



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

EPISODIOS DE ALTERACIÓN DE LAS SECUENCIAS CENOZOICAS EN LOS
VALLES DEL RÍO COLORADO Y RÍO MAIPO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JUAN ANTONIO CÁCERES BECERRA

PROFESOR GUÍA:
DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
SANTIAGO MAZA
MARCELO FARÍAS THIERS

Este trabajo ha sido financiado por FONDAP-CONYCYT N° 15090013

SANTIAGO DE CHILE

2024

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Juan Antonio Cáceres Becerra
FECHA: 2024
PROFESOR GUÍA: Diego Morata Céspedes

EPIODIOS DE ALTERACIÓN DE LAS SECUENCIAS CENOZOICAS EN LOS VALLES DEL RÍO COLORADO Y RÍO MAIPO

Las rocas dispuestas en las laderas sur del río Colorado y la ladera este del río Maipo corresponden a rocas volcánicas y volcanoclásticas compuestas por tobas cristalinas, lavas amigdaloides, flujos ignimbríticos y areniscas volcánicas, que han sido asignadas al miembro inferior de la formación Farellones y son producto de los procesos tectono-estratigráficos y estructurales que ocurrieron durante el Cenozoico.

Las rocas estudiadas han sido sometidas a una alteración hidrotermal, producto de la circulación de fluidos calientes en un complejo volcánico favorecido por la permeabilidad secundaria originada por los colapsos de calderas en el sector al generar fallas y fracturas. Mediante el uso de difracción de rayos X, microscopía de barrido (SEM) y microscopía óptica es posible identificar mineralogía secundaria de baja temperatura principalmente Ca-ceolitas (laumontita, yugawaralita, wairakita y analcima), filosilicatos máficos, epidota y calcita. La marcada presencia de yugawaralita y wairakita en el sector de El Toyo y El Ingenio suponen la acción de un sistema geotermal fósil que habría alcanzado altas temperaturas fluido dominante de pH neutro y alcalino mediante el ascenso de fluidos y la circulación lateral posterior. Factores como la composición, porosidad e interacción fluido roca son importantes para la formación de la mineralogía secundaria.

El modelo de alteración que mejor describe la zona de estudio es la generación de un complejo volcánico generado por el emplazamiento de intrusivos del Mioceno Inferior producto de un ambiente compresivo que alteraría la roca producto de fluidos caliente y que posteriormente durante el emplazamiento de intrusivos del Mioceno Superior, se habría generado un sistema geotermal fósil de alta temperatura.

*A mis padres
Antonio y Teresa.*

A mi pequeña hija

Amanda

AGRADECIMIENTO

Agradezco a mis padres por todo el apoyo brindado y el tiempo dedicado para ayudarme a sacar adelante este proyecto. Las largas horas de conversaciones y las sobremesas que hicieron más placentero el periodo de trabajo.

A mi pequeña Amanda, sin ti esto no sería lo mismo, el terminar este trabajo es una muestra que todo se puede lograr y que nunca debes bajar los brazos.

A mis hermanas por darme ánimos y soportar el mal humor de algunos días y las palabras de ánimos para sacar adelante mi trabajo.

A mi pareja y madre de mi hija Nicole por trasnochar conmigo y adecuarse a mis tiempos por sobretodo tener la paciencia para esperarme y escucharme cuando lo necesitaba.

A mis amigos que contribuyeron a hacer más distendida las tardes en la universidad y me ayudaron a relajarme cuando más lo necesitaba. Además de significar un apoyo en tiempos de trabajo.

A todos ellos agradecerles por ayudarme a transformarme en un mejor hombre.

Agradecer a mis profesores de memoria por su tiempo empleado y aportar con su sabiduría cuando la necesitaba.

TABLA DE CONTENIDO

I	CAPITULO I: INTRODUCCIÓN	1
I.1	FORMULACIÓN DEL ESTUDIO	1
I.2	OBJETIVOS	1
I.2.1	Objetivo general	1
I.2.2	Objetivo específico	2
I.3	HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	2
I.4	TRABAJOS ANTERIORES	2
I.4.1	Generalidades	2
I.4.2	Trabajos previos en la región	3
I.5	METODOLOGÍA	5
I.5.1	Ubicación y vías de acceso	5
I.5.2	Trabajo en terreno	6
I.5.3	Trabajo de laboratorio	7
II	CAPITULO II: MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO	11
II.1	ANTECEDENTES	11
II.2	FORMACIÓN CENOZOICA.....	12
II.2.1	Formación Farellones (Klohn, 1960).....	12
II.3	ROCAS INTRUSIVAS	13
II.3.1	Intrusivos del Mioceno Medio–Superior	13
II.4	EL AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN Y EL CONTROL TECTÓNICO DE LAS FORMACIONES CENOZOICAS.....	13
II.5	GEOLOGÍA LOCAL.....	16
II.5.1	Perfil río Maipo.....	16
II.5.2	Perfil río Colorado	22
II.5.3	Estructuras.....	24
III	CAPITULO III: MINERALOGÍA SECUNDARIA.....	26
III.1	Generalidades.....	26
III.2	Protolito	26
III.2.1	Perfil río Maipo.....	27
III.2.2	Perfil río Colorado	27
III.3	Descripción mineralogía secundaria	28
III.3.1	Filosilicatos máficos	29
III.3.2	Ceolitas.....	44
III.3.3	Celadonita y mica blanca	52
III.3.4	Epidota.....	58

III.3.5	Prehnita	62
III.3.6	Feldespatos secundario.....	65
III.3.7	Calcita.....	68
IV	CAPITULO IV: DISCUSIÓN.....	69
IV.1	PARAGÉNESIS MINERAL Y ZONACIÓN DE LA ALTERACIÓN	69
IV.1.1	Escala de equilibrio.....	69
IV.1.2	Asociaciones minerales de baja varianza	70
IV.1.3	Distribución espacial de la alteración.....	71
IV.2	METAMORFISMO REGIONAL.....	71
IV.2.1	Alteración hidrotermal	75
IV.3	SISTEMA GEOTERMAL FÓSIL.....	78
IV.4	MODELO DE ALTERACIÓN.....	81
V	CONCLUSIÓN.....	83
	BIBLIOGRAFÍA	84
	ANEXOS	99
	ANEXO A: ANÁLISIS SEM	100
	ANEXO B: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA	122
	ANEXO C: DRX	137

INDICE DE TABLAS

TABLA I-1 COORDENADAS GEOGRÁFICAS DE LAS UBICACIONES DE MUESTRAS EXTRAÍDAS EN TERRENO. DATUM WGS 84 UTM 19H.PERFIL RÍO MAIPO.	7
TABLA III-1 TABLA CON ABREVIACIONES DE MINERALES SECUNDARIOS. TOMADO DE KRETZ, (1983) Y GOTTARDI & GALLI, (1985).....	29
TABLA III-2 MINERALOGÍA SECUNDARIA PRESENTE EN LA ZONA DE ESTUDIO SEGÚN MUESTRAS RECOGIDAS Y SUS RESPECTIVAS LITOLOGÍAS.	29
TABLA III-3: PARÁMETROS PARA DIFERENCIAR ENTRE CLORITA, ESMECTITA Y CLORITA-ESMECTITA. CALCULADOS EN BASE A 28 OXÍGENOS. REFERENCIAS (1) BETTISON & SCHIFFMAN, (1988), (2) SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, (1991). MODIFICADA DE MUÑOZ, (2005).....	31
TABLA III-4 VALORES CALCULADOS DE TEMPERATURA SEGÚN GEOTERMÓMETRO DE BOURDELLE & CATHELINEAU, (2015). LOS DATOS SON APROXIMACIONES DE LOS VALORES OBTENIDOS	43
TABLA IV-1 ASOCIACIONES MINERALES DE BAJA VARIANZA PARA CADA UNA DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS SEGÚN SU METADOMINIO.	70
TABLA V-1 ANÁLISIS SEM DE FILOSILICATOS MÁFICOS (1/5)	101
TABLA V-2 ANÁLISIS SEM DE FILOSILICATOS MÁFICOS (2/5)	102
TABLA V-3 ANÁLISIS SEM DE FILOSILICATOS MÁFICOS (3/5)	103
TABLA V-4 ANÁLISIS SEM DE FILOSILICATOS MÁFICOS (4/5)	104
TABLA V-5 ANÁLISIS SEM DE FILOSILICATOS MÁFICOS (5/5)	105
TABLA V-6 ANÁLISIS SEM DE CEOLITAS (1/4)	106
TABLA V-7 ANÁLISIS SEM DE CEOLITAS (2/4)	107
TABLA V-8 ANÁLISIS SEM DE CEOLITAS (3/4)	108
TABLA V-9 ANÁLISIS SEM DE CEOLITAS (4/4)	109
TABLA V-10 ANÁLISIS SEM DE CELADONITA Y FENGITA (1/2)	110
TABLA V-11 ANÁLISIS SEM DE CELADONITA Y FENGITA (2/2)	111
TABLA V-12 ANÁLISIS SEM DE EPIDOTA (1/4)	112
TABLA V-13 ANÁLISIS SEM DE EPIDOTA (2/4)	113
TABLA V-14 ANÁLISIS SEM DE EPIDOTA (3/4)	114
TABLA V-15 ANÁLISIS SEM DE EPIDOTA (4/4)	115
TABLA V-16 ANÁLISIS SEM DE PREHNITA (1/3)	116
TABLA V-17 ANÁLISIS SEM DE PREHNITA (2/3)	117
TABLA V-18 ANÁLISIS SEM DE PREHNITA (3/3)	118
TABLA V-19 ANÁLISIS SEM DE FELDESPATO (1/3).....	119
TABLA V-20 ANÁLISIS SEM DE FELDESPATO (2/3).....	120
TABLA V-21 ANÁLISIS SEM DE FELDESPATO (3/3).....	121

INDICE DE ILUSTRACIONES

FIGURA I-1: MAPA DE LA ZONA DE ESTUDIO. EL RECTÁNGULO ROJO CORRESPONDE AL SECTOR DE MUESTREO EN EL RÍO COLORADO (PERFIL RÍO COLORADO) Y EL RECTÁNGULO VERDE AL SECTOR DE MUESTREO EN RÍO MAIPO (PERFIL RÍO MAIPO).....	6
FIGURA II-1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRÁFICA DE CHILE CENTRAL ENTRE LOS 33°S HASTA LOS 35°S A) INICIO DE LA ETAPA DE EXTENSIÓN Y DESARROLLO DE LA CUENCA DE ABANICO CON SUS RESPECTIVOS SISTEMAS DE FALLAS; B) SISTEMA DE FALLA SAN RAMÓN CREÓ DOS DEPOCENTROS Y SE DEPOSITÓ LA FORMACIÓN ABANICOS C) INVERSIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE ABANICO (OROGENIA PEHUENCHE), DEPOSITACIÓN DEL MIEMBRO INFERIOR DE FARELLONES, D) MIGRACIÓN DE LA DEFORMACIÓN Y DEL MAGMATISMO Y DEPOSITACIÓN DEL MIEMBRO SUPERIOR DE FARELLONES., MODIFICADA DE VILLELA, (2015).	15
FIGURA II-2: MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO CON ESTRUCTURAS VISTAS EN LA LITERATURA. CADA LETRA REPRESENTA LA POSICIÓN DE LAS COLUMNAS ESTUDIADAS POR CADA AUTOR. A: AGUIRRE, (1999); B: MEDINA, (2001), C: FOCK, (2005); D: PALMA, (1991). MODIFICADO DE FOCK, (2005) (*) EDADES DE VERGARA & DRAKE, (1978), (**) EDADES DE FOCK, (2005), (***) EDAD DE ZURITA ET AL., (1999), (****) EDAD DE VERGARA ET AL., (1999).....	17
FIGURA II-3: CONTINUACIÓN FIGURA II-2 LEYENDA MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO CON ESTRUCTURAS.	18
FIGURA II-4: FOTOGRAFÍA DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS EN EL PERFIL DEL RÍO MAIPO. A) CORRESPONDE A LA MUESTRA STP 3. B) CORRESPONDE A LA MUESTRA STP 4. C) CORRESPONDE A LA MUESTRA STP 5. ...	19
FIGURA II-5 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS LEVANTADAS POR AGUIRRE, (1999), MEDINA, (2001) Y PALMA, (1991). LAS UNIDADES ESTÁN DESCRITAS EN EL TEXTO DE MÁS ARRIBA. MODIFICADO DE FOCK, (2005). (*) EDAD AR/AR PLATEAU EN PLAGIOCLASA, ZURITA ET AL., (1999); (**) EDAD U-Pb SHRIMP, FOCK, (2005); (***) EDAD K/AR EN ROCA TOTAL, VERGARA & DRAKE, (1978) (****) EDAD K/AR EN PLAGIOCLASA, VERGARA & DRAKE, (1978).....	21
FIGURA II-6: FOTOGRAFÍA DE AFLORAMIENTOS DEL RÍO COLORADO EN EL ÁREA DE ESTUDIO. A) AFLORAMIENTO DE TOBA DE LAPILLI VERDOSA JUNTO A UN DIQUE QUE INTRUYE LA SUCESIÓN, CORRESPONDIENTE A RC 3. B) AFLORAMIENTO DE LAVAS ROJIZAS INTRUÍDAS TAMBIÉN POR DIQUES HIPABISALES, CORRESPONDIENTE A RC 8.	23
FIGURA II-7: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA LEVANTADA EN EL SECTOR DE LOS AZULES, FOCK, (2005). (*) EDAD U/Pb (SHRIMP), FOCK, (2005) (**) EDAD PLATEAU 40Ar/39Ar, FOCK, (2005).	24
FIGURA III-1: MICROFOTOGRAFÍA DE INTERESTRATIFICADO CLORITA-ESMECTITA. A) DENTRO DE UN CLASTO VOLCÁNICO DE LA LOCALIDAD STP 3 CERCANO A UN PARCHE DE CEOLITA EN PLAGIOCLASA. B) MICROFOTOGRAFÍA SEM EN LA MASA FUNDAMENTAL DE LA MUESTRA OBTENIDA EN RC 8 DE UNA LAVA AMIGDALOIDE.....	33
FIGURA III-2 A) RELACIÓN DE Xc DE FILOSILICATOS MÁFICOS SEGÚN MUESTRA A) DISTRIBUCIÓN DE LAS MUESTRAS Y LA RELACIÓN DE Xc B) RELACIÓN DE Xc SEGÚN EL CONTENIDO CATIONICO DE Si.	34
FIGURA III-3: DIAGRAMA DE HEY, (1954) QUE CLASIFICA CLORITA (CONTENIDO DE Xc > 75 %) SEGÚN SU CONTENIDO DE Si Y Fe DE LAS DISTINTAS MUESTRAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO.	35
FIGURA III-4: DIAGRAMA NIC VS AL TOTAL DE INTERESTRATIFICADO DE CLORITA-ESMECTITA SEGÚN LAS MUESTRAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	36
FIGURA III-5 DIAGRAMA DE DISTRIBUCIÓN DEL CONTENIDO EN ALUMINIO RESPECTO AL CONTENIDO EN Si EN FILOSILICATOS MÁFICOS CLASIFICADAS SEGÚN SU MUESTRA EXTRAÍDA EN EL ÁREA DE ESTUDIO. A LA IZQUIERDA LA RELACIÓN ALIV VS Si Y A LA DERECHA AL TOTAL VS Si.....	37
FIGURA III-6: DIAGRAMA IC VS Si TOTAL. LAS MUESTRAS SON CLASIFICADAS SEGÚN LAS MUESTRAS DEL ÁREA DE ESTUDIO. LAS LÍNEAS AL INTERIOR DEL DIAGRAMA DIVIDEN SEGÚN LAS CONDICIONES PARA ENCONTRAR CLORITA PURA (TABLA III-3).	38
FIGURA III-7 RELACIÓN Mg/ (Mg + Fe) SEGÚN SUS MUESTRAS, SEGÚN Xc Y SEGÚN Si.....	39
FIGURA III-8 GRAFICO Si-R+2 CON CURVAS DE TEMPERATURAS CALCULADAS Y GRAFICADAS EN SISTEMA SEMI EMPÍRICO POR BOURDELLE & CATHELINEAU, (2015) PARA FILOSILICATOS MÁFICOS (C/S Y CHL). MODIFICADO DE BOURDELLE & CATHELINEAU, (2015).....	42
FIGURA III-9: MICROFOTOGRAFÍA DE CEOLITAS EN DOS METADOMINIOS DISTINTOS. A) PARCHES DE CEOLITAS EN CRISTALES DE PLAGIOCLASA PROVENIENTE DE MUESTRA STP 3 A NICOLES PARALELOS. B) EL MISMO PARCHE DE CEOLITA A NICOLES CRUZADO. C) MICROFOTOGRAFÍA SEM DE UNA ESQUIRILA QUE ES REEMPLAZADA POR CEOLITAS EN LA MUESTRA DE STP 5.....	45

FIGURA III-10: MICROFOTOGRAFÍA DE CEOLITAS RELLENANDO AMÍGDALAS VOLCÁNICAS EN LA MUESTRA RC 8. A) MICROFOTOGRAFÍA DE UNA AMÍGDALA RELLENA CON CEOLITA Y BORDE DE ESMECTITA A NICOLES PARALELOS. B) FOTOGRAFÍA DE UNA AMÍGDALA RELLENA CON CEOLITA A NICOLES CRUZADOS. C) MICROFOTOGRAFÍA SEM DE RELLENO DE AMÍGDALAS MOSTRANDO LOS CLIVAJES DEL CRISTAL.....	46
FIGURA III-11: MICROFOTOGRAFÍA SEM DE INTERSTICIO ENTRE CLASTOS RELLENADOS CON CEMENTO CEOLÍTICO CORRESPONDIENTE A LA MUESTRA STP 4. A) IMAGEN A NICOLES PARALELOS. B) IMAGEN A NICOLES CRUZADOS. C) IMAGEN SEM DEL RELLENO DE INTERSTICIO.....	47
FIGURA III-12: PROYECCIÓN DE LA COMPOSICIÓN DE LAS CEOLITAS EN UN DIAGRAMA Na - Ca + Mg - K. LOS NÚMEROS INDICAN GRUPOS COMPOSICIONALES. 1: CEOLITA-Ca; 2: CEOLITAS CaNa; 3: CEOLITA Na. LOS DATOS ESTÁN REPRESENTADOS SEGÚN LAS MUESTRAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	47
FIGURA III-13: DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN DE FUENTES ET AL., (2004) PARA CEOLITAS. RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN DE VARIOS AUTORES MENCIONADOS EN EL TRABAJO DE FUENTES ET AL., (2004). MOR: MORDENITA, TMP: TROMPSONITA, Gi: GISMONDINA, GA: GARRONITA, Sc: ESCOLECITA, Lev: LEVYNA, Cbz: CHABAZITA, Wk: WAIRAKITA, Ph: FILIPSITA, Go: GOBBINSITA, ANL: ANALCIMA, NTR: NATROLITA, AM: AMICITA, F: FAUJASITA, STB: ESTILBITA, Yu: YUGAWARALITA, St: ESTELERITA, Epist: EPISTILBITA, Hul: HEULANDITA, Cl: CLINOPTINOLITA. DATOS EXPRESADOS SEGÚN LAS MUESTRAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	50
FIGURA III-14: A) MICROFOTOGRAFÍA DE UN CRISTAL PRIMARIO ALTERADO COMPLETAMENTE POR CELADONITA. B) MICROFOTOGRAFÍA DE CELADONITA ALTERANDO FIAMES DE LA MATRIZ DE UNA TOBA CRISTALINA DE STP 5.	53
FIGURA III-15: DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN DE MICA PROPUESTO POR PE-PIPER, (1985). FÓRMULA CALCULADA A 22 OXÍGENOS. LOS DATOS ESTÁN CLASIFICADOS SEGÚN LAS MUESTRAS EXTRAÍDA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.	54
FIGURA III-16: DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN UTILIZADO POR LI ET AL., (1997) RELACIONANDO LOS CUATRO EXTREMOS DE CLASIFICACIÓN DE LA CELADONITA. CÍRCULOS ROJOS REPRESENTAN LOS VALORES DE LOS DATOS OBTENIDOS EN LA ZONA DE ESTUDIO. DATOS OBTENIDOS FUERON CALCULADOS SOBRE LA BASE DE 22 OXÍGENOS.	56
FIGURA III-17: MICROFOTOGRAFÍA DE EPIDOTA DENTRO DE MATRIZ ENTRE LOS CLASTOS DE LA MUESTRA RC 6. SE PUEDE OBSERVAR CLIVAJES. FOTOGRAFÍA A) A NICOLES PARALELOS. B) IMAGEN A NICOLES CRUZADOS. C) IMAGEN SEM DE CRISTALES DE EPIDOTA RADIALES EN RC 6.....	59
FIGURA III-18: PROYECCIÓN DE LOS ANÁLISIS DE EPIDOTA EN UN DIAGRAMA Al-Fe-Mn*100. LOS DATOS SE CLASIFICAN SEGÚN LAS MUESTRAS EXTRAÍDAS EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	60
FIGURA III-19 COMPONENTE PISTACÍTICO SEGÚN LAS MUESTRAS DEL ESTUDIO ORDENADO DE IZQUIERDA A DERECHA SEGÚN LA UBICACIÓN EN LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA.....	61
FIGURA III-20: MICROFOTOGRAFÍA DE PREHNITA JUNTO A CEOLITAS EN LA LOCALIDAD STP 4. A) MICROFOTOGRAFÍA DE PREHNITA RADIAL A NICOLES CRUZADO DENTRO DEL CEMENTO DE LA MUESTRA STP 4, B) IMAGEN SEM.	63
FIGURA III-21: HISTOGRAMA DE LOS MINERALES DE PREHNITA SEGÚN LA RAZÓN Fe/ (Fe + Al). NOTAR EL COMPORTAMIENTO UNIMODAL DE LOS DATOS.	64
FIGURA III-22: MICROFOTOGRAFÍA SEM DE UNA PLAGIOCLASA CON BORDE DE Kfs Y ALTERACIÓN DE CEOLITA COMO PARCHE EN SU INTERIOR. IMAGEN OBTENIDA DE UNA TOBA DE LAPILLI DE LA MUESTRA STP 3.	66
FIGURA III-23: DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN ALBITA- ANORTITA-ORTOCLASA PARA FELDESPATO. LOS DATOS SON AGRUPADOS SEGÚN LAS MUESTRAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.	67
FIGURA IV-1 DISTRIBUCIÓN DE LA MINERALOGÍA SECUNDARIA PRESENTE EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	72
FIGURA IV-2 DIAGRAMA P-T PARA REACCIONES UNIVARIANTES DETERMINADAS, RELACIONADO AL METAMORFISMO DE MUY BAJO GRADO EN ROCAS VOLCÁNICAS BASÁLTICAS EN LA PRESENCIA DE EXCESO DE CUARZO Y FLUIDO PARA EL SISTEMA NCMASH. EL ÁREA GRIS AL LADO IZQUIERDO DEL DIAGRAMA PRESENTA EL CAMPO DE ESTABILIDAD DE LA PREHNITA Y AQUEL DEL LADO DERECHO ES EL CAMPO DE ESTABILIDAD DE LA EPIDOTA. MODIFICADO DE FREY ET AL., (1991) Y LIU ET AL., (1991).	77
FIGURA IV-3 ESQUEMA CONCEPTUAL DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN LA ZONA DE ESTUDIO. LOS SECTORES NO ESTÁN ESCALADOS.....	82
FIGURA V-1: ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	138
FIGURA V-2 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	139
FIGURA V-3: ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	140
FIGURA V-4 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	141

FIGURA V-5 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	142
FIGURA V-6 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	143
FIGURA V-7 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	144
FIGURA V-8 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	145
FIGURA V-9 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	146
FIGURA V-10 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	147
FIGURA V-11 ANÁLISIS DE DRX DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIOS. DIFRACTOGRAMA EN ROJO REPRESENTA LOS DATOS SIN TRATAMIENTO Y EN COLOR AZUL LOS DATOS CON ETILENGLICOL	148

I CAPITULO I: INTRODUCCIÓN

I.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO

La alteración de un mineral es un proceso de cambio en estado sólido de la mineralogía y/o textura de las rocas, que se someten a un reajuste a condiciones físicas y químicas diferentes a las reinantes cuando la roca se forma y que también son diferentes a las condiciones imperantes durante la diagénesis. Los procesos de alteración de un mineral son una función de la configuración tectónica: cada ambiente es caracterizado por litología, gradiente metamórfico, composición de fluidos y otros parámetros intensivos.

Una de las características de la alteración secundaria es la distribución esporádica y el crecimiento selectivo de la mineralogía secundaria en vesículas y venillas junto al crecimiento en fase mineral como plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, hornblenda, opaco y vidrio volcánico (Liou et al., 1985). Estos dominios locales pueden sufrir diferencias en su composición efectiva generando distinta mineralogía secundaria.

La mineralogía secundaria encontrada es de suma importancia para determinar el tipo de metamorfismo que se sobre impuso en las rocas estudiadas. Composición, hábito, dominio son algunos de los factores que contribuyen al entendimiento del metamorfismo.

Los afloramientos en los valles del río Colorado y río Maipo (Figura I-1), están asociados a la Formación Farellones (Thiele, 1980; Aguirre, 1999; Medina, 2001; Fock, 2005) y muestran a partir de su mineralogía secundaria, la sobre imposición de un evento metamórfico (Levi et al., 1989; Aguirre et al., 2000; Bevins et al., 2003; Robinson et al., 2004 entre otros).

El problema se reduce a obtener información sobre la mineralogía secundaria y aportar conocimiento sobre el metamorfismo que afecta a las sucesiones cenozoica en la zona de estudio.

Esta memoria está enmarcada en el proyecto FONDAP-CONYCYT N° 15090013 del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA).

I.2 OBJETIVOS

I.2.1 Objetivo general

Aportar información relevante sobre los procesos de alteración que fueron sometidas las rocas en el área de estudio mediante el estudio de la mineralogía secundaria para

determinar el tipo de alteración secundario que fueron sometidas las rocas del área de estudio. Discutir sobre los procesos geológicos que dieron origen a la alteración.

I.2.2 Objetivo específico

Mediante el uso de técnicas SEM, XRD y microscopía óptica, determinar la mineralogía secundaria de las rocas. Establecer y clasificar las asociaciones mineralógicas y con esto comparar la mineralogía obtenida en el área de estudio con aquella conocida en áreas cercanas para determinar factores que controlen la mineralización.

I.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Las rocas, en los valles del río Maipo y río Colorado han sufrido alteración secundaria, producto de la configuración tectónica regional y local imperante en la zona.

I.4 TRABAJOS ANTERIORES

I.4.1 Generalidades

El metamorfismo de muy bajo grado fue descrito en sus inicios por los trabajos realizados por Coombs et al., (1959) y Coombs, (1960), quienes mostraron una regularidad en la distribución de ceolitas en South Island, Nueva Zelanda, estableciendo así la facies ceolita y definiendo, el metamorfismo de enterramiento por el hecho de que roca que no había sido deformada presentaban variaciones en la mineralogía según la profundidad de enterramiento. Desde entonces el metamorfismo de facies subesquistoso verde ha sido reconocido en muchas partes del mundo.

Muchos factores han sido descritos para explicar el metamorfismo de bajo grado. Boles & Coombs, (1975) demostraron que la composición del fluido circulante tiene un efecto considerable sobre la mineralogía secundaria presente. Neuhoff et al., (1999) explican las diferencias en la mineralogía secundaria a partir de la porosidad en lavas basálticas. Lo mismo es hecho por Schmidt & Robinson, (1997) para explicar las diferencias en la mineralización de filosilicatos máficos. Por otra parte, Jamtveit & Austrheim, (2010) estudian el rol del fluido en la cristalización de asociaciones minerales. La interacción agua roca ha sido estudiada por Schiffman et al., (1991) en ofiolitas.

Liou et al., (1985) y Liou et al., (1987) presentaron una grilla petrográfica en el sistema NCMASH para un modelo de sistema basáltico para varias facies metamórficas de bajo grado. Frey et al., (1991) refinaron dicha grilla sobre la base de estudio termodinámicos, delineando campos de estabilidad y paragénesis de minerales índices de distintas facies metamórficas en metabasitas acotando los campos de estabilidad de minerales índices para cada facies. Determinaron además la importancia de la composición de la roca total

y la influencia de la composición del fluido y la presión del agua (por ejemplo, en campo geotermal) en la definición de campos P-T, lo que les permitió obtener notorios traslapes en la grilla petrográfica de las facies metamórficas en metamorfismo de bajo grado. Al no contar con datos termodinámicos de las ceolitas, Frey et al., (1991) no pudo refinar los campos de estos minerales índices, sin embargo, Liou et al., (1991) estudiaron el equilibrio de ceolitas considerando el aumento de la temperatura y la variación de la composición de la roca total y determinando las soluciones sólidas de Ca-Na en wairakita y heulandita y la baja sustitución de Na/K en laumontita, estilbita y yugawaralita. Gracias a la variabilidad de algunas ceolitas, estas pueden coexistir en el mismo metadominio y variar sus asociaciones al presentar cambios en temperatura y relación Ca/Na de la roca. Además, determinaron que, con la disminución de la presión en el sistema, aparecen algunas fases minerales y los campos de estabilidad disminuyen la temperatura de equilibrio.

El estudio en metabasitas se enfocó en dar respuestas, a través de la mineralogía, a los diversos cambios que involucra el metamorfismo de bajo grado. Bettison & Schiffman, (1988), Bevins et al., (1991), Meunier et al., (1991), Robinson & Bevins, (1994), Bettison-Varga & Mackinnon, (1997) y Robinson et al., (2002) entre otros han enfocado sus esfuerzos en entender los filosilicatos máficos y sus variaciones composicionales y/o estructurales y la sensibilidad a los cambios de temperatura y al enterramiento. Gottardi & Galli, (1985) hacen lo propio con el estudio de ceolitas, reconociendo un gran número de fases minerales que pertenecen a la familia de este mineral. A su vez, Wise & Eugster, (1964), Pe-Piper, (1985) y Li et al., (1997) definen y caracterizan las celadonitas.

I.4.2 Trabajos previos en la región

Ha habido muchas descripciones de las características del metamorfismo y determinación de facies metamórficas a lo largo de la cordillera de los Andes (Levi & Corvalán, 1964; Levi, 1969; Levi, 1970; Aguirre et al., 1978; Aguirre et al., 1989; Levi et al., 1982; Levi et al., 1989; Offler et al., 1980) Estos autores estudiaron el metamorfismo de bajo grado que afectó a secuencias meso-cenozoicas de Chile central y publicaron los primeros estudios sobre asociaciones mineralógicas de la Formación Abanico y Farellones. Estos autores proponen un metamorfismo regional donde el grado metamórfico aumenta con la profundidad gradando desde facies ceolita en la parte más alta y facies esquisto verde en la parte más baja. Al mismo tiempo asocian a la porosidad y/o permeabilidad de la roca la extensión y parcialidad de la alteración. Estos estudios petrográficos mostraron un patrón de facies metamórficas que variaban extensamente a través de la Cordillera Andina en facies de bajo a mediana presión.

Los autores proponen que discordancias mayores en las secciones fueron marcadas por quiebres mineralógicos interpretados como quiebre en la sucesión de facies metamórficas (Levi, 1969, Levi, 1970; Levi et al., 1989). Estos quiebres, se consideraron que representan marcados saltos en el grado metamórficos, algunos de los cuales aparentemente muestran inversión, tal que rocas de grados metamórficos mayores se superponen a rocas de menor grado metamórfico. Sobre esta base, fue propuesto un

modelo de metamorfismo por repetidos episodios de metamorfismo de enterramiento (facies subesquistoso verde) relacionada a repetidos episodios de extensión ensiálica y subsidencia, que habría generado una serie de cuenca que se superponían una tras otra a medida que iba migrando hacia el este separadas por una discordancia mayor que iniciaba un nuevo ciclo de formación de cuenca. Cada cuenca habría desarrollado su propio proceso de enterramiento, metamorfismo y finalmente exhumación. Las asociaciones minerales adyacentes a las discordancias fueron marcadas por quiebres mineralógicos interpretados como quiebre en la sucesión de facies metamórficos (Levi, 1969, Levi, 1970; Levi et al., 1989) y concluyendo, por tanto, distintos episodios metamórficos. El desarrollo de las facies metamórficas en cada episodio metamórficos fue considerado como el resultado directo de la cantidad de extensión que tomo lugar en la cuenca. Series de bajas presiones se asocia a rupturas de la corteza continental delgada y facies de mediana presión se desarrollan con la corteza continental delgada, pero que permaneció intacta (Aguirre et al., 1989).

En la Cordillera de Chile Central, se registraron tres grandes eventos metamórficos, asociados a dos discordancias mayores que afectarían a las secuencias mesozoicas, la Formación Abanico y la Formación Farellones, las cuales coinciden con discordancias mineralógicas y estructurales. El quiebre de discordancia entre Abanico y Farellones es propuesto como un salto desde facies ceolitas (Levi, 1970) seguido de una subfacies laumontita a prehnita-pumpellyita (Levi et al., 1989). Levi et al., (1989) confirmó estos quiebres mineralógicos y la presencia de campos geotermales en secuencias cenozoicas asociadas al depósito de cuencas extensionales. Aguirre et al., (1978) mostró la misma discordancia en sucesiones de Perú.

Bevins et al., (2003) realizaron estudios en la estratigrafía meso-cenozoica, postulando que la presencia de tres eventos metamórficos no puede ser establecida, proponiendo la existencia de solo dos eventos que separan a las sucesiones cenozoicas de las sucesiones mesozoicas. Según el estudio, las asociaciones minerales en las formaciones Abanico y Farellones comúnmente ocurren a las mismas condiciones físicas y una distinción entre la facies no es posible, además los filosilicatos máficos muestran una clara evidencia de una continua cristalización entre las formaciones Abanico y Farellones y la distribución de ceolitas mostraría un continuo entre las secuencias (Bevins et al., 2003). Esto no es concordante con los quiebres metamórficos propuesto anteriormente. Robinson et al., (2004) muestran las primeras evidencias petroquímicas para demostrar la validación de estos dos eventos metamórficos. Además, apoyado del trabajo realizado por Charrier et al., (2002) asocia los dos eventos metamórficos a el desarrollo de las cuencas extensionales correspondientes. El primer evento del Cretácico temprano registrado como un metamorfismo de facies prehnita-pumpellyita a facies pumpellyita actinolita en unidades Jurásicas/Cretácicas inferior en una cuenca extensional de intra-arco. El más joven, el evento Cenozoico, es representado por un continuo incremento del metamorfismo de enterramiento desde farellones a Abanico desde facies ceolitas hasta facies prehnita-pumpellyita en una cuenta extensional de intra-arco tardía. (Robinson et al., 2004).

El metamorfismo de la Formación Farellones fue documentado por Aguirre et al., (2000) con el desarrollo de metamorfismo de bajo grado por la presencia de facies ceolitas, y la amplia ocurrencia de esmectita, e interestratificado de clorita-esmectita y, además, a la ausencia de prehnita, pumpellyita, celadonita y epidota (Levi et al., 1989; Aguirre et al., 2000). Se reconoce una amplia distribución de ceolitas en rocas volcánicas de carácter vesicular. Los autores demostraron que hay una zonación de ceolita con la profundidad pasando de heulandita-clinoptinolita en los primeros metros de la pila volcánica continuando con mordenita en el sector central y en la parte más baja de la sección predomina laumontita. Los filosilicatos también muestran una zonación con alta presencia de esmectita en la parte superior de la pila volcánica y a medida que se baja en la sucesión aparecen interestratificados de clorita-esmectita que aumenta sus capas de clorita llegando a valores en la base de aproximadamente el 70%. La formación Farellones fue asociada a la facies ceolitas debido al desarrollo zonal anteriormente descrito (Aguirre et al., 2000).

En la Formación Abanico, las rocas generalmente son más vesiculares y extensamente rellenadas por mineralogía secundaria y a diferencia de la formación Farellones, no hay una sección estratigráfica bien definida para explorar la relación química con la profundidad de enterramiento. La continua ocurrencia de laumontita y la aparición de minerales pumpellyita, epidota y escasa prehnita en asociación con interestratificado de clorita-esmectita entre 50-90% de capas de clorita sugiere condiciones de metamorfismo variando desde facies ceolitas de alta temperatura a facies de prehnita-pumpellyita (Robinson et al., 2004). La transición de capas de clorita en interestratificado comenzaría desde las partes más bajas de la Formación Farellones (Robinson et al., 2004).

Otros trabajos se han realizado para caracterizar afloramientos cercanos al área de estudio. Se determina la facies prehnita-pumpellyita para la sección oriental de la Formación Abanico (Muñoz, 2005) y la facies prehnita-pumpellyita en sucesiones mesozoicas de afloramientos del valle del río El Volcán (Calderón, 2008). Otros estudios aportan más información detallada para el análisis de las secuencias cenozoicas, registrando en algunas localidades la existencia de sistemas geotermales fósiles (Vergara et al., 1993; Fuentes et al., 2004) asociados a la presencia de yugawaralita en la pila volcánica.

I.5 METODOLOGÍA

I.5.1 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio comprende una zona de la Cordillera Principal de Los Andes Centrales, entre los 33°30'S y 33°45'S y entre los 70°15'O y 70°30'O. Todo el estudio se basó en afloramientos a los costados del río Maipo y río Colorado (Figura I-1), en la Región Metropolitana. La accesibilidad es buena, siendo posible llegar a todas las zonas de muestreo en automóvil. Se puede visitar el área de estudio a través del camino al Volcán (ruta G-25) y a través del camino al Alfafal (ruta G-345).

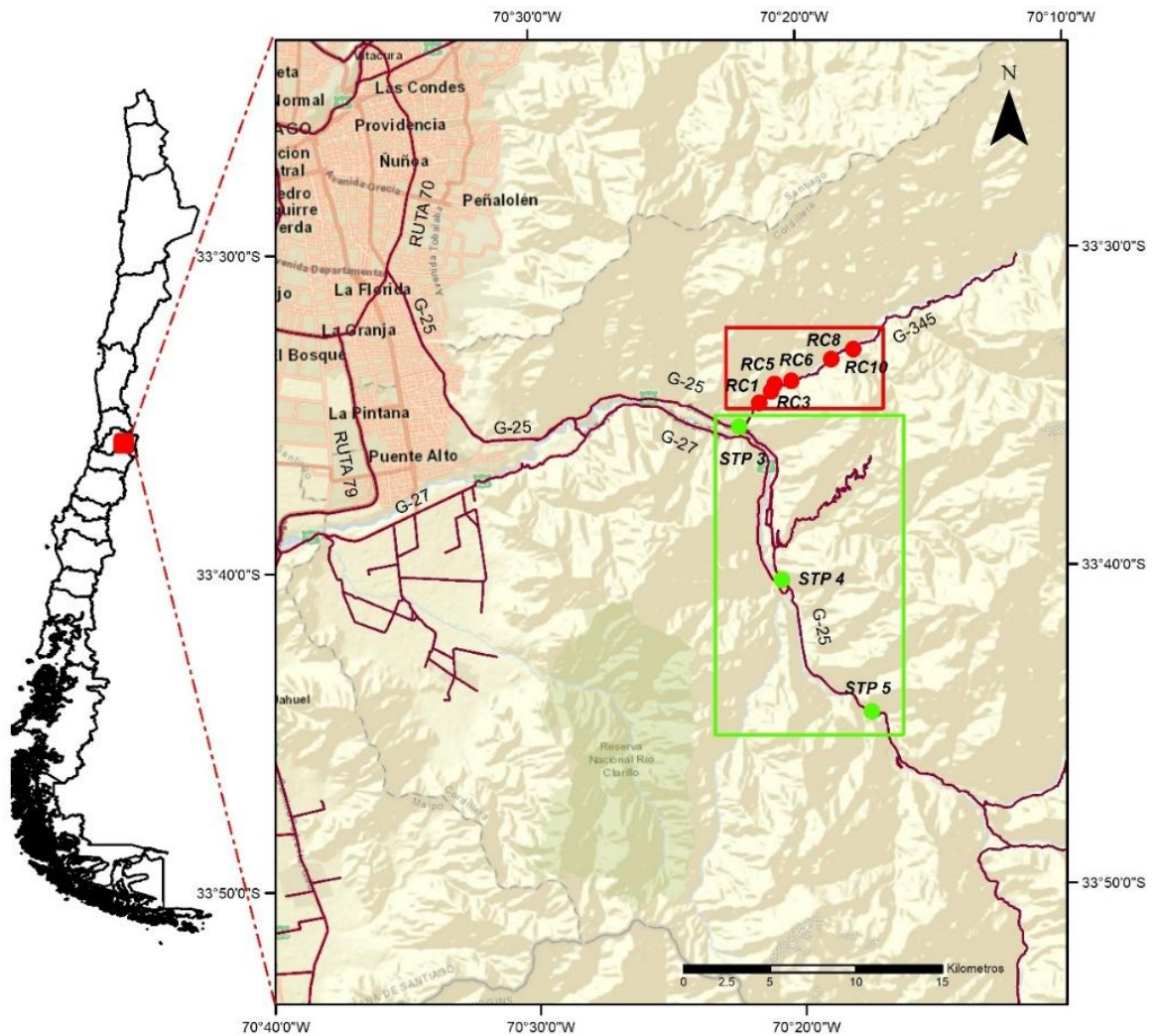


Figura I-1: Mapa de la zona de estudio. El rectángulo rojo corresponde al sector de muestreo en el río Colorado (Perfil río Colorado) y el rectángulo verde al sector de muestreo en río Maipo (Perfil río Maipo).

I.5.2 Trabajo en terreno

Se realizaron tres salidas a terreno durante el periodo de primavera 2014, en las cuales se recolectaron muestras de los afloramientos del valle del río Colorado y río Maipo. Las salidas tuvieron una duración de un día cada una.

Las zonas de muestreo fueron seleccionadas con anticipación a partir de un estudio bibliográfico (Aguirre, comunicación oral). De cada sector elegido, se obtuvo una muestra de roca que luego fue cortada para obtener secciones delgadas y realizar análisis químicos, ópticos y de difracción de rayos X. En total se obtuvo 9 muestras de mano, de las cuales tres pertenecen al perfil Río Maipo (STP) y seis al perfil Río Colorado (RC). (Figura I-1 y Figura II-2).

Muestra	Datum: WGS 84		UTM 19 H	
	Longitud (° decimales)	Latitud (° decimales)	Norte (m)	Este (m)
RC1	-70,3580	-33,5805	6283532,109	373978,232
STP 4	-70,3451	-33,6733	6273253,606	375308,750
STP 5	-70,2899	-33,7427	6265620,000	380523,000
STP 3	-70,3705	-33,5928	6282145,111	372829,496
RC3	-70,3504	-33,5746	6284193,138	374669,515
RC6	-70,3375	-33,5691	6284813,728	375856,392
RC5	-70,3481	-33,5708	6284622,571	374877,004
RC8	-70,3126	-33,5582	6286056,808	378157,880
RC10	-70,2987	-33,5529	6286663,771	379440,746

Tabla I-1 Coordenadas geográficas de las ubicaciones de muestras extraídas en terreno. Datum WGS 84 UTM 19H. Perfil Río Maipo.

Las muestras se recolectaron a lo largo del camino al Volcán (Figura I-1, Figura II-2). La muestra STP 3 se ubica en la confluencia de los ríos Maipo y Colorado, cercano al puente El Colorado, en la ladera norte del río Colorado y este del río Maipo. La muestra STP 4 se ubica pasado San José de Maipo en el sector El Toyo, correspondiente a la ladera este del río Maipo. Por último, la muestra STP 5 se ubica en la ladera este del río Maipo, a la entrada del túnel El Tinoco. Las coordenadas geográficas y proyectadas son presentada en la Tabla I-1. La cota de altura para la muestra STP 3 es de 1042 m y de 1216 m para STP 5.

I.5.2.1 Perfil Río Colorado

El acceso a este sector se realizó a través del camino al Alfafal (Figura I-1, Figura II-2). Las muestras RC 1, RC 3, RC 5 y RC 6 se obtienen antes de llegar a la localidad de Los Maitenes, la muestra RC 8 en la localidad de los Maitenes cercana a la central hidroeléctrica Las Lajas y por último la muestra RC 10 en el puente El Sauce. Todas las muestras son sacadas de la ladera sur del río Colorado. Las coordenadas geográficas y proyectadas son presentada en la Tabla I-1. La muestra RC 1 se encuentra a 930 m y RC 10 a 1103 m.

I.5.3 Trabajo de laboratorio

Se estudiaron las muestras recolectadas en los valles del río Maipo y río Colorado.

I.5.3.1 Microscopio óptico

Se realizaron estudios petrográficos de 12 cortes transparentes para determinar y caracterizar la mineralogía y textura de los minerales tanto primarios como secundarios

y reconocer los metadominios donde cristalizan las asociaciones minerales. En esta etapa se seleccionaron las muestras para análisis de microscopía de barrido y las muestras de mano para análisis de difracción de rayos X. Las descripciones pueden consultarse en ANEXO B: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA.

I.5.3.2 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

Se seleccionaron 9 muestras, las cuales fueron pulidas y metalizadas con carbono para su análisis. Estas muestras son examinadas por Scanning Electron Microscope (SEM) usando el SEM-EDX-CL Quanta 250, equipado con modo Backscattered Electron Detector (BSED). Todos estos análisis fueron realizados en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, en el laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis. Se utilizó un voltaje de 15 kV y un haz de 7 para ceolita y de 5 para las demás fases minerales. Se utilizó un mayor haz para las ceolitas, así evitando una rápida destrucción de esta fase mineral (Aguirre, comunicación oral). Los análisis pueden consultarse en ANEXO A: ANÁLISIS SEM

De estos análisis se obtuvo la composición química semicuantitativa, la que es usada para calcular la fórmula estructural de los minerales. Estos análisis representan el porcentaje atómico de los elementos estudiados.

I.5.3.3 Difracción de rayos X (DRX)

Se realizaron análisis de DRX para conocer con mayor exactitud la mineralogía secundaria presente en el área de estudio. Se utilizan en total 11 muestras de las cuales 9 son analizadas a través de agregados orientados y 2 por polvo policristalino. Los análisis de difracción de rayos X se realizaron en el Laboratorio de Cristalografía del Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, en un difractómetro BRUKER D8 ADVANCE con 40 kV y 30 mA y la interpretación de los difractogramas se lleva a cabo con el programa Xpowder 12. Para obtener estas muestras se realizaron los siguientes procedimientos:

I.5.3.3.1 Agregados orientados

Para el reconocimiento de los minerales por DRX se usa un procedimiento que separa la fracción de arcilla menor a 2 μm . Se utilizaron 9 muestras analizadas con cristales orientados. Los pasos son descritos a continuación:

Molienda inicial: se muele la muestra a un tamaño menor a 2 mm utilizando un mortero de hierro y un tamiz de 2 mm (N°12 en la Norma ASTM). Esto se realizó en el laboratorio de rocas del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Las muestras son recolectadas en bolsas plásticas.

Aplicación de dispersante y ultrasonido: la molienda que se obtuvo se vierte en un vaso plástico y se mezcla con agua. Generalmente se utilizan 200 g de muestras y un volumen de agua necesario para completar 900 ml dentro del frasco plástico. Ya con esta solución se vierte químico dispersante (hexometafosfato de sodio "Calgón") con el objetivo de evitar la captación o aglomeración de la fracción arcilla que se quiere rescatar en una proporción de 20-30 g por 200ml de solución (Moore & Reynolds, 1998) y se aplica 30 min de ultrasonido (Vázquez, comunicación oral). Esto es crucial para la dispersión de la fase arcilla (Moore & Reynolds, 1998). El ultrasonido usado fue el Elma S100 Elmasonic, con una frecuencia de ultrasonido de 37 kHz.

Centrifuga: al salir la solución del ultrasonido, se introduce en una centrifuga que simula una decantación acelerada (basándose en la Ley de Stoke) a 1000 rpm a 10°C, durante 90 segundos. Una vez terminado el tiempo de centrifugación, con mucho cuidado se vierte, de un solo pulso, la mitad de la solución del frasco en otro recipiente. Con esto, el nuevo frasco contiene una fracción menor a 2 μm . Este paso se repite hasta que el agua contenida salga clara. El modelo de la centrífuga usada fue una Hermle Z326, con rotor modelo 221.12V03, con soporte para 4 probetas de 100 ml cada una.

Agregados orientados: obtenido el líquido con la fracción menor a 2 μm , se espera que la solución decante y se remueve el agua sobrante. Así con un concentrado de arcilla, se vierte sobre una lámina de vidrio y se espera que seque. Con esto se busca colocar las arcillas en una disposición que privilegie las reflexiones basales de los minerales de arcilla. Según Moore & Reynolds, (1998) este método sólo sirve para un análisis cualitativo. La separación se realiza en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Solvatación en etilenglicol: Una vez que se generan los agregados orientados, estos se introducen en un recipiente. Posteriormente, dentro del recipiente se agrega una cantidad de etilenglicol entre 100 y 200 ml. Luego, el recipiente es cerrado, y puesto en un horno a una temperatura de 60°C, por un período mínimo de 8 horas. Finalmente, los agregados orientados con etilenglicol no deben moverse hasta que sea necesario introducirlos en el difractor de rayos X.

Análisis con difractor de rayos X: Para realizar la identificación de la mineralogía secundaria, se analizan en un difractor de rayos X las muestras resultantes por agregados orientados y por solvatación de etilenglicol. Obteniendo en total 2 difractogramas por cada muestra analizada. Los difractogramas pueden consultarse en ANEXO C: DRX

I.5.3.3.2 Polvo policristalino

Se realizó una separación física con un dremel del cemento correspondiente a la roca STP 4 y parte del relleno de amígdalas de la roca RC 8. Las muestras obtenidas se pasan por un mortero acrílico y así obtener un polvo muy fino. Cada partícula de polvo es un pequeño cristal orientado aleatoriamente. Finalmente, este polvo policristalino es

expuesto al haz de rayos X para su análisis sobre agregados aleatorios. Se obtuvo 1 difractograma para cada muestra analizada.

II CAPITULO II: MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO

II.1 ANTECEDENTES

El segmento andino entre 32° y 35° S está conformado por dominios morfoestructurales que se distribuyen en franjas de orientación N-S. De oeste a este las unidades definidas son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal. La Cordillera Principal que se divide en dos franjas: la Cordillera Principal Occidental y la Cordillera Principal oriental.

Esta segmentación correspondería al resultado de una serie de procesos geotectónicos debido a la interacción de la Placa de Nazca con la Placa Sudamericana (Isacks, 1988). La subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental sudamericana es el principal proceso tectónico a lo largo de la mayor parte del margen Andino y ha sido continua, por lo menos, desde el Jurásico hasta el Presente (por ejemplo, Mpodozis & Ramos, 1989; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2007), condicionando distintos procesos geológicos como: el magmatismo, ubicación del arco con respecto a la fosa, desarrollo de cuencas, orogenia y tectonismo (Coira et al., 1982; Mpodozis & Ramos, 1989). Según evidencias en el magmatismo, esta subducción habría sido continua desde, por lo menos, el Jurásico temprano (Mpodozis & Ramos, 1989; Jordan et al., 2001., Charrier et al., 2007). Este proceso ha presentado importantes variaciones en los parámetros que controlan su vector de convergencia, es decir, cambios en la tasa de convergencia y/o en la oblicuidad con la que subducta la plaza Nazca bajo el continente (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998, Somoza & Ghidella, 2005).

La zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal Occidental que en Chile central (33°-35°S) se encuentra formada esencialmente por depósitos cenozoicos asignados a las formaciones Abanico (Eoceno superior-Mioceno inferior) y Farellones (Mioceno Superior), cuya deformación y alzamiento conforman el gran relieve característico del frente occidental del gran macizo andino. Los estudios realizados en estos depósitos cenozoicos son variados, y sus enfoques en geología estructural y tectónica (por ejemplo, Godoy et al., 1999; Rivera & Cembrano, 1994; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002, Charrier et al., 2005; Fock et al., 2006; ; Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010), estratigrafía (por ejemplo, Thiele, 1980 Aguirre, 1999; Carrasco, 2000; Elgueta et al., 2000; Medina, 2001), y geocronología (por ejemplo., Gana & Wall, 1997; Sellés & Gana, 2001; Nyström et al., 2003; Fuentes et al., 2004; Vergara et al., 2004) sugieren que estas secuencias se acumularon en una cuenca extensional continental de intra arco denominada Cuenca de Abanico, orientada norte sur, la que se desarrolló durante el Eoceno, sufriendo posteriormente inversión tectónica durante el Mioceno (Charrier et al., 1996; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2009; Godoy & Lara, 1994; Godoy et al., 1999; Jara & Charrier, 2014; Jordan et al., 2001; Giambiagi et al., 2003).

II.2 FORMACIÓN CENOZOICA

Esta formación estratificada abarca toda la zona de estudio.

