de las microdioritas sugieren una cristalización rápida en condiciones subvolcánicas, típica de ambientes de arco magmático activo asociado a procesos de subducción (Espinoza *et al.*, 2017).

2.2.3 MONZODIORITAS Y DIORITAS CUARCÍFERAS DE DOÑIHUE

Se encuentran afloramientos de cuerpos más pequeños de rocas plutónicas que emergen entre Doñihue y Laguna Aculeo, las cuales son principalmente monzodioritas y dioritas cuarcíferas. Estos intruyen rocas de la Formación Las Chilcas y del Complejo Plutónico Alhué, además de intruir secuencias sedimentarias y volcánicas marinas del Jurásico, generando contactos intrusivos netos y, en algunos casos, desarrollando aureolas de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. En base a esto y a dataciones radiométricas y estudios geológicos regionales sugieren que el emplazamiento de estas rocas plutónicas ocurrió durante el Cretácico Superior, aproximadamente entre 90 a 83 Ma (Cotton, 1998; Sellés y Gana, 2001; Godoy *et al.*, 2009).

El emplazamiento de las monzodioritas y dioritas cuarcíferas de Doñihue está asociado a la actividad magmática vinculada a la subducción durante el Cretácico Superior. La composición de estas rocas sugiere que se formaron en un entorno de arco magmático continental, donde la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental generó las condiciones propicias para la fusión parcial del manto y la generación de magmas intermedios a félsicos. Este proceso es característico de los márgenes convergentes activos y refleja la dinámica tectónica de la región durante ese período. (Godoy *et al.* 2009)

2.2.4 STOCKS MONZODIORÍTICOS – GRANÍTICOS

En la zona de Talagante a San Francisco de Mostazal, se encuentran afloramientos de stocks monzodioríticos y granodioríticos. Estos stocks monzodioríticos presentes en esta región se caracterizan por una textura porfídica, donde se observan fenocristales de plagioclasa y piroxeno, con una cantidad menor de anfíbola y biotita. Estas rocas muestran una composición intermedia, indicativa de un origen magmático en un ambiente de subducción.

Por otro lado, las granodioritas de la misma área presentan una textura granular media, en la que se encuentran minerales como plagioclasa, cuarzo y biotita, con un contenido mayor de plagioclasa respecto a los feldespatos potásicos (Selles, 2000b).

Las dataciones obtenidas para estos cuerpos plutónicos, mediante los métodos radiométricos K-Ar y $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, arrojan edades que oscilan entre 89 y 83 millones de años, ubicándolos en el Cretácico Superior (Selles, 2000b).

Estos Stocks intruyen en una serie de rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico, formando contactos netos con estas unidades. A lo largo de los contactos, se han observado aureolas de metamorfismo de contacto que indican el efecto térmico que las intrusiones magmáticas tuvieron sobre las rocas circundantes.

El emplazamiento de los stocks monzodioríticos y granodioríticos en esta región está asociado a un arco magmático continental formado durante el Cretácico Superior, en un contexto tectónico relacionado con la subducción activa, lo que se refleja en la composición mineralógica de las rocas

y en la presencia de aureolas de metamorfismo de contacto alrededor de los cuerpos intrusivos (Selles, 2000b).

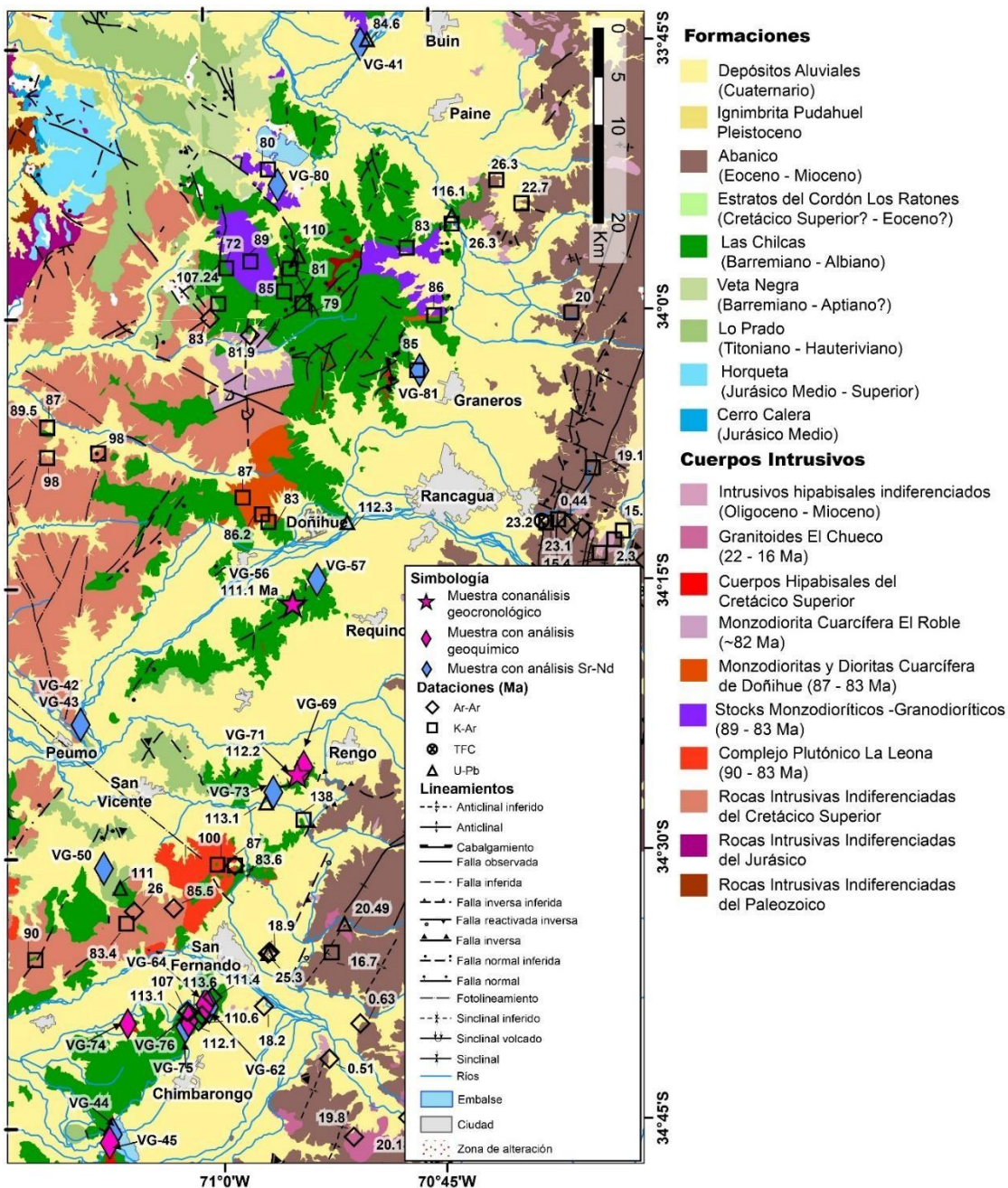


Figura 2. 1 Mapa geológico del área de estudio: Comprendido entre 33° y 35° aproximadamente, donde se muestran las ubicaciones donde fueron obtenidas las muestras y las principales unidades correspondientes al área de estudio.

3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología de esta investigación se divide en dos etapas: una de recopilación bibliográfica y otra de trabajo de gabinete, centrado en el análisis de cortes petrográficos, enfocados principalmente en el Complejo Plutónico Alhué, el Complejo La Leona, monzodioritas y dioritas cuarcíferas de Doñihue y Stocks monzodioríticos y graníticos.

En la primera fase, se llevó a cabo la recopilación del material bibliográfico relevante para obtener los antecedentes sobre las unidades geológicas estudiadas, que incluyen el Complejo Plutónico Alhué, Complejo La Leona, monzodioritas y dioritas cuarcíferas de Doñihue y Stocks monzodioríticos y graníticos, así como las formaciones Las Chilcas y Lo Prado. Para ello, se consultaron artículos científicos, libros especializados y memorias de título, con el fin de construir una base teórica sólida para el estudio petrográfico.

La parte práctica se centró en el análisis de 12 cortes delgados de rocas correspondientes a los Stocks Monzodioríticos-Granodioríticos, el Complejo Plutónico Alhué, las Monzodioritas y Dioritas Cuarcíferas de Doñihue, y las Dioritas y Gabros de La Leona. Cada muestra fue detalladamente descrita mediante fichas técnicas y descripciones breves, con el objetivo de caracterizar con mayor precisión las propiedades litológicas de los plutones en el área de estudio.

La descripción de estos cortes se llevó a cabo mediante su estudio con los microscopios Zeiss Standard que se encuentran en el Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

La clasificación de las litologías de este miembro se realizó según la clasificación Streckeissen o diagramas QAFP basada en las proporciones relativas de estos minerales clave, lo cual ayuda a categorizar las rocas de acuerdo con su contenido de cuarzo, feldespato y plagioclasa para la clasificación de rocas ígneas (figura 3.1); y la clasificación Barbarin (Barbarin, 1999) basado en el análisis tanto en la composición mineral como en su textura, con el objetivo de proporcionar de forma sistemática y coherente de clasificar rocas ígneas, especialmente granitos y otras rocas plutónicas (figura 3.2).

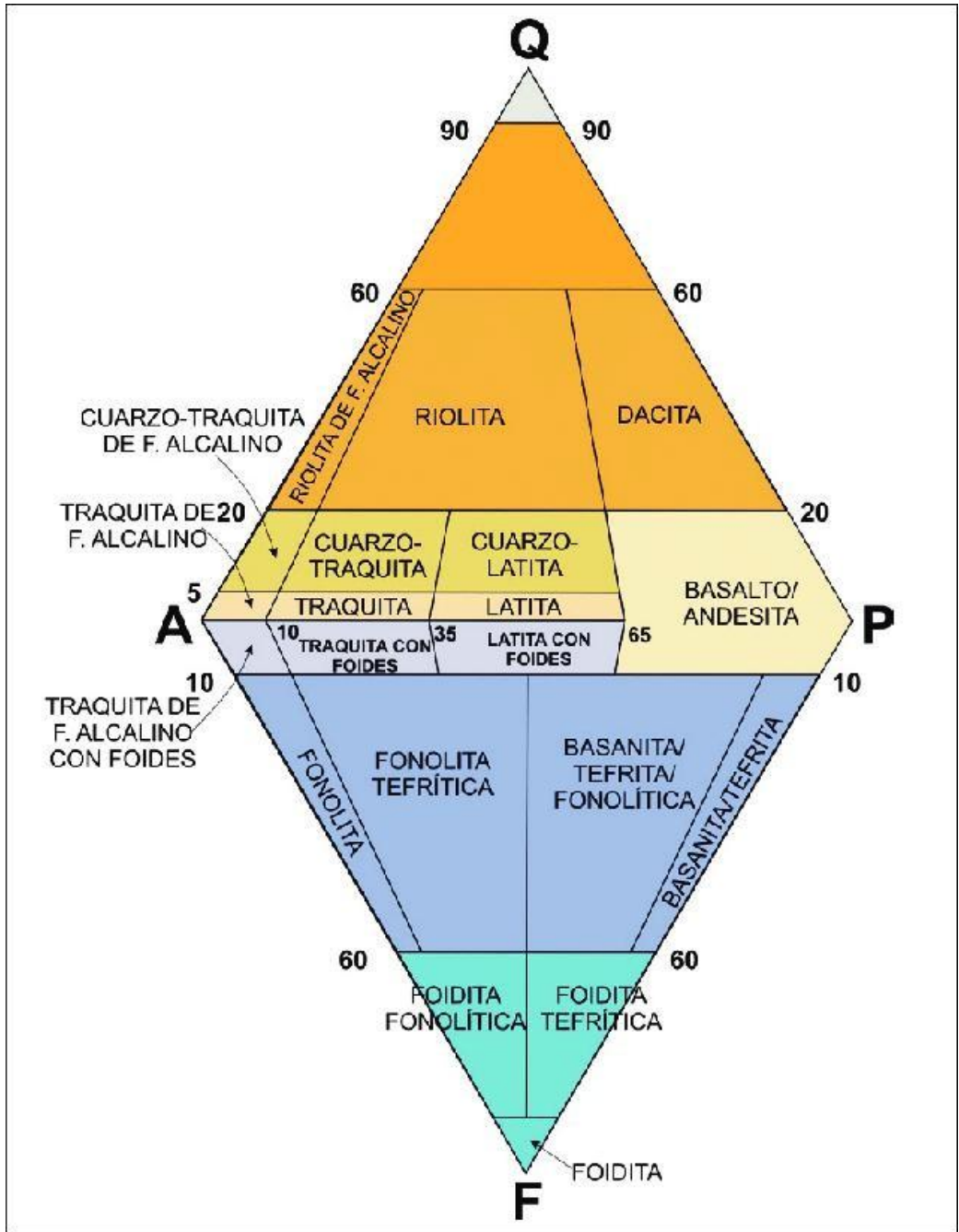


Figura 3. 1. Clasificación Streckeissen o diagrama QAPF.

