

Estratigrafía, geobarometría y metamorfismo de muy bajo grado de la Formación Baños Morales (Jurásico Superior), Chile central (33°S-34°S)

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al
Título de Geólogo.

SEBASTIÁN IGNACIO GUZMÁN ESCOBAR

Profesores guía: DR. EDUARDO MORGADO.

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

DR. CHRISTIAN SALAZAR.

DR. MATIAS PEÑA.

SANTIAGO, CHILE.

Diciembre, 2023.

Estratigrafía, geobarometría y metamorfismo de muy bajo grado de la Formación Baños Morales (Jurásico Superior), Chile central (33°S-34°S)

La zona de estudio perteneciente a la Formación Baños Morales (FBM) se encuentra ubicada entre los 33°S y 34°S a 70 km al este de Santiago, emplazada en la cordillera principal, específicamente en la localidad Baños Morales que pertenece al valle asociado al Río Volcán, uno de los principales afluentes del Río Maipo. La zona constituye una región donde se pueden observar secuencias marinas depositadas en ambientes someros que reflejan una continuidad temporal entre el Jurásico y el Cretácico. Estas secuencias estratificadas pertenecen a la Formación Baños Morales (Titoniano) y Lo Valdés (Titoniano-Hauteriviano).

La investigación del presente proyecto realiza un estudio estratigráfico, geobarométrico y metamórfico de la FBM, con el fin de constreñir procesos geodinámicos asociados a la profundización de cuenca de tras-arco ocurrida en el Titoniano y condiciones intensivas asociadas al metamorfismo-metasomatismo que sufrió posteriormente la FBM.

El ambiente de deportación que se define para la FBM corresponde a un régimen volcánico dentro de un ambiente marino somero asociado a frente de playa o de rampa interna evidenciado en sus niveles sedimentarios carbonatados. Por otro lado, las coladas de lava efusivas depositadas en condiciones subacuáticas se evidencian en su morfología de *pillow* lava y textura de autobrecha. Esto en conjunto con la geobarometría de clinopiroxenos realizada en las lavas de la FBM, donde los datos arrojan profundidades de 2-14 km de profundidad, lo cual correspondería a cámaras emplazadas en niveles someros.

Las asociaciones mineralógicas secundarias presentes en la FBM corresponden a la facie prehnita-pumpellyita, la cual representa rangos de presión que oscilan entre 0,5 a 4,5kbar y rangos de temperatura entre 175-280°C. Estos rangos de presión y temperatura se asocian a un evento metamórfico-metasomático de enterramiento.

SOLO USO ACADÉMICO

*“Quizá el espíritu deba su origen a un excedente de tiempo. Quien se queda
sin aliento no tiene espíritu”*

Byung-Chul Han

AGRADECIMIENTOS

Agradecido de la oportunidad de trabajar con mi profesor guía Dr. Eduardo Morgado y agradecido por su enorme disposición y humildad con sus conocimientos geológicos, ya que siempre me brindo el tiempo, la información y motivación para lograr realizar esta memoria.

A mi profesor co-guía Dr. Christian Salazar por su increíble motivación a realizar lo necesario para poder sacar una buena investigación de pregrado, y por también facilitarme toda la información a su disposición para hacer este trabajo lo más completo posible.

Agradecer a mi madre Patricia Escobar y mi padre Alfredo Guzmán por su incondicional apoyo emocional, mental y económico, que conformaron mis respaldos en lo que respecta mi vida académica.

Mi hermana Daniela Guzmán por su contante apoyo emocional el cual significo una gran fuente de motivación en mi vida general. Mi novia Isidora Ortiz, quien conocí gracias a la universidad y ha sido uno de los apoyos fundamentales a nivel personal y en lo que respecta a estos años académicos de pre-grado.

Mis amigos quienes fueron fundamentales dentro del proceso académico y personal, que hicieron más ameno y significativo este periodo, siempre sabiendo escuchar, motivar y alegrar. Espero mantenerlos lo que el tiempo y la vida me permita. Agradecido enormemente de haber conocido a cada uno de ellos en esta vida.

Agradecer a la escuela de geología de la universidad Mayor por el financiamiento y a los docentes que me acompañaron y me formaron como futuro geólogo, de los cuales agradezco a cada uno de ellos por demostrar que tener una enorme sabiduría en las geociencias no tiene por qué quitar la humildad a nivel personal y profesional. Enseñado en conjunto con la información científica, la ética y moral que debería tener un futuro profesional.

Finalmente agradezco la posibilidad que me brindo mi familia para poder conseguir un título profesional, lo que conforma para mí una gran herramienta social y económica, la cual no todo el mundo tiene acceso a ella.

INDICE

Resumen

Agradecimientos

índice

índice de Figuras

índice de Tablas

Lista de abreviaturas

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Generalidades	1
1.2 Antecedentes.	1
1.3 Problemática.	4
1.4 Hipótesis.....	6
Hipótesis general.....	6
Hipótesis específica.....	6
1.5 Objetivos.	6
1.5.1 Objetivos Generales.	6
1.5.2 Objetivos Específicos.....	6
CAPÍTULO II: METODOLOGÍA	7
2.1 Gabinete pre-terreno.....	7
2.2 Campaña de campo.....	7
2.3 Análisis petrográficos	8
2.4 Análisis Geoquímicos.....	9
2.4.1 Scanning Electrón Microscopy (SEM).....	9
2.4.2 Imágenes BSE	10
2.5. Geobarometría en clinopiroxeno.....	12
CAPÍTULO III: UBICACIÓN Y ACCESOS	14
CAPÍTULO IV: ANTECEDENTES GEOLOGICOS	15
4.1 Marco tectónico.	15
4.2 Marco morfoestructural.....	19
4.3. Geología Regional.....	21

4.4 Rocas Estratificadas.....	23
4.4.1 Formación Nieves Negras.....	23
4.4.2 Formación Río Colina.....	23
4.4.3 Formación Rio Damas.....	23
4.4.4 Formación Baños Morales.....	24
4.4.5 Formación Lo Valdés.....	24
4.4.6 Formación Colimapu.....	25
4.4.7 Formación Abanico.....	25
4.4.8 Formación Farellones.....	26
4.5 Rocas Intrusivas.....	26
4.5.1 Intrusivos asociados al Mioceno Inferior.....	27
4.5.2 Intrusivos Asociados al Mioceno Medio-Superior.....	27
4.5.3. Intrusivo Baños Morales.....	27
4.5.4 Intrusivo La engorda.....	27
4.5.5 Intrusivo Valle el morado.....	28
4.6 Metamorfismo asociado.....	28
CAPÍTULO V: RESULTADOS.....	30
5.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN BAÑOS MORALES (FBM).....	30
5.2 Análisis de asociación de facies FBM.....	33
5.2.1 Intercalación entre lavas, lutitas y areniscas calcáreas (VSfc).....	33
5.2.2 interpretación.....	34
5.2.3 <i>Pillow</i> lavas y Auto brechas volcánicas (Vbp).....	36
5.2.4 Interpretación.....	37
5.2.5 Lavas Andesíticas-Basálticas (Vef).....	38
5.2.6 Interpretación.....	39
5.2.7 Calizas arenosas y lutitas calcáreas (Sfc).....	40
5.2.8 Interpretación.....	42
5.3 Mineralogía secundaria y metadominios.....	43
5.3.1 Amígdalas.....	43
5.3.2 Vetillas.....	44
5.3.3 Fenocristales de plagioclasa.....	45
5.3.4 Masa Fundamental.....	46

5.4 Protolito	47
5.5 Grado metamórfico.....	48
5.6 Geobarometría en clinopiroxenos	52
CAPÍTULO VI: DISCUSIONES	58
6.1 Estratigrafía FBM.....	58
6.2 Geobarometría de clinopiroxenos	59
6.2 Metamorfismo de FBM	59
6.3 Temporalidad de eventos asociados a la FBM.....	61
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES.....	65
Referencias.....	68
ANEXO I	75
FACIES SEDIMENTARIAS.....	75
FACIES VOLCANICAS.....	75
ASOCIACION FACIES	76
ANEXO II	77
ANEXO III	85

SOLO USO ACADÉMICO

Índice de Figuras.

Figura 1 Etapas de fragmentación asociados al sistema Jurásico (MPodozis & Ramos, 2008)	2
Figura 2 Cuadro tectónico-estratigráfico de los Andes centrales, Chile. Basado en Biro, 1964; Thiele, 1980; Uliana & Biddle, 1987; Charrier <i>et al.</i> , 2007; MPodozis & Ramos, 2008; Aguirre <i>et al.</i> , 2009; Charrier <i>et al.</i> , 2014; Rossel <i>et al.</i> , 2014; Salazar & Stinnesbeck, 2015).....	3
Figura 3 Mapa de los cortes BM2-554-2 y BM2-546-5A, donde los distintos puntos marcados corresponden a amígdalas, masa fundamental, vetillas, fenocristales de plagioclasa y fenocristales de clinopiroxeno.....	8
Figura 4 Ejemplo de espectro característico obtenido de una imagen BSE a partir de un glomeroporfido de clinopiroxeno perteneciente a la muestra BM2-554-2.....	10
Figura 5 Ejemplo de imagen de amígdala obtenida con BSE perteneciente a la sección BM2-546-5A, y los espectros característicos 26, 27 y 28 asociados a pumpellyita.	11
Figura 6 Ubicación de la zona de estudio. Los Andes de Chile Central, Provincia de Cordillera, Región Metropolitana de Chile (33,46°S y 33,51°S). A: Chile; B: Mapa provincial de Santiago y ubicación del cuadrante de estudio; C: Mapa aumentado del cuadrante de estudio.....	14
Figura 7 Extraída de Mardones 2019 donde a) Tasa de convergencia y variación en la oblicuidad en el margen de subducción, según Pardo-Casas y Molnar (1987) (azul), Somoza (1998) (negro) y Müller <i>et al.</i> , 2016 (rojo). b) Reconstrucción de la cinemática de la placa Nazca respecto (Modificado de Pardo-Casas y Molnar, 1987). c) Evolución tectónica tectónica desde los 90Ma hasta la actualidad (Modificado de Zonenshayn <i>et al.</i> , 1984).	15
Figura 8 Sección esquemático de subducción y generación de cuencas en el Jurásico -Cretácico inferior (Tapia, <i>et al.</i> , 2020).....	17
Figura 9 Sección esquemático de subducción y cierre de cuenca en Cretácico (Tapia, <i>et al.</i> 2020).18	
Figura 10 Morfología de la segmentación andina entre los 32°y 35°. Zona de estudio se muestra en un cuadrado rojo con línea segmentada. Basado en Charrier y Muñoz (1994, Giambiagi <i>et al.</i> (2001), Giambiagi <i>et al.</i> (2003) y Tassara y Yañez (2003). Modificado de Fock (2005) y extraído de Calderón (2008).....	20
Figura 11 Sección generada en el valle rio volcán. Modificado de Mardones <i>et al.</i> , (2021).	21
Figura 12 Mapa Geológico del Valle Rio volcán. Modificado de Thiele (1980); Palma (1991); Ramos <i>et al.</i> , (2009); Álvarez <i>et al.</i> , (2000); Fock (2005); Calderón (2008). Extraído de Núñez (2018).	22
Figura 13 sección estudiada perteneciente a la FBM.	30
Figura 14 Leyenda de columna FBM.....	31
Figura 15 Columna estratigráfica de FBM.....	32
Figura 16 A) Se pueden observar las estructuras tipo Slumps en areniscas calcares y lutitas calcáreas, en conjunto con extra-clastos de lavas andesíticas de las capas circundantes. B) Intercalación entre areniscas calcares, lutitas calcares y lavas andesíticas. C) Laminacion paralela en lutitas calcareas. D) Slumps.....	34

Figura 17 Esquematación de la formación de Slumps en un ambiente bajo el nivel del mar, en el miembro La cuesta. t0 es el momento inicial previo a la formación del slump, hasta t3 que es el estadio donde ya ocurrió la deformación post tectónica asociada al slumping.....	35
Figura 18 Auto brecha volcánica, donde se observa intra-clasto de composición andesítica y la matriz circundante de la misma composición.....	36
Figura 19 Se observa la morfología lobular asociada a <i>pillow</i> lavas, y su gradación a auto brecha volcánica.....	37
Figura 20 Afloramiento de FBM en la ladera norte del valle perteneciente al río El volcán. Donde la línea punteada de color blanco indica las capas de lavas andesíticas-basálticas.....	39
Figura 21 A) Se observa el nivel perteneciente a las areniscas calcáreas, con presencia de fósiles de ostras. B) Contacto neto entre lavas andesíticas/auto brechas y areniscas/lutitas calcáreas. Donde la sección entre las líneas punteadas corresponde a los estratos sedimentarios calcáreos.	40
Figura 22 Lutita calcárea de la base de FBM (muestra BM534)	41
Figura 23 Caliza arenosa perteneciente a la FBM (muestra BM2-556-2)	41
Figura 24 Esquema de los distintos sub ambientes marinos asociado a la zona nerítica. (Basado en Johnson, 1996).	42
Figura 25 A) Imagen de amígdala correspondiente a la muestra BM2-546-5A, la cual evidencia la asociación mineral Pumpellyita + Albita +Titanita (1); B) Imagen de amígdala correspondiente a la muestra BM2-546-5A, la cual evidencia la asociación mineral Pumpellyita + Prehnita +Titanita + Calcedonia	44
Figura 26 A) Imagen obtenida en SEM, correspondiente a una vetilla de prehnita perteneciente a la muestra BM2-554; B) Misma vetilla que en A, pero en un tramo distinto correspondiente a la muestra BM2-554, la cual evidencia la asociación mineral Pumpellyita + Calcita + Titanita.	45
Figura 27 Asociación mineral (4) encontrada en los fenocristales de plagioclasa dentro de la muestra BM2-554.	46
Figura 28 Diagrama ACF representativo de las asociaciones minerales presentes en la facie prehnita pumpellyita. Extraído de Winter 2010.	48
Figura 29 Diagrama de temperatura-presión de los límites estándares aceptados correspondiente a las distintas facies metamórficas. Los límites representados en este diagrama varían dependiendo de las distintas condiciones termodinámicas, por lo que son aproximados y pueden variar. Extraído y editado de Winter 2010.....	49
Figura 31 Compilación de campos de estabilidad de prehnita y pumpellyita obtenidos a partir de la figura 23. El campo asociado a las actividades minerales promedios para metabasitas está en línea gruesa. Extraído de Frey <i>et al.</i> , 1991.....	50
Figura 32 Campos de presión y Temperaturas para distintas facies metamórficas. Los límites para la facie prehnita-actinolita (PrA) y la facies prehnita pumpellyita (PP) son delimitadas como líneas y puntos, y líneas entrecortadas, respectivamente. El mínimo en temperatura de la facie Esquistos verde (GS) está representada como una línea sólida con dientes en forma de líneas. Facie Ceolita	

(ZEO) y Prehnita-Pumpellyita (PA) (Frey <i>et al.</i> , 1991, J. Metam Geol., 9, 497-509; Encontrado y Extraído de Howie, <i>et al.</i> , 2013.	51
Figura 33 Triangulo de clasificación composicional de clinopiroxeno (Modificado de Cornelis <i>et al.</i> , 1997).	53
Figura 34 Imagen de espectros composicionales medidos en clinopiroxeno con SEM. Los números desde el 63 al 80 corresponden a los espectros composicionales tomados.	53
Figura 35 Ejemplo de espectro composicional característico obtenidos a partir de BSE. Estos corresponden a la medición número 64, en un fenocristal de clinopiroxeno.	54
Figura 36 Distribución gaussiana superpuesta a los datos de presiones (kbar) obtenidos a partir de la ecuación de geobarómetro de clinopiroxeno (Wang <i>et al.</i> , 2021). Las líneas punteadas verdes indican el rango mínimo y máximo en lo que se encuentra el 90% de los datos, la línea punteada azul representa la media del conjunto de datos.	56
Figura 37 Distribución gaussiana y análisis estadístico de datos de profundidad de cristalización de clinopiroxeno.	57
Figura 38 Representación de los Andes Centrales en el Triásico Superior, con una subducción normal y al arco volcánico correspondiente.	62
Figura 39 Sección de los Andes Centrales en el Títoniano representando la migración del arco volcánico hacia el oeste, la transgresión marina y generación de cuenca de tras arco asociada al arco volcánico.	62
Figura 40 Sección de los Andes Centrales en el Títoniano. Ilustra el proceso de slumping asociado a la FBM.	63
Figura 41 Sección de los Andes Centrales en el Títoniano. Ilustra la formación de <i>pillow</i> lavas y autobrechas presentes en la FBM.	64
Figura 1 Columna estratigráfica FBM, tramo 0-100m perteneciente al Miembro La Cuesta.	77
Figura 2 Columna estratigráfica FBM, tramo 100-230m perteneciente al Miembro Placa Verde. ..	78
Figura 3 Columna estratigráfica FBM, tramo 220-320m perteneciente al Miembro Placa Verde. ..	79
Figura 4 Columna estratigráfica FBM, tramo 320-405m perteneciente al Miembro Placa Verde. ..	80
Figura 5 Columna estratigráfica FBM, tramo 405-600m perteneciente al Miembro Placa Verde. ..	81
Figura 6 Columna estratigráfica FBM, tramo 600-663m perteneciente al Miembro Placa Verde. ..	82
Figura 7 Columna estratigráfica FBM, tramo 680-760m perteneciente al Miembro Placa Verde. ..	83
Figura 8 Tabla de colores Munsell utilizados en la columna estratigráfica de la FBM (Figura 15). ..	84
Figura 9 Imagen BSE de vetilla presente en la muestra BM2-554-1.	85
Figura 10 Imagen BSE de fenocristales de clinopiroxenos presentes en la muestra BM2-554-1.	87
Figura 11 Imagen BSE de fenocristales de clinopiroxenos y vetilla presentes en la muestra BM2-554-1.	88

Figura 12 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.	89
Figura 13 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.	90
Figura 14 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.	91
Figura 15 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.	92
Figura 16 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.	93
Figura 17 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.	94

SOLO USO ACADÉMICO

Índice de Tablas

Tabla 1 Constantes a-g y w0-w5 definidas para la ecuación de geobarómetro (Wang <i>et al.</i> , 2021).....	13
Tabla 2 Porcentaje de óxidos presentes en clinopiroxeno (Muestra BM2-554), los cuales fueron extraídos a partir de la conversión elementó-óxido a partir del porcentaje de elementos medido por la imagen BSE.....	54
Tabla 3 Presiones y temperaturas obtenidas a partir de las composiciones medidas en la muestra BM2-554-2 con las ecuaciones de geobarómetro de clinopiroxeno (Wang <i>et al.</i> , 2021).....	55
Tabla 4 Resumen de los datos de profundidad calculados a partir de la presión obtenida por el geobarómetro de Wang (2021).	56
Tabla I Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 19 (Figura 8).	85
Tabla II Elementos del clinopiroxeno en % peso medidos en la Imagen de electrones 19 (Figura 8).	86
Tabla III Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 21 (Figura 9).	87
Tabla IV Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 23 (Figura 10).....	88
Tabla V Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 1 (Figura 11).	89
Tabla VI Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 3 (Figura 12).....	90
Tabla VII Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 7 (Figura 13).	91
Tabla VIII Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 11 (Figura 14). .	92
Tabla IX Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 13 (Figura 15).....	93
Tabla X Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 17 (Figura 16).	94

Lista de Abreviaturas.

BSE – Backscattered Electrons (Electrones retrodispersados)

FBM – Formación Baños morales

SEM – Scanning Electron Microscope (Microscopio electrónico de barrido)

AF – Asociación de facies.

SOLO USO ACADÉMICO

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

La zona de estudio se encuentra entre los 33°S y 34°S a 70 km al este de Santiago, ubicada en la cordillera principal, específicamente en la localidad Baños Morales que pertenece al valle asociado al Río Volcán, uno de los principales afluentes del Río Maipo. En el valle asociado al Río Volcán, de este a oeste por el centro, se pueden observar las siguientes formaciones de base a techo, Río Colina, Río Damas, Baños Morales, Lo Valdés y Colimapu pertenecientes al Mesozoico, y Formación Abanico y Farellones pertenecientes al Cenozoico, con respecto a unidades estratificadas (*e.g* Charrier *et al.*, 2007; Salazar & Stinnesbeck, 2015.)

La sucesión de formaciones mencionadas anteriormente constituye una zona donde aflora una secuencia estratigráfica continua entre el Jurásico y el Cretácico, donde a grandes rasgos hay una confluencia y gradación de ambientes de carácter marino, continental y volcánico. Se asocia a la primera fase del periodo andino (Charrier *et al.*, 2007), específicamente a un contexto extensional asociada a una profundización y colmatación de una cuenca, donde en la zona de estudio inicia con la Formación Río Damas asociada al Oxfordiano (Klohn, 1960), y culminaría con la depositación de la secuencia continental asociada a la Formación Colimapu perteneciente al Albiano (Martínez *et al.*, 1963).

1.2 Antecedentes.

Hace aproximadamente 200 Ma comienza la fragmentación de Pangea, la cual se evidencia en la aparición de coladas basálticas y enjambres de diques asociado a procesos de rifting en el Triásico. Estos eventos termales se llamaron centros de dispersión, el primero registrado es nombrado CAMP (Olsen, 1997), donde el clímax de este evento genera la fragmentación de Pangea constituyendo dos nuevos supercontinentes que corresponden a Laurasia y Gondwana (Olsen, 1997). Posterior a esto, hace 183 -179 Ma (Pleinsbachiano) comenzó otra anomalía térmica asociada al sur del continente Gondwana que se asocia al centro dispersor Karoo, el cual lo fragmentó en dos: Gondwana Occidental y Oriental

(Duncan *et al.*, 1997; Jourdan *et al.*, 2005). Esta anomalía térmica tuvo grandes implicancias en el continente sudamericano actual, ya que gracias a este proceso inició la subducción en el margen occidental de aquel supercontinente (Duncan *et al.*, 1997). Finalmente, entre el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, comienza el último evento de fragmentación asociado al centro dispersor Paraná, que separa Gondwana Occidental (figura 1), en el continente africano y el sudamericano (Renne *et al.*, 1992).

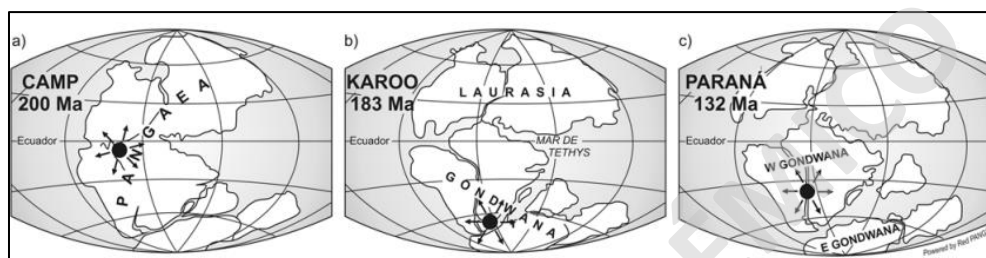


Figura 1 Etapas de fragmentación asociados al sistema Jurásico (MPodozis & Ramos, 2008)

La subducción asociada al margen entre la actual placa Nazca y la placa Sudamericana, se remonta al Pleinsbachiano aproximadamente, aquí comienza el ciclo tectónico Andino, el cual se divide en tres etapas principales (Charrier *et al.*, 2007). La primera etapa se subdivide en dos, la primera corresponde a un contexto geotectónico extensivo, asociado a una subsidencia tectónica y termal, con una posterior emersión de la cuenca (Charrier *et al.*, 2007; 2014). Este último evento marco la división entre la primera subetapa, con respecto a la segunda, donde comienza otro periodo extensional con una subsidencia tectónica (Charrier *et al.*, 2007).

La Formación Baños Morales (FBM) se encuentra posicionada el Titoniano (Salazar & Stinnesbeck, 2015) donde se define un contexto geotectónico caracterizado por un previo inicio de la subducción en el margen occidental de América del sur (Figura 2). La FBM está definida dentro del Jurásico Superior por un contexto mayoritariamente extensional y un adelgazamiento considerable de la corteza (Mpodozis & Ramos, 1989; 2008), que se asocia a un retroceso de la trinchera oceánica o también conocido como roll back (MPodozis & Ramos, 2008) el cual genera los esfuerzos extensionales que permiten la aparición de cuencas de tras arco y un periodo de transgresión marina (Charrier 1979; Uliana & Biddle, 1987) el cual es observado dentro de los depósitos relacionado a la cuenca Neuquina (figura 2). Este

tipo de procesos asociados a extensión y adelgazamiento cortical son generalmente asociados a expresiones superficiales de magmas básicos (Kusiak *et al.*, 2014).

ERA	PERIODO	ÉPOCA	PISO	FORMACIÓN	CICLO	ETAPA	SUBETAPA	EVENTOS TECTONICOS	
Mesozoico	Cretácico	Inferior	Barremiense		C I C L O A N D I N O	PRIMERA	SEGUNDA	EXTENSIÓN	SUBSIDENCIA TERMAL
			Hauteriviense						SUBSIDENCIA TECTÓNICA
			Valanginiense						
			Berriasiense	Fm. Lo Valdés					
	Jurásico	Superior	Titoniense	Fm. Baños Morales					EMERSIÓN DE LA CUENCA
			Kimmeridgiense	Fm. Río Damas					SUBSIDENCIA TERMAL
			Oxfordiense	Fm. Río Colina					
		Medio	Calloviense					PRIMERA	EXTENSIÓN
			Bathonense						
			Bajociense						
	Aaleniense								
	Inferior	Toarciense							
		Pliensbachiense							
		Sinemuriense							
		Hettangiense						SUBSIDENCIA TECTÓNICA	

Figura 2 Cuadro tectónico-estratigráfico de los Andes centrales, Chile. Basado en Biro, 1964; Thiele, 1980; Uliana & Biddle, 1987; Charrier *et al.*, 2007; MPodozis & Ramos, 2008; Aguirre *et al.*, 2009; Charrier *et al.*, 2014; Rossel *et al.*, 2014; Salazar & Stinnesbeck, 2015)

Posterior a la depositación de la Formación Baños Morales y la colmatación de la cuenca de tras arco en un contexto extensivo, la sucesión atraviesa procesos de enterramiento, litificación, compactación, y procesos asociados a los eventos compresivos que atravesó el margen Andino (Vergara *et al.*, 1994; Robinson *et al.*, 2004; Calderón, 2008; Oliveros *et al.*, 2007). Debido a esto, la FBM atravesó varios procesos metamórficos metasomáticos, asociados tanto a enterramiento, hasta eventos termales asociados a cuerpos intrusivos (*e.g.* Robinson *et al.*, 2004; Oliveros *et al.*, 2007; Ávila, 2005; Calderón, 2008).

La FBM atravesó gradientes geotermales de 33-48°C/km y presiones de hasta 2,3kbar (Calderón, 2008), donde se asocia que el mayor grado metamórfico registrado corresponde a

facies prehinta-pumpeyita asociada al enterramiento. También se definen procesos metamórficos de contacto asociados a la epidotización pervasiva de la roca, que hace que las asociaciones mineralógicas de la roca varíen y la roca se oblitere por procesos de alteración y metamórficos-metasomáticos anteriores (Calderón, 2008).

1.3 Problemática.

La FBM fue definida por Salazar y Stinnesbeck (2015), la cual anteriormente correspondía al Miembro Spilitas de la Formación Lo Valdés y se consideraba como miembro basal de la sucesión de acuerdo con Biro (1964). La Formación Baños Morales está constituida por dos miembros; Miembro La Cuesta, compuesta principalmente por rocas sedimentarias calcáreas de granulometría fina y restringidos niveles de lavas; y el Miembro superior Placa Verde, donde hay mayores potencias de lavas andesíticas con niveles subordinados de calizas arenosas y limolitas calcáreas (Salazar & Stinnesbeck, 2015). La FBM en su generalidad constituye una sucesión principalmente volcánica con niveles subordinados de rocas sedimentarias marinas, los niveles pertenecientes a eventos volcánicos efusivos están constituidos principalmente por lavas de composición andesítica. Hacia el norte de la FBM, desaparecen las facies volcánicas proponiendo que la zona sur de la FBM se encuentra más proximal al arco volcánico Lo Prado (Mardones *et al.*, 2021).

Por otro lado, tenemos que el magmatismo relacionado a este tipo de procesos extensionales comúnmente se asocia a una composición basáltica, pero en el caso de FBM los niveles de lavas pertenecen a composiciones andesíticas, que varían en su contenido de hornblenda y piroxenos, por lo que es necesario constreñir cuales son las evidencias geoquímicas presentes en las lavas que representarían procesos extensivos asociados al Titoniano en los Andes centrales. En síntesis, este estudio busca definir y relacionar composicionalmente estas lavas asociadas a un periodo de extensión y generación de cuenca, y como esto se correlaciona con los niveles sedimentarios marinos que se encuentran dentro de la FBM.

Estas rocas volcánicas, y sedimentarias en las que se centra el estudio, reflejan un desequilibrio aparente del sistema, debido a varios procesos de desestabilización

termodinámica que sufrió, esto se evidencia en la pervasiva alteración en la masa fundamental de las lavas en general y la alteración de los fenocristales de plagioclasa, sumado a una posible cornificación de las lavas debido a distintos eventos termales (Calderón, 2008). Además, hay una gran cantidad de procesos secundarios que precipitaron distintas asociaciones minerales en metadominios que se observan en las amígdalas principalmente, las cuales a macro escala varían desde calcita-cuarzo-titanita a amígdalas compuestas solo por pumpellyita, titanita o calcita (Calderon, 2008). Esta mineralogía secundaria presente en las lavas evidencia una saturación de fluidos en la roca que permitieron la vesiculación de esta, en conjunto con la posterior circulación de fluidos que generaron la mineralización observada (Vergara *et al.*, 1994). Estas distintas asociaciones minerales secundarias pueden relacionarse a una superposición de distintos eventos metamórficos-metasomáticos generados por enterramiento y eventos termales (Vergara *et al.*, 1994; Robinson *et al.*, 2004; Calderón, 2008; Oliveros *et al.*, 2007; Calderón, 2008). Para definir los distintos eventos metamórficos que sufrió la FBM es necesario determinar las distintas paragénesis minerales con lo que se podría determinar las condiciones termodinámicas en las que se generaron tales eventos metamórficos, así como la composición de los fluidos para determinar las condiciones de especiación de los distintos elementos que conforman las soluciones mineralizantes.

En síntesis, es necesario estudiar esta Formación debido a que se emplaza en un contexto tectónico de apertura de cuenca, lo cual aún no ha sido argumentado con evidencias petrográficas y geoquímicas que evidencien este contexto. Por ende, con los suficientes datos, e interpretación asociada se podría definir un ambiente tectónico específico de la formación. Además, esta formación sufrió grandes eventos deformativos, que conllevan procesos metamórficos los cuales se evidencian dentro la química y la mineralogía presente en la formación, estos han sido definidos por otros autores (e.g. Vergara *et al.*, 1994; Ávila, 2005; Robinson *et al.*, 2004; Oliveros *et al.*, 2007; Calderón, 2008) y en esta investigación se intentará aportar información respecto al metamorfismo y metasomatismo asociado.

1.4 Hipótesis

Hipótesis general

Las lavas presentes en la Formación Baños Morales evidencian procesos magmáticos de composiciones básicas asociados a contextos extensionales, específicamente con eventos de profundización de cuenca asociados a una subducción tipo marianas.

Hipótesis específica

Debido al metamorfismo por enterramiento y los eventos termales, las condiciones máximas de presión y temperatura a las que se sometió la unidad litológica pertenecen a facies metamórficas prehnita-pumpellyita.

1.5 Objetivos.

1.5.1 Objetivos Generales.

Determinar, mediante métodos cuantitativos y semicuantitativos la química de las rocas para evidenciar el contexto geotectónico que participo en los procesos formativos de la Formación Baños Morales. Además, interpretar una posible sobreimposición de eventos termales a partir de la paragénesis mineral en diferente meta dominios y los fluidos mineralizantes que intervinieron en la roca, asociados a los procesos meta somáticos.

1.5.2 Objetivos Específicos.

I) Caracterizar litológicamente a macro y microescala las unidades presentes en la Formación Baños Morales, principalmente las lavas y sus distintas morfologías asociadas, en conjunto con la mineralización generada por eventos metamórficos- metasomáticos

II) Realizar un estudio estratigráfico de la FBM, en base a la definición de facies sedimentarias y el análisis petrográfico para la posterior interpretación de ambientes sedimentarios en el que se emplazó la FBM.

III) Determinar composición de fases asociadas a metadominios y a clinopiroxenos presentes en lavas mediante análisis de química mineral, con métodos semicuantitativos como el SEM.

IV) Definir facies metamórficas en base a asociaciones minerales presentes en distintos los metadominios asociados a la FBM, para poder constreñir rangos de presión y temperaturas que afectaron a la sucesión estratigráfica.

V) Determinar condiciones de presión en los que cristalizaron los clinopiroxenos presentes en la FBM en base a la ecuación de geobarómetro (Wang *et al.*, 2021).

IV) Análisis conjunto de las interpretaciones de ambientes sedimentarios definidos para las rocas sedimentarias y las profundidades de cristalización de clinopiroxenos presentes en FBM.