II.2.1 Formación Farellones (Klohn, 1960)

La Formación Farellones (Figura II-1; Figura II-2) ha sido subdividida en tres miembros (Rivano et al., 1990): (a) miembro inferior, compuesto por rocas piroclásticas (tobas, ignimbritas y brechas volcánicas) e intercalaciones sedimentarias de ambiente lacustre del tipo arenisca volcanoclástica, (b) miembro medio, que se compone de lavas de composición andesita basáltica y (c) miembro superior, lavas acidas a básicas y diques riodacíticos. Se estima 2500 m de potencia, en parte por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno Superior-Plioceno que la intruyen (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990). Las lavas manifiestan un claro predominio sobre las tobas y brechas, mientras que la alternancia de rocas volcanoclásticas más finas en tramos de 4 a 5 metros, producen una marcada estratificación en la serie (Thiele, 1980).

Según dataciones radiométricas en K/Ar (Beccar et al., 1986; Drake et al., 1976; Sellés, 1999 y Vergara & Drake, 1978), en Ar/Ar (Aguirre et al., 2000 y Fuentes et al., 2004) y en U-Pb (SHRIMP) (Fock, 2005) se le asigna una edad Miocena Temprano (23-17 Ma.). Vergara et al., 1988, presentaron una compilación de todas las edades conocidas para la Formación Farellones entre los 31° 30' S y los 34° 35' S, relacionando esta formación con el incremento en la tasa de convergencia ocurrido entre los 26 Ma y los 9.6 Ma.

La Formación Farellones esta subyacida por la Formación Abanico otra sucesión cenozoica, ubicada al oriente y poniente de la zona de estudio que consiste en principalmente de lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres) (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003). Se estima un espesor de 3000 m y se asigna una edad Eoceno Superior–Mioceno Inferior debido a dataciones radiométricas y fauna fósil encontrada (por ejemplo. (Vergara & Drake, 1979); Wyss et al., 1994; Charrier et al., 1996; Charrier et al., 2002; Gana & Wall, 1997; Vergara et al., 1999; Sellés, 1999; Fuentes et al., 2000; Sellés, 2000). Los criterios utilizados tradicionalmente para definir el contacto entre ambas formaciones están relacionados con la intensidad del metamorfismo de bajo grado (intenso y ubicuo en Abanico; más leve en Farellones) y por la deformación asociada a las formaciones (fuerte plegamiento en Abanico y escasa deformación en Farellones). Sin embargo, según evidencias más recientes se puede describir como un contacto transicional y con amplias variaciones tanto norte- sur como este-oeste, reportándose en diversos sectores como discordante o pseudoconcordante, dependiendo de la reactivación de fallas asociadas a la inversión tectónica de la cuenca Abanico (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002). La presencia de depósitos sintectónicos en el miembro inferior de la Formación Farellones sugiere que la depositación de la base de esta última estaría íntimamente relacionada con la deformación de los depósitos acumulados en la cuenca donde se depositó la Formación Abanico, tal como lo apunta Charrier et al., (2002).

El techo de esta formación corresponde a la actual superficie de erosión (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990). La Formación Farellones es sub-horizontal con pliegues de rumbo N-S amplios y con menos de 15° de manteo en sus limbos.

II.3 ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas que afloran cerca del área de estudio e intruyen a la formación Farellones y Abanico son los siguientes:

II.3.1 Intrusivos del Mioceno Medio–Superior

Intrusivos cuyo rango de edad varía entre los 13 y 8 Ma. Destacan dentro de este grupo el Plutón San Gabriel (unión ríos Volcán, Yeso y Maipo) y Plutón La Gloria (río Colorado). Las litologías principales de esta unidad son granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980; Cornejo & Mahood, 1997; Kurtz et al., 1997). En el área de estudio solo interviene una fase de este período.

II.4 EL AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN Y EL CONTROL TECTÓNICO DE LAS FORMACIONES CENOZOICAS.

Diversos estudios han reportado evidencias que conducen a la hipótesis de que las rocas de las sucesiones cenozoicas en Chile Central se habrían depositado en una cuenca extensional de intraarco (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2009).

Esta cuenca extensional, se desarrolló y evolucionó durante sucesivos regímenes tectónicos que pueden ser divididos en tres periodos principales:

La primera etapa asociada al periodo de convergencia lenta durante el Eoceno-Oligoceno, entre los 40 y 28 Ma, coincide en edad con el episodio de desarrollo de la cuenca extensional de Abanico (Figura II-1a). Esto sugiere una relación entre la subducción y la deformación de la corteza superior en el margen continental (Charrier et al., 1994; Charrier et al., 2002; Jordan et al., 2001) se inició en el Eoceno medio, continuando hasta el Oligoceno, llegando incluso hasta el Mioceno temprano en algunas localidades, y se caracteriza por el desarrollo extensional y la generación de espacios (depocentros) en lo que se habrían acumulados los depósitos volcánicos y sedimentarios generados durante este periodo (Formación Abanico en el área de estudio). En tales condiciones extensionales se produjo adelgazamiento cortical, alto flujo calórico y subsidencia y magmatismo primordialmente toleítico (Zurita et al., 1999; Zurita et al., 2000; Nyström et al., 2003; Charrier et al., 2009; Godoy et al., 1999), junto con un arco volcánico desplazado levemente más hacia al este respecto al arco desarrollado en el periodo anterior (Charrier et al., 2009).

La segunda etapa, asociado al aumento en la velocidad de convergencia de las placas (Pardo-Casas & Molnar, 1987, Somoza, 1998; Charrier et al., 2002) relaciona un evento compresivo que se prolongó hasta el Mioceno Medio. Este cambio a un régimen compresivo de carácter regional, en la Cordillera Principal produjo la inversión tectónica parcial de la Cuenca de Abanico (Figura II-1b y c), la que se inició en el Oligoceno tardío y se prolongó hasta el Mioceno temprano, generando la reactivación de las grandes fallas que dieron origen a la cuenca durante la etapa extensional previamente ocurrida que afectó principalmente a los depósitos de la Formación Abanico deformándolos (Godoy & Lara, 1994; Wyss et al., 1994; Charrier et al., 2002, Charrier et al., 2005; Fock et al., 2006; Fock, 2005; Jara & Charrier, 2014). El plegamiento y la generación de fallas de alto ángulo estuvo concentrada en los bordes de la cuenca durante los primeros estadios de la inversión (Fock et al., 2006). Relacionado a lo anterior, se produjo un gradual engrosamiento cortical junto a una intensa y sostenida actividad volcánica que dio origen a un arco magmático andesítico subáereo de naturaleza calcoalcalina en el sector central de la cuenca con geometrías de estratos de crecimientos que ha sido interpretadas con depósitos sin orogénicos (Charrier et al., 2002; Fock, 2005), Estos procesos dieron origen a la formación Farellones la cual se depositó en un graben volcano-tectónico formado mediante una serie de colapsos de calderas semejantes a rifts, en base a la delimitación por fallas interpretadas como normales para esta formación que limitan un marco volcano-tectónico, al gran volumen de magma ácido extruido y un alto gradiente paleotermal asociado a campos geotérmicos (Thiele et al., 1991). Esto último fue posteriormente reafirmado por Vergara et al., (1993) y Fuentes et al., (2004), en la que muestran actividad hidrotermal en la cercanía de centros volcánicos. Estudios posteriores de Elgueta et al., (1999) y Elgueta et al., (2000), sugirieron que la evolución de la Formación Farellones puede ser comparada con los actuales volcanes del sur de Chile, en base a las facies sedimentarias presentes y su relación con los depósitos piroclásticos y lavas. Emplazamiento de diversos cuerpos plutónicos de carácter calcoalcalino intruyen a la formación Abanico y a la formación Farellones (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003; Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2010). Este proceso habría ocurrido entre los 20 a 15 Ma Giambiagi et al., 2003; Fock, 2005).

La tercera etapa, durante el Mioceno Superior - Holoceno y el frente de deformación migró hacia el este, desarrollando la faja plegada y corrida de Aconcagua (Figura II-1d y e), que afecta a unidades sedimentarias mesozoicas con un estilo de deformación híbrido. Migra el arco hacia el este que durante el Mioceno Superior Temprano emplaza intrusivos.

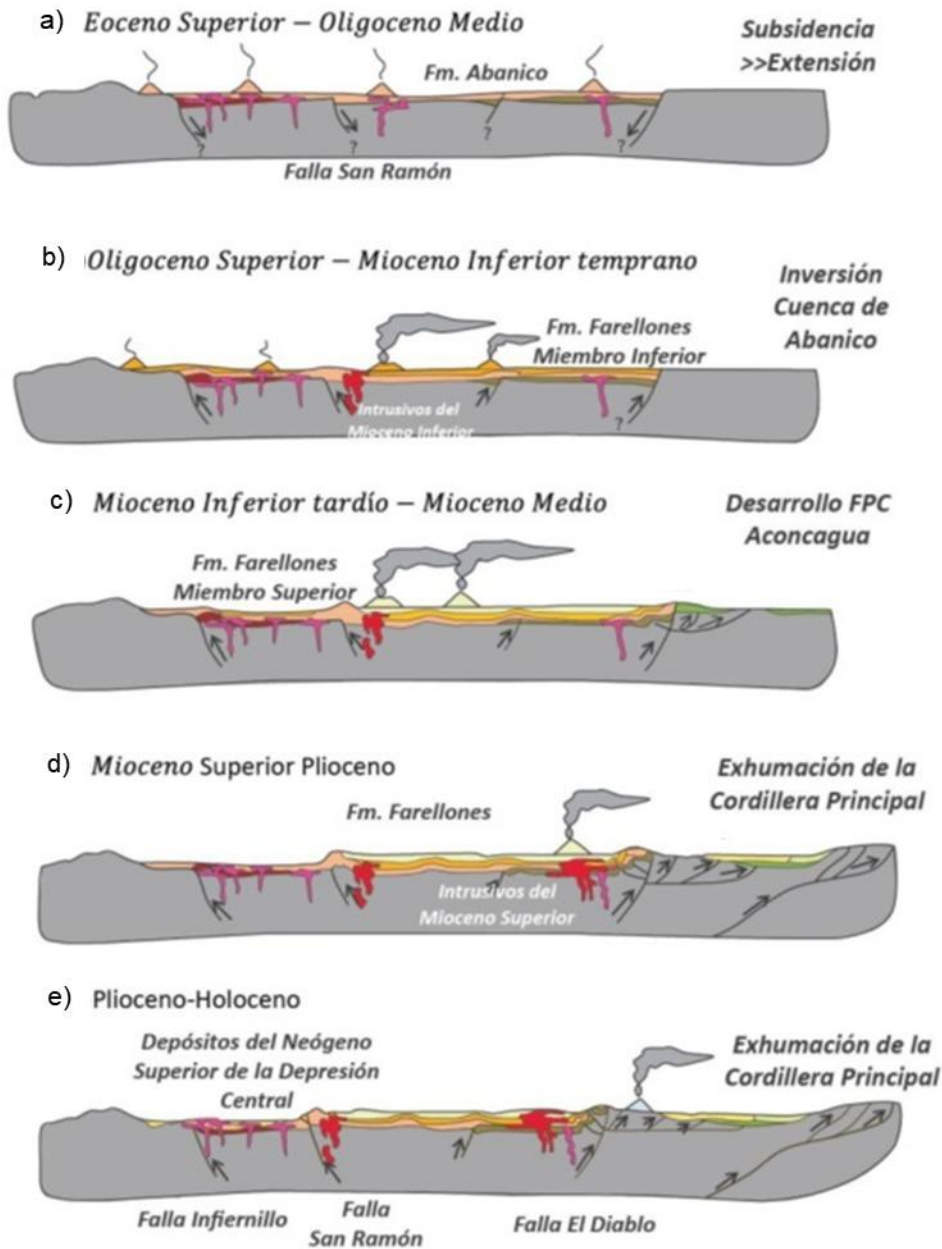


Figura II-1 Evolución tectónica y paleogeográfica de Chile central entre los 33°S hasta los 35°S a) Inicio de la etapa de extensión y desarrollo de la cuenca de Abanico con sus respectivos sistemas de fallas; b) Sistema de falla San Ramón creó dos depocentros y se depositó la formación Abanicos c) Inversión tectónica de la Cuenca de Abanico (Orogenia Pehuenche), depositación del miembro inferior de Farellones, d) Migración de la deformación y del magmatismo y depositación del miembro superior de Farellones,. Modificada de Villela, (2015).

II.5 GEOLOGÍA LOCAL

Las rocas aflorando en la zona de estudio (Figura II-2) se asocian al miembro inferior de la Formación Farellones (Aguirre, 1999; Medina, 2001; Fock, 2005).

II.5.1 Perfil río Maipo

Las muestras se extraen de la ladera oriente del río Maipo (Figura II-2; Figura II-4), en la zona comprendida entre el río Colorado y el túnel Tinoco, en afloramientos expuestos. El rumbo de los estratos generalmente es NE a NNE a lo largo del río.

La muestra STP 3 (Figura II-4) es una toba de caída de color verde grisáceo, masiva, con clastos de tamaño lapilli y gran abundancia de plagioclasas lechosas muy alteradas.

Por otra parte, la muestra STP 4 (Figura II-4) forma parte de una secuencia volcanoclástica rojiza, compuesta de areniscas volcanogénicas, tobas cristalinas retrabajadas compuestas de abundante plagioclasa. Generalmente muestra estratificación manteniendo 35° hacia el este (Aguirre & Charrier, 2007). Dicha inclinación se va atenuando a medida que se avanza tanto estratigráficamente como topográficamente hasta hacerse casi horizontal. Esta estructura de crecimiento representa depósitos sintectónicos (Aguirre, 1999). Este sector ha sido asociado a un nivel próximo al contacto entre la Formación Abanico y la Formación Farellones (Thiele, 1980; Fock, 2005). El nivel arenoso se caracteriza por la presencia de cemento ceolítico entre sus clastos. Su ambiente de depositación es lacustre (Aguirre & Charrier, 2007).

Finalmente, la muestra STP 5 (Figura II-4) representa un afloramiento masivo de una toba de flujo verdosa con abundancia de material vítreo como fiames, esquirlas y albitas muy limpias. La roca posiblemente sea de composición dacítica-riolítica. Posee manteo de 35° hacia el este (Medina, 2001). La mineralogía secundaria está asociada a laumontita, wairakita (XRD), celadonita, clorita-esmectita y cuarzo.

Se levantaron tres columnas cercanas a la zona de estudio, descritas en detalle por Aguirre, (1999), Medina, (2001) y Palma, (1991) que dan una idea de las secuencias de rocas en la zona.

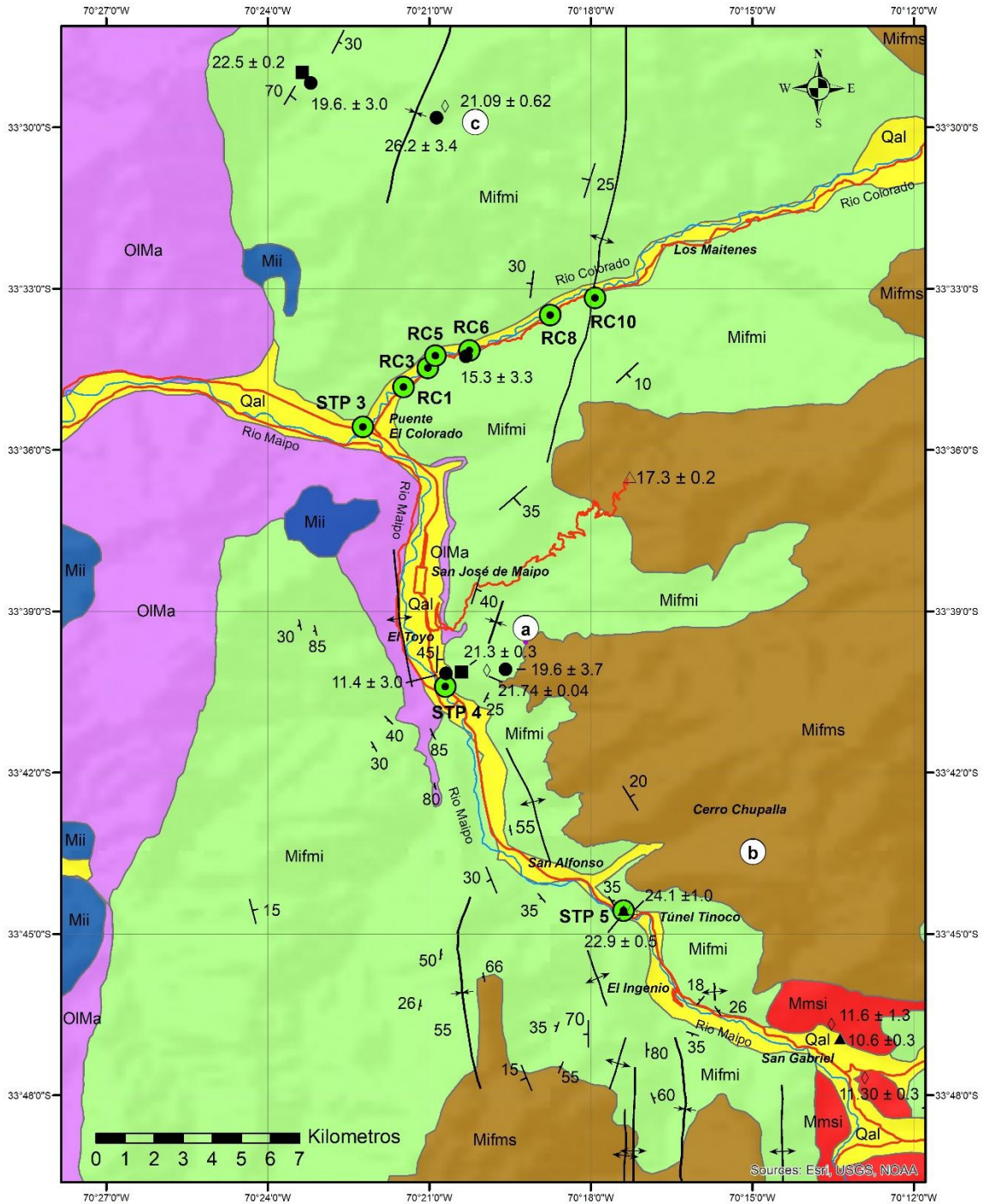


Figura II-2: Mapa geológico de la zona de estudio con estructuras vistas en la literatura. Cada letra representa la posición de las columnas estudiadas por cada autor. a) Aguirre, (1999); b) Medina, (2001), c) Fock, (2005); d) Palma, (1991). Modificado de Fock, (2005) (*) Edades de Vergara & Drake, (1978), (**) Edades de Fock, (2005), (***) Edad de Zurita et al., (1999), (****) Edad de Vergara et al., (1999).



Figura II-3: Continuación Figura II-2 Leyenda mapa geológico de la zona de estudio con estructuras.

Aguirre, (1999) en el sector El Toyo, describe una sucesión compuesta por cuatro unidades concordantes, que de base a techo corresponden a: (Figura II-2 columna a y Figura II-5).

Unidad 1: Lavas y algunos lentes de brechas volcanoclásticas gruesas y finas de hasta 20 m de espesor.

Unidad 2: Secuencia bien estratificada de brechas finas, volcarenitas, tobas líticas y cristalinas. Para esta unidad se dispone de 2 edades radiométricas: una edad U-Pb (SHRIMP) en circón de $21,3 \pm 0,3$ Ma (Fock, 2005) en una toba de lapilli y otra $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ plateau en plagioclasa de $21,74 \pm 0,04$ Ma en una andesita de la secuencia (Zurita et al., 1999).

Unidad 3: Similar a la Unidad 2, pero con intercalaciones de brechas gruesas y lavas, junto con una estratificación de mayor espesor.

Unidad 4: Andesitas grises con un aspecto exterior de color rojizo, escasas intercalaciones de brechas volcanoclásticas y volcarenitas mal seleccionadas. La edad de $17,3 \pm 0,2$ Ma en una andesita muy fresca (K/Ar en plagioclasa) obtenida por Vergara & Drake, (1978) en el sector de Lagunillas puede ser correlacionada directamente con esta unidad (Elgueta et al., 1999).

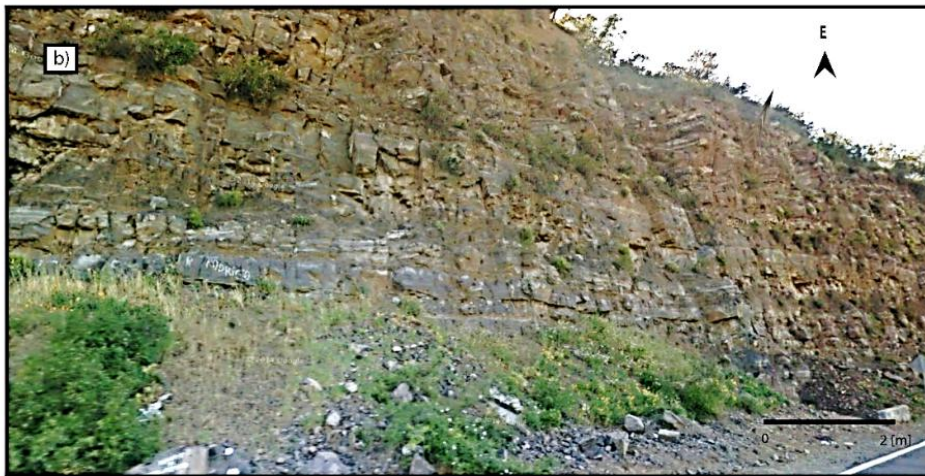


Figura II-4: Fotografía de los afloramientos estudiados en el perfil del río Maipo. a) Corresponde a la muestra STP 3. b) Corresponde a la muestra STP 4. c) Corresponde a la muestra STP 5.

Medina, 2001 por otra parte, realizó su investigación en el cerro La Chupalla, donde reconoce 3 unidades estratigráficas de base a techo: (Figura II-2 columna b y Figura II-5):

Unidad 1: Compuesta por tobas de cenizas lítico-cristalinas, tobas de lapilli líticas, volcarenitas lito-feldespáticas y lavas verdosas. En esta unidad, Vergara & Drake, (1978) obtienen 3 edades K/Ar: 2 en roca total de $22,9 \pm 0,5$ Ma (toba cristalina violácea alterada) y $22,4 \pm 5$ Ma andesita gris clara medianamente alterada), y otra en plagioclasa de $24,1 \pm 1,0$ Ma (toba lítica de color verde alterada).

Unidad 2: Compuesta casi exclusivamente por sucesiones de limolitas y areniscas tobáceas.

Unidad 3: Compuesta exclusivamente por lavas macizas, sectorizadamente brechizadas, de color externo rojizo.

Palma, (1991), presentó los resultados de la columna levantada en el Cerro La Cruzada (Figura II-2 columna d y Figura II-5), al oeste del río Maipo y al sur de su confluencia con los ríos Volcán y Yeso. Este autor describe de manera general la secuencia (de base a techo) como:

Unidad 1: Lavas andesíticas, dacíticas con intercalaciones de brechas volcánicas (aprox. 600 m de espesor).

Unidad 2: Tobas líticas y cristalinas, areniscas tobáceas y tobas arenosas, con intercalaciones menores de calizas limosas y limolitas (aprox. 600 m), con intercalaciones menores de brechas volcánicas.

Unidad 3: Lavas, brechas y brechas conglomerádicas, (aprox. 200 m. de espesor).

Las muestras STP 3, STP 4 y STP 5 se correlacionan directamente con la Unidad 2 de Aguirre, (1999) y la base de la Unidad 1 de Medina, (2001) respectivamente. Fock, (2005) correlaciona estas unidades con la Unidad 2 de Palma, (1991) y asignó a estas unidades a la base del Miembro Inferior de la Formación Farellones en particular a la Unidad 2 de Aguirre, (1999) debido a la presencia de depósitos sintectónicos en esa zona.

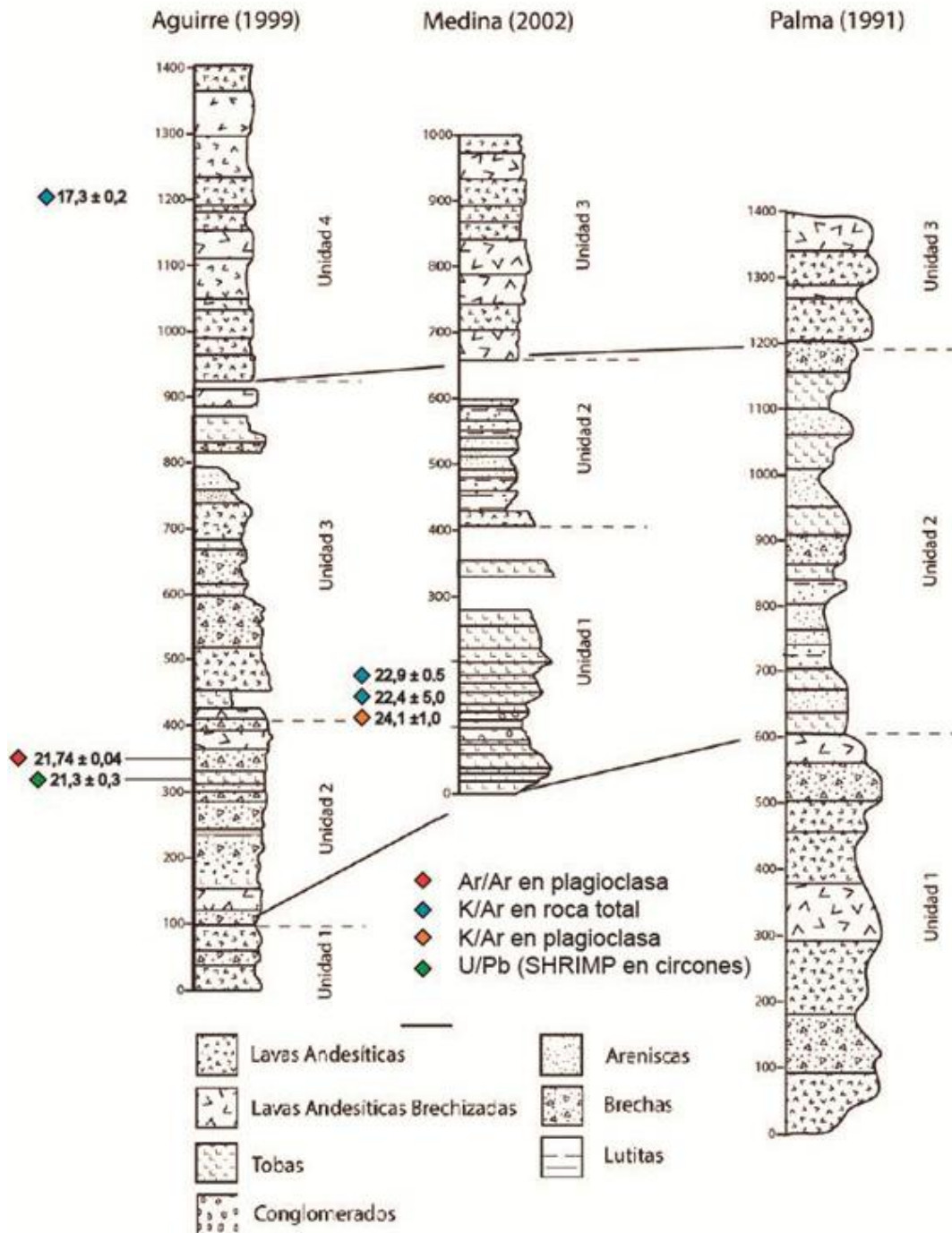


Figura II-5 Columnas estratigráficas levantadas por Aguirre, (1999), Medina, (2001) y Palma, (1991). Las unidades están descritas en el texto de más arriba. Modificado de Fock, (2005). (*) Edad Ar/Ar plateau en plagioclasa, Zurita et al., (1999); (**) Edad U-Pb SHRIMP, Fock, (2005); (***) Edad K/Ar en roca total, Vergara & Drake, (1978) (****) Edad K/Ar en plagioclasa, Vergara & Drake, (1978).

II.5.2 Perfil río Colorado

Las muestras fueron obtenidas de afloramientos masivos en la ladera sur del río Colorado (Figura II-2 y Figura II-6), que son intruídos por diques hipabisales que cortan las rocas estratificadas. Estos diques son subverticales con una dirección preferencial N-S y NNW. Son afaníticos de coloración verdosa y presencia de pequeñas amígdalas rellenas de filossilicatos verdosos. La ladera sur del río Colorado generalmente está muy alterada y los afloramientos se observan muy fracturados.

Generalmente es posible encontrar toba cristalina de lapilli, o tabas de lapilli verdosa y muy fracturada con cristales de plagioclasa de aspecto lechoso. Este afloramiento está representado en las muestras RC 1, RC 3 y RC 5 (Figura II-6a).

Areniscas volcanogénicas son encontradas a lo largo del perfil, representadas en la muestra RC 10 es de coloración rojiza y presenta cemento blanquecino de apariencia similar al descrito en el sector El Toyo en la muestra STP 4 Otra roca volcanoclástica es RC 6 muy parecida a RC 10 sin embargo el cemento no presenta colores blanquecinos. Estas areniscas se intercalan con sucesiones de lavas amigdaloides de coloración rojiza, muy alteradas y con amígdalas de tamaños entre 2 y 5 mm. La muestra RC 8 es un ejemplar de esta roca (Figura II-6b).

Una columna cercana a la zona de estudio fue detallada por Fock, (2005) en el sector de Los Azules ubicado al norte del río Colorado (Figura II-2 columna c y Figura II-7). Fock, (2005) describe la Unidad 2 de la columna Los Azules, donde afloran principalmente areniscas, tobas cristalinas y líticas, tuffitas, limolitas, con intercalaciones menores de andesitas en su parte media. Se obtienen dataciones de U-Pb (SHRIMP) de $22,5 \pm 0,2$ Ma en la base en una toba de lapilli y cercano al techo se obtuvo una edad plateau $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de $21,09 \pm 0,62$ Ma en una toba cristalina. Fock, (2005) correlaciona la base de la columna en el sector Los Azules como el miembro inferior de Farellones. Dada la similitud litológica de la zona, podemos asociar muestras dentro del miembro inferior de la formación Farellones.

Thiele, (1980) y Fock, (2005) recopilan datos de rumbo y manteo de los estratos, observando buzamiento NE a ENE (a lo largo del río) y manteos superiores a 25° en la parte inferior de la ladera y manteos de 10° en la zona superior. Al igual que en el perfil del río Maipo, esto puede representar una atenuación de los estratos tanto estratigráficamente como topográficamente.



Figura II-6: Fotografía de afloramientos del río Colorado en el área de estudio. a) afloramiento de toba de lapilli verdosa junto a un dique que intruye la sucesión, correspondiente a RC 3. b) afloramiento de lavas rojizas intruídas también por diques hipabisales, correspondiente a RC 8.

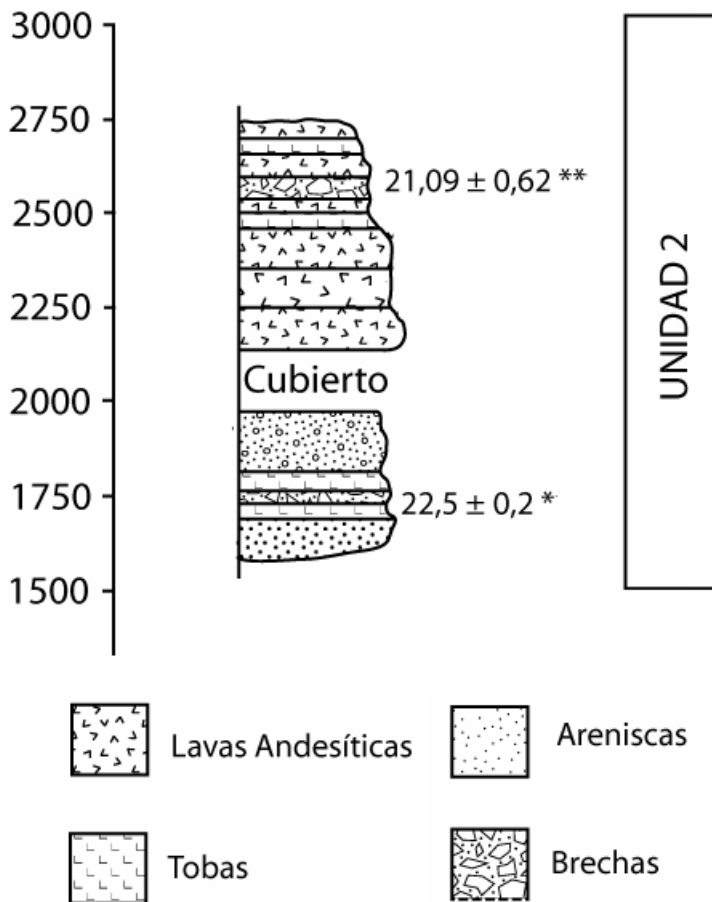


Figura II-7: Columna estratigráfica levantada en el sector de Los Azules, Fock, (2005). (*) Edad U/Pb (SHRIMP), Fock, (2005) (**) Edad Plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Fock, (2005).

II.5.3 Estructuras

Las principales estructuras descritas en la zona de estudios (Figura II-2) están asociadas a un pliegue anticlinal a lo largo del río Maipo, lo que es inferido por Thiele, (1980) y es conocido como Anticlinal del Maipo, es un anticlinal simétrico (Aguirre, 1999) con una orientación NNW que tiene como eje el curso del río Maipo y que buza suavemente ($\sim 10^\circ\text{S}$) hacia el sur, pasando por la localidad de San José de Maipo y desapareciendo inmediatamente al sur de la localidad de El Toyo.

La geometría del flanco oriental del anticlinal fue descrita por Aguirre, (1999) y Fock, (2005) con crecimiento de estratos que varían sus manteos desde $\sim 55^\circ\text{W}$, en los niveles inferiores, asociados a la Fm. Abanico, a manteos de $\sim 35^\circ\text{W}$ en los niveles de la Unidad Inferior de la Fm. Farellones y, finalmente, a estratos a subhorizontales en niveles de la Unidad Superior de la Fm. Farellones en la cima del Cerro Puntilla de Licán. Villela, (2015) reporta una estructura similar en el flanco occidental. La generación de esta estructura estaría relacionada con la inversión tectónica de la cuenca en el Mioceno Inferior, dando lugar a la inversión de fallas normales preexistente y a la formación de nuevas fallas

inversas que plegaron la Formación Abanico y en menor medida a la Formación Farellones (Fock, 2005).

Los niveles superiores de estos depósitos fueron datados en 22 Ma y 21 Ma (Zurita et al., 1999) por lo que la deformación habría tenido lugar desde el Oligoceno tardío- Mioceno Temprano hasta esas edades (Fock, 2005)).

Fock, (2005) mapea un gran anticlinal abierto y simétrico, con orientación NS a NNW expuesto en el río Colorado. La secuencia se encuentra suavemente plegada. Este anticlinal puede ser el responsable de estructuras menores y del emplazamiento de los diques en la zona. La generación de esta estructura estaría relacionada con el evento de deformación del Mioceno medio, reactivando fallas con retrocorrimiento que concentraron la deformación en la cordillera Principal occidental y Central (Fock, 2005).

III CAPITULO III: MINERALOGÍA SECUNDARIA

III.1 GENERALIDADES

Las rocas de la Formación Abanico y Farellones en Chile central presentan desarrollo de mineralogía secundaria (Levi & Corvalán, 1964; Levi, 1969; Levi, 1970; Levi et al., 1989; Vergara et al., 1993; Bevins et al., 2003; Fuentes et al., 2004; Robinson et al., 2004; Muñoz, 2005; Calderón, 2008). Estas asociaciones han sido producto del metamorfismo de enterramiento regional (Levi & Corvalán, 1964; Levi, 1969; Levi, 1970; Levi et al., 1989; Bevins et al., 2003; Muñoz, 2005; Calderón, 2008) y en algunos casos particulares producto de metamorfismos asociados a paleocampos geotermales (Vergara et al., 1993; Aguirre et al., 2000, Fuentes et al., 2004) y que, en algunos casos, han sido caracterizados por calderas de colapso (Aguirre, 1960; Aguirre et al., 2000; Fuentes et al., 2004; Levi et al., 1989; Thiele, 1980; Vergara et al., 2004).

El metamorfismo de bajo grado se caracteriza por un proceso no deformativo, donde la recristalización es parcial debido a que su producto es a escala de grano fino, se produce a bajas presiones (2-3 kbar) y a temperaturas menores a 400°C (Frey & Robinson, 1999). Producto de esto, la mineralogía secundaria coexiste con fases minerales primarias metaestables por lo que el equilibrio se alcanza a pequeña escala, especialmente dentro de metadominios (Muñoz, 2005). Este tipo de metamorfismo es característico de ambientes extensionales y/o subsidentes donde se depositan extensas sucesiones volcánicas y volcanoclásticas y el desarrollo de altos gradientes geotermales (Frey & Robinson, 1999), además es caracterizado por la ausencia de fuertes estrés de cizalle y por no presentar deformación penetrativa. Más aún, muchas de estas rocas volcánicas pueden no mostrar un cambio en la composición efectiva total. Con esto, es posible mantener estructuras ígneas y composiciones químicas originales, aparentando ser rocas no alteradas. (Liou et al., 1985).

Este capítulo presenta una caracterización mineralógica, petrográfica y química de la mineralogía secundaria encontrada en la Fm. Farellones y Fm Abanico de los perfiles del río Maipo y río Colorado y una caracterización del protolito presente. Para ello se utilizan los análisis SEM, DRX y descripciones petrográficas.

III.2 PROTOLITO

Las rocas que afloran en los cursos del río Maipo y río Colorado aún conservan las texturas primarias y sólo es pervasiva la alteración cercana a intrusiones hipabisales, al contacto entre distintas litologías (p ej. Contacto entre lavas y tobas) y contacto entre coladas.

III.2.1 Perfil río Maipo

En el perfil del río Maipo (Figura II-2 y ANEXO B: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA) es posible encontrar rocas piroclásticas clasificadas como tobas de lapilli, ignimbrita y arenisca volcanoclástica. Estas rocas están constituidas principalmente por cristales de plagioclasa y clastos volcánicos.

La muestra STP 3 corresponde a una toba de lapilli cristalina de matriz soportada que presenta textura primaria de cristales/clastos fragmentados y bordes de reacción en las plagioclasas, por otra parte, los clastos volcánicos presentan textura intersertal. La matriz de la roca está levemente alterada por arcillas y los clastos volcánicos poseen reemplazo de matriz y relleno de amígdalas por filosilicatos máficos. Los cristales de plagioclasa presentan parches y reemplazos de calcita, mica blanca, ceolitas y filosilicatos máficos.

La muestra STP 4 es una roca sedimentaria volcanoclástica de clasto soportada que muestra una textura primaria con clastos redondeados a subredondeados y moderadamente seleccionados. En general los intersticios entre los clastos se encuentran reemplazados por mineralogía secundaria. A su vez, los clastos volcánicos al igual que en la muestra STP 3 están alterados, sin embargo, la composición de la matriz es más vítrea, por lo cual en primera instancia son distintos.

La muestra STP 5 es una roca piroclástica asociada a una toba de flujo de matriz soportada donde las texturas primarias dominantes son de cristales/clastos fragmentados, vitroclástica (eutaxítica) y axiolítica. La alteración de la matriz de la roca es más pervasiva que las rocas anteriormente descritas, con mineralogía secundaria que reemplaza fiames y cristales con un distintivo color verde manzana. Los cristales de plagioclasa generalmente están limpios. Se observa presencia de esquirlas con relleno isótropo.

III.2.2 Perfil río Colorado

En el perfil río Colorado (Figura II-2 y ANEXO B: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA) se observan rocas piroclásticas, lavas y rocas sedimentarias, generalmente encontrando tobas de lapilli, lavas amigdaloides y areniscas volcanoclásticas. Estas rocas están constituidas por clastos volcánicos y cristales de plagioclasa en el caso de las rocas piroclásticas y masa cristalina con amígdalas rellenas de minerales secundarios en lavas amigdaloides.

RC 3, RC 5 son tobas cristalinas y de lapilli en las cuales se observan texturas de cristales/clastos fragmentados con una gran proporción de cristales de plagioclasa. RC 1 es clasificada como una toba de lapilli cristalina con tamaño de los clastos que superan los 3 cm sigue siendo matriz soportada. La matriz posee leves tonos verdosos por la presencia de arcilla y una alteración pervasiva producto de intrusivos hipabisales que

cortan la Fm. Farellones. Los clastos volcánicos comúnmente muestran amígdalas rellenas con minerales secundarios.

RC 10 y RC 6 son una arenisca volcanoclástica que muestran texturas de clasto redondeado a subanguloso, mal seleccionado y clasto soportado. Generalmente la alteración es pervasiva y afecta principalmente los intersticios por mineralogía secundaria incolora con hábito prismático. Los clastos volcánicos poseen masa vítrea y con leve alteración de arcillas.

RC 8 es una lava que muestra texturas primarias intergranular y amigdaloides. La alteración es pervasiva en la masa por minerales de arcilla que le dan una tonalidad café. Las amígdalas están rellenas por minerales prismáticos incoloros generando un mosaico dentro de ella.

III.3 DESCRIPCIÓN MINERALOGÍA SECUNDARIA

La mineralogía secundaria se encuentra presente en distintos metadominios. En lavas amigdaloides se presenta relleno de amígdalas, reemplazando la masa fundamental y cristales primarios (generalmente en plagioclasa). En tobas se presenta reemplazando la matriz, cristales dentro de la matriz, clastos líticos y fiames/esquirlas, también se presentan relleno de amígdalas de los clastos volcánicos y en pequeñas venillas. Finalmente, en areniscas volcanoclásticas reemplazando el cemento de los intersticios entre los clastos y dentro de los clastos volcánicos.

Los minerales presentes corresponden a ceolitas, interestratificado clorita-esmectita, celadonita, epidota, prehnita, feldespato, calcita, titanita y óxidos de Fe (Tabla III-2).

En adelante se utiliza la simbología de la Tabla III-1 para describir la mineralogía secundaria.

Símbolo	Mineral	Símbolo	Mineral
Ab	Albita	Lmt	Laumontita
Ana	Analcima	Fen	Fengita
Cal	Calcita	Prh	Prehnita
Cbz	Chabazita	Qtz	Cuarzo
Cel	Celadonita	Sm	Esmectita
Chl	Clorita	Ttn	Titanita
C/S	Interestratificado Clorita-Esmectita	Wkt	Wairakita
Ep	Epidota	Yu	Yugawaralita
Kfs	Feldespato potásico		

Tabla III-1 Tabla con abreviaciones de minerales secundarios. Tomado de Kretz, (1983) y Gottardi & Galli, (1985).

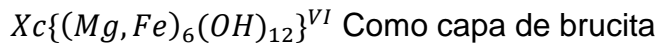
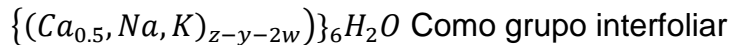
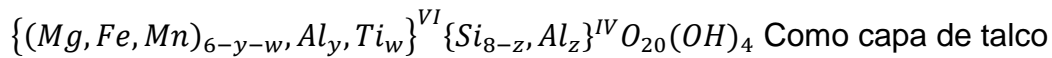
Muestra	Tipo de roca	Cal	Ep	C/S	Chl	Ab	Kfs	Cel	Fen	Lmt	Yu	Wkt	Cbz	Ana	Prh
STP 5	Toba de flujo			•	•	•	•	•				•		•	
STP 4	Arenisca volcanoclástica									•	•				•
RC 10	Arenisca volcanoclástica		•	•		•	•			•			•		
RC 8	Lava amigdaloides			•						•					
STP 3	Toba de lapilli cristalina	•	•	•	•	•	•		•	•					
RC 6	Arenisca volcanoclástica	•	•		•	•	•		•						
RC 5	Toba de lapilli cristalina	•	•	•	•	•	•		•						
RC 3	Toba de lapilli cristalina		•	•	•	•	•								
RC 1	Toba de lapilli cristalina		•		•	•	•								

Tabla III-2 Mineralogía secundaria presente en la zona de estudio según muestras recogidas y sus respectivas litologías.

III.3.1 Filosilicatos máficos

En esta sección se incluyen los filosilicatos máficos, en particular la transición clorita-esmectita y los interestratificados entre ambos. Es común la interestratificación total o parcialmente ordenada u aleatoria de esmectitas con otros filosilicatos tales como illita/esmectitas y clorita/esmectitas, aunque también puede ocurrir interestratificación de dos esmectitas tales como montmorillonita/beidellita. Estos minerales se encuentran en todas las localidades estudiadas, ampliamente distribuidos y no sujetos a un metadominio particular.

La fórmula estructural definida por Bettison & Schiffman, (1988) y Bettison-Varga et al., (1991) para los interestratificado de clorita esmectita (asumiendo que pertenecen a una fase tri-octaedral con oxígeno variable) es la siguiente:



Xc = Representa la cantidad de capas de brucita dentro del interestratificado, que representa el porcentaje de clorita dentro del mineral.

y = Representa la cantidad de Al en la posición octaedral.

z = Representa la cantidad de Al en la posición tetraedral.

w = Representa la cantidad de Ti.

Los superíndices IV y VI hacen referencia a las posiciones tetraedral y octaedral respectivamente.

La diferencia de carga entre z e (y+w) produce una fuerza (desbalance de carga) en la capa de talco capaz de ligar los cationes interfoliares (Ca, Na, K), permitiendo la sustitución de Si, Al, Mg y Fe. Así, si la diferencia se acerca a cero, se aproxima a la composición de clorita pura dado que no existe intercambio de cationes. Una sustitución clásica entre cloritas y esmectitas está dada por la serie clinocloro-saponita, en la que el Mg y Al es reemplazado por los cationes interfoliares, principalmente Ca y Na.

Para obtener el valor de Xc se calcula un factor proporcional (f) (Bettison & Schiffman, (1988)). Este factor puede ser determinado para dos diferentes casos:

$$\text{Si } z > (y+w) \quad f = 16/[Al + 2Si + 2Ca + K] \text{ y}$$

$$\text{Si } z < (y+w) \quad f = 16/[Al + 2Si - 2Ca - K]$$

Conocido el factor proporcional, multiplicamos cada uno de los contenidos catiónicos de los elementos obteniendo el valor de Xc según la siguiente fórmula:

$$.Xc = [(Mg + Fe + Ti + Mn) - (6 - y)]/6$$

Los principales criterios químicos para diferenciar entre clorita, interestratificado clorita-esmectita y esmectita son detallados en la Tabla III-3.

Parámetro		Criterios			Ref.
		Clorita	Interestratificado clorita- esmectita	Esmectita	
Xc	Porcentaje de capas de clorita presentes en los filosilicatos	1	[1 - 0]	0	1
NIC	Cationes no interfoliare (Si + Al + Fe_{tot} + Mg + Mn)	20	[20 - 17.8]	17,8	2
IC	Cationes interfoliare (Ca + Na + K)	<0.1	>0.1	-	2
Si <i>p.f.u</i>	Cantidad de sílice por unidad de fórmula	<6.25	>6.25	-	1

Tabla III-3: Parámetros para diferenciar entre clorita, esmectita y clorita-esmectita. Calculados en base a 28 oxígenos. Referencias (1) Bettison & Schiffman, (1988), (2) Schiffman & Fridleifsson, (1991). Modificada de Muñoz, (2005).

III.3.1.1 Modo de ocurrencia y textura

Los filosilicatos máficos se encuentran en todas las muestras obtenidas y son reconocidos debido a su tonalidad pardo-verdosa y a sus colores de interferencia que varían desde verde claro a azul. En tobas cristalinas reemplazan con una intensidad moderada a fuerte vidrio de la matriz de textura diseminada y en menor medida en cristales de plagioclasa reemplazan el vidrio de cavidades o en forma de pequeños parches diseminados. (Figura III-1a). En tobas de lapilli, con una intensidad moderada a fuerte, clastos volcánicos son alterados de manera selectiva y con habito masivo sobre cristales de plagioclasa, logrando un reemplazo parcial (desde el centro al borde) o total del mineral, además de reemplazar con habito masivo, el centro de vidrio volcánicos en cavidades y amígdalas dentro del clasto. Algunos cristales de plagioclasa son reemplazados total o parcialmente (al igual que en clastos) y la matriz es reemplazada con habito masivos y textura diseminada. En areniscas volcanoclásticas es común

encontrar esta fase mineral en clastos volcánicos reemplazando parcial o completamente con moderada intensidad cristales de plagioclasa en forma masiva o como parches o reemplazando el centro de amígdalas, en RC 10 forman una delgada capa sobre el borde de algunos clastos. Aunque es escaso, es posible encontrar diseminada esta fase mineral sobre el cemento junto a ceolitas.

Los filosilicatos máficos presentes en lavas amigdaloides tienen pleocroísmo incoloro a pardo y colores de interferencia pardo amarillento a pardo y alteran con una intensidad fuerte los bordes de amígdalas y masa fundamental presentando hábitos coliformes (Figura III-1b) y hábitos masivos con texturas diseminada. Estos filosilicatos máficos varían en forma y color de aquellos presentes en las tobas de lapilli y de flujo. En la ignimbrita, alteran con una intensidad moderada, matriz, fiames y clastos (cristales) presentándose de manera diseminada y en conjunto con celadonita.

Los filosilicatos máficos se encuentran en paragénesis con ceolita, epidota, carbonato, mica blanca, celadonita y feldespato potásico.

III.3.1.2 Análisis de datos SEM

Los análisis SEM representativos de filosilicatos máficos se presentan en ANEXO A: ANÁLISIS SEM en base al cálculo de su fórmula estructural a 28 oxígenos. Los valores de Xc (Figura III-2) varían según la distribución de las muestras en la zona de estudio. Por un lado, en el perfil del Río Colorado las tobas de lapilli y cristalinas entre STP 3 hasta RC 6 muestras valores muy similares de Xc, los cuales son ligeramente menores en STP 3 y ligeramente mayores en RC 1 y RC 6, el comportamiento es muy distinto en las muestras RC 8 y RC 10 dado que los valores son muchos más bajos ni siquiera alcanzando el 60% de Xc en lavas amigdaloides de RC 8. Al analizar las muestras en la ladera del Río Maipo se observan valores altos en STP 5, obteniendo Xc cercanos al 90 %. Al comparar el número de capas de clorita con respecto al contenido de Si, se observa una clara relación a disminuir la cantidad de Xc a medida que aumenta la cantidad de Si.

El diagrama de Hey, (1954) (Figura III-3) clasifica clorita (Xc mayores a 75%) según su contenido de Fe y Si. Estos minerales clasifican preferentemente en el grupo de diabantitas y picnoclorita (tobas de lapilli STP 3, RC 1, RC 3, RC 5 y; arenisca volcanoclástica RC 6) y en menor cantidad en brunsvigita (toba de flujo STP 5 y toba de lapilli de RC 1). La tendencia es que a medida que disminuye la cantidad de Si aumenta la cantidad de Fe en cloritas. Los valores más altos destacan en RC 1 y STP 5 y los más bajos en RC 6.

