



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

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)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

SERGIO ERNESTO CALDERÓN DÍAZ

PROFESOR GUÍA

MARIO VERGARA MARTÍNEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

LUIS AGUIRRE LE-BERT

MARCELO FARÍAS THIERS

SANTIAGO-CHILE

2008

RESUMEN

Las rocas ubicadas en el curso mayor del Río Volcán, entre la confluencia del río Del Volcán por el este, los esteros de La Engorda-El Morado por el norte y la localidad de Baños Morales por el oeste, han sido asignadas a las Formaciones Río Damas, Lo Valdés y Colimapu, de edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior, y a la Formación Abanico, de edad Oligoceno-Mioceno.

Estas rocas están cortadas por stocks y diques de composición diorítica a granítica y están afectadas por un metamorfismo de enterramiento, con asociación mineralógica principal de facies prehnita-pumpellyita. Se observan además variaciones en las asociaciones mineralógicas por tipos litológicos y por superposición de metamorfismo de contacto. Además tres fallas de carácter regional (Falla Chacayes-Yesillo, Falla El Fierro y Falla Baños Morales) y fallas menores asociadas a la deformación regional o a exhumación, conforman el escenario estructural.

Los minerales secundarios, producto del metamorfismo, reflejarían la superposición de gradientes geotérmicos variables en el tiempo, en casos, ligados al magmatismo postdeposicional.

La termometría realizada sobre las composiciones de filosilicatos máficos indica temperaturas de precipitación entre 170-350°C, presentando un arreglo de composiciones pseudoestratigráfico, posiblemente ligado al proceso de enterramiento. Las composiciones de pumpellyitas y de titanitas en diversos metadominios indican el desarrollo de facies prehnita-pumpellyita para la secuencia completa.

El espesor de la secuencia a fines del Cretácico se corresponde con presiones de hasta 2,3Kbar y un gradiente geotérmico de 33-45°C/Km es el más probable para el desarrollo de la facies metamórfica prehnita-pumpellyita y las temperaturas de las cloritas.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

En la zona del valle del Río Volcán, 70Km al este de la ciudad de Santiago, entre la confluencia del estero de La Engorda-El Morado y el Río Del Volcán, y la localidad de Baños Morales, se ubican afloramientos de manto subvertical, asociados a formaciones mesozoicas (De base a techo: Formación Río Damas, Formación Lo Valdés y Formación Colimapu) y cenozoicas (Unidad Cerro Retumbadero y Formación Abanico s.s.) (e.g. Thiele, 1980; Fock, 2005).

En la secuencia mesozoica se observan depósitos de carácter continental y marino, incluyendo rocas volcánicas y sedimentarias clásticas y carbonatadas, constituyendo un esquema de gradación normal y de profundización de la cuenca (Charrier *et al.*, 2007). Estos depósitos muestran un completo evento transgresivo-regresivo que comenzaría hacia el Kimmeridgiano-Oxfordiano (Formación Río Damas) y concluiría con los depósitos continentales post Albiano (Formación Colimapu) (Charrier *et al.*, 2007).

Esta memoria está enmarcada en el proyecto FONDECYT 1061266 de Luis Aguirre y Mario Vergara.

1.2 TRABAJOS ANTERIORES

En la Cordillera Principal, la investigación sobre la mineralogía secundaria ha sido centrada principalmente en los depósitos del Cenozoico. Sin embargo han sido descritos por numerosos autores los minerales secundarios de las secuencias mesozoicas (e.g. Vergara *et al.*, 1994; Ávila, 2005; Robinson *et al.*, 2004; Oliveros *et al.*, 2007) con el objetivo de relacionar los procesos metamórficos de muy bajo grado en las secuencias mesozoicas, desde la Cordillera de la Costa de a la Cordillera Principal de Chile central.

En el trabajo realizado por Vergara *et al.*, 1994 (Tabla 1) se resume la mineralogía secundaria asociada a una facies particular y a una geoquímica calcoalcalina de alto potasio, para lavas intermedias y básicas intercaladas en sedimentos continentales y marinos de las

formaciones Colimapu y Lo Valdés (3Km de espesor total), proponiendo un desarrollo del metamorfismo de muy bajo grado en facies ceolita y prehnita pumpellyita, respectivamente.

Ha sido analizada la mineralogía secundaria de sedimentos clásticos y de lavas correspondientes a las formaciones Río Damas y Lo Valdés, encontrándose en ellas evidencias de metamorfismo de muy bajo grado asociado al enterramiento de los depósitos como también a eventos termales posteriores (*e.g.* Ávila 2005; Oliveros *et al.*, 2007; Robinson *et al.*, 2004). A través de datos de geoquímica de minerales secundarios y primarios, y de determinaciones isotópicas se han delimitado las condiciones de Presión y Temperatura asociadas a estos eventos, determinándose rangos de temperatura de ca. 193°-310°C y presiones menores a 2kbar para dichas formaciones (Ávila, 2005; Robinson *et al.*, 2004) bajo gradientes geotérmicos de 45-80°C/Km (Vergara *et al.*, 1994) asociadas al proceso de enterramiento. Estas condiciones se correlacionan bien con las facies metamórficas determinadas a través de asociaciones de baja varianza encontradas en metadominios de lavas basalto-andesíticas intercaladas, que indican facies prehnita-pumpellyita y prehnita-actinolita según se profundiza en la cuenca (Robinson, 2004; Ávila, 2005).