CAPÍTULO II: METODOLOGÍA

2.1 Gabinete pre-terreno

En primera instancia, se realizó un estudio pre-terreno en base a antecedentes locales, distritales y regionales de la zona. Donde se enfocó en el contexto geotectónico general correspondiente al Titoniano dentro de los Andes central (*e.g* Thomas, 1958; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock, 2005; Mpodozis & Ramos, 2008; Arriagada *et al.*, 2009; Charrier *et al.*, 2009; Charrier *et al.*, 2014; Boyce *et al.*, 2020; Tapia, *et al.*, 2020; Mardones *et al.*, 2021) estudio estratigráfico de la FBM (Gonzales, 1963; Biro, 1964; Salazar & Stinnesbeck, 2015), eventos metamórficos definidos en la zona de estudio (*e.g.* Vergara *et al.*, 1994; Ávila, 2005; Robinson *et al.*, 2004; Oliveros *et al.*, 2007; Calderón, 2008), aparte de esto se revisó en detalle el geobarómetro de solo clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021) para su posterior aplicación en la FBM.

2.2 Campaña de campo

Se asistió a la localidad de Baños Morales, donde se estudió el afloramiento perteneciente a la ladera sur del valle El Volcán. La transecta de estudio comenzó por el este abarcando inicialmente el miembro inferior y luego el miembro superior de la FBM, que corresponde a La Cuesta y a Placa verde respectivamente. En el afloramiento se obtuvieron

muestras de cada nivel considerado importante, las auto brechas, lavas, y algunos niveles sedimentarios, donde las muestras se codificaron con el prefijo BM para las asociadas al Miembro La Cuesta y con BM2 para las muestras asociadas al Miembro Placa Verde. Se recolectaron un total de 33 muestras, para su posterior análisis petrográfico. Además, se recolectaron datos de morfológicos y de disposición de las unidades de la FBM tomados *in situ*.

2.3 Análisis petrográficos

Se realiza una descripción litológica detallada de cada muestra, generando una base de datos con los puntos GPS de la zona de extracción de la muestra. Posterior a esto, se seleccionan 14 muestras representativas de la FBM para hacer secciones petrográficas las cuales serán analizadas a microscopio.

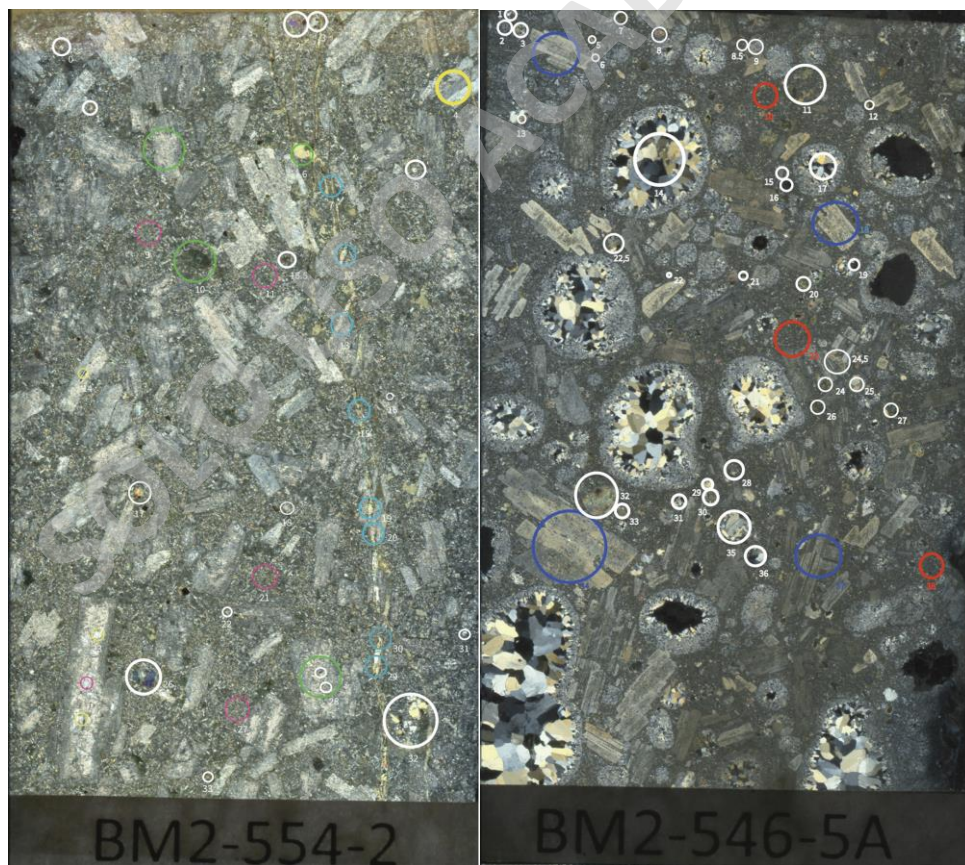


Figura 3 Mapa de los cortes BM2-554-2 y BM2-546-5A, donde los distintos puntos marcados corresponden a amígdalas, masa fundamental, vetillas, fenocristales de plagioclasa y fenocristales de clinopiroxeno.

Estas también fueron descritas litológicamente, generando otra base de datos con solo las descripciones de los cortes petrográficos. Finalmente se seleccionaron dos muestras a partir de los siguientes criterios (1) que tenga una amplia gama de metadominios (2) que albergara una alta cantidad de fenocristales de clinopiroxeno de buen tamaño. Siguiendo esto, se seleccionaron las muestras BM2-546-5A y BM2-554, las cuales pertenecen a lavas andesíticas. Ambos cortes se escanearon en alta definición, elaborando un mapa para definir los puntos de interés a medir en el SEM (figura 3).

2.4 Análisis Geoquímicos.

Posterior a esto, se mandan a hacer 14 cortes transparentes, de las rocas más representativas de la FBM con énfasis en las lavas en general. Se describen estos cortes obteniendo datos de la mineralogía presente y seleccionando puntos de conflicto, para poder mandar a SEM algunos cortes y semi cuantificar los elementos mayores de los minerales, masa fundamental y meta dominios de la roca. Aparte también se mandarán algunas rocas a análisis de química total de roca, para definir los elementos traza asociados a esta y poder determinar procesos petrogenéticos metamórficos e ígneos, los distintos métodos analíticos geoquímicos que se usan en esta investigación se describen brevemente a continuación.

2.4.1 Scanning Electrón Microscopy (SEM).

Esta herramienta provee información de la topografía o relieve del mineral, estructura cristalina, composición química y el comportamiento eléctrico de la especie mineral, en base a bombardeo de electrones al material, generando la desaceleración de los electrones por interacciones con los electrones presentes en el sólido (Vernon-Parry, 2000). Se pueden producir dos tipos de electrones en este proceso, los primeros son los electrones secundarios, los cuales son de baja energía y no logran penetrar más que unos pocos nanómetros dentro del sólido, esto provoca un cierto número de electrones eyectados que llegan a los detectores del SEM, permitiendo imágenes de la topografía del material (Goldstein, 2017).

El otro tipo se llama electrones retrodispersados y son el método que se utilizara en este estudio (Backscatter electrón. BSE), el cual también consiste un haz de electrones eyectados desde una fuente interna del SEM, pero estos penetran una mayor profundidad al

sólido interactuando con la muestra, permitiendo imágenes que muestran las diferencias de densidad de una muestra pulida (Reed, 2005). El cambio de nivel energético en los electrones presentes en el sólido provoca la liberación de rayos x que generan un espectro característico y uno continuo, el continuo se considera como ruido de fondo debido a que existe en todas las muestras analizadas. El otro es el espectro característico el cual da “peaks” locales de intensidad con respecto a la longitud de onda, donde se puede desprender la composición del sólido (Figura 4) (Reed, 2005). El SEM es de vital importancia dentro de esta investigación debido a que brinda información de sitios específicos dentro de la roca, que son de gran importancia para definir asociaciones minerales presentes en la FBM.

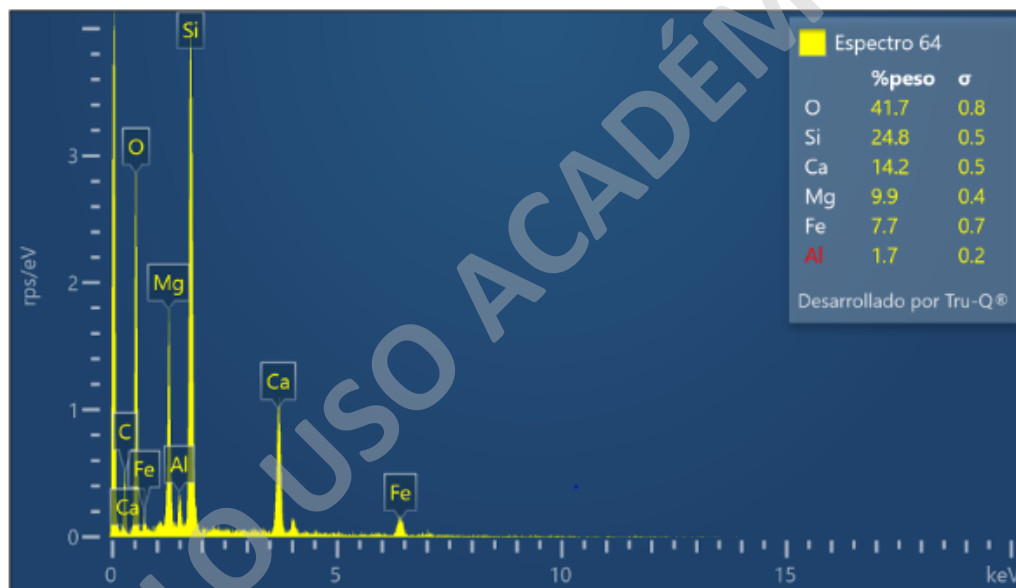


Figura 4 Ejemplo de espectro característico obtenido de una imagen BSE a partir de un glomeroporfido de clinopiroxeno perteneciente a la muestra BM2-554-2.

2.4.2 Imágenes BSE

Después de la descripción petrográfica detallada de los cortes BM2-554 y BM2-546-5A se determinaron los puntos donde fuera de importancia tomar espectros composicionales característicos para determinar los elementos presentes y poder determinar la mineralogía respectiva. Se tomaron un total de 12 imágenes con el método BSE y se midieron alrededor de 90 espectros característicos.

Se escaneo la sección perteneciente a la muestra BM2-554-2, donde se generó un mapa de la sección estudiada, focalizando los puntos donde se encuentran los clinopiroxenos, y algunos metadominios asociados a vetillas y fenocristales de plagioclasa (Fig. 3). Luego con el método BSE, se tomó una imagen de las zonas que contenían el fenocristal de clinopiroxeno ehedral de mayor tamaño, en el cual se tomaron varias mediciones composicionales. En la imagen BSE del glomeropórfido de fenocristales de clinopiroxeno (figura 34) se graficaron los puntos donde se midieron la composición, los espectros obtenidos van del espectro 63 al 80, representando los valores obtenidos en la tabla 1.

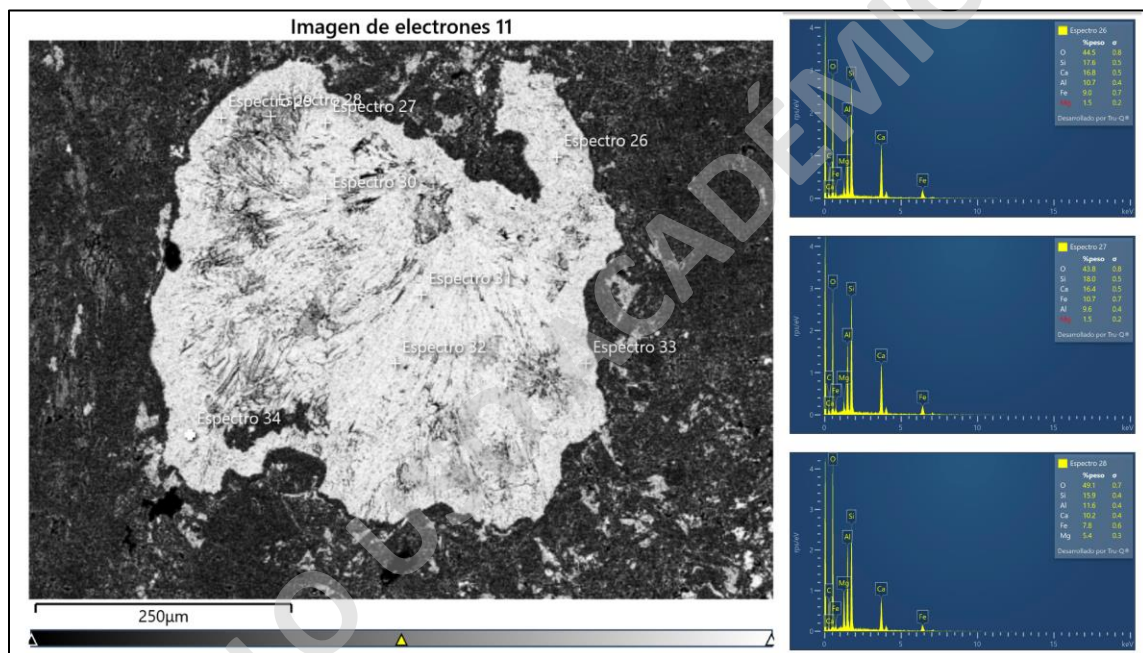


Figura 5 Ejemplo de imagen de amígdala obtenida con BSE perteneciente a la sección BM2-546-5A, y los espectros característicos 26, 27 y 28 asociados a pumpellyita.

Los espectros característicos arrojan picos composicionales distintivos para cada elemento presentes en la estructura cristalina del mineral, brindando información en porcentaje peso, donde los principales datos obtenidos corresponden a elementos mayores. Cabe destacar que la química obtenida por el método BSE corresponde a química semi cuantitativa debido a que no se compara con ningún estándar previo.

2.5. Geobarometría en clinopiroxeno

Como se planteó en un inicio, la hipótesis principal de este estudio es poder relacionar el contexto geotectónico extensivo definido en el Titoniano, con evidencias geoquímicas presentes en las rocas ígneas la FBM, o por lo menos tener un acercamiento. Para tener aproximarnos a responder esta idea, se utilizó el modelo de geo barómetro de solo clinopiroxeno definido por Wang *et al* 2021, que brindara información de la presión a la que cristalizó el clinopiroxeno, asociándolo a la profundidad en la que se encontraba la cámara magmática. El geobarómetro de solo clinopiroxeno formulado por Wang *et al* (2021), ocupa la sensibilidad composicional de los elementos presentes en la estructura cristalina del clinopiroxeno, correlacionando la variación composicional con respecto a la profundidad de cristalización del mineral (Wang *et al.*, 2021).

Este método presenta una alta confiabilidad y aplicabilidad a los distintos sistemas geológicos, debido a que solo ocupa como variables la composición presente en el clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021). Es por esto, que el geobarómetro de clinopiroxeno presenta una mayor aplicabilidad a los distintos sistemas para definir condiciones de presión y temperatura de cristalización, por lo que las últimas décadas se ha desarrollado y calibrado en base a datos experimentales para mejorar su aplicabilidad en los distintos sistemas geológicos (*e.g.*, Nimis, 1995; Nimis & Ulmer, 1998; Nimis, 1999; Nimis & Taylor, 2000; Putirka, 2008; encontrado en Wang *et al.*, 2021).

Para la utilización de este modelo se sugieren las siguientes condiciones del sistema para la que los resultados tengan una mayor confiabilidad, esto en base a los datos experimentales que fueron utilizados para la calibración del modelo. Estos criterios son (1) el porcentaje de SiO₂ debe ser menor al 60% en peso;(2) el rango de presiones donde fueron calibrados y validados los datos es entre 1-12kbar; (3) Al (IV) y el componente de jadeíta debe ser mayor a 0 (Wang *et al.*, 2021). El caso de estudio de los clinopiroxenos dentro de la FBM, coinciden con estos requerimientos para que el geobarómetro tenga una confiabilidad mayor en los resultados. Cabe destacar que los valores tienen un error estimado (SEE) de 1,66 asociado a la formulación del geobarómetro, además del error asociado a la herramienta de medición, el cual en este caso no fue calculado debido a que el SEM al ser

una herramienta semi cuantitativa, no ofrece un estándar para calcular el error asociado a cada medición. La fórmula para el modelo barométrico no lineal es definida como (Wang 2021):

$$P(\text{kbar}) = aNLT(\ln(\text{Al}^{\text{IV}})) + b\text{Si} + c\text{Fe}^{\text{total}} + d\text{Mg} + e\text{Ca} + f\text{Na} + g$$

Donde NLT es un término no lineal, que solo depende de la composición del clinopiroxeno, y es definido como:

$$NLT = \frac{\omega\text{Al}^{\text{VI}}}{\omega_0\text{Al}^{\text{VI}} + \omega_1\text{Ti} + \omega_2\text{Cr} + \omega_3\text{Fe}^{\text{total}} + \omega_4\text{Mn} + \omega_5\text{Mg}}$$

a-g y w corresponden a constantes definidas por el método de optimización llamado gradiente descendente el cual busca el mínimo de la función para la definición de estas constantes. Los valores definidos para estas constantes son:

Tabla 1 Constantes a-g y w0-w5 definidas para la ecuación de geobarómetro (Wang *et al.*, 2021).

	Eq. 1	Eq. 1 (NLT)	
a	-7.98	w0	1.48
b	0.65	w1	7.74
c	-5.95	w2	1.17
d	-11.19	w3	1.06
e	-24.28	w4	0.04
f	108.66	w5	-0.06
g	25		

Luego se reemplazan estas variables por los datos composicionales obtenidos a partir de las imágenes BSE tomadas con SEM. Estas imágenes y espectros composicionales fueron medidos en los clinopiroxenos medidos en la muestra BM2-554-2. Por últimos, se genera la conversión elemento-óxido, a partir del porcentaje peso de los elementos, debido a que la fórmula de geo barómetro de Wang (Wang *et al.*, 2021) utiliza el porcentaje en peso de estos elementos en forma de óxidos.

CAPÍTULO III: UBICACIÓN Y ACCESOS

La ubicación de la zona corresponde a los Andes de Chile Central, Provincia de Cordillera, Región Metropolitana de Chile, específicamente entre los 33,46°S y 33,51°S. Para acceder a la zona se deben recorrer 92Km hacia el este de Santiago, hasta llegar a la Ruta G-25, luego se accede al Camino al Volcán, desde aquí se sigue avanzando hacia el este hasta llegar a la localidad Baños Morales, y en la ladera sur del Río Volcán aflora la sección a estudiar, que corresponde a rocas estratificadas con una disposición subvertical (Figura 6).

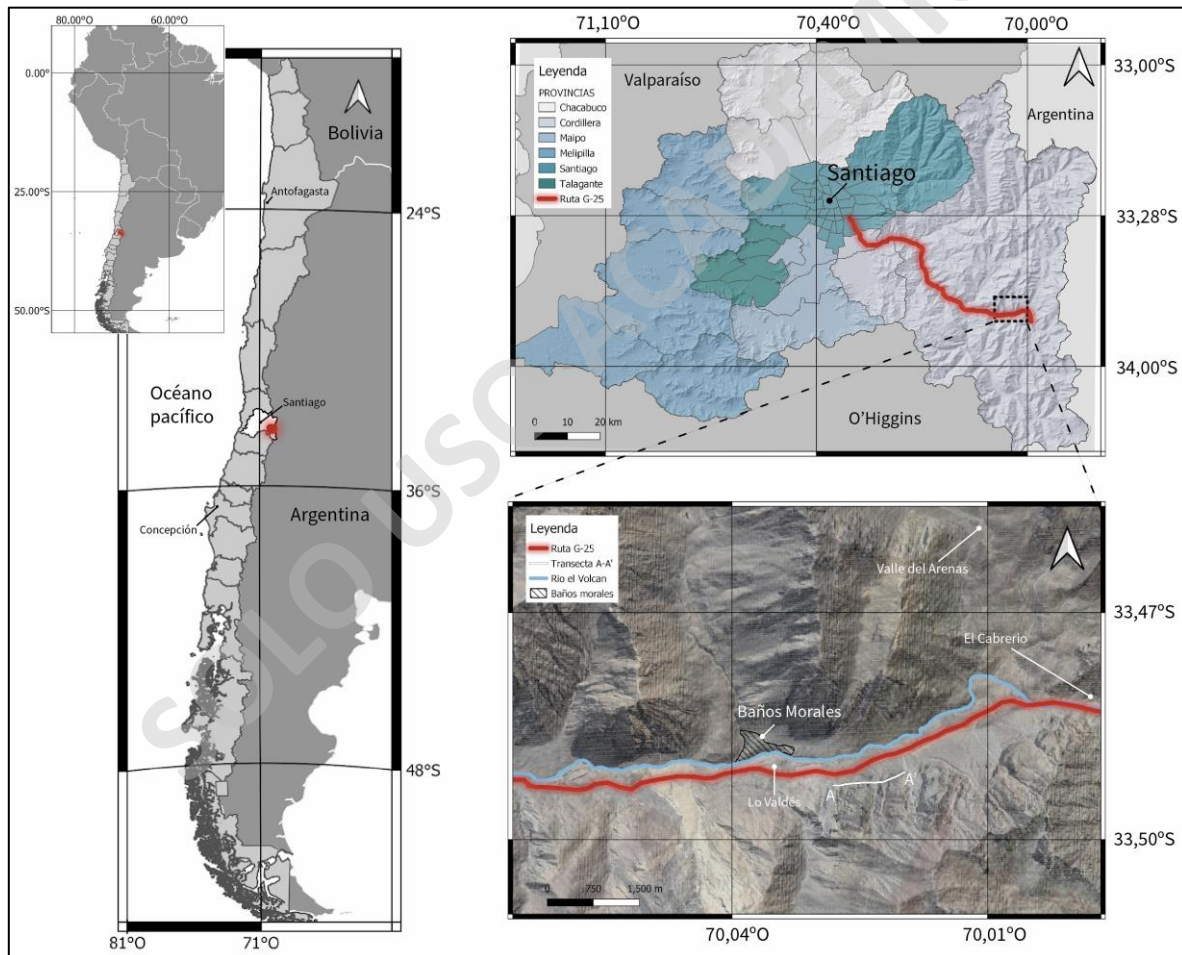


Figura 6 Ubicación de la zona de estudio. Los Andes de Chile Central, Provincia de Cordillera, Región Metropolitana de Chile (33,46°S y 33,51°S). A: Chile; B: Mapa provincial de Santiago y ubicación del cuadrante de estudio; C: Mapa aumentado del cuadrante de estudio.

CAPÍTULO IV: ANTECEDENTES GEOLOGICOS

4.1 Marco tectónico.

Dentro del proceso de subducción asociado al margen Andino, ha pasado a través de varios cambios en la velocidad de convergencia, como también cambios en la oblicuidad en la placa subductante (Figura 7), teniendo como consecuencia la génesis de varios esfuerzos tanto compresivos como extensivos dentro del continente, específicamente en margen occidental del continente Sudamericano (Mardones *et al.*, 2021).

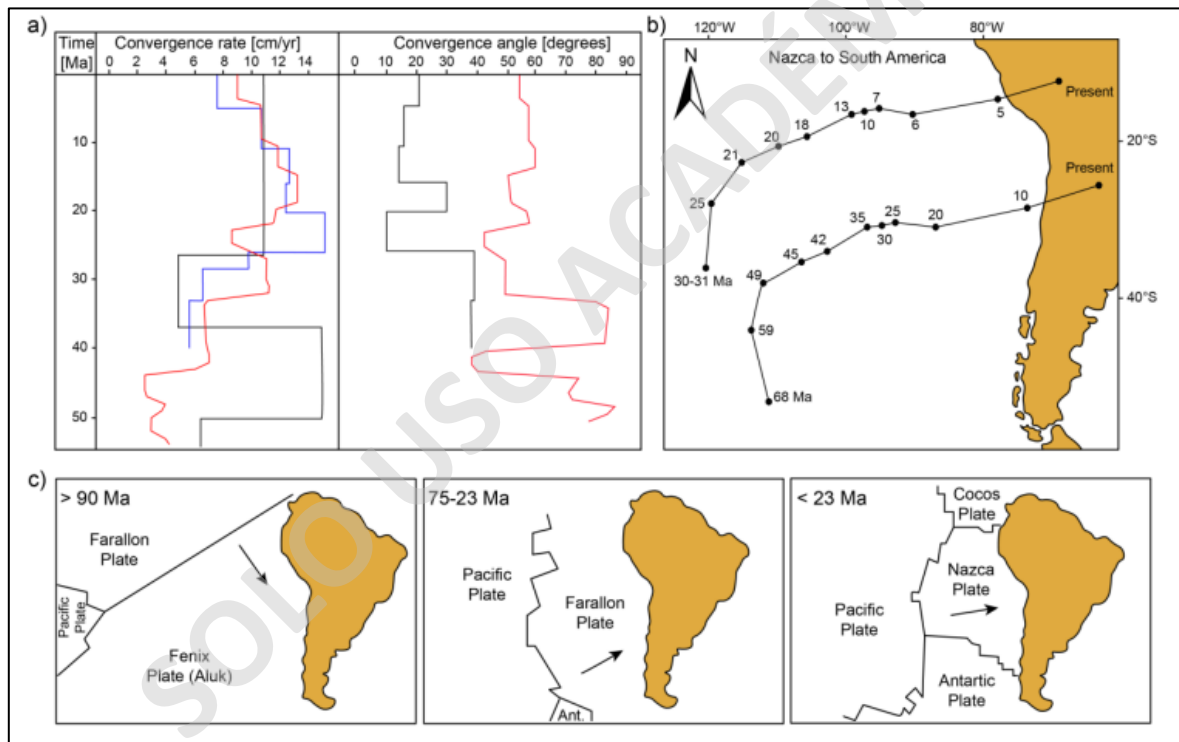


Figura 7 Extraída de Mardones 2019 donde a) Tasa de convergencia y variación en la oblicuidad en el margen de subducción, según Pardo-Casas y Molnar (1987) (azul), Somoza (1998) (negro) y Müller *et al.*, 2016 (rojo). b) Reconstrucción de la cinemática de la placa Nazca respecto (Modificado de Pardo-Casas y Molnar, 1987). c) Evolución tectónica desde los 90Ma hasta la actualidad (Modificado de Zonenshajn *et al.*, 1984).

Desde el Jurásico al Cretácico Inferior el proto continente Sudamericano era subductado por la placa Fénix con un vector de avance SE (Mardones *et al.*, 2021). Este periodo se caracteriza por un contexto extensivo en el margen, debido al proceso de roll back

que genero la cuenca que propicio la transgresión marina y la depositación de la FBM. Este proceso se asocia a la zona norte de la cuenca de Neuquén, la cual comprende desde los 32°S hasta aproximadamente los 39°S, donde el depocentro de la cuenca está en dirección sur de los Andes, registrado en el aumento de las potencias en las sucesiones estratigráficas. Charrier *et al.*, 2014; MPodozis & Ramos, 2008; Charrier *et al.*, 2009; Giambiagi *et al.*, 2003) (Figura 8). Esto implica que los esfuerzos extensionales son mayores hacia el sur de los Andes debido a la oblicuidad de la losa subductante (MPodozis & Ramos, 2008).

El Jurásico Superior en la zona norte, centro y centro sur de Chile y Argentina esta caracterizado por la formación de cuencas extensionales de tras arco e intra arco que se mantuvieron activas hasta el Cretácico Temprano (Mpodozis & Ramos, 2008). Estas cuencas ubicadas de norte a sur son: Cuenca de Arequipa, Tarapacá y Neuquén. La cuenca de Arequipa está ubicada al norte, específicamente al sur de Perú, y conecta con la cuenca de Tarapacá en el norte de Chile. Luego la cuenca de Tarapacá se encuentra separada de la cuenca de Neuquén entre los 27°S y 31°S por altos topográficos asociados a super plutones que impiden la formación de cuencas (Jensen, 1984; Mpodozis & Ramos, 2008).

Estas cuencas presentan 4 intervalos de sedimentación previamente definidos como: ciclo precuyano (Triasico Superior a Sinemuriano), Grupo Cuyo (Hettangiano-Caloviano), Grupo Lotena (Caloviano Medio a Oxfordiano) y Grupo Mendoza (Kimmeridgiano al Barremiano) (Gulisano & Gutiérrez, 1994; 1996; Mpodozis & Ramos, 2008).

Estos intervalos de sedimentación estuvieron dominados por ciclos de regresión y transgresión marina con presencia de magmatismo bimodal asociado al arco magmático y eventos volcánicos efusivos de composición básica (Mpodozis & Ramos, 2008).

Posterior a esto, a inicios del Cretácico Superior comenzó un cambio dentro de la subducción debido a la variación del vector de convergencia que marco el inicio de un contexto geotectónico compresivo en el margen occidental del proto-continente Sudamericano (Charrier *et al.*, 2007). Durante este proceso en la Cordillera principal, dentro de Chile central comienza a depositarse la Fm. Colimapu y la Fm Las Chilcas en la Cordillera

de la Costa dentro de las mismas latitudes (Figura 9) (Thomas, 1958; Boyce *et al.*, 2020; Mardones *et al.*, 2021).

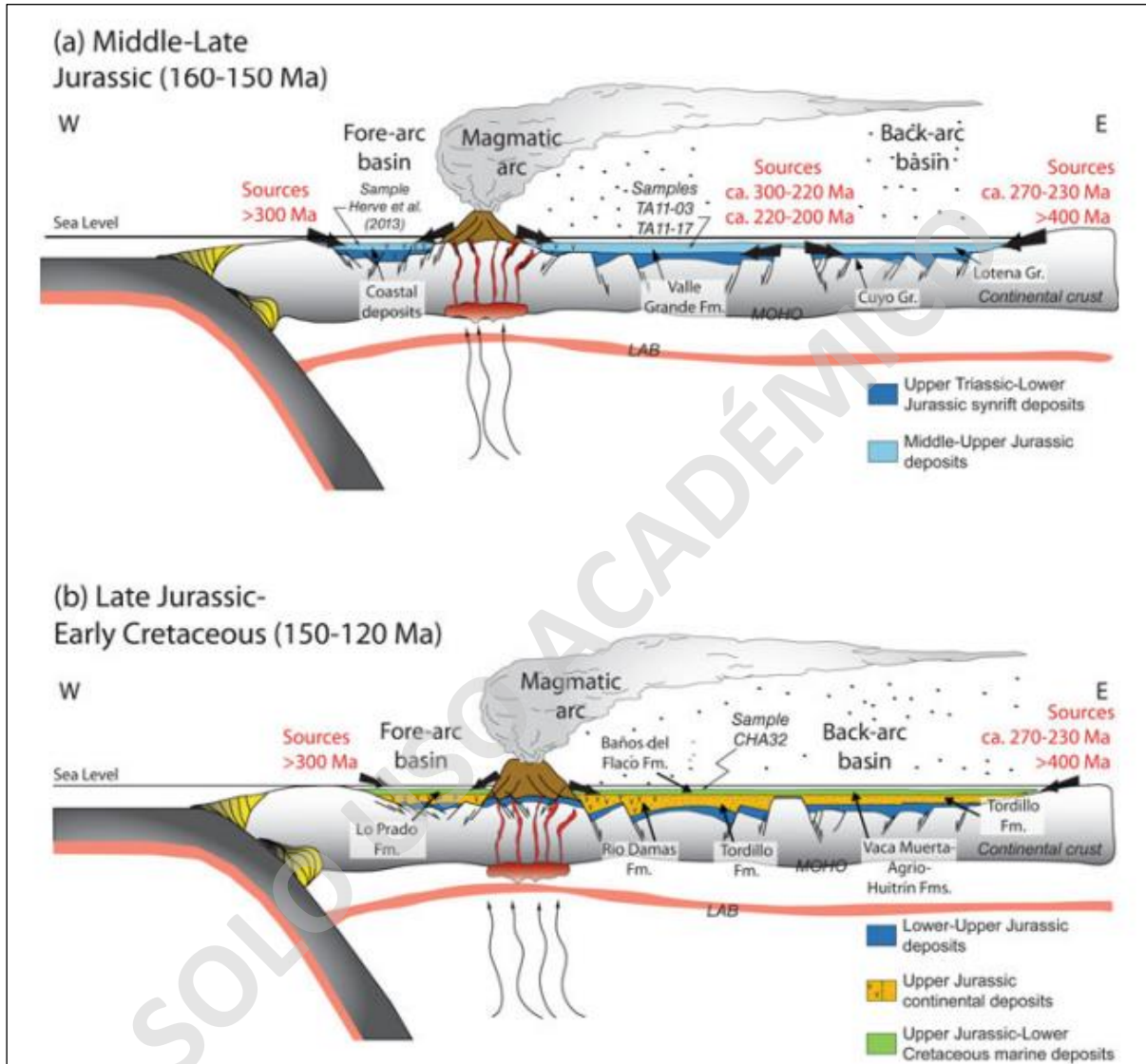


Figura 8 Sección esquemático de subducción y generación de cuencas en el Jurásico -Cretácico inferior (Tapia, *et al.*, 2020).