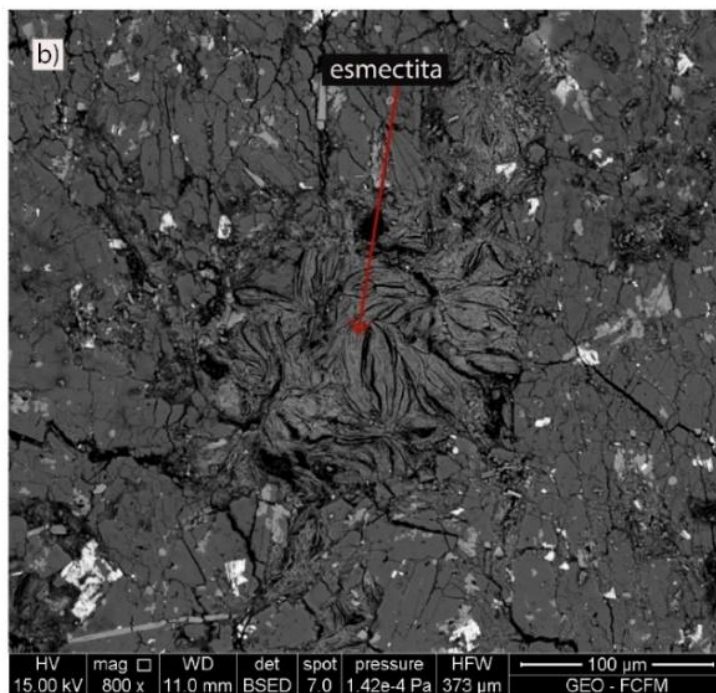
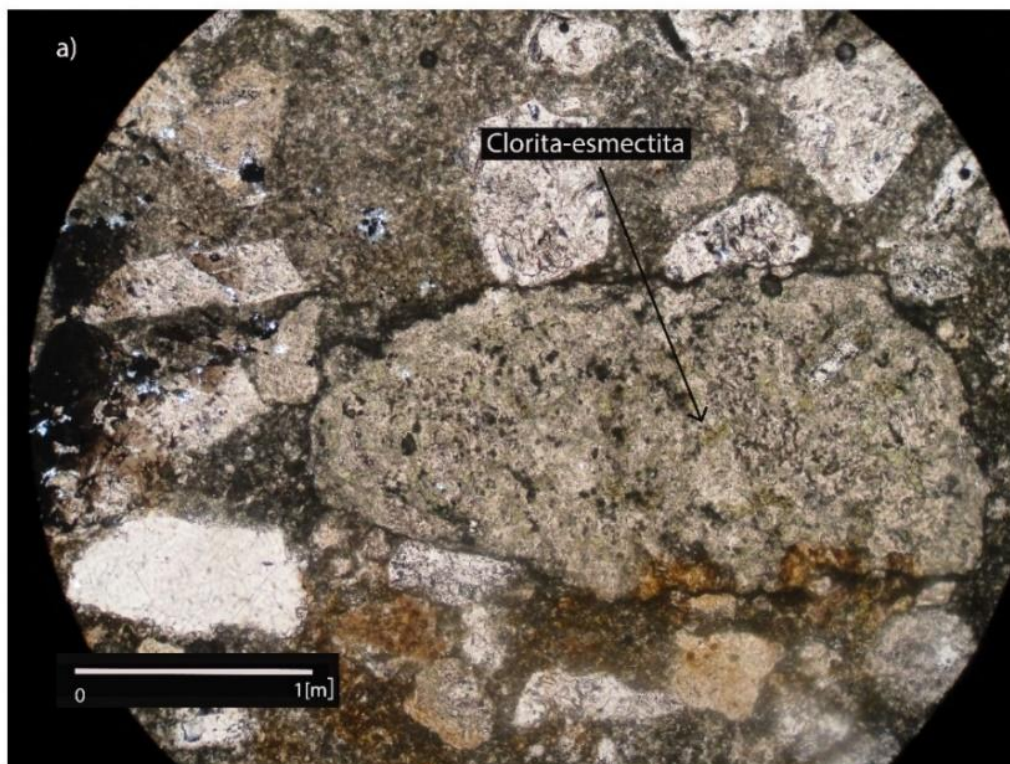


Figura III-1: Microfotografía de interestratificado clorita-esmectita. a) dentro de un clasto volcánico de la localidad STP 3 cercano a un parche de ceolita en plagioclasa. b) microfotografía SEM en la masa fundamental de la muestra obtenida en RC 8 de una lava amigdalóide.

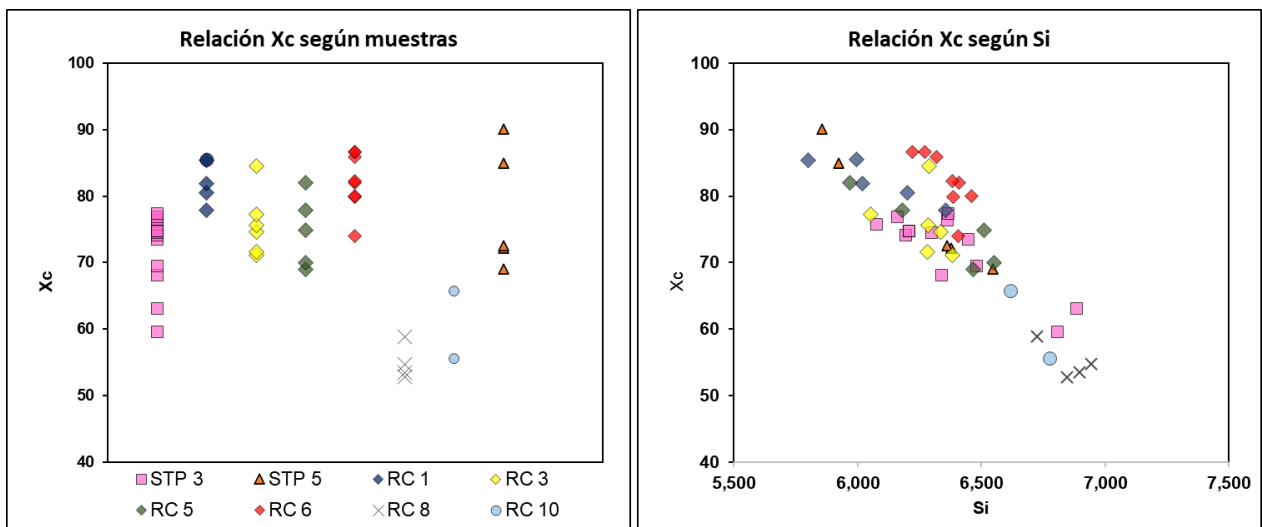


Figura III-2 a) Relación de Xc de filosilicatos máficos según muestra a) Distribución de las muestras y la relación de Xc b) Relación de Xc según el contenido catiónico de Si.

Por otra parte, según la recopilación de Tröger, (1979) las cloritas se pueden agrupar en cuatro grupos (datos calculados en base a 14 oxígenos):

- 1) Ricas en magnesio (pennina – clinocloro - grochautita), Mg clorita $(Mg, Fe^{+2}, Al)_6 [(OH)_8 Al_{IV} > 0.5, Si < 3.5 O_{10}]$.
- 2) Magnesio-férricas (diabantita- picnoclorita - ripidolita), Mg-Fe⁺³.clorita $(Mg, Fe^{+3}, Al)_6 [(OH)_8 Al_{IV} > 0.5 Si < 3.5 O_{10}]$.
- 3) Ferrosas (brunsvigita – afrosiderita - bavalita) Fe⁺².clorita $(Fe^{+2}, Mg, Al, Fe^{+3})_6 [(OH)_8 Al_{IV} > 0.7 Si < 3.3 O_{10}]$.
- 4) Ricas en cromo (kaemmenrerita – Cr pennina). Cr clorita $Cr_2O_3 > 2 \text{ wt\%}$.

Con esto los datos se pueden clasificar como Magnesio -férricas (tobas de lapilli STP 3, RC 1, RC 3, RC 5; arenisca volcanoclástica RC 6) y Ferrosas (toba de flujo STP 5 y toba de lapilli RC 1). Esta relación implica por ejemplo que cloritas que se han sometido a fluidos con alto grado de oxidación y que permita la inclusión del catión Fe⁺³ en su estructura química, se ven obligados a incluir Al⁺³ (en desmedro de Si⁺⁴) para suplir el desbalance de carga generad (Figura III-5).

Los minerales cristalizan en distintos metadominios y no existe evidencia en los datos para determinar un control en la cristalización.

El diagrama de NIC (Si+Al+Fe+Mn+Mg+Ti) vs Al total (Figura III-4) (Schiffman & Fridleifsson, 1991) evidencia una tendencia de la composición de los filosilicatos máficos a seguir la serie clinocloro (clorita) – saponita (esmectita) notando algunos casos especiales. Por un lado, los datos de RC 6 muestra un “empobrecimiento” de Al en su estructura química y en contraste RC 8 muestra un “enriquecimiento” de Al. Esta relación

se puede ratificar al observar el grafico Si vs Al (Figura III-5) el que muestra una tendencia a disminuir el Si a medida que aumenta el Al.

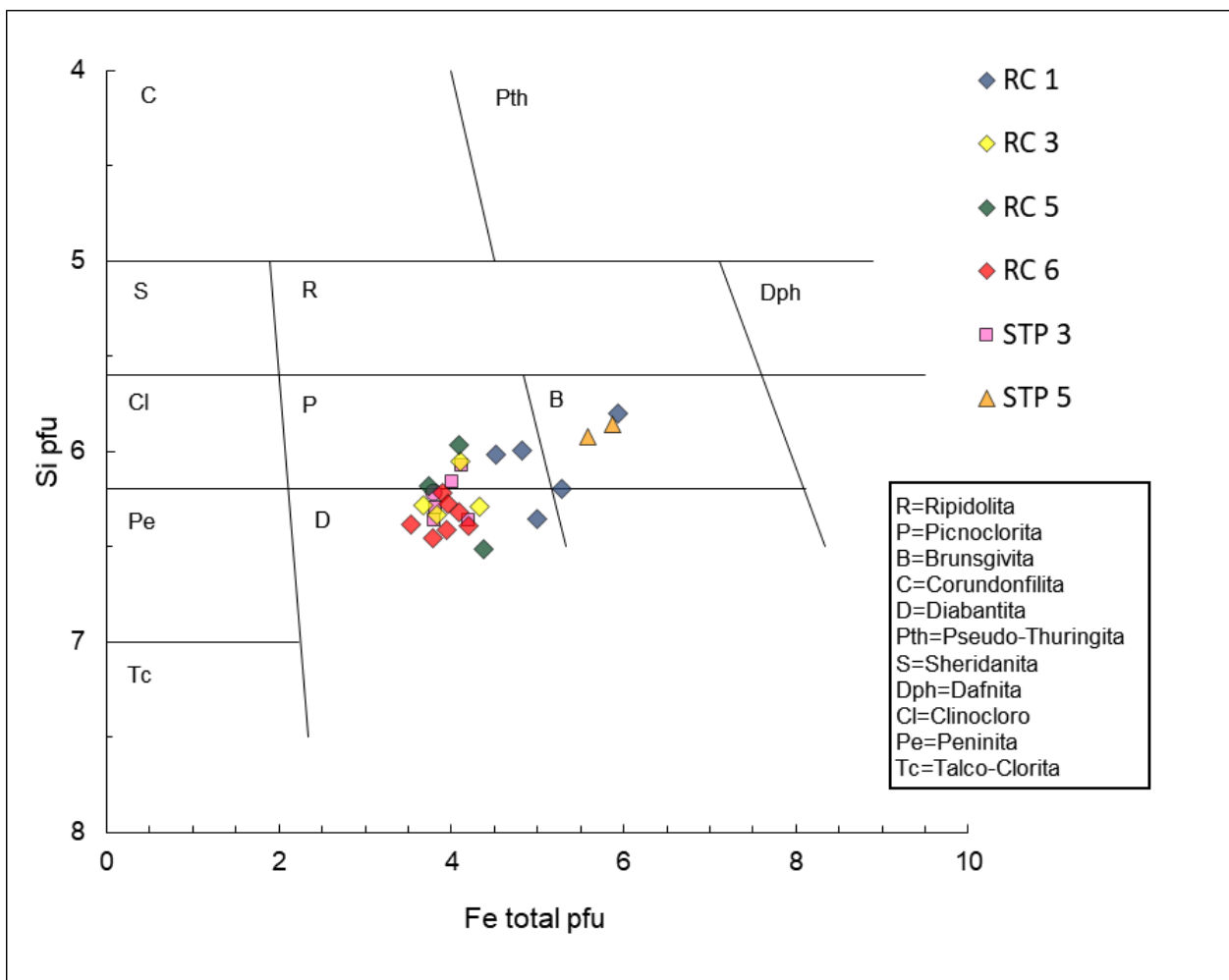


Figura III-3: Diagrama de Hey, (1954) que clasifica clorita (contenido de $X_c > 75\%$) según su contenido de Si y Fe de las distintas muestras dentro del área de estudio.

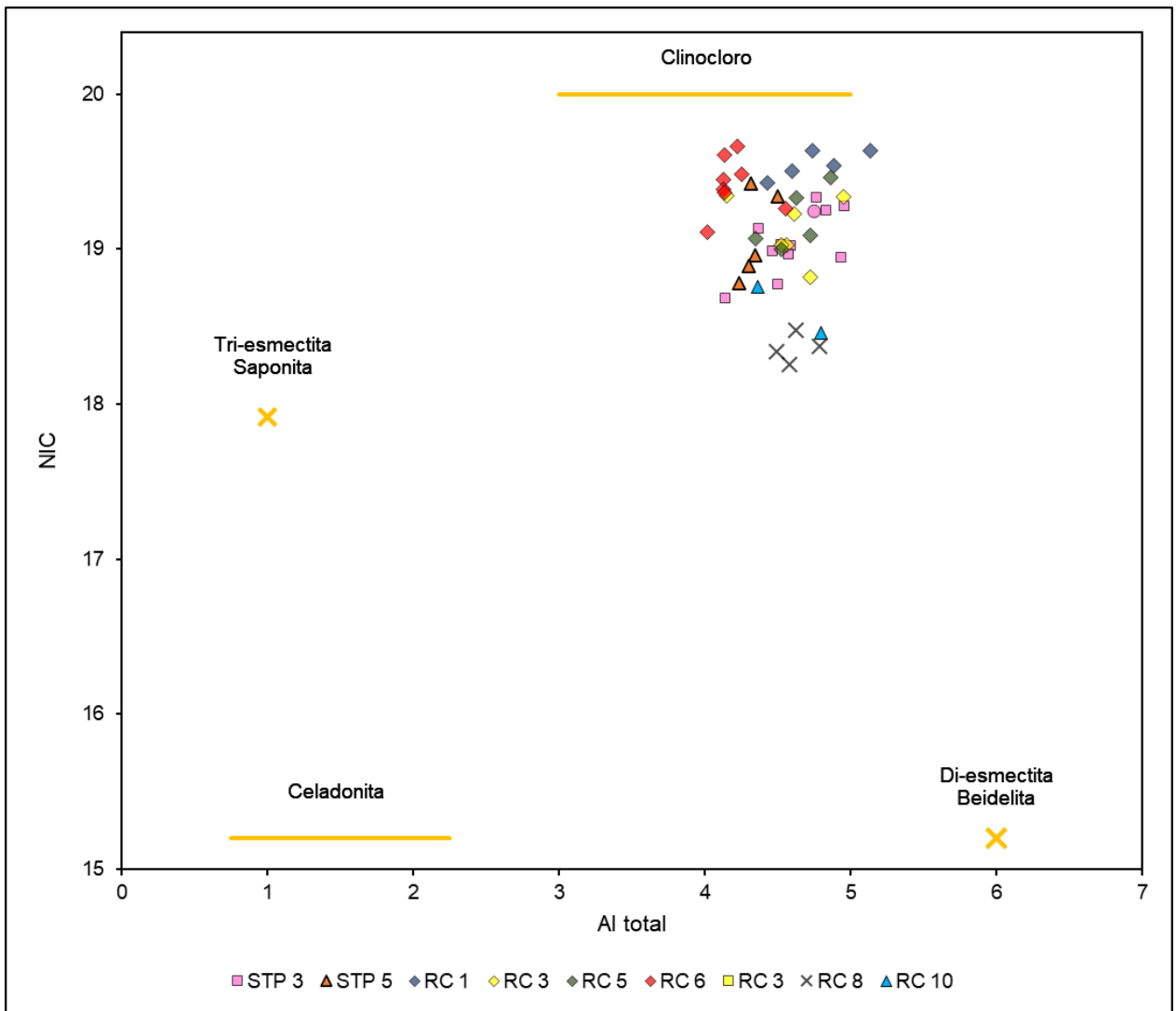


Figura III-4: Diagrama NIC vs Al total de interestratificado de clorita-esmectita según las muestras del área de estudio.

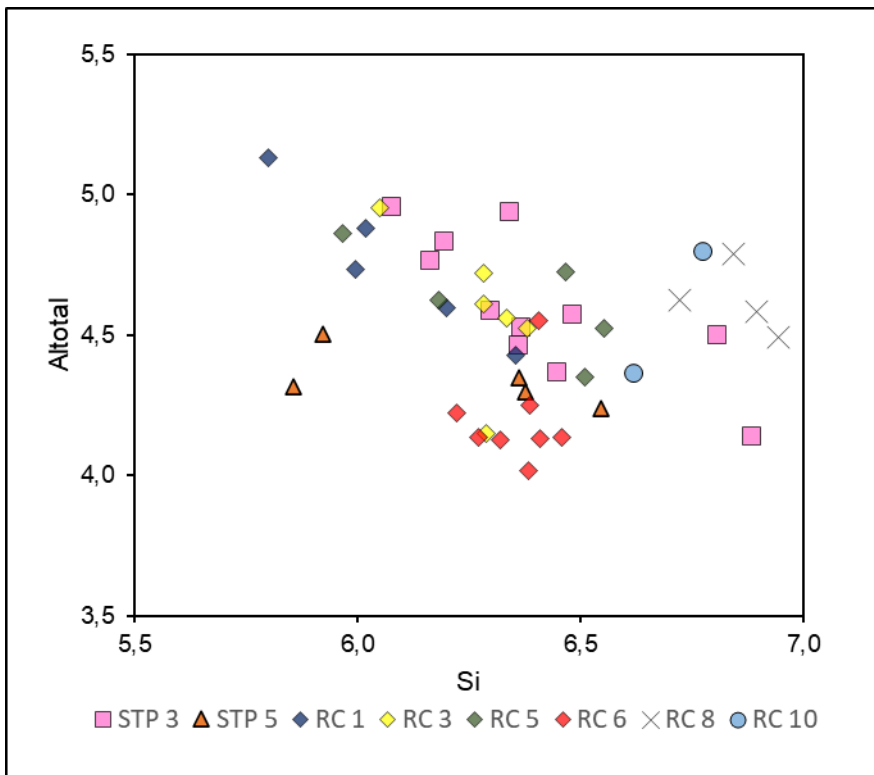


Figura III-5 Diagrama de distribución del contenido en aluminio respecto al contenido en Si en filosilicatos máficos clasificadas según su muestra extraída en el área de estudio. A la izquierda la relación AlIV vs Si y a la derecha Al total vs Si.

En el diagrama IC (cationes interfoliares en su sigla en inglés) vs Si (Figura III-6) algunos análisis muestran valores iguales a 0, lo que se debería a la volatilidad de los elementos Na, K y Ca durante la etapa analítica o se presenta de manera exigua donde la técnica analítica no es capaz de detectarlo. Sin embargo, es posible que estos elementos estén ausentes, dado que los minerales muestran valores de $X_c > 77\%$ cuando IC es igual a 0. Existe una tendencia de aumentar el valor de IC a medida que aumenta la cantidad de Si, sin embargo, RC 3 y RC 6 muestran una tendencia más vertical, aumentando el valor de IC y variando levemente la cantidad de Si. Esto favorece el intercambio de cationes interfoliares con los cationes de Mg, Fe y Al. Los datos de RC 1 arrojan valores 0 de IC en todos los análisis (valores de X_c más altos). Valores mayores de IC se obtienen en las lavas amigdaloides de RC 8.

Las variaciones de Mg (y de Fe) en filosilicatos máficos se puede realizar a partir de la relación $Mg / (Mg + Fe)$ o XMg. Los datos obtenidos son graficados en la Figura III-7. Esta relación es mayor en las muestras de RC 10 y RC 8 y menor en las muestras RC 1 y STP 5. Al comparar XMg según los valores de X_c hay una clara tendencia a aumentar los valores de XMg a medida que disminuye los valores de X_c y aumenta los valores de Si. Los valores de STP 5 parecen estar “empobrecido” en XMg y RC 10 “enriquecido” en la razón para la tendencia de la zona de estudio.

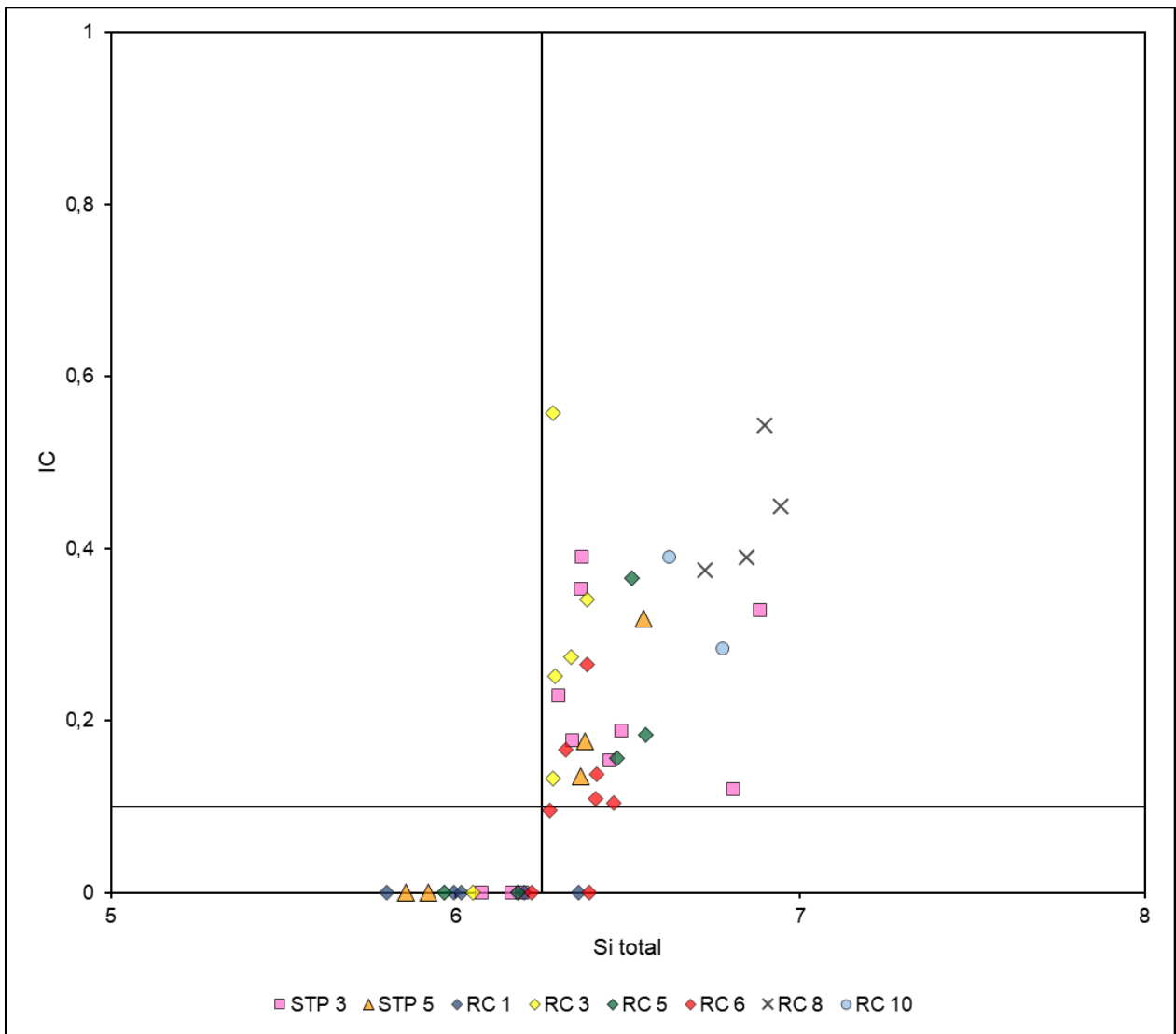


Figura III-6: Diagrama IC vs Si total. Las muestras son clasificadas según las muestras del área de estudio. Las líneas al interior del diagrama dividen según las condiciones para encontrar clorita pura (Tabla III-3).

Según Bevins & Robinson, (1993) el valor de la razón XMg de las cloritas es directamente proporcional al valor de esta misma razón en la roca que las contiene, en la medida que la composición de estos minerales represente una situación próxima al equilibrio. Muñoz, (2005) y Calderón, (2008) también reporta esta tendencia en secuencia mesozoicas en el valle del río El Volcán Esto sugiere que las rocas pueden tener un control composicional sobre los filosilicatos máficos. Por otra parte, varios autores han mostrado una relación entre el aumento del valor de la razón XFe (y disminución de XMg) con el aumento del grado metamórfico (Kuniyoshi & Liou, 1976; Evarts & Schiffman, 1983; Cathelineau, 1988; Digel & Gordon, 1995). Otro factor a considerar es la permeabilidad, Aguirre et al., (1978) estudió la movilidad de los óxidos en una colada de lava de la Formación jurásica Río Grande en Perú, estableciendo que: hacia el techo, en zonas más amigdaloides, la colada se empobrece en MgO, FeO, Al₂O₃ y CaO, mientras que se ve enriquecida en Fe₂O₃ (aumentando la razón de oxidación Fe₂O₃/FeO junto con aumentar el contenido

en H₂O y CO₂). Esto se debe al alto estado de oxidación que tiene el fluido, lo que implica mayor disponibilidad de Fe en su estado trivalente. Con lo anterior se puede inferir que el valor de XMg es el resultado de la interacción de la composición y permeabilidad del protolito y el grado metamórfico que fue sometido.

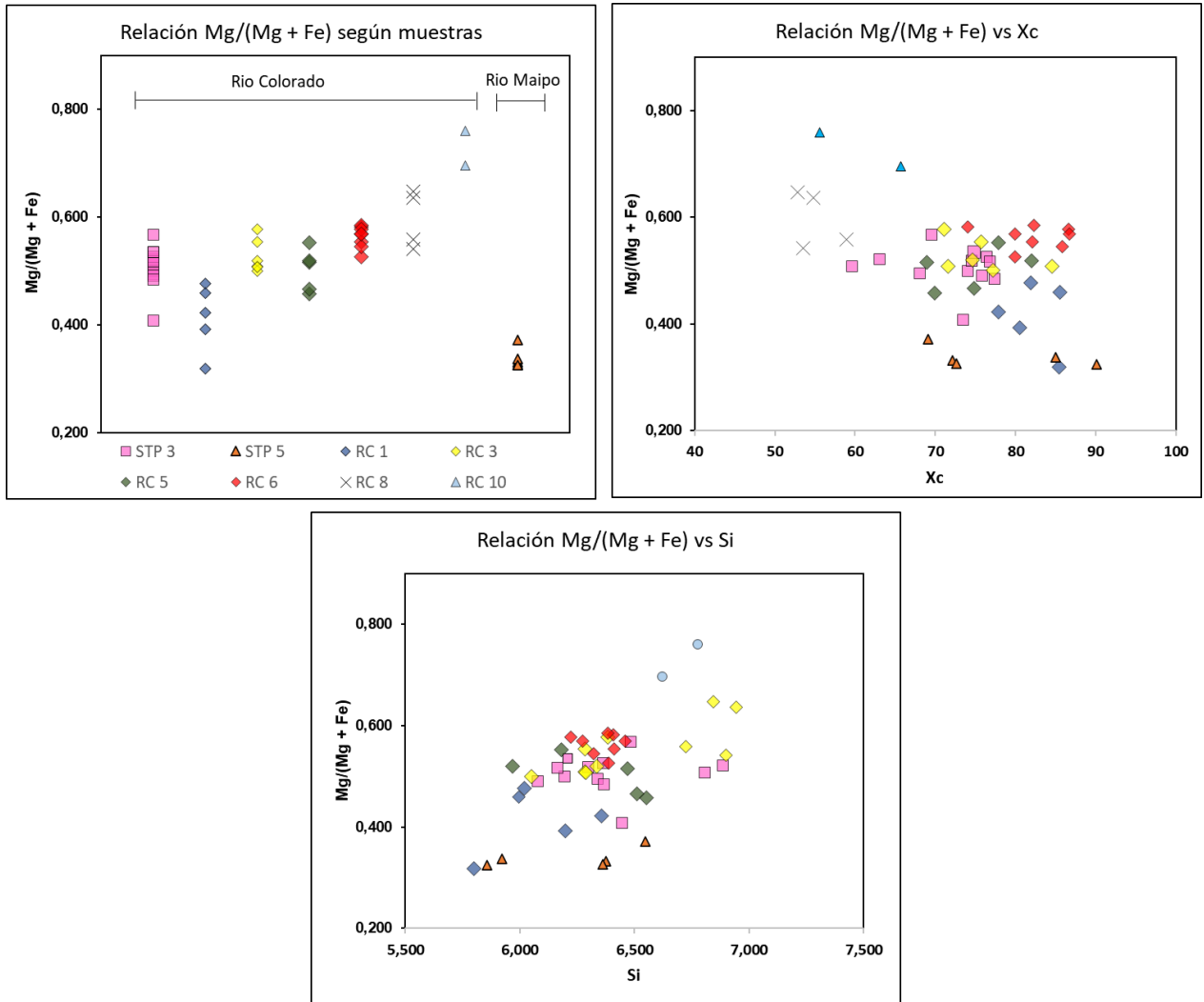


Figura III-7 Relación Mg/ (Mg + Fe) según sus muestras, según Xc y según Si.

Dado que no es posible reconocer una relación estratigráfica entre las muestras, un análisis con respecto a la profundidad no es posible, sin embargo, hacer una relación en función de las capas de Xc nos dará una perspectiva de la cristalización de los filosilicatos máficos en la zona. A medida que los filosilicatos máficos varían el contenido de capas de clorita (paso de interestratificado clorita-esmectita a clorita pura) la variación del contenido catiónico es coherente con datos obtenidos a lo largo del mundo. En efecto, a medida que aumenta las capas de clorita los valores de Si disminuye, Mg disminuye, Al aumenta. NIC aumenta e IC disminuye. Tener presente, sin embargo, que en RC 6 valores de Xc altos tienen valores de Mg alto y Al bajo, que en RC 8 valores de Al son mayores y que en STP 5 los valores de Al son más bajos. Esto puede deberse a variación en la relación fluido roca, composición de la roca, permeabilidad/porosidad primaria y

secundaria y a la actividad de los distintos elementos dentro del fluido que habría generado de manera local estas diferencias.

III.3.1.3 Análisis de datos DRX

Los resultados de DRX para filosilicatos máficos se presentan en Anexo III: DRX. Clorita discreta e interestratificado clorita-esmectita se determina a través de las muestras analizadas. Es posible identificar la presencia de clorita discreta en la mayoría de los sitios muestreados. En las muestras STP 3, STP 4, STP 5, RC 1, RC 3, RC 5, RC 6 y RC 10 es posible reconocer los *peak* característicos de [001] (14.1-14.3 Å), [002] (7.08-7.13 Å), [003] (4.71-4.73 Å), [004] (3.53-3.55 Å) y [005] (2.82-2.85 Å). El *peak* de mayor intensidad, en todos los casos donde aparece clorita, es [002]. No es posible considerar esta fase como “pura” debido a que hay un corrimiento de los *peak* [001] y [002] que indican presencia de interestratificado. En STP 4 se puede identificar con claridad la fase mineral, sin embargo, ningún dato de SEM fue estudiado.

Los análisis de etilenglicol arrojan la presencia de una componente esmectita para las muestras RC 1, RC 3, RC 5, RC 6 y STP 3 debido a una expansión del difractograma hacia la derecha identificando el *peak* [001] (16.7-16.6 Å) para la fase mineral, esta fase es identificada por Bettison & Schiffman, (1988) como interestratificado aleatorio de clorita/esmectita con corrimiento entre los 15-16.7 Å. Además de la aparición de un nuevo *peak* en 7.6 Å y sin cambio en los *peak* [003] ni [004]. Estos difractogramas no presentan desplazamiento de los *peak*. Esta característica es obtenida por Bettison & Schiffman, (1988) en ofiolitas de Point Salt, California. Esta asimetría es causada por la mezcla de clorita discreta con interestratificado regular de capas de esmectita no superiores al 10% en filosilicatos máficos (Robinson & Bevins, 1994). Esto también es concordante con los datos químicos ya que las muestras poseen valores superiores al 70 % de capas de clorita.

Difractograma de RC 10 presenta corrimiento del *peak* [001] aumentando la asimetría y el ensanchamiento del *peak*. [002] se ensancha y vuelve asimétrico con *peak* pertenecientes a interestratificados en 7.6 Å. [004] mismas características que [002]. Esta característica supone una mayor cantidad de componente esmectítica en la muestra. Esto es concordante con los datos químicos que representan a esta muestra como interestratificados con un 60 % de capas de clorita. En el diagrama de RC 8 se identifican solo los *peak* [001], [003] (traslapado con un *peak* de laumontita) y [005] en el difractograma con etilenglicol, lo cual indicaría la presencia de C/S con muy bajo contenido de clorita.

III.3.1.4 Geotermometría de filosilicatos máficos

Los filosilicatos máficos son un indicador relevante de la historia de la roca, debido a que su amplia variación composicional es sensible a las condiciones de formación, es decir presión, temperatura, condiciones redox (Bourdelle & Cathelineau, 2015). Por ello, los

investigadores pusieron sus esfuerzos en obtener un método confiable para lograr la cuantificación de las condiciones de formación de los filosilicatos máficos, sobre todo teniendo en cuenta que la formación de clorita no sigue un único proceso, sino que, por el contrario, puede seguir varios caminos, desde la precipitación a partir de un fluido hasta la cloritización progresiva de un mineral precursor. La termometría de la clorita de baja temperatura se enfrenta, por tanto, a dos retos: ofrecer un geotermómetro fiable con un amplio campo de aplicabilidad (en términos de composiciones de clorita), y poder aplicarlo a composiciones en las que se tenga la certeza de que representan un equilibrio termodinámico, es decir, que han registrado una etapa en la evolución de las condiciones presión-temperatura-química.

Tres enfoques se utilizaron para establecer los geotermómetros. El primero consistía en la calibración empírica, en el cual se propuso unir la composición de los filosilicatos máficos con la temperatura, principalmente con el contenido de Al y el intercambio de Fe-Mg en ambientes diagenéticos, hidrotermales y metamorfismo de bajo grado (Cathelineau & Nieva, 1985 y Cathelineau, 1988). Sin embargo, estos métodos fallaban en obtener precisión en varias aplicaciones, debido a que no tomaban en consideración los tres principales intercambios catiónicos que ocurren en los filosilicatos máficos (De Caritat et al, 1993, Bourdelle & Cathelineau, 2015) y su aplicación es extremadamente limitada, es decir, restringido al contexto en el que ha sido calibrado, y que debe establecerse una nueva ecuación para cada nuevo sistema estudiado.

El segundo acercamiento está basado en datos termodinámicos (Vidal et al., 2005; Vidal et al., 2006; Lanari et al., 2014) y a diferencia de los termómetros empíricos, el enfoque termodinámico -basado en las propiedades de los miembros finales determinadas experimentalmente y/o mediante el estudio de muestras naturales- es el más riguroso, pero requiere cálculos complejos y depende de la disponibilidad de datos termodinámicos, lo que limita su campo de aplicación.

La tercera propuesta es referida a métodos semiempíricos, que consideran el equilibrio filosilicatos máficos-cuarzo y usan la relación de la actividad de los miembros terminales para unir la composición de los filosilicatos máficos a la temperatura, a través de la constante de equilibrio K (Inoue, 1995; Bourdelle et al., 2013; Lanari et al., 2014). Son fáciles de usar y tienen buenos resultados en diagénesis, alteración de bajo grado. Se establece algunas suposiciones para su aplicación:

- Los termómetros se calibraron suponiendo que $a_{H_2O} = a_{SiO_2} = 1$. Se desconocen los valores de actividad de H₂O en el fluido, pero el supuesto $a_{H_2O} = 1$ es razonable en condiciones metamórficas diagenéticas o de bajo grado (Inoue, 1995; Lanari et al., 2014), mientras que el supuesto $a_{SiO_2} = 1$ está justificado en el caso de rocas con cuarzo. Lo anterior permite determinar que el equilibrio filisilicatos máficos + cuarzo es independiente de la razón Fe/ (Fe + Mg).
- Las composiciones de clorita se consideran como ideales, es decir, desprovistas de Ti tetraédrico, Mn octaédrico o cualquier contaminación de K, Na, Ca.

- Es necesario un contexto de baja temperatura y presión y rango composicional de baja temperatura. ($1.5 < R_{3+} < 3.5$ apfu 14 oxígeno), aceptables dentro del restringido rango P T de contextos diagenéticos, hidrotermales y de metamorfismo de bajo grado.

Con lo anterior, Bourdelle & Cathelineau, (2015) lograron representar gráficamente su modelo empírico en el diagrama T-R₂₊-Si el cual está representado en la Figura III-8. Los datos de la zona de estudio fueron graficados y las temperaturas pueden ser resumidas en la Tabla III-4. Este geotermómetro predice que una composición de clorita corresponde a una temperatura de formación, pero que, a cualquier temperatura fija, existe una gama de composiciones de clorita que puede calcularse teóricamente, de acuerdo con las observaciones de cloritas naturales.

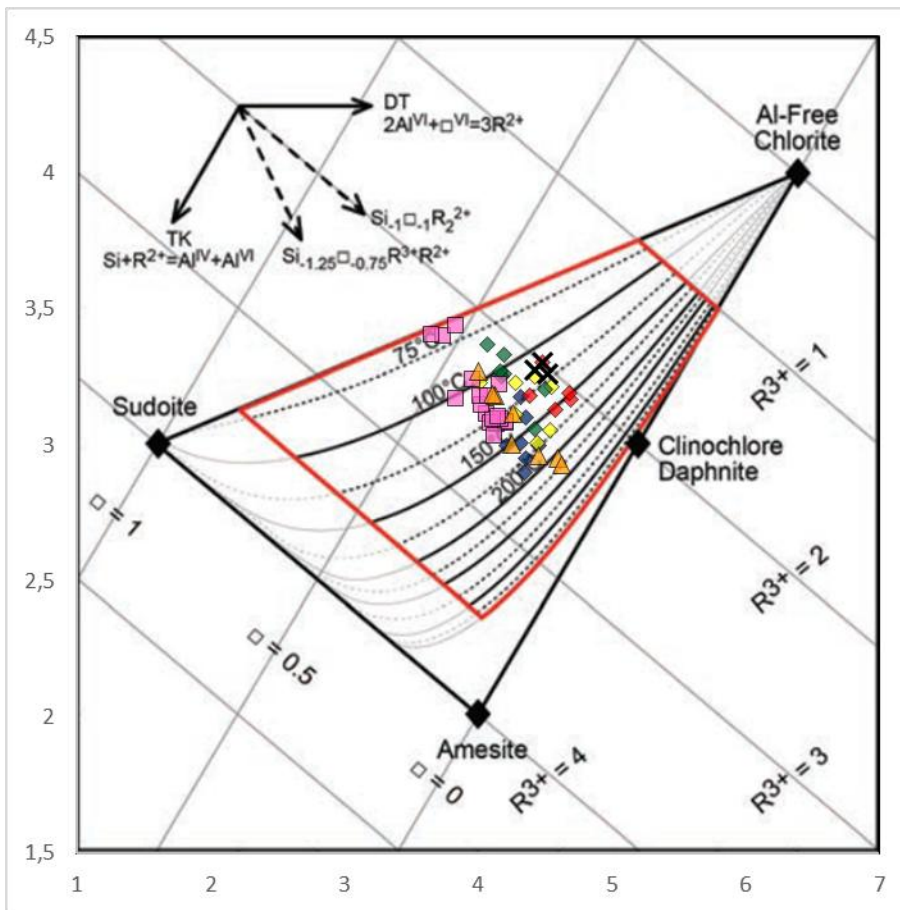


Figura III-8 Grafico Si-R₂₊ con curvas de temperaturas calculadas y graficadas en sistema semi empírico por Bourdelle & Cathelineau, (2015) para filosilicatos máficos (C/S y Chl). Modificado de Bourdelle & Cathelineau, (2015).

Muestra	T°C
Rio Maipo	
STP 5	100-225
Rio Colorado	
STP 3	70-160
RC 1	125-200
RC 3	100-175
RC 5	90-155
RC 6	110-170
RC 8	110-120

Tabla III-4 Valores calculados de temperatura según geotermómetro de Bourdelle & Cathelineau, (2015). Los datos son aproximaciones de los valores obtenidos.

Estos datos representan mayores temperaturas en RC 1 y STP 5 y valores acotados para RC 8. Si comparamos los datos con los métodos empíricos de Kranidiotis & MacLean, (1987) y Cathelineau, (1988) [ver ANEXO A: ANÁLISIS SEM] podemos notar que los valores que arrojan los métodos empíricos sobredimensionan las temperaturas de formación de los filosilicatos. Sin embargo, la tendencia de mayores valores en RC 1 y STP 5 y un campo más acotado para RC 8 se puede observar.

III.3.2 Ceolitas

III.3.2.1 Modo de ocurrencia y texturas

Las ceolitas presentes en esta sección corresponden a laumontita, yugawaralita, chabazita wairakita y analcima. incoloras y baja birrefringencia En tobas cristalinas y líticas, se presentan solo en STP 3 y RC 1 con una intensidad débil sobre cristales de plagioclasa (en un clasto en RC 1) formando parches con habito masivo (Figura III-9a y Figura III-9b). En rocas volcanoclásticas se encuentran en RC 10 y STP 4 de manera pervasiva e intensidad fuerte sobre el cemento como agregados prismáticos presentando difuso clivaje y como pequeños agregados masivos (RC 10, Figura III-11a, Figura III-11b y Figura III-11c). En lavas amigdaloides, rellenan amígdalas parcial o completamente como agregados prismáticos que presentan clivajes junto a cuarzo granular en los bordes. Las amígdalas más grandes no alcanzan a rellenarse completamente de ceolitas y terminan en el centro con vidrio volcánico que forma texturas de rompecabeza dentro de las amígdalas (Figura III-9a, Figura III-9b y Figura III-9c). En STP 5 (ignimbrita) las ceolitas estan presente alterando con una intensidad fuerte de manera selectiva las esquirlas de la matriz presentando habitos masivos y en algunos casos prismáticos (Figura III-9c) además, pequeñas venillas esta rellenas de forma masiva con ceolitas cortando plagioclasa o algunos clastos.

En la muestra de mano, no es posible identificar la fase mineral como ceolita, ya que las características distintivas están relacionadas con la estructura atómica de este grupo mineral. La identificación del tipo de ceolita, se logra gracias a los análisis químicos y de XRD.

$$E\% = 100 * \frac{[(Al + Fe^{+3}) - (Na + K) - 2 * (Mg + Ca)]}{[(Na + K) + 2 * (Mg + Ca)]} \quad \text{III-1}$$

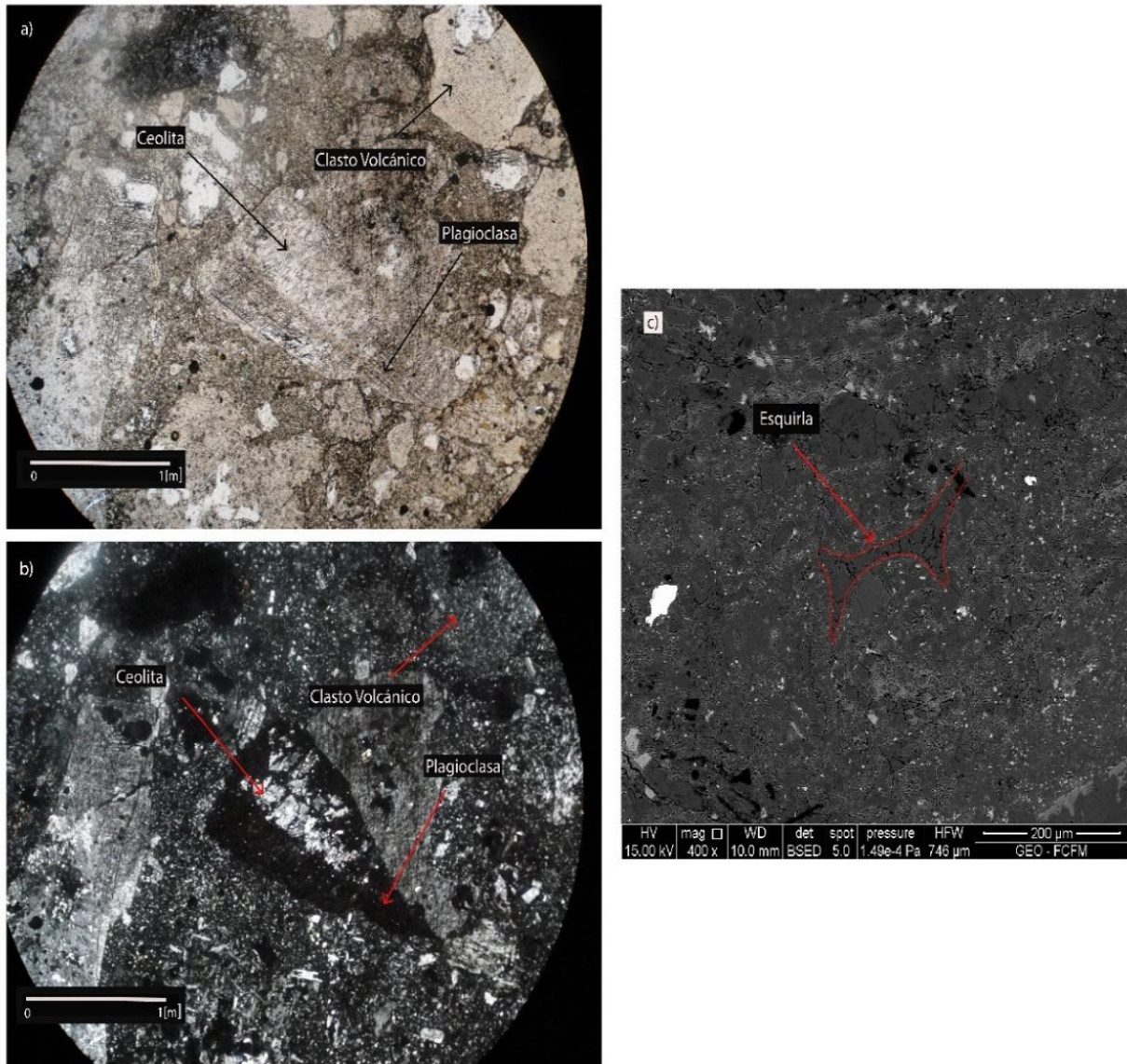


Figura III-9: Microfotografía de ceolitas en dos metadominios distintos. a) parches de ceolitas en cristales de plagioclasa proveniente de muestra STP 3 a nicoles paralelos. b) el mismo parche de ceolita a nicoles cruzado. c) microfotografía SEM de una esquirla que es reemplazada por ceolitas en la muestra de STP 5.

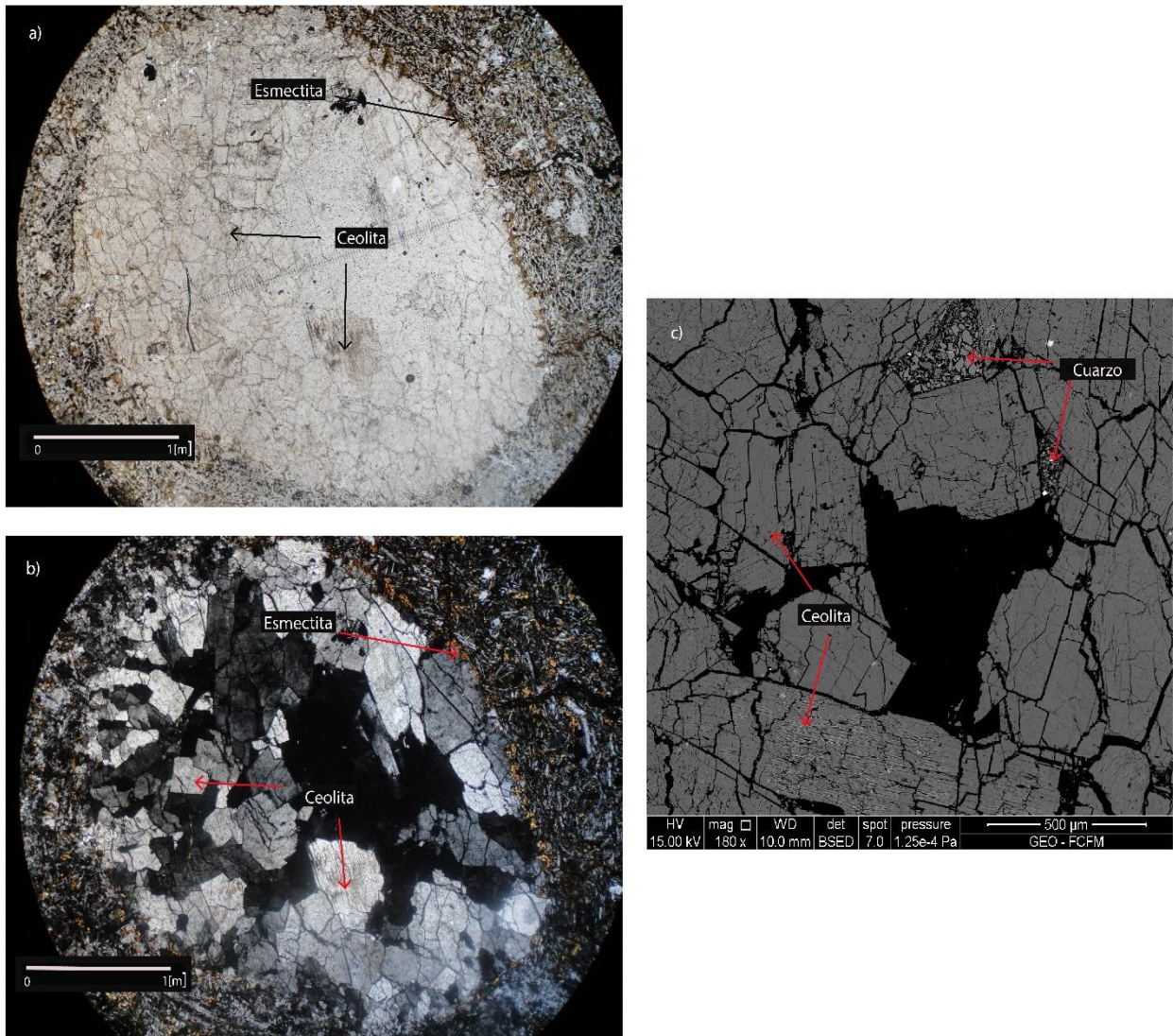


Figura III-10: Microfotografía de ceolitas relleno de amígdalas volcánicas en la muestra RC 8. a) microfotografía de una amígdala rellena con ceolita y borde de esmectita a nicoles paralelos. b) fotografía de una amígdala rellena con ceolita a nicoles cruzados. c) microfotografía SEM de relleno de amígdalas mostrando los clivajes del cristal.

III.3.2.2 Análisis de datos SEM

Los análisis SEM (ANEXO A: ANÁLISIS SEM) fueron seleccionados según el valor del balance-error químico, que de acuerdo con Passaglia, (1970) debe ser menor a 10%, estos análisis están incluidos en Anexo I: Análisis SEM. Sin embargo, análisis de las muestras RC 8 y RC 10 son incluidos en esta tabla, aunque arrojen valores mayores a 10% debido a que el factor E% es muy sensible a las variaciones de las cantidades atómicas de los elementos, sobre todo de aquellas fases ricas en Ca donde generalmente los valores de Na y K son insignificante lo que implica que al método semi cuantitativo no los detecte.

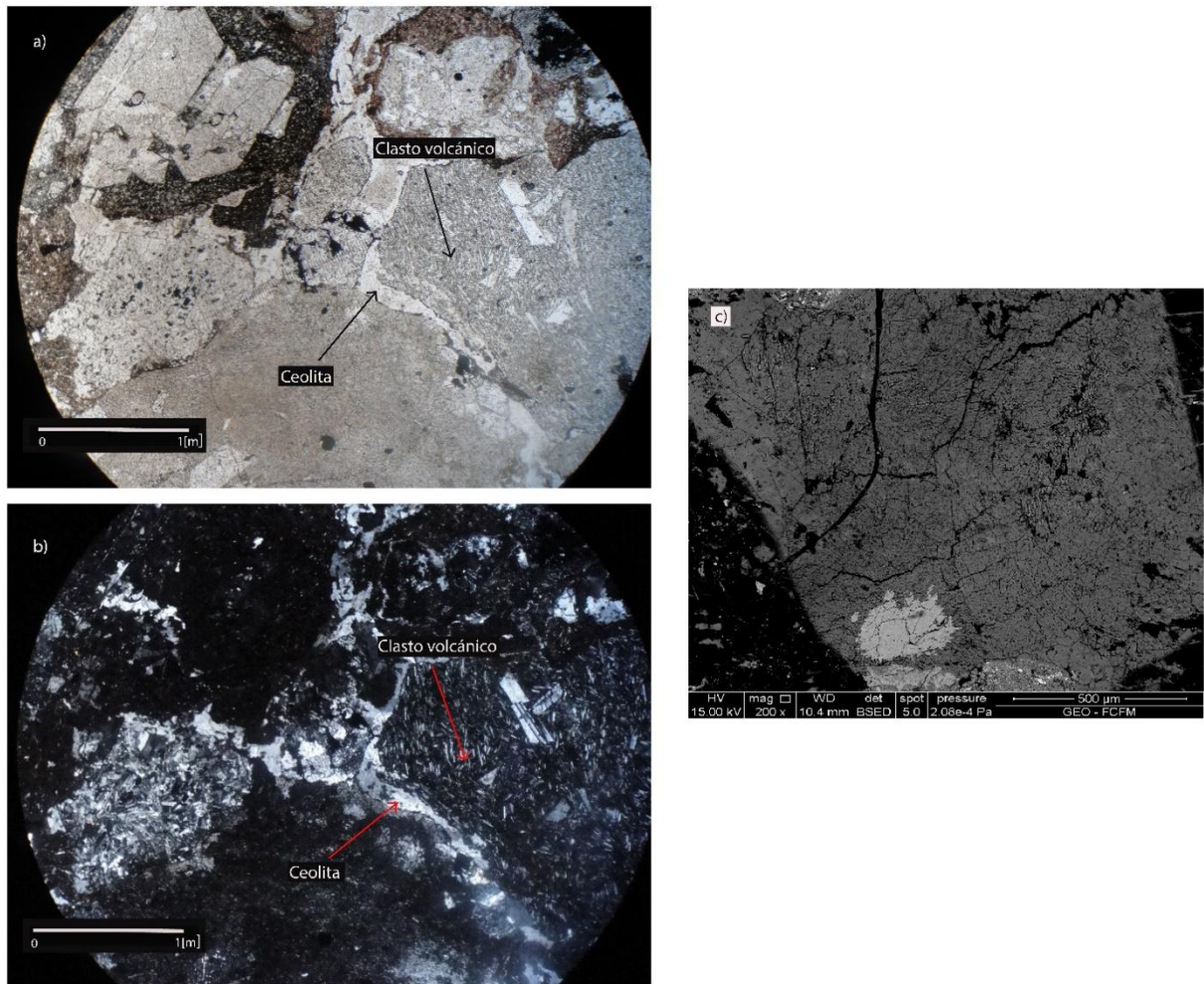


Figura III-11: Microfotografía SEM de intersticio entre clastos rellenos con cemento ceolítico correspondiente a la muestra STP 4. a) imagen a nicoles paralelos. b) imagen a nicoles cruzados. c) imagen SEM del relleno de intersticio.