Según los datos obtenidos por Robinson *et al.* (2004) y Ávila (2005), las actinolitas de la Formación Río Damas indican presiones de cristalización por debajo de los 2Kbar, sobre la base del contenido de crossita propuesto por Brown (1997). Presión a la cual estaría sometida la secuencia volcanosedimentaria al momento de cristalización de la actinolita.

Estudios recientes realizados por Oliveros *et al.* (2007), muestran edades de cristalización para actinolitas en amígdalas de lavas andesíticas de la Formación Río Damas de 8Ma, lo cual dista de las edades de cristalización de titanitas de las mismas muestras de 108-84Ma, considerada como la edad de metamorfismo. Oliveros ha planteado la posible existencia de varios eventos metamórficos a partir de diferentes edades de cristalización de titanita y celadonita entre 120 y 60 Ma. A esto se suma una datación en actinolitas de ~8Ma (Oliveros *et al.*, 2007).

1.3 Presentación del problema

En las rocas volcánicas e hipoabisales y en rocas sedimentarias de las formaciones en estudio, se encuentran presentes fases minerales que no necesariamente reflejan un estado de equilibrio, sino más bien, reflejan una serie de procesos sobreimpuestos al enterramiento de la secuencia.

Las evidencias petrográficas y de terreno en este estudio muestran, en primer lugar, una recristalización de pumpellyita y prehnita como cemento de rocas arcóscicas del techo de la secuencia jurásica, asociada a clorita y esmectita-clorita, con menor presencia de titanita y con la presencia ubicua de epidota, en ausencia de actinolita. En segundo lugar, hacia la zona más oriental del área de estudio existe una epidotización pervasiva, zona de la actinolita, lo cual podría corresponder a los efectos de un metamorfismo de contacto de intrusivos que afloran en el Cajón de La Engorda, granitoide con actinolita, y las principales fases cristalinas corresponden a pumpellyita, clorita y actinolita. Ésto ha sido interpretado como parte de un solo evento metamórfico.

Con lo anterior el problema se reduce a la representación de estados de equilibrio metaestable, por las fases cristalizadas durante diferentes eventos metamórficos. Esto es, existen asociaciones metamórficas y composiciones químicas de minerales individuales que representan principalmente el evento de enterramiento, y otras que representan el último evento de cristalización registrado en el área.

En este estudio se pretende constreñir el campo en el cual se desarrollaron las fases cristalinas que representen el metamorfismo de enterramiento.

1.4 OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de esta memoria es establecer la historia de enterramiento de las Formaciones Río Damas y Lo Valdés, al registro estratigráfico en el área del Río Volcán, Cajón del Maipo y ordenar cronológicamente el desarrollo del metamorfismo observado, distinguiendo

etapas de metamorfismo de enterramiento y de contacto que determinan la variabilidad geoquímica de los minerales secundarios.

1.4.1 Objetivos Específicos

Levantar en la zona una columna estratigráfica de detalle, realizando un muestreo que registre el desarrollo de la mineralogía secundaria según se profundiza en los depósitos. A partir de ello asociar una historia de enterramiento al desarrollo de la cuenca y realizar un cálculo del espesor de la secuencia completa para estimar una presión al enterramiento.

Determinar a través del análisis de la química de la mineralogía secundaria la influencia de los procesos de enterramiento y eventos termales posteriores, que definen la variabilidad química observada y, a través de determinaciones radiométricas, discriminar mineralogías secundarias cristalizadas en diferentes tiempos y por diferentes procesos metamórficos.

Cuantificar a través de la variabilidad geoquímica de pumpellyitas y titanitas la facies metamórfica alcanzada por la secuencia completa.

Con esos elementos, asignar un gradiente geotérmico que coincida con los espesores y presiones máximos estimados, con la termometría y la facies metamórfica registrada.

1.4.2 Metodología

El presente estudio pretende levantar una columna estratigráfica en el Valle del Río Volcán, presentada en el capítulo III. Luego se realizará una revisión de la química de la mineralogía secundaria por fase cristalina en el capítulo IV: interestratificados de clorita-esmectita, epidotas, actinolitas, pumpellyitas y titanitas. En seguida se calculará el gradiente geotérmico más probable para los espesores estimados y la facies metamórfica asociada al enterramiento (capítulo V).

1.5 Hipótesis de trabajo

En un contexto de metamorfismo de enterramiento por etapas, las rocas volcánicas y sedimentarias de las Formaciones Río Damas y Lo Valdés fueron sometidas a condiciones termodinámicas variables, pero con desarrollo metamórfico dentro del rango de presiones y temperaturas de la facies prehnita-pumpellyita, coincidente con el evento tectónico Subhercyniano o fase Peruviana (Charrier *et al.*, 2007). Sin embargo, las asociaciones minerales desarrolladas son registro de equilibrio metaestable y con variabilidad geoquímica determinada por esas etapas metamórficas o eventos termales.