Aproximadamente entre los 75-23 Ma comienza a subducir la Placa farellones, la cual a los 23Ma se fractura, dando origen a las placas actuales Nazca y Cocos, que configuran las condiciones geotectónicas actuales del margen Andino (Figura 7). La tasa de subducción actual es de 7 cm por año aproximadamente, con una oblicuidad en el vector de subducción

de aproximadamente 20° con dirección hacia el NO (Scheuber *et al.*, 1994; Somoza, 1998; Somoza & Ghidella, 2005; Somoza & Zaffarana, 2008; Charrier *et al.*, 2009)

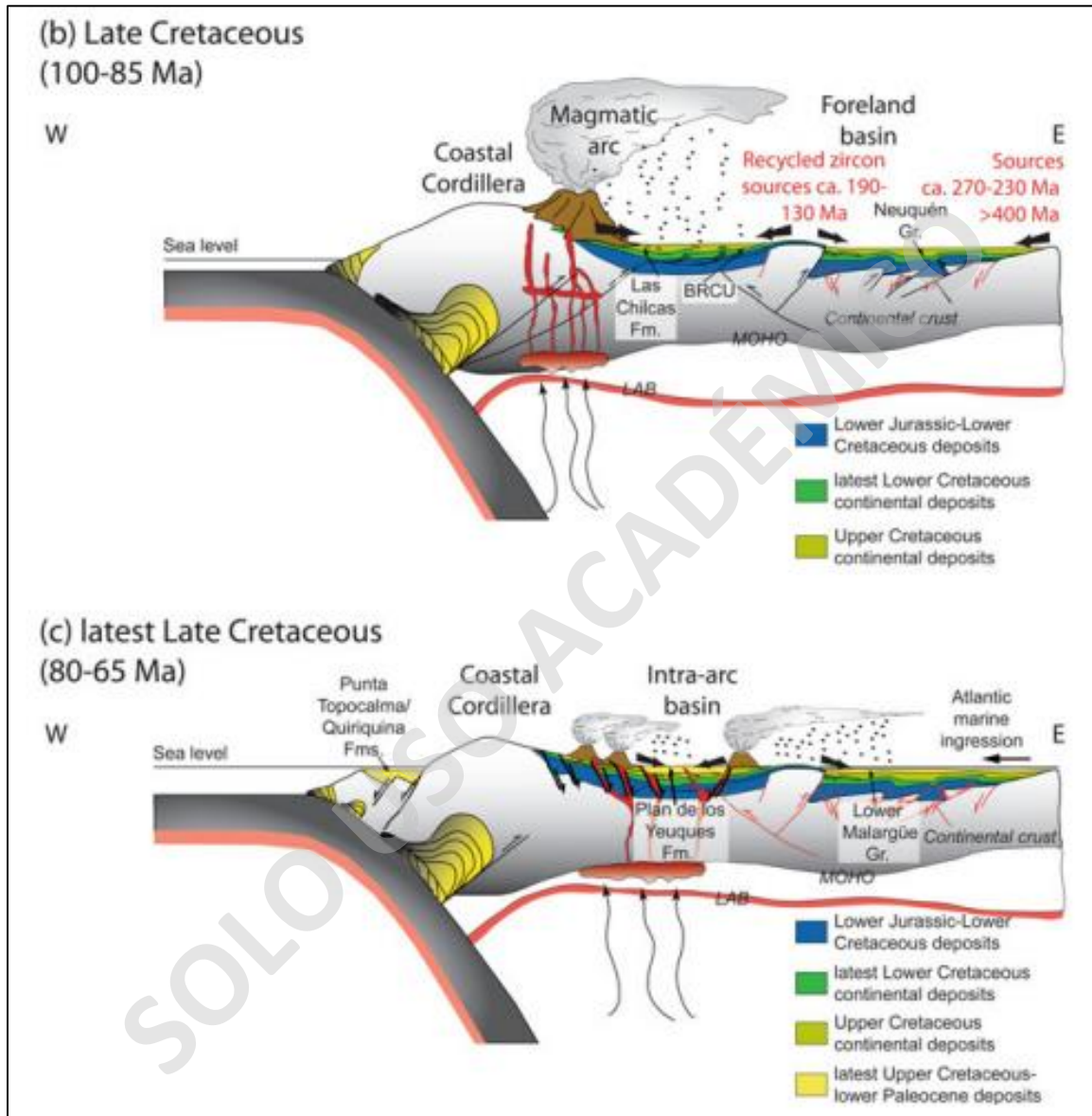


Figura 9 Sección esquemático de subducción y cierre de cuenca en Cretácico (Tapia, et al. 2020).

Actualmente Chile Central está ubicado en la sección entre la subducción plana y la subducción tipo normal que comienza al sur de los 33°44'S, con la presencia del Oroclino del Maipo, debido a la subducción de Juan Fernandez Ridge (Arriagada *et al.*, 2009). Dentro del relieve asociado a la cordillera Principal afloran sucesiones continentales, volcánicas y marinas, que pertenecen a las formaciones Mesozoicas como Nieves negras, Río colina, Río

Dama, Baños Morales, Lo Valdés y Colimapu, y formaciones Cenozoicas asociadas a la cuenca de Abanico, estas corresponden a Abanico y Farellones, en conjunto con cuerpos intrusivos que se emplazan a lo largo de todo el arco volcánico (Fock, 2005; Calderón, 2008; Vergara *et al.*, 1994).

4.2 Marco morfoestructural

Dentro de Chile Central, pertenecientes a los Andes del Sur (32°S-35°S), se pueden asociar 5 unidades morfoestructurales clasificadas principalmente en base a su relieve, que presentan una disposición norte-sur. De este a oeste son (figura 10): Cordillera Frontal, Cordillera Principal, Depresión Central y Codillera de la Costa (Fock, 2005). En el recuadro de color rojo se encuentra la zona de estudio, donde se puede ver que se ubica en el relieve asociado a la Cordillera Principal (Figura 10).

La Cordillera Principal se puede dividir en dos secciones, la Cordillera Occidental y la Cordillera Principal. La primera se asocia principalmente a rocas Cenozoicas, debido a que en esta zona se encuentran las formaciones Farellones, y Abanico principalmente. La segunda se compone de rocas pertenecientes al Mesozoico, las cuales evidencian una gran deformación, asociada principalmente a la faja plegada y corrida de Aconcagua, el cual presenta una vergencia de deformación en dirección Este (Fock, 2005). La faja plegada y corrida de Aconcagua se subdivide en cuatro dominios deformativos principales. La Formación Baños Morales pertenece principalmente al segundo dominio que involucra a secuencias sedimentarias Jurásicas Tardías a Cretácicas, el cual es el que evidencia mayor acortamiento dentro de los cuatro dominios en los que se subdivide la faja plegada y corrida de Aconcagua (Giambiagi, 2003).

La Cordillera Principal se puede dividir en dos secciones, la Cordillera Occidental y la Cordillera Principal. La primera se asocia principalmente a rocas Cenozoicas, debido a que en esta zona se encuentran principalmente las formaciones Farellones, y Abanico principalmente. La segunda se compone de rocas pertenecientes al Mesozoico, las cuales evidencian una gran deformación, asociada principalmente a la faja plegada y corrida de Aconcagua, el cual presenta una vergencia de deformación en dirección Este (Fock, 2005).

La faja plegada y corrida de Aconcagua se subdivide en cuatro dominios deformativos principales. La Formación Baños Morales pertenece principalmente al segundo dominio que involucra a secuencias sedimentarias Jurásicas Tardías a Cretácicas, el cual es el que evidencia mayor acortamiento dentro de los cuatro dominios en los que se subdivide la faja plegada y corrida de Aconcagua (Giambiagi, 2003).

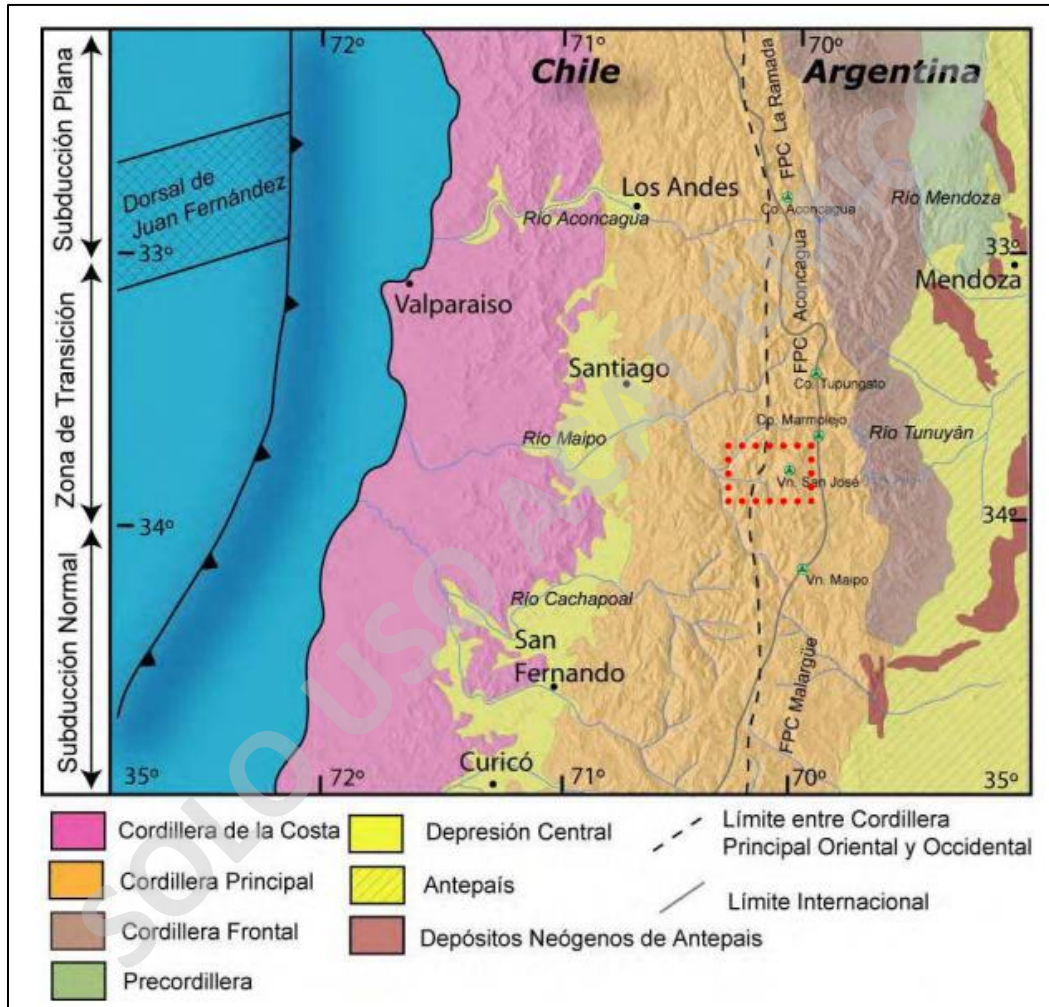


Figura 10 Morfología de la segmentación andina entre los 32° y 35°. Zona de estudio se muestra en un cuadrado rojo con línea segmentada. Basado en Charrier y Muñoz (1994, Giambiagi *et al.* (2001), Giambiagi *et al.* (2003) y Tassara y Yañez (2003). Modificado de Fock (2005) y extraído de Calderón (2008).

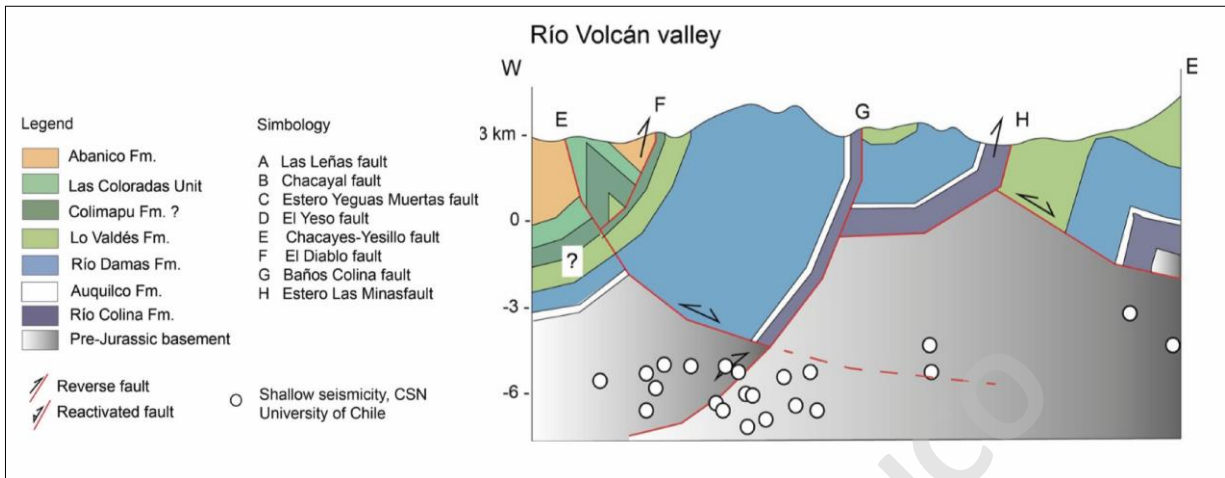


Figura 11 Sección generada en el valle río volcán. Modificado de Mardones *et al.*, (2021).

La zona de estudio, y la mayoría de las secuencias que afloran en el valle del Río Volcán pertenecen al inicio de la faja plegada y corrida de Aconcagua, el cual presenta un contexto altamente deformativo, asociado a plegamiento, y reinversión de fallas normales, con vergencia hacia el este (Fock, 2005). Esto se evidencia en basculamiento de los estratos (Figura 11), llegando a un manteo sub vertical de estos (Fock, 2005; Mardones *et al.*, 2021). Esto condiciona a la vez la reinversión de fallas normales profundas de alto ángulo como la falla El Diablo, la cual corresponde a la faja plegada y corrida de Aconcagua (Fock, 2005). Esta falla se encuentra en el techo de la Formación Lo Valdés, por lo tanto, aproximadamente 700m hacia el oeste de la FBM, siendo la falla más cercana a esta (Figura 11).

4.3. Geología Regional

Dentro del contexto del área de estudio, se encuentran afloramientos asociadas a rocas estratificadas de origen sedimentario continental, sedimentario marino, y rocas volcánicas, estas datan edades jurásicas, hasta el presente (Thiele, 1980; Palma, 1991; Ramos *et al.*, 2009; Álvarez *et al.*, 2000; Fock, 2005; Calderón, 2008; Ramos *et al.*, 2009; Núñez, 2018; Mardones *et al.*, 2021). Además, las formaciones presentan una orientación norte-sur respecto a su disposición espacial (figura 12). Por último, estas formaciones han servido como roca de caja para el emplazamiento de cuerpos intrusivos de edades mioceno-pleistoceno (Thiele, 1980).

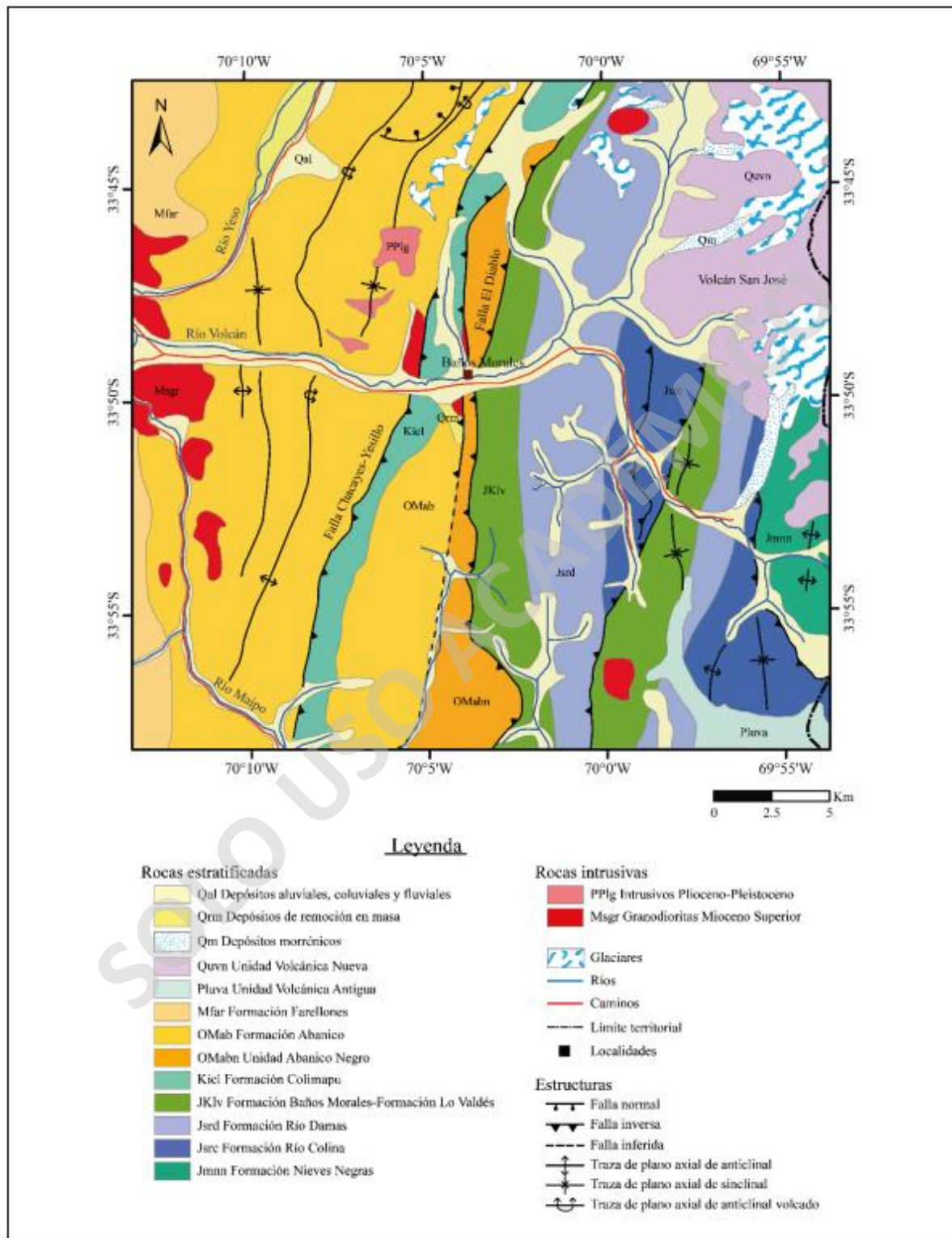


Figura 12 Mapa Geológico del Valle Rio volcán. Modificado de Thiele (1980); Palma (1991); Ramos *et al.*, (2009); Álvarez *et al.*, (2000); Fock (2005); Calderón (2008). Extraído de Núñez (2018).

4.4 Rocas Estratificadas

Se describen a grandes rasgos las unidades estratificadas pertenecientes al mesozoico y cenozoico correspondientes al relieve asociado a la Cordillera Principal, entre los 33,40° y 33,60° (Figura 12).

4.4.1 Formación Nieves Negras.

La Formación definida por Álvares *et al.* (1997), presenta una edad Bathoniano-Calloviano, en base los fósiles presentes en ella. Está conformada por una sucesión de areniscas que van desde granulometrías arena media a arena fina, presenta niveles intercalados con rocas pelíticas de color negro, limolitas y algunos niveles subordinados de brechas, cercanos a la base (Alvarez *et al.*, 1997; Charrier *et al.*, 2002). La base aún no ha sido ubicada, debido a que no se encuentra aflorando y subyace de manera concordante a la Fm. Río Colina (Giambiagi, 2000). Se correlaciona con las formaciones Nacientes del Teno, Las Lajas, Tres Esquinas y Los Molles (Klohn, 1960; Davidson, 1971; Charrier *et al.*, 2002)

4.4.2 Formación Río Colina.

Definida por Gonzales (1963), y está compuesta por una sucesión sedimentaria marina, específicamente de areniscas calcáreas intercaladas con lutitas calcáreas, limolitas, lutitas fisibles, y calizas, con algunos niveles subordinados de lavas andesíticas y yeso (Thiele, 1980; Mardones *et al.*, 2021). Presenta una edad Calloviano-Oxfordiano datada por los fósiles presentes en la secuencia (Thiele, 1980). Esta formación no tiene aflorando su base, pero se interpreta un contacto concordante con la Fm. Nieves Negras (Alvarez *et al.*, 1997) y presenta un contacto concordante con la Fm. Río Damas. Se correlaciona con la formación Lotena, La Manga, Tábanos y Auquilco ubicadas en Argentina (Thiele, 1980; Alvarez *et al.*, 1997).

4.4.3 Formación Río Damas.

Esta sucesión fue definida por Klohn (1960), y corresponde a una intercalación de brechas conglomerádicas y conglomerados con clastos de origen volcánico, areniscas, limolitas y lavas andesíticas, con niveles subordinados de yeso. Presenta una edad asociada al b Kimmeridgiano por encontrarse sobre el yeso principal que tiene una edad Oxfordiana,

y por subyacer a la FBM que data edad titoniana (Klohn 1960). Pero en base a análisis U-Pb de circones de origen volcánicos provenientes de las lavas presentes en la misma formación se le asigna la edad hasta el Titoniano (Rossel *et al.*, 2014; Aguirre *et al.*, 2009). La Formación Río Damas sobre yace de manera concordante a la Formación Río Colina, y subyace de manera concordante a la Formación Baños Morales (Mardones *et al.*, 2019). Esta formación se correlaciona con la Formación Lagunillas y con la Formación Tordillo ubicada en Argentina (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Sruoga *et al.*, 2000; Giambiagi *et al.*, 2003).

4.4.4 Formación Baños Morales.

Definida por Salazar y Stinnesbeck (2015), que corresponde a la redefinición del miembro inferior spilitas perteneciente con anterioridad a la Formación Lo Valdés, definida por Gonzales (1963). Esta sucesión, se compone principalmente de lavas andesíticas con distintas morfologías, auto brechas, *pillow* lavas y niveles asociados a coladas, con presencia de niveles subordinados de rocas sedimentarias calcáreas y silicoclásticas de granulometría media a gruesa. Esta se subdivide en dos miembros principales, el basal correspondiente a La Cuesta y el miembro superior nombrado Placa Verde. La FBM se relaciona de manera concordante en su base con la Fm. Río Damas, y subyace de manera concordante a la Fm. Lo Valdés. La edad Asociada a esta secuencia volcánica y sedimentaria corresponde a edad Titoniano inferior a medio, datada en la fauna fósil existente en los niveles sedimentarios calcáreos (Salazar & Stinnesbeck, 2015). Se puede correlacionar con la Fm Termas del Flaco hacia el sur de la zona de estudio que presenta una edad Titoniano Superior-Hauteriviano (Klohn, 1960)

4.4.5 Formación Lo Valdés.

Esta Formación es definida por Gonzales (1963) y posteriormente redefinida por Salazar y Stinnesbeck (2015). Se compone principalmente de areniscas, areniscas calcáreas, calizas, limolitas, limolitas calcáreas, lutitas calcáreas y algunos niveles subordinados de lavas andesíticas. Esta formación presenta tres miembros, denominados El Escalador, Placa Roja, y Cantera. Su localidad tipo se encuentra en la ubicación asociada al valle El Volcán. La Formación Lo Valdés se encuentra sobre yaciendo de manera concordante a la FBM, y subyace de manera concordante a la formación Colimapu (Gonzales, 1963). Se le asigno una

edad asociada al Titoniano - Hauteriviano, en base al conteniendo fósil representado principalmente por ammonites (Biro, 1964; Hallam *et al.*, 1986).

La Formación Lo Valdés se puede correlacionar con la formación Termas del Flaco hacia el sur de la zona de estudio que presenta una edad Titoniano - Hauteriviano (Klohn, 1960) y se correlaciona también con la Formación San José que se encuentra hacia el norte, que presenta una edad Valanginiana (Aguirre, 1960).

4.4.6 Formación Colimapu.

Esta Formación fue definida inicialmente por Klohn (1960), representa principalmente una sucesión de carácter continental subaéreo, debido a que se compone principalmente de areniscas rojas, lutitas rojas, conglomerados arenosos, tobas, lavas andesíticas y niveles subordinados de calizas que se acuñan lateralmente (Thiele, 1980). Se le estima una edad entre 80-118Ma en base a datación de circones obtenidos de niveles de arenisca (Aguirre *et al.*, 2009). Sobreyace a la formación Lo Valdés con un contacto erosivo, y subyace en paraconcordancia a la formación Abanico (Mardones *et al.*, 2021). Se correlaciona con la formación Huitrin y Rayoso, que se ubican en el sector argentino. También se podría asociar al miembro inferior de la Formación Diamante (Giambiagi, 2000).

Se propone que el miembro superior de esta formación pertenece a otra unidad distinta a la Formación Colimapu (Mardones *et al.*, 2021). Denominó esta como Unidad Colorada, la cual en base a análisis de circones detríticos le asigna una edad aproximada de $73,8 \pm 4,2$ Ma, asignándoles al piso Campaniano. Se compone principalmente en 3 miembros, el basal se asocia principalmente a areniscas conglomeradas, el miembro posterior volcánico intermedio asociado a andesitas y el final, compuesto por areniscas cuarcíferas y niveles subordinados de lavas y calizas (Mardones *et al.*, 2021).

4.4.7 Formación Abanico.

Esta unidad fue definida por Aguirre (1960) y es una sucesión volcanoclástica y volcánica compuesta principalmente por lavas básicas e intermedias, niveles piroclásticos de composición intermedia, y rocas sedimentarias silicolclásticas, la cual se emplaza en un contexto geotectónico extensional asociada a la formación de la cuenca Abanico (Charrier *et*

al., 2002). Se encuentra sobreyaciendo a formaciones Mesozoicas por un contacto por falla, y se encuentra subyaciendo a la formación Farellones con contactos que varían a lo largo de la zona de estudio, que van desde pseudoconcordantes, discordante y por falla, por lo que se podría sintetizar como un contacto transicional (Charrier *et al.*, 2002).

Se le asigna una edad asociada al piso Eoceno Superior-Mioceno Inferior en base a fósiles vertebrados y dataciones radiométricas (*e.g.* Vergara & Drake, 1979; Charrier *et al.*, 1996; Fuentes *et al.*, 2002; Vergara *et al.*, 1999; Muñoz, 2005; Farias, 2007; Fock, 2005). Se correlaciona con la Formación Coya-Machali y la Formación Los Molles, esta última ubicada en Argentina (Thiele, 1980; Drake *et al.*, 1982; Sruoga *et al.*, 2000; Charrier *et al.*, 2002).

4.4.8 Formación Farellones.

La Formación Farellones la definió Klohn (1960), la cual corresponde a una sucesión de carácter volcánico, compuesta por lavas, tobas, ignimbritas, y niveles de brechas volcánicas, que varían desde una composición básica a ácida (Thiele, 1980). Sobreyace a la Fm. Abanico con un carácter transicional que varía desde pseudoconcordante a discordante asociada a la inversión tectónica de la cuenca Abanico (Charrier *et al.*, 2002).

Su edad corresponde al Mioceno basada en dataciones radiométricas de K-Ar realizadas a lo largo de la formación (Beccar *et al.*, 1986). Se correlaciona con la formación Hornitos ubicada en Atacama, y la Formación Malla Malla en la región de Bío Bío (Thiele, 1980).

4.5 Rocas Intrusivas

En el área de estudio se identifican cuerpos tabulares asociados a diques hipoabisales, los cuales se disponen de manera discordante a la estratificación, con una composición diorítica (Calderón, 2008). Otros cuerpos tabulares asociados a sill diabásico que presenta algunas texturas que evidencian flujo y algunos fenocristales de olivino alterados (Calderón, 2008). También se identifican cuerpos intrusivos de mayor dimensión asociados a stocks de composición granítica (Calderón, 2008), los cuales se describen a continuación.

4.5.1 Intrusivos asociados al Mioceno Inferior.

Estos cuerpos plutónicos granodioríticos presentan un rango de edad entre los 20 Ma y los 18 Ma. Se encuentran instruyendo a la Fm. Abanico. Estos cuerpos son el Plutón San Francisco, el Plutón Salto del Soldado y el Plutón La Obra (Thiele, 1980; Kurtz *et al.*, 1997)

4.5.2 Intrusivos Asociados al Mioceno Medio-Superior.

Rocas intrusivas que presentan litologías de granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera, con rangos de edad que varían ente los 13 y 8 Ma. Estos presentan una ubicación al este con respecto a la franja de intrusivos del Mioceno Inferior. Dentro de este grupo se encuentra el Plutón San Gabriel, y el Plutón La Gloria (Thiele, 1980; Cornejo & Mahood, 1997; Kurtz *et al.*, 1997)

4.5.3. Intrusivo Baños Morales.

Se encuentra aflorando al norte de la localidad de Baños Morales y de la remoción las amarillas. Es un cuerpo granítico de color amarillo y se encuentra instruyendo a la parte superior de Abanico Negro, asociado a un contacto por falla, con lavas andesíticas y algunas brechas volcánicas (Calderón, 2008). Se podría correlacionar con el intrusivo Valle El Morado debido a que afectan la misma área, pero afectan a unidades distintas (Calderón, 2008). Este cuerpo no presenta dataciones debido a que está demasiado alterado.

4.5.4 Intrusivo La engorda

Este intrusivo granítico aflora en el cajón de la Engorda, que se encuentra en el cerro Aguja Escondida. Presenta una composición tonalítica, debido a que presenta cristales de plagioclasas, anfíboles y cuarzo en menor cantidad. Este se encuentra intuyendo a areniscas y lavas, al yeso principal y a niveles de calizas pertenecientes a la formación de Río Colina.

Este intrusivo presenta actinolita creciendo a partir de los bordes de los anfíboles primarias de la roca. Aguirre le asigno una edad de 8 Ma aproximadamente en base a dataciones de U-Pb de circones (Calderón, 2008).

4.5.5 Intrusivo Valle el morado.

Este stock aflora en al norte del cerro Ruhillas, entre la zona norte de la Quebrada morales, y el cajón del Morado (Calderón, 2008). Este cuerpo granítico, presenta texturas micrográficas, en las plagioclasas de mayor tamaño y algunos cristales de clorita (Calderón, 2008). Este se encuentra cortando a la unidad Abanico Negro, mediante un contacto por la falla Baños Morales, y también está en contacto con niveles de yeso. Aguirre le asignó una edad de 60 Ma aproximadamente, mediante datación de U-Pb en circones (Calderón, 2008).

4.6 Metamorfismo asociado.

Autores anteriores han estudiado las asociaciones de los meta-dominios de mineralogía secundaria presente en estas Formación a lo largo de la transecta del valle Volcán (*e.g.* Vergara *et al.*, 1994; Ávila, 2005; Robinson *et al.*, 2004; Oliveros *et al.*, 2007; Calderón, 2008). Según Vergara *et al.* (1994) define que la principal mineralogía secundaria en la FBM y Lo Valdés consiste en clorita, epidota, prehinta, pumpeyita, celadonita, feldespato alcalino, calcita y stillpnomelano, asociándolo a un metamorfismo de muy bajo grado que corresponde a facies prehinta pumpellyita. Respecto a la Formación Colimapu presenta una asociación mineral similar a las formaciones Lo Valdés y Baños Morales, pero se diferencia en que hay presencia de laumontita dentro de la asociación, por lo que se le asigna la facies ceolitas (Vergara *et al.*, 1994). Por otro lado, Oliveros (2007) define que la principal asociación de mineralogía secundaria observada dentro de las formaciones Lo Valdés y Río Damas es de epidota + actinolita + chlorita, y en menor cantidad pumpeyita, calcita, titanita y calcedonia, asignándoles una facie de pumpellyita – actinolita con un rango de mínimo de 260°C y 1.1kbar. Además, Calderón (2008) define que el intrusivo La Engorda presenta crecimiento de actinolita a partir de anfíbolos, lo que podría indicar un aumento del grado metamórfico a facies sub-esquistos verdes, debido al evento termal generado por el cuerpo intrusivo.

Estos eventos se asocian principalmente a metamorfismo regional, metamorfismo de enterramiento y a una superposición de metamorfismos de contacto generado a partir de los cuerpos intrusivos que se emplazaron en la zona (Oliveros *et al.*, 2007). Se dataron estos distintos eventos metamórficos, los cuales arrojaron edades de cristalización de la actinolita hace aproximadamente 8Ma. Por otro lado, también se dato la edad de cristalización de las

titanitas y celedonitas presentes e indican edades entre 120-60 Ma, por lo que estos estudios concluyen que la zona representa una sobreimposición de distintos eventos metamórficos (Oliveros *et al.*, 2007).

El estudio más reciente de Calderón (2008), concluyen que las epidotas presentes en las asociaciones minerales corresponden a metamorfismo de contacto producido por el intrusivo La Engorda, esto principalmente por que la composición de las epidotas se asimila a la composición de las epidotas asociadas al dominio del cuerpo intrusivo. Los filosilicatos presentes en estas rocas son principalmente clorita, y corresponden a temperaturas de 170°C-350°C, debido a la baja temperatura se asocian a eventos metamórficos de enterramiento (Calderón, 2008). Finalmente, a la secuencia completa desde la Formación Río Damas, a la Formación Colimapu, evidencian procesos metamórficos asociados a gradientes geotérmicos entre los 33-45°C, relacionado específicamente a metamorfismo de enterramiento. Esto argumentado en base a las temperaturas en las que cristalizaron las cloritas y las composiciones presentes en las titanitas y pumpellyitas (Calderón, 2008).

CAPÍTULO V: RESULTADOS

5.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN BAÑOS MORALES (FBM)

Definida por Salazar y Stinnesbeck (2015), como una sucesión de rocas volcánicas andesíticas y restringidas intercalaciones de rocas sedimentaria marinas. González (1963) define la Formación Lo Valdés como una unidad litológica sedimentaria y volcánica, en donde Biro (1964) al miembro inferior lo denomina “spilitas”, compuesto principalmente por rocas de origen volcánico. Por lo cual *sensus* Salazar y Stinnesbeck (2015) redefine la Formación Lo Valdés, separando el Miembro “Spilitas” como la actual Formación Baños Morales.