De acuerdo con su composición química pueden ser distinguidos 3 grupos composicionales (Figura III-12): (1) ceolita-Ca sin o con poca presencia de Na o K. y (2) ceolita-CaNa sin presencia de K (3) ceolitas-Na solo con Na en su estructura. Las ceolitas del grupo (1) son encontradas en STP 3 en parches de plagioclasa y corresponde a laumontita, en STP 4 en el cemento y corresponde a laumontita y yugawaralita, RC 8 dentro de amígdalas y corresponde a laumontita y RC 10 en el cemento y corresponden a chabazita y laumontita. Las del grupo (2) se encuentran en STP 5 reemplazando esquirlas y se clasifican como solución sólida entre wairakita y analcima y las ceolitas del grupo (3) se encuentran en STP 5 relleno vetillas y son clasificada como analcima. La clasificación por el tipo de ceolita puede observarse en la Figura III-13.

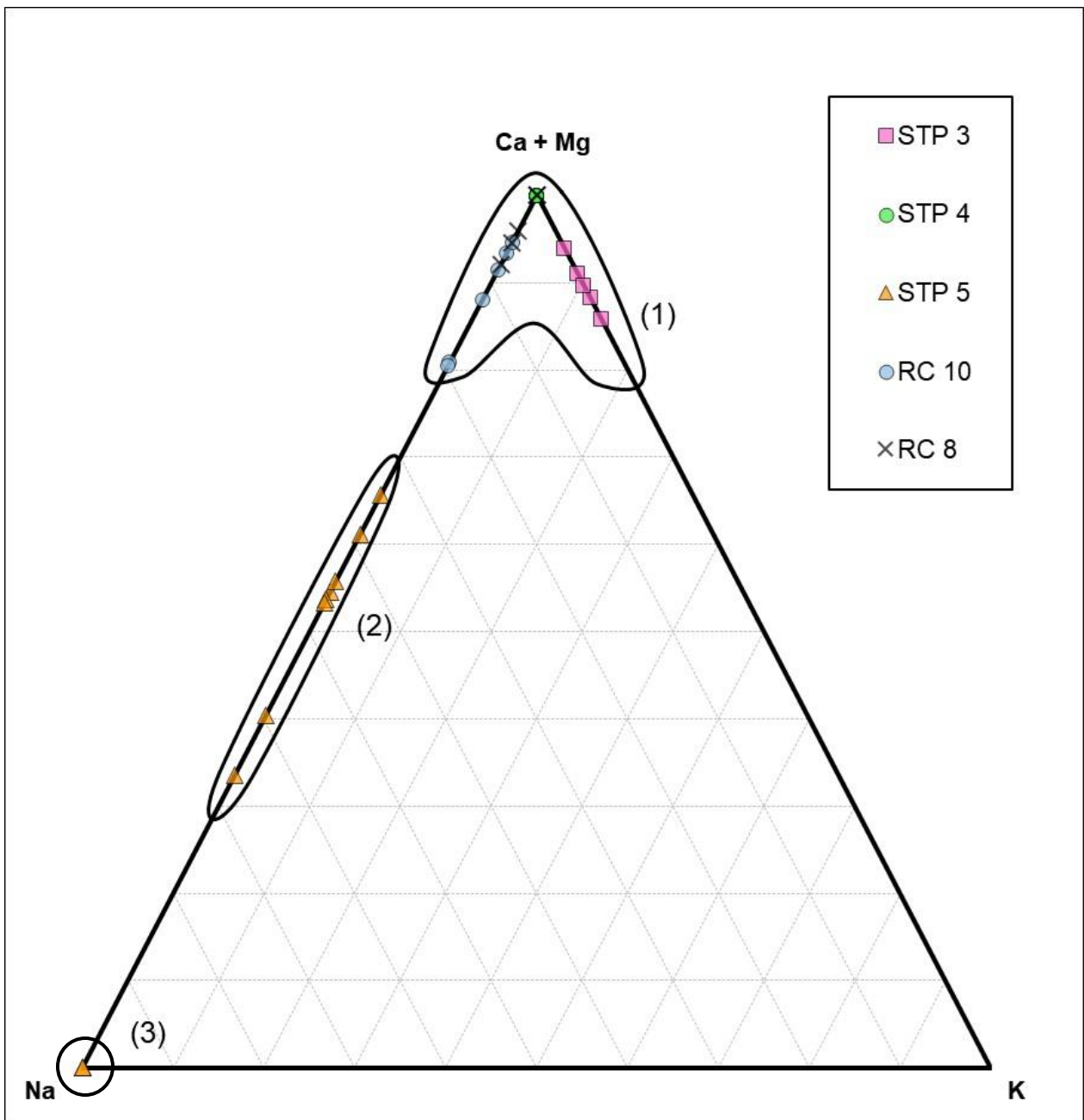


Figura III-12: Proyección de la composición de las ceolitas en un diagrama Na - Ca + Mg - K. Los números indican grupos composicionales. 1: Ceolita-Ca; 2: Ceolitas CaNa; 3: Ceolita Na. Los datos están representados según las muestras dentro del área de estudio.

Para realizar una caracterización química de las ceolitas se utiliza la razón Si/Al propuesta por Boles, (1972). Las ceolitas naturales presentan como características relevantes una estructura microporosa que le confiere propiedades adsorbentes y una gran capacidad de intercambio catiónico debido a un desequilibrio de cargas que es función de la relación Si y Al. Además, para observar cambios en los cationes se utiliza la relación $(Ca + Mg) / (Na + K)$.

Las laumontitas del grupo (1) varían los valores de Si/Al entre 2.10 y 2.26, mostrando baja variabilidad, sin embargo, una leve diferencia entre los minerales según las distintas muestras, (Figura III-13) Los mayores valores de la relación Si/Al son las laumontitas de RC 10 a diferencia de RC 8 que tiene la menor relación. La variabilidad de los cationes es alta predominando el catión de Ca e intercambio con Na obteniendo valores promedio de $(Ca + Mg) / (Na + K)$ de 15.1 para RC 10 y 12.85 para RC 8. En STP 4 no existe intercambio de Ca por Na o K. (Fuentes et al., 2004) en secuencias volcánicas en la Cuesta de Chacabuco, registra valores de 1.9 a 2.2 de la razón Si/Al entre dos grupos de laumontitas encontradas en su trabajo, destacando que la laumontitas pertenecen al grupo rico en Ca. Aguirre et al., (1999) publica valores de 2.06 para la razón Si/Al en la secuencia estratigráfica de Valle Nevado.

En las chabazitas del grupo (1) varían los valores Si/Al entre 2.23 a 2.58. La razón $(Ca + Mg) / (Na + K)$ muestra intercambio con Na, valores promedio de 5.24. Las chabazitas descritas por Fuentes et al., (2004) muestran variaciones entre 2.1 a 2.5 de Si/Al y alta variabilidad en las proporciones de $(Ca + Mg) / (Na + K)$. Esta diferencia también fue descrita por Gottardi & Galli, (1985).

Las yugawaralitas del grupo (1) en STP 4 muestran valores altos de la relación Si/Al entre los 3.1 a los 3.3. Fuentes et al., (2004) también mencionan valores altos en la relación, pero al contrario de los datos obtenidos por los autores, los análisis de yugawaralitas en la zona de estudio no detectan Na.

Las wairakitas CaNa del grupo (2) pertenecientes a STP 5, muestran muy baja variabilidad de su razón Si/Al con valores que van desde 2.2 a 2.3 y bajos valores de la razón $(Ca + Mg) / (Na + K)$ entre los 0.5 a 2.35.

Las analcimas del grupo (3) en STP 5 muestran baja variabilidad en la razón Si/Al (entre 2,38 y 2,46) y razón $(Ca + Mg) / (Na + K)$ igual a 0 dado que no detecta valores de Ca.

III.3.2.3 Análisis de datos DRX

Los análisis de DRX arrojan clara presencia de ceolitas en STP 4, RC 8, a partir de la separación mecánica de minerales en cementos y amígdalas respectivamente. En STP 5 se observan varios peak para wairakita. Las muestras STP 3 y RC 10 arrojan algunos peak de ceolitas. Estos difractograma están expuestos en Anexo III XRD.

En STP 4 se identifica con claridad yugawaralita a partir de los peak característicos para este mineral [020] (7.0 Å), [-111] (5.81 Å), [102] (4.66 Å) [111] (4.29 Å) [140] (3.05 Å) al realizar la separación física desde el cemento.

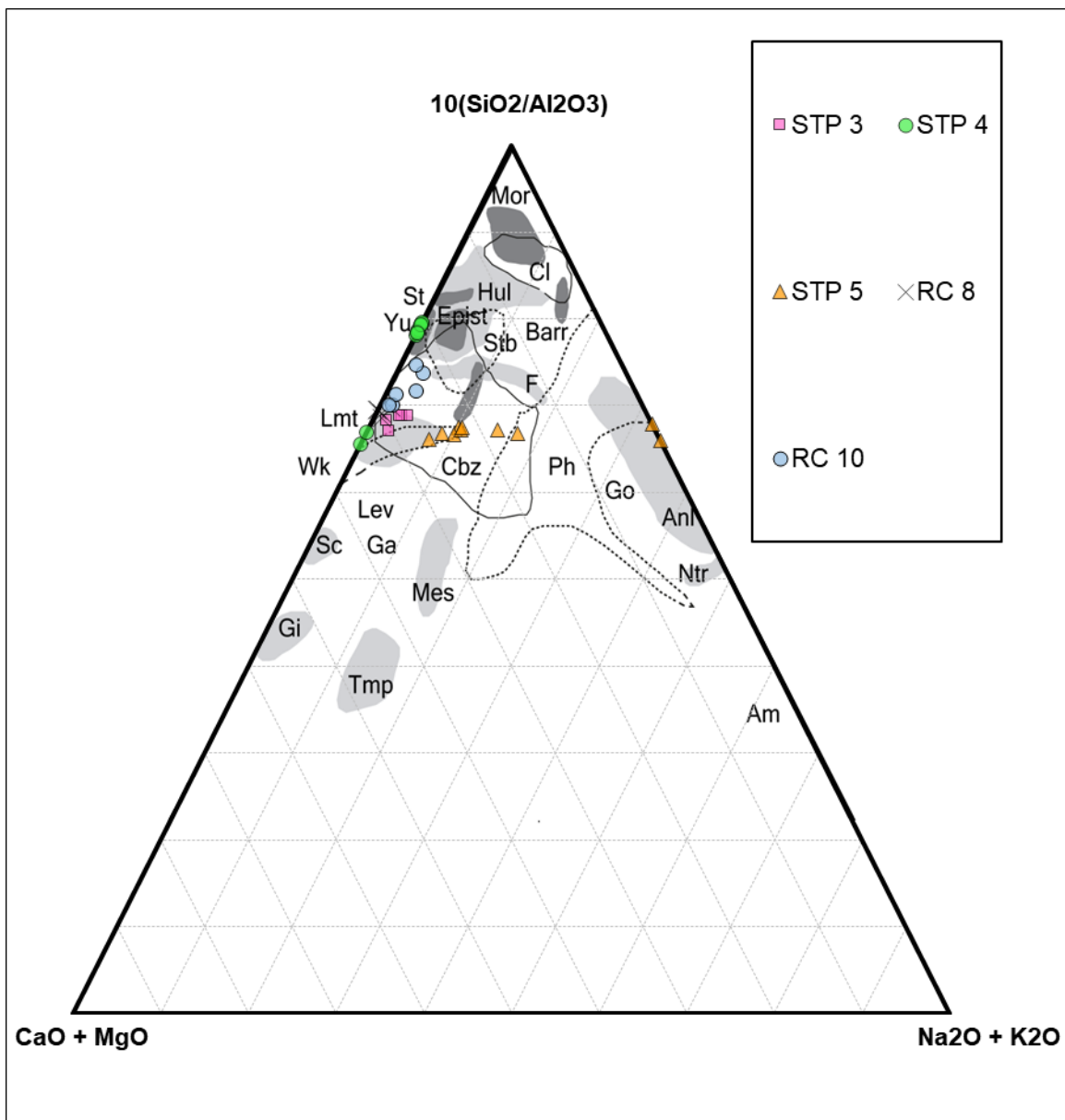


Figura III-13: Diagrama de clasificación de Fuentes et al., (2004) para ceolitas. Recopilación de información de varios autores mencionados en el trabajo de Fuentes et al., (2004). Mor: Mordenita, Tmp: Trompsonita, Gi: Gismondina, Ga: Garronita, Sc: Escolocita, Lev: Levyna, Cbz: Chabazita, Wk: Wairakita, Ph: filipsita, Go: Gobbinsita, Anl: Analcima, Ntr: Natrolita, Am: Amicita, F: Faujasita, Stb: Estilbita, Yu: Yugawaralita, St: Estelerita, Epist: Epistilbita, Hul: Heulandita, Cl: Clinoptinolita. Datos expresados según las muestras del área de estudio.

La presencia de laumontita, en STP 4 al encontrar peak característicos de esta fase [110] (9.42 Å), [200] (6.83 Å), [130] (4.17 Å) [40-1] (3.66 Å), [51-1] (2.86 Å) pero con conteo menores que en RC 8 que además de los peak anteriores aparecen los peak [220] (4.72 Å) y [002] (3.5 Å). En RC 10 esta fase mineral se encuentra representadas por los peak [110] (9.43 Å), [200] (6.83 Å), [130] (4.17 Å) y [002] (3.5 Å).

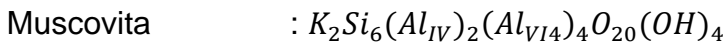
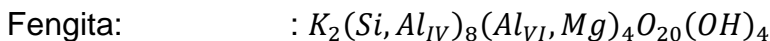
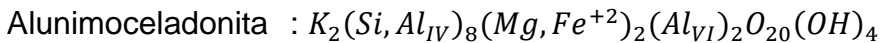
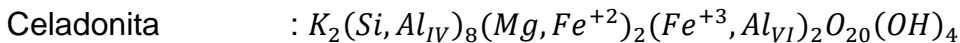
En el caso de las chabazitas En RC 10 aparecen los peak característicos de este mineral [101] (9.46 Å), [021] (5.57 Å), [211] (4.34 Å) y [401] (2.93 Å). En STP 3 sólo se identifica los *peak* [101] (9.46 Å) y [401] (2.93 Å).

Wairakita se encuentra en la muestra de STP 5 con peak de menor intensidad debido a alta presencia de celadonita y cuarzo, sin embargo, fue posible encontrar la fase mineral con los siguientes peak característicos: wairakita: [020] (6.82 Å), [220] (4.87 Å), [040] (3.43 Å) y [332] (2.9 Å). Un caso particular es la aparición del peak 9.47 Å que aparece con la presencia de wairakita sódica.

III.3.3 Celadonita y mica blanca

En esta sección se analizan los minerales entre miembros extremos de celadonita, y micas blancas y todos los valores intermedios entre ellos. Se encuentran celadonitas altas en Al y Fe en la localidad STP 5 y distribuidas en diversos metadominios. Los minerales de fengita generalmente están aislados y reemplazando plagioclasa. Este apartado recopila todas las micas potásicas.

Las fórmulas ideales de los miembros extremos celadonita-muscovita y los miembros intermedios aluminoceladonita y fengita son los siguientes (Deer et al., 1992):



III.3.3.1 Modo de ocurrencia y texturas

La presencia de mica blanca es escasa en las muestras analizadas, ocurren preferentemente como reemplazo débil en cristales de plagioclasas de tobas cristalinas en STP 3 y RC 5 con textura diseminada y hábito masivo. En la arenisca volcanoclástica de RC 6 altera débil los cristales de plagioclasa mostrando textura diseminada o pequeños parches dentro de clastos volcánicos. Generalmente se presenta masiva, incoloros y de alta birrefringencia.

Por otro lado, las micas verdes (Figura III-14a y Figura III-14b) se encuentran en gran abundancia solo en la ignimbrita de STP 5 y STP 5 y. La celadonita se presenta como reemplazo parcial o total de plagioclasa y de fiames de la matriz, además de alterar algunos clastos de hábito masivo. No evidencia preferencia por un metadominio en particular al igual que reporta Muñoz, (2005) en la ladera sur del río El Volcán. Generalmente su color es verde manzana, con colores de interferencia de verde de segundo orden y no muestra hábito. Esta fase mineral está en paragénesis con los filosilicatos máficos. Este tipo de celadonita es encontrada en las ofiolitas de Point Salt registrada por Bettison & Schiffman, (1988) caracterizadas por su color verde manzana y por reemplazar vidrio intersticial.

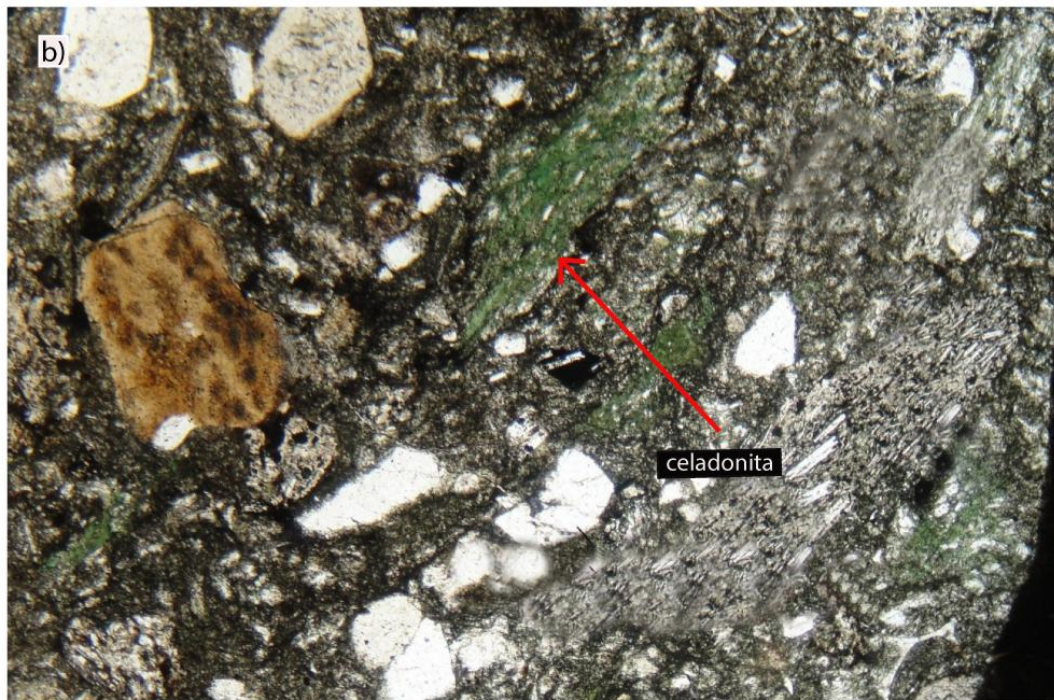
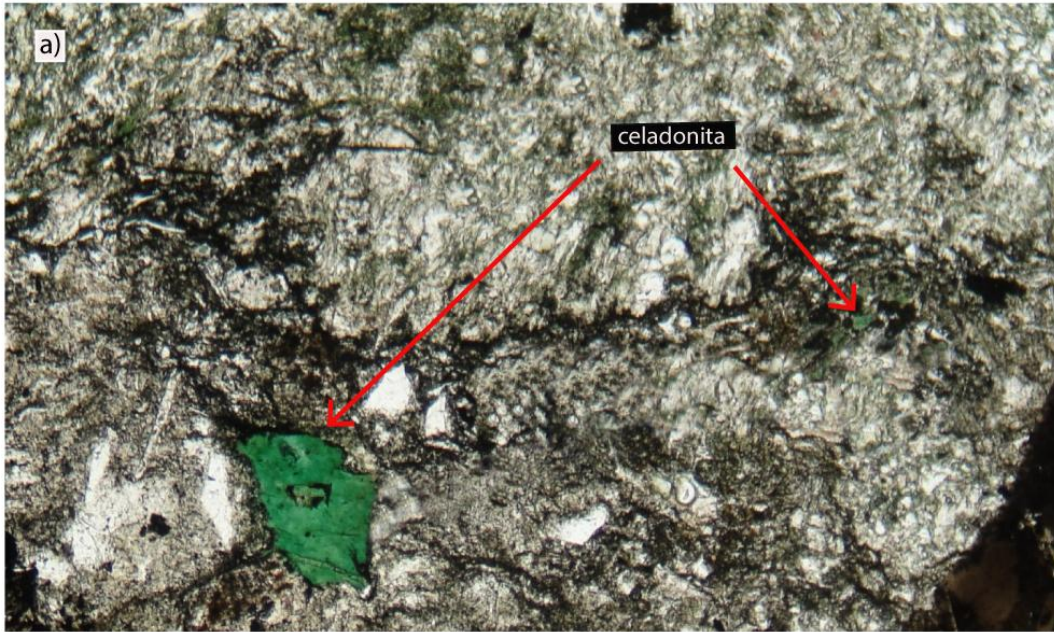


Figura III-14: a) Microfotografía de un cristal primario alterado completamente por celadonita. b) microfotografía de celadonita alterando fiames de la matriz de una toba cristalina de STP 5.

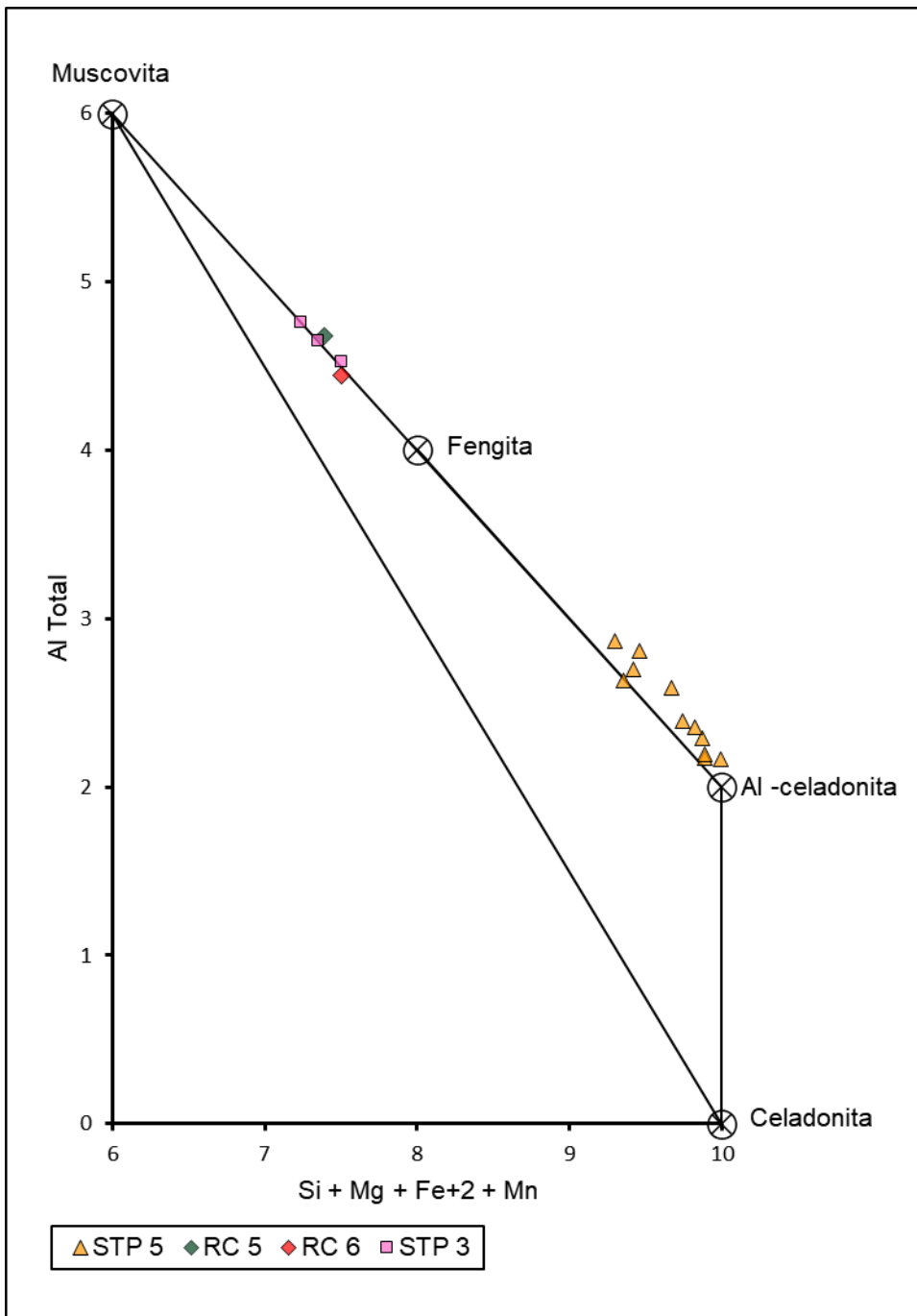


Figura III-15: Diagrama de clasificación de mica propuesto por Pe-Piper, (1985). Fórmula calculada a 22 oxígenos. Los datos están clasificados según las muestras extraída en el área de estudio.

III.3.3.2 Análisis de datos SEM

Los análisis químicos para las micas son presentados en el diagrama de clasificación de Pe-Piper, (1985); (Figura III-15) calculados en base a 22 oxígenos (ANEXO A: ANÁLISIS SEM

En los análisis químicos de minerales todo el Fe está expresado como Fe^{+2} , ya que las metodologías analíticas no distinguen entre Fe^{+2} y Fe^{+3} . Esto no es problema cuando trabajamos minerales para los que el Fe presente se encuentra sólo en uno de sus estados de oxidación (por ejemplo, Fe^{+2} en plagioclasa), pero si para aquellos en los que está presente con sus dos valencias, como es pe el caso de las celadonitas.

En los cálculos de la fórmula estructural de estos minerales se hace necesario realizar un balance de cargas con cual se puedan estimar las cantidades de Fe^{+2} y Fe^{+3} a partir del análisis original donde todo el Fe está dado como Fe^{+2} . Al asumir todo el Fe como Fe^{+2} , habiendo además Fe^{+3} , se produce un desbalance de cargas en la fórmula estructural, puesto que asignamos 1 átomo de O a cada átomo de Fe^{+2} y por cada átomo de Fe^{+3} presente habrá una deficiencia de 0,5 O (ecuación $O_{medido} = O_{correcto} - 0.5 * Fe^{+3}$).

$$O_{medido} = O_{correcto} - 0.5 * Fe^{+3} \text{ (III-2)}$$

$$Fe^{+3} = (O_{correcto} - O_{medido}) * 2 = \left(22 - \sum O \text{ en base a 14 cationes} \right) * 2$$

Como sabemos, la fórmula estructural del celadonita admite 14 cationes y 22 oxígenos, lo que hacemos entonces es normalizar la fórmula a 14 cationes y analizar cuál es la deficiencia de oxígenos que se produce.

El cálculo de la suma de oxígeno se puede expresar en función de los cationes y la fórmula quedaría de la siguiente manera (De esta forma evitamos hacer la normalización de oxígenos en función de los cationes):

$$Fe^{+3} = \left[22 - 22 * \left(\frac{14}{\sum \text{Cationes a 22 O}} \right) \right] * 2$$

Si $Fe^{+3} < 0$ No hay desbalance de cargas y los sitios estructurales se pueden llenar directamente con los cálculos expresados considerando todo el Fe como Fe^{+2} .

Si $Fe^{+3} > 0$ Hay desbalance de cargas. En este caso se debe proceder de la siguiente manera:

1. Multiplicar todos los valores normalizados de los cationes (Excepto Fe) basados en 22 oxígenos por un factor de balance ($F_{balance} = 14 / (\sum \text{Cationes a 22 O})$).
2. Fe^{+3} es el valor calculado según la fórmula anterior y $Fe^{+2} = Fe - Fe^{+3}$
3. Con estos nuevos valores, tenemos la formula estructural del mineral

En todos los datos no existe desbalance de carga y el contenido es calculado como Fe+2.

Las micas analizadas pueden clasificarse como minerales de composición intermedia entre la muscovita y la aluminoceladonita. Aquellos resultados que pertenecen a las localidades STP 3, RC 5 y RC 6 corresponden a minerales más cercanos al extremo muscovita; en cambio, todos los resultados obtenidos para STP 5 corresponden a valores más cercanos al extremo aluminoceladonita. Los valores de $Si/Al^{IV} > 3$ indican la presencia de un componente fengítico en su estructura (Coombs et al., 1976; Kawashi, 1975) y se encuentra presente en todos los datos de minerales en esta sección. Li et al., (1997) realiza un diagrama de clasificación considerando los miembros extremos de la celadonita. Las celadonitas en la zona de estudio clasifican con valores cercanos a la ferroaluminoceladonita (Figura III-16), dado el alto contenido de Fe+2 en su fórmula estructural.

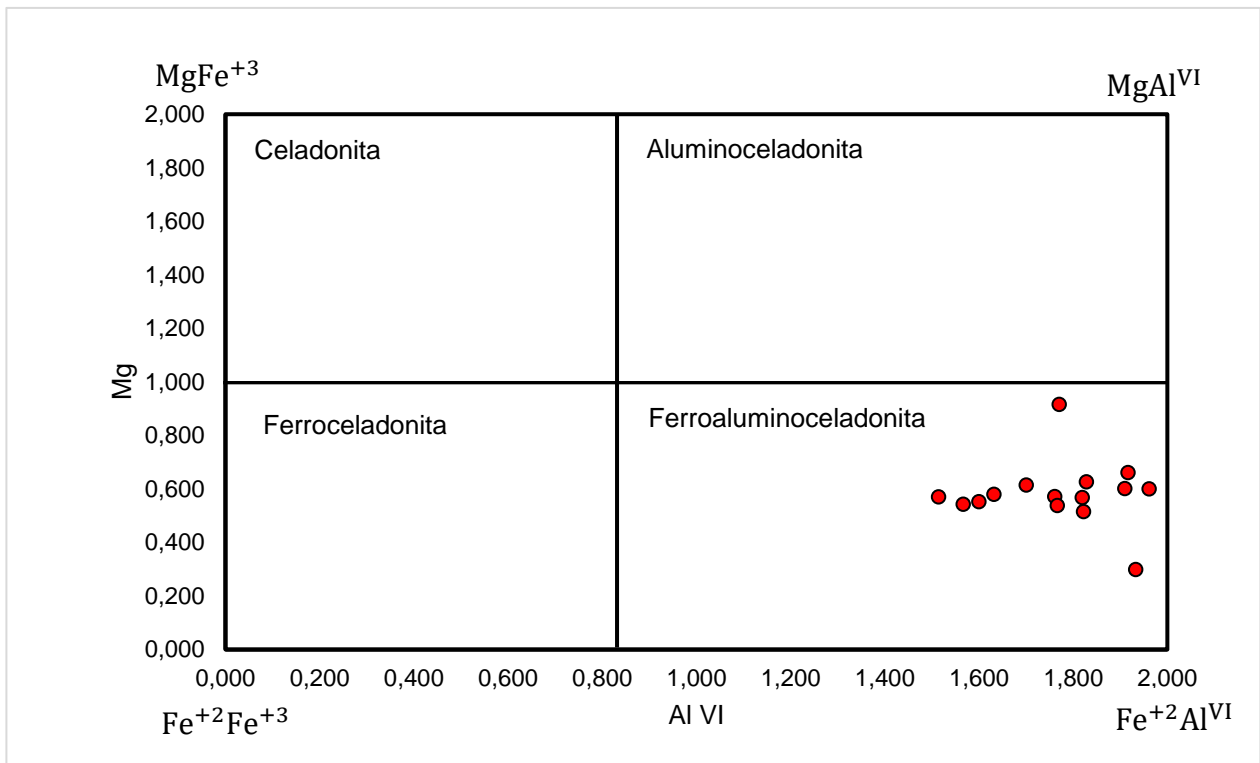


Figura III-16: Diagrama de clasificación utilizado por Li et al., (1997) relacionando los cuatro extremos de clasificación de la celadonita. Círculos rojos representan los valores de los datos obtenidos en la zona de estudio. Datos obtenidos fueron calculados sobre la base de 22 oxígenos.

Las variaciones en las razones $Al^{VI}/(Al^{VI} + Fe)$ y $Mg/(Mg + Fe)$ son buenos parámetros para entender las celadonitas de la zona de estudio. Valores de 0.54 a 0.65 para $Al^{VI}/(Al^{VI} + Fe)$ se relaciona directamente con los valores obtenidos por Li et al., (1997) para ferroaluminoceladonita Y valores de 0.25 a 0.35 para $Mg/(Mg + Fe)$.indicaría mayor

presencia de Fe⁺² en la estructura química, lo que coincide con el estado de oxidación de Fe en una ferroaluminoceladonita.

Schenato et al., (2003) reporta ligeras variaciones en el contenido de Si y K según el metadominio en cristales de celadonita. Mientras celadonitas que reemplazan olivinos arrojan valores de silicio muy cercanos al ideal y potasio bajo del ideal (7.9 Si y 1.54 K calculado a 22 oxígeno), celadonitas rellenas de vesículas poseen valores ligeramente más bajos de sílice (7.64 a 7.86 Si calculado a 22 oxígeno). En la zona de estudio, también se registran ligeras variaciones donde el contenido de Si y K es menor en firmes que en clasto/matriz.

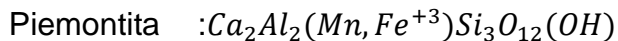
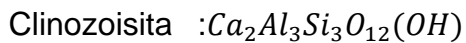
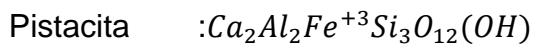
III.3.3.3 Análisis de datos DRX

Los resultados de DRX en la muestra STP 5 (Anexo III XRD), indican la presencia de celadonita mostrando los principales *peak* para este mineral [001] (9.95 Å), [020] (4.52 Å), [112] (3.07 Å). Aun así, la presencia de este mineral se ve opacada por la presencia de los *peak* característicos para los feldespatos y cuarzo. El análisis de etilenglicol resalta la presencia del mineral y mantiene inamovible el difractograma. Esto también es registrado por Bettison & Schiffman, (1988) en ofiolitas de Point Salt, California donde registra la presencia de celadonita en 10 Å. En las muestras RC 3, RC 5, RC 6 y RC 10 los *peak* indican presencia de mica blanca con *peak* característicos para este mineral. En la muestra de STP 3, aunque se relaciona la presencia con un *peak* cercano a 10 Å, no es posible encontrar la fase mica blanca a diferencia de lo encontrado en los análisis SEM, esto se debe a que probablemente la fase mineral sea escasa dentro de la roca.

III.3.4 Epidota

En esta sección se presentan todos los minerales pertenecientes al grupo de la epidota que consideran la solución sólida entre pistacita y clinozoisita. Estos minerales se encuentran en todas las localidades, salvo en STP 4, STP 5, RC 8 y RC 10 y están asociados a diversos metadominios como plagioclasa, cemento y reemplazo de matriz. La presencia de este mineral es típica en ambientes metamórficos de variados tipos: campos geotermales activos (Fuentes et al., 2004), alteración hidrotermal de corteza oceánica (Beiersdorfer, 1993), metamorfismo de contacto y metamorfismo regional (Aguirre et al., 1999). Se encuentran presentes desde la facies ceolita hasta la facies anfibolita en asociaciones minerales diagnósticas, por lo cual la epidota no se considera un mineral índice, sin embargo, su presencia es indicadora de temperaturas mínimas de estabilidad (> 250 °C, revisar). Se encuentra en paragénesis con filosilicatos máficos, albita y calcita.

La fórmula ideal para sus miembros extremos es (Deer et al., 1992):



Formando la solución sólida entre la pistacita y la clinozoisita a través del intercambio iónico del Fe^{+3} con Al e incluyendo el extremo manganesico piemontita cuando existe el remplazo de Al-Fe por cantidades de Mn importantes. La sustitución Al-Fe se caracteriza a través de la razón $Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Al_{tot})$, denominada componente pistacítico o razón $X_{Fe^{+3}}$. Bird et al., (1984) menciona que la epidota es uno de los minerales más comunes en sistemas geotermales activos. En efecto, se presentan muchos datos de temperaturas que exceden los 200-250 °C.

III.3.4.1 Modo de ocurrencia y texturas

Los minerales de esta sección se hospedan preferentemente reemplazando con intensidad moderada la matriz y cristales de plagioclasa en tobas cristalinas (RC3, RC 5 y STP 3) con habito masivo y textura diseminada en la matriz y como parches dentro de plagioclasas, en la toba de lapilli (RC 1), la alteración es débil en los cristales de clastos y cristales dentro de la matriz presentando textura diseminada, (Figura III-17a, Figura III-17b y Figura III-17c).. En RC 6 la intensidad de la alteración es fuerte en el cemento, de manera pervasiva formando agregados granulares microcristalinos y en algunos sectores el hábito es tabular radiado, las pocas venillas que hay están rellenas por este mineral en esta roca. En RC 10 la intensidad es moderada, solo alterando el cemento en

algunos sectores del corte transparente formando pequeños cristales diseminados. Tonalidades amarillas y color de interferencia dorados en las muestras donde la intensidad de la alteración es mayor. Se presenta junto a filosilicatos máficos y carbonatos.

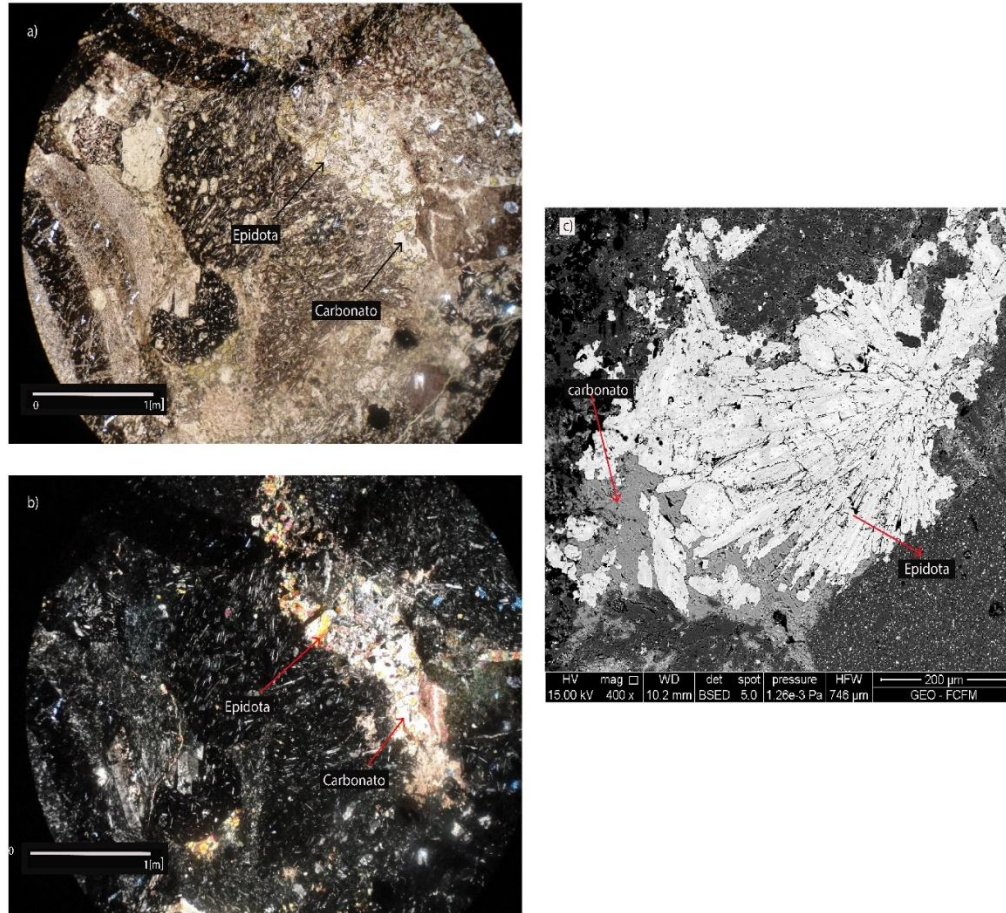


Figura III-17: Microfotografía de epidota dentro de matriz entre los clastos de la muestra RC 6. Se puede observar clivajes. Fotografía a) a nicoles paralelos. b) imagen a nicoles cruzados. c) imagen SEM de cristales de epidota radiales en RC 6.

III.3.4.2 Análisis de datos SEM

Los análisis químicos obtenidos para las epidotas de la zona de estudio son presentados a través de la Figura III-18 y mostrados en ANEXO A: ANÁLISIS SEM . Todos los datos fueron recalculados en base a 12.5 oxígenos.

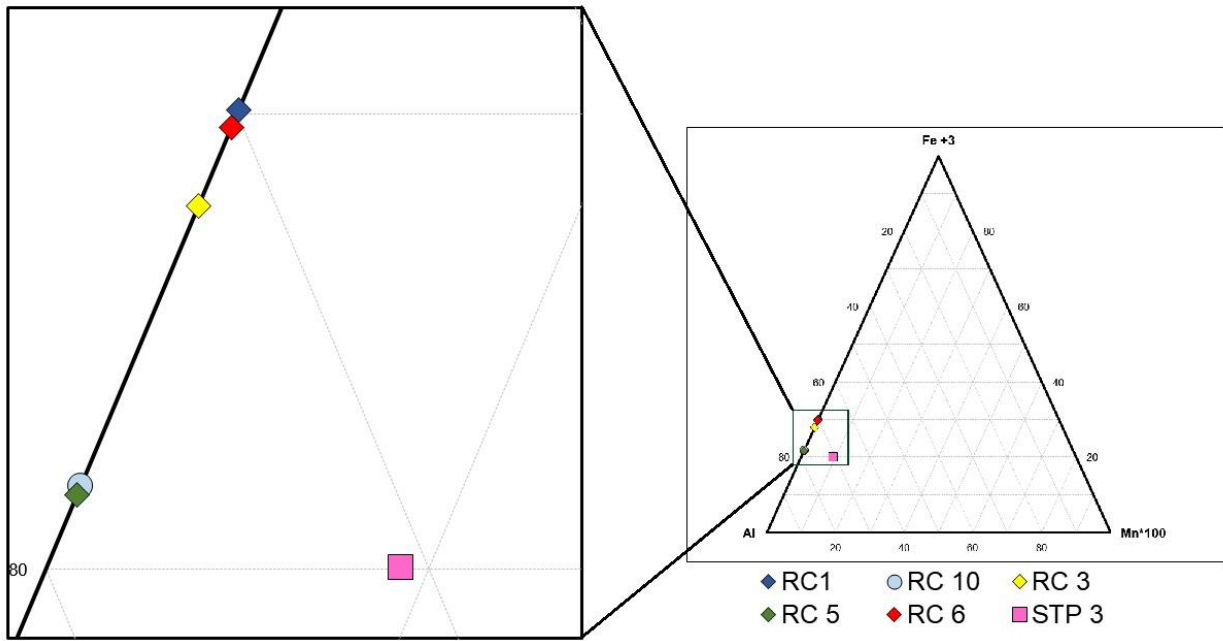


Figura III-18: Proyección de los análisis de epidota en un diagrama Al-Fe-Mn*100. Los datos se clasifican según las muestras extraídas en la zona de estudio.

Estos datos son variables para las distintas muestras. Por un lado, la razón XFe^{+3} (Figura III-19) de todas las muestras varía entre 0.16 a 0.40. Las epidotas en RC 6 tiene los valores de XFe^{+3} más altos alcanzando los 0.3 en cambio, STP 3 y RC 5 los menores no superando los 0.22 para ambos casos. En RC 1 y RC 3 son 0.29 y 0.28 respectivamente.

En sistemas paleogeotermales se registran valores que van entre los 0.11 y 0.40 XFe^{+3} , aunque Bird et al., (1984) mencionan que el contenido pistacítico no depende, necesariamente, de la temperatura o la profundidad. Existe una relación entre el metadominio y las epidotas la cual se detalla a continuación:

- Las epidotas en plagioclasas son más cercanas al extremo clinzoisita, al contrario de las epidotas en matriz que poseen un mayor componente pistacítico.
- Existen valores de epidotas que poseen reemplazo de Mn (en STP 3) siendo el metadominio de los cristales de plagioclasa los que presentan algunos de estos valores. Sin embargo, al analizar estos datos en los cortes transparente, no fue posible encontrar características físicas típicas de una piemontita.

Al observar la proyección de la epidota según su sitio de muestreo (Figura III-18), tobas de lapilli (STP 3, RC 1, RC 3, RC 5 y areniscas volcanoclásticas (RC 10 y RC 6) la composición es muy similar, sin embargo, la muestra RC 6 poseen un componente pistacítico levemente mayor. Datos en STP 3, RC 3 y RC 5 muestran contenido de Mn en su estructura, sin embargo, solo uno de los datos (STP 3, Figura III-18) se considera aceptable.

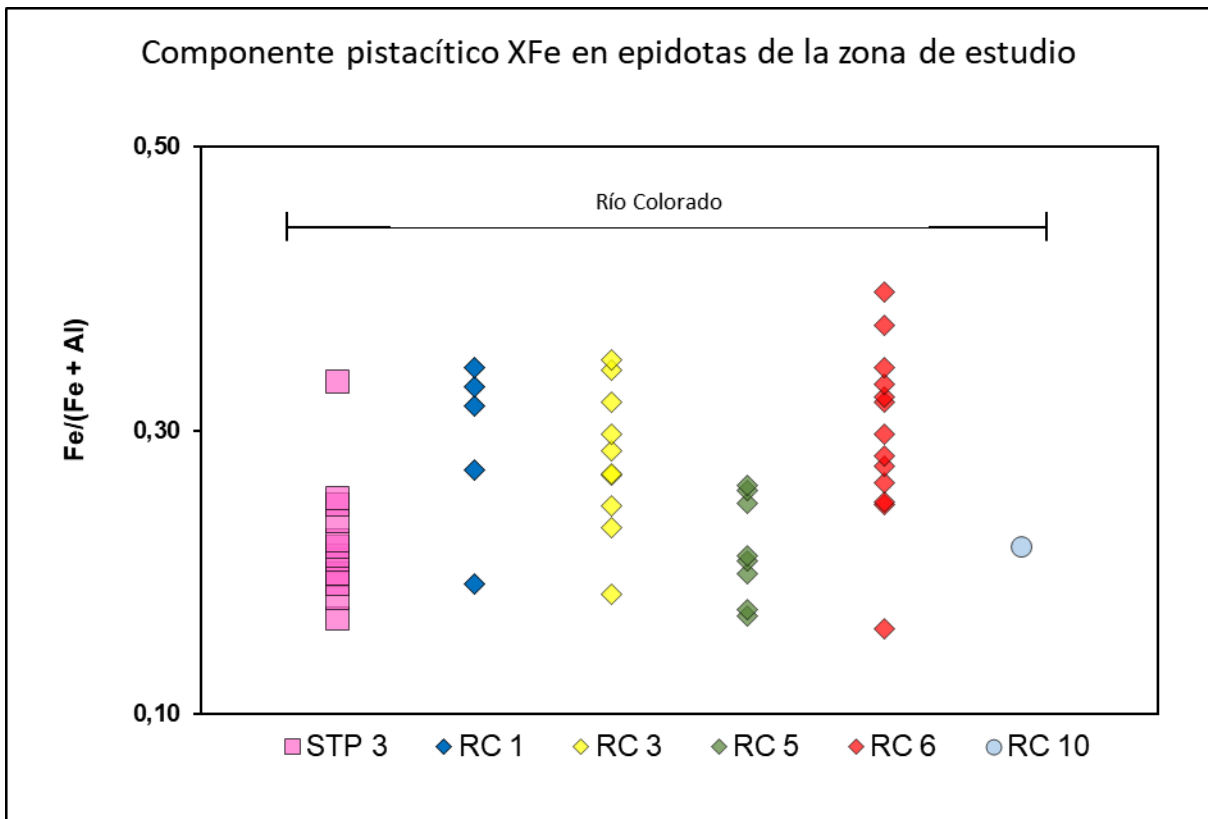


Figura III-19 Componente pistacítico según las muestras del estudio ordenado de izquierda a derecha según la ubicación en la columna estratigráfica.

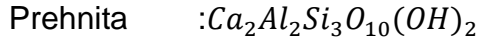
III.3.4.3 Análisis de datos DRX

Los análisis de DRX para epidota son mostrados en Anexo III: DRX. Es posible encontrarla en todas las muestras salvo en STP 5, STP 4, RC 8 y RC 10 asociadas al *peak* 5.01 Å al *peak* 3.46 Å y al *peak* 2.9 Å. En STP 3 se ve con claridad la presencia de los tres *peak*, en RC 1, RC 3, RC 5, RC 6 desaparece el *peak* 5.01 sin embargo aparecen los otros dos). Al realizar el análisis de DRX con etilenglicol los *peak* permanecen inmóviles.

III.3.5 Prehnita

Esta sección muestra todos los análisis de prehnita encontrados en el área de estudio. Este mineral es poco abundante y exclusivo a la muestra STP 4 y está asociado al cemento de la roca sedimentaria.

La fórmula estructural ideal para la prehnita es la siguiente:



III.3.5.1 Modo de ocurrencia y texturas

La prehnita ocurre como reemplazo parcial de cemento en STP 4. Se presenta incolora, sin pleocroísmo y colores de interferencia bajos, llegando a tonalidades azuladas oscuras. Generalmente su hábito es masivo en forma de parches irregulares o como cristales aciculares que crecen radialmente (Figura III-20a y Figura III-20b). La intensidad de la alteración es moderada. Se encuentra en paragénesis con ceolitas. Aunque la fórmula estructural ideal no tiene Fe, suele haber reemplazo de este elemento con Al. Se caracteriza la prehnita a través de la razón $Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Al_{tot})$, denominada razón XFe^{+3} .

III.3.5.2 Análisis de datos SEM

Los análisis químicos son calculados en base a 11 oxígenos y mostrados en Anexo I: Análisis SEM. Los valores de XFe^{+3} varían entre 0.06 a 0.27, estos datos comparados con los obtenidos para las epidotas muestran valores más bajo de XFe^{+3} , diferencia reportada por Fuentes et al., (2004) y Springer et al., (1992) Estos últimos autores, reportan variaciones del valor de XFe^{+3} entre distintas zonas metamórficas, evidenciando más altos y dispersos valores de la razón en las zonas de menor grado metamórfico (el paso de prehnita-pumpellyita a pumpellyita-actinolita) y entre distintos metadominios dentro de un mismo sector, registrando comportamientos bimodales de los valores de XFe^{+3} . Los datos obtenidos en este estudio marcan un comportamiento unimodal (Figura III-21).

Según ha sido señalado por numerosos autores, la prehnita es un mineral cuya formación es altamente sensible al contenido de CO₂ de los fluidos durante el metamorfismo, ya que altas concentraciones de este componente inhibirían su cristalización (Liou et al., 1987; Digel & Ghent, 1994; entre otros). En tobas cristalina de la base de la columna de la zona de estudio, la calcita cristaliza junto a las asociaciones metamórficas, mientras que en STP 4 (donde cristaliza prehnita) no se observa cristalización de calcita, lo que sugiere menores concentraciones de CO₂ en las condiciones de cristalización, probablemente favoreciendo a su vez la mayor abundancia de prehnita. Esto indicaría

que los valores de XCO₂ son iguales o inferiores a 0,002 ya que, según señalan Digel & Ghent, (1994), contenidos mayores que este valor inhibirían la formación de prehnita e incluso de pumpellyita.