Tipos de Granitoides		Origen	Ambiente Geodinámico
Granitoide peraluminosos con moscovita	MPG	CORTICALES	COLISION CONTINENTAL
Granitoides peraluminosos con cordierita	CPG	Peraluminosos	
Granitoides calco-alcalinos ricos en K (alto K y bajo Ca)	KCG	MIXTOS (Corteza+Manto)	REGIMEN TRANSICIONAL
Granitoides calco-alcalinos con anfíbol (bajo K y alto Ca)	ACG	Metaluminosos y calco-alcalinos	SUBDUCCIÓN
Granitoides arcos toleíticos	ATG	MANTELICOS	DISTENSION OCEÁNICA
Granitoides de dorsales oceánicas toleíticos	RTG	MANTELICOS	
Granitoides alcalinos peralcalinos	PAG	MANTELICOS	RIFT CONTINENTAL

Figura 3. 2. Clasificación granitos (Barbarin 1999).

4. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Para el análisis petrográfico se estudiaron 12 muestras, las cuales se muestran en la siguiente tabla:

Muestra	Unidad	Localidad	Nombre Roca/Clasificación
VG-44	Complejo Plutónico La Leona	San José de Maipo, Chile	Roca plutónica/Basalto de Olivino
VG-45	Complejo Plutónico La Leona	San José de Maipo, Chile	Roca plutónica/Basalto de Olivino
VG-47	Complejo Plutónico La Leona	San José de Maipo, Chile	Roca plutónica/Micro-monzodiorita/gabro
VG-50	Complejo Plutónico La Leona	San José de Maipo, Chile	Roca plutónica/Andesita de anfíbol
VG-74	Complejo Plutónico La Leona	San José de Maipo, Chile	Roca plutónica/Gabro de olivino
VG-75	Complejo Plutónico La Leona	San José de Maipo, Chile	Roca plutónica Gabro de olivino
VG-42	Complejo Plutónico Alhué	Comuna de Alhué, Chile	Roca plutónica/ Pórfido diorita
VG-43	Complejo Plutónico Alhué	Comuna de Alhué, Chile	Roca plutónica/ Aplita
VG-49	Complejo Plutónico Alhué	Comuna de Alhué, Chile	Roca plutónica/ Diabasa
VG-41	Stocks Monzodioríticos-Granodioríticos Lago Aculeo	Buin, Chile	Granodiorita
VG-80	Stocks Monzodioríticos-Granodioríticos Lago Aculeo	Lago de Aculeo, Chile	Monzogranito
VG-81	Monzodioritas y Dioritas Cuarcíferas Doñihue	Doñihue, Chile	Granodiorita

Tabla 4. 1. Cortes transparentes estudiados.

A partir de estas muestras se completaron fichas estandarizadas (Anexo: 1 y 2) con el propósito de organizar de manera sistemática la información obtenida de los cortes y sus descripciones, facilitando así la comprensión de cada muestra.

Muestra: VG-41 (Unidad: Stocks Monzodioríticos – Granodioríticos; Ksg)			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Granodiorita		6264076 N; 330905 E	
Observaciones Generales		Roca ígnea intrusiva que presenta texturas holocristalina y equigranular. Contiene cristales cuyos tamaños varían entre 0,2 y ~4,8 mm. Estos corresponden a plagioclasa (Pl), feldespato alcalino (K-feld), cuarzo (Qz), anfíbol (Anf) y minerales opacos. Los cristales de Anf se encuentran moderada a intensamente alterados a clorita. Adicionalmente, se observa alteración leve y moderada a sericita, epidota, sericita, arcillas y óxidos de Fe (afectando la Pl).	
Texturas		Holocristalina, equigranular, poiquilítica, sieve.	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Cristales (%)	Plagioclasa	35	Tabular anhedral a subhedral (0,4 – 4,8 mm). Presenta maclas polisintética y simple (de dos individuos). Se observan algunos cristales zonados, otros contienen cristales de minerales opacos (textura poquilitica). Se observan arreglos alargados constituidos (posiblemente) por arcillas y minerales opacos, conformando textura sieve. Leve a moderadamente alterados a arcillas y sericita (algunos cristales se encuentran completamente alterados). Adicionalmente, se encuentran alterados levemente (puntual) a epidota. Algunos cristales presentan fracturas rellenas con óxidos de Fe.
	K-feld	15	Tabular anhedral a subhedral (0,7 – 1,8 mm). Se observan algunos cristales que contienen cristales de minerales opacos (textura poquilitica). Leve a moderadamente alterados a arcillas y sericita.
	Cuarzo	25	Granular anhedral y prismático subhedral (0,3 – 1,6 mm). se observan cristales esqueléticos, embahados y fracturados.
	Anfíbol	15	Prismático anhedral a subhedral (0,4 – 1,7 mm). Moderada a intensamente alterados a clorita (algunos cristales se encuentran completamente remplazados).
	Biotita	5	Laminar anhedral a subhedral (0,3 – 0,6 mm).
	Opacos	5	Granular anhedral a subhedral (0,2 – 0,5 mm). Se observan cristales embahados y esqueléticos. Posible magnetita (la muestra presenta magnetismo moderado).
Accesorios (%)			
Minerales de Alteración	clorita, epidota, sericita, arcillas, FeOx	Alteración presente en < 5% de la roca (Grado 0). La clorita altera moderada a intensamente al anfíbol (algunos cristales se encuentran remplazados). Adicionalmente, junto con la epidota, alteran levemente a la Pl. La sericita y arcillas alteran moderada a intensamente a la Pl, mientras que el óxido de Fe rellena fracturas en este mineral.	

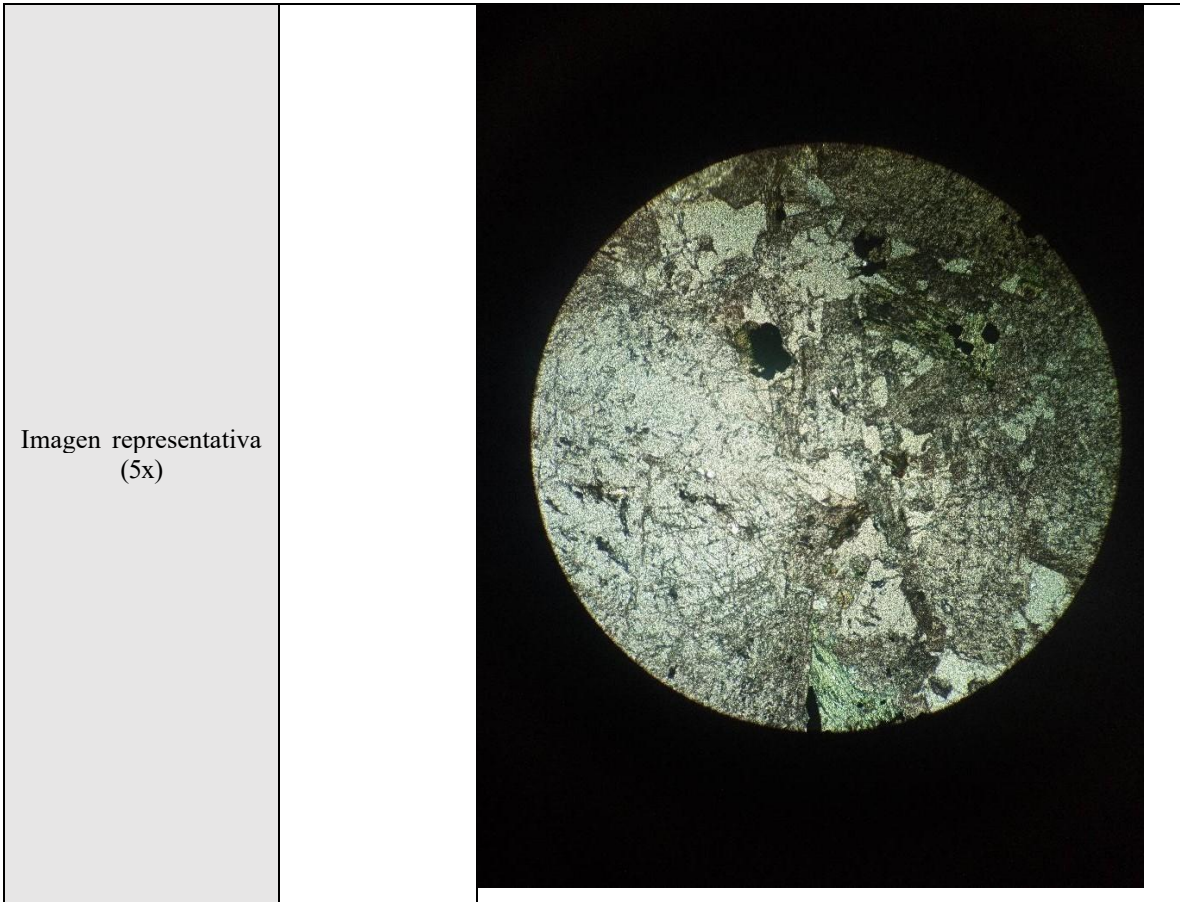


Tabla 4. 2. Muestra VG - 41

Muestra: VG-42			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Pórfido diorita			
Observaciones Generales		<p>Roca ígnea intrusiva de textura porfídica seriada, localmente glomeroporfídica, inequigranular. Con masa fundamental fanerítica, holocristalina.</p> <p>La masa fundamental se compone de microlitos de plagioclasa, biotita y cuarzo, con tamaños entre 0.1 y 0.4 mm. Los fenocristales tienen tamaños entre 0.4 y 2.2 mm. Corresponden a plagioclasa, anfíbol y biotita. Algunos cristales de anfíbol se encuentran parcialmente alterados a clorita.</p> <p>Mientras que los cristales de plagioclasa se observan parcialmente alterados a arcillas, que junto a los opacos forman un arreglo que le otorga la textura poiquilítica a diversos cristales.</p>	
Texturas		Holocristalina, porfídica, inequigranular, glomeroporfídica, seriada, poiquilítica, sieve	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Fenocristales (60%)	Plagioclasa	35	<p>Tabular subhedral a euhedral (0.4 – 2.2 mm).</p> <p>Se presentan con alteración leve en su mayoría, con una textura seriada dado que disminuyen su tamaño. Se observan cristales localmente con textura sieve evidenciado por la presencia de arcilla y opacos.</p> <p>Estos cristales presentan maclas polisintéticas y simple, como también zonación en algunos cristales. También es posible ver, localmente, una textura glomeroporfídica. Levemente alterada a arcillas.</p>
	Anfíbol	20	<p>Prismático anhedral a subhedral (0.4 -1.2mm)</p> <p>Macla simple en cristales locales</p> <p>Alteración a clorita leve a moderada</p>
	Opacos	5	<p>Granular anhedral a localmente subhedrales (0.05 – 0.2mm)</p> <p>Se presentan disseminados en la muestra con formas esqueléticas, embahadas y fracturadas.</p>
Masa Fundamental (40%)	Biotita	10	<p>Tabular anhedral a subhedral (0.2 – 0.4 mm)</p> <p>Localmente se presentan en cúmulos</p> <p>Aparentemente sin alteración</p>
	Cuarzo	5	<p>Granular anhedral a subhedral (0.1- 0.3 mm)</p> <p>Se presentan con formas embahadas, esqueléticas.</p>