La FBM tiene una potencia de 750m y está constituida por dos miembros, el basal nombrado “La cuesta” y el miembro superior “Placa Verde”. Esta formación está constituida principalmente por andesitas porfídicas y auto brechas volcánicas, intercaladas con niveles sedimentarios de grano fino a medio, con cemento calcáreo.



Figura 13 sección estudiada perteneciente a la FBM.

la FBM aflora en las laderas del valle perteneciente al río El Volcán, donde los estratos asociados a esta unidad presentan una disposición subvertical, donde los planos de estratificación presentan una excelente exposición y un manteo incipiente hacia el oeste. Las laderas del valle El Volcán, están conformados por coluvios y detritos con espesores de hasta 300m que anteceden al afloramiento rocoso. Por lo que, para poder obtener muestras de la FBM es necesario subir este depósito de roca detrítica no consolidada. La FBM sobre yace en concordancia a la Formación Rio Damas y subyace concordantemente a la Formación Lo Valdés.

Se baso en los modelos clásicos de códigos definidos por Miall (1977, 1978), Friend *et al.* (1979) y Veiga *et al.* (2008). El nombre de facies se definió utilizando una letra mayúscula para la litología y letras minúsculas para hacer referencia a las estructuras sedimentarias mecánicas, características composicionales y contenido fósil. Las características utilizadas para la definición de facies fueron la litología, composición, tamaño de grano, contenido biogénico, y color (Middleton, 1973). En el anexo II se encuentra la tabla de colores Munsell con los códigos utilizados en la columna de la FBM (figura 8).














LITOLOGÍA	SIMBOLOGÍA	CONTACTOS
 Lava andesítica	 Slumps	 Neto
 Arenisca calcáea	 Cefalópodos	 Gradacional
 Caliza arenosa	 Bivalvos	
 Lutita calcáea	 Ostrácodos	
 Autobrecha	 Pillow	
	 Intraclastos	

Figura 14 Leyenda de columna FBM.

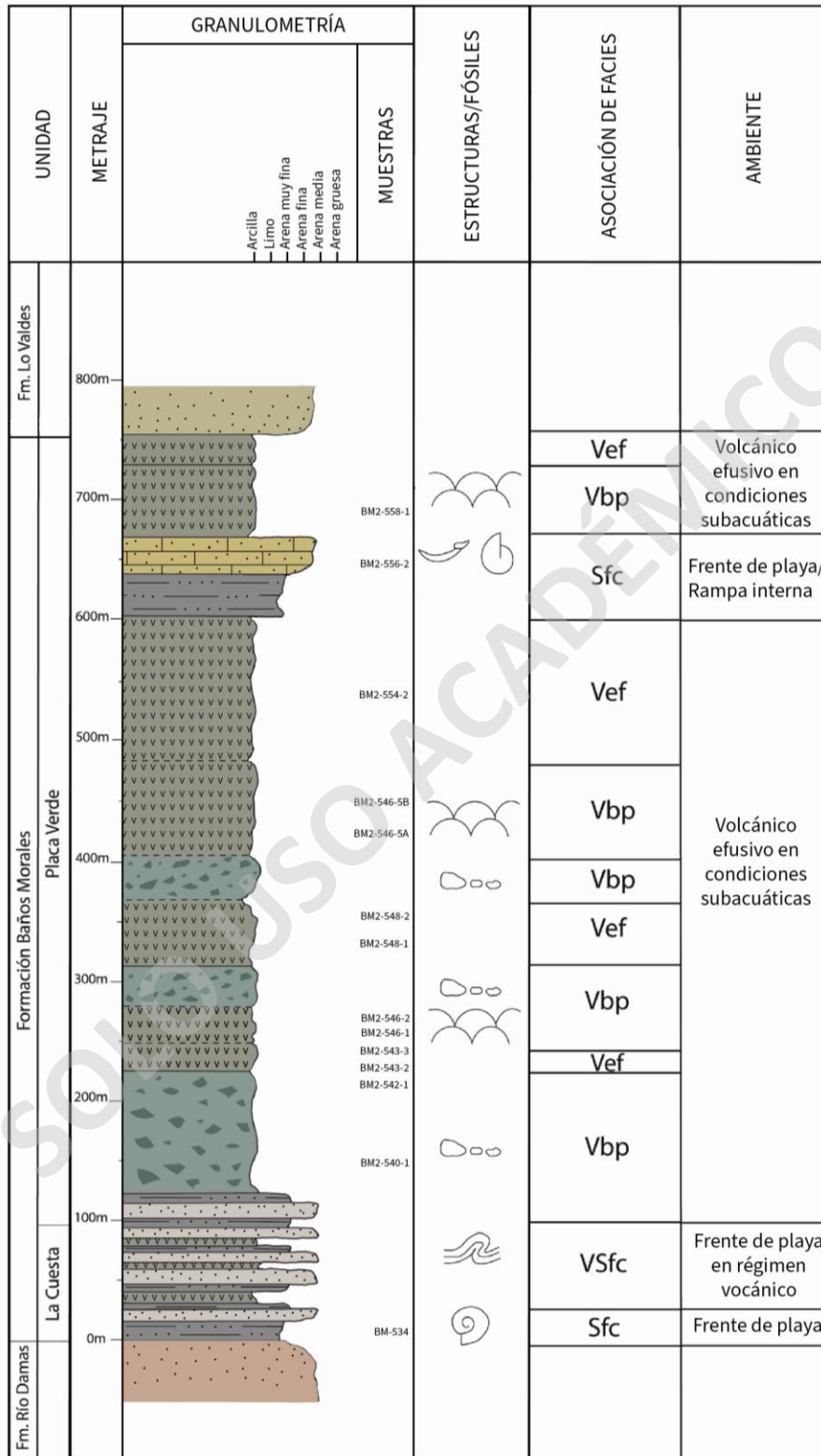


Figura 15 Columna estratigráfica de FBM.

5.2 Análisis de asociación de facies FBM.

Para la definición de facies y la asociación de estas se secciono la secuencia estratigráfica perteneciente a la FBM en 7 tramos de distinto metraje (Anexo II), donde se definieron 13 facies y 4 asociaciones de facies (AF) en total (Anexo I). A continuación, se describe e interpreta las AF definidas para la FBM.

5.2.1 Intercalación entre lavas, lutitas y areniscas calcáreas (VSfc).

La litofacies VSfc corresponde a la parte basal de la sucesión estratigráfica, la cual está compuesta por lutitas calcáreas grises intercalados con areniscas calcáreas y lavas andesíticas con espesores variables de 0,01 m a 30 m. Las lutitas presentan una buena selección y madurez textural y presentan laminación paralela, los cuales están rellenos con materia orgánica. Las areniscas calcáreas presentan potencias centimétricas, con tamaños que varían de grano fino a medio, con buena selección y madurez textural. Las lavas andesíticas presentan fenocristales de plagioclasa, los cuales se encuentran epidotizados y alterados a arcillas, la masa fundamental se encuentra pervasivamente epidotizada debido al color verdoso.

En la parte basal el contacto entre esta intercalación de litologías es plano y neto, pero a medida que aumenta el espesor se observa como estos presentan una evidente deformación, formando estructuras tipo “*slumps*” (figura 16D) en las areniscas calcáreas, lutitas calcareas y las lavas. Esto, en conjunto con la aparición de extra-clastos de lavas andesíticas, dentro de la intercalación entre areniscas y lutitas calcareas. Hay presencia de una concreción como rodado, la cual contiene dos fósiles como impresión de molde externo de *Corongoceras sp.* y un bivalvo sin identificar. Estas poseen una estratificación sub vertical al igual que toda la sucesión, y representa un contacto concordante con el techo de la Formación Río damas.

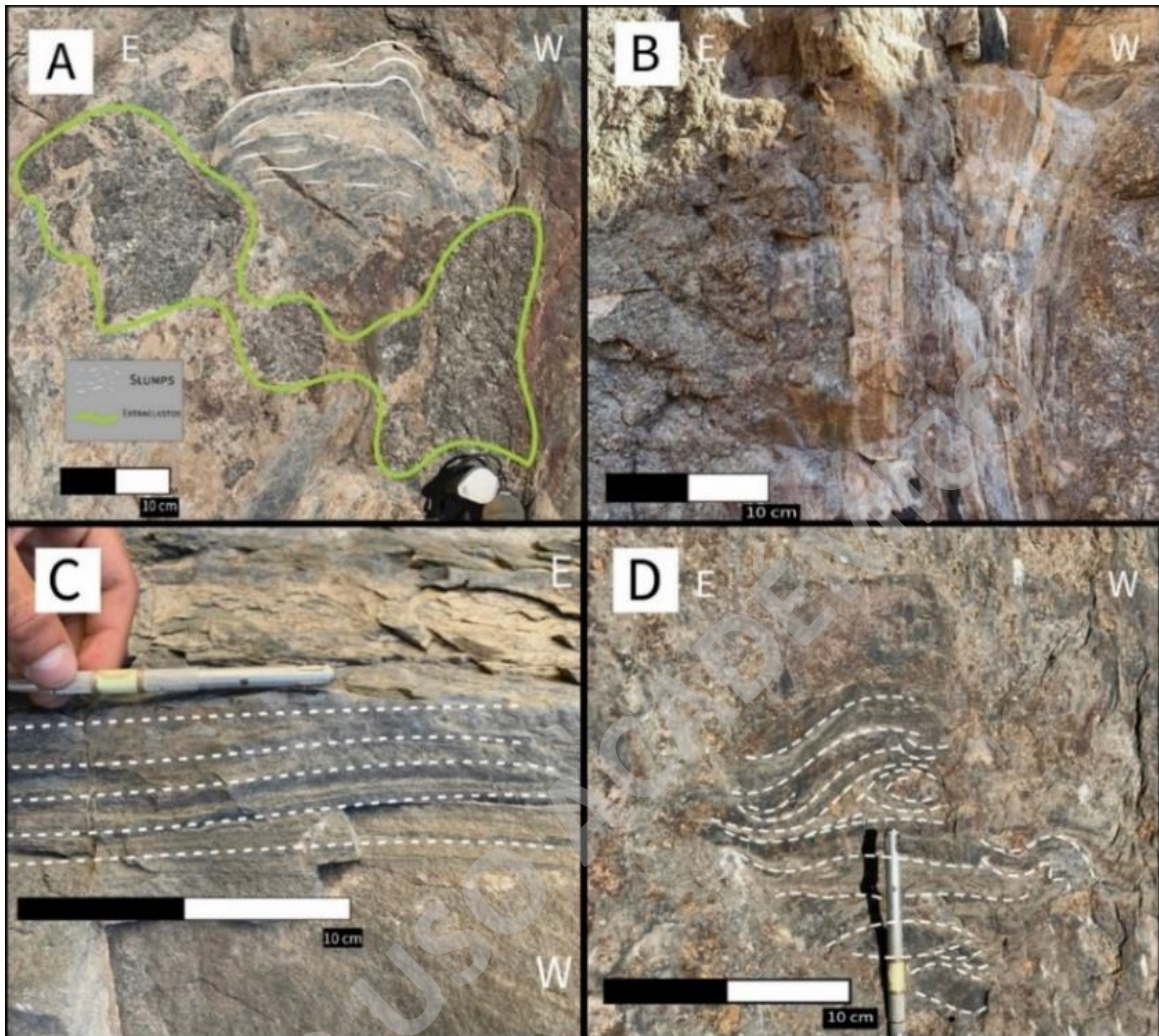


Figura 16 A) Se pueden observar las estructuras tipo Slumps en areniscas calcares y lutitas calcáreas, en conjunto con extra-clastos de lavas andesíticas de las capas circundantes. B) Intercalación entre areniscas calcares, lutitas calcares y lavas andesíticas. C) Laminación paralela en lutitas calcáreas. D) Slumps

5.2.2 interpretación

La parte basal de FBM, corresponde a una intercalación y una confluencia de un ambiente volcánico efusivo y sedimentario marino, el cual se abordará en mayor detalle en los siguientes ítems. Las lavas andesíticas presentes en el miembro la cuesta, corresponden a un depósito periclinal (Lexa *et al.*, 2011) en condiciones subacuáticas. El cual inicia con un pulso eruptivo que fluye por una paleo superficie con una cierta inclinación, esta lava andesítica se enfría y adquiere una reología plástica. Posterior a esto ocurre la sedimentación marina de los niveles de areniscas y lutitas calcáreas las cual adquieren un cierto nivel de

consolidación, mientras al mismo tiempo continúa fluyendo en estado plástico la lava subyacente. Esto genera una deformación post tectónica del paquete sedimentario marino y de la misma lava, asociado a un proceso llamado “slumping” el cual genera estructuras tipo “slumps” (Fig. 13A). La formación de slumps es facilitada por la saturación de agua asociada a la roca que sufre la deformación durante el movimiento cuesta abajo del paleorelieve (Selby, 1994), esto ya que el agua provoca un comportamiento plástico de la roca y en conjunto con el componente calcáreo del sedimento marino actúan como lubricante en la superficie de contacto entre la lava y los sedimentos marinos, para el deslizamiento del aporte sedimentario (figura 17).

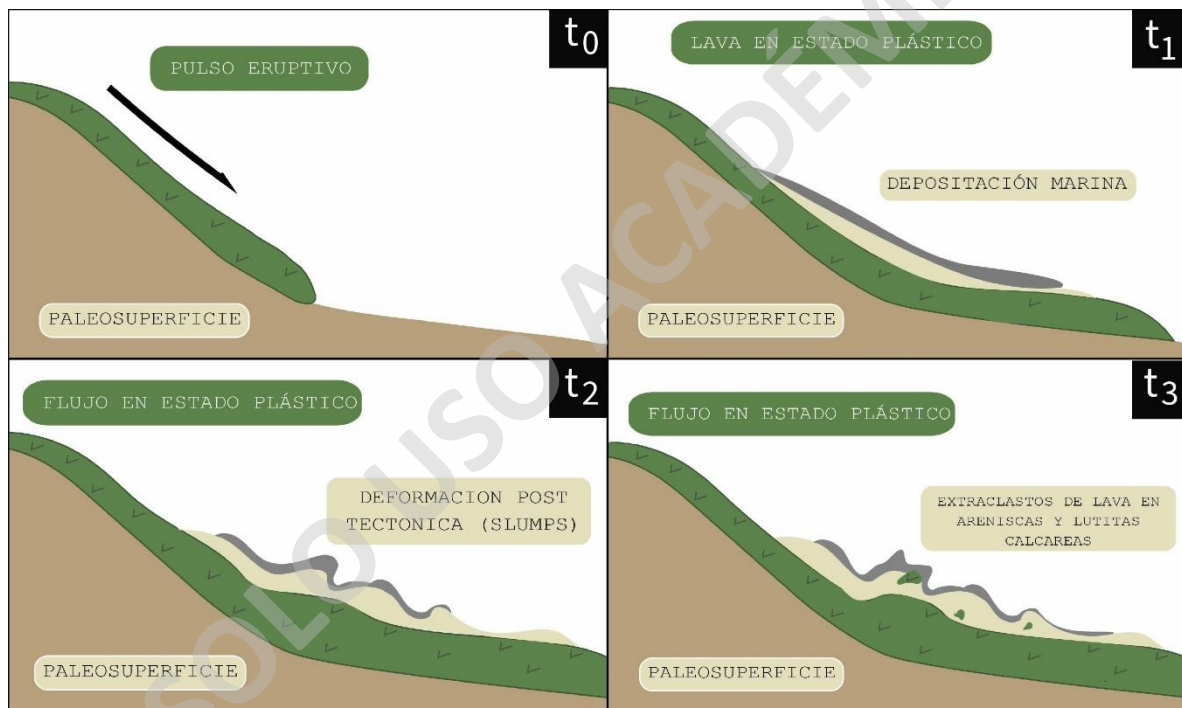


Figura 17 Esquematación de la formación de Slumps en un ambiente bajo el nivel del mar, en el miembro La cuesta. t₀ es el momento inicial previo a la formación del slump, hasta t₃ que es el estadio donde ya ocurrió la deformación post tectónica asociada al slumping.

En síntesis, el ambiente asociado a esta sucesión de rocas volcánica y sedimentarias, implica una zona de frente de playa o “shoreface” asociado a un proceso de transgresión marina dentro de un régimen volcánico, el cual está en pleno desarrollo y profundización de cuenca (Charrier, 1979; Uliana & Biddle 1987; Mpodozis & Ramos, 1989; 2008).

5.2.3 *Pillow* lavas y Auto brechas volcánicas (Vbp).

Esta asociación de facies presente espesores potentes dentro de la columna estratigráfica, donde hay una graduación vertical y horizontal entre las auto brechas volcánicas y las lavas con morfología de almohadilla. Estas comienzan a aparecer en la parte basal del miembro Placa verde. Los intra-clastos son decimétricos a centimétricos y presentan una composición andesítica, con un alto contenido de fenocristales de plagioclasa, los cuales están alterados a arcilla y epidotizados al igual que la masa fundamental, además parecieran evidenciar una aparente cornificación ya que los fenocristales de plagioclasa se ven difusos y cuesta diferenciarlos de la masa fundamental. La matriz de la brecha presenta la misma composición que los intra-clastos, ya que corresponde a una lava andesítica la cual se encuentra fuertemente epidotizada. Los contactos entre los intra-clastos y la matriz de la brecha son angulosos, y varían desde un contacto neto a difusos. Las *pillow* lavas presentan la misma composición, pero con una mayor abundancia de amígdalas, las cuales están rellenas con pumpellyita, cuarzo y calcita principalmente. Los bordes de estas estructuras lobulares parecieran brechizarse (figura 19), indicando que se formaron dentro de un mismo evento de depositación o eruptivo.

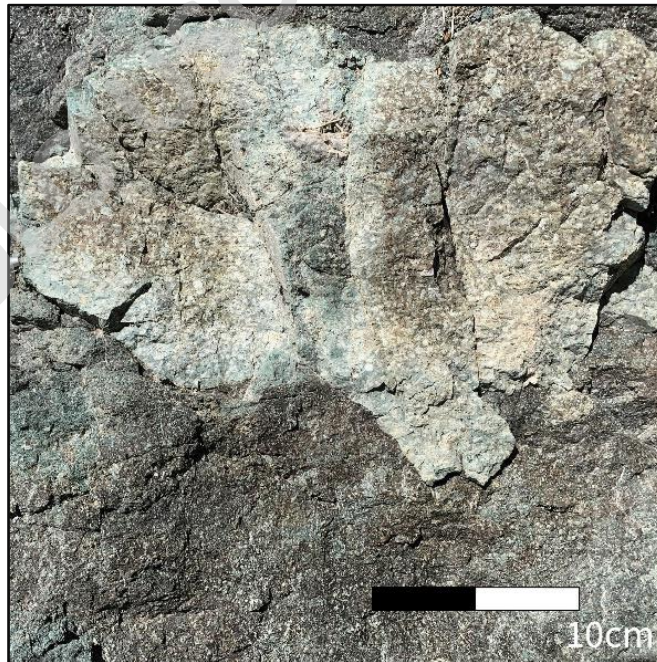


Figura 18 Auto brecha volcánica, donde se observa intra-clasto de composición andesítica y la matriz circundante de la misma composición.

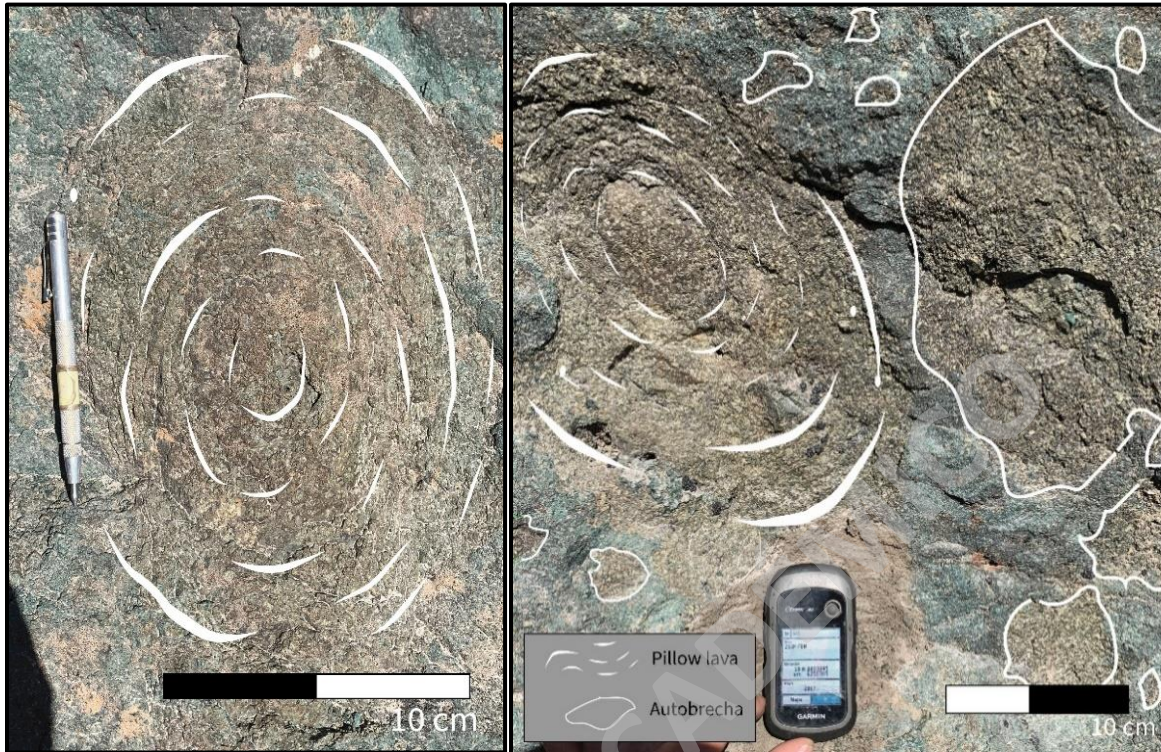


Figura 19 Se observa la morfología lobular asociada a *pillow* lavas, y su gradación a auto brecha volcánica.

5.2.4 Interpretación

Las lavas presentes en la mayor parte de la FBM, especialmente en el miembro Placa verde, evidencian morfologías de *pillow* lavas, las cuales se asocian a interacciones de lava y agua no explosivas en condiciones submarinas (Biro, 1964; Cas & Wright, 1996), donde hay una alta transferencia energética desde la lava al agua, sugiriéndose que la ausencia del componente explosivo se relaciona a una delgada película de vapor que actúa como aislante entre la lava a una alta temperatura y el agua (Moore, 1975; Cas & Wright, 1996).

Por otro lado, las auto brechas se asocian a la fragmentación de la lava debido al enfriamiento de esta al entrar en contacto con el agua, producto de una mayor penetración del agua dentro de la colada, generando un mayor intercambio de temperatura entre el cuerpo de lava caliente y el agua lo que desencadena una leve actividad explosiva (Cas & Wright, 1996). Además, provoca una mayor alteración en las auto brechas por la mayor penetración del agua dentro de la lava. Estas auto brechas son consideradas hialoclastitas al inferirse una fragmentación de la lava en condiciones submarinas (Cas & Wright, 1996). Las *pillow* lavas

y las hialoclastitas se encuentran en un contacto gradacional, tanto verticalmente de base a techo como una gradación lateral, lo que implicaría que ambos procesos, tanto la formación de *pillow* lavas, y la fragmentación de la lava ocurren dentro de una misma colada de lava asociada a un evento deposicional.

5.2.5 Lavas Andesíticas-Basálticas (Vef).

Las lavas que componen la FBM presentan una textura porfirica, con fenocristales de plagioclasas, hornblenda y piroxenos. Presentan al menos 3 familias de fenocristales de plagioclasas, un bajo porcentaje de hornblendas alteradas a clorita-smectita y al menos dos familias de clinopiroxenos los cuales se encuentran poco alterados en comparación con los demás minerales que componen la roca. Las lavas más cercanas al techo presentan una composición más básica que las lavas cercanas a la base del miembro Placa verde, debido al contenido de clinopiroxenos, los cuales componen aproximadamente un 10% de los fenocristales presentes en la roca, indicando una composición intermedia entre andesita y basalto. En cambio, las lavas ms basales presentan solo fenocristales de plagioclasas, indicando una composición andesítica. También presentan una coloración distinta, con respecto a las *pillow* lavas y hialoclastitas, ya que esta roca varía de tonos café a grisáceos, lo que indicaría que presenta una menor alteración que las *pillow* lavas y las auto brechas volcánicas. El contacto con los demás estratos es neto e irregular, donde incluye clastos de esta misma lava en las capas circundantes, observándose una textura brechosa tanto en el techo como en la base del estrato.

Además, el primer nivel de lavas presenta una continuidad irregular lateralmente, debido a esta se desglosa en cuerpos tabulares discontinuos similares a diques, los cuales se encuentran encajados en las *pillow* lavas y autobrechas (figura 20). El segundo nivel de estas lavas presenta una mayor potencia y continuidad lateral, a diferencia del primer nivel. Esto podría tener importantes inferencias en la evolución petrogenética de estas lavas.

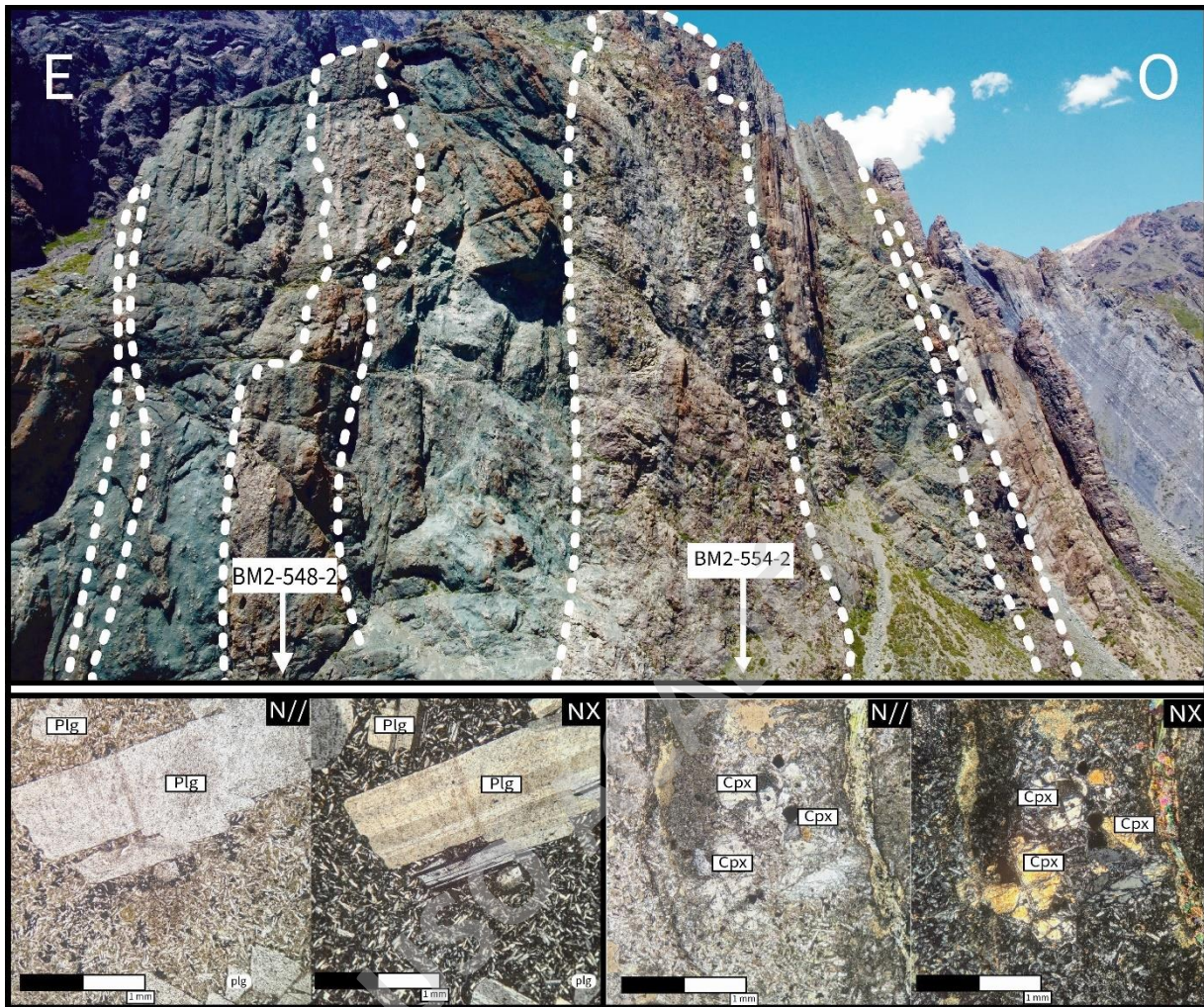


Figura 20 Afloramiento de FBM en la ladera norte del valle perteneciente al río El volcán. Donde la línea punteada de color blanco indica las capas de lavas andesíticas-basálticas.

5.2.6 Interpretación

Estas lavas andesíticas -basálticas se asocian a distintos pulsos eruptivos efusivos los cuales generan coladas concordantes con los distintos niveles estratificados presentes en la FBM. En la parte basal del miembro placa verde las lavas tienen una textura porfídica con solo fenocristales y microlitos de plagioclasa. En la parte superior del miembro Placa verde presentan una mayor cantidad de fenocristales de piroxenos y algunos ocasionales de hornblenda bastante alterados, lo que indicaría que la composición de estas lavas se vuelve más básica hacia el techo de la FBM. Una interpretación genética más detallada se explorará en los siguientes puntos, gracias al análisis químico de estas lavas.

5.2.7 Calizas arenosas y lutitas calcáreas (Sfc).

Estas litologías aparecen en el tramo superior de la sucesión, la primera en aparecer desde base a techo corresponde a lutitas calcáreas grises las cuales corresponden a una textura clástica, con una matriz de tamaño arcilla compuesto principalmente por calcita criptocristalinas y aglomeraciones de opacos. El esqueleto se compone de granulometrías tamaño limo y arcilla, compuesta principalmente de calcita, opacos y piritas. Además, presentan laminación paralela, una alta madurez textural, y es inmadura composicionalmente debido a la baja cantidad de cuarzo y una alta componente calcárea. Por último, presenta material orgánico asociado a las zonas negras que se emplazan en lo que pareciera ser los planos asociados a la laminación paralela de la roca (Figura 21).

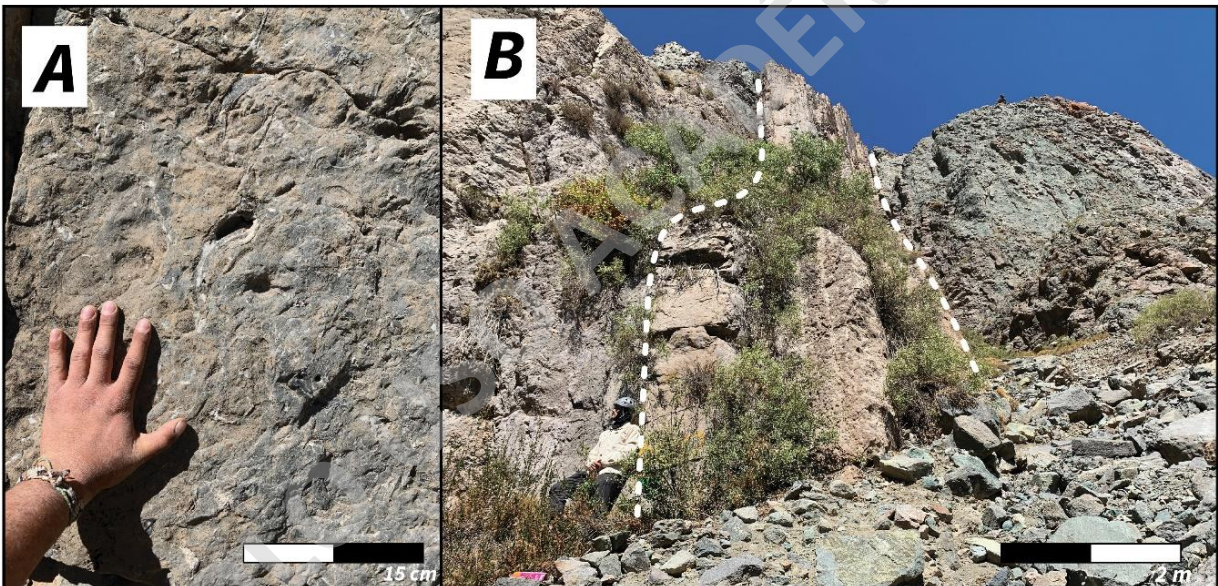


Figura 21 A) Se observa el nivel perteneciente a las areniscas calcáreas, con presencia de fósiles de ostras. B) Contacto neto entre lavas andesíticas/auto brechas y areniscas/lutitas calcáreas. Donde la sección entre las líneas punteadas corresponde a los estratos sedimentarios calcáreos.

Luego aparece una capa de mayor potencia que las lutitas, correspondientes a calizas arenosas, las cuales se compone en mayor cantidad de aloquemios, y en un menor porcentaje de material ortoquímico intergranular de esparita, micrita y cristales de calcita. Los aloquemios bioclásticos son principalmente calcisferos, con un relleno de esparita y un delgado borde micrítico, luego hay presencia de fragmentos de trigonia, inoceramidos,

cerpulidos, ostras y peloides en una cantidad subordinada. Según la clasificación de Folk (1959, 1962) caería en la clasificación de packstone (Figura 23).