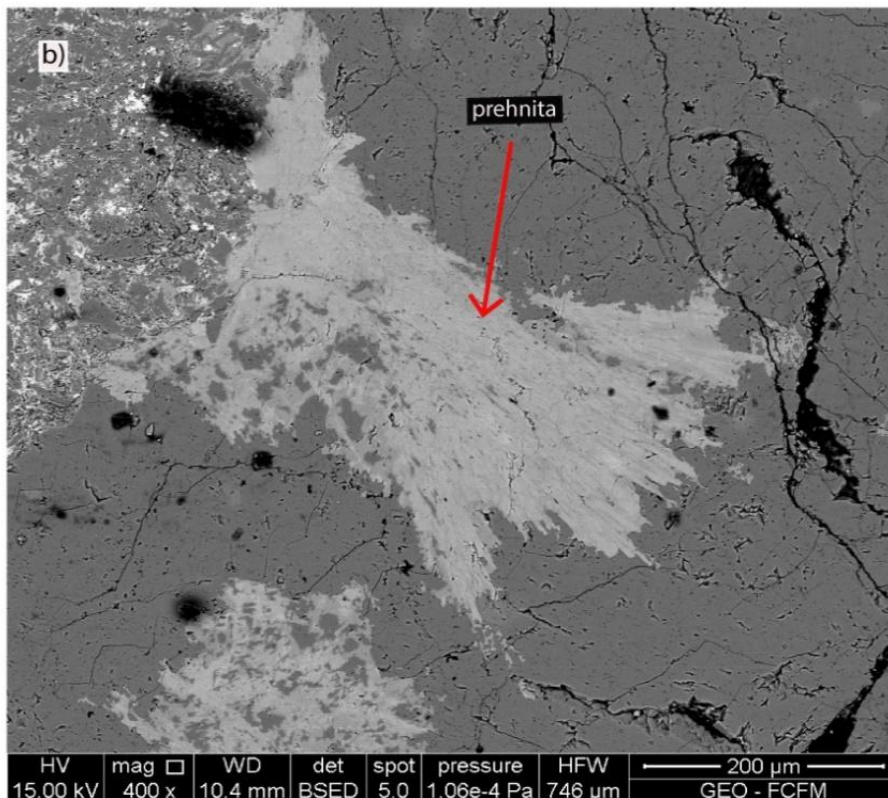
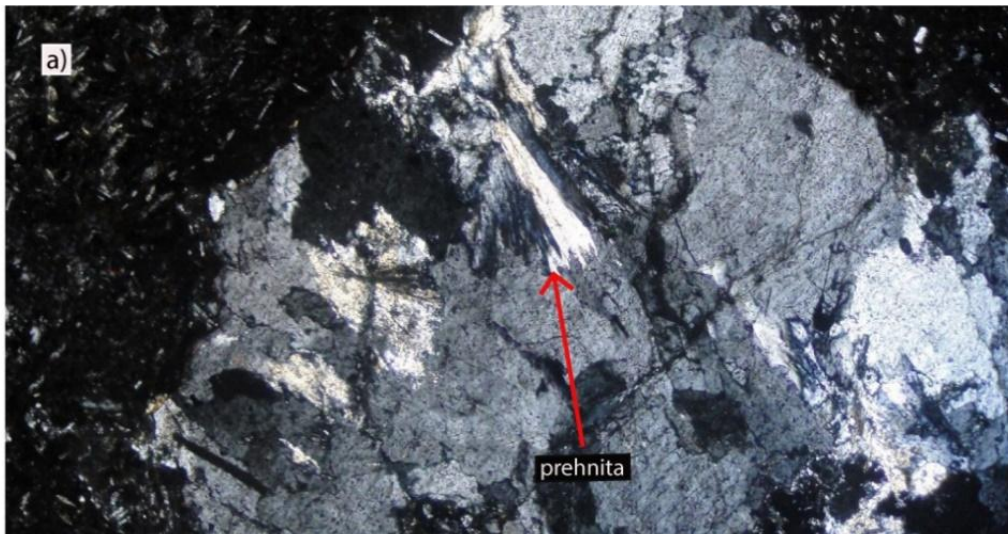


Figura III-20: Microfotografía de prehnita junto a ceolitas en la localidad STP 4. a) microfotografía de prehnita radial a nicoles cruzado dentro del cemento de la muestra STP 4, b) imagen SEM.

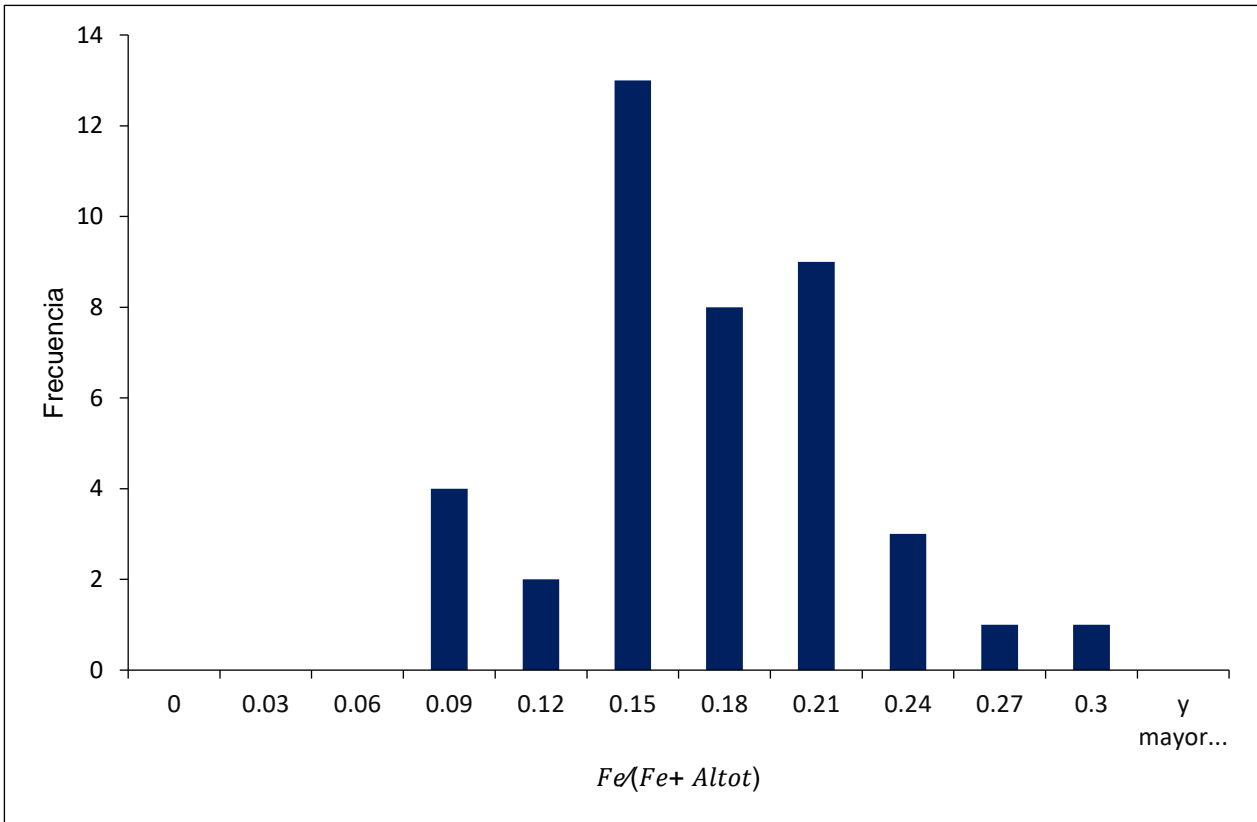


Figura III-21: Histograma de los minerales de prehnita según la razón Fe/ (Fe + Al). Notar el comportamiento unimodal de los datos.

III.3.5.3 Análisis de datos DRX

En los análisis del difractograma de STP 4, se encuentran algunos *peaks* relacionados a prehnita en la muestra STP 4-CEO. (Anexo C: DRX). Se observan *peaks* muy tenues que dificultan la identificación de esta fase mineral. No obstante, al realizar un análisis exhaustivo se identifica prehnita en la muestra. Los *peak* asociados corresponden a 3.47 Å, 3.07 Å y 2.57 Å.

III.3.6 Feldespato secundario

En esta sección se presentan los minerales que pertenecen a la serie anortita-albita-ortoclasa, los cuales se encuentran en todas las muestras, pero no se obtienen datos químicos aceptables para los análisis de STP 4. Se encuentran en paragénesis con clorita-esmectita, epidota, carbonato, celadonita, ceolita y titanita.

La fórmula química de los miembros extremos son las siguientes (Deer et al., 1992):

Albita : $NaAlSi_3O_8$

Anortita : $CaAl_2Si_2O_8$

Ortoclasa : $KAlSi_3O_8$

III.3.6.1 Modo de ocurrencia y texturas

Los feldespatos se encuentran como fase primaria en tobas, dentro de clastos volcánicos y como parte de la masa fundamental en lavas amigdaloides. Los feldespatos secundarios son producto de una albitización de los cristales primarios en forma de parches o de reemplazos leves por feldespatos potásicos en los bordes y dentro del cristal de plagioclasa diseminados. Generalmente los feldespatos primarios están levemente alterados salvo en STP 5 donde esta fase mineral está prácticamente limpia.

III.3.6.2 Análisis de datos SEM

La Figura III-23 representan la composición de feldespatos en todas las muestras, reflejando el contenido de albita-anortita-ortoclasa y Anexo I: Análisis SEM muestra los resultados de los análisis. Estos datos son recalculados en base a 8 oxígenos.

Las albitas que se encuentran en las muestras STP 3, RC 1, RC 3, RC 5 y RC 8 como reemplazo parcial o total de plagioclasas, muestran aspecto sucio, son incoloras y presentan hábito prismático euهدral a subهدral en cambio, las albitas presentes en la muestra STP 5 no están alteradas, son incoloras y presentan hábito prismático euهدral. A su vez, el feldespato potásico se encuentra reemplazando plagioclasas en parches irregulares y en los bordes de este cristal, esto último es posible identificarlo con mayor claridad en rocas de STP 3 (Figura III-22). En de RC 10 estas también reemplazan plagioclasas primarias.

Existe una gran variabilidad de los resultados para un mismo metadominio. Donde se pueden encontrar parches irregulares de albita, también es posible encontrar intercrecimiento de feldespato potásico.

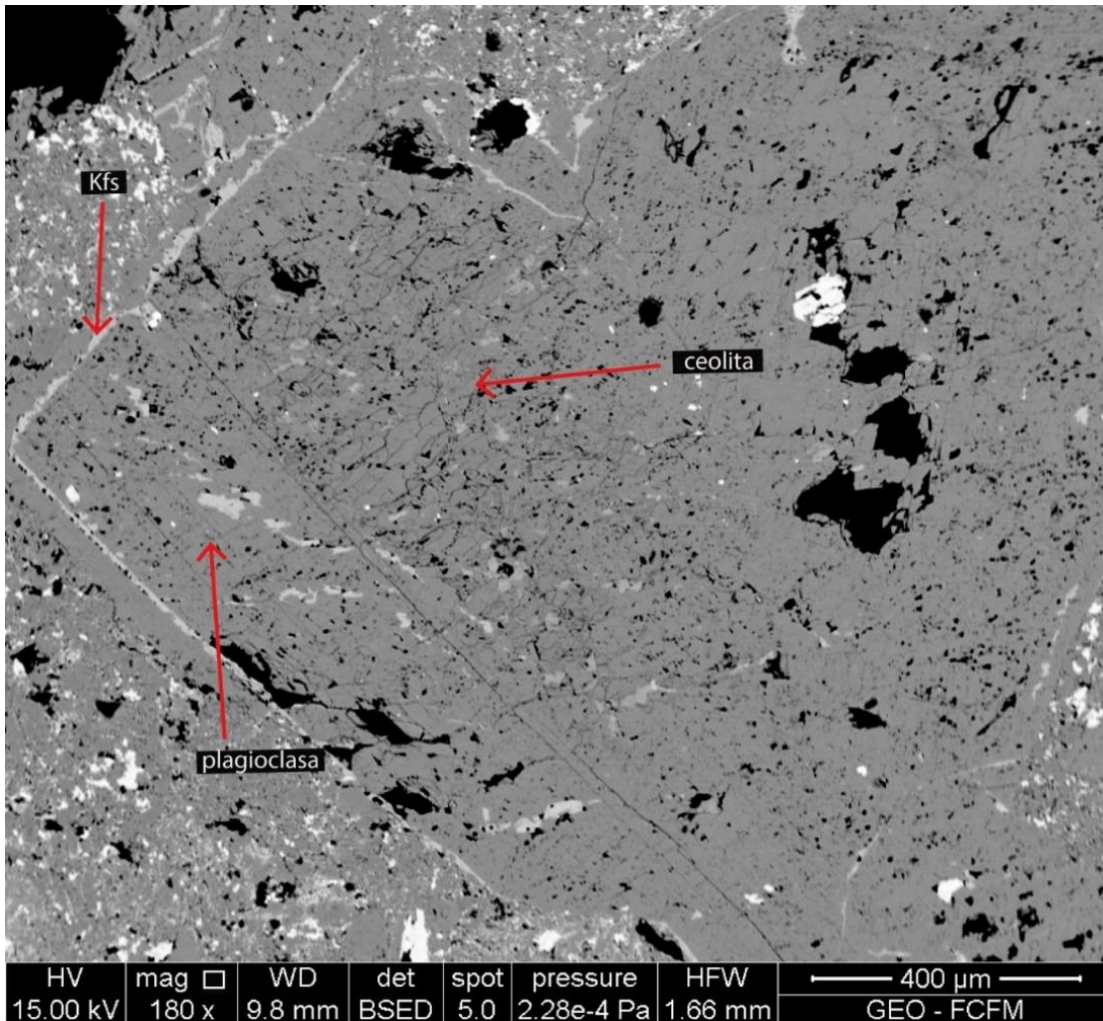


Figura III-22: Microfotografía SEM de una plagioclasa con borde de Kfs y alteración de ceolita como parche en su interior. Imagen obtenida de una toba de lapilli de la muestra STP 3.

Cabe destacar, que generalmente la composición de plagioclasa en la muestra STP 5 posee composiciones muy cercanas a las de la albita y algunas alteraciones de feldespato potásico. Al poseer este mineral un aspecto limpio y no el típico color lechoso de una albitización, es justificable que esta fase mineral sea primaria.

La matriz de las rocas posee una amplia composición de feldespatos secundarios pasando de ortoclasas a albita, es posible que dentro de este metadominio la fase primaria de los feldespatos aún se mantenga intacta. En el caso de los feldespatos dentro de clastos volcánicos la composición es más acotada y pasa sólo desde ortoclasa a albita

sin composición intermedia. La situación en la masa fundamental también es distinta teniendo valores muy restringidos a la composición de la albita. Con esto, es posible determinar un control según su metadominio de los cristales de feldespato.

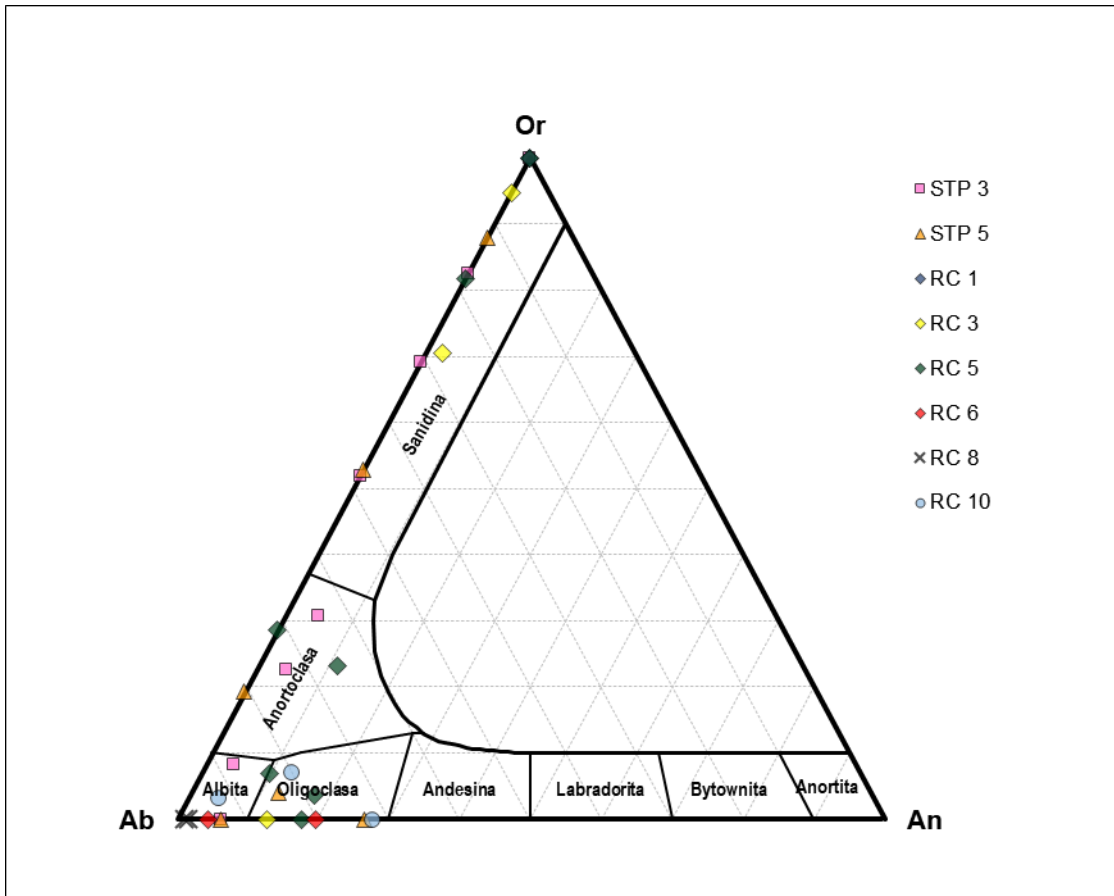


Figura III-23: Diagrama de clasificación Albita- Anortita-Ortoclasa para feldespato. Los datos son agrupados según las muestras del área de estudio.

La situación según su litología no es muy distinta que la del metadominio (Figura III-23)). Los feldespatos en las muestras STP 3, RC 1, RC 3 y RC 5 (toba de lapilli) poseen composiciones muy variadas que se clasifican cercana a los tres extremos en los diagramas de clasificación. Los feldespatos dentro de STP 5 (toba de flujo ácida) representan la solución sólida entre la albita y la ortoclasa con ausencia de componentes intermedios y los cristales dentro de RC 8 (lava amigdaloides) están muy restringido a la composición albítica. La presencia de feldespato puro del extremo potásico con menor Na y escasa presencia de Ca y Fe son características típicas de la formación del feldespato de baja temperatura (Deer et al., 1992).

III.3.6.3 Análisis de datos DRX

Los análisis de DRX muestran los *peak* característicos para los feldespatos en todas las muestras presentes en este estudio (Anexo C: DRX). La presencia de albita es ubicua en

todas las muestras y la presencia de anortita y anortoclasa se presenta en algunos *peak*. Cabe destacar que en la muestra RC 8 sólo se identifica albita, en RC 3 y RC 5 es posible encontrar con mayor claridad *peak* de anortita primaria, lo que indicaría solución sólida entre albita y anortita. En RC 10, RC 6 y STP 4 (rocas sedimentarias volcanoclásticas) los *peak* de anortita y anortoclasa son más débiles. Finalmente, STP 5 muestra *peak* de albitas de gran intensidad en comparación a anortita y anortoclasa. La presencia de feldespatos potásicos no es posible identificarla con DRX debido a la poca abundancia en las muestras.

III.3.7 Calcita

III.3.7.1 Modo de ocurrencia y textura

La calcita es una fase mineral que se encuentra en las tobas cristalina STP 3 y RC 5 y en la arenisca volcanoclástica de RC 6. Se presentan con alta birrefringencia, extinción heterogénea apuntillada y maclas en la misma dirección que su clivaje. Cristalizan con intensidad leve como parches irregulares en plagioclasa en RC 5 y STP 3 y reemplazando con intensidad moderada los cristales de clastos volcánicos y el cemento en RC 6, además de rellenar venillas que atraviesan clastos. Se observan en paragénesis con epidota, ceolita, clorita-esmectita y albita.

III.3.7.2 Análisis de datos XRD

Al analizar los datos de DRX (Anexo III: DRX) es posible identificar el *peak* 3.03 Å. Este *peak* es característico de la identificación de carbonatos en datos de difracción de rayos x, sin embargo, también es un *peak* característicos de plagioclasas. No obstante, se observa un aumento de la intensidad de 30.03 Å en STP 3, RC 6, lo que indica presencia de carbonato en la muestra.

IV CAPITULO IV: DISCUSIÓN

IV.1 PARAGÉNESIS MINERAL Y ZONACIÓN DE LA ALTERACIÓN

IV.1.1 Escala de equilibrio

La determinación y estudio de las asociaciones minerales de baja varianza en rocas que experimentan metamorfismo de bajo grado, están condicionadas por la escala de equilibrio contemplada. Las condiciones fisicoquímicas en las cuales recrystaliza la mineralogía secundaria conllevan a la coexistencia con fases primarias metaestables, generando fuerte dependencia de los tipos, composiciones y asociaciones minerales con respecto al protolito donde se desarrollan. Tales variaciones pueden ser atribuidas a diferencias locales en la composición total efectiva como también a equilibrios metaestables, evidenciado por zonaciones composicionales y persistencia de la fase primaria; por lo tanto, la suposición común de que las asociaciones en secciones transparentes representan escalas de equilibrio no pueden ser aplicadas para rocas de metamorfismo de muy bajo grado (Liou et al., 1987). El equilibrio es difícil de demostrar para asociaciones minerales de muy bajo grado, los cambios sistemáticos en la paragénesis mineral y los cambios composicionales con el incremento del grado indicarían que ha sido lo suficientemente cercano para que algunas asociaciones minerales estables puedan ser identificadas (Liou et al., 1985).

Para poder encontrar el equilibrio como primer criterio es necesario que las asociaciones minerales se encuentren en contacto físico. Sin embargo, en la práctica, es extremadamente difícil encontrar dos o tres silicatos Ca-Al junto con cuarzo, albita y clorita en una relación de contacto para asumir una escala de equilibrio (Liou et al., 1987). Nakajima et al., (1977) menciona que las fases minerales no necesariamente deben estar en contacto para estar en equilibrio, debido a que el contacto de tres o más fases raramente ocurre por razones geométricas y generalmente minerales ferromagnesianos y calco-aluminosilicatados son químicamente heterogéneos. Incluso componentes como SiO_2 y $NaAlSi_3O_8$ son perfectamente móviles dentro del dominio de un corte transparente. En cortes transparentes de esta zona de estudio, la mineralogía secundaria no necesariamente cumple con el criterio de contacto físico, pero si se observan asociaciones mineralógicas dentro de distintos metadominios. Liou et al., (1987) asume que es factible aproximar una composición de equilibrio dentro de distintos metadominios encontrados en un corte transparente, como, por ejemplo: dentro de amígdalas, en venillas y reemplazando fases relictas.

Beiersdorfer, (1993) propone un segundo criterio para determinar la escala de equilibrio, el cual hace referencia a la ausencia de texturas de desequilibrio en la mineralogía secundaria. Este criterio a escala de corte transparente es aplicable ya que no se encuentra bordes de reacción, bordes de reabsorción o bordes de descomposición entre la mineralogía secundaria.

Por lo tanto, considerando la ausencia de texturas de desequilibrio y la mineralogía secundaria cristalizando dentro de metadominios se asume entonces una escala de equilibrio metaestable.

Muestra	Metadominio	Asociación mineral	Intensidad
STP 5	Clasto	Al Cel ± Kfs ± Ab	Moderada
	Plagioclasa	Chl + Al Cel	Moderada
	Matriz	C/S + Al Cel ± Ab ± Kfs	Moderada
	Fiames	Chl + C/S + Al Cel	Fuerte
	Esquirla	Wkt Na	Fuerte
	Venilla	Ana	Débil
STP 4	Cemento	Yu ± Lmt ± Prh	Fuerte
RC 10	Clasto	C/S + Ab	Moderada
	Cemento	Lmt ± Cbz ± Ep	Fuerte
RC 8	Masa	C/S	Moderada
	Amígdala	Lmt ± C/S	Fuerte
STP 3	Matriz	Chl + C/S ± Ep ± Ab ± Kfs ± Cal	Moderada
	Clasto	Chl + C/S ± Ep	Débil
	Plagioclasa	Chl + C/S + Lmt + Cal ± Ep ± Fen	Moderada
RC 6	Clasto	Chl + C/S + Ep + Ab ± Kfs ± Fen ± Cal	Moderada
	Cemento	Chl + Ep + Cal ± Ab	Fuerte
	Venilla	Ep ± Cal	Fuerte
RC 5	Plagioclasa	Chl + C/S + Ep + Cal ± Fen	Débil
	Matriz	Chl + C/S + Ep + Cal ± Ab ± Kfs	Moderada
RC 3	Plagioclasa	Chl + C/S + Ep ± Ab ± Kfs	Débil
	Matriz	Chl + C/S	Moderada
RC 1	Plagioclasa	Chl ± Ab ± Ep	Moderada
	Matriz	Chl ± Ep ± Ab	Moderada
	Clasto	Chl	Moderada

Tabla IV-1 Asociaciones minerales de baja varianza para cada una de las muestras analizadas según su metadominio.

IV.1.2 Asociaciones minerales de baja varianza

Las asociaciones minerales de baja varianza más frecuentes en la zona de estudio se presentan en la Tabla IV-1. Estas asociaciones se muestran en función del metadominio en que se hospedan los minerales metamórficos y su muestra. Las asociaciones más frecuentes corresponden a filosilicatos máficos (C/S, Chl) + albita ± epidota ± calcita ± feldespato K ± fengita en tobas cristalinas, de lapilli y arenisca volcanoclásticas. En ignimbrita de STP 5 la asociación que se repite es filosilicatos máficos (C/S, Chl) + celadonita ± albita ± feldespato potásico. Otras asociaciones de importancia son la presencia de ceolitas; por un lado, Ca ceolitas (laumontita) + calcita ± epidota ±

filosilicatos máficos (C/S) en toba de lapilli de STP 3, Ca ceolitas (yugawaralita ± laumontita) ± prehnita en cemento de STP 4, Ca ceolita (laumontita ± chabazita) ± epidota en cemento de RC 10, Ca ceolita (laumontita) ± filosilicatos máficos (C/S) en amígdalas de RC 8 y CaNA ceolita (wairakita) en esquirlas de STP 5. Además, se identifica algunas venillas que están rellenas por Na ceolitas (analcima) en STP 5 y Epidota ± calcita en RC 6. Con respecto a la intensidad de la alteración las muestras STP 5 y STP 4 muestran la mayor intensidad y por otro lado las muestras RC 3 y RC 5 son las que presentan intensidades más débiles. Hay una tendencia a variar la intensidad con permeabilidad/porosidad primaria de la roca huésped; a mayor permeabilidad/porosidad, la intensidad de la alteración es mayor. Esto se debe a que mayor permeabilidad/porosidad de la roca aumenta la relación fluido roca, por lo que la intensidad incrementa. No solo la permeabilidad primaria puede aumentar la relación fluido roca, sino también lo puede hacer la permeabilidad secundaria. En la zona de estudio, entre RC 1 y RC 6 se observa una serie de intrusivos hipabisales cortando las sucesiones estudiadas, los cuales pueden contribuir a generar zonas de debilidades que ayudan a incrementar la circulación de fluidos, además de aumentar localmente la temperatura de los fluidos mientras intruyen las sucesiones, lo que ayuda a generar una mayor intensidad de alteración y contribuye a la precipitación de mineralogía de mayor temperatura. Otra relación es la intensidad de la alteración según el metadominio. Cuando altera plagioclasas o clastos tiende a ser más débil la alteración dado que en estos metadominios se mantienen casi intactas las texturas primarias (solo disolución de parte de los cristales o de las cavidades de los clastos) a diferencia de la matriz, cemento, fiamas y amígdalas que tiende a ser más pervasiva la alteración (generalmente alteración de filosilicatos máficos y/o celadonita diseminados o formando cúmulos en la matriz y fiamas o reemplazo total del cemento o amígdalas por ceolitas o epidota).

IV.1.3 Distribución espacial de la alteración

La alteración puede dividirse en dos sectores: Sector A, caracterizado por la presencia de epidota, clorita y calcita al lado poniente y la presencia de laumontita y clorita/esmectita en el sector oriente. Sector B caracterizado por la presencia de yugawaralita y wairakita junto a prehnita, celadonita y clorita (Figura IV-1).

IV.2 METAMORFISMO REGIONAL

La alteración puede ser el resultado de procesos regionales o locales y ocurre como el resultado de la interacción con fluidos hidrotermales, como resultado de cambios en las condiciones físicas (principalmente presión y temperatura) durante la diagénesis o enteramiento, asociado al emplazamiento de intrusivos o una combinación de todos estos procesos (Gifkins et al., 2005).

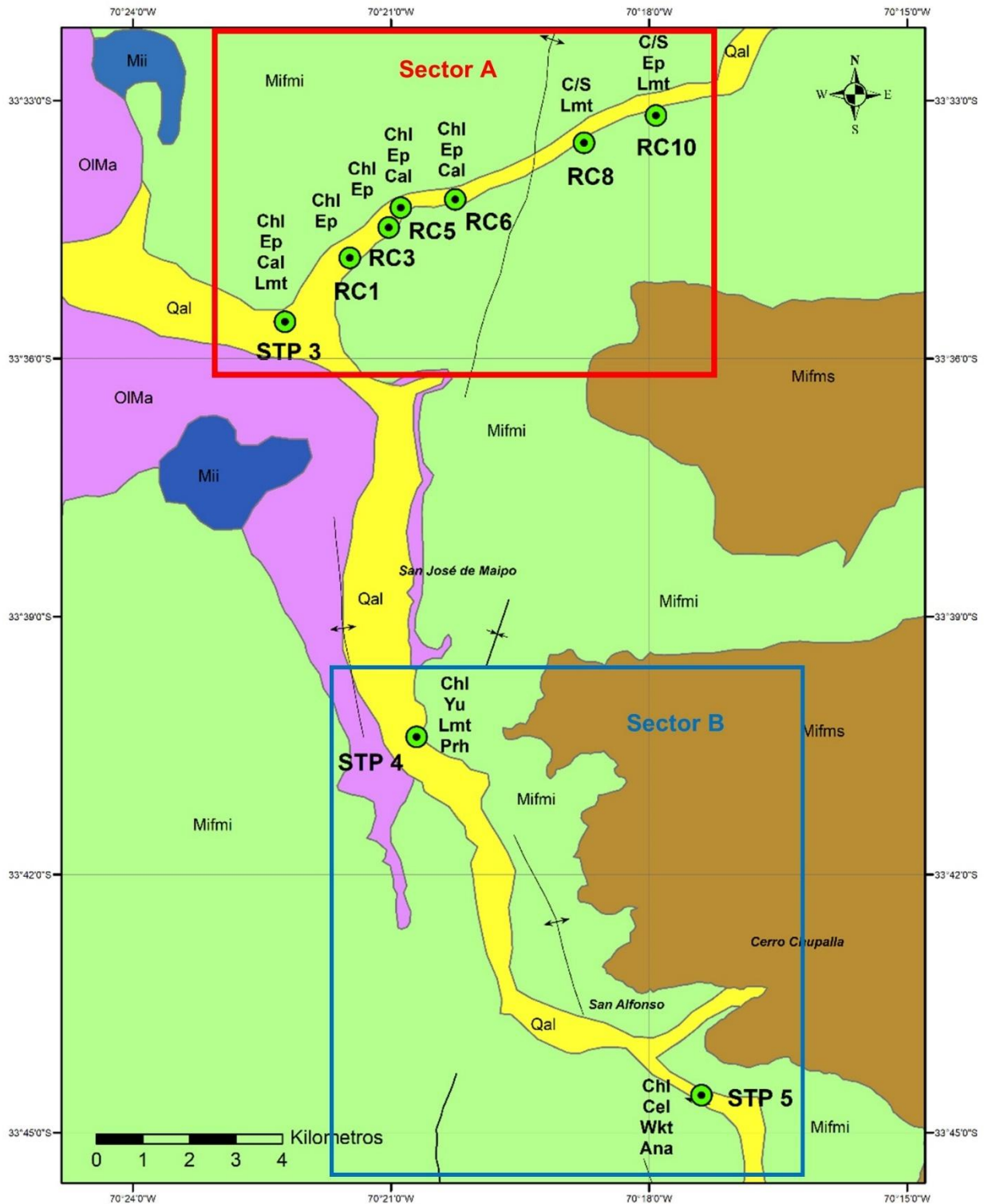


Figura IV-1 Distribución de la mineralogía secundaria presente en la zona de estudio.

Para entender el proceso de alteración en la zona de estudio es necesario entender la configuración tectónica durante la génesis de la formación Farellones. El miembro inferior de la formación Farellones se habría depositado durante un evento compresivo de carácter regional, el que habría provocado la inversión de la cuenca de Abanico y deformación de la formación Abanico. La inversión y deformación produjo engrosamiento cortical y una intensa actividad magmática que permitió el depósito de sucesiones en un graben volcano tectónico formado mediante una serie de colapso de caldera, que formaría fallas y fracturas que favorecería el emplazamiento de intrusivos y la circulación de fluidos magmáticos. Este sistema subsidente favorece la acumulación de secuencias volcanoclásticas (que en algunos sectores corresponde a ambientes lacustres) lo que permitiría procesos diagenéticos (cementación y compactación), de enterramiento e hidrotermales. La zona de estudio probablemente sea la representación de un complejo volcánico antiguo, con emplazamiento de diques en uno de sus flancos.

Estudios anteriores en la zona, caracterizan la alteración como un metamorfismo de enterramiento de bajo grado del tipo no deformacional (Levi, 1969; Levi, 1970; Levi et al., 1989). Debido al aumento general en el grado metamórfico con la profundidad estratigráfica en las secuencias volcánicas Mesozoicas-Cenozoicas de Chile Central y por la preservación de texturas primarias en rocas volcánicas. Esto es debatible considerando la configuración tectónica y los resultados de asociaciones mineralógica obtenido en este estudio.

Los efectos de la alteración hidrotermal, diagenética o metamórficas puede ser difícil de distinguir. Puede resultar en asociaciones minerales o texturales muy similares. Es más procesos que son contemporáneos (por ejemplo, hidrotermal y diagenéticos) puede ser inseparables (Iijima & Utada, 1971; Ohmoto & Horikoshi, 1978; Reyes, 1990; Gifkins et al., 2005). Sin embargo, existen algunos parámetros que los puede distinguir. Metamorfismo y diagénesis son procesos de extensión regional que resultan en rocas débilmente alteradas y preservan delicadas texturas volcánicas, no presentan variación de la alteración a escalas de metros o decenas de metros dado, los cambios químicos son menores dada la baja relación fluido/roca, que limita la redistribución de componente químicos saliendo o entrando al sistema, por lo que la mineralogía está fuertemente influenciada por la composición de la roca alterada. En contraste, los estilos de alteración hidrotermal, especialmente aquellos asociados a mineralización, son locales en su distribución, tiene intensidad variable (de débil a intensa) y generalmente destruyen texturas primarias (Gifkins et al., 2005), tiene un alto potencial de generar mayores cambios composicionales, dado que involucra grandes volúmenes de fluidos, facilitando la transferencia de masa dentro, fuera o alrededor de sistemas hidrotermales, por lo que la mineralogía estará controlada por la composición y condiciones fisicoquímicas del fluido y no por la composición de la roca total. Los cambios químicos y preservación textural dependerán de la intensidad de la alteración y la cercanía al sistema hidrotermal, zonas proximales donde reactivos fluidos calientes circulan es menos probable que preserven texturas primarias que aquellas zonas distales con fluidos de menor temperatura, parcialmente neutralizados y de menor relación fluido roca.

Por una parte, el metamorfismo de enterramiento de bajo grado es no deformativo, por lo que no existen diferencias sustanciales en texturas desde otros procesos de alteración. Levi et al., (1989) sugieren una estimación aproximada de gradientes térmicos $<30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ basado en la diferencia de facies metamórficas entre la parte inferior y superior de la secuencia. Coombs, (1954) fue el primero en reconocer asociaciones minerales de baja temperatura y alta presiones en una zonación vertical dentro de una sección de 10 Km en la cadena metamórfica de Wakatipu en Nueva Zelanda sugiriendo gradientes estimados de $14\text{-}25^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Considerando la presencia de epidota, clorita y wairakita, es muy probable que se hayan alcanzado temperaturas superiores a los 220°C lo que implica que los depósitos de la formación Farellones deberían haber superado los 8-9 km de espesor para la cristalización de las fases minerales. Esto último es poco probable, debido a (1) Fock, (2005) mediante el análisis de edades de trazas de fisión en apatito y la estratigrafía de la zona (Aguirre, 1999) le permitió acotar que la denudación global para la formación Farellones no supera los 3000 m (2) para alcanzar dichas temperaturas en función de un mayor espesor, genera por consecuencia un aumento de la presión. Vergara et al., (1993) y Fuentes et al., (2004) mencionan que no se puede apilar más de 1000-1500m de rocas para alcanzar los 500 bar de presión, que es la presión máxima para mantener la estabilidad de la ceolita. En efecto valores entre los 4 kbar debería ser alcanzado, lo que implica que minerales como la pumpellyita y actinolita sean estable (Liou et al., 1985), sin embargo, están totalmente ausente en la zona de estudio (3) ceolitas son estables a bajas presiones, y no debería superar los 3 kbar (Liou et al., 1985), es decir espesores entre 3-4.5 km. Es más, ceolitas como la yugawaralita no pueden superar los 500 bar lo que indica un sistema despresurizado para la estabilidad mineral y espesores no superior a los 1500 m.

Dado que la zona de estudio muestra mineralogía de alta temperatura en espesores relativamente pequeños (altos gradientes geotermales), mineralogía sensible a los cambios de presión, texturas selectivas, de parches y pervasivas dentro de una misma muestra, variaciones en la intensidad de la alteración, metasomatismo que favorecería la cristalización de la mineralogía secundaria (en especial de Mg), la abundante actividad volcánicas y la configuración tectónica/estructural durante la formación de la secuencias volcánicas de Farellones lleva a sugerir que el área de estudio ha sido sometida preferentemente a una alteración hidrotermal.

Alteración hidrotermal es definida como la alteración de una roca o minerales por la reacción de fluido hidrotermal con la fase sólida preexistente (Henley & Ellis, 1983). El fluido hidrotermal es una solución acuosa y/o gaseosa con o sin asociación con procesos ígneos. Alteración hidrotermal resulta significativamente en cambios en la textura de la roca, mineralogía y composición. Es considerado un sistema abierto (metasomatismo) caracterizado por el intercambio químico y adición de calor (Gifkins et al., 2005). La alta actividad magmática con el emplazamiento de intrusivos y la generación de fallas y fracturas en el sistema de graben, permite la circulación de fluidos calientes, lo que repercute en una mayor interacción fluido roca y alto gradientes termales en los depósitos de la formación Farellones generando la alteración hidrotermal. La mayor permeabilidad contribuye a la penetración de aguas meteóricas fría que a medida que van descendiendo algunos kilómetros, se calienta y vuelven a ascender fácilmente por los altos gradientes termales alrededor de magmas intuidos recientemente, donde los fluidos interactúan con

fluidos magmáticos, tanto con su fase líquido como vapor y puede generar nuevas condiciones que precipitan nuevos minerales y que contribuyen a los patrones de alteración de las rocas en la zona de estudio (Stimac et al., 2015).

En sistemas magmáticos se almacenan y se disipa calor por medio de la conducción y convección de calor (Meunier, 2005). El emplazamiento de intrusivos magmáticos es un proceso lento (producto a la baja conductividad de la roca) que permite la formación de isothermas que transportan el calor por conducción dentro de la roca e inclusión de fluido en microfracturas o espacios intersticiales y permiten la alteración en esta “roca caliente”. La configuración tectónica, estructural, sísmica y estratigráfica abre fallas y fracturas por lo que forma redes de alta permeabilidad que drenan la mayor parte de los fluidos calientes disipando el calor del sistema magmático mediante convección, convirtiéndolo en el proceso más eficiente para disipar el calor. La química e interacciones magmáticas acompañando esta circulación causa el sellado de la red a través del depósito de mineralogía secundaria (arcillas, carbonatos, sulfatos, sulfuros, óxidos). La permeabilidad de la red se reduce y conduce a la predominancia de la conducción sobre la convección. Tal alternancia puede repetirse durante el periodo de actividad de un sistema volcánico, el cual depende de la cantidad de calor que será disipado que generalmente dependerá del tamaño de sistema. Por ello, en estos sistemas puede generarse la precipitación de esmectita en los sectores donde circulan los fluidos y luego producto del sellado y disminución de la permeabilidad puede transformarse en cloritas producto de la conducción. Los gradientes térmicos someros en zonas continentales sin intrusiones jóvenes suelen estar entre 15 y 35 °C/km, mientras que los gradientes profundos en entornos más activos tectónicamente son más variables y oscilan entre 35 y 120 °C/km. Los gradientes conductivos >65 °C/km indican invariablemente la proximidad de intrusiones magmáticas jóvenes o convección hidrotermal.

IV.2.1 Alteración hidrotermal

La asociación filosilicatos máficos (C/S, Chl) + albita ± epidota ± calcita ± feldespato K ± fengita representa la alteración propilítica dada la presencia de clorita, albita y epidota. Está localizada en las tobas de lapilli y areniscas volcanoclásticas del perfil río Colorado (En STP 3, RC 1, RC 3, RC 5 y RC 6) Esta alteración se forma en condiciones relativamente reductoras y pH casi neutro (Stimac et al., 2015). Las temperaturas que muestran los filosilicatos máficos entre 90- 200 °C pueden indicar la cristalización de este mineral durante la etapa de calentamiento inicial de sistema hidrotermal y que posteriormente fue sometido a una interacción con fluidos de mayor temperatura mediante procesos convectivos o producto del tiempo en el cual fue sometido al calentamiento del sistema hidrotermal por procesos conductivos. Lo primero, puede ser notado dado que cristaliza epidota que tiene rango de temperaturas mayores a 250°C (Bird et al., 1984; Liou et al., 1985; Liou et al., 1991; Frey et al., 1991; Figura IV-2) o mayores a 220°C (Stimac et al., 2015). En efecto, dada la textura, cristalización en mayor abundancia en rocas más permeables y de hábitos tabulares, alteración más pervasiva e intensa y la presencia en venillas, probablemente epidota y calcita hayan cristalizado en un proceso de circulación, de fluidos con alta actividad de CO₂, oxidante y a mayores temperaturas (Liou et al., 1987) controlada por la composición del fluido, dado que a

temperaturas sobre los 200°C y alta relación fluido roca, las asociaciones de alteración mineral son menos dependiente de la composición primaria de la roca y más sobre la composición, presión, temperatura del fluido y la permeabilidad (Browne, 1978; Henley & Ellis, 1983; Reyes, 1990). El contenido pistacítico (XFe+3) de epidota aumenta en rocas que tienen mayor intensidad de alteración y muestran un incremento en la temperatura a la que fueron sometidas. Esto es concordante con la hipótesis del paso de fluidos oxidantes y que la relación fluido roca y permeabilidad de la roca juegan un rol importante. Fluidos altos en CO₂ generalmente derivan de la absorción de gas y vapor en acuíferos cercanos a la superficie.

La presencia de diques (probablemente zonas de alimentación de un volcán) en este sector es uno de los factores que pueden haber generado un aumento de la temperatura y una mayor interacción fluido roca en el sector. Lo segundo, puede explicarse por la alta cristalinidad que presenta cloritas en los análisis de XRD en este sector, lo que indicaría un proceso más lento de cristalización de esta fase mineral y que es más coherente con lentos procesos conductivos de calor en los sistemas hidrotermales. En efecto, el tiempo versus temperatura es una de las mejores medidas para transferencia de energía. Modelos termales muestran que la disipación de calor es un fenómeno lento, propio de la muy baja conductividad termal de la roca (Norton & Knight, 1977) Es un parámetro determinante particularmente para el estado de cristalización: número de defecto (grado de orden/desorden) y tamaño del cristal. (Meunier, 2005). La actividad de los fluidos circulantes debió ser alta en Ca y Mg que probablemente se deba a la interacción de fluido-roca (albitización y texturas de disolución en plagioclasas) y/o a una elevada interacción con aguas meteóricas de salinidad y ricas en Ca-Mg. Vergara et al., (1993) determinó para la asociación clorita + epidota presenta temperaturas entre los 240-280°C.

La presencia de algunos parches de ceolitas en paragénesis con epidota, calcita y clorita en plagioclasas de STP 3 indicaría que es probable que esta fase haya cristalizado durante el calentamiento inicial del sistema hidrotermal y que luego producto del aumento de la temperatura producto de la interacción con fluidos más calientes, permitiera que la fase dejara de ser estable y probablemente reemplazada por epidota o calcita.

Ceolitas están presentes en RC 8 y RC 10. Ca ceolita (laumontita ± chabazita) ± epidota en cemento de RC 10 y Ca ceolita (laumontita) ± filosilicatos máficos (C/S) en amígdalas de RC 8. Esta zona puede clasificarse como alteración subpropilítica o de transición tanto en sistemas hidrotermales como procesos diagenéticos y está ubicado en sectores someros. Se caracteriza por ser de baja permeabilidad formada por arcillas de capas mixtas (C/S) y ceolitas accesorias (Stimac et al., 2015). La temperatura de filosilicatos máficos en RC 8 indicaría rango de 100-120°C para la cristalización de este mineral y la cristalización de laumontita indica temperaturas superiores a los 150°C (Liou et al., 1991; Figura IV-2) o mayores a 120°C según Stimac et al., (2015) esto podría indicar la precipitación de este mineral por fluidos levemente más calientes. Es posible encontrar en los bordes de amígdalas, la presencia de C/S en el borde al interior de las amígdalas junto a cuarzo, lo que indicaría cristalización en las primeras etapas del sistema hidrotermal y alteraría masa fundamental de esta lava, posteriormente estas amígdalas se rellenarían por laumontita que precipitan directamente de fluidos circulantes con alta

actividad de Ca, que probablemente provenga de la interacción fluido roca, con estas lavas de alta permeabilidad. Las ceolitas formarían el cemento de las rocas volcanoclásticas y que posteriormente sería levemente alterada por fluidos que permitirían la precipitación de epidota. Estos antecedentes, dan a entender que estas rocas formarían parte de sectores más someros y alejados de la fuente de calor que las tobos de lapilli descritas anteriormente. La presencia de laumontita no solo indicaría bajas temperaturas sino también bajo contenido de CO₂ para ser estable (Thompson, 1971).

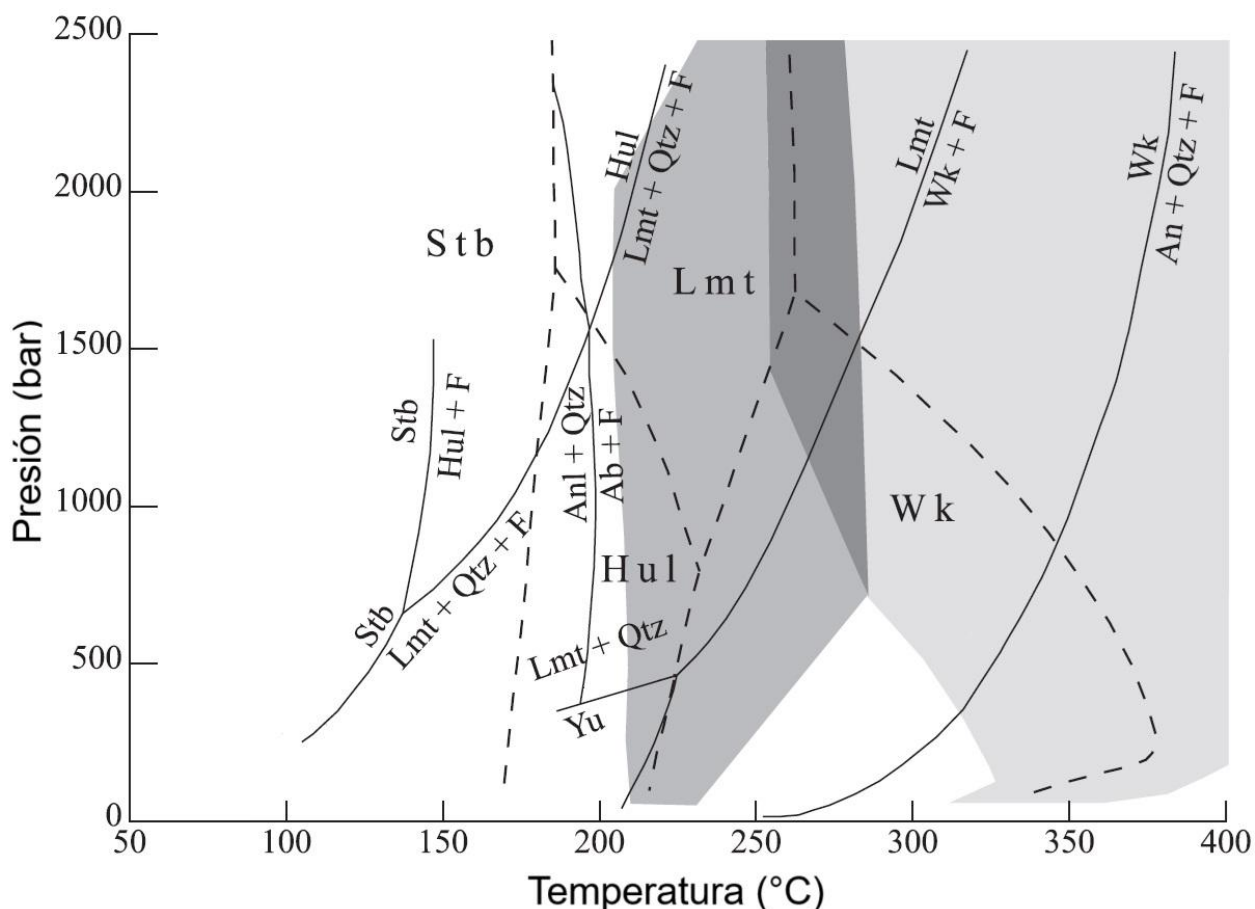


Figura IV-2 Diagrama P-T para reacciones univariantes determinadas, relacionado al metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas basálticas en la presencia de exceso de cuarzo y fluido para el sistema NCMASH. El área gris al lado izquierdo del diagrama presenta el campo de estabilidad de la prehnita y aquel del lado derecho es el campo de estabilidad de la epidota. Modificado de Frey et al., (1991) y Liou et al., (1991).

En general, filosilicatos máficos muestran transición relacionada con el aumento del grado de alteración (mayores en RC 1 y RC 6 y menores en RC 8) que ha sido reportado por varios autores. (1) Aumento en las capas de clorita indican al aumentar la temperatura, (2) un decrecimiento en la cantidad de Si con aumento de la temperatura (Vergara et al., 1993), (3) mayor cantidad de Al con aumento de la temperatura (Fuentes et al., 2004; Beiersdorfer & Day, 1995 y referencias ahí) y (4) una disminución en la cantidad de Mg (y por consiguiente mayor cantidad de Fe) con aumento de la temperatura, (Fuentes et al., 2004; Beiersdorfer & Day, 1995 y referencia ahí). Un caso

particular, son las C/S de RC 6 en donde mayores valores de Xc indican valores bajos de Al y altos en Mg con respecto a la tendencia de los valores de la zona de estudio. Esta diferencia puede radicar en la alteración pervasiva e intensa de epidota + calcita que ha sufrido la roca y que producto de un fluido oxidante y rico en Mg, cloritas realizaron intercambio que incluyeron mayor cantidad de Fe⁺³ en su estructura, que permite intercambio octaedral con Al⁺³ y por otro lado Mg⁺² reemplazaría Fe⁺² de la estructura para sumarse a la red cristalina. Esto reafirma el metasomatismo del fluido rico en Mg y de condiciones oxidante del fluido. Debido a la baja permeabilidad y probablemente a poco desarrollo de permeabilidad secundaria en ese sector, la interacción fluido roca en toba de lapilli fue baja, favoreciendo alteraciones de menor intensidad y más selectiva de epidota + calcita y no permitiendo el intercambio catiónico en filosilicatos máficos sino más bien relacionado a procesos conductivos y relación con la composición total de la roca huésped (Stimac et al., 2015, Meunier, 2005). Según datos de otros autores C/S cristaliza entre 200 a 230°C y cloritas puras a temperaturas >240°C (Evarts & Schiffman, 1983; Bettison & Schiffman, 1988; Bettison-Varga et al., 1991). Stimac et al., (2015) indicaría valores más bajo donde indica que la fase C/S y clorita es estable sobre los 180°C, aunque podría comenzar a aparecer a los 140°C.