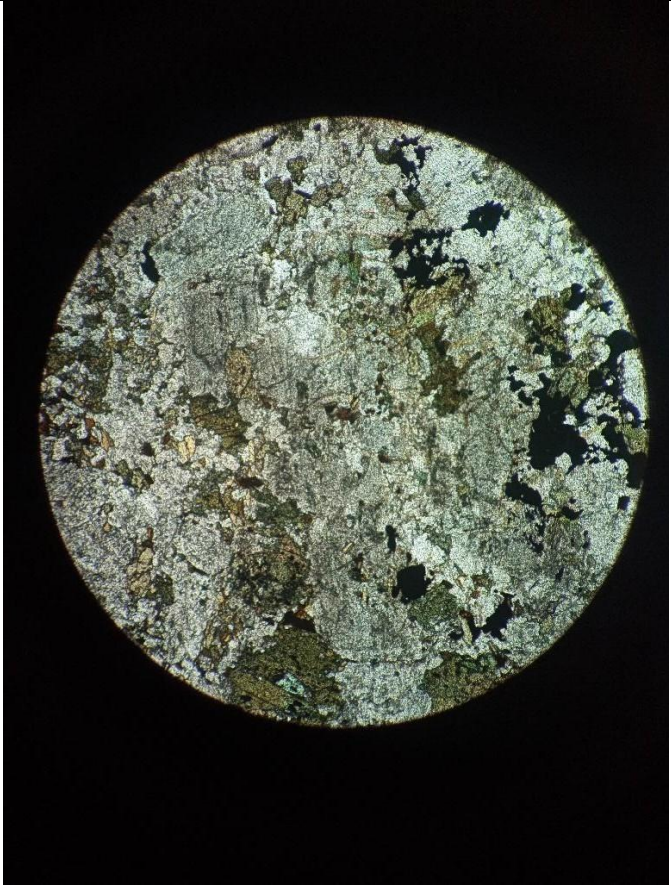
	Plagioclasa	25	Tabular subhedral a euhedral (0.1 – 0.3 mm). Se presentan con alteración leve en su mayoría a arcillas. Estos cristales presentan maclas polisintéticas y simple.
Minerales de Alteración	Clorita Arcillas		Alteración leve a moderada (~10%) que afecta de forma local principalmente a anfíbol, que altera a clorita. En el caso de las arcillas, estas alteran a la plagioclasa leve a moderadamente otorgándole textura sieve.
Imagen representativa (5x)			

Tabla 4. 3. Muestra VG - 42

Muestra: VG-43		
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM
Aplita		
Observaciones Generales		Roca ígnea intrusiva de textura hipidiomórfica granular de grano fino a medio con una leve gradación evidente a lo largo extendido del corte transparente, equigranular. Contiene cristales de tamaños entre 0.05 a 1.2 mm. Estos corresponden a plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico (K-feld), biotita y opacos. Tanto los cristales de plagioclasa como los de biotita se encuentran alterados a arcilla, sericita, epidota. Localmente las biotitas se encuentran alteradas a clorita.
Texturas		Hipidiomórfica granular de grano fino a medio, equigranular, pertitas, mirmequítica, granofírica.
Mineralogía y Componentes		
Tipo de componente		% Características/Modo de Ocurrencia
Cristales (%)	Plagioclasa	39 Tabular anhedral a subhedral (0.1 – 1.2 mm). Presenta maclas polisintética y simple. Algunos contienen cristales de minerales opacos (textura poquilitica) y localmente epidota. Moderadamente alterados a arcillas y sericita.
	Cuarzo	28 Granular anhedral a subhedral (0.3-0.7 mm). Se logran apreciar cristales con embahiamiento, formas esqueléticas y muy localmente granofírica.
	K-feld	25 Granular subhedral (0.4- 1 mm). Se observa textura de pertitas de forma local y levemente (puntual) mirmequítica.
	Opacos	3 Granular anhedral a subhedral (0.05 a 0.4 mm). Se observan con formas embahizadas y localmente pseudoesqueletales.
	Biotita	5 Tabular subhedral (0.2-0.4 mm). Se presentan de forma alargada y local alrededor del corte. Leve a moderadamente alterados a clorita.
Accesorios (%)		
Minerales de Alteración	Clorita a Arcilla a Sericita a Epidota a	Alteración representa alrededor del ~20% de la muestra total. La clorita altera principalmente a los cristales de biotita, y junto a la epidota, sericita y arcilla alteran a las plagioclasas moderadamente.

Imagen
representativa (5x)

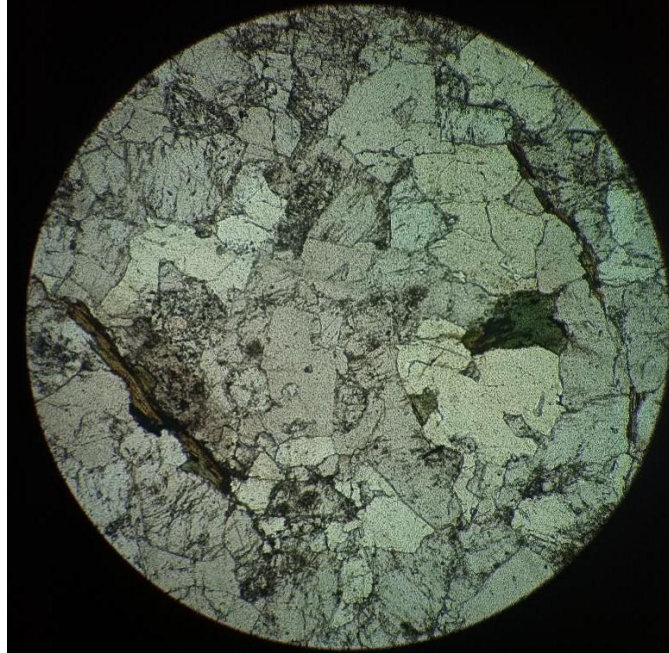


Tabla 4. 4. Muestra VG - 43

Muestra: VG-44			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Basalto de olivino			
Observaciones Generales		<p>Roca holocristalina, fanerítica, de granoblástica inequigranular, con textura predominantemente intergranular y localmente ofítica. Compuesta por cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, además de minerales opacos subordinados.</p> <p>Las plagioclasas muestran una orientación medianamente marcada, la cual rodea los cristales de olivino y clinopiroxeno. Se aprecian asociaciones granoblásticas de piroxenos y plagioclasas con tamaños desde ~0.3 mm hasta 4.0 mm, y olivinos de hasta 2.5 mm, algunos con bordes irregulares.</p>	
Texturas		Holocristalina, fanerítica, intergranular, ofítica, fluidal.	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Fenocristales (13%)	Plagioclasa	2	Cristales subhedrales a euhedrales (0.6–2.5 mm), con maclas polisintéticas y zonación oscilatoria. Disposición algo orientada.
	Clinopiroxeno	5	Prismático, subhedrales de tamaños que varían desde los ~0.5 mm hasta ~3.0 mm.
	Olivino	6	Subhedrales a anhedrales (0.5–2.5 mm), parcialmente alterados a clorita-esmectita. Bordes irregulares.
Masa Fundamental (87%)	Plagioclasa	65	Cristales xenomorfos a subhedrales (<0.2–1.2 mm), textura intergranular.
	Opacos	15	Microlitos granulares anhedrales (<0.2 mm), dispersos, dispersos a lo largo de toda la muestra junto con las plagioclasas.
	Maficos	7	Microlitos subhedrales a anhedrales (<0.2 mm), asociados a minerales principales.
Minerales de Alteración	Clorita esmectita		Reemplazando completamente a los olivinos.

Imagen
representativa (5x)



Tabla 4. 5 Muestra VG - 44

Muestra: VG-45			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Basalto de olivino			
Observaciones Generales		Roca holocristalina, porfídica inequigranular con textura traquítica con microlitos correspondientes a plagioclasas (Pl), opacos y máficos. La muestra contiene cristales cuyos tamaños varían desde microlitos de menos de 0.1 mm hasta tamaños de ~3.0 mm, también se observan plagioclasas de entre 1.0 y 2.0 mm y clinopiroxenos de 3.0 mm. Uno de los ejemplares de estos últimos se observa con una textura de disequilibrio correspondiente a coronítica. Algunas plagioclasas se ven con una zonación y también se observan olivinos reemplazados en su totalidad por una posible asociación de clorita esmectita con tamaños que varían desde ~0.5mm a ~3.0mm.	
Texturas		Holocristalina, porfídica, traquítica, zonación y coronítica local.	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Fenocristales (20%)	Plagioclasa	4	Tabulares, subhedrales de tamaños que varían desde ~0.4 mm hasta ~1.50 mm. Algunas presentan macla polisintética y otras Carlsbad además de zonación. Su orientación se ve influenciada por la dirección del flujo
	Clinopiroxeno	7	Prismático, subhedrales de tamaños que varían desde los ~0.3 mm hasta ~3.0 mm. Algunos de estos cristales presentan una textura coronítica local.
	Olivino	9	Prismáticos, anhedrales con tamaños desde ~0.5 mm hasta llegar a ~3.0 mm de largo. En su totalidad se encuentran alterados con la posible asociación clorita esmectita
Masa Fundamental (80%)	Plagioclasa	60	Microlitos con un tamaño menor a 0.1 mm. Se encuentran alineados correspondiendo a la textura traquítica.
	Opacos	10	Microlitos granulares anhedrales a subhedrales con un tamaño menor a 0.1 mm.
	Máficos	10	Microlitos granulares subhedrales con un tamaño menor a 0.1 mm.
Minerales de Alteración	Clorita esmectita	Reemplazando completamente a los olivinos.	