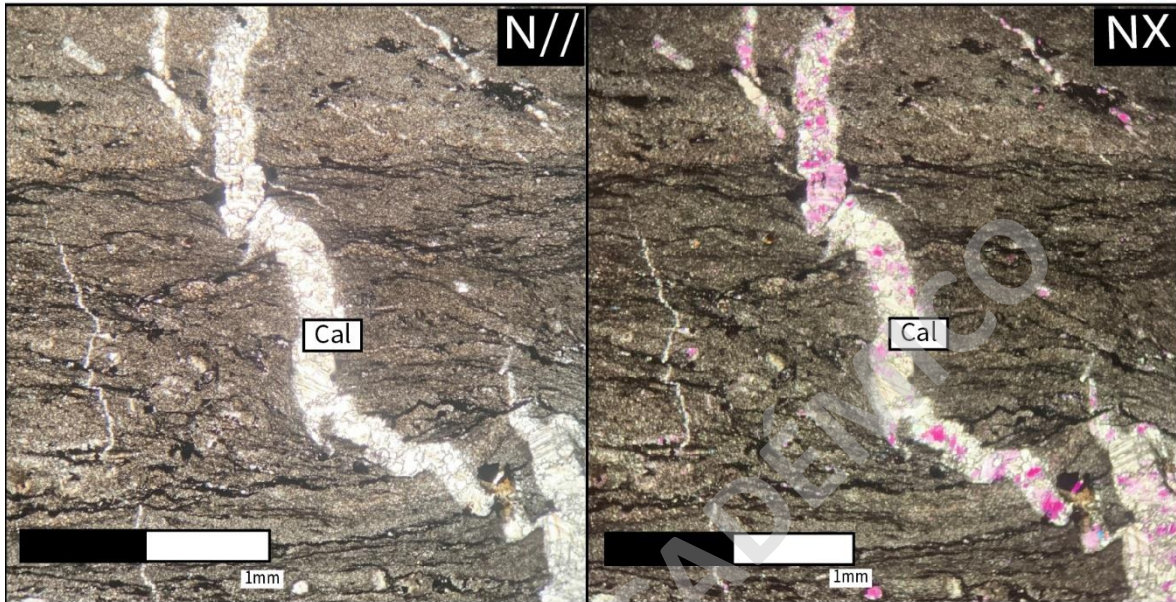


Figura 22 Lutita calcárea de la base de FBM (muestra BM534)

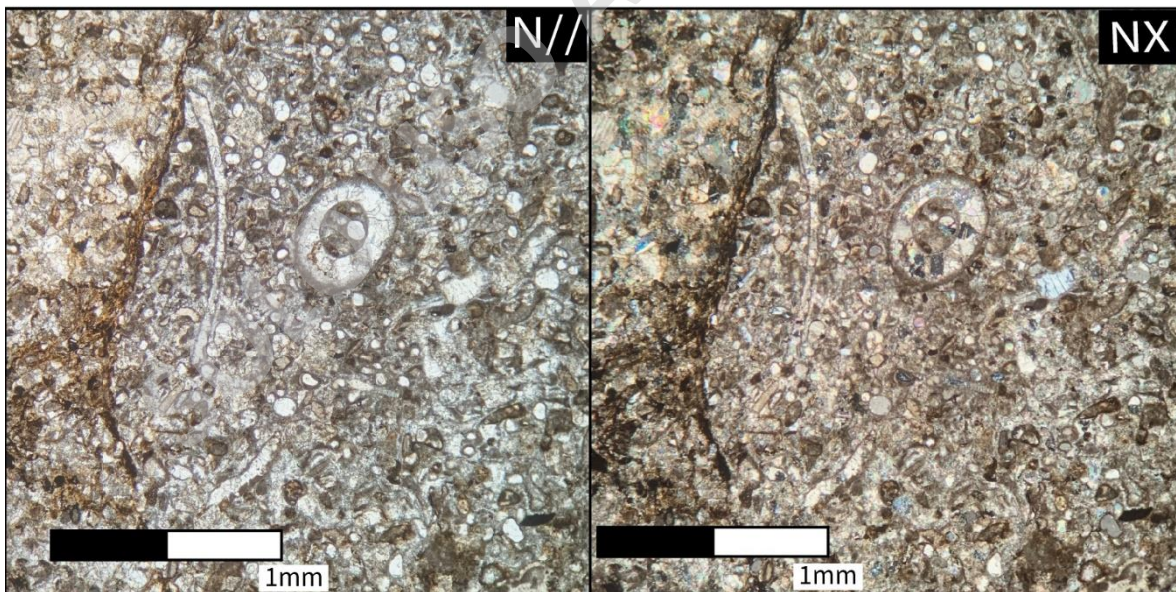


Figura 23 Caliza arenosa perteneciente a la FBM (muestra BM2-556-2)

5.2.8 Interpretación.

El ambiente deposicional determinado por esta facie se asocia a una sedimentación en la zona de frente de playa o rampa interna comprendido entre la marca asociada a la marea baja y la profundidad en que las mareas afectan el fondo del mar (Johnson, 1996).; Salazar & Stinnesbeck, 2015; Nuñez, 2018). Donde la sedimentación es provocada principalmente por la decantación de partículas y el retrabajo de estas por acción de la marea en ambientes de baja energía. Este evento asociado a un evento de transgresión marina, dentro de un régimen volcánico asociado a la cantidad de material volcánico efusivo presente en la columna completa (Salzar & Stinnesbeck, 2015).

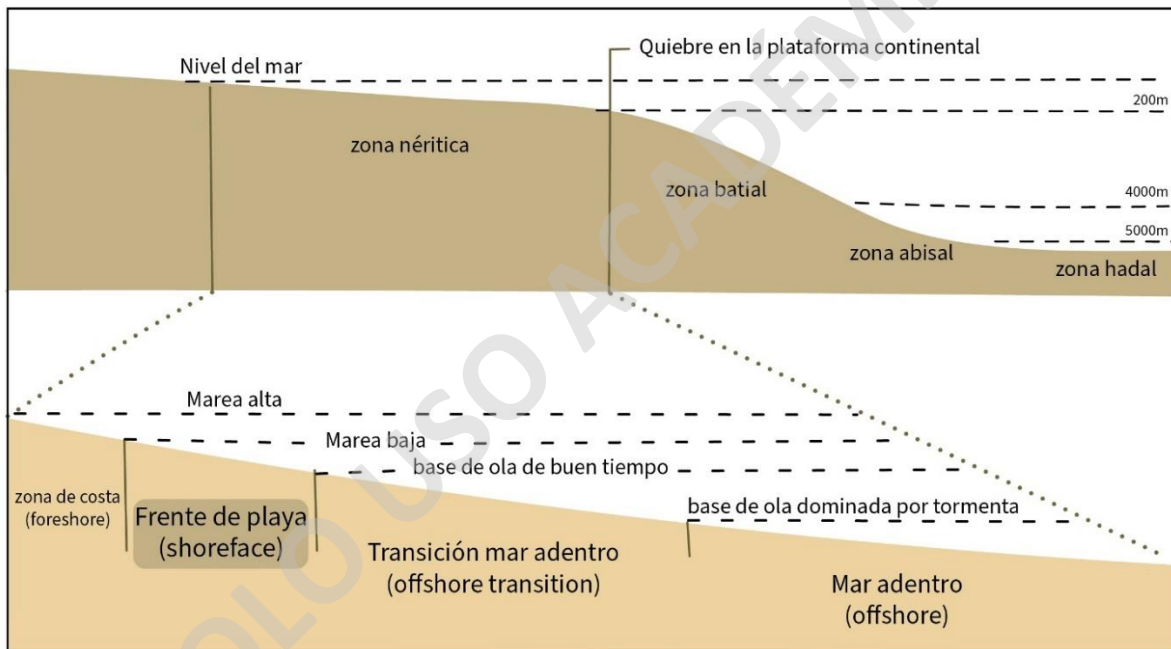


Figura 24 Esquema de los distintos sub ambientes marinos asociado a la zona nerítica. (Basado en Johnson, 1996).

Las evidencias que sustentan el ambiente son la caracterización petrográfica de la roca, que permite inferir un transporte de baja energía, a una distancia medial de la fuente, con un ambiente marino asociado principalmente a la alta cantidad de carbonato de calcio, y los bioclastos de origen marino presentes. Por otro lado, la laminación paralela presente en las lutitas es común en rocas sedimentarias de granulometría fina formadas en un ambiente de frente de playa, debido a que el retrabajo bidireccional del oleaje genera estas estructuras paralelas entre sí, en un intervalo de menor energía asociadas a buen tiempo (Johnson, 1996).

Otro factor importante para la determinación del ambiente de depositación en el que se emplazó esta facie, son los fósiles, los cuales presentan una alta densidad de fragmentos fósiles en estadio juvenil de bivalvos y ostras, por lo que indicaría un ambiente marino somero dominado por un fuerte retrabajo asociado a la acción del oleaje (Salzar & Stinnesbeck, 2015). La presencia de sepúlidos indican un ambiente anoxico (Kietzmann & Palma, 2009). Por último, la no presencia de estratificación cruzada hummocky descartan un ambiente marino de plataforma más profundo como transición a costa adentro.

5.3 Mineralogía secundaria y metadominios.

Las rocas expuestas en la FBM presentan un metasomatismo - metamorfismo de bajo grado, el cual afecta a rocas sedimentarias clásticas, químicas y lavas. La mineralización presente se aloja en diversos metadominios asociados a lavas, tales como masa fundamental, fenocristaleses, vetillas, y amígdalas. El metasomatismo es evidente en las lavas presentes, especialmente en las hialoclastitas las cuales la alteración que presenta la roca es pervasiva, debido a la permeabilidad de la roca al momento de la autobrechización, inhabilitando el reconocimiento de las características petrográficas y mineralógicas primarias de la roca.

La mineralogía secundaria corresponde a calcedonia, cuarzo, titanita, prehnita, pumpellyita, albita, calcita, epidota, feldespato potásico, clorita y ceolitas (Anexo II).

5.3.1 Amígdalas

Se analizó la sección BM2-546-5A, donde las amígdalas están presentes en las lavas, pillolavas y hialoclastitas pertenecientes a la FBM, y es la principal estructura que hospeda los metadominios dentro de estas rocas. En las muestras analizadas, hay distintos patrones de asociaciones minerales, hay amígdalas que presentan solo un relleno monomineral, como calcedonia, titanita, pumpellyita, clorita. También hay amígdalas las cuales presentan asociaciones minerales de Pumpellyita + calcedonia, otras con albita + calcedonia + albita. Los minerales presentes en las distintas amígdalas repiten la mineralogía, pero con distintas asociaciones minerales. Dentro de los cortes petrográficos hay amígdalas que presentan asociaciones minerales con una mayor ocurrencia dentro de las amígdalas. Por esto, estas asociaciones mineralógicas presentes en estos metadominios son definidas como

representativas del resto de amígdalas. Estas asociaciones minerales son representativas del grado metamórfico presente en las rocas de la FBM, estas corresponden a:

- (1) Pumpellyita + prehnita + calcedonia + titanita. (Fig 25B)
- (2) Albita + pumpellyita + titanita + calcedonia (Fig. 25A)

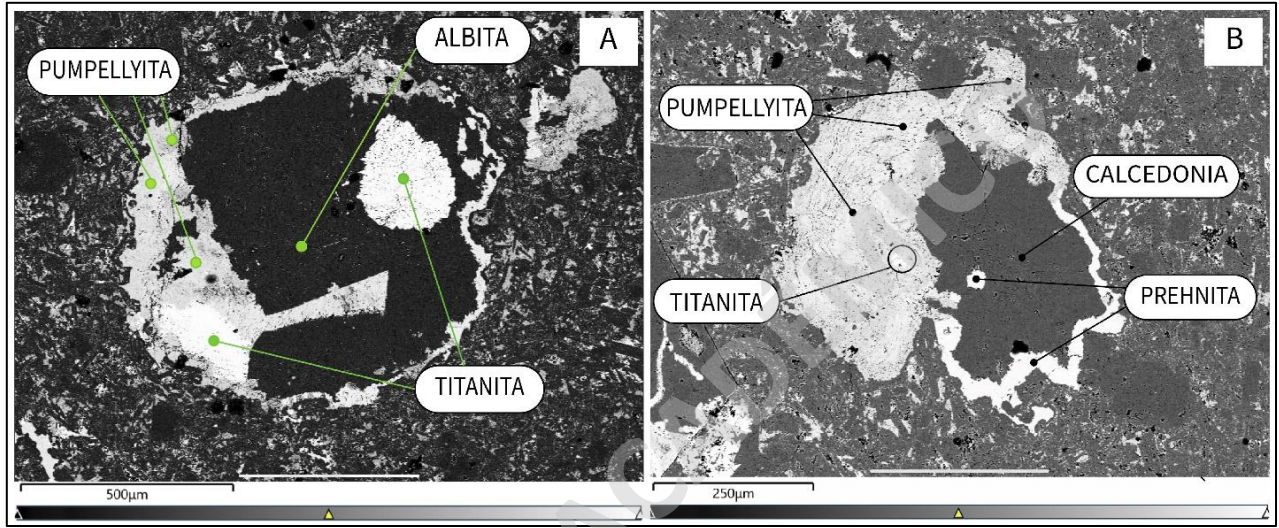


Figura 25 A) Imagen de amígdala correspondiente a la muestra BM2-546-5A, la cual evidencia la asociación mineral Pumpellyita + Albita +Titanita (1); B) Imagen de amígdala correspondiente a la muestra BM2-546-5A, la cual evidencia la asociación mineral Pumpellyita + Prehnita +Titanita + Calcedonia

5.3.2 Vetillas

Las vetillas son estructuras que aumentan la permeabilidad secundaria de la roca, permitiendo una mayor circulación de fluidos, siendo una estructura hospedante ideal para meta dominios asociados a metamorfismo de bajo grado y muy bajo grado (Yardley *et al.*, 1990 encontrado en Winter, 2010). Las vetillas que afectan a las rocas presentes a la FBM son bastante variadas, por un lado, se encuentran vetillas que hospedan solo calcita, en las lutitas calcáreas y las calizas arenosas. Por otro lado, en las lavas (*pillow*, coladas y hialoclastitas) las vetillas presentan asociaciones minerales más, hay vetillas que solo contienen Prehnita (Figura 26), otras con solo calcedonia y pumpellyita, y otras que presentan titanita y/o calcita. Dentro de una misma vetilla el reconocimiento mineral a microscopio entre pumpellyita y prehnita fue bastante complejo, y no se pudo evidenciar en

la imagen BSE el contacto entre prehnita y pumpellyita, por lo que las asociaciones minerales son las siguientes:

- (3) Prehnita.
- (4) Pumpellyita + calcita + calcedonia + titanita

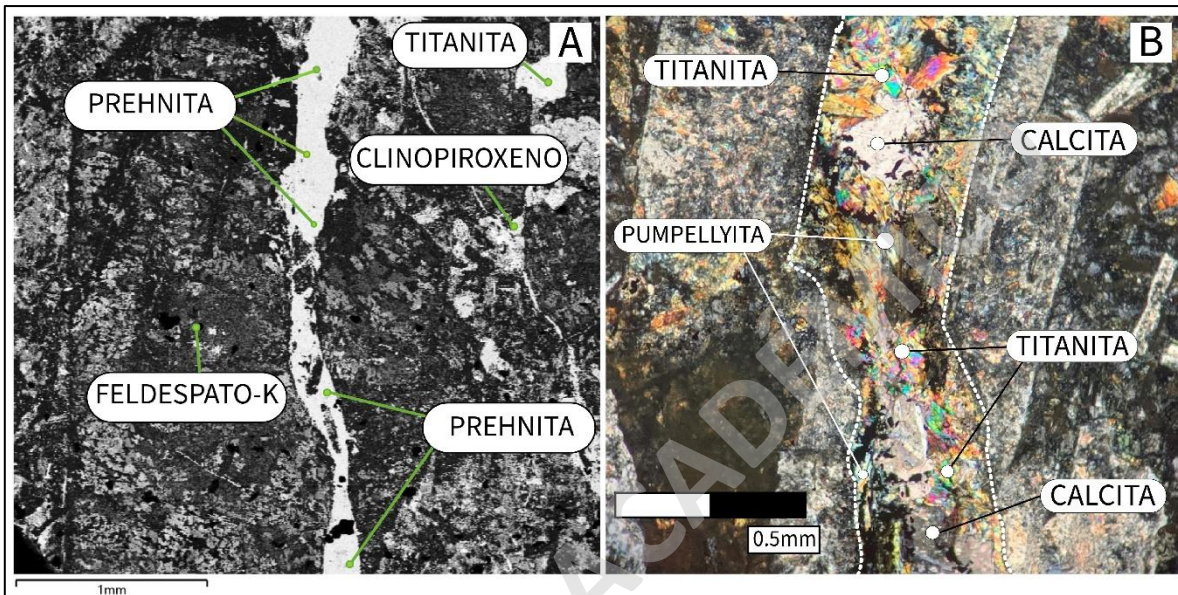


Figura 26 A) Imagen obtenida en SEM, correspondiente a una vetilla de prehnita perteneciente a la muestra BM2-554; B) Misma vetilla que en A, pero en un tramo distinto correspondiente a la muestra BM2-554, la cual evidencia la asociación mineral Pumpellyita + Calcita + Titanita.

La imagen BSE de una vetilla (figura 26A) tomada con el espectrómetro electrónico de masas perteneciente a la roca BM2-554, muestra un relleno compuesto en su totalidad por prehnita, y se puede ver que la masa fundamental presenta feldespato potásico, titanita, y un clinopiroxeno que pertenece a la mineralogía primaria de la roca. Por otro lado, se puede observar la asociación de titanita + calcita + pumpellyita (figura 26). Ambas figuras pertenecen a la misma vetilla, pero en distintos tramos de la vetilla. Por ende, se asume que la asociación completa sería (3), donde la calcedonia no se muestra en ninguna de las dos imágenes, pero está presente en dentro de la misma vetilla en zona más acotadas.

5.3.3 Fenocristales de plagioclasa

Como se mencionó anteriormente las rocas ígneas presentes en la FBM pertenecen todas a lavas, con distintas texturas y morfologías, pero todas presentan la textura porfirica como relicto de la petrografía primaria de la roca. Estos fenocristales pertenecen a

clinopiroxenos y plagioclasas, donde los clinopiroxenos están bien preservados en comparación con los cristales de plagioclasa, los cuales están albitizados, otros presentan alteración a feldespato potásico y a filosilicatos como la pumpellyita y arcillas. La principal asociación mineral encontrada en los fenocristales de plagioclasa, son:

(4) Albita + pumpellyita

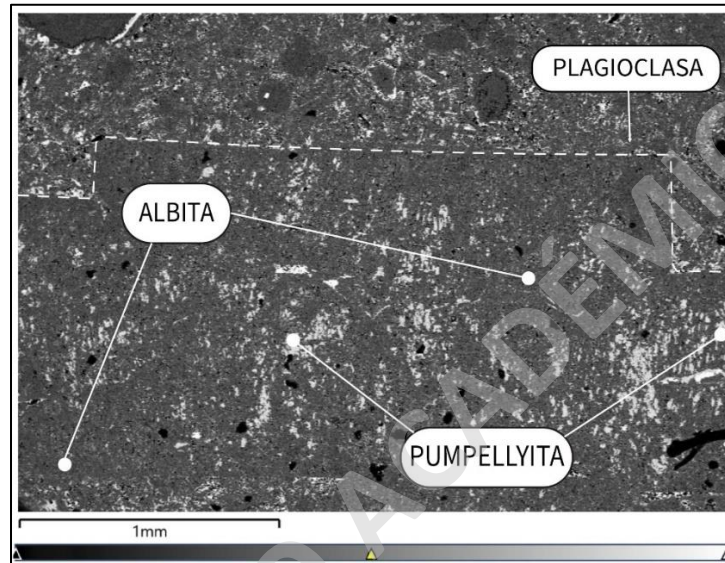


Figura 27 Asociación mineral (4) encontrada en los fenocristales de plagioclasa dentro de la muestra BM2-554.

5.3.4 Masa Fundamental

Los componentes presentes en la masa fundamental corresponden principalmente a vidrio, microlitos de clinopiroxenos y plagioclasas, como componentes relictos de la petrografía primaria de la roca. Los componentes secundarios correspondientes a procesos de alteración y metamorfismo de bajo grado se asocian principalmente a la albitización de los microlitos de plagioclasa, la presencia de arcillas y pumpellyita en alterando a los microlitos de plagioclasa, y pequeños cristales de titanita. En el vidrio no se identifican componentes aislados. La paragénesis determinada para la masa fundamental corresponde a:

(5) Albita + pumpellyita + titanita + epidota

5.4 Protolito

La meta lavas de la FBM presentan texturas relictas que permiten reconocer con bastante precisión el protolito. Aunque estos distintos productos volcánicos ubicados en la FBM contienen aproximadamente un 3% de volátiles, perdiendo fiabilidad del análisis petrográfico, según lo que indican estudios anteriores (Calderón, 2008). La composición química ubicua a las lavas corresponde a lavas Andesíticas Basálticas (Levi, 1969; Alberg *et al.*, 1984), con un alto contenido de Calcio, Magnesio y Hierro, en orden descendente de cantidad. Las características petrográficas asociadas al protolito corresponden a texturas profiricas, donde los fenocristales observables a micro y macro escala pertenecen a plagioclasas y clinopiroxenos, en los cuales las plagioclasas presentan tamaños que varían desde microlitos (<0,3mm) hasta fenocristales de aproximadamente 3 cm. Los clinopiroxenos por su parte no están presentes en todas las muestras, solo en los niveles superiores de lavas en la FBM. Estos se encuentran en menor porcentaje que las plagioclasas, y principalmente como microlitos (<0,3mm) y alrededor de un 15% de fenocristales de tamaños (>1mm). Estas lavas se ubican dentro de la sucesión como capas concordantes y paralelas a la estratificación, asociadas a coladas de lava, *pillow* lavas y hialoclastitas debido a que la brechización de la lava ocurrió en condiciones subacuáticas.

Las rocas sedimentarias químicas y clásticas presentes en la FBM, presentan pocas asociaciones minerales metamórficos, las cuales se albergan en unos pocos metadominios asociados principalmente a vetillas de calcita. El metamorfismo presente en estas rocas es evidenciado en su mayor parte como la blastesis de cristales de calcita. Las rocas en sí corresponden a lutitas calcáreas, areniscas calacareas y calizas arenosas. Las lutitas calcáreas presentan cúmulos de minerales opacos, cristales de calcita, y materia orgánica relleno de estructuras que se interpretaron como planos de fisibilidad. Las calizas arenosas por su parte son la que evidencian mayor recristalización de calcita, debido a la mayor disponibilidad de componentes carbonáticos presentes en la roca, donde se encuentran distintos cuerpos fósiles de relleno con calcita cristalina como se mencionó en el capítulo evocado a la definición estratigráfica de la FBM.

5.5 Grado metamórfico.

La asociación mineral (1) se emplaza en estructuras amígdalodales presentes en las lavas, las cuales representan un grado metamórfico asociado a prehnita – pumpellyita. Las demás asociaciones mineralógicas mencionadas en el presente trabajo no son características de ningún grado metamórfico en particular, por lo que se interpretan como asociaciones minerales aproximadas al dominio de la facie prehnita-pumpellyita debido a que contienen mineralogías similares a el general de asociaciones asociadas a esta facies.

A pesar de que la prehnita y la pumpellyita son estables en la parte superior de la facie zeolitas, la leumontita desaparece a medida que aumenta el grado metamórfico, para dar paso a fases más estables correspondientes a prehnita + pumpellyita + cuarzo, generalmente junto con albita, clorita, fengita y titanita (Winter, 2010) observadas en el diagrama ternario ACF (figura 28).

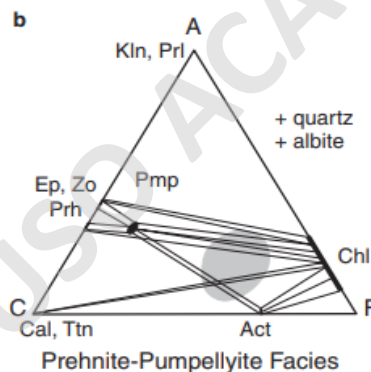


Figura 28 Diagrama ACF representativo de las asociaciones minerales presentes en la facie prehnita pumpellyita. Extraído de Winter 2010.

La asociación mineral (1) representa las condiciones de menor temperatura asociadas a la facie prehnita-pumpellyita (200°C) y presiones de 0,1-0,4 GPa, equivalente a profundidades de 3 - 13km, dependiendo del gradiente geotermal y la composición de la corteza subyacente (Winter, 2010; Howie, *et al.*, 2013). La misma asociación mineral (1) está presente en la FBM a excepción de la fengita asociada a un mayor grado metamórfico (Howie *et al.*, 2013).

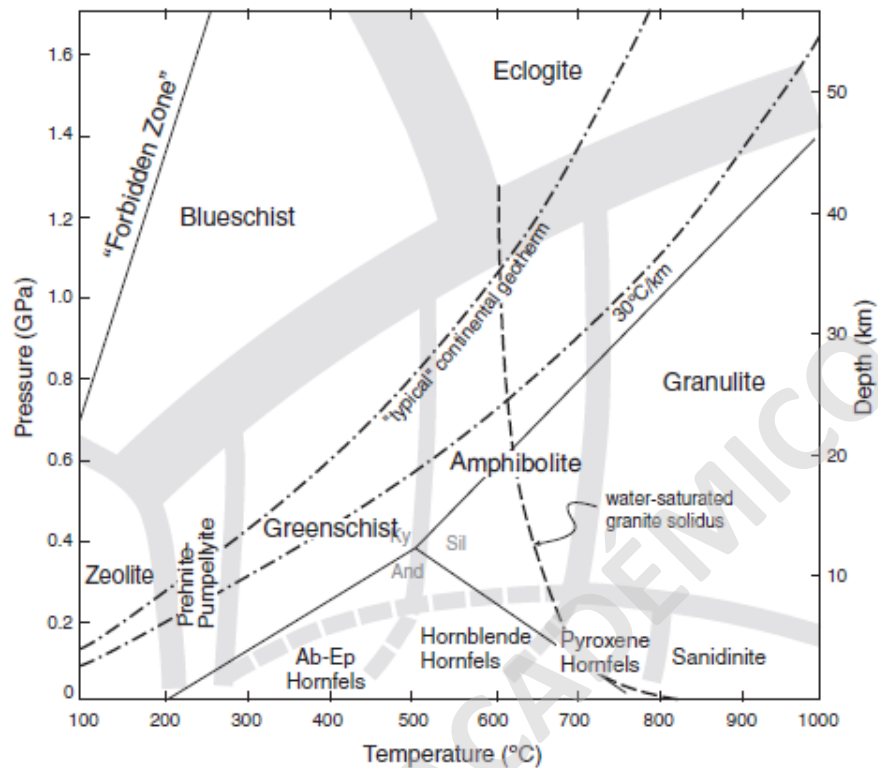


Figura 29 Diagrama de temperatura-presión de los límites estándares aceptados correspondiente a las distintas facies metamórficas. Los límites representados en este diagrama varían dependiendo de las distintas condiciones termodinámicas, por lo que son aproximados y pueden variar. Extraído y editado de Winter 2010

Frey *et al.*, (1991) también determinó rangos de presión y temperatura más específicos en base al cálculo del equilibrio de fases para el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCMASH), con rangos de temperatura de 0 a 500°C y presiones de 0,1 a 10 kbar, donde involucró 18 fases distintas. De esto obtuvo campos estándares de P-T delimitados en base a las actividades promedio de los minerales en asociaciones típicas de facies sub-esquistos verdes (Frey *et al.*, 1991), entendiéndose como facies sub-esquistos verdes, a facies ceolitas y prehnita-pumpellyita. Además, utilizó 5 muestras específicas con un rango composicional variado para estandarizar estos campos P-T (figura 29).

El tamaño y la posición de los campos respecto a los ejes de P y T depende de varios factores composicionales asociados a cada mineral. Por ejemplo, el campo de estabilidad de la pumpellyita de mayor tamaño se correlaciona con la alta cantidad de Fe y por el contrario, un rango más acotado de estabilidad de la pumpellyita se correlaciona con mayor contenido

de Al y una menor cantidad de Fe (Frey *et al.*, 1991).. Por el lado de la prehnita, un campo de estabilidad de mayor tamaño se correlaciona con una alta actividad de la pumpellyita dentro de la asociación, por otro lado, un menor rango de estabilidad más acotado se correlaciona a un aumento en la actividad del clinocloro (Frey *et al.*, 1991). Esto demuestra que los distintos campos de estabilidad definidos por Frey *et al.* (1991) tienen una alta variabilidad dependiendo de la mineralogía presente en la asociación, la actividad de los componentes minerales y la composición de las distintas fases presentes dentro de la asociación mineral. En consecuencia, la determinación de campos de estabilidad PT corresponde a una aproximación a la asociación de equilibrio termodinámico que se encuentra en una roca.

Los campos donde la asociación mineral pumpellyita-prehnita es estable (figura 31) fueron definidos en base a los experimentos realizados por Frey *et al.*, (1991). Los cuales fueron graficados en conjunto con la representación de los otros campos asociados a facies sub-esquistos verdes (figura 32).

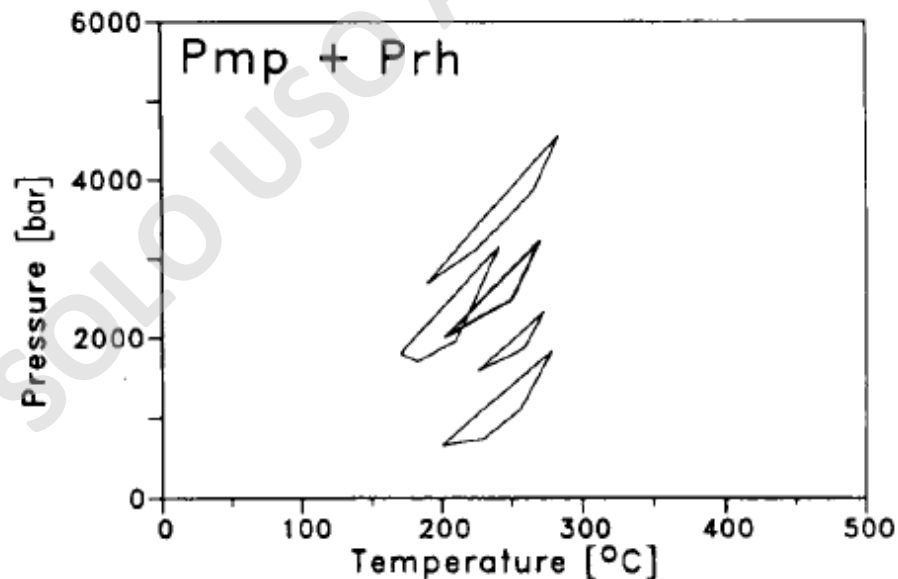


Figura 31 Compilación de campos de estabilidad de prehnita y pumpellyita obtenidos a partir de la figura 23. El campo asociado a las actividades minerales promedio para metabasitas está en línea gruesa. Extraído de Frey *et al.*, 1991.

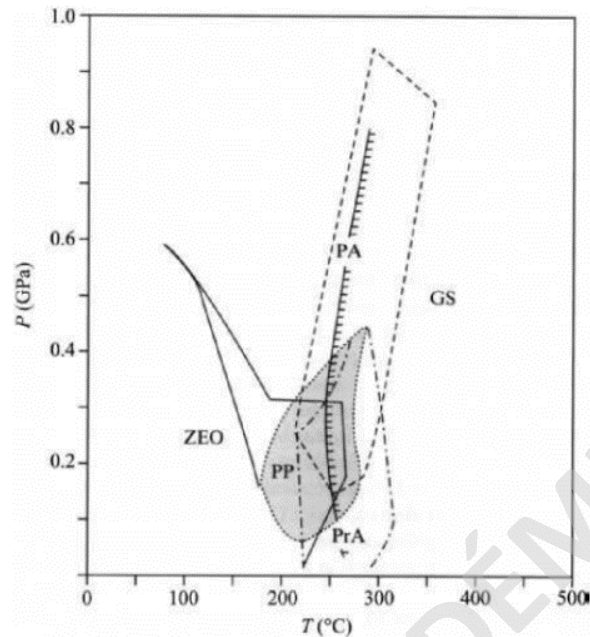


Figura 32 Campos de presión y Temperaturas para distintas facies metamórficas. Los límites para la facie prehnita-actinolita (PrA) y la facies prehnita pumpellyita (PP) son delimitadas como líneas y puntos, y líneas entrecortadas, respectivamente. El mínimo en temperatura de la facie Esquistos verde (GS) está representada como una línea sólida con dientes en forma de líneas. Facie Ceolita (ZEO) y Prehnita-Pumpellyita (PA) (Frey *et al.*, 1991, *J. Metam Geol.*, 9, 497-509; Encontrado y Extraído de Howie, *et al.*, 2013).

La estabilidad termodinámica respecto a las condiciones intensivas asociadas a la facie prehnita-pumpellyita (PP) definida por Frey *et al.* (1991), el cual está definido por una asociación estándar prehnita + pumpellyita + epidota (clorita + albita + cuarzo) representan rangos de presión que oscilan entre 0,5 a 4,5kbar y rangos de temperatura entre 175-280°C (Frey *et al.*, 1991). Estos rangos P-T mencionados anteriormente solo difieren levemente de los rangos definidos por Winter (2010) y Howie *et al.*, (2013).