IV.3 SISTEMA GEOTERMAL FÓSIL

Los sistemas geotermales fueron comunes en los Andes chileno durante el Cretácico tardío y Cenozoico, debido a enorme volumen de magma ácido eruptado, la presencia de estructuras de caldera y depósitos de metales preciosos epitermales de esta edad en el norte y centro de Chile. (Thiele et al., 1991; Vergara et al., 1993; Fuentes et al., 2004). Son la expresión de una actividad hidrotermal relacionada al emplazamiento de intrusiones magmáticas. (Meunier, 2005). Sistemas geotermales son más frecuentes en regiones de la Tierra que tienen un elevado flujo de calor y configuración estructural que soporta vigorosa circulación de fluido a través de una red de fracturas. (Stimac et al., 2015).

La presencia de yugawaralita en STP 4 y wairakita en STP 5 indica un gradiente térmico elevado, propio de sistemas geotermales fósiles (Thiele et al., 1991; Vergara et al., 1993; Fuentes et al., 2004). En especial la yugawaralita solo ha sido descrita en sistema geotermales presentando baja temperatura y presión que puede ser inferido de su restringido campo de estabilidad (Figura IV-2). Tanto en STP 4 como en STP 5 coexiste más de un mineral de ceolita, característica que es típica de campos geotermales y muy rara en eventos de metamorfismo de enterramiento Boles, 1977).

Yugawaralita es un mineral del grupo de la ceolitas (Passaglia & Sheppard, 2001), descrito por primera vez por Sakurai & Hayashi, (1952), en las fuentes termales de la localidad de Yugawara, Japón, coexistiendo con laumontita, analcima, wairakita, estilbita y albita. La yugawaralita, se forma a temperaturas entre 190°-230°C, con una presión máxima de 500 bar presentando un campo de estabilidad muy restringido (Liou et al., 1991; Figura IV-2). Este mineral está restringido a alta relación Ca/Na (Liou et al., 1991). La literatura reporta a la yugawaralita como originaria de fuentes termales ("*hot springs*")

dado que ha sido descubierta en cavidades y vetillas, típica de áreas con actividad de fluidos hidrotermales o campos geotérmicos (Sakurai & Hayashi, 1952; Kralj, 1997; Liou et al., 1991).

Por otro lado, la wairakita, una de las ceolitas Ca/Na más comunes en sistemas geotermales (Bird et al., 1984; Liou et al., 1985) puede formar solución sólida con analcima (Bird et al., 1984). En STP 5 cristaliza wairakita con composiciones intermedias (wairakita sódica). Ocurre a temperaturas entre 200-300 °C (Bird et al., 1984; Reyes, 1990). Liou et al., (1991) han mostrado que la wairakita es estable entre aproximadamente 210-370 °C, de acuerdo con Frey et al., (1991) (Figura IV-2), el campo de estabilidad corresponde a temperaturas de 220–370 °C y presiones bajo los 1600 bar. Stimac et al., (2015) indica rango de estabilidad entre los 220-300°C. La presencia de wairakita indicaría gradientes entre los 70-80 °C/km (por ejemplo. Kristmannsdóttir & Tómmasson, 1978; Liou et al., 1987; Liou et al., 1991; Frey et al., 1991; Figura IV-2). Además, la wairakita es estable con mayor valores de XCO₂ que la prehnita según Giggenschbach, (1981). A mayores temperatura el contenido de Na decrece (Vergara et al., 1993).

La asociación mineralogía de STP 4 es Ca ceolitas (yugawaralita ± laumontita) ± prehnita en cemento de intersticios. Esta relación se obtiene al generar una despresurización del sistema donde laumontita cambia a yugawaralita y prehnita, mediante altos gradientes geotérmicos, valores muy bajos de XCO₂, relación PH₂O/P_{total} altas (cercana a 1) y alta actividad de Ca (Liou et al., 1985). Descompresión en sistema hidrotermales puede ser interpretada como resultado del retroceso de un glaciar, el colapso del flanco de un volcán y/o la fracturación hidráulica debida a un aumento de la presión de los fluidos (Morata et al, 2023). Como explican Vergara et al., (1993) y Fuentes et al., (2004), la cristalización de yugawaralita se debe al colapso de calderas. Dado que la relación PH₂O/P_{total} es cercana a 1 es poco común encontrar yugawaralita vinculada a fracturas, fallas o donde la PH₂O < P_{total} (cementación en procesos diagenéticos), es por ello, que se propone que existe un reemplazo de laumontita (cemento original de STP 4) por yugawaralita. La paragénesis, yugawaralita + laumontita) puede ser explicada cuando, en presencia de sílice, la laumontita produce yugawaralita bajo las condiciones fisicoquímicas de estabilidad de la yugawaralita (Houghton, 1982). Este aumento de Si, puede estar relacionado a la interacción de fluido con material ácido que, al reaccionar con el vidrio volcánico, se enriquece de Si y elementos alcalinos.

La presencia de prehnita indica temperaturas entre 200 y 280 °C (Frey et al., 1991; Figura IV-2), en el rango de 240– 300 °C sobre la base de observaciones en sistemas geotermales de Filipinas (Reyes, 1990) o entre los 240-340 °C en sistemas hidrotermales (Stimac et al., 2015). Como sugieren Wheeler et al., (2001), numerosas observaciones en sistemas geotérmicos, incluyendo estudios de inclusiones fluidas, muestran que la formación de prehnita (o, de hecho, de cualquier mineral de calcosilicato) es independiente de la salinidad de los fluidos. Además de la temperatura, el factor más importante que controla la formación de prehnita es el contenido de CO₂ disuelto en los fluidos (al igual que las ceolitas), que debe ser bajo (Wheeler et al., 2001). La estabilidad de la prehnita depende en mayor medida de este factor. Una actividad de CO₂ disuelto

superior a 0,01 mol impediría la formación de prehnita, aunque las temperaturas sean superiores a 250 °C (Digel & Ghent, 1994; Wheeler et al., 2001). El bajo contenido de XCO₂ puede estar íntimamente relacionada con procesos de despresurización del sistema, lo que podría permitir ebullición del fluido y desgasificación del misma y/o mezcla con fluidos meteóricas con bajo contenido de CO₂.

En STP 5 la asociación que se observa es filosilicatos máficos (C/S, Chl) + celadonita ± albita ± feldespato potásico en matriz, clastos y fiames, wairakita sódica (también reportada por Vergara et al., 1993) en esquirlas y presencia de analcima en pequeñas venillas que cortan metadominios. Filosilicatos máficos muestran alta cristalinidad, altos valores de capas de clorita, alto contenido de Fe y una menor cantidad de Al total que la tendencia en zonas cercanas. El catión interfoliar predominante es K, alcanzando temperaturas de 225°C en los cristales más cercano a clorita pura. La celadonita son considerados como ferroaluminoceladonita, debido a su alta cantidad de Fe y Al. Feldespato potásico, celadonita y filosilicatos máficos deben ser parte de una alteración temprana producto de fluidos de altas temperatura neutros con transferencia de masa de K producto de alteración de vidrio volcánico rico en K dado la naturaleza félsica de la roca que altera. Según Wise & Eugster, (1964) las condiciones favorables para la formación de ceolitas (alta fugacidad de agua y baja fugacidad de dióxido de carbono) pueden ser favorables para la formación de celadonitas. Li et al., (1997) registra alteración de celadonita en tobas triásicas en Nueva Zelanda, junto a crecimiento con clorita y ceolitas como remplazo de fragmentos de vidrio y borde de amígdalas. Además, Boles & Coombs, (1975) también registran esta alteración en tobas cristalinas vítreas de Hokouni Hills al sur de Nueva Zelanda, cristalizando junto a clorita. Un hecho importante de la presencia de esta fase mineral es que en general la celadonita puede desaparecer al entrar en contacto con alguna fase rica en Ca (Li et al., 1997). Esto indica la poca actividad de Ca y ausencia de epidota y ceolitas ricas en Ca en paragénesis con celadonita. Schenato et al., (2003) describe un flujo de lava de la cuenca de Paraná donde asocia la presencia de celadonita junto a heulandita, trompsonita, estilbita y escasa laumontita y Aguirre et al., (1999), encuentra celadonitas junto a interestratificados de clorita-esmectita dentro de muchas amígdalas en niveles ricos en mordenita, asociando también a facies ceolita.

La presencia de wairakita indica alta temperatura que, al estar condicionada solo a esquirla, probablemente se deba a la presencia de Ca en ese metadominio, dado que la composición de la roca es muy pobre en este elemento. Sin embargo, paulatinamente fue incluyendo Na a su estructura generando solución sólida con analcima. Esto muy probablemente se deba a una etapa tardía de alteración, donde fluidos salinos, alcalinos ricos en Na de menor temperatura (enfriamiento del sistema) interactúan con la roca para generar la solución sólida y precipitar analcima en vetillas. Normalmente se asume una génesis hidrotermal para todas las zeolitas que aparecen en fisuras, venillas y geodas en diferentes tipos de rocas de baja temperatura (100°C - 200°C) con poca o ninguna interacción entre el fluido y la roca huésped, sin embargo, aún no queda clara la diferencia entre el proceso diagenéticos e hidrotermal, por lo que podría estar en algún punto intermedio entre estos procesos la formación de analcima (Utada, 1980; Gottardi & Galli, 1985).

Basado sobre observaciones en sistemas geotermales (por ejemplo, Reyes, 1990; Wheeler et al., 2001), toda la mineralogía secundaria indica alteración propilítica asociado a fluidos hidrotermales alcalinos clorurados de pH cercanos a neutros y ligeramente alcalinos. Probablemente estos fluidos son el resultado de la interacción con rocas del reservorios al circular desde la zona de ascenso de fluidos hacia sectores distales donde debido a la estratigrafía, la topografía y el gradiente hidrológico, los fluidos tienden a fluir lateralmente alejándose del centro volcánico, formando plumas de salida hidrotermales tabulares que alcanzan muchos kilómetros desde su fuente profunda. En estas regiones, el líquido es desgasificado y consecuentemente ha perdido casi todo su CO₂, lo que también causará que el líquido residual se vuelva más alcalino. La despresurización también contribuye a la pérdida de volátiles.

IV.4 MODELO DE ALTERACIÓN

El modelo propuesto (Figura IV-3) en este trabajo para la alteración del miembro inferior de la formación Farellones, en base a la mineralogía secundaria, la configuración tectónica, edades de trazas de fisión de apatito obtenidas por Fock, (2005) se puede definir como sigue (1) correspondería a un complejo volcánico relacionado a la formación de un estratovolcán formado producto de la intensa actividad volcánica dominante durante el Mioceno Inferior que generaría emplazamiento de intrusivos que servirían como fuente de calor para el sistema hidrotermal (2) posterior colapso de caldera que generaría fallas y fracturas que aumentarían la permeabilidad de la secuencias. Las rocas falladas y fracturadas intracaldera atrapan aguas meteóricas que son calentadas por magmas subyacentes (normalmente a 5 km de profundidad). Debido a su gran tamaño, las calderas albergan sistemas hidrotermales más grandes y de vida más larga que los de los estratovolcanes típicos. Circulación fluidos neutros y clorurados en los sectores más distales formando alteración propilítica y en los sectores someros una zona subpropilítica o de transición (3) Producto de la generación de zonas de alimentación del volcán debido al emplazamientos de diques se generaría alteración con asociaciones minerales de mayor temperatura producto de aguas bicarbonatadas que probablemente provengan de la mezcla de volátiles magmáticos (como H₂O, CO₂) con aguas someras y/o meteóricas por lenta filtraciones de gas o expulsión episódica de fluido magmático. Edades de trazas de fisión de apatito en la zona indican un reinicio a los 15 Ma (Fock, 2005)), lo que podría evidenciar el proceso descrito anteriormente (4) Actividad geotermal asociada a ascenso y circulación lateral de fluidos, probablemente de manera local que produjo la cristalización de ceolitas típicas de campo geotermales fósiles. Este sistema es liquido dominante producto de fluidos clorurados, neutros y alcalinos y con baja actividad de CO₂. La fuente de calor de este sistema se relaciona a actividad volcánica del Mioceno superior y al emplazamiento de intrusivos en ese periodo, que probablemente aprovecharon estructuras preexistentes. Esta hipótesis se sustenta por edades de trazas de fisión apatito en el sector del Toyo de 11 Ma (Fock, 2005). (5) Exhumación y erosión de la parte superior del sistema geotermal, aflorando el sector distal del sistema.

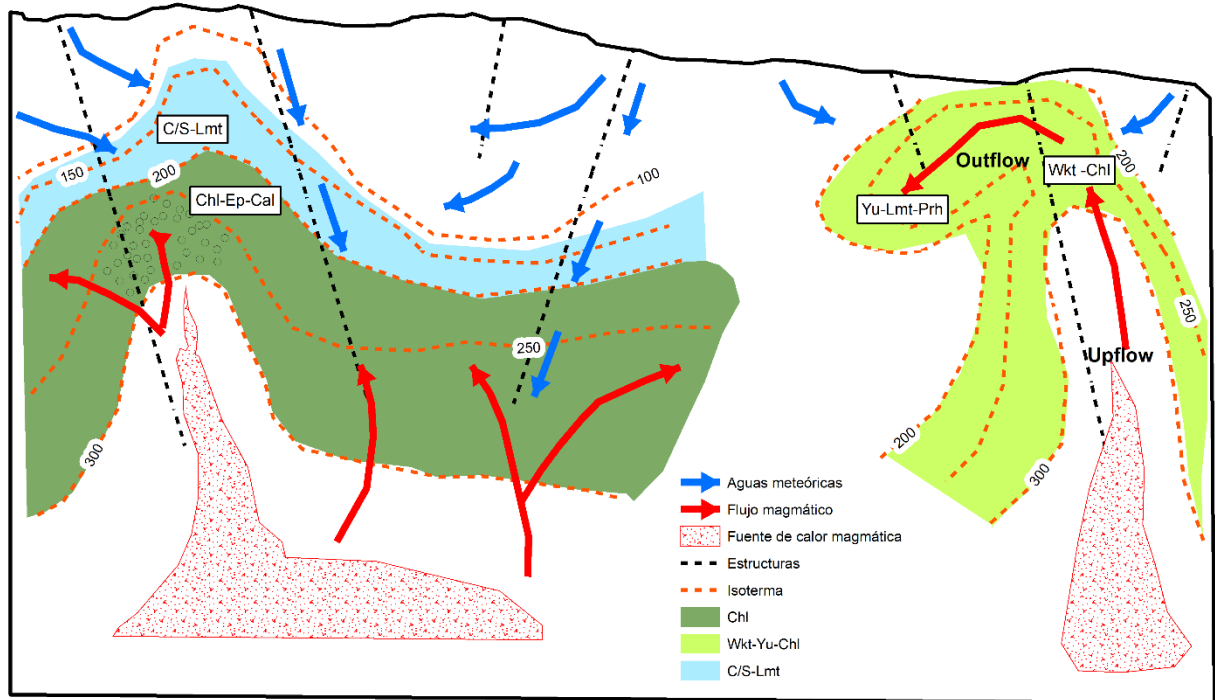


Figura IV-3 Esquema conceptual de la alteración hidrotermal en la zona de estudio. Los sectores no están escalados.

V CONCLUSIÓN

En la zona de estudio, el patrón de alteración que mejor describen la evolución de la mineralogía secundaria en las rocas del miembro inferior de la formación Farellones es el hidrotermal, dado que las asociaciones minerales secundarias muestran evidencia de altos gradientes geotermales, texturas, intensidad de alteración y metasomatismo característico de la circulación de fluidos calientes. Esto último, contradice la hipótesis que un metamorfismo de enterramiento de bajo grado postulado por varios autores habría afectado a las rocas de la formación Farellones (Levi, 1970; Levi et al., 1989).

El sistema hidrotermal estaría caracterizado por el emplazamiento de intrusivos de Mioceno Inferior y Mioceno Superior que aportan la fuente de calor para generar la circulación de fluidos calientes dentro del complejo volcánico y el sistema geotermal fósil. La génesis propuesta para la formación de los gruesos estratos de la formación Farellones refuerzan la hipótesis de alteración hidrotermal, producto de la abundante actividad volcánica y la generación de fallas y fracturas que favorecen la circulación de fluidos.

Los cambios en la mineralogía secundaría, están condicionados por los cambios litológicos del protolito, la actividad de los componentes del fluido, las condiciones de presión y temperaturas imperantes en la zona y la interacción con fluido hidrotermales. La identificación de filosilicatos máficos, ceolitas, epidota y calcita fue claves para determinar que la zona de estudio fue sometida a una alteración hidrotermal.

Las condiciones a las cuales el área de estudio fue sometida alcanzan temperaturas entre los 150°C y 220°C producto de la alteración hidrotermal regional, alcanzando en zonas de alimentación del volcán temperaturas superiores a los 300°C y la actividad del sistema geotermal probablemente supero los 270°C en las zonas de ascenso del fluido y temperaturas sobre los 200°C en sectores de transporte lateral de fluidos. temperaturas sobre los 270 °C en sistema paleogeotermales.

Para obtener una mejor caracterización de los sistemas hidrotermal, es necesario obtener perfiles en profundidad que darán una visión global de los cambios en la mineralogía secundaria y contribuirá para identificar distintas fases de alteración. Complementar el estudio de DRX y SEM con análisis de inclusiones fluidas, que determinará la naturaleza de los fluidos circulantes en el sistema fósil.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L. (1960). *Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua* (Vol. 9).
- Aguirre, L., & Charrier, R. (2007). *Perfil geológico del valle Maipo-Volcán*. *Sociedad Geológica de Chile*.
- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M., & Robinson, D. (1999). Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics*, 313(4), 433–447. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00217-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00217-6)
- Aguirre, L., Levi, B., & Nyström, J. O. (1989). The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 43(1), 223–232. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.043.01.15>
- Aguirre, L., Levi, B., & Offler, R. (1978). Unconformities as Mineralogical Breaks in the Burial Metamorphism of the Andes. En *Contrib. Mineral. Petrol* (Vol. 66).
- Aguirre, L., Robinson, D., Bevins, R. E., Morata, D., Vergara, M., Fonseca, E., & Carrasco, J. (2000). A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43(1), 83–93. <https://doi.org/10.1080/00288306.2000.9514871>
- Aguirre, R. (1999). *Deposición y deformación de la asecuencia volcánica terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo : Región Metropolitana, Chile*. Universidad de Chile.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Easton, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29. <https://doi.org/10.1029/2008TC002427>
- Beccar, I., Vergara, M., & Munizaga, F. (1986). *Edades K-Ar de la Formación farellones, en el cordón del cerro La Parva, Cordillera de Los Andes de Santiago, Chile*. <https://repositorio.sernageomin.cl/handle/0104/19471>
- Beiersdorfer, R. E. (1993). Metamorphism of a Late Jurassic volcano-plutonic arc, northern California, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 11(3), 415–428. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1993.tb00158.x>

- Beiersdorfer, R. E., & Day, H. W. (1995). Mineral parageneses of pumpellyite in low-grade mafic rocks. En P. ; D. H. W. Schiffman (Ed.), *Low-Grade Metamorphism of Mafic Rocks* (Special Paper, Vol. 296, pp. 5–27). Geological Society of America.
- Bettison, L. A., & Schiffman, P. (1988). Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal Ophiolite, California. *American Mineralogist*, 73, 62–76. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:133269440>
- Bettison-Varga, L., & Mackinnon, I. (1997). The Role of Randomly Mixed-Layered Chlorite/Smectite in the Transformation of Smectite to Chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 45, 506–516. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1997.0450403>
- Bettison-Varga, L., Mackinnon, I. D. R., & Schiffman, P. (1991). Integrated TEM, XRD and electron microprobe investigation of mixed-layer chlorite–smectite from the Point Sal ophiolite, California. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(6), 697–710. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00559.x>
- Bevins, R. E., Robinson, D., Aguirre, L., & Vergara, M. (2003). Episodic burial metamorphism in the Andes - a viable model? *Geology*, 31 (8), 705–708. <https://doi.org/10.1130/G19605.1>
- Bevins, R. E., Robinson, D., & Rowbotham, G. (1991). Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(6), 711–721. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00560.x>
- Bevins, R., & Robinson, D. (1993). Parageneses of Ordovician sub-greenschist to greenschist facies metabasites from Wales, U.K. *European Journal of Mineralogy*, 5(5), 925–936. <https://doi.org/10.1127/ejm/5/5/0925>
- Bird, D., Schiffman, P., Elders, W., Williams, A., & McDowell, D. (1984). Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. *Economic Geology*, 79(4), 671–695. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.4.671>
- Boles, J. (1972). Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of some heulandite group zeolites. *American Mineralogist*, Vol. 2, 1463–1493.
- Boles, J. (1977). Zeolites in low-grade metamorphic rocks. En F. A. Mumpton (Ed.), *Mineralogy and geology of natural zeolites: Vol. Vol. 4* (pp. 103–135). Mineralogical Society of America.

- Boles, J., & Coombs, D. (1975). Mineral Reactions in Zeolitic Triassic Tuff, Hokonui Hills, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 86. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<163:MRIZTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<163:MRIZTT>2.0.CO;2)
- Bourdelle, F., & Cathelineau, M. (2015). Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T?R2+ ?Si diagram. *European Journal of Mineralogy*, 27(5), 617–626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>
- Bourdelle, F., Parra, T., Beyssac, O., Chopin, C., & Vidal, O. (2013). Clay minerals as geo-thermometer: A comparative study based on high spatial resolution analyses of illite and chlorite in Gulf Coast sandstones (Texas, U.S.A.). *American Mineralogist*, 98, 914–926. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4238>
- Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 229–248. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.06.050178.001305>
- Calderón, S. (2008). *Condiciones Físicas y Químicas del Metamorfismo de Muy Bajo Grado de las Secuencias Mesozoicas en el Valle del Río Volcán (33°50'-34°00'S)* [Universidad de Chile]. URL: <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103227>
- Carrasco, J. (2000). *La secuencia estratificada Valle Nevado de la formación Farellones (Mioceno) : química y metamorfismo de muy bajo grado*. Universidad de Chile.
- Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471–485. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:129740649>
- Cathelineau, M., & Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235–244. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:70308554>
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, 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(1), 117–139. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00009-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00009-3)
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J., Iturra, N., 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 Paläontologie - Abhandlungen*, 236(1–2), 43–77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/236/2005/43>

- Charrier, R., Farias, M., & 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., Pinto, L., & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En T. Moreno & W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile* (pp. 21–114). The Geological Society.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher, C., Norell, M., Zapatta, F., McKenna, M., & Novacek, M. (1996). New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°s), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 393–422. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(96\)00035-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(96)00035-1)
- Charrier, R., Wyss, A. R., Flynn, J. J., Swisher, C. C. I., Spichiger, S., & Zapata, F. (1994). Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las Formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre 33° 50' y 35° S, Cordillera Principal Chilena. *Actas XII Congreso Geológico Chileno, Concepción*, 1316–1319.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3–4), 303–332. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90042-3)
- Coombs, D. (1960). Lower grade mineral facies in New Zealand. *Intern. Geol. Congress*, 339–351.
- Coombs, D. S. (1954). The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland. *New Zealand: Transactions of the Royal Society of New Zealand, Vol. 82*, 65–109.
- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S., & Taylor, A. M. (1959). The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 17(1–2), 53–107. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(59\)90079-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(59)90079-1)
- Coombs, D. S., Nakamura, Y., & Vuagnat, M. (1976). Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyanne Formation near Loèche, Valais, Switzerland. *Journal of Petrology*, Vol. 17, 440–471.

- Cornejo, P. C., & Mahood, G. A. (1997). Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(1), 159–175. <https://doi.org/10.1007/s004100050273>
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock forming minerals* (2nd edition). Longman Scientific & Technical.
- Digel, S., & Ghent, E. (1994). Fluid-mineral equilibria in prehnite-pumpellyite to greenschist facies metabasites near Flin Flon, Manitoba, Canada: implications for petrogenetic grids. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 467–477. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:130648454>
- Digel, S., & Gordon, T. (1995). *Phase relations in metabasites and pressure-temperature conditions at the prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition, Flin Flon, Manitoba Canada* (Vol. 296, pp. 67–80). <https://doi.org/10.1130/SPE296-p67>
- Drake, R., Curtis, G., & Vergara, M. (1976). Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes — latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(3), 285–295. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273\(76\)90012-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273(76)90012-3)
- Elgueta, S., Baeza, O., Aguirre, R., Charrier, R., Muñoz, N., & Gans, P. (2000). Mecanismos de la depositación volcanoclástica Oligo-Miocena en el cajón del Maipo, Chile Central. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 2*, 21–25.
- Elgueta, S., Charrier, R., Aguirre, R., Kieffer, G., & Vatin-Perignon, N. (1999). Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, Central Chile. *Proceedings Fourth ISAG, Göttingen (Germany)*, 228–231.
- Evarts, R. C., & Schiffman, P. (1983). Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *American Journal of Science*, Vol. 283, 289–341.
- 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(3). <https://doi.org/10.1029/2009TC002480>
- 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 magister]. Universidad de Chile.

- Fock, A., Charrier, R., Farias, 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.
- Frey, M., De Capitani, C., & Liou, J. (1991). A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(4), 497–509. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00542.x>
- Frey, M., & Robinson, D. (1999). *Low-grade metamorphism* (M. Frey & D. Robinson, Eds.). Blackwell Science.
- Fuentes, F., Aguirre, L., Vergara, M., Valdebenito, L., & Fonseca, E. (2004). Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(1–2), 139–161. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.001>
- 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. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 2*, 21–25.
- Gana, P., & Wall, R. M. (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. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:129723764>
- Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Alvarez, P., & Orts, S. (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22(4). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2001TC001354>
- Gifkins, C., Herrmann, W., & Large, R. R. (2005). *Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation*. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:126981153>
- Giggenbach, W. (1981). Geothermal mineral equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(3), 393–410. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90248-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90248-9)
- Godoy, E., & Lara, L. (1994). Segmentación estructural andina a los 33°-34°S: nuevos datos en la Cordillera Principal. *Congreso Geológico Chileno, Concepción, No. 7(Acta 2)*, 1344–1348.
- Godoy, E., Yañez, G., & Vera, E. (1999). Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes:

- first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306(2), 217–236. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00046-3)
- Gottardi, G., & Galli, E. (1985). *Natural Zeolites* (1st edition, Vol. 18). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-46518-5>
- Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-Science Reviews*, 19(1), 1–50. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(83\)90075-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90075-2)
- Hey, M. (1954). A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, 30(224), 277–292. <https://doi.org/DOI:10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Houghton, B. F. (1982). *Geyserland: A Guide to the Volcanoes and Geothermal Areas of Rotorua*. Geological Society of New Zealand. <https://books.google.cl/books?id=LWDwAAAAMAAJ>
- Iijima, A., & Utada, M. (1971). Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits of the Niigata oil field, Japan. *Molecular sieve zeolites 1*, Vol. 101, 342–349.
- Inoue, A. (1995). *Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments* (pp. 268–329). https://doi.org/10.1007/978-3-662-12648-6_7
- Isacks, B. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), 3211–3231. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Jamtveit, B., & Austrheim, H. (2010). Metamorphism: The Role of Fluids. *Elements*, 6, 153–158. <https://doi.org/10.2113/gselements.6.3.153>
- Jara, P., & 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, 174–209. <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a07>
- Jordan, T., Burns, W., 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. <https://doi.org/10.1029/1999TC001181>

- Kay, S., Godoy, E., & Kurtz, A. (2005). Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *GSA Bulletin*, 117(1–2), 67–88. <https://doi.org/10.1130/B25431.1>
- Klohn, C. (1960). *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central: provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó: Vol. Vol. 8*. Inst. de Investigaciones Geológicas. <https://books.google.cl/books?id=-ttvOQAACAAJ>
- Kralj, P. (1997). Zeolites in the Smrekovec volcanoclastic rocks, northern Slovenia. *Geologija*, 40, 247–281. <https://doi.org/10.5474/geologija.1997.012>
- Kranidiotis, P., & MacLean, W. H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(7), 1898–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kretz, P. (1983). Symbols For Rocks-Forming Minerals. *American Mineralogist*, Vol. 68, 277–279.
- Kristmannsdóttir, H., & Tómmasson, J. (1978). Zeolite zones in geothermal areas, Iceland. En L. B. Sand & F. A. Mumpton (Eds.), *Natural Zeolites* (pp. 277–284). Pergamon Press.
- Kuniyoshi, S., & Liou, J. G. (1976). Contact Metamorphism of the Karmutsen Volcanics, Vancouver Island, British Columbia. *Journal of Petrology*, 17(1), 73–99. <https://doi.org/10.1093/petrology/17.1.73>
- Kurtz, A., Kay, S., Charrier, R., & Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34–35°S). *Revista Geologica de Chile*, 24(1), 75–90. <http://www.scopus.com/inward/record.url?scp=0031390558&partnerID=8YFLogxK>
- Lanari, P., Wagner, T., & Vidal, O. (2014). A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O: applications to P–T sections and geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 1–19. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:128622720>
- Levi, B. (1969). Burial Metamorphism of a Cretaceous Volcanic Sequence West from Santiago, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 24, 30–49.

- Levi, B. (1970). Burial metamorphic episodes in the Andean geosyncline, Central Chile. *Geologische Rundschau*, 59, 994–1013. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:129158541>
- Levi, B., Aguirre, L., & Nyström, J. O. (1982). Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: Comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 49–58. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:129312087>
- Levi, Beatriz., Aguirre, Luis., Nyström, J. O., Padilla, H., & Vergara, Mario. (1989). Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(5), 487–495. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1989.tb00611.x>
- Levi, Beatriz., & Corvalán, D. (1964). Metamorfismo regional en las rocas del geosinclinal andino. *Publicación N° 86*, 6–15.
- Li, G., Peacor, D., Coombs, D., & Kawachi, Y. (1997). Solid solution in the celadonite family: The new minerals ferroceldonite, $K_2Fe_2+2Fe_2+3Si_8O_{20}(OH)_4$, and ferroaluminoceldonite, $K_2Fe_2+3Al_2Si_8O_{20}(OH)_4$. *American Mineralogist*, 82, 503–511.
- Liou, J. G., De Capitani, C., & Frey, M. (1991). Zeolite equilibria in the system $CaAl_2Si_2O_8-NaAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 34, 293–301.
- Liou, J. G., Maruyama, S., & Cho, M. (1985). Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine*, 49, 321–333.
- Liou, J. G., Maruyama, S., & Cho, M. (1987). Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rock-mineral assemblages and mineral facies. En M. Frey (Ed.), *Low Temperature Metamorphism* (pp. 59–113). Blackie and Son.
- Medina, C. (2001). *Condiciones de depositación y deformación de la secuencia Miocénica en el sector cordillerano de San Alfonso, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile*. Universidad de Chile.
- Meunier, A. (2005). Hydrothermal process–thermal metamorphism. En A. Meunier (Ed.), *Clays* (pp. 379–415). Springer Science & Business Media.

- Meunier, A., Inoue, A., & Beaufort, D. (1991). CHEMIOGRAPHIC ANALYSIS OF TRIOCTAHEDRAL SMECTITE-TO-CHLORITE CONVERSION SERIES FROM THE OHYU CALDERA, JAPAN. *Clays and Clay Minerals*, 39(4), 409–415.
- Moore, D., & Reynolds, R. (1998). X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. En *Geological Magazine* (2nd edition, Número 6). Oxford University Press. <https://doi.org/DOI: 10.1017/S0016756898501501>
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina, in: Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. *Earth Sciences Series*, 11, 59–90.
- Muñoz, M. (2005). *Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental, de la formación abanico en Chile Central, área de El Volcán, Cajón del Maipo “(33°50’S, 70°12’-70°05’)”* [Memoria de título, Universidad de Chile]. https://bibliotecadigital.uchile.cl/discovery/fulldisplay?docid=alma991004348319703936&context=L&vid=56UDC_INST:56UDC_INST&lang=es&search_scope=Library_Cat_Avail&adaptor=Local%20Search%20Engine&tab=LibraryCatalog&query=any,contains,Geoqu%C3%ADmica,%20metamorfismo%20y%20petrog%C3%A9nesis%20de%20la%20franja%20oriental,&offset=0
- Muñoz, M., Aguirre, L., Vergara, M., Demant, A., Fuentes, F., & Fock, A. (2010). Prehnite-pumpellyite facies metamorphism in the Cenozoic Abanico Formation, Andes of central Chile (33°50’S): chemical and scale controls on mineral assemblages, reaction progress and the equilibrium state. *Andean geology*, 37. <https://doi.org/10.4067/S0718-71062010000100003>
- Nakajima, T., Banno, S., & Suzuki, T. (1977). Reactions Leading to the Disappearance of Pumpellyite in Low-grade Metamorphic Rocks of the Sanbagawa Metamorphic Belt in Central Shikoku, Japan. *Journal of Petrology*, Vol. 18, 263–284. <http://petrology.oxfordjournals.org/>
- Neuhoff, P., Fridriksson, T., Arnorsson, S., & Bird, D. (1999). Porosity evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, Eastern Iceland. *American Journal of Science - AMER J SCI*, 299, 467–501. <https://doi.org/10.2475/ajs.299.6.467>
- Norton, D., & Knight, J. E. (1977). Transport phenomena in hydrothermal systems; cooling plutons. *American Journal of Science*, 277(8), 937–981. <https://doi.org/10.2475/ajs.277.8.937>

- Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., & Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33 degrees 15 ' -33 degrees 45 ' S). *Geological Society of America Bulletin*, 115, 1523–1537.
- Offler, R., Aguirre, L., Levi, B., & Child, S. (1980). Burial metamorphism in rocks of the Western Andes of Peru. *Lithos*, 13(1), 31–42. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90059-6](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90059-6)
- Ohmoto, H., & Horikoshi, E. (1978). Preface to the Special Issue. *Mining Geology*, 28(150), 215–217. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.28.215>
- Palma, W. (1991). *Estratigrafía y estructura de la formación Colimapu entre el Estero del Diablo y el Cordón Los Lunes, Región Metropolitana* [Memoria de título]. Universidad de Chile.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233–248. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:128480878>
- Passaglia, E. (1970). The crystal chemistry of chabazites. *American Mineralogist*, 55, 1278–1301. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:197243228>
- Passaglia, E., & Sheppard, R. A. (2001). The Crystal Chemistry of Zeolites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 45, 69–116. <https://doi.org/10.2138/rmg.2001.45.2>
- Pe-Piper, G. (1985). Dioctahedral micas in Triassic metavolcanic rocks of western Greece. *Canadian Mineralogist*, 23, 597–608.
- Reyes, A. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 43, 279–309.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., & Villarroel, R. (1990). Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*, 17.
- Rivera, O., & Cembrano, J. (1994). *Modelo de formación de cuencas volcánico-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas oligomiocenas de Chile Central y su relación con estructuras NWW-NW (33°-34°30')*. 2, 631–636.

- Robinson, D., & Bevins, R. E. (1994). Mafic phyllosilicates in low-grade metabasites. Characterization using deconvolution analysis. *Clay Minerals*, 29, 223–237.
- Robinson, D., Bevins, R. E., Aguirre, L., & Vergara, M. (2004). A reappraisal of episodic burial metamorphism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(4), 513–528. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0516-4>
- Robinson, D., Schmidt, S., & De Zamora, A. (2002). Reaction pathways and reaction progress for the smectite-to-chlorite transformation: evidence from hydrothermally altered metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1), 167–174. <https://doi.org/https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00361.x>
- Sakurai, K., & Hayashi, A. (1952). *Yugawaralite, a new zeolite*.
- Schenato, F., Formoso, M., Dudoignon, P., Meunier, A., Proust, D., & Mas, A. (2003). Alteration processes of a thick basaltic lava flow of the Paraná Basin (Brazil): petrographic and mineralogical studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5), 423–444. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00098-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00098-1)
- Schiffman, P., Evarts, R., Williams, A., & Pickthorn, W. (1991). Hydrothermal Metamorphism in Oceanic Crust from the Coast Range Ophiolite of California: Fluid-Rock Interaction in a Rifted Island Arc. En Tj. Peters, A. Nicolas, & R. G. Coleman (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere* (pp. 399–425). Springer Netherlands.
- Schiffman, P., & Fridleifsson, G. (1991). The smectite–chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(6), 679–696. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00558.x>
- Schmidt, S., & Robinson, D. (1997). Metamorphic grade and porosity and permeability controls on mafic phyllosilicate distributions in a regional zeolite to greenschist facies transition of the North Shore Volcanic Group, Minnesota. *Bulletin of the Geological Society of America*, 109(6), 683–697. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0683:MGAPAP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0683:MGAPAP>2.3.CO;2)
- Sellés, D. (1999). *La formación abanico en el cuadrángulo Santiago (33° 15' - 33° 30' S; 70° 45' O), Chile Central : estratigrafía y geoquímica* [Tesis de magister]. Universidad de Chile.

- 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, 1*, 555–558.
- Sellés, D., & Gana, P. (2001). Geología del área Talagante - San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. *Chilean Geological Survey (SERNAGEOMIN)*.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211–215. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00012-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00012-1)
- Somoza, R., & Ghidella, M. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 797–809.
- Springer, R., Day, H., & Beiersdorfer, R. (1992). Prehnite–pumpellyite to greenschist facies transition, Smartville Complex, near Auburn, California. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 147–170. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1992.tb00076.x>
- Stimac, J., Goff, F., & Goff, C. (2015). Chapter 46 - Intrusion-Related Geothermal Systems. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 799–822). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00046-8>
- Thiele, R. (1980). Geología de la Hoja Santiago, Región Metropolitana. En *Carta geológica de Chile : Hoja Santiago*. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Thiele, R., Beccar, S., Levi, B., Nystrom, J. O., & Vergara, M. (1991). Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, 80, 178–186.
- Thompson, B. R. (1971). The geology and hydrogeology of the Corangamite region. En *Geological Survey of Victoria Unpublished Report 1972/28*. (p. 245). Mines Department.
- Tröger, W. (1979). *Optical determination of rock-forming minerals, Part I* (Ed.: H. U. Bambauer, Ed.). Schweizerbart Science Publishers. http://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510653119/Troger_Part_1_Tables_Optical_Determinat

- Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J., Hickey-Vargas, R., & Roeschmann, C. (2004). Late tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: New geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3), 227–238. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.003>
- Vergara, Mario., Charrier, Reinaldo., Munizaga, Francisco., Rivano, S., Sepulveda, P., Thiele, Ricardo., & Drake, R. (1988). Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S–34°35'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 199–209. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90038-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90038-7)
- Vergara, Mario., & Drake, R. (1978). Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. *Revista Comunicaciones*, 23, 1–11.
- Vergara, Mario., & Drake, R. (1979). Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales ostneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34, 42–52.
- Vergara, Mario., Levi, Beatriz., & Villaroel, R. (1993). Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, central Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, 11(3), 449–454. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1993.tb00161.x>
- Vergara, Mario., Morata, Diego., Villaroel, R., Nyström, J., & Aguirre, Luis. (1999). ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages, very low-grade metamorphism and geo chemistry of the volcanic rock from “Cerro El Abanico”, Santiago Andean Cordillera (33°30' S, 70° 30' – 70° 25' W). *Proceedings Fourth ISAG*, 785–788.
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Muñoz, M., Parra, T., & Pascarelli, S. (2006). P–T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *Journal of Metamorphic Geology*, 24(7), 669–683. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x>
- Vidal, O., Parra, T., & Vieillard, P. (2005). Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *American Mineralogist*, 90(2–3), 347–358. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1554>
- Villela, D. (2015). *Desarrollo estructural de la cordillera principal al suroeste del Río Maipo, sector de El Ingenio, Región Metropolitana, Chile (33°40'-33°50'S)*.

- Wheeler, J., Prior, D., Jiang, Z., Spiess, R., & Trimby, P. (2001). The petrological significance of misorientation between grains. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 109–124. <https://doi.org/10.1007/s004100000225>
- Wise, W., & Eugster, H. (1964). Celadonite: Synthesis, Thermal Stability, and Occurrence. *American Mineralogist*, 49, 1031–1083.
- Wyss, A., Flynn, J., Norell, M., Swisher, C., Novacek, M., Mckenna, M., & Charrier, R. (1994). *Paleogene mammals from the Andes of central Chile: a preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assessment*. *American Museum novitates*; no. 3098. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:56107504>
- Zurita, E., Charrier, R., & Elgueta, S. (1999). *Historia de enterramiento y exhumación de la formación Abanico-Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central*.
- Zurita, E., Muñoz, N., Charrier, R., Harambour, S., & Elgueta, S. (2000). Madurez termal de la materia orgánica de la Formación Abanico = Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile 179 Central: resultados e interpretación. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 1, 726–730.

ANEXOS

ANEXO A: ANÁLISIS SEM

Muestra	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.
Metadominio	Plg	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Plg	Plg	Plg	Matriz	Matriz	Matriz	Clasto	Clasto
Si K	12.68	11.27	11.07	12.41	11	12.05	11.45	12.05	14.28	13.65	15.45	13.59	15.22	12.89
Ti K		0.16			0.22									
Al K	10.19	8.21	8.56	9.87	7.72	8.5	8.92	9.15	9.68	8.21	10.59	8.99	11.72	10.26
Fe K	8.33	6.82	7.19	8.51	6.58	6.26	6.89	7.98	10.69	7.13	8.63	7.23	10.37	7.99
Mn K		0.22	0.22			0.23	0.21	0.43	0.36	0.29		0.22	0.3	0.28
Mg K	8.73	7.35	7.69	7.66	7.3	8.22	6.74	8	7.36	7.76	7.92	7.45	9.79	8.83
Na K														
Ca K		0.22			0.41	0.18	0.15			0.23				
K K		0.19			0.2	0.17	0.17		0.34	0.42	0.29	0.24		
O K	60.07	65.56	65.27	61.55	66.58	64.39	65.47	62.39	57.29	62.3	57.12	62.28	52.59	59.74
Total	100	100	100	100	100.01	100	100	100	100	99.99	100	100	99.99	99.99
Calculado a 28 oxígeno														
Si	6.153	6.299	6.162	6.228	6.362	6.482	6.340	6.172	6.447	6.883	6.815	6.807	6.196	6.164
Al IV	1.847	1.701	1.838	1.772	1.638	1.518	1.660	1.828	1.553	1.117	1.185	1.193	1.804	1.836
ΣT	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.000	0.089	0.000	0.000	0.127	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	3.097	2.887	2.927	3.181	2.828	3.054	3.280	2.859	2.817	3.024	3.486	3.309	2.967	3.071
Fe	4.042	3.812	4.002	4.271	3.806	3.367	3.815	4.087	4.826	3.595	3.807	3.621	4.222	3.821
Mn	0.000	0.123	0.122	0.000	0.000	0.124	0.116	0.220	0.163	0.146	0.000	0.110	0.122	0.134
Mg	4.236	4.108	4.281	3.844	4.222	4.421	3.732	4.098	3.323	3.913	3.493	3.731	3.985	4.223
ΣOct	11.375	11.019	11.333	11.296	10.983	10.966	10.944	11.264	11.129	10.678	10.786	10.772	11.296	11.249
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.123	0.000	0.000	0.237	0.097	0.083	0.000	0.000	0.116	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.106	0.000	0.000	0.116	0.091	0.094	0.000	0.153	0.212	0.128	0.120	0.000	0.000
NIC	19.375	19.019	19.333	19.296	18.983	18.966	18.944	19.264	19.129	18.678	18.786	18.772	19.296	19.249
IC	0.000	0.229	0.000	0.000	0.353	0.188	0.177	0.000	0.153	0.328	0.128	0.120	0.000	0.000
Fe/ (Mg + Fe)	0.488	0.481	0.483	0.526	0.474	0.432	0.506	0.499	0.592	0.479	0.521	0.493	0.514	0.475
Mg/ (Mg + Fe)	0.512	0.519	0.517	0.474	0.526	0.568	0.494	0.501	0.408	0.521	0.479	0.507	0.486	0.525
Xc %	76	75	77	73	76	70	68	76	73	63	58	60	76	74
T(°C) Cathelineau	235	212	234	223	202	183	205	232	188	118	129	130	229	234
T(°C) Kranidiotis	250	234	249	245	227	211	231	249	227	172	182	181	247	248

Tabla V-1 Análisis SEM de filosilicatos máficos (1/5)

Muestra	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	RC 1	RC 1
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba lap.	Toba lap.
Metadominio	Plg	Cristal	Clasto	Clasto	Fiames	Matriz	Fiames	Plg	Plg	Plg	Matriz	Matriz	Clasto	Matriz
Si K	13.08	13.54	14.41	13.26	9.77	10.85	11.3	9.74	9.69	10.09	10.89	10.88	12.75	12.62
Ti K														
Al K	10.67	9.63	11.25	10.13	7.16	7.56	7.72	7.25	7.14	7.67	7.34	7.04	9.45	10.65
Fe K	8.86	8.92	9.4	8.08	8.34	9.44	9.36	9.18	9.71	9.52	8.82	7.95	10.88	10.19
Mn K	0.36		0.33	0.36	1.06	0.7	0.77	0.7	0.93	0.83	0.84	0.65		
Mg K	8.53	8.38	9.38	9.28	4.45	4.7	4.53	5.29	4.67	4.84	4.38	4.7	7.03	7.56
Na K														
Ca K		0.63			0.35									
K K		0.2				0.41	0.24				0.3	0.53		
O K	58.5	58.25	55.23	66.5	68.87	66.34	66.09	67.84	67.86	67.06	67.43	68.25	59.31	58.97
Total	100	99.55	100	100	100	100	100.01	100	100	100.01	100	100	99.42	99.99
Calculado a 28 oxígeno														
Si	6.076	6.366	6.195	6.209	6.007	6.227	6.362	5.900	5.856	5.922	6.376	6.546	6.200	5.993
Al IV	1.924	1.634	1.805	1.791	1.993	1.773	1.638	2.100	2.144	2.078	1.624	1.454	1.800	2.007
ΣT	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	3.033	2.893	3.031	2.953	2.409	2.566	2.709	2.291	2.171	2.424	2.674	2.782	2.794	3.050
Fe	4.116	4.194	4.041	3.784	5.128	5.418	5.270	5.561	5.868	5.588	5.164	4.783	5.290	4.839
Mn	0.167	0.000	0.142	0.169	0.652	0.402	0.434	0.424	0.562	0.487	0.492	0.391	0.000	0.000
Mg	3.963	3.940	4.032	4.346	2.736	2.698	2.551	3.204	2.822	2.841	2.565	2.828	3.418	3.590
ΣOct	11.278	11.027	11.246	11.250	10.925	11.084	10.963	11.480	11.424	11.340	10.895	10.785	11.503	11.479
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.296	0.000	0.000	0.215	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.094	0.000	0.000	0.000	0.235	0.135	0.000	0.000	0.000	0.176	0.319	0.000	0.000
NIC	19.278	19.027	19.246	19.250	18.925	19.084	18.963	19.480	19.424	19.340	18.895	18.785	19.503	19.479
IC	0.000	0.390	0.000	0.000	0.215	0.235	0.135	0.000	0.000	0.000	0.176	0.319	0.000	0.000
Fe/ (Mg + Fe)	0.509	0.516	0.501	0.465	0.652	0.668	0.674	0.634	0.675	0.663	0.668	0.628	0.607	0.574
Mg/ (Mg + Fe)	0.491	0.484	0.499	0.535	0.348	0.332	0.326	0.366	0.325	0.337	0.332	0.372	0.393	0.426
Xc %	76	77	74	75	82	79	73	89	90	85	72	69	81	80
T(°C) Cathelineau	248	201	229	226	259	224	202	276	283	273	199	172	228	261
T(°C) Kranidiotis	260	229	247	242	278	255	242	288	295	287	240	219	254	273

Tabla V-2 Análisis SEM de filosilicatos máficos (2/5)

Muestra	RC 1	RC 1	RC 1	RC 1	RC 1	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 5	RC 5
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.
Metadominio	Plg	Matriz	Matriz	Clasto	Clasto	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Plg	Plg
Si K	12.18	12.66	13.4	12.39	12.59	12.82	13.31	13.25	13.3	13.49	13.41	13.45	13.89	13.21
Ti K														
Al K	10.78	10.27	9.33	10.48	9.94	10.49	10	8.74	9.76	9.56	9.65	9.72	9.59	9.32
Fe K	12.45	9.51	10.54	9.7	10.12	8.68	7.96	9.11	7.77	7.13	8.11	7.51	9.12	8.35
Mn K						0.29	0.35	0.27	0.24	0.33	0.33	0.29		0.31
Mg K	5.82	8.67	7.69	8.62	8.58	8.68	8.24	9.39	9.63	9.71	8.77	9.49	7.68	9.88
Na K							0.56			0.52		0.51		
Ca K							0.4	0.17			0.26		0.39	
K K							0.22	0.36	0.28	0.2	0.32			
O K	58.78	58.9	59.03	58.82	58.78	59.03	58.96	58.72	59.02	58.84	58.92	59.02	59.34	58.93
Total	100.01	100.01	99.99	100.01	100.01	99.99	100	100.01	100	99.78	99.77	99.99	100.01	100
Calculado a 28 oxígeno														
Si	5.800	6.018	6.357	5.898	5.996	6.052	6.284	6.288	6.284	6.383	6.337	6.349	6.552	6.243
Al IV	2.200	1.982	1.643	2.102	2.004	1.948	1.716	1.712	1.716	1.617	1.663	1.651	1.448	1.757
ΣT	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	2.933	2.900	2.783	2.887	2.730	3.004	3.005	2.436	2.896	2.906	2.897	2.938	3.076	2.647
Fe	5.929	4.520	5.000	4.617	4.820	4.097	3.758	4.323	3.671	3.373	3.832	3.545	4.302	3.946
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.137	0.165	0.128	0.113	0.156	0.156	0.137	0.000	0.146
Mg	2.771	4.121	3.648	4.103	4.086	4.097	3.890	4.456	4.550	4.594	4.144	4.480	3.623	4.669
ΣOct	11.633	11.541	11.430	11.608	11.637	11.335	10.818	11.344	11.231	11.029	11.029	11.099	11.002	11.409
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.264	0.000	0.000	0.246	0.000	0.241	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.189	0.081	0.000	0.000	0.123	0.000	0.184	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.104	0.171	0.132	0.095	0.151	0.000	0.000	0.000
NIC	19.633	19.541	19.430	19.608	19.637	19.335	18.818	19.344	19.231	19.029	19.029	19.099	19.002	19.409
IC	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.557	0.252	0.132	0.341	0.274	0.241	0.184	0.000
Fe/ (Mg + Fe)	0.681	0.523	0.578	0.529	0.541	0.500	0.491	0.492	0.447	0.423	0.480	0.442	0.543	0.458
Mg/ (Mg + Fe)	0.319	0.477	0.422	0.471	0.459	0.500	0.509	0.508	0.553	0.577	0.520	0.558	0.457	0.542
Xc %	85	82	78	84	86	77	72	85	76	71	75	71	70	80
T(°C) Cathelineau	292	257	203	276	261	252	214	214	214	198	206	204	171	221
T(°C) Kranidiotis	302	267	235	280	271	262	236	236	233	221	230	226	212	238

Tabla V-3 Análisis SEM de filosilicatos máficos (3/5)

Muestra	RC 5	RC 5	RC 5	RC 5	RC 5	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.
Metadominio	Plg	Matriz	Matriz	Plg	Plg	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto
Si K	12.61	13.73	13.11	14.4	13.69	13.05	13.15	12.9	13.53	13.61	13.27	13.49
Ti K												
Al K	10.27	9.17	9.81	9.52	10	8.86	8.67	9.41	9.61	8.71	8.66	8.69
Fe K	8.63	9.24	7.94	8.22	8.1	8.18	8.32	8.91	7.34	7.97	8.6	8.3
Mn K	0.3		0.36									
Mg K	9.31	8.06	9.78	8.03	8.62	11.16	10.97	9.97	10.19	10.52	10.31	10.31
Na K												
Ca K		0.27								0.22	0.35	0.29
K K		0.5		0.34	0.33		0.2			0.23		
O K	58.87	59.03	59.01	59.49	59.26	58.74	58.69	58.8	59.11	58.98	58.8	58.92
Total	99.99	100	100.01	100	100	99.99	100	99.99	100.01	100.01	99.99	100

Calculado a 28 oxígeno

Si	5.968	6.512	6.182	6.776	6.468	6.222	6.273	6.143	6.408	6.460	6.320	6.411
Al IV	2.032	1.488	1.818	1.224	1.532	1.778	1.727	1.857	1.592	1.540	1.680	1.589
ΣT	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	2.828	2.861	2.809	3.256	3.192	2.446	2.409	2.625	2.959	2.593	2.445	2.541
Fe	4.084	4.382	3.744	3.868	3.827	3.900	3.969	4.243	3.476	3.783	4.096	3.945
Mn	0.142	0.000	0.170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	4.406	3.823	4.612	3.779	4.073	5.321	5.233	4.748	4.826	4.993	4.910	4.900
ΣOct	11.460	11.067	11.335	10.904	11.092	11.666	11.611	11.616	11.262	11.369	11.451	11.386
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.128	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.104	0.167	0.138
K	0.000	0.237	0.000	0.160	0.156	0.000	0.095	0.000	0.109	0.000	0.000	0.000
NIC	19.460	19.067	19.335	18.904	19.092	19.666	19.611	19.616	19.262	19.369	19.451	19.386
IC	0.000	0.365	0.000	0.160	0.156	0.000	0.095	0.000	0.109	0.104	0.167	0.138
Fe/ (Mg + Fe)	0.481	0.534	0.448	0.506	0.484	0.423	0.431	0.472	0.419	0.431	0.455	0.446
Mg/ (Mg + Fe)	0.519	0.466	0.552	0.494	0.516	0.577	0.569	0.528	0.581	0.569	0.545	0.554
Xc %	82	75	78	63	69	87	87	85	74	80	86	82
T(°C) Cathelineau	265	178	231	135	185	224	216	237	194	186	209	194
T(°C) Kranidiotis	269	215	244	185	216	238	233	250	218	213	230	219