Imagen representativa
(5x)

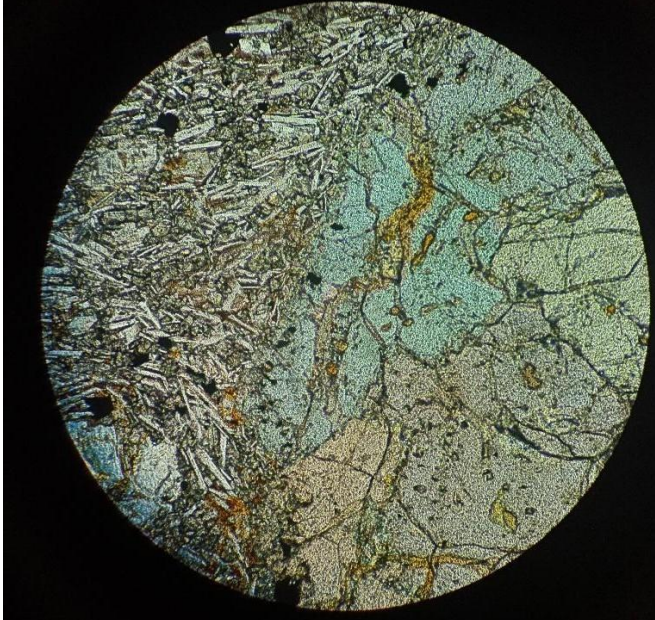


Tabla 4. 6 Muestra VG - 45

Muestra: VG-47				
Clasificación Petrográfica			Coordenadas UTM	
Micro-monzodiorita/gabro				
Observaciones Generales			Roca piroclástica (textura fragmental). Contiene componentes de tamaño ceniza (100%), los cuales corresponden a cristales (85%) de plagioclasa, feldespato alcalino, clinopiroxeno y minerales opacos estos miden entre 0,2 y 1,5 mm. También presentan fragmentos líticos (5%) correspondientes a una roca volcánica. La matriz está compuesta principalmente de componentes tamaño ceniza, que corresponde principalmente a cristales (<0,2 mm) de plagioclasa, feldespato alcalino y clinopiroxeno. La roca presenta vetillas rellenas de epidota y clorita que cruzan de forma transversal al corte.	
Texturas			Textura hipocristalina, hipidiomorfica, fragmental y sieve.	
Mineralogía y Componentes				
Tipo de componente			%	Características/Modo de Ocurrencia
Fragmentos (70%)	Cristales (65%)	Plagioclasa	30	Tabular subhedral de tamaño 0,3 a 1,2 mm presenta maclas polisintética y zonación. Algunos presentan arreglos alargados de (posible) vidrio (textura sieve). Se encuentra moderadamente alterada a sericita y arcillas.
		Feldespato alcalino	20	Tabular subhedral de tamaño 0,3 a 1,0 mm presenta maclas simples. Se encuentra alterada fuertemente a arcillas.
		Clinopiroxeno opacos	10	Prismático subhedral de tamaño 0,3 mm se encuentran parcialmente cloritizados.
		opacos	5	Granular a pseudocúbicos de tamaño entre 0,2 a 0,4 mm.
	Líticos (5%)	Volcánicos	5	Se observa un fragmento lítico con baja esfericidad y subanguloso que mide 1,5 mm. Corresponde a una roca volcánica. Compuesta por cristales (10%) de plagioclasa, que miden entre 0,3 – 0,5 mm y, por lo tanto, de tamaño ceniza. La matriz del lítico corresponde al 90% y se encuentra desvitrificada.
	Vidrio			
Matriz (30%)	Fragmentos cristalinos		15	Fragmentos de componentes cristalinos (<0,2 mm), que corresponden a Plagioclasa, feldespato alcalino, clinopiroxeno y opacos.
	Fragmentos líticos		5	Fragmentos correspondientes a líticos desvitrificados, asociados los fragmentos líticos de mayor tamaño.
	Vidrio		10	Diseminado
Minerales de Alteración	Sericita Arcilla Clorita			La sericita y arcillas alteran levemente a la Plagioclasas, mientras que el feldespato alcalino se encuentra fuertemente alterado a arcillas. Los clinopiroxenos se encuentran moderadamente alterados a clorita (reemplazando parcial o en completamente a estos cristales).


<p>Imagen representativa (5x)</p>		
-----------------------------------	--	------------------------------------------------------------------------------------

Tabla 4. 7. Muestra VG – 47.

Muestra: VG-49			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Diabasa			
Observaciones Generales		Roca hipabisal plutónica que presenta textura holocristalina y equigranular. Contiene cristales cuyos tamaños varían entre 0,2 y 4,0 mm. Estos corresponden a plagioclasa, máficos, biotita y minerales opacos. Se observan cristales en tamaños <0,2 mm correspondientes a plagioclasa, máficos, biotita y minerales opacos. Se distinguen vetillas irregulares de epidota que cortan la roca. También se observa una fractura, de grosor 0,5 mm que corta de forma transversal la zona inferior del corte.	
Texturas		Holocristalina, equigranular, hipidiomórfica y sieve.	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Cristales (80%)	Plagioclasa	45	Tabular subhedral en tamaños que varían entre 0,2 – 0,6 mm con zonación, macla polisintética y periclina. Contiene minerales opacos en su interior (textura poiquilítica). Moderadamente alterada a sericita y epidota.
	Máficos	20	Prismáticos subhedrales a euhedrales en tamaños que varían entre 0,2 – 4,0 mm. Se presenta reemplazados completamente por clorita y epidota. Posiblemente olivino.
	Biotita	10	Laminar subhedral en tamaños que varían entre 0,2 – 0,4 mm. Se presentan levemente alteradas a óxidos de Fe.
	Opacos	5	Prismático subhedral a anhedral en tamaños que varían entre 0,2 y 0,4 mm.
Matriz (20%)	Matriz	20	De tamaño menor a 0,2 mm, compuesta por cristales de plagioclasa, máficos, biotita y minerales máficos.
Minerales de Alteración	Clorita Epidota Óxidos de Fe		La clorita y epidota altera a los minerales máficos (posiblemente olivinos) de forma moderada. Los óxidos de Fe alteran levemente a los cristales de biotita.

Imagen representativa
(5x)

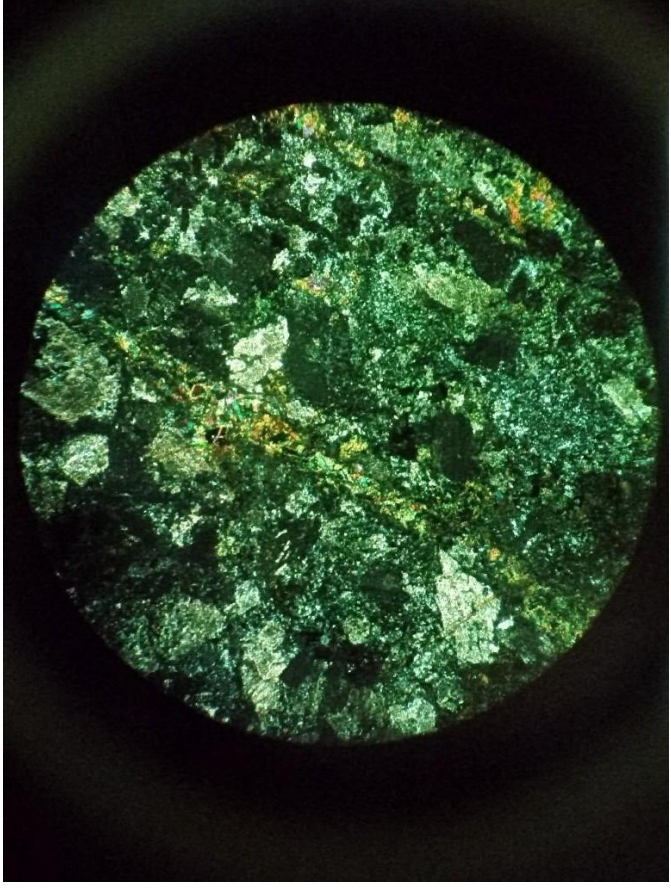


Tabla 4. 8. Muestra VG – 49.

Muestra: VG-50			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Andesita de anfíbol			
Observaciones Generales		Roca con textura hipocristalina, inequigranular, porfídica. Los componentes de la masa fundamental miden entre 0,1 y 0,3 mm, y corresponden a microlitos de plagioclasa, anfíbol, minerales opacos y vidrio. Los fenocristales varían entre 0,3 y 12 mm. Estos corresponden a plagioclasa, anfíbol y minerales opacos. Los microlitos de plagioclasa presentes en la masa fundamental presentan textura intergranular. Los anfíboles se encuentran reemplazados parcial a completamente por clorita. Las plagioclasas se encuentran levemente saussuritizadas y alterada a arcillas.	
Texturas		Hipocristalina, inequigranular, porfídica, intergranular y sieve	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Fenocristales (35%)	Plagioclasa	22	Tabular euhedral a subhedral de tamaño 0,5 – 12 mm, presenta maclas de tipo polisintéticas, periclina y zonación. Se observan arreglos alargados de vidrio (textura sieve). Se encuentran alterando levemente a arcillas y además están saussuritizadas (epidota y sericita) levemente.
	Anfíbol	5	Prismático euhedral a subhedral de tamaño 0,3 a 1,5 mm. Se presentan fuertemente alterados a clorita, siendo reemplazado parcial a completamente por este.
	Epidota	3	Prismático subhedral a anhedral de tamaño 0,2 mm.
	opacos	5	Granular a pseudocúbicos de tamaño 0,3 a 0,5 mm
Masa Fundamental (65%)	Plagioclasa	40	Microlitos tabulares, subhedral de tamaño < 0,3 mm. Se presentan intersticialmente.
	anfíbol	15	Microlitos granulares anhedral (< 0,3 mm).
	Opacos	5	Microlitos granulares anhedral (< 0,3 mm).
	vidrio	5	Diseminado en masa fundamental.
Minerales de Alteración	Sericita Epidota Arcillas Clorita		La sericita, arcillas y epidota alteran las plagioclasas de manera leve. Adicionalmente los anfíboles se encuentran fuertemente alterados a clorita.

Imagen representativa
(5x)

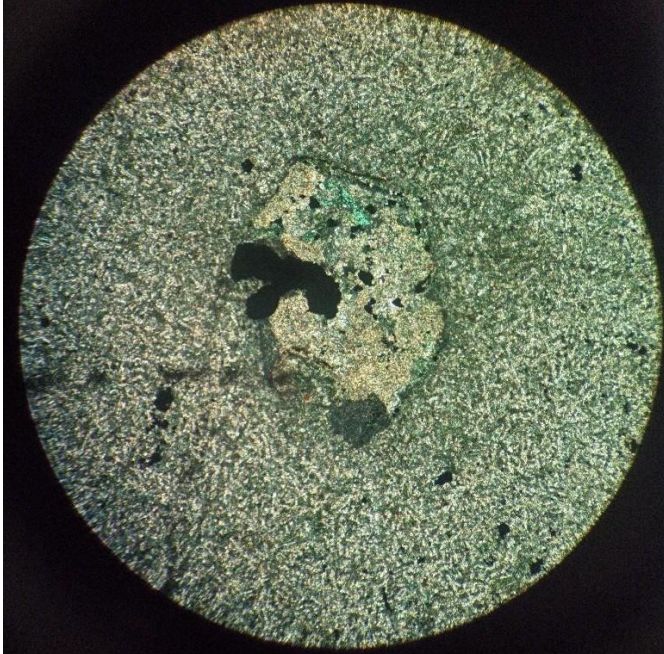


Tabla 4. 9. Muestra VG – 50.