Las facies metamórficas de muy bajo grado como prehnita - pumpellyita no siempre desarrollan una asociación mineral estable, por lo que esta facies suele no aparecer en varios terrenos asociados a metamorfismo regional, y la facies registrada de menor grado corresponde en la mayoría de los casos a sub-esquistos verdes o esquistos verdes (Winter, 2010).

Generalmente la asociación mineral indicadora de la facies prehnita-pumpellyita se desarrolla en rocas donde el protolito es inmaduro composicionalmente y susceptible al

metamorfismo, asociado a un gradiente geotermal alto, con abundante presencia de fluidos (Winter, 2010). Por ende, estas características son típicas de áreas asociadas a metamorfismo por enterramiento y/o metamorfismo hidrotermal los cuales en la mayoría de los sistemas se encuentran asociados.

Esto se correlaciona con lo definido anteriormente para la FBM, ya que se cree que estas rocas mesozoicas se enterraron hasta llegar a condiciones termodinámicas asociadas a la facies prehnita-pumpellyita (Calderón, 2008). Esto en base a la sensibilidad composicional de las pumpellyitas y titanitas, con respecto a la temperatura. Calderón (2008) asoció un gradiente geotermal de enterramiento de la Formación Colimapu de 33-45°C/km, en base a la temperatura de formación de cloritas presentes en esta sucesión estratigráfica, por lo que se propone que la FBM fue afectada por un gradiente geotermal de enterramiento similar debido a que son formaciones cercanas espacialmente. Para poder alcanzar estos gradientes geotermales se necesita una columna litostática que genere condiciones de presión en un rango de 0,5-4,5kbar. Esto se traduce a un espesor de enterramiento de 1,8 km (0,5 kbar) a 16.3 km (4,5 kbar) con un gradiente geotermal de 33-45°C/km. Calderón (2008) propone que el espesor definido para la Formación Colimapu (1500m) alcanza el requerimiento mínimo para propiciar condiciones metamórficas asociadas a la facies prehnita pumpellyita, por lo que la edad determinada para el climax del metamorfismo de las sucesiones estratigráficas del Jurásico Superior-Cretácico superior ocurre aproximadamente a los 99Ma, la cual corresponde a la edad de la Formación Colimpu (Calderón, 2008).

5.6 Geobarometría en clinopiroxenos

Se determinó la proporción molar de cada óxido para poder clasificar el clinopiroxeno dentro del diagrama ternario CaSiO₃-MgSiO₃-FeSiO₃ (figura 33), donde los resultados entregaron una clasificación composicional de augita (Cornelis *et al.*, 1997). Los datos composicionales obtenidos a partir de las distintas mediciones presentes en los fenocristales de clinopiroxenos (figura 26) se encuentran resumidos en la tabla 2. Se procedió a introducir los datos en la ecuación de geobarómetro definida por Wang *et al.*, (2021).

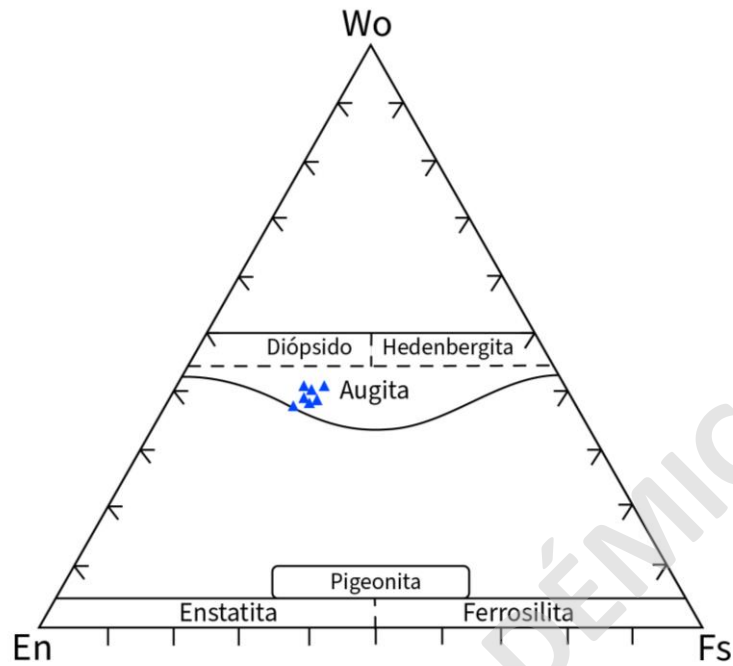


Figura 33 Triángulo de clasificación composicional de clinopiroxeno (Modificado de Cornelis *et al.*, 1997).

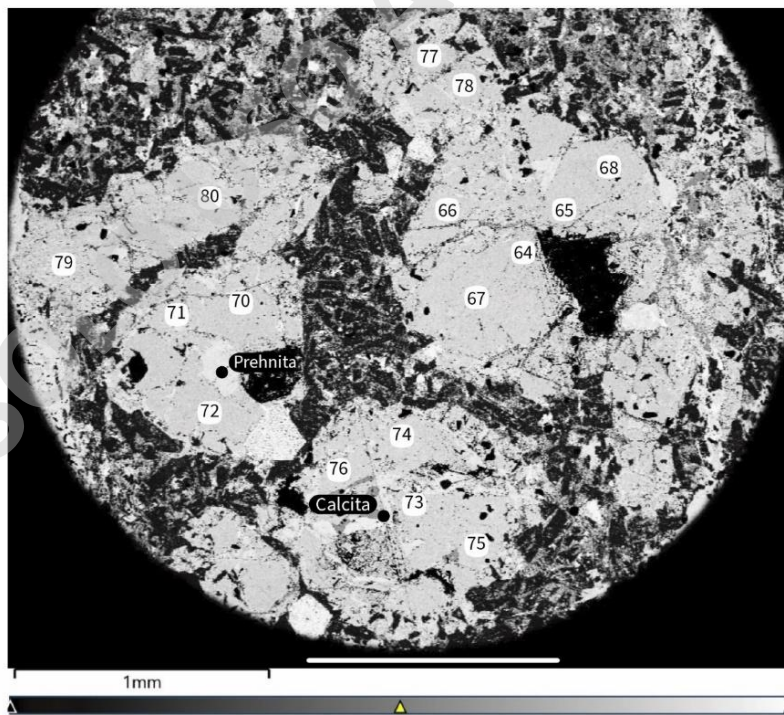


Figura 34 Imagen de espectros composicionales medidos en clinopiroxeno con SEM. Los números desde el 63 al 80 corresponden a los espectros composicionales tomados.

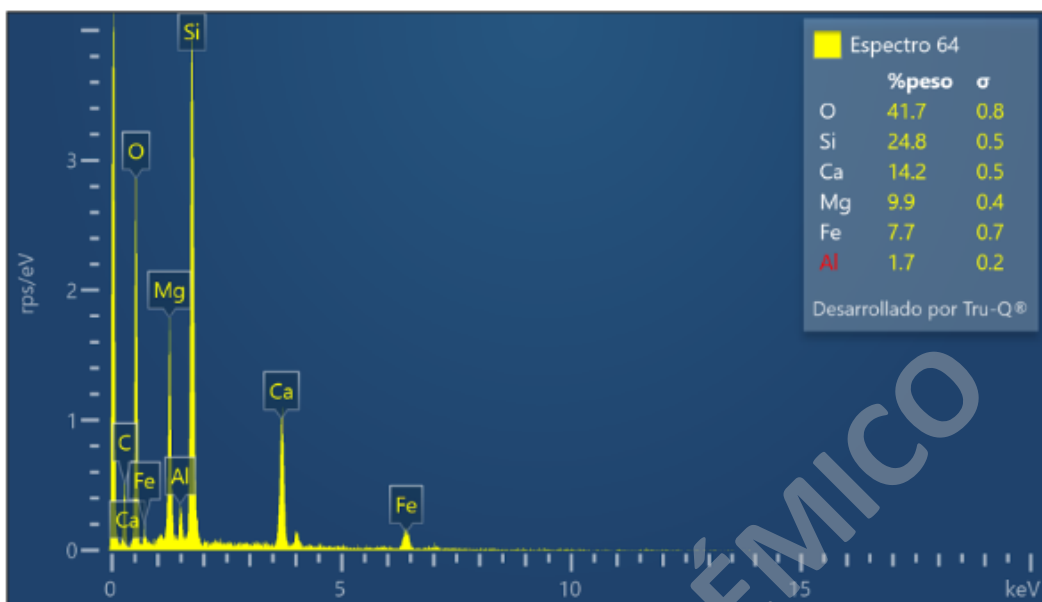


Figura 35 Ejemplo de espectro composicional característico obtenidos a partir de BSE. Estos corresponden a la medición número 64, en un fenocristal de clinopiroxeno.

Tabla 2 Porcentaje de óxidos presentes en clinopiroxeno (Muestra BM2-554), los cuales fueron extraídos a partir de la conversión elemento-óxido a partir del porcentaje de elementos medido por la imagen BSE.

Espectro	SiO ₂	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Total
E63	52.848	16.668	15.382	13.441	1.660	100
E64	51.782	19.392	16.023	9.669	3.135	100
E65	50.926	19.165	15.978	11.789	2.142	100
E66	51.978	17.403	16.468	11.784	2.368	100
E67	51.692	18.429	15.929	10.957	2.994	100
E68	51.270	18.854	16.120	11.392	2.364	100
E70	52.299	18.172	15.519	11.303	2.707	100
E71	52.884	16.939	16.701	10.209	3.268	100
E72	51.077	17.978	16.377	12.213	2.355	100
E73	52.897	18.237	15.734	10.234	2.897	100
E74	52.087	18.791	16.182	10.566	2.373	100
E75	50.856	18.435	16.465	11.177	3.067	100
E76	53.106	17.966	15.457	11.135	2.336	100
E77	50.504	17.932	16.618	12.397	2.549	100
E78	52.239	18.772	16.005	10.431	2.553	100
E79	51.976	18.811	15.924	10.749	2.540	100
E80	52.574	17.935	16.461	10.663	2.367	100

Se eliminaron los espectros composicionales 65, 68, 72, 75 y 77, ya que arrojaban presiones negativas, lo cual está dentro de los valores esperados debido a que el rango de error asociado a la ecuación es de 1,66 (Wang *et al.*, 2021). Aun así, estos valores de presiones negativas fueron descartados. La ecuación para calcular la temperatura de Wang *et al.*, (2021) no fue considerada debido la ecuación es dependiente del contenido de agua disuelta, el cual se desconoce para estas rocas. Los resultados de presiones determinadas para cada espectro composicional están resumidos en la tabla 3.

El análisis estadístico de los datos arroja valores de presiones promedio de 1,725kbar, donde el valor mínimo de presiones arrojadas por el geobarómetro de Wang *et al.*, (2021) corresponde a 0,38 kbar y el valor máximo corresponde a 4,11 kbar ($\sigma = 1,08$ kbar).

Tabla 3 Presiones y temperaturas obtenidas a partir de las composiciones medidas en la muestra BM2-554-2 con las ecuaciones de geobarómetro de clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021)

Espectro	presión	Espectro	presión
63	1,66	73	3,11
64	1,36	74	0,38
65	-3,60	75	-0,35
66	0,79	76	2,60
67	1,29	77	-2,73
68	-1,56	78	1,17
70	1,93	78	1,17
71	4,11	79	0,64
72	-1,62	80	1,66

A partir de estos datos de presión en kilobares, se utiliza la ecuación de la presión litostática (Pa) la que considera las variables de profundidad en metros (m), la densidad de la corteza (kg/m³) y la gravedad (m/s²). Se asume una gravedad promedio de 9,81(m/s²) y una densidad promedio de la corteza terrestre de 2800(kg/m³). Es importante destacar que la densidad de la corteza terrestre varía dependiendo de la región y la profundidad, es por esto que se utiliza una densidad promedio estimado en los cálculos. Esta ecuación considera la densidad y la gravedad como constantes dentro del rango de profundidad considerado. En la tabla 4, se resumen los datos equivalentes de profundidad con respecto a la presión litostática calculada.

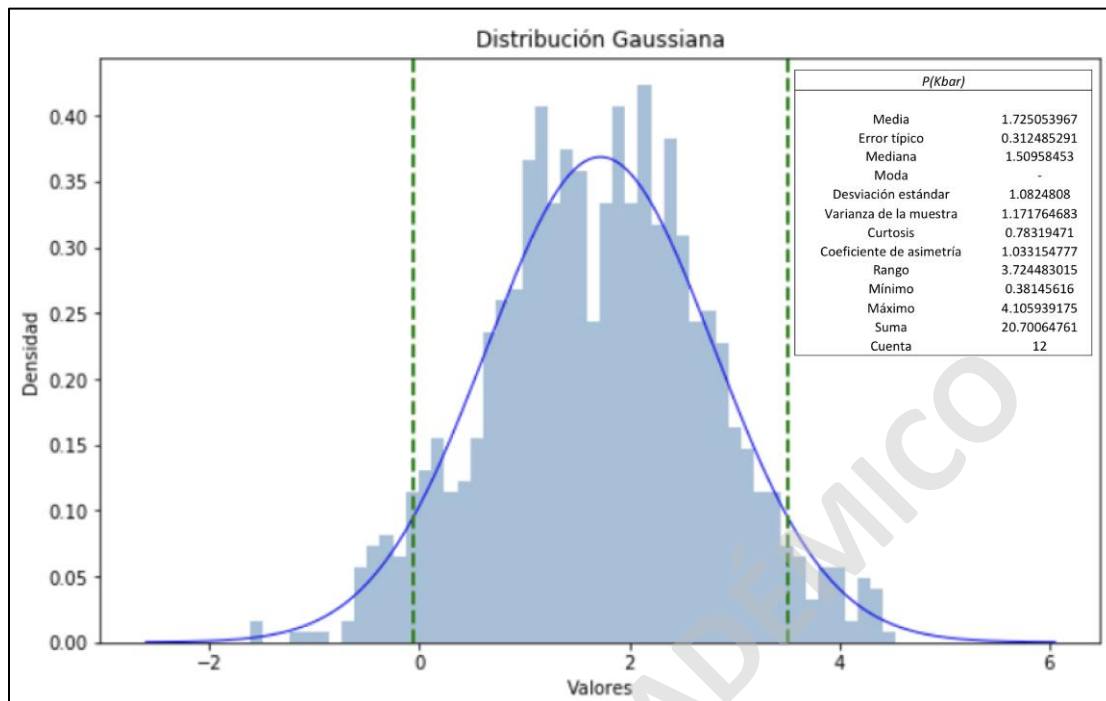


Figura 36 Distribución gaussiana superpuesta a los datos de presiones (kbar) obtenidos a partir de la ecuación de geobarómetro de clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021). Las líneas punteadas verdes indican el rango mínimo y máximo en lo que se encuentra el 90% de los datos, la línea punteada azul representa la media del conjunto de datos.

Tabla 4 Resumen de los datos de profundidad calculados a partir de la presión obtenida por el geobarómetro de Wang *et al.*, (2021).

Espectro	Presión (Kbar)	Presione (Pa)	Profundidad (km)
63	1,66	166145948,15	6,05
64	1,36	136203800,00	4,96
66	0,79	79242680,24	2,88
67	1,29	129216473,02	4,70
70	1,93	192659787,38	7,01
71	4,11	410593917,48	14,95
73	3,11	310994573,87	11,32
74	0,38	38145616,01	1,39
76	2,60	260241367,42	9,47
78	1,17	117204191,40	4,27
79	0,64	63703300,00	2,32
80	1,66	165713106,02	6,03

El análisis estadístico de los datos de profundidad arroja una media de 6,28 km de profundidad de cristalización del clinopiroxeno con una desviación estándar de 3,94 km. El dato de profundidad más somera arroja una distancia de 1,39 km y el dato de mayor profundidad con 14,95 km. En general se puede asumir que el 90% de los datos se mueve entre 14,16 km y 0 km de profundidad lo cual se interpreta como una cristalización asociada a la corteza superior (Figura 37).

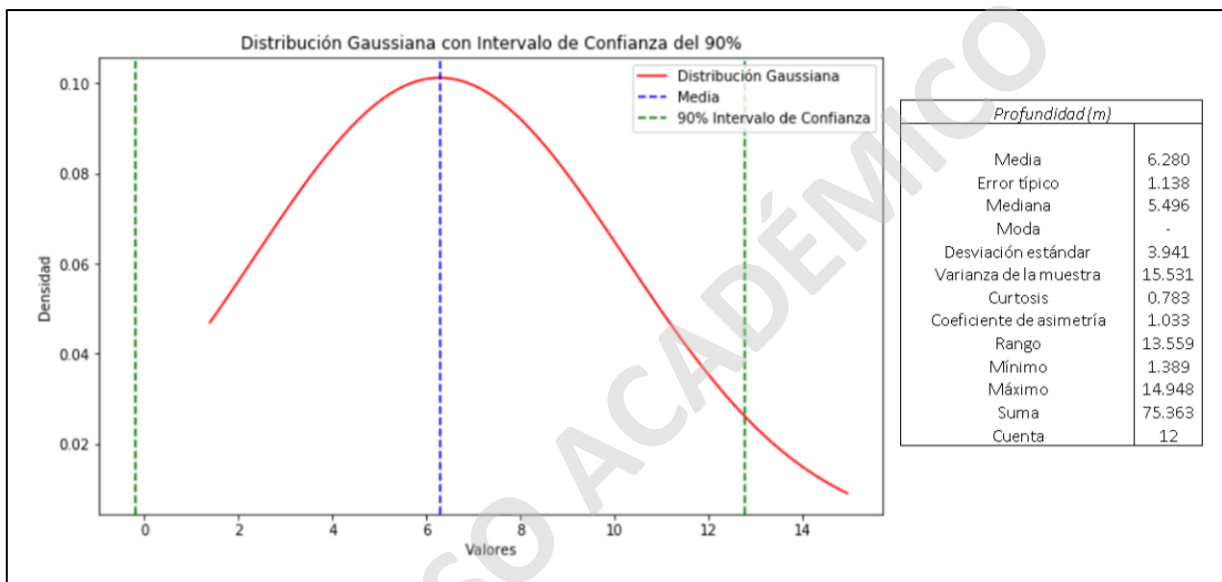


Figura 37 Distribución gaussiana y análisis estadístico de datos de profundidad de cristalización de clinopiroxeno.

Las profundidades entregadas por el geobarometro de clinopiroxeno de Wang *et al.*, (2021) se podrían asociar a una cámara magmática emplazada a esas profundidades que posibilitó la cristalización de esta fase presente en las lavas de la FBM. Este dato por sí solo no brinda información para una inferencia mayor, debido a que como se propuso en un inicio, para determinar un contexto geodinámico asociado a un adelgazamiento cortical es necesario complementar con otros estudios geoquímicos.

CAPÍTULO VI: DISCUSIONES

6.1 Estratigrafía FBM

Uno de los enfoques propuestos en este trabajo es la argumentación de un contexto geotectónico a partir de las distintas inferencias de ambientes sedimentarios basados en el estudio estratigráfico y cómo esto se correlaciona con la petrografía asociada a las lavas presentes en la FBM.

Los resultados analizados en este estudio contemplan dos enfoques complementarios; la estratigrafía y la geobarometría, donde ambos son constructivos a la hora de responder la hipótesis general del proyecto. La estratigrafía analizada en el estudio involucra rocas volcánicas asociadas a procesos efusivos y algunos niveles sedimentarios asociados a ambientes marinos. Se definieron 13 facies y 4 asociaciones de facies que se intercalan asimétricamente dentro de la sucesión estratigráfica. De base a techo (figura 15), comienza la asociación de facies (AF) SFc asociada a un ambiente de sedimentación marina definida como frente de playa, la cual ocurrió en condiciones marinas someras con bajas energías de transporte. Luego se sobrepone la asociación de facies (AF) VSfc la cual se interpreta como la continuación del ambiente anterior, pero en un régimen volcánico dado por la aparición de coladas de lava efusivas. Seguido, se sobrepone una potente intercalación asimétrica de AF Vbp y Vef, las cuales corresponden a eventos efusivos, donde Vbp contiene *pillow* lavas y auto brechas asociadas a lavas andesíticas, lo que indicaría el contacto de las coladas con un ambiente subacuáticos somero de frente de playa. A continuación, se repite la asociación de facies SFc, la cual corresponde a rocas sedimentarias marinas emplazadas en un ambiente de frente de playa. Finalmente se encuentra la asociación de facies Vbp y Vef que se interpretan como un evento efusivo en condiciones subacuáticas, donde el sistema magmático que hospedo estas lavas presenta una profundidad media de 6,28 km. Cabe destacar que seguido de SFc y VSfc que corresponden a eventos marinos someros, es seguido de la AF Vep la cual corresponde a lavas con texturas brechosas y morfologías de *pillow* lavas, evidenciando el contacto de las lavas con las condiciones subacuáticas previas.

6.2 Geobarometría de clinopiroxenos

La interpretación previa, en conjunto con las profundidades de cristalización derivadas a partir de las presiones obtenidas con el geobarómetro de clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021) indican una correlación significativa. Las profundidades a las que ocurrió la cristalización de los clinopiroxenos presentes en la FBM representan un rango de 2 a 14 km de profundidad lo cual sugiere un sistema magmático emplazado a bajas profundidades. Esta correlación positiva permite inferir una corteza adelgazada, dado que las profundidades del sistema que albergaba estos clinopiroxenos son coherentes dentro de un contexto geotectónico asociado a la reducción del grosor de la corteza continental. Si bien los resultados son concluyentes, es importante destacar que los datos geobarométricos por si solos no excluyen que este sistema se haya podido desarrollar en una corteza continental engrosada. A pesar de las limitaciones, estas evidencias geoquímicas dadas por la sensibilidad composicional del clinopiroxeno con respecto a la profundidad (Wang *et al.*, 2021) en conjunto con la interpretación de ambiente sedimentario respaldan una correlación sólida. Estas evidencias ofrecen indicios concretos de los procesos tectónicos relacionados al Titoniano en los Andes Centrales.

6.2 Metamorfismo de FBM

El grado metamórfico que evidencian las rocas de la FBM corresponde a la facies prehnita-pumpellyita y asociaciones minerales que se aproximan a esta facies. Es importante mencionar que la asignación de un grado metamórfico a la FBM representa una de varias posibles condiciones de equilibrio del sistema. Por ejemplo, el evento asociado al cuerpo intrusivo la Engorda, el cual se evidencia en un radio de 2km recristalización de actinolitas en la Formación Rio Damas (Calderón, 2008). Otros estudios anteriores también advierten la misma situación con evidencia en base a dataciones U-Pb en titanitas y dataciones de K-Ar en celadonitas, seleccionadas de metabasitas pertenecientes a la Formación Lo Valdés y Rio Damas, donde los resultados indican dos eventos metamórficos asociados al Cretácico, uno a los $108,0 \pm 15$ Ma y otro a los $84,6 \pm 4,4$ Ma (Oliveros *et al.*, 2007). Ambos eventos

metamórficos son asociados a metamorfismos de muy bajo grado relacionado al enterramiento bajo un régimen extensional con presencia de actividad plutónica (Oliveros *et al.*, 2007). Si bien el evento asociado a la recristalización de actinolitas en la Formación Rio Damas no alcanza a afectar visiblemente a la FBM (Calderón, 2008) podrían haber desequilibrado las asociaciones minerales secundarias presentes en los metadominios. Adicionalmente, hubo un evento metamórfico ocurrido 20-25Ma posteriores a las últimas etapas del volcanismo Mesozoico ocurrido en los Andes Centrales (Aguirre *et al.*, 1999; Wilson *et al.*, 2003; Fuentes *et al.*, 2005; encontrado en Olivero *et al.*, 2007). Dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en actinolitas encajadas en amígdalas, arrojan edades de $8,0 \pm 1,4$ Ma, por lo que estas actinolitas a las que se refiere Calderón (2008) corresponde a la sobreimposición de un evento metamórfico más joven, el cual se suele asociar a actividad plutónica (Oliveros *et al.*, 2007; Calderón, 2008). Por ende, la FBM evidencia como mínimo dos eventos metamórficos asociados al Cretácico, uno a los $108,0 \pm 15$ Ma y otro a los $84,60 \pm 4,4$ Ma (Oliveros *et al.*, 2007), los cuales evidencian condiciones asociadas a la facie prehnita-pumpellyita. Se infiere que la FBM sufrió más eventos metamórficos, debido a la alta deformación de la zona que genera las condiciones dinamo-termales y la circulación de fluidos necesarias para la sobreimposición de distintos eventos metamórficos-metasomáticos.

Es evidente que la FBM sufrió un metasmatismo dentro de sus lavas, debido a que las fases presentes en los metadominios involucran composiciones que no se correlacionan con el reordenamiento de los componentes presentes en el protolito. Esto se puede inferir a partir de varias observaciones petrográficas y geoquímicas: tenemos que las estructuras principales que albergan estos metadominios son amígdalas. Las fases que precipitaron dentro de estas amígdalas son ricas en silicio, aluminio, calcio, hierro, magnesio, sodio y titanio. Algunos de estos componentes como el silicio, calcio, magnesio y hierro están presentes en las rocas básicas como las que componen la FBM, pero es muy difícil que estos elementos hayan sido obtenidos en la cantidad necesaria partir de la interacción protolito y fluido para la precipitación de estas fases.

Es importante considerar las incertidumbres asociadas a la hora de definir un grado metamórfico a una roca o sucesión estratigráfica, como es el caso de la FBM. El cual depende

de distintos factores, tales como (1) la confiabilidad de los datos geoquímicos; (2) efecto de la variabilidad de los datos asociados a la actividad de las fases presentes en la asociación; (3) variabilidad composicional de las fases presentes asociadas al evento metamórfico y metasomático; (4) cantidad de agua presente dentro del sistema; (5) metaestabilidad dentro de las fases que componen la asociación metamórfica y (6) composición del fluido que intercede en los procesos metasomáticos.

6.3 Temporalidad de eventos asociados a la FBM

La FBM se emplaza en un contexto geotectónico extensivo asociado a el Titoniano en los Andes Centrales, Chile (Mpodozis & Ramos, 1989; 2008; Charrier *et al.*, 2007; 2014; Salazar & Stinnesbeck, 2015). Este proceso es evidenciado principalmente dentro de la estratigrafía y geobarometría realizada en la FBM. En un comienzo en el Jurásico Medio, la placa Fénix subducta con un ángulo normal (30° aproximadamente) a la actual placa sudamericana (figura 37). Luego ocurre un roll back en la placa Fénix, el cual esta descrito como un aumento del ángulo de subducción a uno tipo mariana (60° aproximadamente), trasladando el arco volcánico hacia el este y generando una cuenca tras arco debido a la extensión provocada por el proceso de roll-back (Charrier *et al.*, 2014; Mpodozis & Ramos, 2008; Charrier *et al.*, 2009; Giambiagi *et al.*, 2003; Mardones *et al.*, 2021). Esto propicia una transgresión marina, la cual se emplaza en la zona asociada al tras-arco (Charrier, 1979; Uliana & Biddle, 1987; Salazar & Stinnesbeck, 2015) (Figura 38).

Esta extensión generada en la cuenca tras-arco se asocia a una progresiva y lenta subsidencia de la misma cuenca (Mpodozis & Ramos, 1989; 2008; Charrier *et al.*, 2007; 2014). El Titoniano en los Andes Centrales se caracteriza por una subsidencia termal y tectónica de la cuenca, evidenciando las primeras fases de la transgresión marina. En este contexto, en periodos de quietud tectónica ocurre la acumulación de sedimentos finos por decantación o por cauces de muy baja energía que permitieron la acumulación de lutitas calcáreas en la base de la FBM (Mpodozis & Ramos, 1989; 2008; Charrier *et al.*, 2007; 2014; Salazar & Stinnesbeck, 2015) (Figura 38).

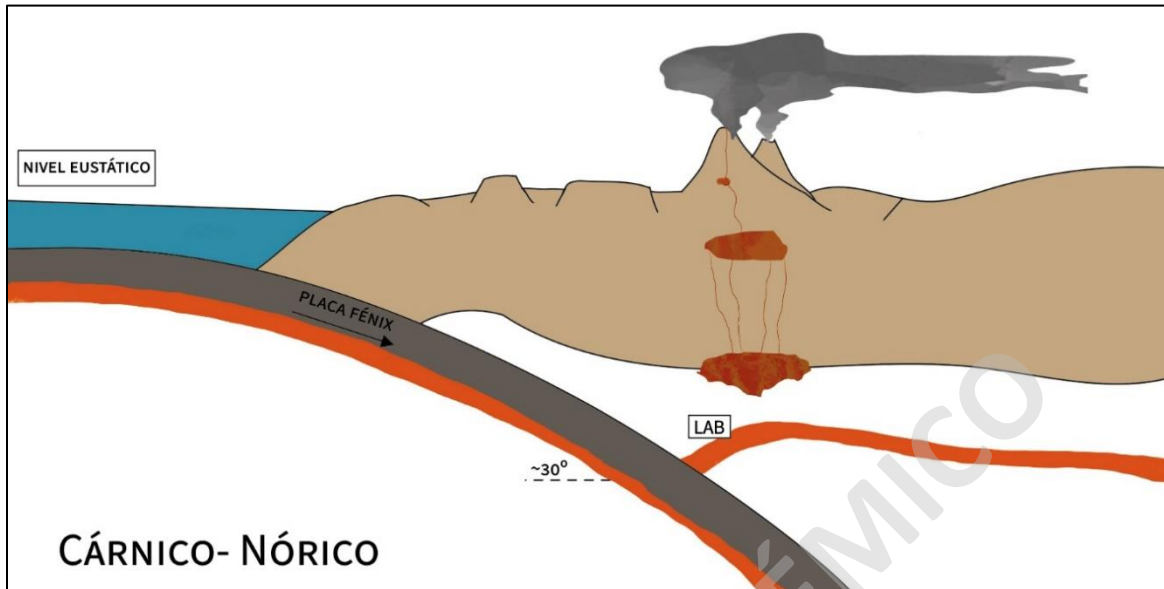


Figura 38 Representación de los Andes Centrales en el Triásico Superior, con una subducción normal y al arco volcánico correspondiente.

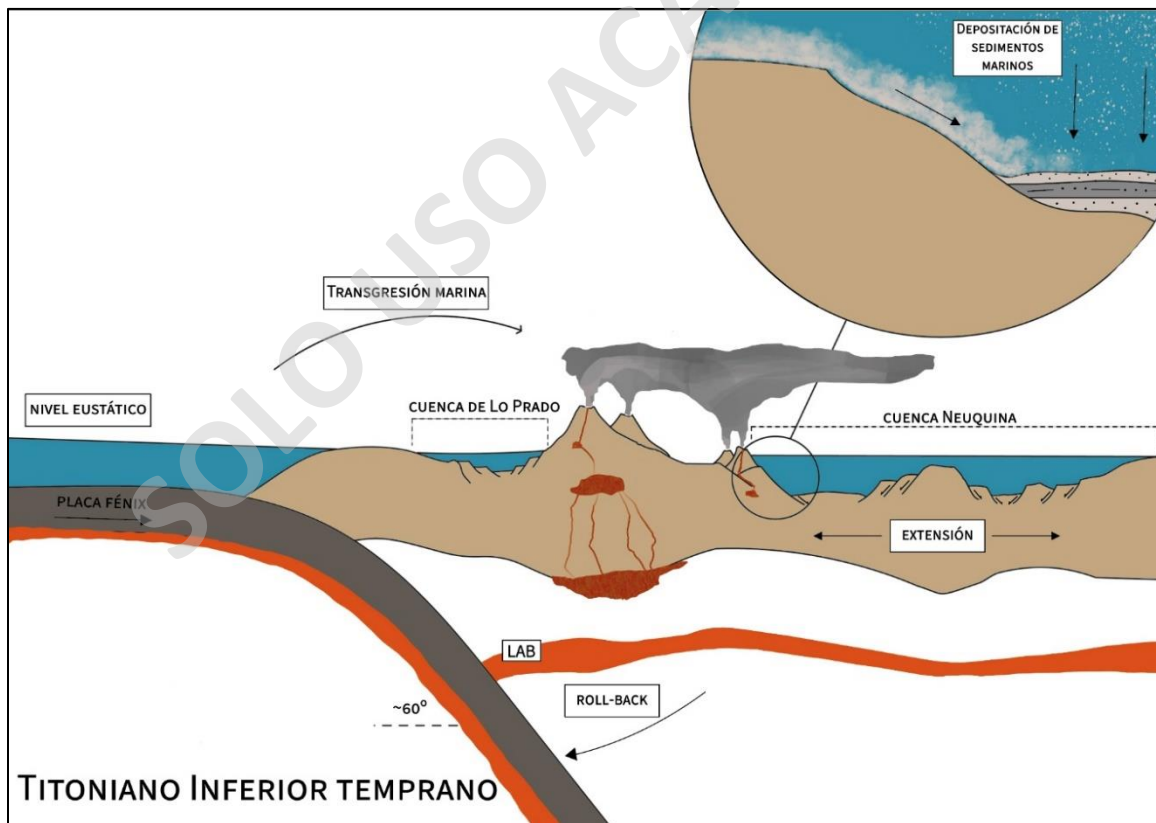


Figura 39 Sección de los Andes Centrales en el Titoniano representando la migración del arco volcánico hacia el oeste, la transgresión marina y generación de cuenca de tras arco asociada al arco volcánico.