Tabla V-4 Análisis SEM de filosilicatos máficos (4/5)

Muestra	RC 6	RC 6	RC 6	RC 8	RC 8	RC 8	RC 8	RC 8	RC 8	RC 8	RC 10	RC 10
Tipo de roca	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Are vol.	Are vol.
Metadominio	Clasto	Clasto	Clasto	Masa	Am	Masa	Masa	Masa	Masa	Masa	Clasto	Clasto
Si K	13.45	13.51	13.61	10.38	10.16	11.83	10.12	10.77	10.05	14.1	14.54	
Ti K		0.21										
Al K	8.95	8.5	8.71	7.26	6.75	8.43	7.25	7.41	6.5	9.3	10.3	
Fe K	8.83	7.46	7.97	3.54	4.45	3.81	2.92	4.92	3.58	4.91	3.47	
Mn K		0.28		0.19	0.28	0.24	0.25	0.28	0.15	0.4	0.33	
Mg K	9.8	10.49	10.52	6.5	5.25	7.73	6.43	6.22	6.26	11.24	10.97	
Na K				0.23	0.25		0.22	0.21	0.24	0.45		
Ca K		0.56	0.22	0.2	0.28	0.21	0.17	0.39	0.41	0.26	0.3	
K K				0.16	0.27	0.13	0.09			0.12	0.31	
O K	58.96	58.99	58.98	71.56	72.3	67.62	72.55	69.8	72.82	59.23	59.77	
Total	99.99	100	100.01	100.02	99.99	100	100	100	100.01	100.01	99.99	

Calculado a 28 oxígeno

Si	6.388	6.383	6.460	6.844	6.897	6.816	6.863	6.724	6.945	6.619	6.776
Al IV	1.612	1.617	1.540	1.156	1.103	1.184	1.137	1.276	1.055	1.381	1.224
ΣT	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.000	0.099	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	2.639	2.400	2.593	3.631	3.480	3.672	3.779	3.350	3.436	2.985	3.576
Fe	4.194	3.525	3.783	2.334	3.021	2.195	1.980	3.072	2.474	2.305	1.617
Mn	0.000	0.132	0.000	0.125	0.190	0.138	0.170	0.175	0.104	0.188	0.154
Mg	4.654	4.956	4.993	4.286	3.564	4.453	4.360	3.883	4.326	5.277	5.112
ΣOct	11.487	11.112	11.369	10.377	10.255	10.459	10.289	10.479	10.340	10.754	10.459
Na	0.000	0.000	0.000	0.152	0.170	0.000	0.149	0.131	0.166	0.211	0.000
Ca	0.000	0.265	0.104	0.132	0.190	0.121	0.115	0.243	0.283	0.122	0.140
K	0.000	0.000	0.000	0.105	0.183	0.075	0.061	0.000	0.000	0.056	0.144
NIC	19.487	19.112	19.369	18.377	18.255	18.459	18.289	18.479	18.340	18.754	18.459
IC	0.000	0.265	0.104	0.389	0.543	0.196	0.326	0.375	0.449	0.390	0.284
Fe/ (Mg + Fe)	0.474	0.416	0.431	0.353	0.459	0.330	0.312	0.442	0.364	0.304	0.240
Mg/ (Mg + Fe)	0.526	0.584	0.569	0.647	0.541	0.670	0.688	0.558	0.636	0.696	0.760
Xc %	79.903	82	80	53	54	53	50	59	55	66	56
T(°C) Cathelineau	197.61	198	186	124	116	129	121	144	108	160	135
T(°C) Kranidiotis	224.05	220	213	167	169	168	162	186	157	187	166

Tabla V-5 Análisis SEM de filosilicatos máficos (5/5)

Muestra	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.
Mineral	Lmt	Lmt	Lmt	Lmt	Lmt	Yu	Yu	Yu	Yu	Yu	Yu	Yu	Yu	Yu	Yu
Metadominio	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento
Si K	19.56	19.67	19.01	19.38	21.53	21.87	23.03	22.39	22.03	22.74	25.31	25.42	23.59	23.88	23.82
Al K	8.11	8.36	8.51	8.16	9.35	6.92	7.26	6.99	6.83	6.92	7.58	8.12	7.17	7.22	7.28
Fe K															
Mg K															
Na K															
Ca K	3.76	3.75	3.86	3.59	4.31	3.36	3.5	3.58	3.29	3.39	3.71	3.91	3.51	3.5	3.53
K K	0.5	0.43	0.38	0.59	0.28										
O K	68.07	67.79	68.24	68.27	64.53	67.85	66.2	67.04	67.85	66.95	63.41	62.55	65.73	65.4	65.37
Total	100	100	100	99.99	100	100	99.99	100	100	100	100.01	100	100	100	100
Calculado a	24 ox	24 ox	24 ox	24 ox	24 ox	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox
Si	8.490	8.453	8.320	8.474	8.397	12.175	12.191	12.176	12.240	12.282	12.328	12.154	12.285	12.307	12.276
Al	3.520	3.593	3.725	3.568	3.647	3.852	3.843	3.801	3.795	3.737	3.692	3.882	3.734	3.721	3.752
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.632	1.612	1.689	1.570	1.681	1.871	1.853	1.947	1.828	1.831	1.807	1.869	1.828	1.804	1.819
K	0.217	0.185	0.166	0.258	0.109	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Si/Al	2.412	2.353	2.234	2.375	2.303	3.160	3.172		3.225	3.286	3.339	3.131	3.290	3.307	3.272
E%	1.122	5.422	5.062	5.019	5.056	2.976	3.714	-2.374	3.799	2.065	2.156	3.836	2.137	3.143	3.116
(Ca+Mg)/(Na+K)	7.520	8.721	10.158	6.085	15.393	-	-		-	-	-	-	-	-	-

Tabla V-6 Análisis SEM de ceolitas (1/4)

Muestra	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5
Tipo de roca	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo
Mineral	Yu	Yu	Yu	Yu	Yu	Yu	Lmt	Lmt	Lmt	Wkt	Wkt	Wkt	Wkt	Wkt	Wkt
Metadominio	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Esquirla	Esquirla	Esquirla	Esquirla	Esquirla	Esquirla
Si K	22.41	26.01	24.77	24.94	24.15	24.36	20.31	20.76	18.41	18.42	17.76	18.25	18.39	17.84	18.02
Al K	6.75	7.89	7.73	7.67	7.33	7.56	9.43	9.44	8.01	8.26	7.86	7.9	7.91	7.68	8.08
Fe K															
Mg K															
Na K									2.4	1.86	1.68	1.97	3.37	3.9	2.01
Ca K	3.41	3.97	3.71	3.71	3.63	3.76	4.65	4.54	2.74	3.1	3.21	3.1	2.28	1.97	2.83
K K															
O K	67.43	62.14	63.79	63.69	64.89	64.33	65.61	65.25	68.44	68.36	69.48	68.78	68.05	68.62	69.06
Total	100	100.01	100	100.01	100	100.01	100	99.99	100	100	99.99	100	100	100.01	100
Calculado a	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox	32 ox.	32 ox	48 ox	48 ox	96 ox	96 ox	96 ox	96 ox	96 ox	96 ox	96 ox
Si	12.289	12.272	12.224	12.260	12.281	12.214	16.408	16.547	33.489	33.202	33.196	33.413	33.557	33.502	33.271
Al	3.701	3.723	3.815	3.770	3.728	3.791	7.618	7.524	14.571	14.888	14.692	14.464	14.434	14.423	14.918
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	4.366	3.353	3.140	3.607	6.149	7.324	3.711
Ca	1.870	1.873	1.831	1.824	1.846	1.885	3.757	3.619	4.984	5.588	6.000	5.676	4.160	3.700	5.225
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Si/Al	3.320	3.297	3.204	3.252	3.295	3.222	2.154	2.199	2.298	2.230	2.260	2.310	2.325	2.323	2.230
E%	-1.026	-0.630	4.178	3.369	0.964	0.532	1.398	3.965	1.650	2.481	-2.963	-3.305	-0.252	-2.041	5.346
(Ca+Mg) /(Na+K)	-	-	-	-	-	-	-	-	1.142	1.667	1.911	1.574	0.677	0.505	1.408

Tabla V-7 Análisis SEM de ceolitas (2/4)

Muestra	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	RC 8	RC 8	RC 8	RC 8	RC 8	RC 10	RC 10	RC 10	RC 10	RC 10
Tipo de roca	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.
Mineral	Wkt	Wkt	Wkt	Ana	Ana	Lmt	Lmt	Lmt	Lmt	Lmt	Lmt	Lmt	Cbz	Lmt	Cbz
Metadominio	Esquirla	Esquirla	Esquirla	Venilla	Venilla	Am	Am	Am	Am	Am	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento
Si K	18.8	17.98	17.65	17.78	17.44	18.58	17.26	17.12	19.25	20	22.12	22.41	23.46	22.12	22.84
Al K	8.25	8.1	7.82	7.21	7.33	8.71	8.22	8.17	9.03	9.35	10.19	9.9	9.1	10.19	9.5
Fe K										0.15					
Mg K															
Na K	2.34	2.21	2.27	7.4	7.77	0.2			0.15	0.3	0.22	0.27		0.22	0.79
Ca K	2.81	2.79	2.63			3.51	3.17	3.12	3.56	3.51	3.91	3.81	3.59	3.91	3.27
K K															
O K	67.8	68.91	69.62	67.61	67.46	69	71.37	71.59	68.01	66.69	63.55	63.61	63.85	63.55	63.6
Total	100	99.99	99.99	100	100	100	100.02	100	100	100	99.99	100	100	99.99	100
Calculado a	96 ox	96 ox	96 ox	96 ox	96 ox	48 ox	48 ox	48 ox	48 ox	48 ox	48 ox	48 ox	24 ox	48 ox	24 ox
Si	33.450	33.191	33.358	34.086	33.646	16.566	16.563	16.563	16.595	16.577	16.709	16.909	8.776	16.709	8.620
Al	14.679	14.952	14.779	13.822	14.141	7.766	7.888	7.904	7.784	7.750	7.697	7.470	3.404	7.697	3.564
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.124	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	4.163	4.080	4.290	14.187	14.990	0.178	0.000	0.000	0.129	0.249	0.166	0.204	0.000	0.166	0.296
Ca	5.000	5.150	4.971	0.000	0.000	3.130	3.042	3.018	3.069	2.909	2.953	2.875	1.343	2.953	1.227
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Si/Al	2.279	2.220	2.257	2.466	2.379	2.133	2.100	2.095	2.132	2.139	2.171	2.264	2.578	2.171	2.419
E%	3.643	3.979	3.851	-2.568	-5.663	20.637	29.653	30.929	24.209	29.781	26.741	25.475	26.741	26.741	29.604
(Ca+Mg) /(Na+K)	1.201	1.262	1.159	0.000	0.000	3.130	3.042	3.018	23.733	11.700	17.773	14.111	-	17.773	4.139

Tabla V-8 Análisis SEM de ceolitas (3/4)

Muestra	RC 10	RC 10	RC 10
Tipo de roca	Are vol.	Are vol.	Are vol.
Mineral	Cbz	Lmt	Cbz
Metadominio	Cemento	Cemento	Cemento
Si K	22.48	22.12	23.06
Al K	9.71	10.14	9.36
Fe K			
Mg K			
Na K	0.83	0.36	0.46
Ca K	3.51	3.87	3.38
K K			
O K	63.46	63.51	63.75
Total	99.99	100	100.01
Calculado a	24 ox	48 ox	24 ox
Si	8.503	16.721	8.679
Al	3.673	7.665	3.511
Fe	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000
Na	0.314	0.272	0.173
Ca	1.328	2.925	1.268
K	0.000	0.000	0.000
Si/Al	2.315	2.181	2.472
E%	23.694	25.185	29.640
(Ca+Mg) /(Na+K)	4.229	10.750	7.348

Tabla V-9 Análisis SEM de ceolitas (4/4)

Muestra	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	RC 5	RC 6	STP 5
Tipo de roca	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba lap.	Are Vol.	Toba lap.
Metadominio	Clasto	Plg	Fiames	Fiames	Plg	Plg	Fiames	Fiames	Fiames	Fiames	Matriz	Matriz	Plg	Plg	Fiames	
Mineral	Al Cel	Al Cel	Al-Cel	Al- Cel	Al Cel	Al Cel	Al Cel	Al Cel	Al Cel	Al Cel	Al Cel	Al Cel	Al Cel	Fen	Fen	Al Cel
Si K	19.99	18.84	17.63	19.77	19.17	19.19	18.67	18.44	20.09	19.32	18.13	18.68	18.9	19.24	18.29	
Ti K																
Al K	5.4	4.76	6.55	7.02	5.28	5.55	5.64	6.26	6.19	5.37	6.43	5.14	13.09	12.42	6.9	
Fe K	4.33	3.7	2.97	3.45	3.4	3.1	3.33	3.41	3.76	3.53	3.29	3.55	1.08	0.9	2.86	
Mn K																
Mg K	1.46	1.42	1.46	1.27	1.43	1.65	1.55	1.5	1.38	1.36	1.42	1.51	0.69	0.82	1.26	
Na K														0.36		
Ca K											0.58					
K K	4.3	4.23	3.54	4.8	4.63	3.76	4.14	3.9	4.75	4.53	4.37	4.23	4.68	4.86	3.92	
O K	64.53	67.05	67.85	63.69	66.09	66.76	66.67	66.49	63.83	65.89	65.79	66.91	61.56	61.42	66.77	
Total	100.01	100	100	100	100	100.01	100	100	100	100	100.01	100.02	100	100.02	100	

Calculado a 22 oxígeno

Si	7.850	7.962	7.563	7.605	7.897	7.916	7.787	7.636	7.757	7.893	7.417	7.866	6.756	6.889	7.591
Al IV	0.150	0.038	0.437	0.395	0.103	0.084	0.213	0.364	0.243	0.107	0.583	0.134	1.244	1.111	0.409
ΣT	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	1.971	1.974	2.373	2.306	2.072	2.205	2.139	2.228	2.147	2.087	2.048	2.030	3.435	3.337	2.454
Fe+2	1.700	1.564	1.274	1.327	1.401	1.279	1.389	1.412	1.452	1.442	1.033	1.495	0.386	0.322	1.187
Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.323	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.573	0.600	0.626	0.489	0.589	0.681	0.646	0.621	0.533	0.556	0.581	0.636	0.247	0.294	0.523
ΣOct	4.245	4.138	4.273	4.121	4.062	4.164	4.174	4.261	4.131	4.085	3.985	4.161	4.068	3.952	4.164
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.129	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.237	0.000	0.000	0.000	0.000
K	1.689	1.788	1.519	1.846	1.907	1.551	1.727	1.615	1.834	1.851	1.788	1.781	1.673	1.740	1.627
Al VI/ (Al VI + Fe)	0.537	0.558	0.651	0.635	0.597	0.633	0.606	0.612	0.597	0.591	0.602	0.576	0.899	0.912	0.674
Mg/ (Mg + Fe)	0.252	0.277	0.330	0.269	0.296	0.347	0.318	0.305	0.268	0.278	0.300	0.298	0.390	0.477	0.306

Tabla V-10 Análisis SEM de celadonita y fengita (1/2)

Muestra	STP 3	STP 3	STP 3
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.
Metadominio	Plg	Plg	Plg
Mineral	Fen	Fen	Fen
Si K	20.68	19.54	19.59
Ti K			
Al K	14.18	12.9	13.74
Fe K	0.98	1	0.7
Mn K			
Mg K	0.75	0.84	0.62
Na K			
Ca K			
K K	5.38	4.82	4.89
O K	58.03	60.89	60.46
Total	100	99.99	100

Calculado a 22 oxígeno

Si	6.785	6.858	6.781
Al IV	1.215	1.142	1.219
ΣT	8.000	8.000	8.000
Ti	0.000	0.000	0.000
Al VI	3.438	3.386	3.537
Fe	0.322	0.351	0.242
	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000
Mg	0.246	0.295	0.215
ΣOct	4.006	4.032	3.994
Na	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000
K	1.765	1.692	1.693
Al VI/ (Al VI + Fe)	0.914	0.906	0.936
Mg/ (Mg + Fe)	0.434	0.457	0.470

Tabla V-11 Análisis SEM de celadonita y fengita (2/2)

Muestra	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	RC 1	RC 1
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.
Metadominio	Plg	Plg	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto	Matriz	Matriz
Si K	14.92	15.88	14.86	15.9	15.67	15.1	16.53	15.03	15.91	16.64	16.49	16.66	17.32	15.76	15.13
Ti K															
Al K	10.92	11.39	10.73	11.68	12.04	8.78	11.52	11	10.68	11.65	11.71	11.24	11.11	9.9	10.65
Fe K	2.71	2.83	2.88	2.6	2.42	4.41	3.21	2.91	3.52	3.34	2.78	3.48	3.75	4.9	4.95
Mn K	0.18														
Mg K															
Na K															
Ca K	8.59	9.38	8.56	9.14	8.99	8.68	9.5	9.44	9.01	9.6	9.47	9.79	10.16	9.08	9.04
K K															
O K	62.68	60.51	62.97	60.68	60.88	63.03	59.24	61.62	60.87	58.77	59.56	58.82	57.67	60.35	60.23
Total	100	99.99	100	100	100	100	100	100	99.99	100	100.01	99.99	100.01	99.99	100

Calculado a 12.5 oxígeno

Si	3.148	3.178	3.165	3.187	3.158	3.217	3.196	3.112	3.201	3.182	3.211	3.195	3.227	3.137	3.035
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.304	2.279	2.285	2.341	2.427	1.871	2.227	2.278	2.149	2.228	2.281	2.155	2.070	1.971	2.136
Fe	0.572	0.566	0.613	0.521	0.488	0.940	0.621	0.603	0.708	0.639	0.541	0.667	0.699	0.975	0.993
Mn	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.813	1.877	1.823	1.832	1.812	1.849	1.837	1.955	1.813	1.836	1.844	1.877	1.893	1.807	1.813
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe/ (Fe + Al)	0.199	0.199	0.212	0.182	0.167	0.334	0.218	0.209	0.248	0.223	0.192	0.236	0.252	0.331	0.317

Tabla V-12 Análisis SEM de epidota (1/4)

Muestra	RC 1	RC 1	RC 1	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 5	RC 5
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.
Metadominio	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz
Si K	15.64	15.41	15.65	16.05	15.91	15.97	15.79	16.09	15.92	16.32	16.2	16.14	15.91	15.64	16.15
Ti K															
Al K	10.61	9.28	11.5	9.48	10.71	10.39	10.93	9.93	9.36	10.15	9.71	9.42	11.6	11.91	10.55
Fe K	3.97	4.88	2.73	4.95	3.52	3.84	3.3	3.98	5.03	3.72	4.12	4.43	2.63	2.42	3.5
Mn K															
Mg K															
Na K															
Ca K	9.31	10.39	9.43	9.12	9.23	9.22	9.34	9.46	9.38	9.11	9.46	9.59	9.01	9.22	9.09
K K															
O K	60.47	60.03	60.7	60.4	60.63	60.58	60.63	60.53	60.3	60.7	60.53	60.42	60.85	60.8	60.71
Total	100	99.99	100.01	100	100	100	99.99	99.99	99.99	100	100.02	100	100	99.99	100

Calculado a 12.5 oxigeno

Si	3.130	3.084	3.151	3.191	3.187	3.194	3.170	3.218	3.169	3.261	3.235	3.221	3.199	3.153	3.232
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.123	1.857	2.316	1.885	2.146	2.078	2.194	1.986	1.863	2.028	1.939	1.880	2.332	2.401	2.111
Fe	0.795	0.977	0.550	0.984	0.705	0.768	0.662	0.796	1.001	0.743	0.823	0.884	0.529	0.488	0.700
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.863	2.080	1.899	1.813	1.849	1.844	1.875	1.892	1.867	1.820	1.889	1.914	1.811	1.859	1.819
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe/ (Fe + Al)	0.272	0.345	0.192	0.343	0.247	0.270	0.232	0.286	0.350	0.268	0.298	0.320	0.185	0.169	0.249

Tabla V-13 Análisis SEM de epidota (2/4)

Muestra	RC 5	RC 5	RC 5	RC 5	RC 5	RC 5	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.
Metadominio	Matriz	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz
Si K	15.87	15.82	15.74	15.86	15.99	15.93	16	16.03	15.93	15.99	16.1	15.84	15.86	15.8	15.79
Ti K															
Al K	11.2	10.64	11.45	11.43	10.53	11.4	10.54	8.93	10	9.58	8.57	10.44	10.59	10.23	9.49
Fe K	2.94	3.69	3.08	2.4	3.72	2.84	3.5	5.34	4.23	4.51	5.66	3.96	3.78	4.02	4.74
Mn K															
Mg K															
Na K															
Ca K	9.26	9.29	8.99	9.51	9.13	9.01	9.33	9.45	9.37	9.54	9.48	9.22	9.2	9.49	9.72
K K															
O K	60.73	60.57	60.73	60.79	60.63	60.82	60.63	60.25	60.47	60.39	60.19	60.53	60.58	60.46	60.27
Total	100	100.01	99.99	99.99	100	100	100	100	100	100.01	100	99.99	100.01	100	100.01

Calculado a 12.5 oxigeno

Si	3.189	3.168	3.160	3.199	3.199	3.200	3.206	3.185	3.182	3.190	3.193	3.168	3.173	3.162	3.151
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.250	2.131	2.299	2.305	2.107	2.290	2.112	1.774	1.998	1.911	1.700	2.088	2.119	2.047	1.894
Fe	0.591	0.739	0.618	0.484	0.744	0.570	0.701	1.061	0.845	0.900	1.123	0.792	0.756	0.804	0.946
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.861	1.860	1.805	1.918	1.826	1.810	1.869	1.878	1.872	1.903	1.880	1.844	1.841	1.899	1.940
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe/ (Fe + Al)	0.208	0.258	0.212	0.174	0.261	0.199	0.249	0.374	0.297	0.320	0.398	0.275	0.263	0.282	0.333

Tabla V-14 Análisis SEM de epidota (3/4)

Muestra	RC 6	RC 6	RC 6	RC 6	RC 10
Tipo de roca	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.
Metadominio	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto	Clasto
Si K	16.08	15.56	15.98	16.18	17,17
Ti K					
Al K	9.57	12.12	10.68	9.09	10,47
Fe K	4.58	2.31	3.52	4.78	2,92
Mn K					
Mg K					
Na K					
Ca K	9.34	9.2	9.17	9.58	8,23
K K					
O K	60.43	60.81	60.66	60.36	61,2
Total	100	100	100.01	99.99	99,99

Calculado a 12.5 oxígeno

Si	3.204	3.139	3.200	3.223	3,426
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0,000
Al	1.907	2.445	2.138	1.811	2,089
Fe	0.913	0.466	0.705	0.952	0,583
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0,000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0,000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0,000
Ca	1.861	1.856	1.836	1.909	1,642
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0,000
Fe/ (Fe + Al)	0.324	0.160	0.248	0.345	0,218

Tabla V-15 Análisis SEM de epidota (4/4)

Muestra	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4
Tipo de roca	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.
Metadominio	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento
Si K	17.07	16.94	18.22	16.6	18.19	16.99	17.61	18.72	17.19	18.11	17.6	17.7	17.73	16.31	17.07
Al K	8.45	8.81	8.79	8.79	8.7	8.53	9.16	7.61	8.6	8.22	8.78	8.4	9.28	7.75	8.87
Fe K	1.58	1.39	0.79	1.25	1.35	1.92	1.1	1.81	1.78	2.03	1.74	1.51	1.61	1.51	1.79
Mg K															
Na K															
Ca K	9.88	9.8	9.23	9.59	9.46	10.24	10.14	9.39	9.96	10.2	10.44	10.02	10.34	8.98	9.89
K K															
O K	63.02	63.06	62.96	63.77	62.29	62.32	62	62.46	62.47	61.44	61.44	62.37	61.04	65.44	62.38
Total	100	100	99.99	100	99.99	100	100.01	99.99	100	100	100	100	100	99.99	100

Calculado a 11 oxígenos

Si	3.179	3.159	3.338	3.156	3.285	3.120	3.189	3.378	3.156	3.224	3.152	3.230	3.139	3.233	3.128
Al IV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	1.574	1.643	1.610	1.671	1.571	1.567	1.659	1.373	1.579	1.463	1.572	1.533	1.643	1.536	1.626
Fe	0.294	0.259	0.145	0.238	0.244	0.353	0.199	0.327	0.327	0.361	0.312	0.276	0.285	0.299	0.328
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.840	1.828	1.691	1.824	1.708	1.881	1.836	1.694	1.829	1.816	1.870	1.828	1.831	1.780	1.813
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Fe/ (Fe + Al)	0.158	0.136	0.082	0.125	0.134	0.184	0.107	0.192	0.171	0.198	0.165	0.152	0.148	0.163	0.168
---------------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Tabla V-16 Análisis SEM de prehnita (1/3)

Muestra	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4
Tipo de roca	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.
Metadominio	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento
Si K	16.95	16.72	16.48	17.38	16.37	17.19	16.81	16.32	19.32	17.47	18.8	18.15	18.4	18.29	19.1
Al K	8.84	9.21	8.18	8.52	8.9	9.21	8.41	9.22	8.51	8.9	8.71	8.18	9.98	7.97	10.42
Fe K	1.37	1.08	1.82	1.54	1.31	1.52	1.48	0.61	1.18	1.85	2.78	3.1	0.84	2.49	0.86
Mg K															
Na K															
Ca K	10.19	9.49	9.96	9.69	9.29	10.25	9.5	9.98	10.11	10.06	10.71	10.88	10.45	10.16	10.41
K K															
O K	62.64	63.5	63.56	62.87	64.13	61.83	63.81	63.88	60.89	61.72	59	59.69	60.32	61.1	59.22
Total	99.99	100	100	100	100	100	100.01	100.01	100.01	100	100	100	99.99	100.01	100.01

Calculado a 11 oxígenos

Si	3.139	3.151	3.130	3.211	3.140	3.114	3.191	3.129	3.358	3.144	3.155	3.115	3.188	3.223	3.206
Al IV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	1.637	1.736	1.554	1.574	1.707	1.668	1.596	1.768	1.479	1.602	1.462	1.404	1.729	1.404	1.749
Fe	0.254	0.204	0.346	0.285	0.251	0.275	0.281	0.117	0.205	0.333	0.467	0.532	0.146	0.439	0.144
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.887	1.789	1.892	1.790	1.782	1.857	1.803	1.914	1.757	1.810	1.797	1.867	1.811	1.790	1.747
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Fe/ (Fe + Al)	0.134	0.105	0.182	0.153	0.128	0.142	0.150	0.062	0.122	0.172	0.242	0.275	0.078	0.238	0.076
---------------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Tabla V-17 Análisis SEM de prehnita (2/3)

Muestra	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4	STP 4
Tipo de roca	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.	Are vol.
Metadominio	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento	Cemento
Si K	19.4	18.51	18.07	18.16	18.63	18.42	18.17	17.83	18.47	18.45	18.24
Al K	8.73	8.25	9.61	9.3	9.18	8.51	9.12	9.66	8.8	8.23	8.55
Fe K	2.48	2.26	1.4	2.15	1.37	1.95	1.6	1.36	1.95	2.02	1.88
Mg K											
Na K											
Ca K	11.09	10.36	10.41	10.65	10.05	10.28	10.32	10.43	10.15	10.8	11.12
K K											
O K	58.29	60.62	60.52	59.73	60.76	60.84	60.79	60.73	60.63	60.5	60.21
Total	99.99	100	100.01	99.99	99.99	100	100	100.01	100	100	100

Calculado a 11 oxígenos

Si	3.199	3.224	3.152	3.114	3.246	3.226	3.186	3.132	3.214	3.218	3.172
Al IV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al VI	1.440	1.437	1.676	1.595	1.599	1.490	1.599	1.697	1.531	1.435	1.487
Fe	0.409	0.394	0.244	0.369	0.239	0.342	0.281	0.239	0.339	0.352	0.327
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.829	1.805	1.816	1.826	1.751	1.800	1.809	1.832	1.766	1.883	1.934
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Fe/ (Fe + Al)	0.221	0.215	0.127	0.188	0.130	0.186	0.149	0.123	0.181	0.197	0.180
---------------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Tabla V-18 Análisis SEM de prehnita (3/3)

Muestra	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 3	STP 5	STP 5
Tipo de roca	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba fjo	Toba fjo
Mineral	Or	San	Ano	Ab	Ab	Or	Or	San	San	Or	San	San	Ano	Or	Ano
Metadominio	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Clasto	Clasto
Si K	23.97	23.43	23.77	23.41	23.18	24.2	25.72	23.83	23.63	25.26	23.37	23.83	23.06	21.26	21.79
Al K	7.47	7.33	7.77	7.81	8.03	7.46	7.91	8.08	7.7	7.89	7.54	7.55	7.54	6.43	7.12
Fe K															
Mg K															
Na K		1.72	6.61	7.03	7.2	1.31	0.54	5.05	3.58	0.61	3.57	2.19	5.63	0.77	5.43
Ca K			0.31	0.46	0.49			0.38					0.33		
K K	7.1	5.4	0.62			6.22	7.55	2.4	3.85	7.06	3.86	4.91	1.74	5.59	1.3
Ti K															
O K	61.46	62.12	60.93	61.29	61.1	60.82	58.27	60.26	61.24	59.18	61.66	61.26	61.48	65.94	64.36
Total	100	100	100.01	100	100	100.01	99.99	99.99	99.99	59.18	100	100	100.01	99.99	100

Calculado a 8 oxígeno

Si	3.059	3.052	3.013	2.996	2.967	3.056	3.055	2.984	3.023	3.053	3.027	3.049	3.002	3.073	3.025
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.953	0.955	0.985	1.000	1.028	0.942	0.940	1.012	0.985	0.954	0.977	0.966	0.982	0.929	0.988
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.224	0.838	0.900	0.922	0.165	0.064	0.632	0.458	0.074	0.462	0.280	0.733	0.111	0.754
Ca	0.000	0.000	0.039	0.059	0.063	0.000	0.000	0.048	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.000
K	0.906	0.703	0.079	0.000	0.000	0.785	0.897	0.301	0.493	0.853	0.500	0.628	0.227	0.808	0.180
% Ab	0.0	24.2	87.7	93.9	93.6	17.4	6.7	64.5	48.2	8.0	48.0	30.8	73.1	12.1	80.7
% An	0.0	0.0	4.1	6.1	6.4	0.0	0.0	4.9	0.0	0.0	0.0	0.0	4.3	0.0	0.0
% Or	100.0	75.8	8.2	0.0	0.0	82.6	93.3	30.7	51.8	92.0	52.0	69.2	22.6	87.9	19.3

Tabla V-19 Análisis SEM de feldespato (1/3)

Muestra	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	STP 5	RC 1	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 3	RC 5	RC 8 Lava amig	RC 10 Are vol.
Tipo de roca	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba fjo	Toba lap	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.	Toba lap.		
Mineral	San	Or	Oli	Oli	Oli	Ab	Or	Ab	San	Or	Or	Oli	Ano	Ab	Oli	
Metadominio	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Masa	Clasto	
Si K	21.93	22.87	20.9	20.74	19.88	21.06	23.45	22.87	23.16	23.71	23.46	22.51	22.76	22.25	22.13	
Al K	7.05	7.09	7.75	7.63	8.87	7.14	8.24	7.97	7.63	7.18	7.48	8.19	8.13	7.23	7.72	
Fe K		0.4													0.37	
Mg K																
Na K	3.29	0.57	5.97	5.92	4.95	6.58		6.68	2.06	0.38	0.37	6.67	6.14	6.76	5.84	
Ca K			1.14	0.89	1.8	0.45		0.72	0.18			0.99	0.72		0.93	
K K	3.68	6.04		0.28			6.02		5.33	6.9	6.91		0.51		0.51	
Ti K															0.07	
O K	64.05	63.02	64.25	64.54	64.5	64.77	62.28	61.76	61.64	61.83	61.78	61.64	61.75	63.76	61.87	
Total	100	99.99	100.01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100.01	100	99.44	

Calculado a 8 oxígeno

Si	3.029	3.045	2.905	2.915	2.774	2.978	3.013	2.963	3.006	3.068	3.038	2.922	2.948	3.031	2.927
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.059	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009
Al	0.974	0.944	1.077	1.072	1.238	1.010	0.000	1.032	0.990	0.929	0.969	1.063	1.053	0.985	1.021
Fe	0.000	0.053	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.049
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.454	0.076	0.830	0.832	0.691	0.931	0.000	0.865	0.267	0.049	0.048	0.866	0.795	0.921	0.772
Ca	0.000	0.000	0.158	0.125	0.251	0.064	0.000	0.093	0.023	0.000	0.000	0.129	0.093	0.000	0.123
K	0.508	0.804	0.000	0.039	0.000	0.000	0.773	0.000	0.692	0.893	0.895	0.000	0.066	0.000	0.067
% Ab	47.2	8.6	84.0	83.5	73.3	93.6	0.0	90.3	27.2	5.2	5.1	87.1	83.3	100.0	80.2
% An	0.0	0.0	16.0	12.6	26.7	6.4	0.0	9.7	2.4	0.0	0.0	12.9	9.8	0.0	12.8
% Or	52.8	91.4	0.0	3.9	0.0	0.0	100.0	0.0	70.4	94.8	94.9	0.0	6.9	0.0	7.0

Tabla V-20 Análisis SEM de feldespato (2/3)

Muestra	RC 5	RC 5	RC 5	RC 5	RC 5	RC 6	RC 6	RC 6	RC 8	RC 8	RC 8	RC 8	RC 10	RC 10	RC 10
Tipo de roca	Toba lap	Toba lap	Toba lap	Toba lap	Toba lap	Are Vol.	Are Vol.	Are Vol.	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Lava amig	Are vol.	Are vol.	Are vol.
Mineral	Ano	Or	Oli	Oli	Ano	Oli	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Oli	Ab	Oli
Metadominio	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Clasto	Clasto	Matriz	Masa	Masa	Masa	Masa	Clasto	Clasto	Clasto
Si K	22.54	23.63	22.23	21.51	23.6	22.2	23.12	23.2	19.78	21.64	21.58	22.25	22.13	22.21	21.08
Al K	8.22	7.47	8.6	9.2	7.5	8.58	7.74	7.53	6.54	7.05	7.01	7.23	7.72	8.24	9.92
Fe K													0.37	1.07	
Mg K															
Na K	5		6.1	6.16	4.98	6.48	7.25	7.25	6.24	7.44	7.1	6.76	5.84	6.44	5.27
Ca K	0.85		1.31	1.4		1.11	0.21	0.34	0.08		0.13		0.93	0.31	2.02
K K	1.77	6.94		0.28	2.00								0.51	0.22	
Ti K													0.07		
O K	61.63	61.95	61.74	61.45	61.93	61.63	61.68	61.67	67.37	63.87	64.17	63.76	61.87	61.5	61.7
Total	100.01	99.99	99.98	100	100.01	100	100	99.99	100.01	100	99.99	100	99.44	99.99	99.99

Calculado a 8 oxígeno

Si	2.925	3.052	2.881	2.801	3.048	2.882	2.998	3.010	3.010	3.007	3.010	3.031	2.927	2.890	2.733
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000
Al	1.067	0.965	1.115	1.198	0.969	1.114	1.004	0.977	0.995	0.980	0.978	0.985	1.021	1.072	1.290
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.049	0.139	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.649	0.000	0.791	0.802	0.643	0.841	0.940	0.941	0.950	1.034	0.990	0.921	0.772	0.838	0.685
Ca	0.110	0.000	0.170	0.182	0.000	0.144	0.027	0.044	0.012	0.000	0.018	0.000	0.123	0.040	0.263
K	0.230	0.896	0.000	0.036	0.258	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.067	0.029	0.000
% Ab	65.6	0.0	82.3	78.6	71.3	85.4	97.2	95.5	98.7	100.0	98.2	100.0	80.2	92.4	72.3
% An	11.2	0.0	17.7	17.9	0.0	14.6	2.8	4.5	1.3	0.0	1.8	0.0	12.8	4.4	27.7
% Or	23.2	100.0	0.0	3.6	28.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	3.2	0.0

Tabla V-21 Análisis SEM de feldespato (3/3)

1 ANEXO B: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Muestra STP 3A

Descripción general macroscópica

Toba cristalina de color verde claro con fenocristales de plagioclasa y clastos volcánicos. Matriz de aspecto vítreo y alterada.

Descripción general microscópica

Tipo de roca	Toba de lapilli cristalina (plagioclasa)
Textura	Fragmentada (Plagioclasa) Textura Anti-Rapakivi. Clastos presentan textura intersertal y traquítica
Amígdalas	No presenta
Venillas	No presenta
Intersticio	No se observa
Características	Presenta cristales de plagioclasa fragmentados junto a clastos volcánicos amigdaloides Tanto los clastos con los cristales están alterados. Es matriz soportada con un 10% de clasto y 30% de cristales y 60% de matriz vitrea alterada)

Fases minerales individuales

Minerales primarios 25%

Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Ceolita, Mica blanca, Carbonato, Arcillas	Mineral subhedral a euhedral, tabular y fragmentado, Presenta macla de Carlsbad. Tamaño hasta los 2mm. La distribución es aleatoria asemejando a una textura intersertal y en algunos sectores presentando texturas intergranulares.

Minerales metamórficos 5%

Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Arcilla verdosa	80	Matriz, Plagioclasa, Clastos	Arcilla alterando matriz de forma masiva y coloración café claro a tonalidades de verde claro. En plagioclasa se encuentra en cúmulos asociados a carbonatos y en clastos es posible verla relleno de amígdalas menores a 1mm. No es posible observar hábito ni forma. Reemplazo de vidrio de la matriz. Y formando cúmulos en la matriz. Colores de interferencia azules y en algunos casos verdes
Carbonato	15	Matriz, Plagioclasa	Carbonato forma cúmulos maclados en la matriz de tamaños de alrededor de 3mm. El cristal tiene forma subredondeada y reemplaza vidrio de la matriz. En plagioclasa se encuentra en cúmulos dentro del cristal junto a arcillas y mica blanca
Ceolita?	5	Plagioclasa	Formando parches incoloros dentro del cristal. No presenta clivaje y se encuentran en forma masiva. Reemplazan la parte central del cristal y en algunos casos lo absorbe. Los colores de interferencia son grises. No presenta forma definida.
Mica blanca	<1	Plagioclasa	Muy escasa presencia de mica blanca asociada principalmente a cristales de plagioclasa. Se observan de forma aleatoria y con tamaños solo identificado debido a sus colores de interferencia rosados.

Minerales opacos <1%

Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Óxidos	100	Minerales aislados subredondeados de tamaños <1mm. Muy poco abundantes en la roca

2

3

Descripción general macroscópica			
Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados y cristales de plagioclasa. Aspecto verdoso para la matriz.			
Descripción general microscópica			
Tipo de roca	Toba de lapilli cristalina (plagioclasa)		
Textura	Cristales y clasto fragmentados, borde de reacción de los clastos		
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos		
Venillas	No presenta		
Intersticio	Borde de clasto levemente oxidados		
Características	Plagioclasas fragmentadas y alteradas, aunque en menor cantidad que la muestra STP 3A. Clastos volcánicos amigdaloides alterados con arcillas y posiblemente epidota; otros clastos de masa vítrea y cristales de plagioclasa formando texturas intersertal. Matriz soportada. Presenta un 15% de clastos 30% de cristales de plagioclasa y minerales metamórficos y 55% de matriz.		
Fases minerales individuales			
Minerales primarios 30%			
Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Ceolita, mica blanca, clorita-esmectita	Cristales fragmentados, subhedrales a euhedrales. Presentan macla de Carlsbad y polisintética. Tamaños no mayores a 2mm. Se distribuyen de forma aleatoria dentro del corte y presentan leve borde de reacción. Se observan leves parches de ceolitas y cristalización en cúmulos de carbonato y mica blanca.
Minerales metamórficos			
Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	30	Matriz, plagioclasa, clasto	Escasa presencia de este mineral subordinada a reemplaza en matriz y plagioclasa. Cristales subhedrales en cúmulo, de tamaño alrededor de 2mm
Arcillas verdosas	60	Matriz, clasto, plagioclasa	Mineral masivo sin mostrar hábito ni clivaje. En clastos se presenta rellenando espacios y amígdalas, mientras que en la matriz es alterada de forma masiva. En cristales de plagioclasa se distribuyen de forma aleatoria y escasa. Da una tonalidad verdosa a la matriz y presenta colores de interferencia azules.
Epidota	5	Clastos, plagioclasas	Al igual que los filosilicatos máficos, la epidota se encuentra rellenando amígdalas en clastos volcánicos. De color amarillo y colores de interferencia de segundo orden. Leve pleocroísmo. No presenta hábito ni clivaje y su tamaño no puede ser estimado. En plagioclasa se encuentran en cúmulos reemplazan el mineral.
Ceolita	5	Plagioclasa	Escasos parches reemplazando el centro del feldespato. No es posible ver clivaje, ni hábito. Incolora con colores de interferencia grises.
Mica blanca	<1	Plagioclasa	Su presencia es muy escasa y solo puede observarse junto a carbonato. Es posible verla solo en algunas plagioclasas.
Titanita	<1	Plagioclasa	Cristales de titanita dentro de cristales de plagioclasa. Tamaños menores a 1mm.
Minerales opacos <1%			
Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia	
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.	

Muestra N°: STP 4D

Descripción general macroscópica

Roca volcanoclástica con clastos volcánicos de aspectos terroso, negros y presencia de clastos de ocoítas. Roca con una gran cantidad de cemento en su intersticio.

Descripción general microscópica

Tipo de roca	Arenisca volcanoclástica
Textura	Los clastos presentan texturas traquítica
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos
Venillas	No presenta
Intersticio	Borde de clasto levemente oxidados y ceolitas en gran cantidad
Características	Mayor relleno de intersticio que su par STP 4A. Clastos volcánicos con presencia de plagioclasa y distinta coloración de su masa fundamental. Es posible que la composición del vidrio sea distinta. La presencia de intersticio rellenos de ceolitas que no presentan clivajes y rellenan en forma de mosaico. Es evidente la mayor cantidad de ceolitas presentes. Clasto soportado.

Fases minerales individuales

Minerales primarios. Solo se presenta plagioclasa y escaso piroxenos dentro de los clastos

Minerales metamórficos

Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Arcillas verdosas	10	Clasto	Rellenando escasas amígdalas dentro de algunos clastos. Verdoso y colores de interferencia azulados. No se observa en otra parte del corte.
Ceolita	80	Cemento	Gran cantidad de ceolitas relleno los intersticios entre los clastos. Incolora sin clivaje y baja birrefringencia. Generalmente forman mosaicos al relleno los espacios.
Cuarzo	10	Cemento	Rellenado intersticio entre los clastos volcánicos. Incolora y no forma mosaico. Rellena espacios.

Minerales opacos <1%

Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.

Muestra N°: STP 4A

Descripción general macroscópica	
Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados y cristales de plagioclasa. Aspecto terroso para la matriz	
Descripción general microscópica	
Tipo de roca	Arenisca volcanoclástica
Textura	Clastos fragmentados y amígdalas dentro de los clastos. Plagioclasa según la dirección del flujo en algunos clastos
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos
Venillas	No presenta
Intersticio	Rellenos de ceolitas y cuarzo
Características	Clasto generalmente son de masa negra o rojiza con gran cantidad de plagioclasa pequeñas. Las amígdalas de los clastos generalmente están rellenas con filosilicatos máficos. Clasto soportado con relleno en los intersticios por cristales incoloros y formando mosaico, algunos presentan clivajes. Muy similar a la muestra RC 10A.

Fases minerales individuales

Minerales primarios 0. están presente las plagioclasas y los piroxenos dentro de los clastos volcánicos

Minerales metamórficos

Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Arcillas verdosas	25	Clastos,	Rellenando las amígdalas de los clastos volcánicos presentes. De forma masiva no se puede apreciar ni forma ni clivaje. Verdosos con colores de interferencia azulados
Ceolita	50	Cemento	Incolora, presenta clivaje y en conjunto con cuarzo. Forman mosaicos al rellenar espacios
Cuarzo	25	Cemento	Incoloro solo rellenando espacios, no forman mosaicos.

Minerales opacos <1%

Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.

Muestra N°: STP 5D

Descripción general macroscópica	
Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados y cristales de plagioclasa. Aspecto verdoso para la matriz.	
Descripción general microscópica	
Tipo de roca	Toba cristalina
Textura	Cristales y clasto fragmentados, borde de reacción de los clastos
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos
Venillas	No presenta
Intersticio	Borde de clasto levemente oxidados
Características	Plagioclasas fragmentadas y alteradas, aunque en menor cantidad que la muestra STP 3A. Clastos volcánicos amigdaloides alterados con arcillas y posiblemente epidota; otros clastos de masa vítrea y cristales de plagioclasa formando texturas intersertal. Matriz soportada. Presenta un 15% de clastos 30% de cristales de plagioclasa y minerales metamórficos y 55% de matriz.

Fases minerales individuales

Minerales primarios 30%

Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Ceolita, mica blanca, clorita-esmectita	Cristales fragmentados, subhedrales a euhedrales. Presentan macla de Carlsbad y polisintética. Tamaños no mayores a 2mm. Se distribuyen de forma aleatoria dentro del corte y presentan leve borde de reacción. Se observan leves parches de ceolitas y cristalización en cúmulos de carbonato y mica blanca.

Minerales metamórficos

Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	30	Matriz, plagioclasa, clasto	Escasa presencia de este mineral subordinada a reemplaza en matriz y plagioclasa. Cristales subhedrales en cúmulo, de tamaño alrededor de 2mm
Arcillas verdosas	60	Matriz, clasto, plagioclasa	Mineral masivo sin mostrar habito ni clivaje. En clastos se presenta rellenando espacios y amígdalas, mientras que en la matriz es alterada de forma masiva. En cristales de plagioclasa se distribuyen de forma aleatoria y escasa. Da una tonalidad verdosa a la matriz y presenta colores de interferencia azules.
Epidota	5	Clastos, plagioclasas	Al igual que los filosilicatos máficos, la epidota se encuentra rellenando amígdalas en clastos volcánicos. De color amarillo y colores de interferencia de segundo orden. Leve pleocroísmo. No presenta hábito ni clivaje y su tamaño no puede ser estimado. En plagioclasa se encuentran en cúmulos reemplazan el mineral.
Ceolita	5	Plagioclasa	Escasos parches reemplazando el centro del feldespato. No es posible ver clivaje, ni hábito. Incolora con colores de interferencia grises.
Mica blanca	<1	Plagioclasa	Su presencia es muy escasa y solo puede observarse junto a carbonato. Es posible verla solo en algunas plagioclasas.
Titanita	<1	Plagioclasa	Cristales de titanita dentro de cristales de plagioclasa. Tamaños menores a 1mm.

Minerales opacos <1%

Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.

Muestra N°: STP 5A

Descripción general macroscópica

Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados y cristales de plagioclasa. Aspecto verdoso para la matriz.

Descripción general microscópica

Tipo de roca	Toba de flujo cristalina ácida
Textura	Cristales y clasto fragmentados, borde de reacción de los clastos
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos
Venillas	No presenta
Intersticio	Borde de clasto levemente oxidados
Características	Plagioclasas fragmentadas y alteradas, aunque en menor cantidad que la muestra STP 3A. Clastos volcánicos amigdaloides alterados con arcillas y posiblemente epidota; otros clastos de masa vítrea y cristales de plagioclasa formando texturas intersertal. Matriz soportada. Presenta un 15% de clastos 30% de cristales de plagioclasa y minerales metamórficos y 55% de matriz.

Fases minerales individuales

Minerales primarios 30%

Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Ceolita, mica blanca, clorita-esmectita	Cristales fragmentados, subhedrales a euhedrales. Presentan macla de Carlsbad y polisintética. Tamaños no mayores a 2mm. Se distribuyen de forma aleatoria dentro del corte y presentan leve borde de reacción. Se observan leves parches de ceolitas y cristalización en cúmulos de carbonato y mica blanca.

Minerales metamórficos

Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	30	Matriz, plagioclasa, clasto	Escasa presencia de este mineral subordinada a reemplaza en matriz y plagioclasa. Cristales subhedrales en cúmulo, de tamaño alrededor de 2mm
Arcillas verdosas	60	Matriz, clasto, plagioclasa	Mineral masivo sin mostrar hábito ni clivaje. En clastos se presenta relleno de espacios y amígdalas, mientras que en la matriz es alterada de forma masiva. En cristales de plagioclasa se distribuyen de forma aleatoria y escasa. Da una tonalidad verdosa a la matriz y presenta colores de interferencia azules.
Epidota	5	Clastos, plagioclasas	Al igual que los filosilicatos máficos, la epidota se encuentra relleno de amígdalas en clastos volcánicos. De color amarillo y colores de interferencia de segundo orden. Leve pleocroísmo. No presenta hábito ni clivaje y su tamaño no puede ser estimado. En plagioclasa se encuentran en cúmulos reemplazan el mineral.
Ceolita	5	Plagioclasa	Escasos parches reemplazando el centro del feldespato. No es posible ver clivaje, ni hábito. Incolora con colores de interferencia grises.
Mica blanca	<1	Plagioclasa	Su presencia es muy escasa y solo puede observarse junto a carbonato. Es posible verla solo en algunas plagioclasas.
Titanita	<1	Plagioclasa	Cristales de titanita dentro de cristales de plagioclasa. Tamaños menores a 1mm.

Minerales opacos <1%

Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.

Descripción general macroscópica			
Dique hipabisal de coloración verde clara con textura afanítica			
Descripción general microscópica			
Tipo de roca	Dique hipabisal		
Textura	Textura intersticial y amigdaloides		
Amígdalas	Escasa rellenas de mineralogía secundaria		
Venillas	No presenta		
Intersticio	No presenta		
Características	Típica roca hipabisal de textura afanítica con gran cantidad de plagioclasa y alteración de la masa fundamental por filosilicatos máficos. Presencia de pequeñas amígdalas que representa no más del 2% de volumen en roca con radios que no superan los 1mm. Estas amígdalas están rellenas de filosilicatos máficos y epidota.		
Fases minerales individuales			
Minerales primarios 30%			
Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Masa fundamental	Coloración blanquecina tabulares y muy pequeños <1mm. Forma texturas que no indican un flujo muy claro. Posiblemente sea albitas
Minerales metamórficos			
Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	30	Masa fundamental	Rellenando espacios aleatorios dentro de la masa fundamental presentando clivajes de 120° muy marcados. Colores de interferencia muy altos y es incolora
Arcillas verdosas	60	amígdalas y masa fundamental	Altera toda la masa fundamental y rellena pequeñas amígdalas. De forma masiva, color verdoso y azulados a nicoles cruzado. Existe en gran cantidad
Epidota	5	Amígdalas	Relleno de amígdalas en conjunto con filosilicatos máficos. Es muy escasa su presencia
Minerales opacos <1%			
Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia	
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.	

Muestra N°: RC 1B

Descripción general macroscópica	
Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados y cristales de plagioclasa. Aspecto verdoso para la matriz con grandes clastos redondeados volcánicos.	
Descripción general microscópica	
Tipo de roca	Toba lítica con grandes clastos volcánicos
Textura	Clastos fragmentados, borde de reacción de los clastos
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos
Venillas	No presenta
Intersticio	No presenta
Características	Roca matriz soportada con alteración de filosilicatos máficos en su matriz y presencia de clastos volcánicos y diques hipabisales. El dique hipabisal alcanza dimensiones de 2cm de diámetro. Presencia de epidota y filosilicatos máficos alterando la matriz principalmente reemplazando vidrio. Escasa presencia de carbonatos. Presencia de clasto es muy diversa.

Fases minerales individuales			
Minerales primarios 30%			
Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Albita y FsK, C/S y epidota	Cristales presentes en los clastos volcánicos y en la matriz generalmente de aspecto blanquecino, de tamaños pequeños por lo cual no es posible observar maclas.