Muestra: VG-74			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Gabro de olivino			
Observaciones Generales		Roca holocristalina, porfídica inequigranular, con textura predominantemente intergranular. Se observan plagioclasas tabulares y olivinos subhedrales a anhedrales, ambos con cristales de tamaño variable, desde microlitos de menos de 0.1 mm hasta cristales de aproximadamente 4.0 mm. La plagioclasa presenta maclas polisintéticas y zonación oscilatoria en algunos cristales. No se observan clinopiroxenos ni texturas de reacción (coroníticas). El olivino se encuentra parcial o totalmente alterado a minerales de tipo arcilloso (probable asociación clorita-esmectita). También se identifican minerales opacos distribuidos de forma dispersa.	
Texturas		Holocristalina, porfídica, intergranular, zonación (en plagioclasas).	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Fenocristales (25%)	Plagioclasa	12	Tabulares, subhedrales a euhedrales, tamaños entre ~1.0 y 3.5 mm. Maclas polisintéticas y zonación oscilatoria presente en algunos cristales.
	Olivino	13	Subhedrales a anhedrales, tamaños desde ~0.5 hasta 3.5 mm. En distintos grados de alteración (parcial a total) a clorita-esmectita. Algunos presentan fracturación interna.
Masa Fundamental (75%)	Plagioclasa	55	Cristales menores de 1.0 mm, subhedrales a xenomorfos, textura intergranular, algunos con maclas.
	anfíbol	5	Fragmentos más pequeños (<1 mm), anhedrales y altamente alterados.
	Opacos	10	Granos anhedrales a subhedrales, <0.1 mm, dispersos entre plagioclasas.
	Máficos	5	Indeterminados, subhedrales, oscuros, tamaño menor a 0.2 mm, posiblemente asociados a fases alteradas del olivino.
Minerales de Alteración	Clorita Arcilla Sericita	La sericita y arcillas alteran las plagioclasas de manera leve. Adicionalmente los anfíboles se encuentran fuertemente alterados a clorita.	

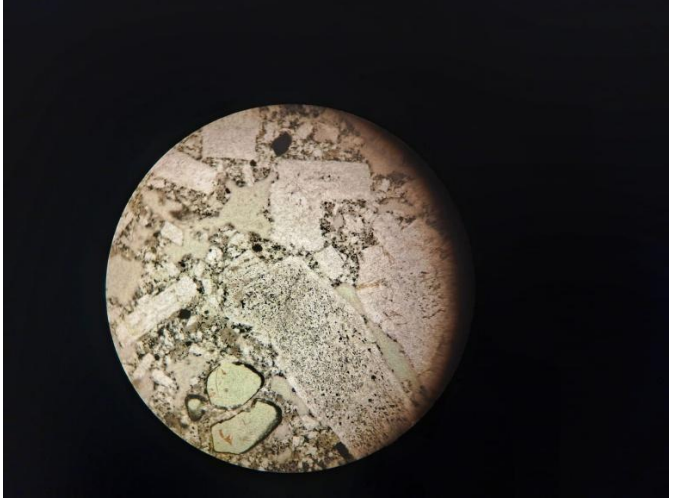
<p>Imagen representativa (5x)</p>		
---------------------------------------	--	------------------------------------------------------------------------------------

Tabla 4. 10. Muestra VG – 74.

Muestra: VG-75			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Gabro de olivino			
Observaciones Generales		Roca holocristalina, porfídica inequigranular, con textura intergranular y desarrollo local de textura traquítica. La muestra presenta cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino ampliamente alterado, junto con minerales opacos y máficos finos. Se observa una masa fundamental con variabilidad en el tamaño de las plagioclasas, que va desde microlitos menores a 0.1 mm hasta cristales de más de 1 mm. Las plagioclasas muestran maclas polisintéticas y zonación oscilatoria local. El olivino se encuentra completamente alterado a una posible asociación de clorita-esmectita	
Texturas		Holocristalina, porfídica, intergranular, inequigranular, zonación (en plagioclasas).	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Fenocristales (24%)	Plagioclasa	8	Tabulares, subhedrales a euhedrales, de ~0.5 a 2.0 mm. Presentan maclas polisintéticas y zonación.
	Clinopiroxeno	7	Prismáticos, subhedrales, tamaños entre ~0.4 y 2.5 mm. Sin desarrollo de coronas.
	Olivino	9	Anhedrales, fuertemente alterados a clorita-esmectita. Tamaños desde ~0.5 hasta 3.0 mm.
Masa Fundamental (76%)	Plagioclasa	56	Cristales de tamaño variable (de <0.1 mm a ~1.2 mm), subhedrales a anhedrales, con orientación preferencial local (traquítica).
	Opacos	10	Granos finos, anhedrales a subhedrales, de tamaño <0.1 mm, dispersos en la matriz.
	Máficos	10	Microlitos granulares, subhedrales, <0.2 mm, posiblemente relictos piroxénicos o productos de alteración.
Minerales de Alteración	Clorita Arcilla Sericita	La sericita y arcillas alteran las plagioclasas de manera leve. Adicionalmente los anfíboles se encuentran fuertemente alterados a clorita.	

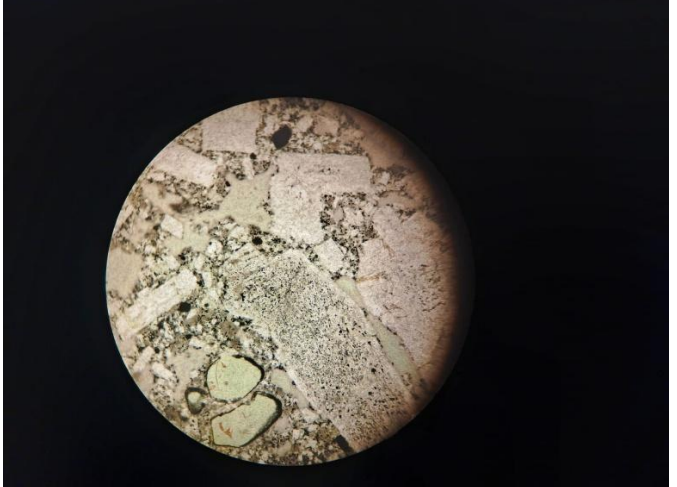
<p>Imagen representativa (5x)</p>		
---------------------------------------	--	------------------------------------------------------------------------------------

Tabla 4. 11. Muestra VG – 75.

Muestra: VG-80 (Unidad: Stocks Monzodioríticos – Granodioríticos; Ksg)			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Monzogranito		6264076 N; 330905 E	
Observaciones Generales		Roca ígnea intrusiva que presenta texturas holocristalina y equigranular. Contiene cristales cuyos tamaños varían entre 0,2 y ~2,4 mm. Estos corresponden a plagioclasa (Pl), feldespato alcalino (K-feld), cuarzo (Qz), anfíbol (Anf) y minerales opacos. Los cristales de Anf se encuentran levemente alterados a clorita. Adicionalmente, se observa alteración leve y moderada a sericita, epidota, sericita, arcillas y óxidos de Fe, que afecta a los feldespatos. Se observan fracturas (~0,2 mm de espesor) rellenas con clorita-epidota u óxidos de Fe.	
Texturas		Holocristalina, equigranular, poiquilítica, sieve.	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Cristales (%)	Plagioclasa	30	Tabular anhedral a subhedral (0,8 – 2,4 mm). Presenta maclas polisintética y simple (de dos individuos). Algunos contienen cristales de minerales opacos (textura poquilítica). Se observan arreglos alargados constituidos (posiblemente) por arcillas y minerales opacos, conformando textura sieve. Moderada a intensamente alterados a arcillas y sericita (algunos cristales se encuentran completamente alterados). Adicionalmente, se encuentran alterados levemente (puntual) a epidota. Algunos cristales presentan fracturas rellenas con óxidos de Fe.
	K-feld	25	Tabular anhedral a subhedral (0,5 – 1,6 mm). Se observan algunos cristales que contienen cristales de minerales opacos (textura poquilítica). Moderada a intensamente alterados a arcillas y sericita.
	Cuarzo	15	Granular anhedral y prismático subhedral (0,2 – 0,6 mm). Se observan cristales esqueléticos, embahados y fracturados.
	Anfíbol	20	Prismático anhedral a subhedral (0,2 – 1,0 mm). Levemente alterados a clorita.
	Opacos	10	Granular anhedral a subhedral (0,2 – 0,4 mm). Se observan cristales embahados y esqueléticos. Posible magnetita (la muestra presenta magnetismo moderado).
Accesorios (%)			
Minerales Alteración de	clorita, epidota, sericita, arcillas, FeOx	Alteración presente en < 25% de la roca (Grado 2). La clorita altera levemente al anfíbol. Adicionalmente, junto con la epidota, alteran levemente a la Pl. La sericita y arcillas alteran moderada a intensamente a la Pl y K-feld mientras que el óxido de Fe rellena fracturas en estos minerales. Se observan fracturas (0,2 mm de espesor) rellenas con clorita-epidota u óxidos de Fe.	

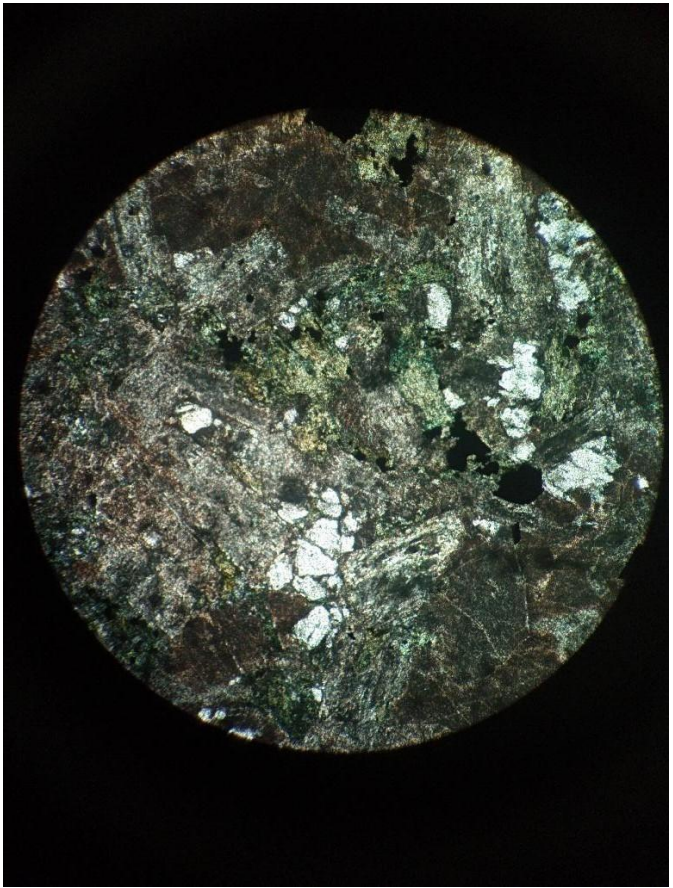
<p>Imagen representativa (5x)</p>		
---------------------------------------	--	-------------------------------------------------------------------------------------

Tabla 4. 12. Muestra VG – 80.

Muestra: VG-81 (Monzodioritas y dioritas cuarcíferas de Doñihue; Ksmzdd)			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
Granodiorita		337012 E; 6230462 N	
Observaciones Generales		Roca ígnea intrusiva que presenta texturas holocristalina y equigranular. Contiene cristales cuyos tamaños varían entre 0,3 y 3,5 mm. Estos corresponden a plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), anfíbol (Anf) y minerales opacos. Los cristales de Anf se encuentran leve y puntualmente alterados a clorita. Adicionalmente, se observa alteración leve y moderada a sericita, arcillas y óxidos de Fe afectando la Pl.	
Texturas		Holocristalina, equigranular, poiquilítica, sieve.	
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Cristales (%)	Plagioclasa	50	Tabular anhedral a subhedral (0,5 – 3,5 mm). Presenta maclas polisintética y simple (de dos individuos). Se observan algunos cristales zonados, otros contienen cristales de Anf y minerales opacos (textura poquilitica). Se observan arreglos alargados constituidos (posiblemente) por arcillas y minerales opacos, conformando textura sieve. Levemente alterados a arcillas y sericita. Algunos cristales presentan fracturas rellenas con óxidos de Fe.
	Cuarzo	20	Granular anhedral y prismático subhedral (0,3 – 1,6 mm). Se observan cristales esqueléticos, embahados y fracturados.
	Anfíbol	25	Prismático anhedral a subhedral (0,3 – 3,0 mm). leve y puntualmente alterada a clorita.
	Opacos	5	Granular anhedral a subhedral (0,3 – 0,8 mm). Se observan cristales embahados y esqueléticos. Posible magnetita (la muestra presenta magnetismo moderado).
Accesorios (%)			
Minerales Alteración	de	clorita, sericita, arcillas, FeOx	Alteración presente en < 5% de la roca (Grado 0). La clorita alteralevemente al anfíbol. La sericita y arcillas alteran moderada a intensamente a la Pl, mientras que el óxido de Fe rellena fracturas en este mineral.