A medida que ocurre la progresiva subsidencia de la cuenca de tras arco, la descompresión facilita el ascenso magmático y el emplazamiento de sistemas magmáticos cercanos a la superficie, evidenciado por la geobarometría de cristalización de clinopiroxenos (Wang *et al.*, 2021) realizada en el presente proyecto, la cual arrojó profundidades de hasta 14km. Estos sistemas magmáticos desencadenaron expresiones efusivas en superficie, las cuales se emplazaron como coladas a medida que las rocas sedimentarias subyacentes obtenían un mayor grado de consolidación. Mientras la colada de lava alcanzaba zonas más distales del centro eruptivo con un flujo en estado plástico, seguía ocurriendo la acumulación de sedimentos marinos por sobre la colada de lava. Esto deformó los niveles sedimentarios superiores que también presentaban una reología plástica, generando un proceso llamado “slumping” (Selby, 1994) y genera estructuras tipo “slump” (figura 39) las cuales presenta la facie VSfc de la FBM ubicada en el tramo superior del Miembro La Cuesta. Esto también provoca la integración de extra-clastos de lava por parte de los niveles sedimentarios.

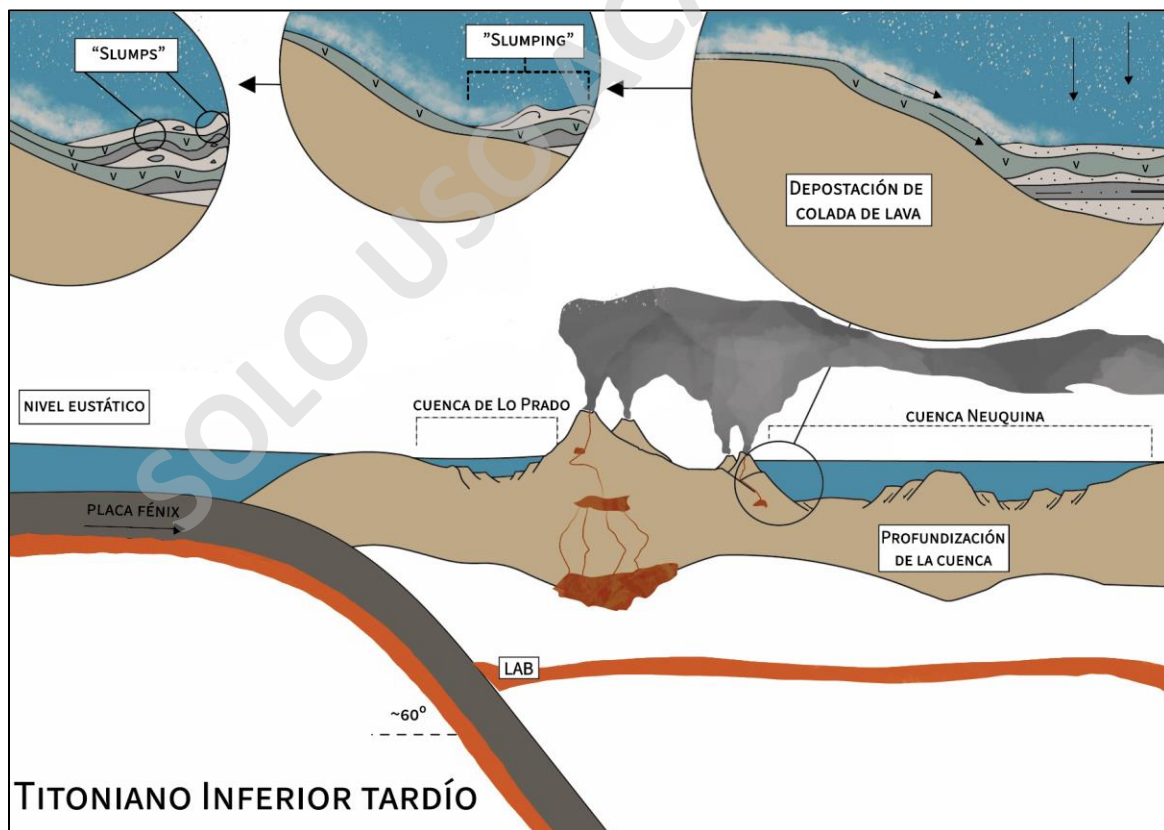


Figura 40 Sección de los Andes Centrales en el Titiánico. Ilustra el proceso de slumping asociado a la FBM

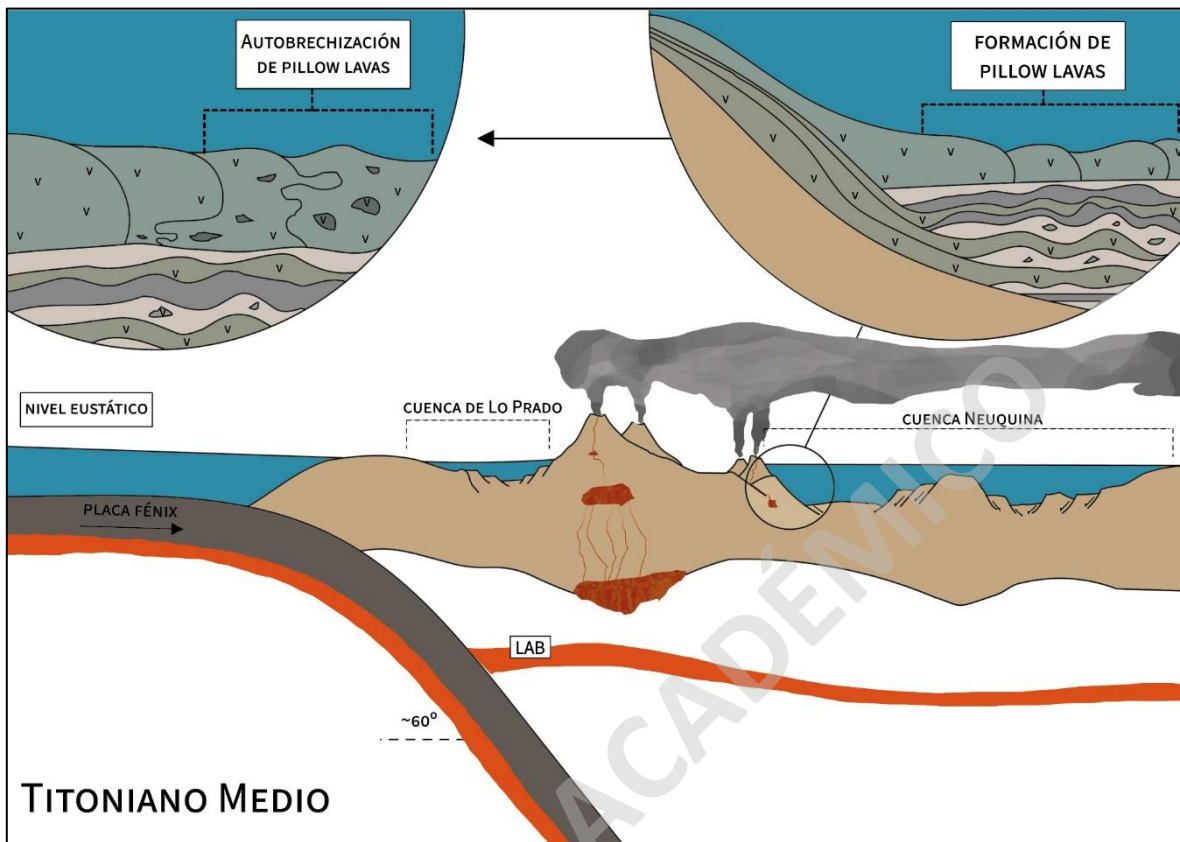


Figura 41 Sección de los Andes Centrales en el Títonio. Ilustra la formación de *pillow* lavas y autobrechas presentes en la FBM.

Finalmente, ocurre un aumento de la actividad magmática efusiva asociado a los espesores más potentes de lavas en la FBM identificados en la AF Vbp y Vef, las cuales son los estratos que evidencian el contacto de las coladas de lava con las condiciones subacuáticas (Moore, 1975; Cas & Wright, 1996). Esto debido a que las capas que se encuentran de inmediato por sobre los niveles sedimentarios marinos son *pillow* lavas y auto-brechas, en las cuales la morfología de *pillow* lava está dada por condiciones subacuáticas asociadas a una pendiente y la brechización es un estadio posterior de las *pillow* lavas donde la tensión superficial asociada a la morfología de *pillow* lava colapsa generando una autobrechización de la lava (Biro, 1964; Moore, 1975; Cas & Wright, 1996) (Figura 40). Si bien en la columna estratigráfica las capas de autobrechas y *pillow* lavas se representaron como intercalaciones no simétricas, lo que se observa en el afloramiento *in situ* es una gradación lateral y vertical entre la AF Vbp y Vef. Luego dentro de la FBM sigue un nivel de lutitas calcáreas y otro de

calizas arenosas asociado al mismo ambiente marino somero definido como frente de playa o de rampa interna, que propicio los niveles basales de la FBM. Por último, en el techo de la FBM se encuentra un nivel de coladas de lava que represente un evento efusivo similar al descrito anteriormente dentro de este párrafo.

Luego la FBM atraviesa procesos de litificación y cementación, los cuales se dieron por distintos factores geológicos como el cierre de la cuenca tras-arco y el movimiento del arco hacia la zona de los Andes actuales, lo cual desencadenó varios procesos deformativos (Calderón, 2008). La FBM evidencia procesos de enterramiento los cuales se correlacionan con eventos metamórficos metasomáticos plasmados en las asociaciones minerales secundarias que se encuentran en estas rocas. La FBM representa un grado metamórfico asociado a prehnita-pumpellyita, con rangos de presión que oscilan entre 0,5 a 4,5 kbar y rangos de temperatura entre 175-280°C (Frey *et al.*, 1991) determinado a partir de la asociación (1) pumpellyita + prehnita + calcedonia + Titanita. Este enterramiento se asocia a un gradiente geotermal similar al determinado por la Formación Colimapu de 33-45°C/km (Calderón, 2008).

En síntesis, la FBM si tiene características estratigráficas y geobarométricas que permiten tener un acercamiento a determinar un contexto extensivo y de profundización de cuenca debido a las rocas y estructuras presentes dentro de la sucesión estratigráfica. Por otro lado, las asociaciones minerales se interpretan como una aproximación a la facies prehnita-pumpellyita debido a que solo la asociación mineral (1) presente en las amígdalas de distintas lavas contiene la asociación característica de esta facie.

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES

Este estudio abordó de manera integral el entendimiento de la FBM de los Andes Centrales mediante la aplicación de enfoques petrográficos, estratigráficos, geobarométricos y metamórficos complementarios. De esta forma, se logra inferir las intrincadas interacciones entre ambientes sedimentarios, eventos volcánicos efusivos y procesos dinamo-termales asociados a eventos metamórficos-metasomáticos ocurridos en la región de estudio.

El análisis estratigráfico llevado a cabo permitió identificar secuencias asimétricas de facies y sus respectivas asociaciones de facies (AF) definidas para la FBM. En base a esto, se determinó el ambiente sedimentario donde se emplazaron los distintos eventos deposicionales. La presencia de rocas sedimentarias marinas en la FBM sugiere un ambiente marino somero de frente de playa o de rampa interna. Este ambiente se complementa con las evidencias petrográficas observadas de las lavas presentes en la FBM, ya que la presencia de *pillow* lavas y autobrechas consolida la correlación con condiciones subacuáticas someras. Además, la presencia de estructuras post-tectónicas como los “slumps” sugiere la simultaneidad de los eventos volcánicos efusivos y la depositación de los sedimentos marinos en una fase temprana de la FBM registrada dentro del miembro La Cuesta.

La correlación con los resultados de la geobarometría realizada en base a la sensibilidad composicional de los clinopiroxenos (Wang *et al.*, 2021) proporciona evidencia complementaria. Los rangos de profundidad estimados varían de 2 km a 14 km, respaldando y aportando a la interpretación estratigráfica previa brindando información del emplazamiento del sistema magmático que cristalizó los clinopiroxenos presentes en los niveles volcánicos de la FBM. Por ende, hay evidencias geoquímicas que permiten aproximarnos levemente a un contexto extensivo asociado a la profundización de cuenca.

En consecuencia, la FBM se consolida en un contexto de transgresión marina interrumpido por eventos volcánicos efusivos asociados a la apertura de la Cuenca Neuquina en los Andes Centrales durante el período del Titoniano. La propuesta de utilizar el término “proto-rift” se alinea con la interpretación definida para la FBM, denotando un período incipiente de extensión cortical en la región de estudio, provocado por un aumento en el ángulo de subducción de la Placa Fénix.

Se examinó en detalle las asociaciones minerales secundarias encontradas en los metadominios de las lavas de la FBM. Se dio un mayor énfasis a la caracterización de la asociación mineral (1) debido a su frecuente presencia en los diversos metadominios de la FBM, evidenciando una asociación mineral característica de la facie prehnita-pumpellyita. A

pesar de que la mayoría de las asociaciones minerales presentes en otros metadominios carecen de una paragénesis distintiva de un grado metamórfico en específico, se observó una similitud con las asociaciones características de la facies prehnita-pumpellyita, por lo que se sugiere una aproximación a este dominio metamórfico. Los rangos de presión definidos para esta facie varían en un rango de 0,5 a 4,5 kbar, mientras que los rangos de temperatura oscilan entre 175-280°C. Por lo que se postula que la FBM en conjunto con las rocas Mesozoicas presentes en la región de estudio experimentaron un enterramiento que propicio las condiciones termodinámicas necesarias para la formación de la facies prehnita-pumpellyita.

SOLO USO ACADÉMICO

Referencias.

- Åberg, G., Aguirre, L., Levi, B. & Nystrom, J.O., 1984. Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from early Cretaceous of central Chile. In: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins (Kokelaar B.P. & Howells M.F., eds.). Special Publication 16. Geological Society of London, 185–193.
- Álvarez, P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). Actas III Congreso Geológico Chileno, 1:425-429.
- Álvarez, P., Godoy, E., Sellés, D., 2000. Geología de la región del río Colorado, Andes principales de Chile (33° 25' S). Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 1:736-740.
- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile central, Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín 9: 70 pp.
- Ávila, C. 2005. Metamorfismo de muy bajo grado en secuencias volcanogénicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el valle del Río Volcán. Universidad de Chile. 120p.
- Beauchemin, D., 2008. Inductively coupled plasma mass spectrometry. Analytical chemistry, 80(12), 4455-4486.
- 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.
- Biro, L., 1964. Estudio sobre el límite Titoniano y el Neocomiano en la Formación Lo Valdés, Provincia de Santiago, principalmente en base a Ammonoideos. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 118 p.
- Boyce, D., 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen Andino en Chile central durante el Cretácico medio-Tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 304 p.
- Boyce, D., Charrier, R., & Farías, M., 2020. The First Andean Compressive Tectonic Phase: Sedimentologic and Structural Analysis of Mid-Cretaceous Deposits in the Coastal Cordillera, Central Chile (32 50' S). *Tectonics*, 39(2).
- Buckley, P., & Fahrenkrug, E., 2020. The Flint, Michigan water crisis as a case study to introduce concepts of equity and power into an analytical chemistry curriculum. *Journal of Chemical Education*, 97(5), 1327-1335.
- Calderón Díaz, S. E., 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).
- Cas, R., & Wright, J., 1996. Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions. Springer Science & Business Media.

Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones 26: 1-37

Charrier, R.; Wyss, A.; Flynn, J.; Swisher, C.; Norell, M.; Zapatta, F.; Mckenna, M. & Novaceck, 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*. Vol. 9 (2): 1-30.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. and Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15:117-139.

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile.

Charrier, R., Farías, M., & Makshev, 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(1), 05-35.

Cornejo, 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.

Cornelis, K. & Cornelius, S. H. Jr., 1997. *Manual de Mineralogía*. Basado en la obra de J. D. Dana. Volumen 2. Editorial Reverté, S. A. Barcelona. 310 pp

Davidson, J., 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 160 p.

Drake, R., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H., Vergara, M., 1982. Distribución y edades K-Ar de volcánitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32° y 36° L. S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el MesoCenozoico de Chile Central. *Actas III Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 2: D42- D78.

Duncan, A., Hooper, R., Rehacek, J., Marsh, S. y Duncan, R., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research* 102: 18,127-18,138.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., y Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics*.

Folk, L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 43: 1-38.

Folk, L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 1: 62-84.

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: Santiago, Universidad de Chile

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Maksaev, V., Fanning, M., & Álvarez, P., 2005. Exhumation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S. In Proceedings of International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG) (No. 6, pp. 273-276).

Frey, M., Capitani, D., & Liou, G., 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of metamorphic Geology*, 9(4), 497-509.

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

Gulisano, A. & Gutiérrez, R., 1994. Field Guide to the Jurassic of the Neuquén Basin, province of Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie E 2: 1-111, Buenos Aires.

Gulisano, A. & Gutiérrez, R., 1996. The Jurassic of the Neuquén Basin. b) Mendoza Province, Field Guide. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie E 3: 1-103, Buenos Aires.

Giambiagi, B., 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal: entre los 33° 30'y 33° 45'S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(1), 85-96.

Giambiagi, B., 2000. Estudio de la evolución tectónica de la Cordillera principal de Mendoza, en el sector comprendido entre los 33° 30'y los 33° 45'S. Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Goldstein, I., Newbury, E., Michael, R., Ritchie, W., Scott, J., & Joy, C., 2017. Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis. Springer.

González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. *Revista Minerale*. Vol. 17: 20-61. Santiago

Gurnis, M., 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature* 332: 695-699.

Hallam, A., Biro-Bagoczki, L. & Pérez, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian-Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine* 123 (4): 425-435.

Hoffman, F., 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences* 28: 17-33

Howie, A., Zussman, J., & Deer, W., 2013. An introduction to the rock-forming minerals (p. 696). London, UK: Longman (17-247)

Jensen, L., 1984. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin* 95: 877-880

Johnson, D., 1996. Shallow clastic seas. Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy., 232-280.

Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A.B., Tshoso, G., Watkeys, K. & Le Gall, B., 2005. Karoo large igneous province: Brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data. *Geology* 33(9): 745-748.

Kimura, J., Takahisa, Y., Yoshida, T., 1995. Igneous rock analysis using ICP-MS with internal standardization, isobaric ion overlap correction, and standard addition methods. Informe de la Facultad de Ciencias de la Educación de la Universidad de Fukushima (56), p1-12.

Kietzmann, D., & Palma, R. (2009). Tafofacies y biofacies de la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana*, 46(2), 321-343.

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

Kurtz, C., Kay, M., Charrier, R. & Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35 8). *Andean Geology*, 24(1), 75-90.

Kusiak, A., Mascle, G. & Ramos, A., 2014. El magmatismo mesozoico asociado a los procesos extensionales en las cuencas de rift del Subandino Boliviano y la importancia de su ubicación geocronológica en la paleogeografía de América del Sur. In 9th Congreso del 2014.

Levi, B., 1969. Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 24:30-49.

Lexa, J., Sebesta, J., Chávez, J. A., Hernández, W., & Pecskey, Z., 2011. Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 106-140.

López-Carmona, A., Abati, J., & Reche, J., 2010. Petrologic modeling of chloritoid–glaucophane schists from the NW Iberian Massif. *Gondwana Research*, 17(2-3), 377-391.

Martínez, R., & Osorio, R., 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de carofitas fósiles en la formación Colimapu..

Mardones, V., Peña, M., Pairoa, S., Ammirati, J. B., & Leisen, M., 2021. Architecture, Kinematics, and Tectonic Evolution of the Principal Cordillera of the Andes in Central Chile (~ 33.5° S): Insights From Detrital Zircon U-Pb Geochronology and Seismotectonics Implications. *Tectonics*, 40(7).

Middleton, V., 1973. Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3), 979-988.

Mpodozis, C. & Ramos, A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63(4), 481-497.

Mpodozis, C. & Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.; Cañas, M. & Reinemund, J. (eds.) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources. American Association of Petroleum Geologists. Earth Science Series. Vol. 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')*. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Müller, D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, E., Matthews, J., Wright, M., Shephard, E., Maloney, T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, J., Cannon, J., 2016. Ocean basin evolution and global scale plate reorganization events since Pangea breakup, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol 44, 107-138

Núñez, E., 2018. *Ambiente de sedimentación y estratigrafía secuencial de las formaciones baños Morales, lo Valdés y los estratos Cerro Rubillas, en la Ladera Norte del Valle del Río Volcán (33° 49' S), Chile Central*.

Oliveros, V., Aguirre, L., Morata, D., Simonetti, A., Vergara, M., Belmar, M., & Calderón., 2008. Geochronology of very low-grade Mesozoic Andean metabasites; an approach through the K–Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U–Pb LA-MC-ICP-MS methods. *Journal of the Geological Society*, 165(2), 579-584.

Olsen, E., 1997. Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana rift system. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 25: 337-401.

Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (farallon) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6 n:3, p. 233-248.

Potts, J., & Webb, C., 1992. X-ray fluorescence spectrometry. *Journal of Geochemical Exploration*, 44(1-3), 251-296.

Renne, R., Ernesto, M., Pacca G., Coe, S., Glen, M., Prévot M. y Perrin M., 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science* 258 (5084): 975-979.

Reed, B., 2005. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge university press.

Robinson, D. & Bevins, E., Aguirre, L. & Vergara, M., 2004. "A reappraisal of episodic burial metamorphism in the Andes of central Chile". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146:513–528

Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., & Hoffman, D., 2014. El volcanismo jurásico superior de la Formación Río Damas-Tordillo (33°-35, 5° S): antecedentes su sobre petrogénesis, cronología, proveniencia e implicancias tectónicas. *Andean geology*, 41(3), 529-557.

Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M., Calderón, S., Charrier, R. & Hoffman, D., 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°-

35,5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*. Vol. 41: 529-557. Santiago.

Salazar, C. & Stinnesbeck, W., 2015. Redefinición, Estratigrafía y Facies de la Formación Lo Valdés (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) en Chile central. *Boletín Museo Nacional de Historia Natural*, 64, 41-68.

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D., 2000. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Boletín N° 290, 116 p.

Selby, J., 1994. Hillslope sediment transport and deposition. *Sediment Transport and Depositional Process*.

Tapia, F., Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R. & Astaburuaga, D., 2020. Middle Jurassic-Late Cretaceous Paleogeography of the Western Margin of the Neuquén Basin (34° 30'–36° S). In *Opening and closure of the Neuquén Basin in the southern Andes* (pp. 269-301).

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

Thiele, R., Katsui, Y., 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo postmiocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Univ. Chile, Departamento de Geología, Publicación, N° 35, 23 p.

Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga, Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 2, 80 p., Santiago.

Uliana, A. y Biddle, T., 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En McKenzie, G.D. (ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 40: 271-286.

Vergara, M., 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, M., Levi, B., Nystrom, O., Fonseca, E., & Roeschmann, C., 1994. Variation in Lower Cretaceous secondary mineral assemblages and thermal gradients across the Andes of central Chile (30-35° S). *Andean Geology*, 21(2), 295-302.

Vergara, M., Morata, D., Hickey-Vargas, R., López-Escobar, L. & Beccar, I., 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbun area, Linares Precordillera, central Chile (35°35' -36°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. 26 (1): 23-42. Santiago.

Vernon-Parry, D., 2000. Scanning electron microscopy: an introduction. *III-Vs Review*, 13(4), 40-44.

Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, C., Zhang, Z., Pan, R., & Zhang, H., 2021. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy*, 33(5), 621-637.

Winter, D., 2010. Principles of igneous and metamorphic petrology. Pearson education.

Zonenshayn, P., Savostin, A., Sedov, P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. Geotectonics, Vol. 18, p. 181-195

SOLO USO ACADÉMICO

ANEXO I

FACIES SEDIMENTARIAS.

Lcpa: Facie de lutitas grises calcáreas con estratificación paralela y presencias *corongoseras sp* y bivalvos no identificables.

ALs: Facie de intercalación no simétrica entre areniscas y lutitas, dominadas por areniscas. Este paquete sedimentario presenta estructuras post tectónicas tipo slumps. Presenta extra-clastos de lavas andesíticas.

LAs: Facie de intercalación no simétrica entre areniscas y lutitas, dominadas por lutitas. Este paquete sedimentario presenta estructuras post tectónicas tipo slumps. Presenta extra-clastos de lavas andesíticas.

Acs: Facie de Areniscas calcáreas de grano fino a medio con slumps. Presenta extra-clastos de lavas andesíticas.

Lcsp: Facie de lutitas grises calcáreas con estratificación paralela. Presenta laminación paralela, slumps y extra-clastos de lavas.

ALeqs: Facie de intercalación no simétrica entre areniscas y lutitas, en proporciones equitativas. Este paquete sedimentario presenta estructuras post tectónicas tipo slumps. Presenta extra-clastos de lavas andesíticas.

Lcp: Facie de lutitas grises calcáreas con estratificación paralela

Acf: Facie de Caliza arenosa con presencia de amonites, ostras, y bivalvos

LAsp: Facie de intercalación no simétrica entre areniscas y lutitas, dominadas por lutitas. Este paquete sedimentario presenta estructuras post tectónicas tipo slumps y laminación paralela. Presenta extra clastos de lavas andesíticas.

FACIES VOLCANICAS.

Vas: Facies volcánica efusiva de composición andesíticas, la cual también presenta slumps. Presenta extra-clastos de areniscas calcáreas y lutitas calcáreas.

Va: Facies volcánica efusiva de composición andesíticas.

Vbe: Facie volcánica efusiva con auto brechización.

Vpe: Facie volcánica efusiva con morfología de *pillow* lava.

ASOCIACION FACIES

Sfc: Asociación sedimentaria clásticas de grano fino, con cemento calcárea.

VSfc: Asociación entre rocas sedimentarias clásticas calcáreas de grano fino, de proveniencia marina, intercaladas con lavas andesíticas sin morfología asociada a un evento volcánico efusivo de composiciones básicas-intermedias.

Vbp: Asociación volcánica efusiva donde las litologías presentes presentan una intercalación no simétrica entre brechización, y morfología de *pillow* lavas.

Vef: Asociación de facies volcánica efusiva andesítica, sin morfología alguna

SOLO USO ACADÉMICO

ANEXO II

MIEMBRO	LITOTIPO			ESTRUCTURAS/FOSILES	LITOFACIES	ASOCIACION DE FACIES
	MUD clay silt	SAND f m c	GRAVEL gran pebb			
Miembro La Cuesta	100m				ALeqs	VSfc
	90m	V V V			Vas	
		V V			Lcsp	
	80m				Vas	
					ALeqs	
	70m	V V			Vas	
		V V			Lcsp	
		V V			Vas	
	60m	V V			Acs	
		V V			Vas	
	50m	V V			Lcsp	
		V V			Vas	
					Acs	
	40m				LAs	
	V V			Vas		
30m				ALs	Sfc	
20m				Lcpa		
10m						

Figura 1 Columna estratigráfica FBM, tramo 0-100m perteneciente al Miembro La Cuesta.

MIEMBRO	MUD		SAND			GRAVEL		ESTRUCTURAS/FOSILES	LITOFACIES	ASOCIACION DE FACIES
	clay	silt	f	m	c	gran	pebb			
Placa Verde	230m								Vpe	Vbp
	220m								Vbe	
	210m								Vpe	
	200m								Vbe	Vbp
	190m								Vpe	
	180m								Vbe	Vbp
	170m								Vpe	
	160m								Vbe	Vbp
	150m								Vpe	
	140m								Vbe	Vbp
	130m								Vpe	
	120m								Vbe	Vbp
	110m								Vpe	
									Vbe	Vbp

Figura 2 Columna estratigráfica FBM, tramo 100-230m perteneciente al Miembro Placa Verde.

MIEMBRO	MUD		SAND			GRAVEL		ESTRUCTURAS/FOSILES	LITOFACIES	ASOCIACION DE FACIES
	clay	silt	f	m	c	gran	pebb			
Placa verde										
	320m								Vbe	Vbp
									Vpe	
	310m								Vbe	Vbp
									Vpe	
	300m								Vbe	Vbp
									Vpe	
	290m								Vbe	Vbp
									Vpe	
	280m								Vbe	Vbp
									Vpe	
	270m								Vbe	Vbp
									Vpe	
	260m								Vbe	Vbp
								Vpe		
250m								Va	Vef	
								Va		
240m								Va		
								Va		

Figura 3 Columna estratigráfica FBM, tramo 220-320m perteneciente al Miembro Placa Verde.

MIEMBRO	MUD		SAND			GRAVEL		ESTRUCTURAS/FOSILES	LITOFACIES	ASOCIACION DE FACIES
	clay	silt	f	m	c	gran	pebb			
Placa verde	410m									
	400m								Vbe Vpe	Vbp
	390m							Vbe		
	380m								Vpe	Vbp
	370m							Vbe		
	360m								Va	Vef
	350m								Va	
	340m								Va	
									Va	
	330m								Va	
								Va		

Figura 4 Columna estratigráfica FBM, tramo 320-405m perteneciente al Miembro Placa Verde.

MIEMBRO	MUD		SAND			GRAVEL		ESTRUCTURAS/FOSILES	LITOFACIES	ASOCIACION DE FACIES
	clay	silt	f	m	c	gran	pebb			
Placa verde	600m									Vef
		V V V							Va	
	580m	V V V							Va	
		V V V							Va	
	560m	V V V							Va	
		V V V							Va	
	540m	V V V							Va	
		V V V							Va	
	520m	V V V							Va	
		V V V							Va	
	500m	V V V							Va	
		V V V							Vpe	Vbp
	480m	V V V							Vbe	
		V V V							Vpe	
460m	V V V							Vbe		
	V V V							Vpe	Vbp	
440m	V V V							Vbe		
	V V V							Vpe		
420m	V V V							Vpe		

Figura 5 Columna estratigráfica FBM, tramo 405-600m perteneciente al Miembro Placa Verde.

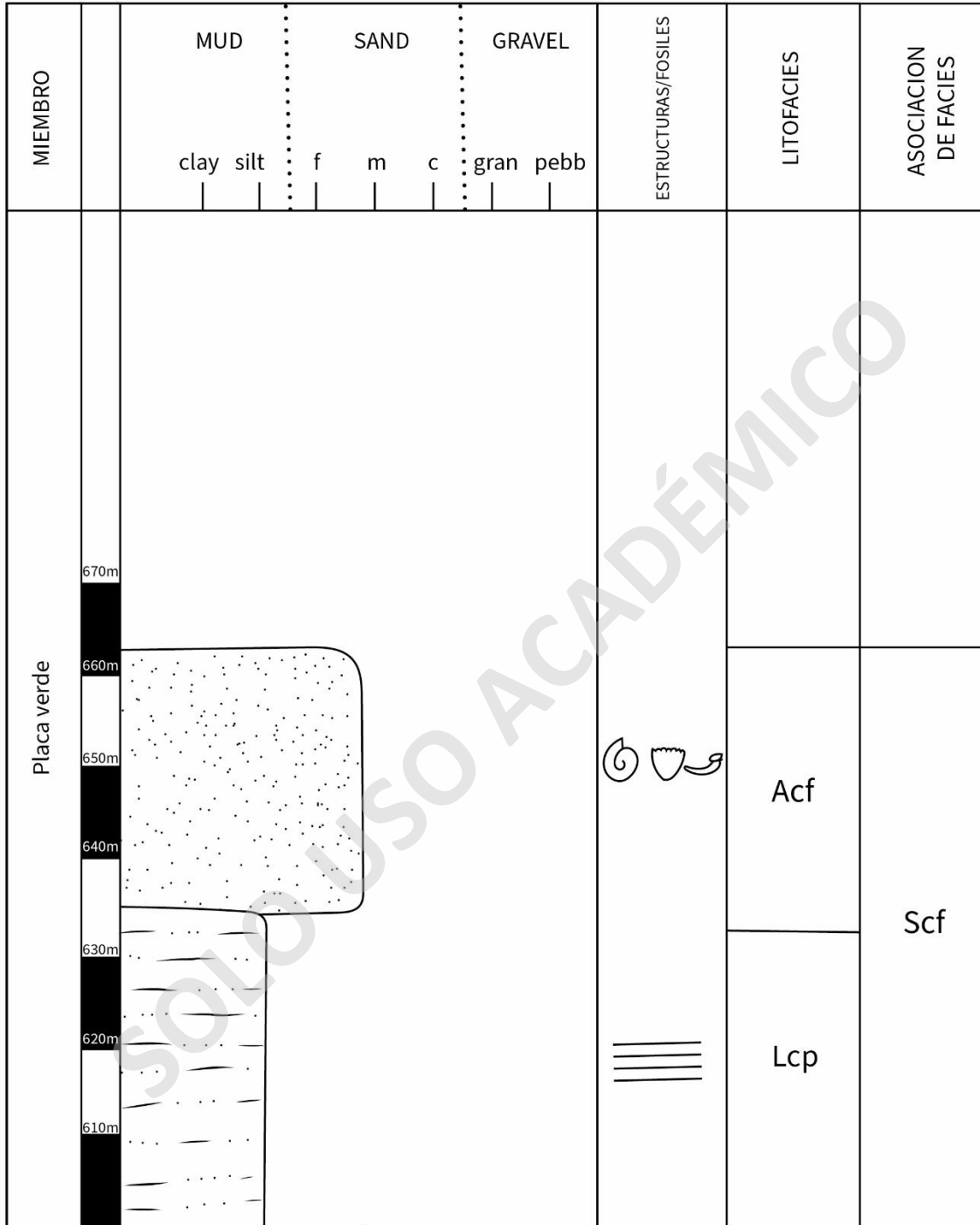


Figura 6 Columna estratigráfica FBM, tramo 600-663m perteneciente al Miembro Placa Verde.