Minerales metamórficos			
Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	30	Matriz, plagioclasa, clasto	Escasa presencia de este mineral subordinada a reemplaza en matriz y plagioclasa. Cristales subhedrales en cúmulo, de tamaño alrededor de 2mm
Arcillas verdosas	60	Matriz, clasto, plagioclasa	Mineral masivo sin mostrar habito ni clivaje. En clastos se presenta relleno de espacios y amígdalas, mientras que en la matriz es alterada de forma masiva. En cristales de plagioclasa se distribuyen de forma aleatoria y escasa. Da una tonalidad verdosa a la matriz y presenta colores de interferencia azules.
Epidota	5	Clastos, plagioclasas	Al igual que los filosilicatos máficos, la epidota se encuentra relleno de amígdalas en clastos volcánicos. De color amarillo y colores de interferencia de segundo orden. Leve pleocroísmo. No presenta hábito ni clivaje y su tamaño no puede ser estimado. En plagioclasa se encuentran en cúmulos reemplazan el mineral.

Minerales opacos <1%			
Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia	
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.	

Muestra N°: RC 3

Descripción general macroscópica

Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados y cristales de plagioclasa. Aspecto verdoso para la matriz.

Descripción general microscópica

Tipo de roca	Toba cristalina
Textura	Cristales y clasto fragmentados, borde de reacción de los clastos
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos
Venillas	No presenta
Intersticio	Borde de clasto levemente oxidados
Características	Plagioclasas fragmentadas y alteradas, aunque en menor cantidad que la muestra STP 3A. Clastos volcánicos amigdaloides alterados con arcillas y posiblemente epidota; otros clastos de masa vítrea y cristales de plagioclasa formando texturas intersertal. Matriz soportada. Presenta un 15% de clastos 30% de cristales de plagioclasa y minerales metamórficos y 55% de matriz. Roca parecida a STP 3

Fases minerales individuales

Minerales primarios 30%

Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Ceolita, mica blanca, clorita-esmectita	Cristales fragmentados, subhedrales a euhedrales. Presentan macla de Carlsbad y polisintética. Tamaños no mayores a 2mm. Se distribuyen de forma aleatoria dentro del corte y presentan leve borde de reacción. Se observan leves parches de ceolitas y cristalización en cúmulos de carbonato y mica blanca.

Minerales metamórficos

Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	30	Matriz, plagioclasa, clasto	Escasa presencia de este mineral subordinada a reemplaza en matriz y plagioclasa. Cristales subhedrales en cúmulo, de tamaño alrededor de 2mm
Arcillas verdosas	60	Matriz, clasto, plagioclasa	Mineral masivo sin mostrar habito ni clivaje. En clastos se presenta relleno espacios y amígdalas, mientras que en la matriz es alterada de forma masiva. En cristales de plagioclasa se distribuyen de forma aleatoria y escasa. Da una tonalidad verdosa a la matriz y presenta colores de interferencia azules.
Epidota	5	Clastos, plagioclasas	Al igual que los filosilicatos máficos, la epidota se encuentra relleno amígdalas en clastos volcánicos. De color amarillo y colores de interferencia de segundo orden. Leve pleocroísmo. No presenta hábito ni clivaje y su tamaño no puede ser estimado. En plagioclasa se encuentran en cúmulos reemplazan el mineral.
Ceolita	5	Plagioclasa	Escasos parches reemplazando el centro del feldespato. No es posible ver clivaje, ni hábito. Incolora con colores de interferencia grises.
Mica blanca	<1	Plagioclasa	Su presencia es muy escasa y solo puede observarse junto a carbonato. Es posible verla solo en algunas plagioclasa.
Titanita	<1	Plagioclasa	Cristales de titanita dentro de cristales de plagioclasa. Tamaño menores a 1mm.

Minerales opacos <1%

Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.

Descripción general macroscópica			
Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados y cristales de plagioclasa. Aspecto verdoso para la matriz.			
Descripción general microscópica			
Tipo de roca	Toba cristalina		
Textura	Cristales y clasto fragmentados, borde de reacción de los clastos		
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos		
Venillas	No presenta		
Intersticio	Borde de clasto levemente oxidados		
Características	Plagioclasas fragmentadas y alteradas, aunque en menor cantidad que la muestra STP 3A. Clastos volcánicos amigdaloides alterados con arcillas y posiblemente epidota; otros clastos de masa vítrea y cristales de plagioclasa formando texturas intersertal. Matriz soportada. Presenta un 15% de clastos 30% de cristales de plagioclasa y minerales metamórficos y 55% de matriz. Roca parecida a STP 3		
Fases minerales individuales			
Minerales primarios 30%			
Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Ceolita, mica blanca, clorita-esmectita	Cristales fragmentados, subhedrales a euhedrales. Presentan macla de Carlsbad y polisintética. Tamaños no mayores a 2mm. Se distribuyen de forma aleatoria dentro del corte y presentan leve borde de reacción. Se observan leves parches de ceolitas y cristalización en cúmulos de carbonato y mica blanca.
Minerales metamórficos			
Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	30	Matriz, plagioclasa, clasto	Escasa presencia de este mineral subordinada a reemplaza en matriz y plagioclasa. Cristales subhedrales en cúmulo, de tamaño alrededor de 2mm
Arcillas verdosas	60	Matriz, clasto, plagioclasa	Mineral masivo sin mostrar hábito ni clivaje. En clastos se presenta rellenando espacios y amígdalas, mientras que en la matriz es alterada de forma masiva. En cristales de plagioclasa se distribuyen de forma aleatoria y escasa. Da una tonalidad verdosa a la matriz y presenta colores de interferencia azules.
Epidota	5	Clastos, plagioclasas	Al igual que los filosilicatos máficos, la epidota se encuentra rellenando amígdalas en clastos volcánicos. De color amarillo y colores de interferencia de segundo orden. Leve pleocroísmo. No presenta hábito ni clivaje y su tamaño no puede ser estimado. En plagioclasa se encuentran en cúmulos reemplazan el mineral.
Ceolita	5	Plagioclasa	Escasos parches reemplazando el centro del feldespato. No es posible ver clivaje, ni hábito. Incolora con colores de interferencia grises.
Mica blanca	<1	Plagioclasa	Su presencia es muy escasa y solo puede observarse junto a carbonato. Es posible verla solo en algunas plagioclasas.
Titanita	<1	Plagioclasa	Cristales de titanita dentro de cristales de plagioclasa. Tamaños menores a 1mm.
Minerales opacos <1%			
Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia	
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.	

Descripción general macroscópica			
Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados y cristales de plagioclasa. Aspecto terroso con presencia de epidota en intersticio y carbonato			
Descripción general microscópica			
Tipo de roca	Toba cristalina		
Textura	Cristales y clasto fragmentados, borde de reacción de los clastos		
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos		
Venillas	No presenta		
Intersticio	Borde de clasto levemente oxidados		
Características	Plagioclasas fragmentadas y alteradas, aunque en menor cantidad que la muestra STP 3A. Clastos volcánicos amigdaloides alterados con arcillas y posiblemente epidota; otros clastos de masa vítrea y cristales de plagioclasa formando texturas intersertal. Matriz soportada. Presenta un 15% de clastos 30% de cristales de plagioclasa y minerales metamórficos y 55% de matriz.		
Fases minerales individuales			
Minerales primarios 30%			
Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Ceolita, mica blanca, clorita-esmectita	Cristales fragmentados, subhedrales a euhedrales. Presentan macla de Carlsbad y polisintética. Tamaños no mayores a 2mm. Se distribuyen de forma aleatoria dentro del corte y presentan leve borde de reacción. Se observan leves parches de ceolitas y cristalización en cúmulos de carbonato y mica blanca.
Minerales metamórficos			
Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	30	Matriz, plagioclasa, clasto	Escasa presencia de este mineral subordinada a reemplaza en matriz y plagioclasa. Cristales subhedrales en cúmulo, de tamaño alrededor de 2mm
Arcillas verdosas	60	Matriz, clasto, plagioclasa	Mineral masivo sin mostrar hábito ni clivaje. En clastos se presenta rellenando espacios y amígdalas, mientras que en la matriz es alterada de forma masiva. En cristales de plagioclasa se distribuyen de forma aleatoria y escasa. Da una tonalidad verdosa a la matriz y presenta colores de interferencia azules.
Epidota	5	Clastos, plagioclasas	Al igual que los filosilicatos máficos, la epidota se encuentra rellenando amígdalas en clastos volcánicos. De color amarillo y colores de interferencia de segundo orden. Leve pleocroísmo. No presenta hábito ni clivaje y su tamaño no puede ser estimado. En plagioclasa se encuentran en cúmulos reemplazan el mineral.
Ceolita	5	Plagioclasa	Escasos parches reemplazando el centro del feldespato. No es posible ver clivaje, ni hábito. Incolores con colores de interferencia grises.
Mica blanca	<1	Plagioclasa	Su presencia es muy escasa y solo puede observarse junto a carbonato. Es posible verla solo en algunas plagioclasas.
Titanita	<1	Plagioclasa	Cristales de titanita dentro de cristales de plagioclasa. Tamaños menores a 1mm.
Minerales opacos <1%			
Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia	
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.	

Descripción general macroscópica			
Lava con fenocristales de plagioclasa muy alterados a epidota y carbonato. Alteración pervasiva de la roca.			
Descripción general microscópica			
Tipo de roca	Lava		
Textura	Plagioclasa intersticial		
Amígdalas	No presenta,		
Venillas	Si rellenas de carbonato		
Intersticio	No presenta,		
Características	Plagioclasa de gran tamaño (alrededor de 0.5cm. Incoloras muy alteradas, por epidota y carbonatos. Matriz alterada por carbonatos, filosilicatos máficos y epidota de aspecto pardo amarillento.		
Fases minerales individuales			
Minerales primarios 70%			
Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	Epidota, carbonato y C/S	Cristales subhedrales a anhedrales. Tamaños de 5-6mm. Se distribuyen de forma aleatoria dentro del corte y están muy alterados. Cristalización en cúmulos de carbonato y epidota junto a escasa C/S.
Minerales metamórficos 40%			
Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Carbonato	40	Masa plagioclasa,	Presencia de este mineral subordinada a reemplaza en matriz y plagioclasa. Cristales subhedrales en cúmulo, de tamaño alrededor de 2mm
Arcillas pardo	55	Masa plagioclasa	Altera la masa de forma masiva. En cristales de plagioclasa se distribuyen de forma aleatoria y escasa. Da una tonalidad parda en la masa y presenta colores de interferencia azules.
Epidota	5	Masa, plagioclasas	Escasa presencia de este mineral casi está ausente. Son pequeños cristales que se presentan junto a carbonatos
Minerales opacos <1%			
Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia	
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.	

Muestra N°: RC 8A

Descripción general macroscópica	
Roca volcánica con presencia de amígdalas rellenas de ceolitas y cuarzo, con una matriz de aspecto terroso y alterado por arcillas. El afloramiento está muy meteorizado con la presencia de diques cercanos a esta roca	
Descripción general microscópica	
Tipo de roca	Lava amigdaloides
Textura	Cristales de plagioclasa orientados (traquítica) y textura amigdaloides
Amígdalas	En masa fundamental, de forma ovalada y redondeadas
Venillas	No presenta
Intersticio	No presenta
Características	Masa fundamental alterada por arcillas, lo que le da un aspecto terroso y presencia de microcristales de plagioclasa orientada según el flujo de lava. Las amígdalas poseen diámetros de 2mm y hasta de 3mm, rellenas por mineralogía secundaria incolora y de C.I. de baja birrefringencia, posiblemente asociados a ceolitas. Estas amígdalas poseen en sus bordes arcillas. La masa fundamental corresponde al 85% de la muestra y un 15% al volumen generado por las amígdalas

Fases minerales individuales

Minerales primarios 70%

Mineral	%	Alteración	Características/ Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	100	No se observa	Cristales euhedrales y de forma tabular, muy pequeños pertenecientes a la masa fundamental, generalmente están orientados según la dirección del flujo, posiblemente este alterados por su coloración blanquecina a albíta. Esto son constituyentes principales de la masa fundamental

Minerales metamórficos 30% (Entre el volumen de las amígdalas y la alteración a la masa)

Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Arcillas pardo	15	Masa fundamental y bordes de amígdalas	Minerales que aparecen en los bordes de las amígdalas y alterando la masa fundamental. De color pardo a pardo amarillento de tamaño no mayores a 1.5mm. Presenta formas coliformes y colores de interferencia parda.
Ceolita	85	Amígdalas	Es el mineral por excelencia dentro de las amígdalas. Presentan clivajes y son subhedrales a anhedrales. Son incoloros y de muy baja birrefringencia y rellenan amígdalas como un mosaico.
Titanita	<1	Masa fundamental	Cristales de titanita dentro de la masa fundamental. Tamaños menores a 1mm. Pueden ser secundario como también primarios
Cuarzo	<1	Amígdalas	Escasa ocurrencia relleno las amígdalas en conjunto a ceolitas. Cristalizan solo relleno espacio en el centro y borde de su metadominio.

Minerales opacos <1%

Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.

Descripción general macroscópica			
Roca volcanoclástica con clasto volcánicos alterados vítreos. Matriz rojiza de aspecto terroso.			
Descripción general microscópica			
Tipo de roca	Areniscas volcanoclástica		
Textura	Texturas en clastos (Traquítica)		
Amígdalas	No presenta, solo en los clastos		
Venillas	No presenta		
Intersticio	Borde de clasto alterados y rellenos de escaso minerales incoloros		
Características	Clastos volcánicos redondeados a subredondeados de matriz vítreo. La roca posee intersticios rellenos de posible ceolitas con aspecto parecido a la muestra STP 4. Clasto soportado. Los clastos volcánicos son de tres tipos: Aquellos de masa negra y plagioclasa en su masa, otros de masa naranja y plagioclasa y los últimos amigdaloides con filosilicatos verdosos en su interior.		
Fases minerales individuales			
Minerales primarios 0% Ya que está compuesta principalmente de clastos volcánicos, que poseen plagioclasa y piroxenos en su interior			
Minerales metamórficos			
Mineral	%	Metadominio	Características especiales/modo de ocurrencia
Arcillas verdosas	25	Clastos,	Mineral masivo relleno de pequeñas amígdalas en los clastos de color verdoso y colores de interferencia azulados, rellena solo algunos clastos.
Ceolita	50	Cemento	Escaso relleno de ceolita entre los intersticios de los clastos, incolora y formando mosaicos
Cuarzo	25	Cemento	Forma parte del cemento entre los intersticios de los clastos, se encuentra en conjunto con ceolitas relleno de espacios.
Minerales opacos <1%			
Mineral	%	Características especiales/ Modo de ocurrencia	
Óxidos Fe-Ti	100	Muy escaso y de tamaños menores a 1mm. Redondeados y subhedrales.	

STP 3

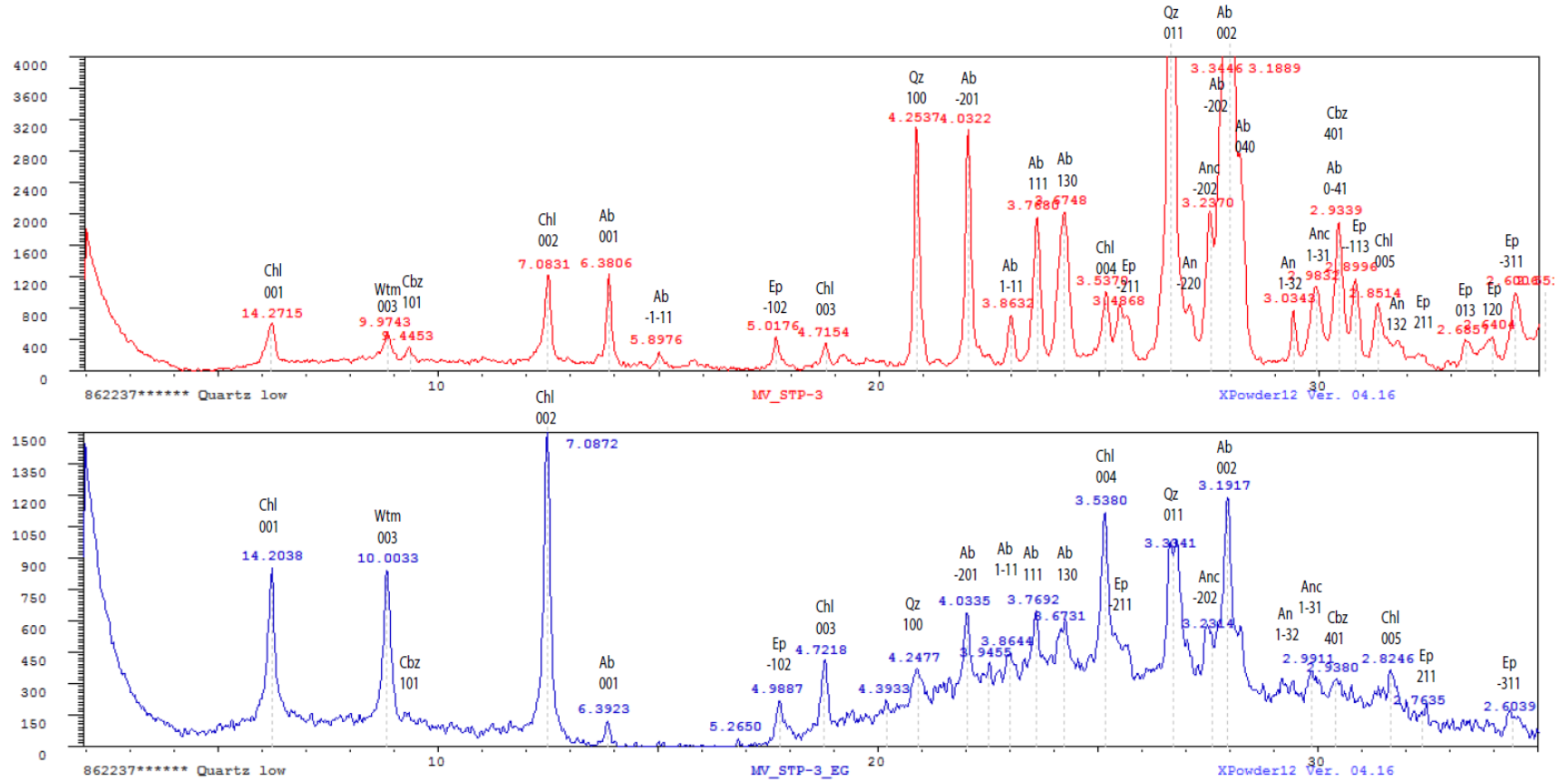


Figura V-1: Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

STP 4

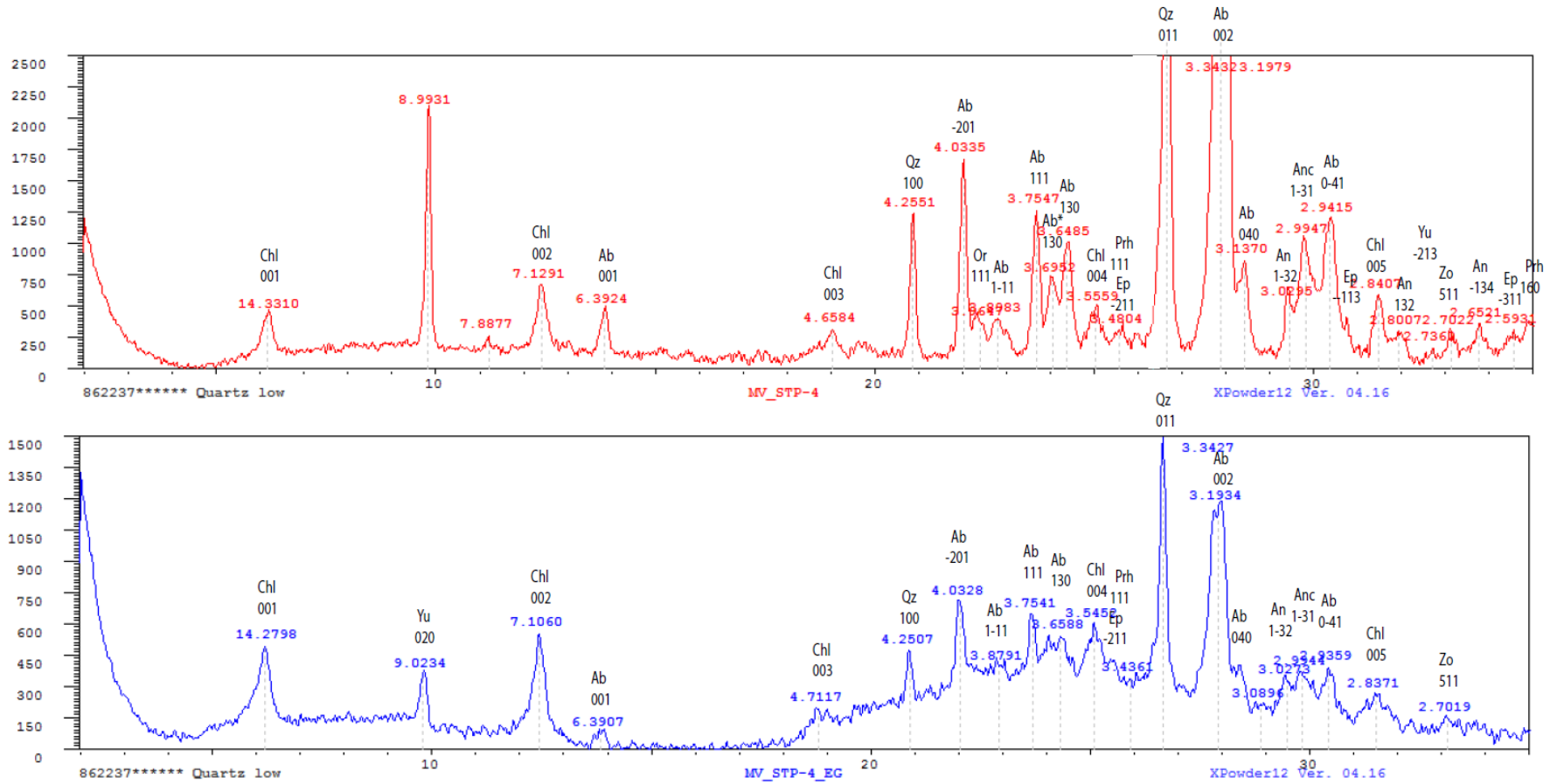


Figura V-2 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

STP 4 CEO

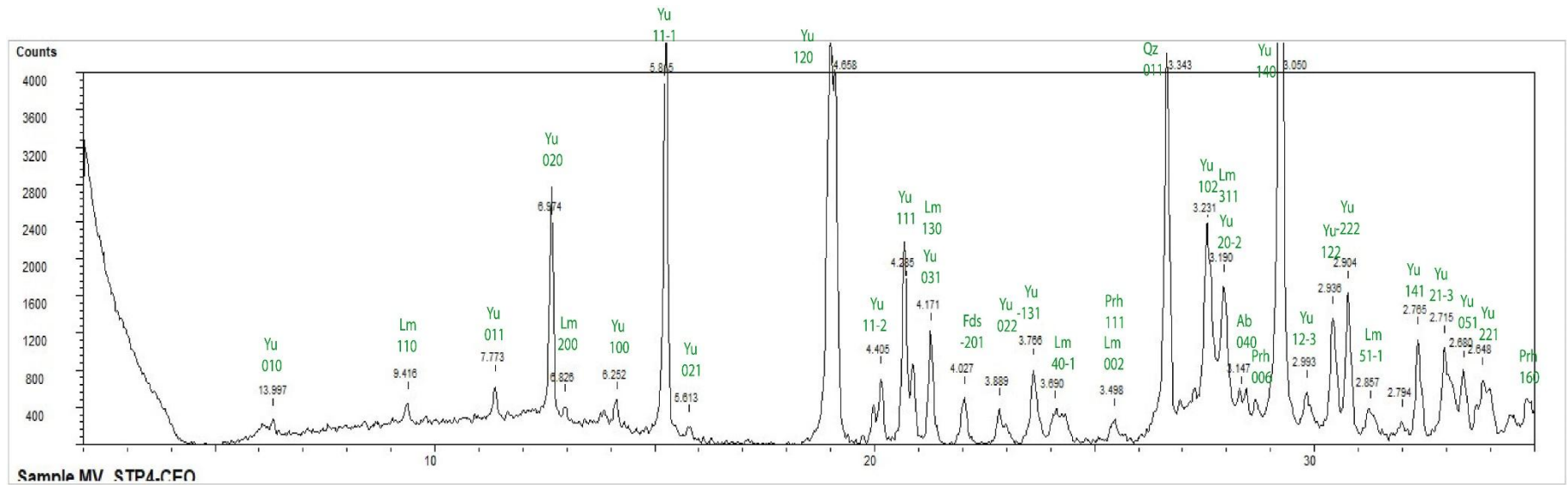


Figura V-3: Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

STP 5

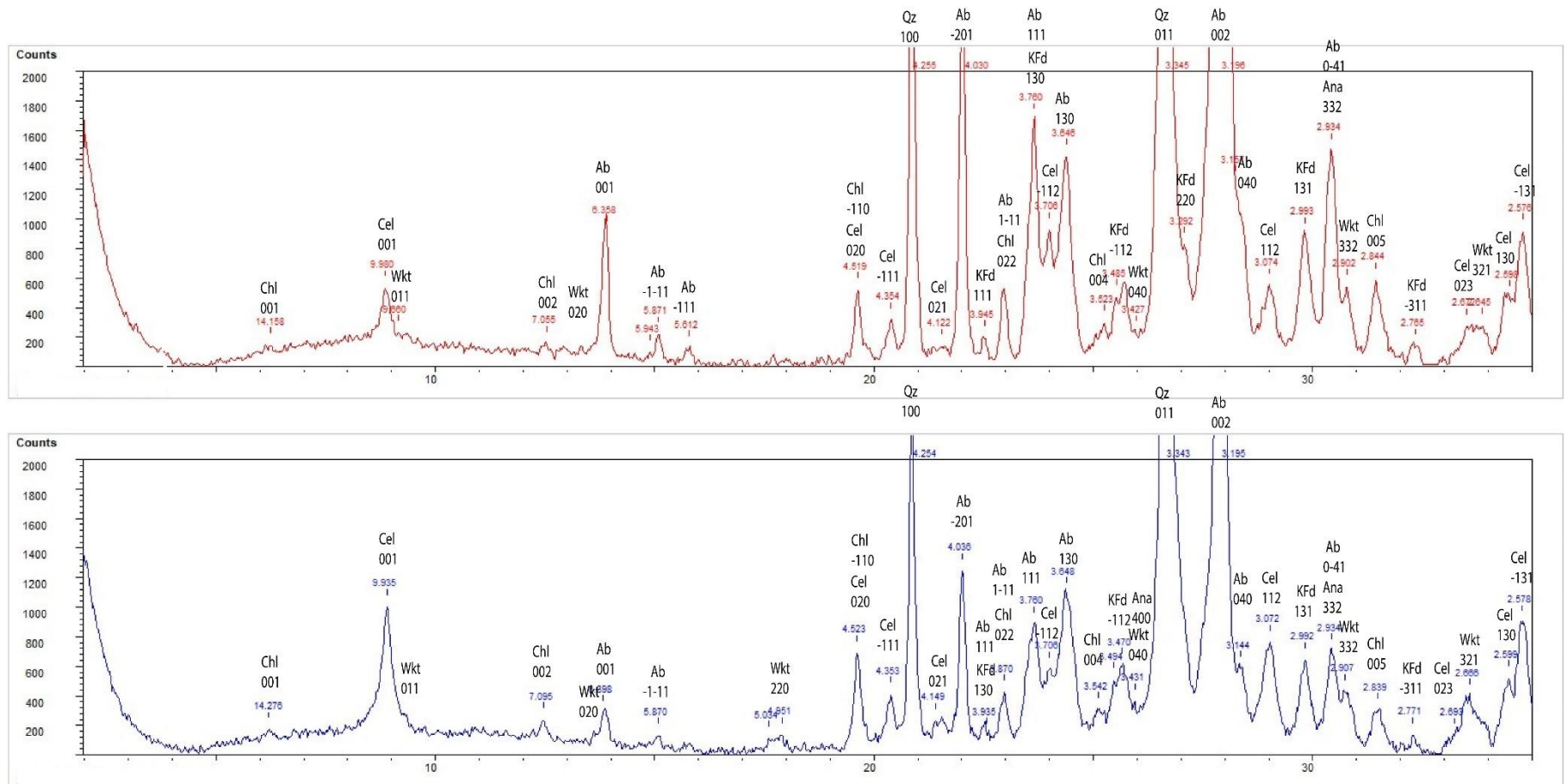


Figura V-4 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

RC 1

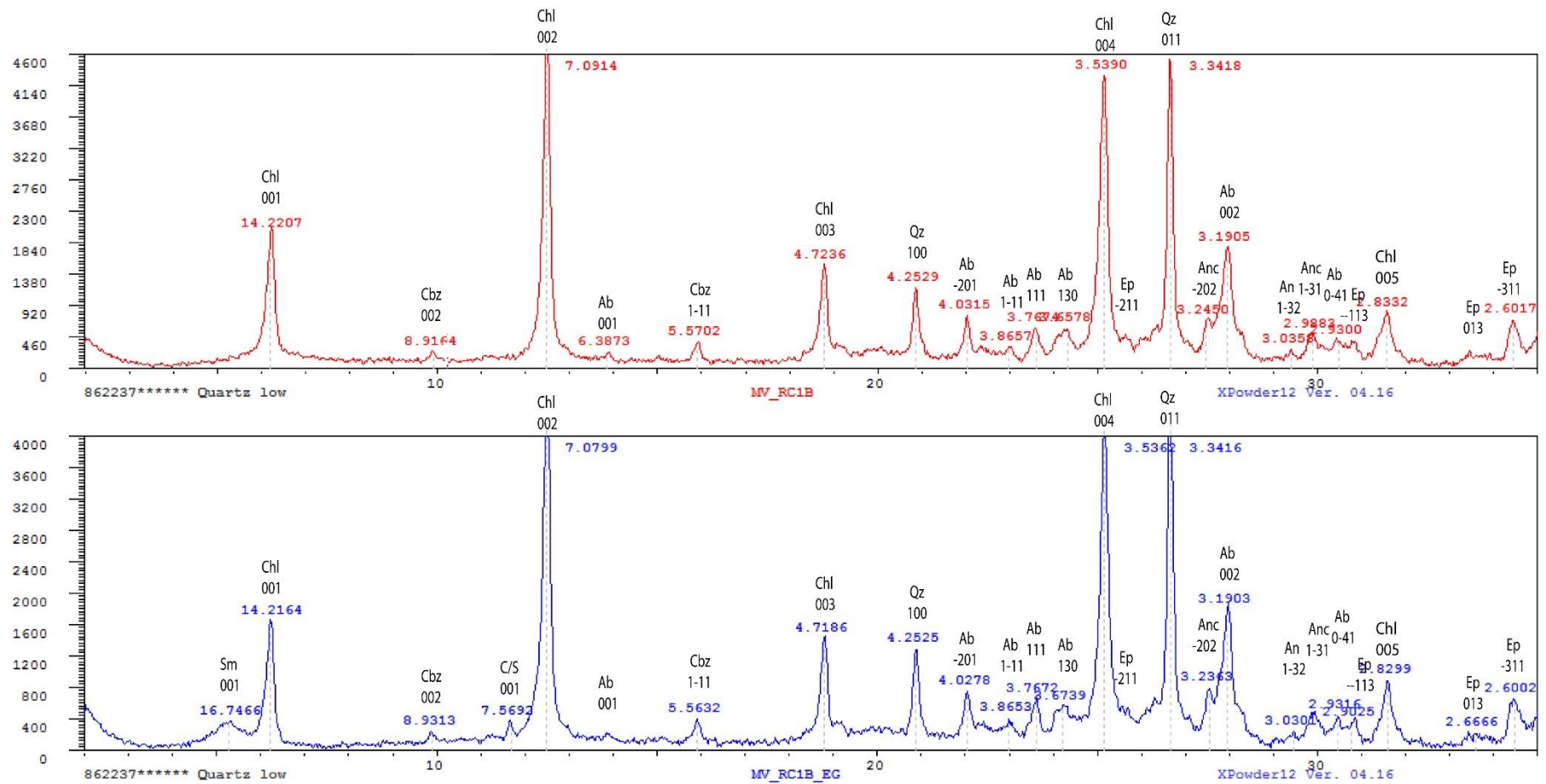


Figura V-5 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

RC 3

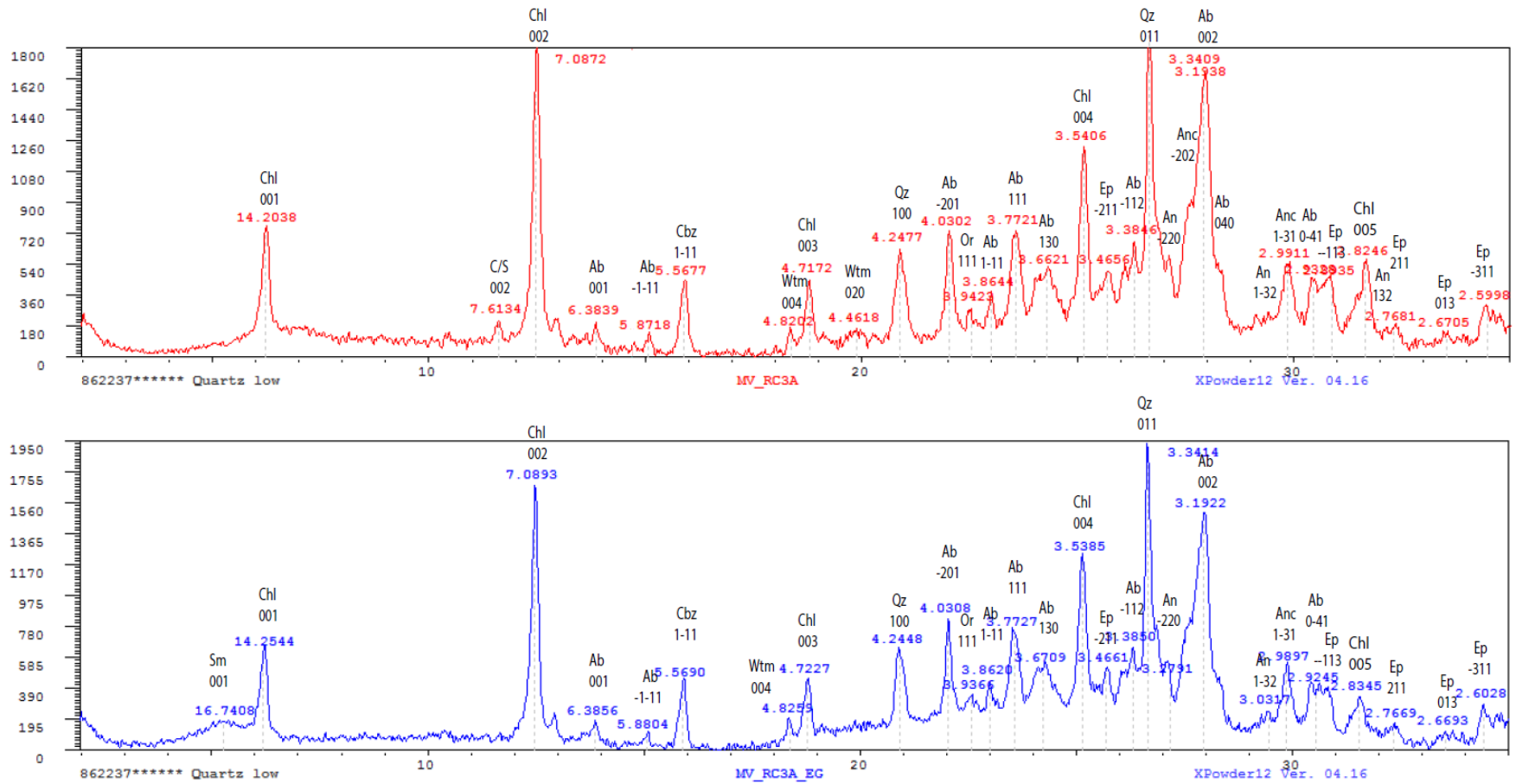


Figura V-6 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

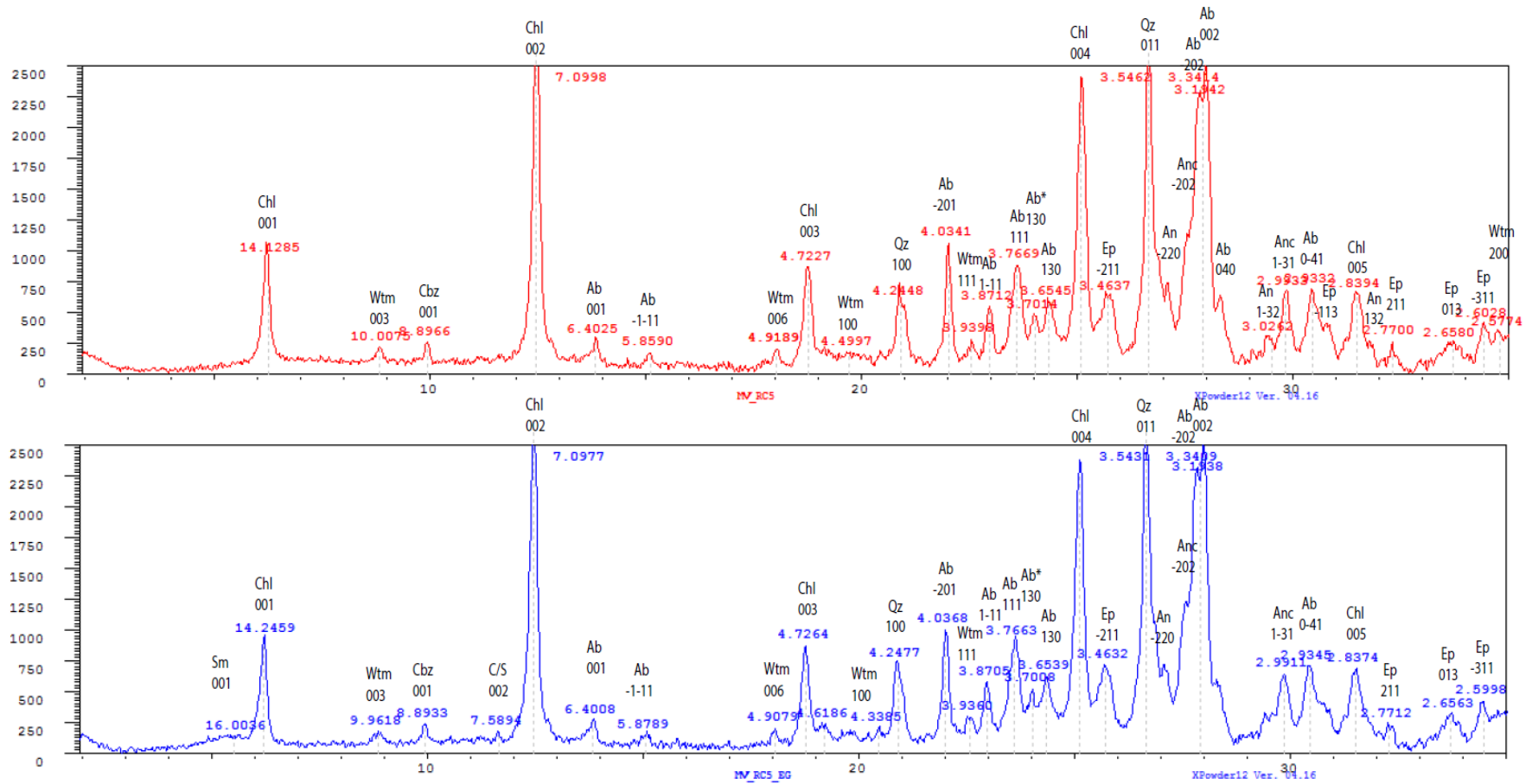


Figura V-7 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

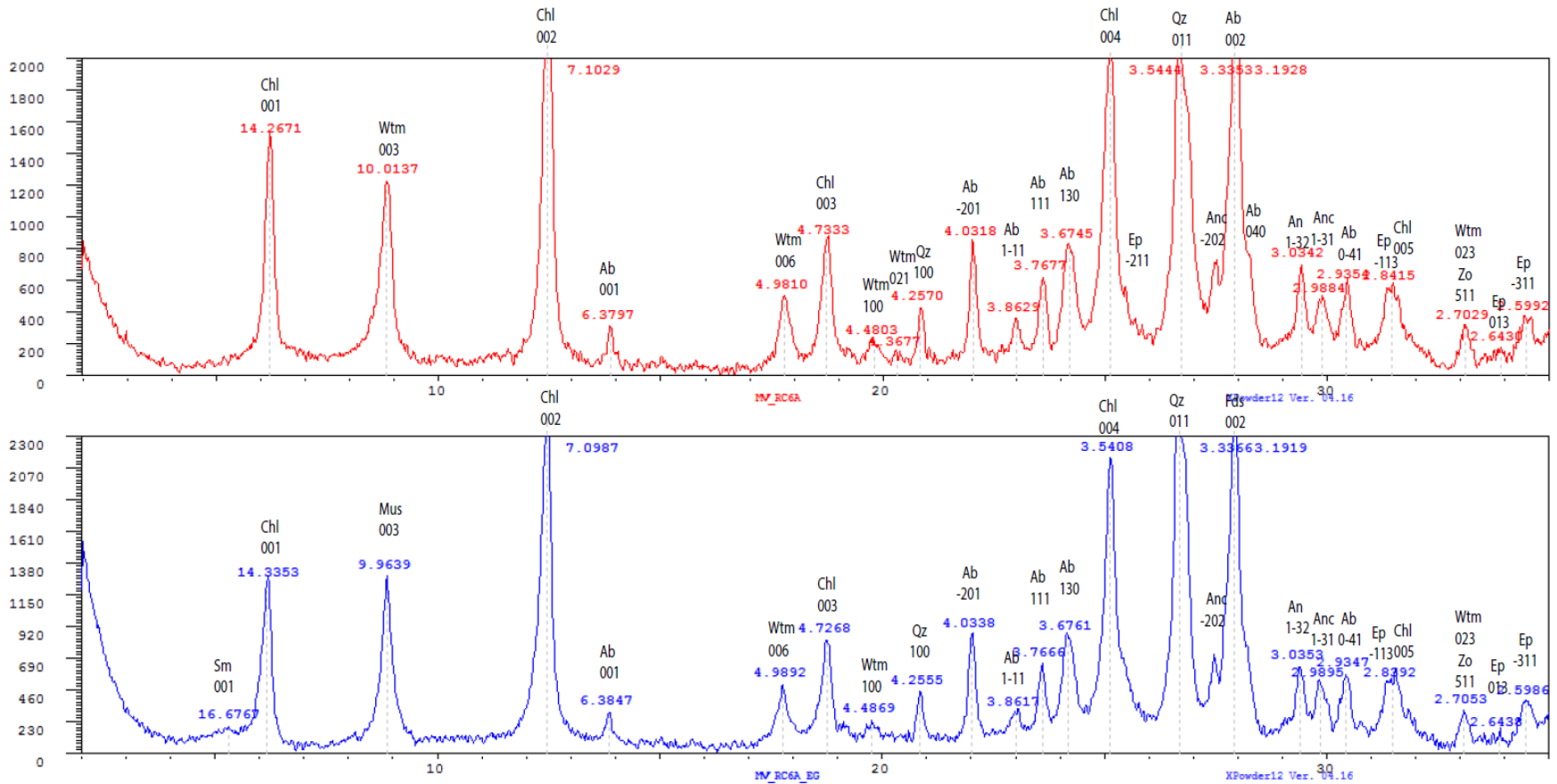


Figura V-8 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

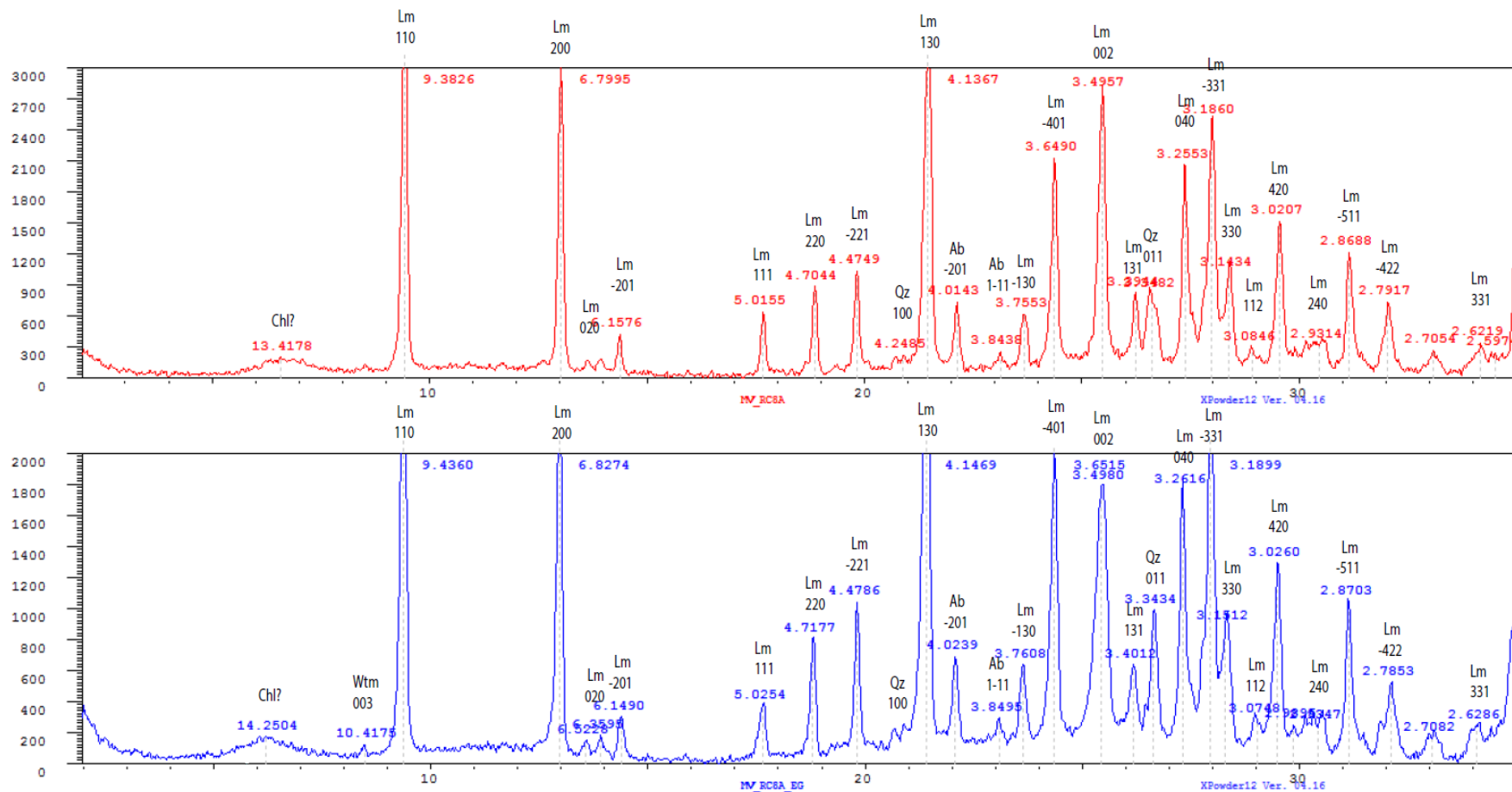


Figura V-9 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

RC 8 ceo

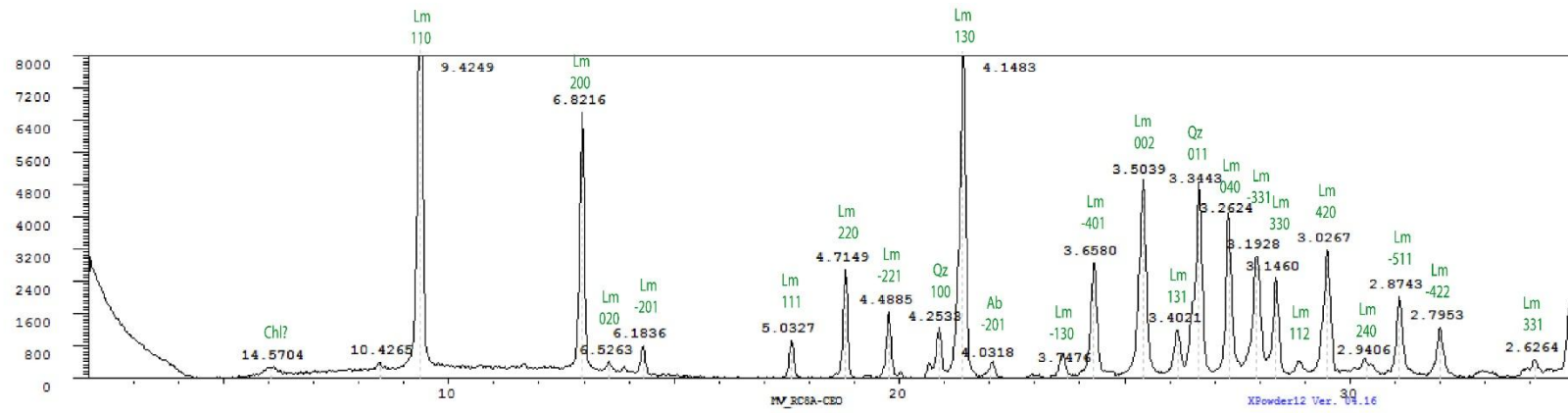


Figura V-10 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol

RC 10

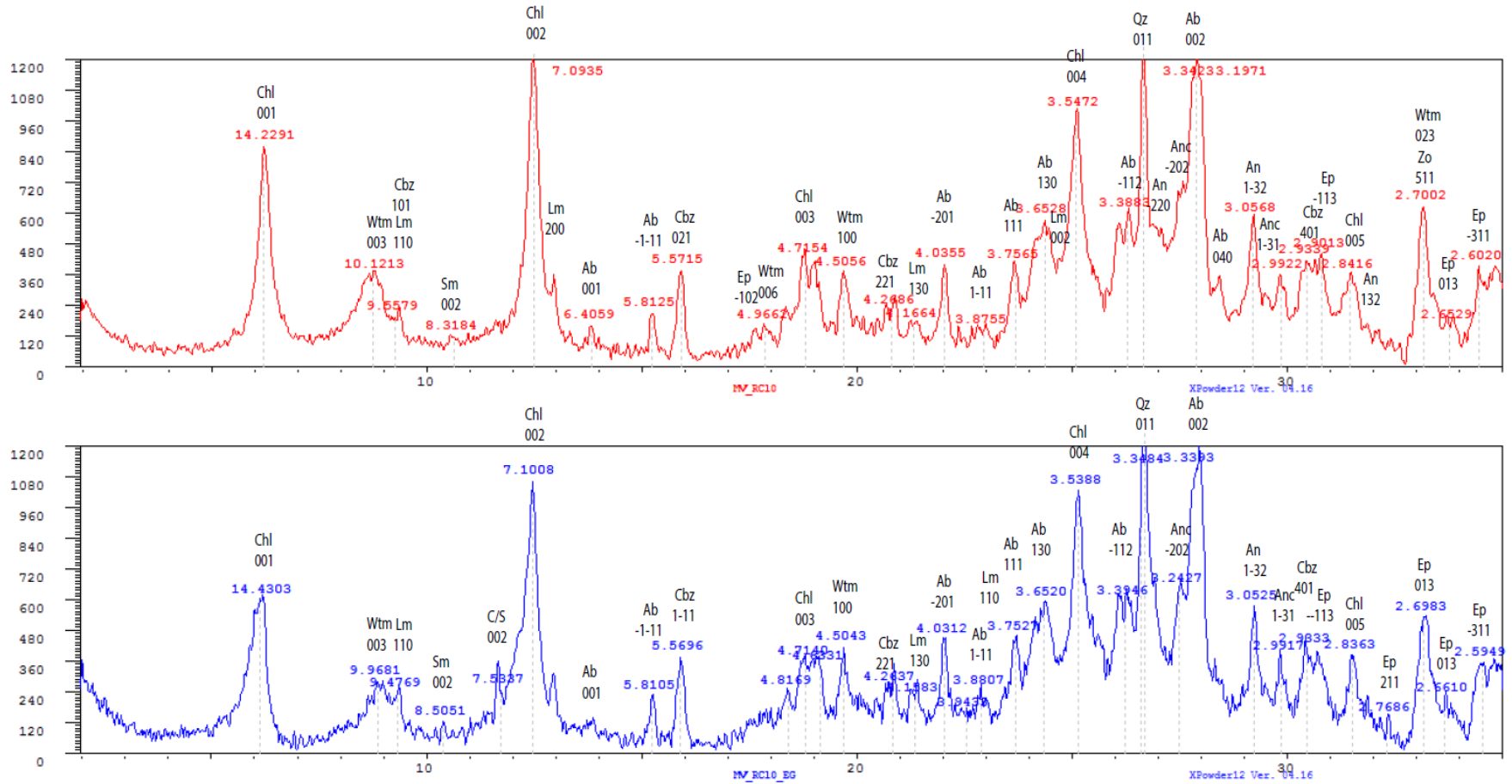


Figura V-11 Análisis de DRX de las muestras de estudios. Difractograma en rojo representa los datos sin tratamiento y en color azul los datos con etilenglicol