Imagen representativa
(5x)

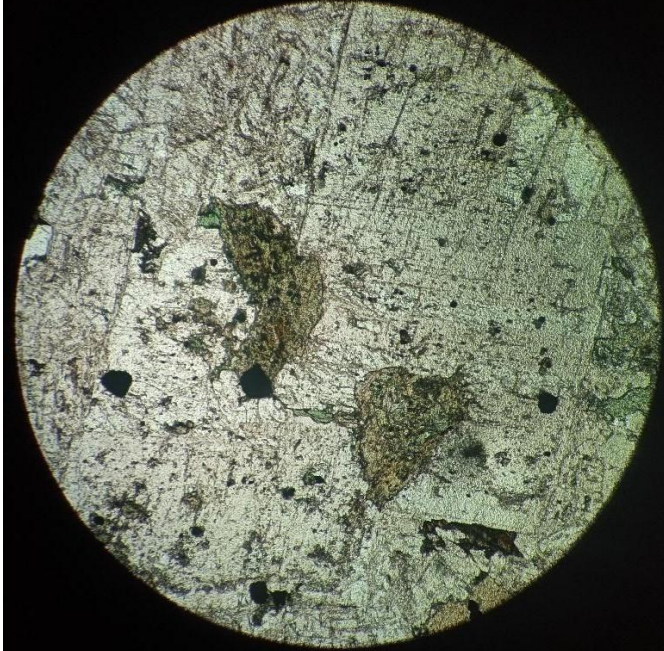


Tabla 4. 13. Muestra VG – 81.

5. DISCUSIÓN

El análisis petrográfico de los distintos cuerpos intrusivos emplazados entre los 33°30' y 35°S permite abordar con detalle las características texturales, mineralógicas y de alteración de estas unidades, arrojando luz sobre sus condiciones de formación y emplazamiento. Las diferencias observadas entre las litologías, como composiciones intermedias a félsicas en contraste con composiciones máficas así como diferencias texturales (porfídica, intergranular, equigranular, coronítica, etc.), reflejan una evolución magmática heterogénea, marcada por procesos de diferenciación, mezcla de magmas y variaciones en los niveles de consolidación cortical.

La caracterización petrográfica revela una gama de composiciones ígneas que incluyen gabros, dioritas cuarcíferas, monzodioritas, tonalitas, granodioritas y monzogranitos. Las texturas holocristalinas, poiquilíticas, sieve, granoblásticas, así como porfídicas e intergranulares observadas en muestras como VG-41 (granodiorita) y VG-44 (basalto de olivino), dan cuenta de condiciones de enfriamiento variables, desde niveles plutónicos profundos hasta emplazamientos más someros, cercanos al régimen hipabisal. La diversidad textural y composicional responde a diferencias tanto en la velocidad de enfriamiento como en la evolución magmática (Winter, 2010)..

Texturas hipidiomórficas y equigranulares son comunes en varias muestras (por ejemplo, VG-41, VG-43, VG-80), lo que indica un grado de cristalización donde los cristales no se desarrollaron completamente con formas idiomórficas, pero sí muestran tamaños equigranulares.

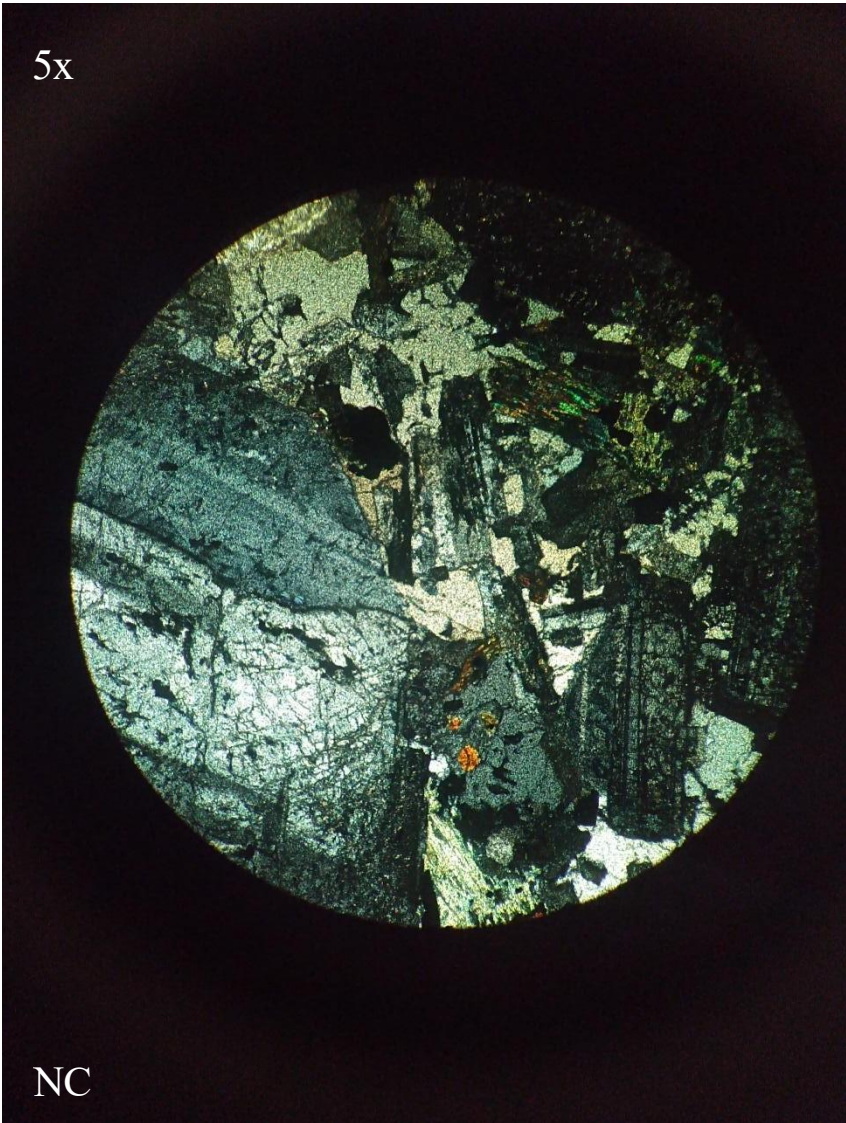


Figura 4. 1. Textura hipidiomórficas inequigranular en muestra VG - 41.

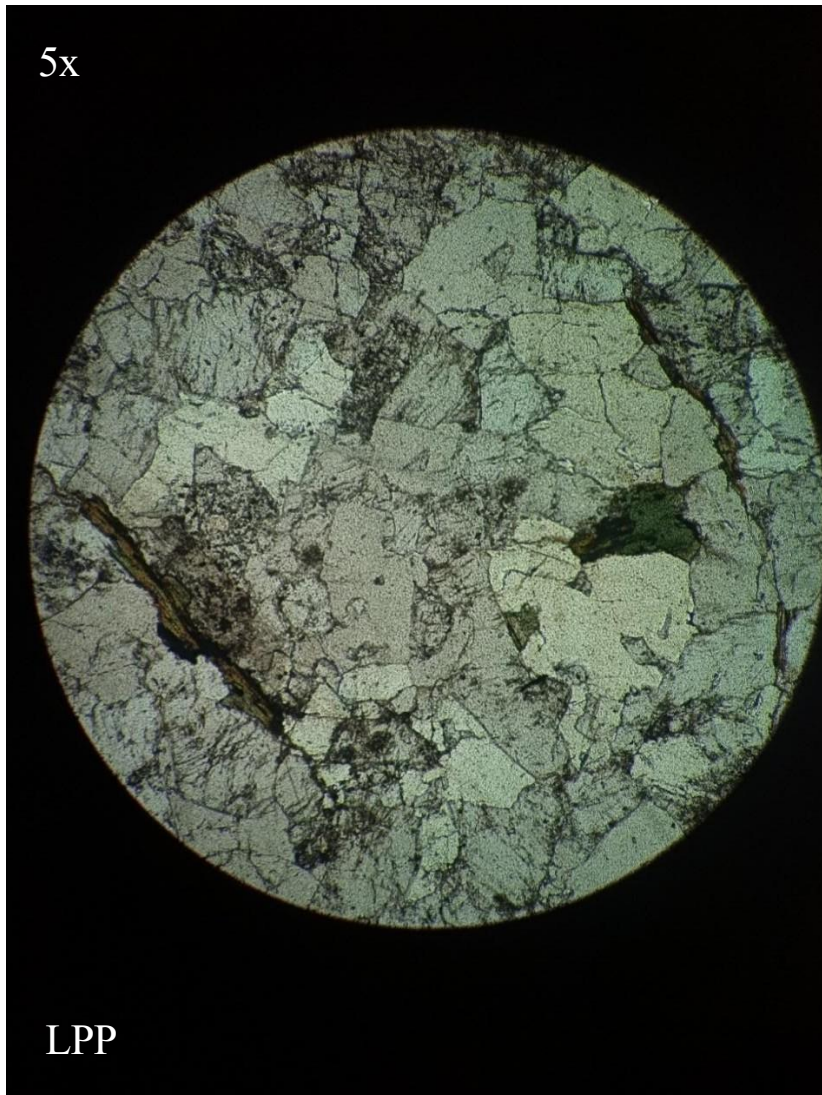


Figura 4. 2. Textura hipidiomórfica equigranular en muestra VG - 43.

Las texturas porfídicas seriadas, glomeroporfídicas e inequigranulares (e.g., VG-42, VG-50) apuntan a procesos de cristalización fraccionada con transporte magmático activo, posiblemente en ambientes de arco magmático continental con aportes de magmas de distinta procedencia o grado de evolución. La presencia de vetillas con epidota y clorita, y la alteración a sericita, arcillas y óxidos de Fe sugiere circulación de fluidos post-emplacement, lo que indicaría que estos cuerpos fueron expuestos a condiciones tectónicas activas luego de su consolidación. En este contexto, las

texturas sieve y poiquilíticas son clave, ya que reflejan dinámicas de crecimiento mineral bajo condiciones no equilibradas, como podría esperarse en cámaras magmáticas perturbadas por la inyección de nuevos pulsos de magma o por fenómenos de desgasificación (Winter, 2010).