MIEMBRO	MUD		SAND			GRAVEL		ESTRUCTURAS/FOSILES	LITOFACIES	ASOCIACION DE FACIES
	clay	silt	f	m	c	gran	pebb			
Placa verde	760m	V V V							Va	Vef
	750m	V V V								
	740m	V V V								
	730m	V V V								
	720m	V V V						Vpe	Vbp	
		V V V						Vbe		
		V V V						Vpe		
	710m	V V V						Vbe	Vbp	
	700m	V V V						Vpe		
		V V V						Vpe		
690m	V V V						Vbe			
	V V V						Vpe	Vbp		

Figura 7 Columna estratigráfica FBM, tramo 680-760m perteneciente al Miembro Placa Verde.




Código AF/Litofacies	Litología	Nombre	Código Munsell	RGB
ALeqs	Arenisca	Gris rosado	5YR 8/1	
Lcpa	Lutita	Gris medio	N5	
Vas	Lava andesítica	Gris verdoso	5GY 6/1	
Vbp	Autobrecha	Verde palido	10G 6/2	
Vef/Vbp	Lava andesítica	Naranja grisáceo	10YR 7/4	
Lcp	Lutita	Gris azulado claro	5B 7/1	
Acf	Caliza arenosa	Amarillo oscuro	5Y 7/6	

Figura 8 Tabla de colores Munsell utilizados en la columna estratigráfica de la FBM (Figura 15).

ANEXO III

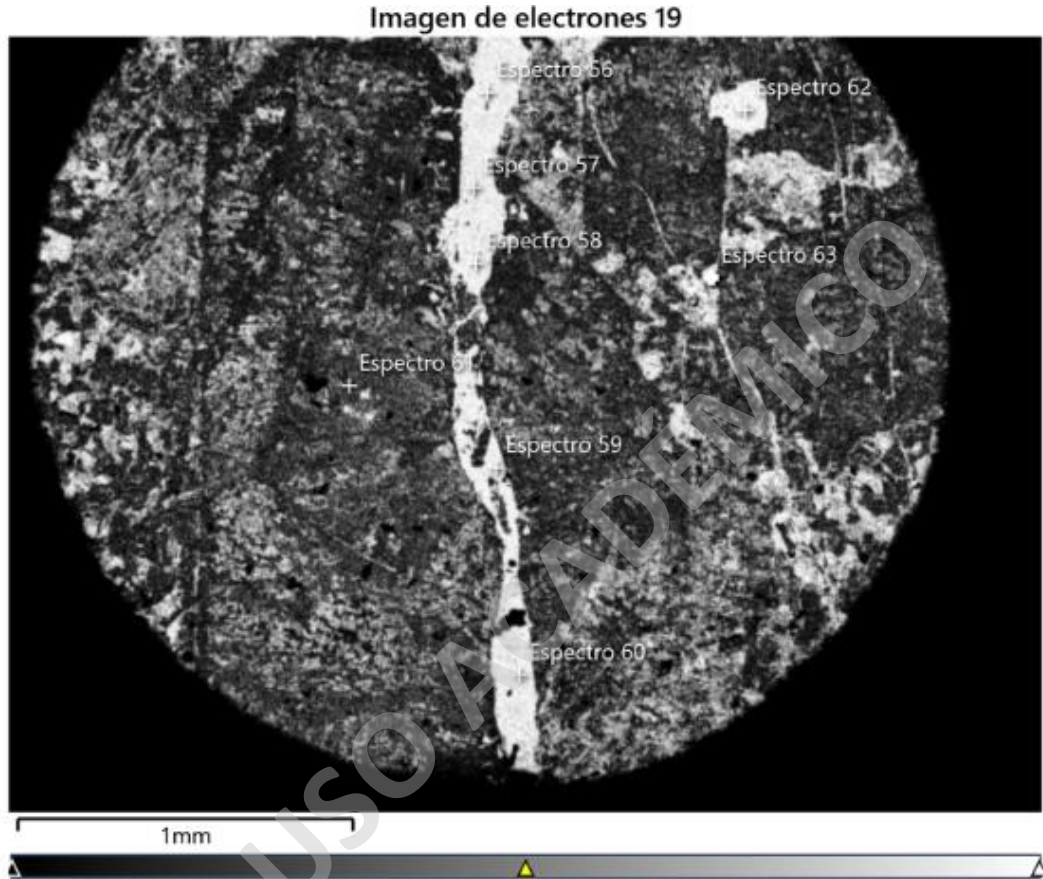


Figura 9 Imagen BSE de vetilla presente en la muestra BM2-554-1.

Tabla I Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 19 (Figura 8).

BM2-554-1		
E56	Prehnita	Figura 8
E57	Prehnita	
E58	Prehnita	
E59	Prehnita	
E60	Prehnita	
E61	Feld-k	
E62	Titanita	
E63	Clinopiroxeno	

Tabla II Elementos del clinopiroxeno en % peso medidos en la Imagen de electrones 19 (Figura 8).

Espectro	O	Si	Ca	Mg	Fe	Al
E63	41,3	25,3	12,2	9,5	10,7	0,9
E64	41,7	24,8	14,2	9,9	7,7	1,7
E65	39,3	25,2	14,5	10,2	9,7	1,2
E66	40,7	25,2	12,9	10,3	9,5	1,3
E67	42,4	24,4	13,3	9,7	8,6	1,6
E68	40,4	24,9	14	10,1	9,2	1,3
E70	40,3	25,6	13,6	9,8	9,2	1,5
E71	44,5	24,3	11,9	9,9	7,8	1,7
E72	40,2	24,9	13,4	10,3	9,9	1,3
E73	40,7	25,8	13,6	9,9	8,3	1,6
E74	40,9	25,2	13,9	10,1	8,5	1,3
E75	40,2	24,9	13,8	10,4	9,1	1,7
E76	40,3	26,1	13,5	9,8	9,1	1,3
E77	40,4	24,5	13,3	10,4	10	1,4
E78	41	25,3	13,9	10	8,4	1,4
E79	40,5	25,3	14	10	8,7	1,4
E80	41	25,5	13,3	10,3	8,6	1,3

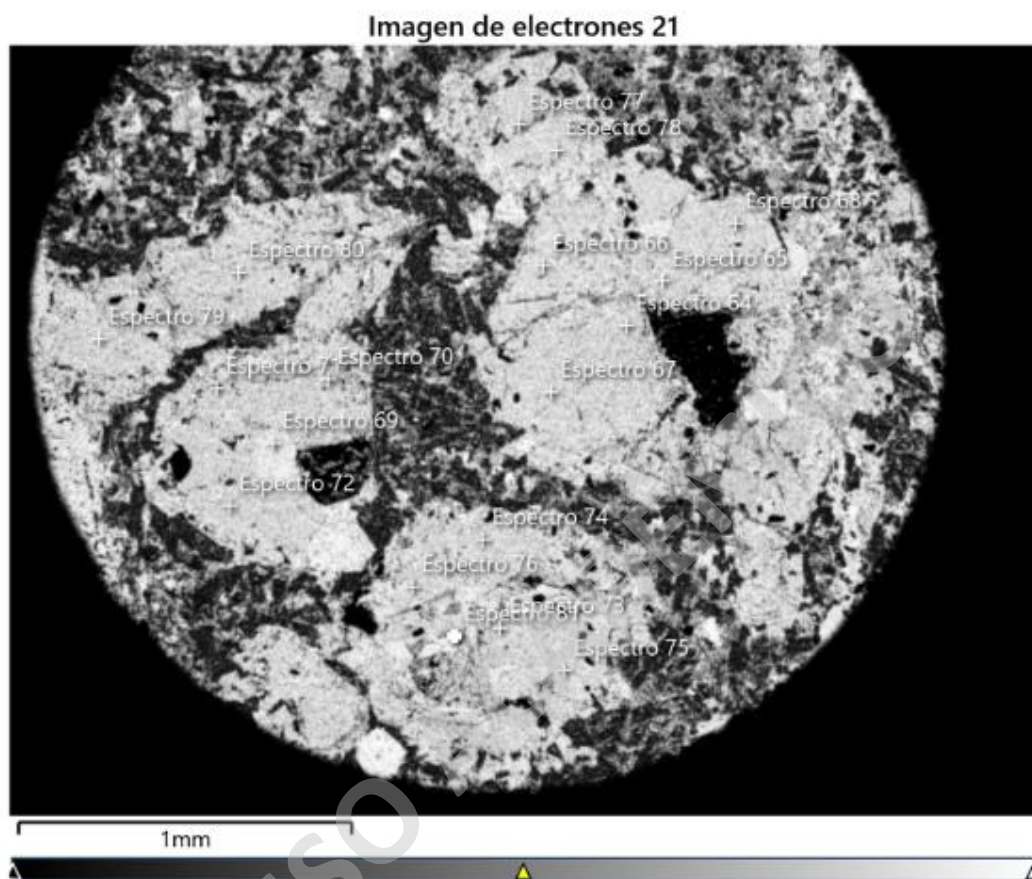


Figura 10 Imagen BSE de fenocristales de clinopiroxenos presentes en la muestra BM2-554-1.

Tabla III Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 21 (Figura 9).

BM2-554-1					
E64	Clinopiroxeno	Figura 9	E73	Clinopiroxeno	Figura 9
E65	Clinopiroxeno		E74	Clinopiroxeno	
E66	Clinopiroxeno		E75	Clinopiroxeno	
E67	Clinopiroxeno		E76	Clinopiroxeno	
E68	Clinopiroxeno		E77	Clinopiroxeno	
E69	Prehnita		E78	Clinopiroxeno	
E70	Clinopiroxeno		E79	Clinopiroxeno	
E71	Clinopiroxeno		E80	Clinopiroxeno	
E72	Clinopiroxeno		E81	Calcita	

Imagen de electrones 23

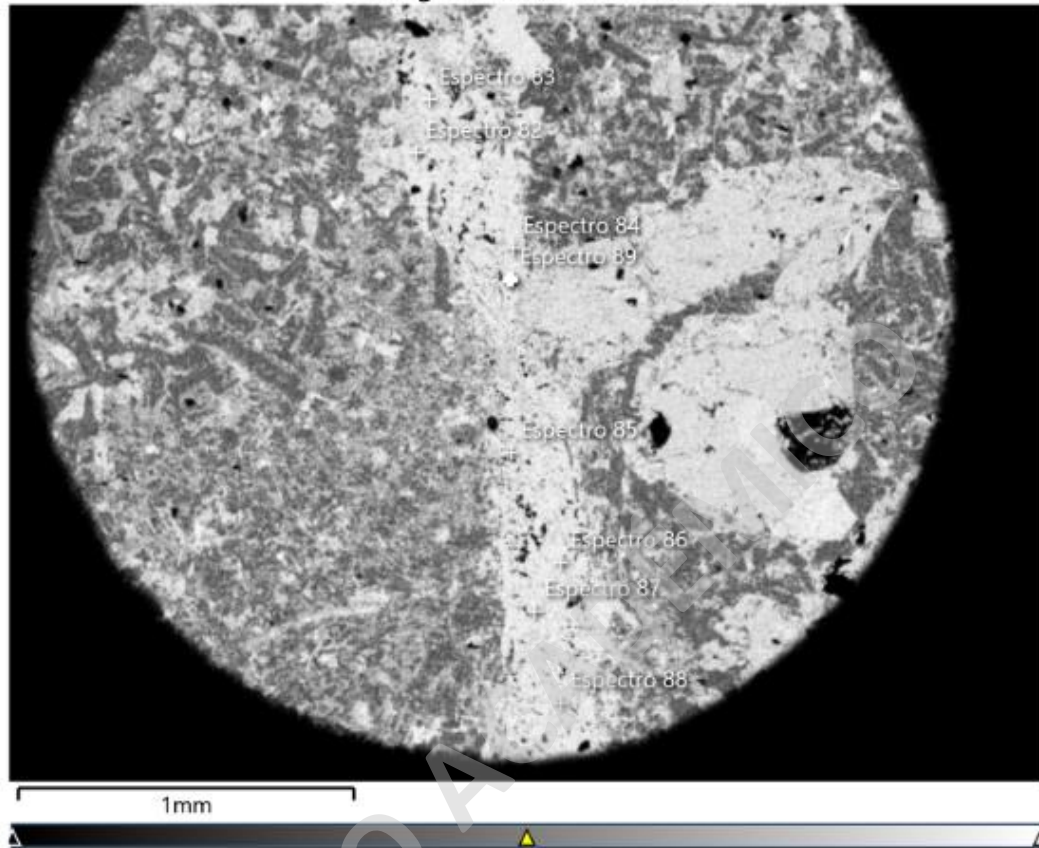


Figura 11 Imagen BSE de fenocristales de clinopiroxenos y vetilla presentes en la muestra BM2-554-1.

Tabla IV Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 23 (Figura 10).

BM2-554-1		
E82	Prehnita	Figura 10
E83	Prehnita	
E84	Prehnita	
E85	Prehnita	
E86	Prehnita	
E87	Prehnita	
E88	Prehnita	
E89	Prehnita	

Imagen de electrones 1

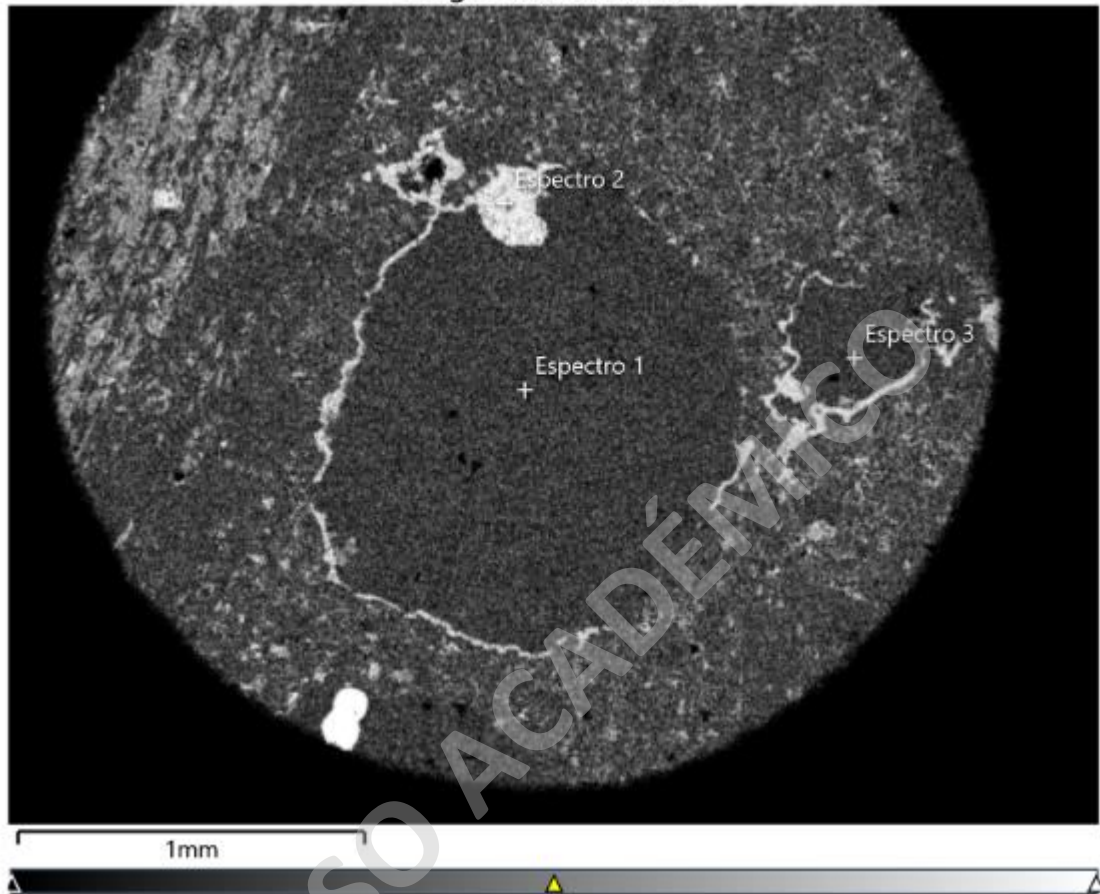


Figura 12 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.

Tabla V Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 1 (Figura 11).

BM2-546-5A		
E1	Silice	P1R1
E2	Titanita	
E3	Silice	

Imagen de electrones 3

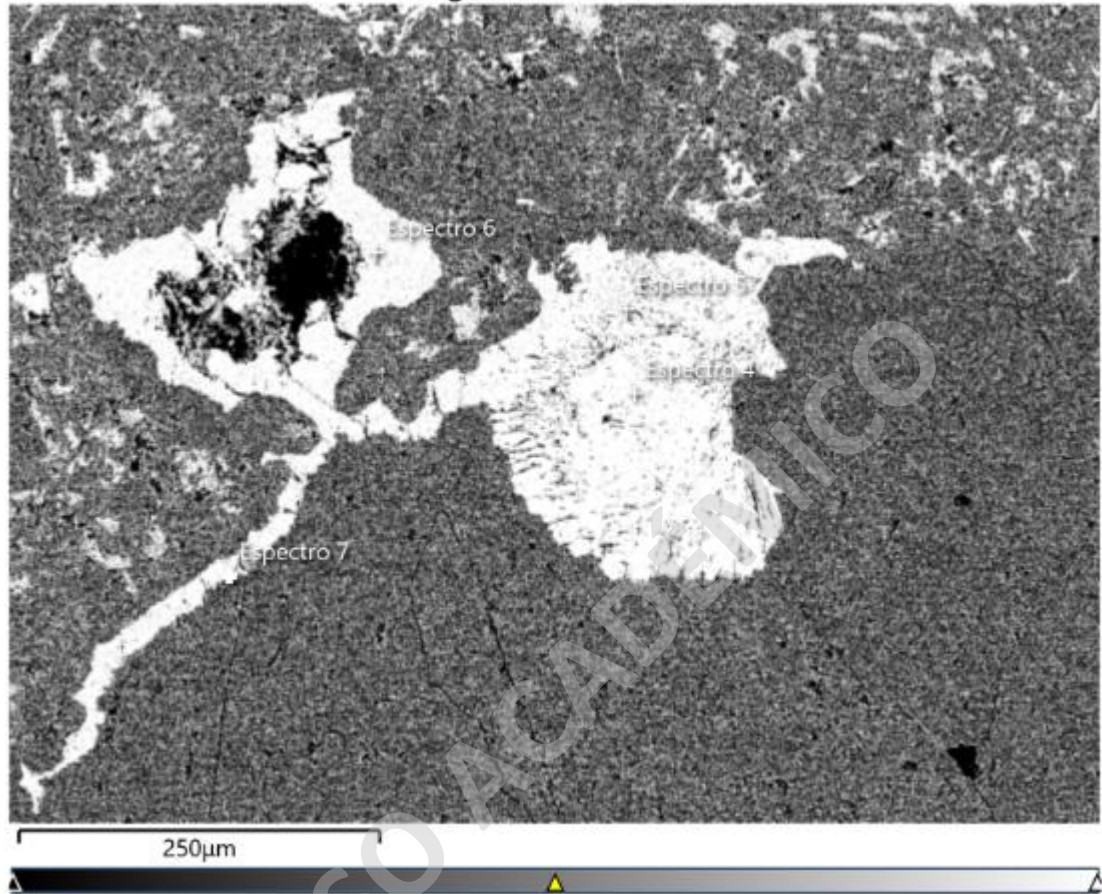


Figura 13 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.

Tabla VI Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 3 (Figura 12).

BM2-546-5A		
E4	Titanita	P1R2
E5	Titanita	
E6	Prehnita	
E7	Prehnita	
E8	No existe	

Imagen de electrones 7

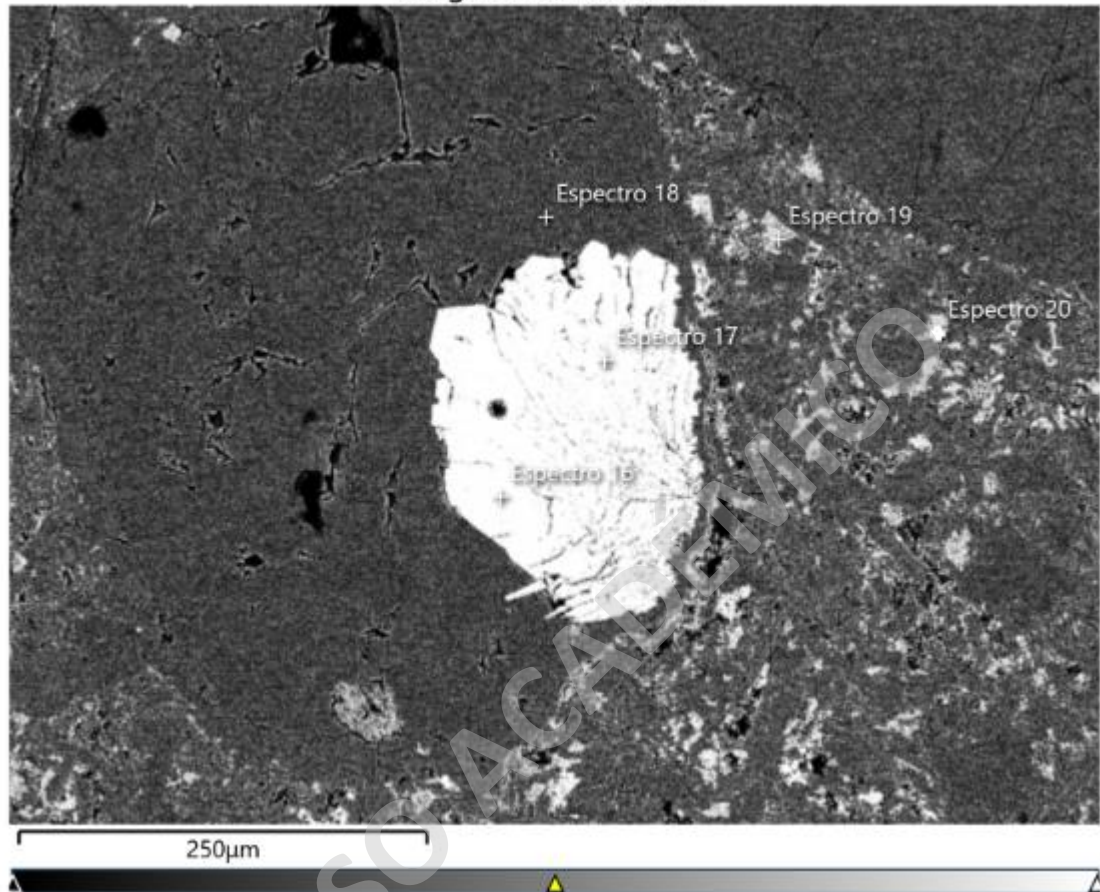


Figura 14 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.

Tabla VII Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 7 (Figura 13).

BM2-546-5A		
E16	Titanita	P1R4
E17	Titanita	
E18	Silice	
E19	-	
E20	Pumpellyita	

Imagen de electrones 11

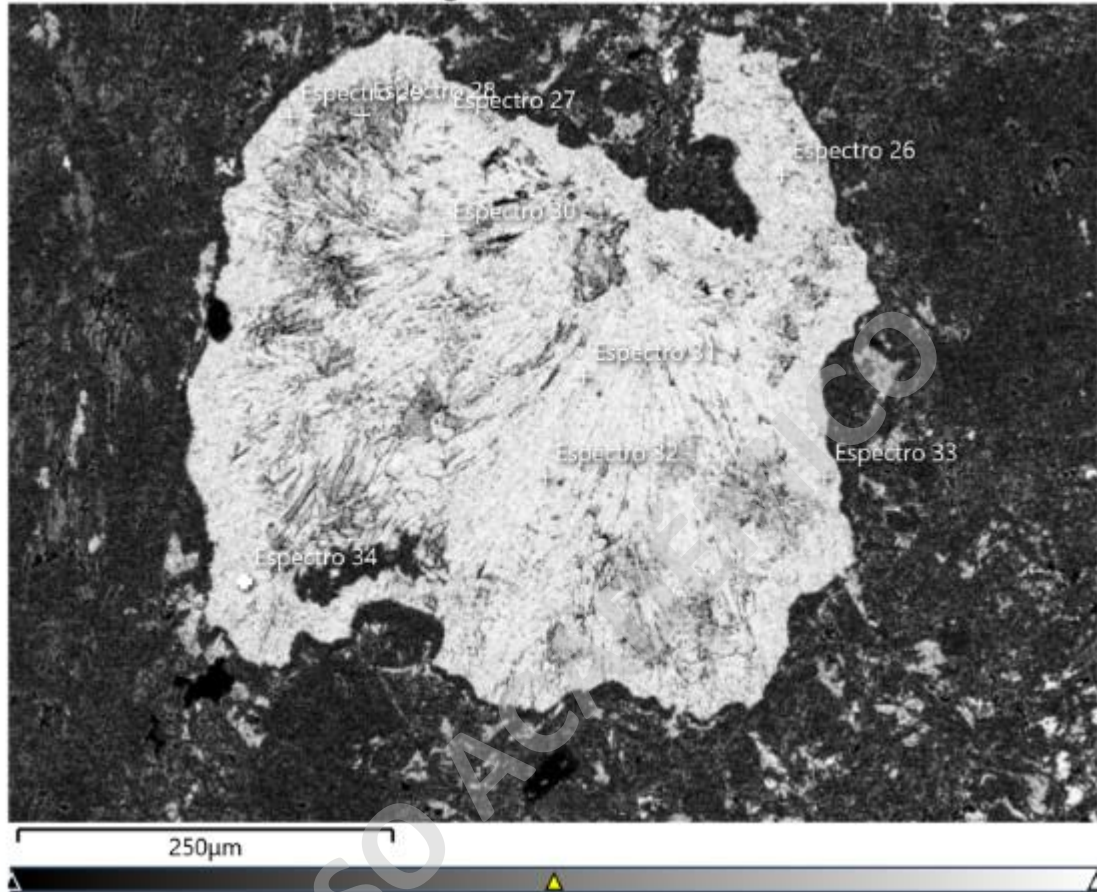


Figura 15 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.

Tabla VIII Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 11 (Figura 14).

BM2-546-5A		
E26	Pumpellyita	P1R6
E27	Pumpellyita	
E28	Pumpellyita	
E29	Pumpellyita	
E30	Pumpellyita	
E31	Pumpellyita	
E32	Pumpellyita	
E33	Pumpellyita	
E34	Pumpellyita	

Imagen de electrones 13

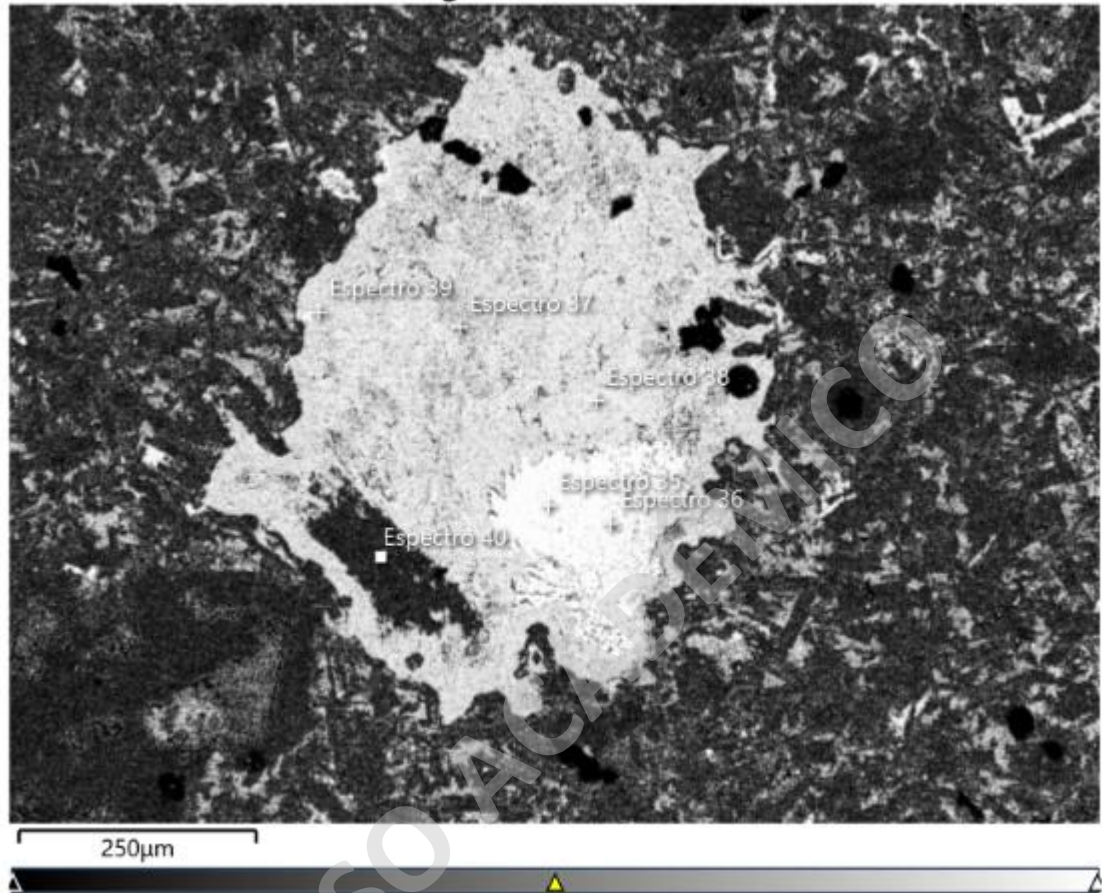


Figura 16 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.

Tabla IX Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 13 (Figura 15).

BM2-546-5A		
E35	Titanita	P1R7
E36	Titanita	
E37	Pumpellyita	
E38	Pumpellyita	
E39	Pumpellyita	
E40	Albita	

Imagen de electrones 17

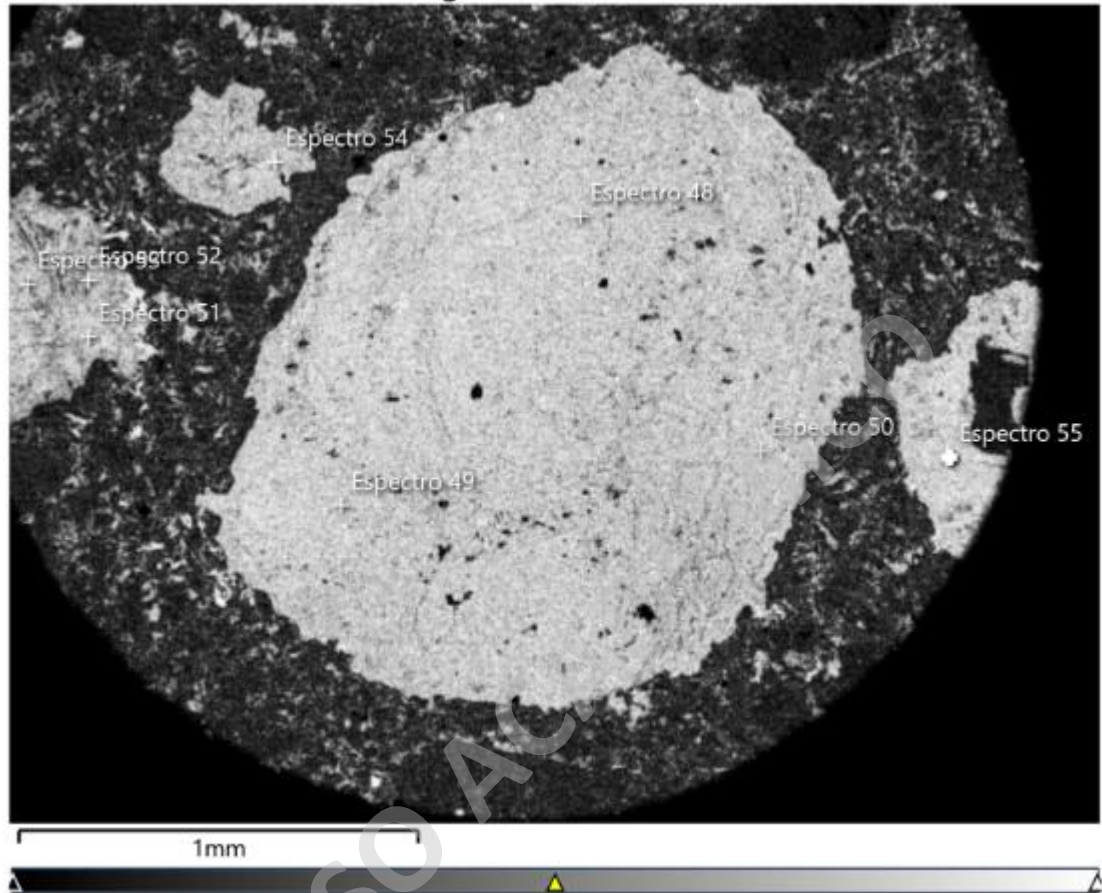


Figura 17 Imagen BSE de amígdala presente en la muestra BM2-546-5A.

Tabla X Clasificación de espectros medidos en Imagen de electrones 17 (Figura 16).

BM2-546-5A		
E48	Pumpellyita	P1R9
E49	Pumpellyita	
E50	Pumpellyita	
E51	Pumpellyita	
E52	Pumpellyita	
E53	Pumpellyita	
E54	Pumpellyita	
E55	Pumpellyita	