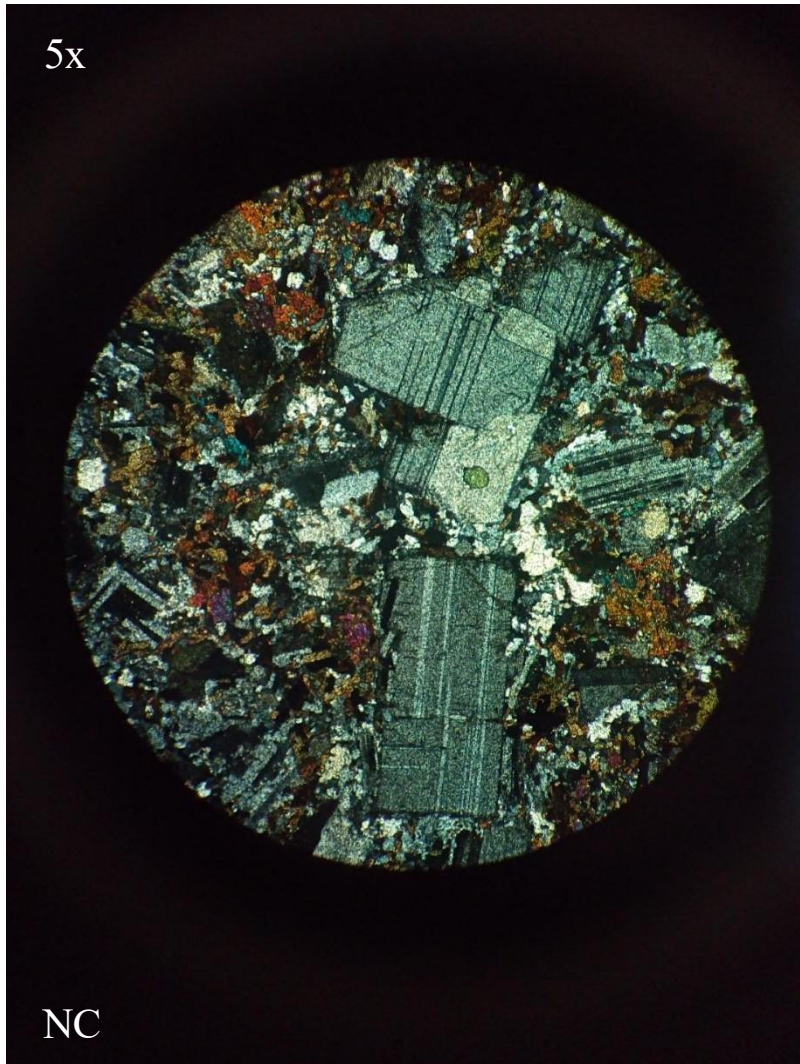


Figura 4. 3. Textura porfídica en muestra VG - 42.

Texturas especiales como la poiquilítica (VG-42, VG-81) sugieren inclusiones de cristales más pequeños dentro de minerales mayores, mientras que en VG-45 se observa una textura coronítica, un indicativo de desequilibrio mineral con la formación de coronas alrededor de ciertos minerales como los clinopiroxenos.

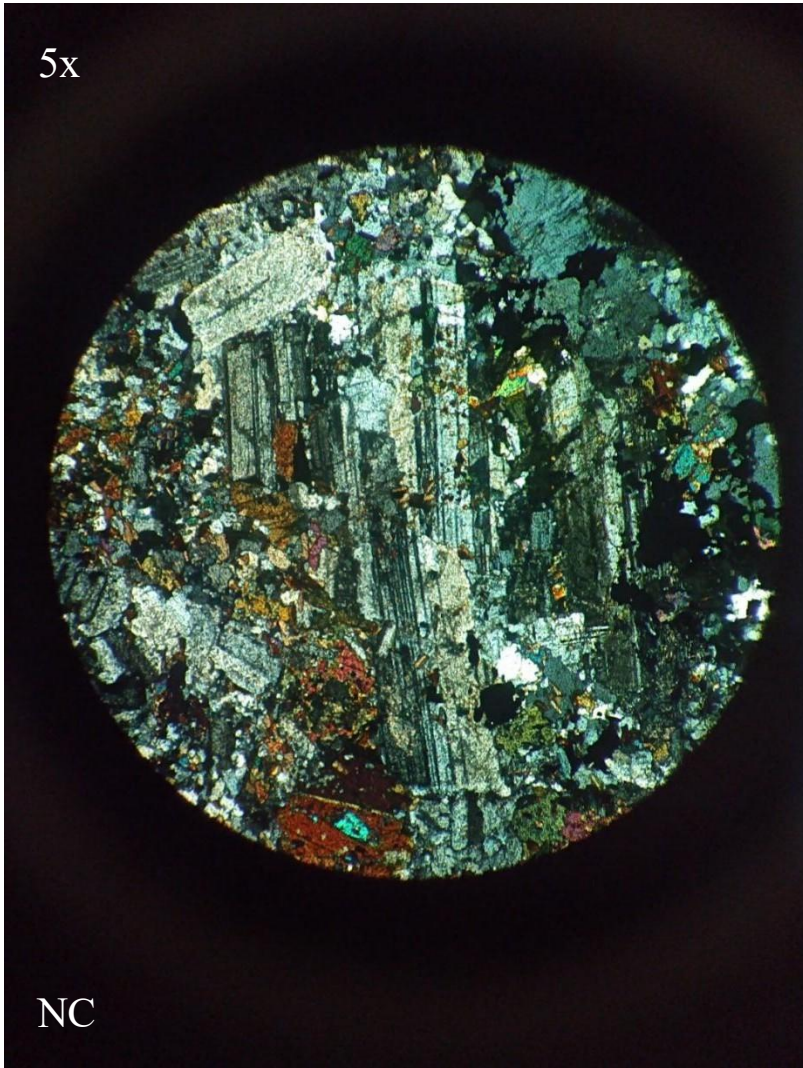


Figura 4. 4. Textura poiquilítica en muestra VG - 42.

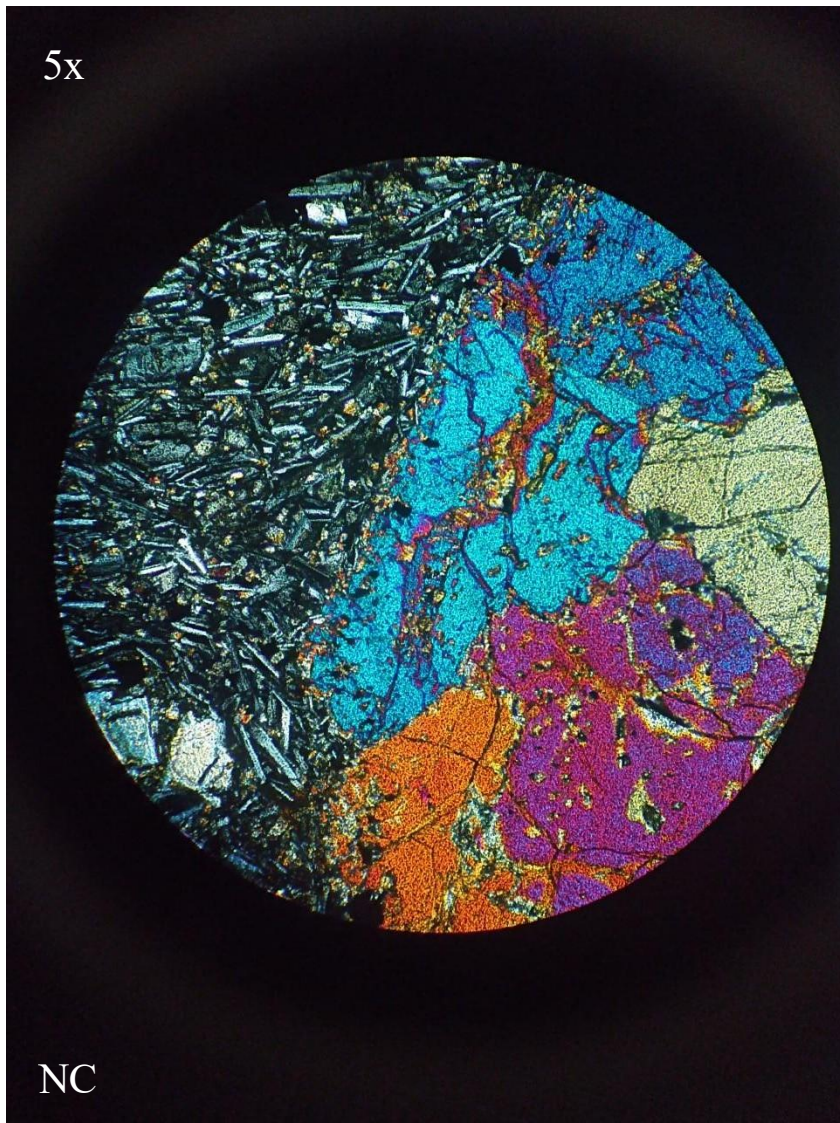


Figura 4. 5. Textura coronítica en muestra VG - 45.

Los minerales dominantes son plagioclasa, anfíbol, biotita, feldespato potásico y minerales opacos, presentes en la mayoría de las muestras. Se observan texturas micrográficas entre los cristales de cuarzo y feldespato potásico, como en VG-81, lo que indica una cristalización simultánea bajo condiciones subvolcánicas o hipabisales.

En todas las muestras, los cristales de plagioclasa presentan un grado variable de alteración a sericita y arcillas, lo que sugiere una alteración hidrotermal relativamente común. Este fenómeno

también afecta a otros minerales, como los anfíboles y las biotitas, que muestran reemplazo parcial o completo por clorita en muestras como VG-41, VG-42 y VG-50.

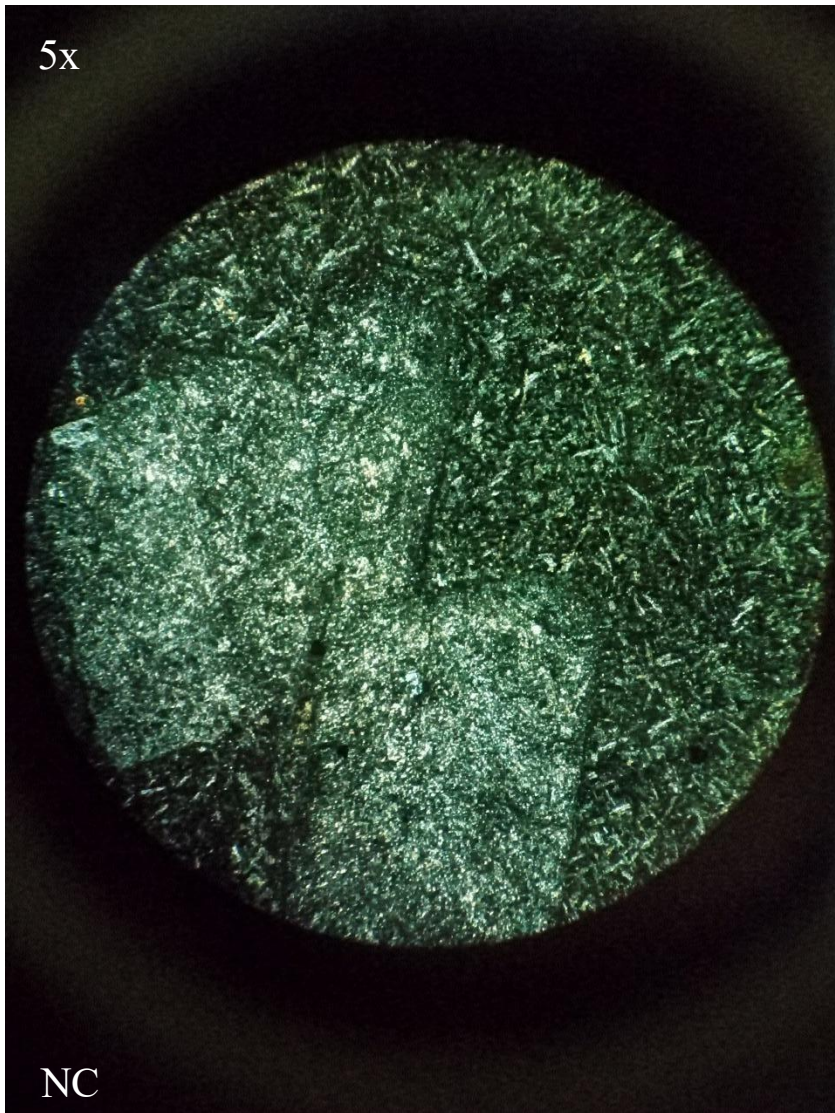


Figura 4. 6. Alteración de plagioclasas a arcillas en muestra VG - 50.

Los minerales opacos, aunque presentes en casi todas las muestras, suelen ser accesorios en cantidad y están principalmente asociados a procesos de alteración, como se observa en los cristales de óxidos de Fe y sulfatos.

Las fracturas rellenas de clorita, epidota y óxidos de Fe son comunes en varias muestras (VG-49, VG-80), sugiriendo que las rocas han estado sometidas a episodios de deformación post-magmática. La presencia de vetillas irregulares de estos minerales sugiere que los fluidos ricos en clorita y epidota atravesaron las rocas en fases posteriores, lo que es típico en cuerpos plutónicos que han sido afectados por procesos tectónicos o de circulación de fluidos durante el enfriamiento (Yardley, 1989).

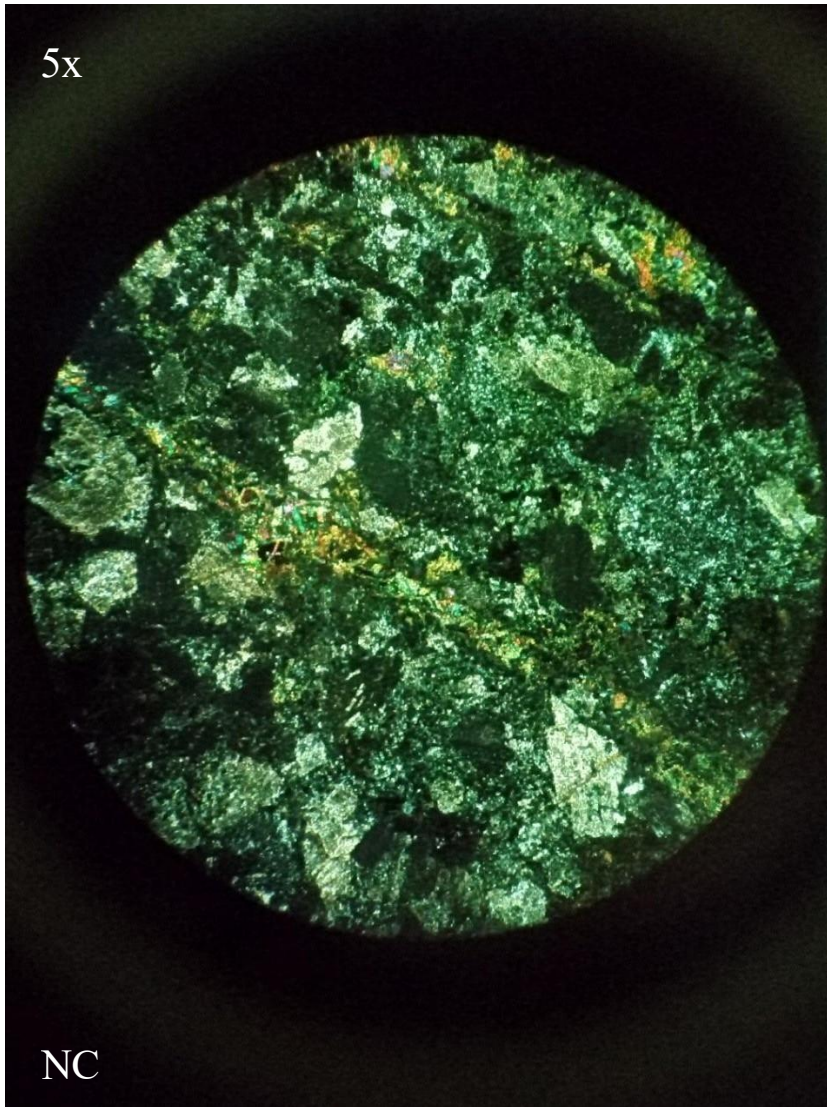


Figura 4. 7. Vetillas rellenas de clorita y/o epidota en muestra VG - 47.

En VG-47, que corresponde a una roca piroclástica, se observan fragmentos líticos volcánicos y componentes de tamaño ceniza, lo que añade complejidad al conjunto de muestras mayoritariamente plutónicas. Las vetillas de epidota y clorita cruzan el corte, indicando también que esta muestra fue atravesada por fluidos hidrotermales.

Se identifican diferencias y similitudes significativas entre los cuerpos estudiados. Por ejemplo, el Complejo Plutónico Alhué presenta litologías más evolucionadas (granodioritas, aplitas) en comparación con el Complejo La Leona, dominado por gabros y dioritas máficas. Esto sugiere variaciones en la fuente del magma o en los procesos de diferenciación. Asimismo, las monzodioritas y dioritas cuarcíferas de Doñihue presentan características intermedias, con texturas similares a las observadas en las unidades más al norte (como los stocks de Aculeo), lo que podría indicar condiciones de cristalización comparables en términos de presión y profundidad. Sin embargo, la alteración diferencial observada en las muestras también podría estar relacionada con su posición tectónica relativa o con el momento en que fueron afectadas por eventos hidrotermales post-emplacement.

Estas observaciones permiten interpretar que, si bien todos los cuerpos comparten un origen asociado al arco magmático del margen occidental sudamericano durante el Cretácico Superior, existen diferencias locales que reflejan una evolución magmática compleja y segmentada. Esta diversidad también sugiere que el emplazamiento ocurrió en distintos momentos dentro del intervalo 98–83 Ma, en un contexto tectónico que osciló entre fases compresivas (Orogenia Peruana) y episodios extensionales tardíos (Parada *et al.*, 2005).

6. CONCLUSIONES

La caracterización petrográfica de doce muestras representativas de cuerpos intrusivos del Cretácico Superior permitió identificar una amplia variedad de litologías que incluyen gabros, dioritas cuarcíferas, monzodioritas, granodioritas, monzogranitos e incluso pórfidos. Esta diversidad composicional y textural refleja una evolución magmática dominada por diferenciación fraccionada, con posible mezcla de magmas máficos y félsicos.

Las texturas dominantes —equigranulares, porfídicas, poiquilíticas, sieve y micrográficas—, junto con la mineralogía (abundancia de plagioclasa, anfíbol, cuarzo, feldespatos alcalinos y minerales opacos), sugieren condiciones de cristalización variables pero, en la mayoría de los casos, consistentes con niveles corticales someros a intermedios en un ambiente de arco magmático continental.

La presencia generalizada de alteración hidrotermal (clorita, epidota, sericita, arcillas y óxidos de Fe), vetillas de minerales secundarios, así como evidencias de fracturación y circulación de fluidos, indica que las rocas fueron posteriormente afectadas por eventos tectónicos o por circulación de fluidos durante el enfriamiento, lo que sugiere un ambiente post-emplacement tectónicamente activo.

La comparación entre los cuerpos revela diferencias petrográficas que apuntan a historias evolutivas parcialmente independientes. Por ejemplo, el Complejo Plutónico Alhué muestra litologías más evolucionadas y texturas finas, mientras que el Complejo La Leona presenta una mayor proporción de gabros y dioritas máficas, con texturas intergranulares y porfídicas que sugieren una cristalización más rápida y somera.

Con base en la evidencia petrográfica y en el contexto geológico regional, se propone que el emplazamiento de los cuerpos intrusivos analizados se dio mayoritariamente bajo condiciones tectónicas extensionales, particularmente hacia el final del Cretácico Superior (~90–83 Ma). Esta interpretación se sustenta en la presencia de texturas típicas de enfriamiento rápido (como las sieve y poiquilíticas), indicativas de ascenso magmático rápido en un régimen de corteza adelgazada,

así como en estudios previos que asocian estos intrusivos a un evento extensional posterior a la Orogenia Peruana. No obstante, cuerpos más antiguos como el Complejo Alhué (98–87 Ma) podrían haber comenzado su evolución bajo condiciones compresivas asociadas al evento orogénico, para luego continuar su enfriamiento y alteración bajo un régimen más relajado o incluso extensional.

En resumen, los resultados sugieren una evolución tectónica transicional en el área de estudio, con un cambio desde condiciones compresionales a extensionales durante el Cretácico Superior, siendo este último el régimen dominante al momento del emplazamiento final de la mayoría de los cuerpos analizados. Este escenario tectónico mixto explicaría tanto la diversidad litológica como las variaciones en las condiciones de cristalización y alteración observadas.

7. REFERENCIAS

- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En T. Moreno & W. Gibbons (Eds.), *The geology of Chile* (pp. 21–114). Geological Society, London.
- Contreras, J. P., & Schilling, M. (En prensa). *Geología del área San Fernando - Curicó*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, Santiago.
- De la Fuente, D., Figueroa, Ó., Demaiffe, D., Mella, M., Duhart, P., Quiroz, D., ... & Oliveros, V. (2021). Upper Cretaceous intrusives in the Coastal Cordillera near Valdivia: forearc magmatism related to the passage of a triple junction? *Andean Geology*, 48(1), 24-53.
- Espinoza, D., Rojas, C., Contreras, P., & Oyanadel, R. (2017). *Geología del área San Vicente de Tagua Tagua, Provincia de Cachapoal, a escala 1:50.000*. Informe de taller de geología de campo II, Escuela de Geología, Universidad de Chile.
- Fennell, L., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E., Botesi, G., & Ramos, V. A. (2015). Cretaceous deformation of the southern Central Andes: Synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'-37°S). *Basin Research*, 29, 51-72.
- Fennell, L. M., Iannelli, S. B., Encinas, A., Naipauer, M., Valencia, V., & Folguera, A. (2019). Alternating contraction and extension in the Southern Central Andes (35°–37° S). *American Journal of Science*, 319(5), 381-429.
- Gana, P., & Zentilli, M. (2000). Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central. En *IX Congreso Geológico Chileno*, Actas, 2, 664–668.
- Godoy, E., Schilling, M., Solari, M., & Fock, A. (2009). *Geología del área Rancagua - San Vicente de Tagua Tagua. Región del Libertador General Bernardo O'Higgins*. Escala 1:100.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 118. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Leiva, S. (2018). Estratigrafía, petrografía y procedencia sedimentaria del sector de Quebrada de la Plata entre los 33°28'-33°31'S, Región Metropolitana, Chile (Tesis de Licenciatura). Universidad Andrés Bello.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En G. E. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet, & J. A. Reinemud (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (pp. 59–90). Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, 11.
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., & Rojas, A. (2018). Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~35° S. *Tectonophysics*, 744, 93-117.

Ortega Verdugo, S. A. (2018). Petrografía y estratigrafía de la Formación Lo Prado en la Cordillera de la Costa (entre 33°27'-33°30'S): Sector Lo Prado. 2018. Tesis Doctoral. Universidad Andrés Bello.

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 a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society*, 162(2), 273-287.

Sellés, D. (2000). Geología de la zona sur de la Cordillera de la Costa, entre las latitudes 33° y 35°S. *Boletín de la Sociedad Geológica de Chile*, 54(2), 301-315.

Sellés, D., & Gana, P. (2001). Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins.

Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). (2003). *Mapa geológico de Chile: Versión digital*. Publicación Geológica Digital N° 4. Santiago, Chile.

Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (Vol. 2). Harlow, UK: Pearson education.

Yardley, B. W. D. (1989). An introduction to metamorphic petrology: Longman Scientific and Technical. *Essex, England*, 61-90.

8. ANEXOS

Muestra: VG- (Unidad:)			
Clasificación Petrográfica		Coordenadas UTM	
		N; E	
Observaciones Generales			
Texturas			
Mineralogía y Componentes			
Tipo de componente		%	Características/Modo de Ocurrencia
Cristales (%)			
Accesorios (%)			
Minerales de Alteración		Alteración presente en X % de la roca (Grado X).	

Anexo 1. Tabla estándar para descripción petrográfica.