Hacia el Mioceno (fase tectónica Quechua, Charrier *et al.*, 2007) se sobrepone un evento termal posiblemente asociado al magmatismo de 10 a 8Ma, el cual oblitera parcialmente las evidencias del metamorfismo anterior, a través de una epidotización intensa y la transformación de prehnita, clorita y cuarzo en actinolita y epidota (*e.g.* Digel y Ghent, 1994). Por tanto la presión bajo los 2Kbar indicados por el barómetro de Brown, indicaría una presión de la última etapa del metamorfismo de contacto y no sería indicativa de las presiones a las cuales estuvieron sometidas las rocas jurásicas durante el desarrollo de la cuenca Aconcagua-Neuquén.

2 MARCO GEOTECTÓNICO

2.1 Segmentación Morfoestructural de los Andes del Sur.

Los Andes del Sur, en la zona central de Chile, entre los 32° S y los 35° S, muestran cinco unidades morfoestructurales principales de orientación norte-sur: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y la Precordillera y Sierras Pampeanas (Mpodozis y Ramos, 1990; Charrier y Muñoz, 1994; Giambiagi *et al.*, 2001; Giambiagi *et al.*, 2003; Tassara y Yañez, 2003; Charrier *et al.*, 2007). La zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal, por tanto ésta será descrita con más detalle (Figura 1 y Figura 2):

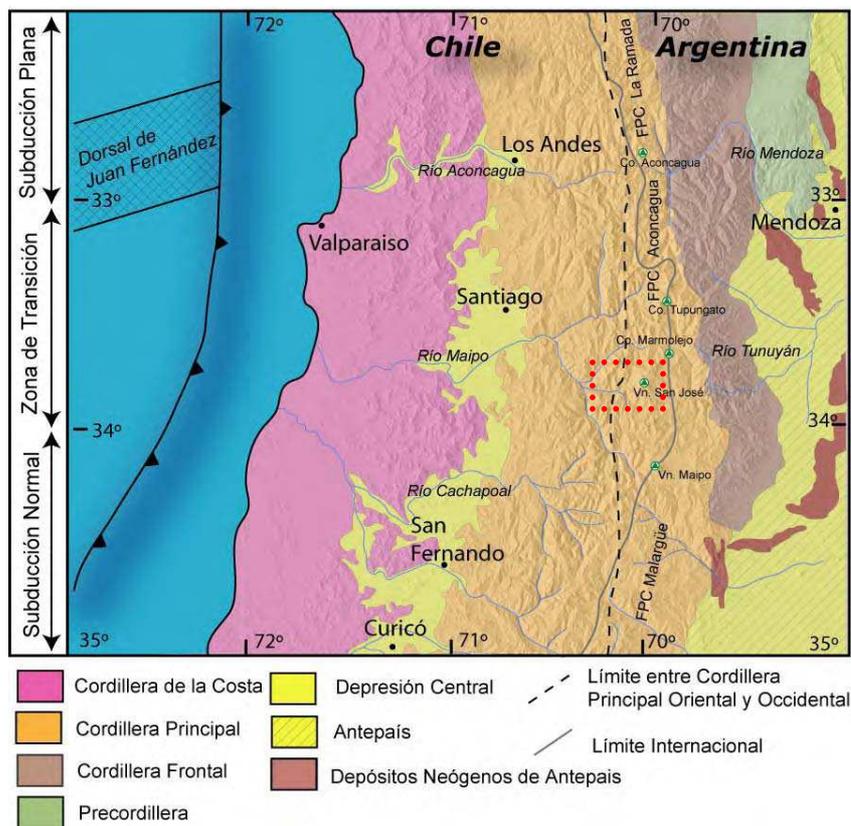


Figura 1. Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003) y Tassara y Yañez (2003). El recuadro rojo muestra la zona en estudio. Modificado de Fock (2005)

La Cordillera Principal puede dividirse en 2 flancos: La Cordillera Principal Occidental, conformada por rocas cenozoicas de las Formaciones Abanico y Farellones, principalmente; y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas mesozoicas fuertemente deformadas, que conforman las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (*e.g.* Fock, 2005).

En particular, las rocas que afloran en el Valle del Río Volcán se encuentran en el comienzo de la faja plegada y corrida del Aconcagua, en un escenario complejo de plegamiento y sobreescorrimiento hacia el este, lo que define un manteo subvertical de los estratos (*e.g.* Giambiagi, 2003; Fock, 2005) (Figura 2).

La secuencia en estudio se encuentra limitada por fallas inversas de alto ángulo. Hacia el este se encuentra una falla sin denominación conocida en el valle del Río Colina sobre el Yeso Principal, mientras que hacia el oeste los estratos se encuentran limitados por el sistema de fallas El Diablo-El Fierro, correspondiendo al dominio estructural 4 definido por Fock (2005).

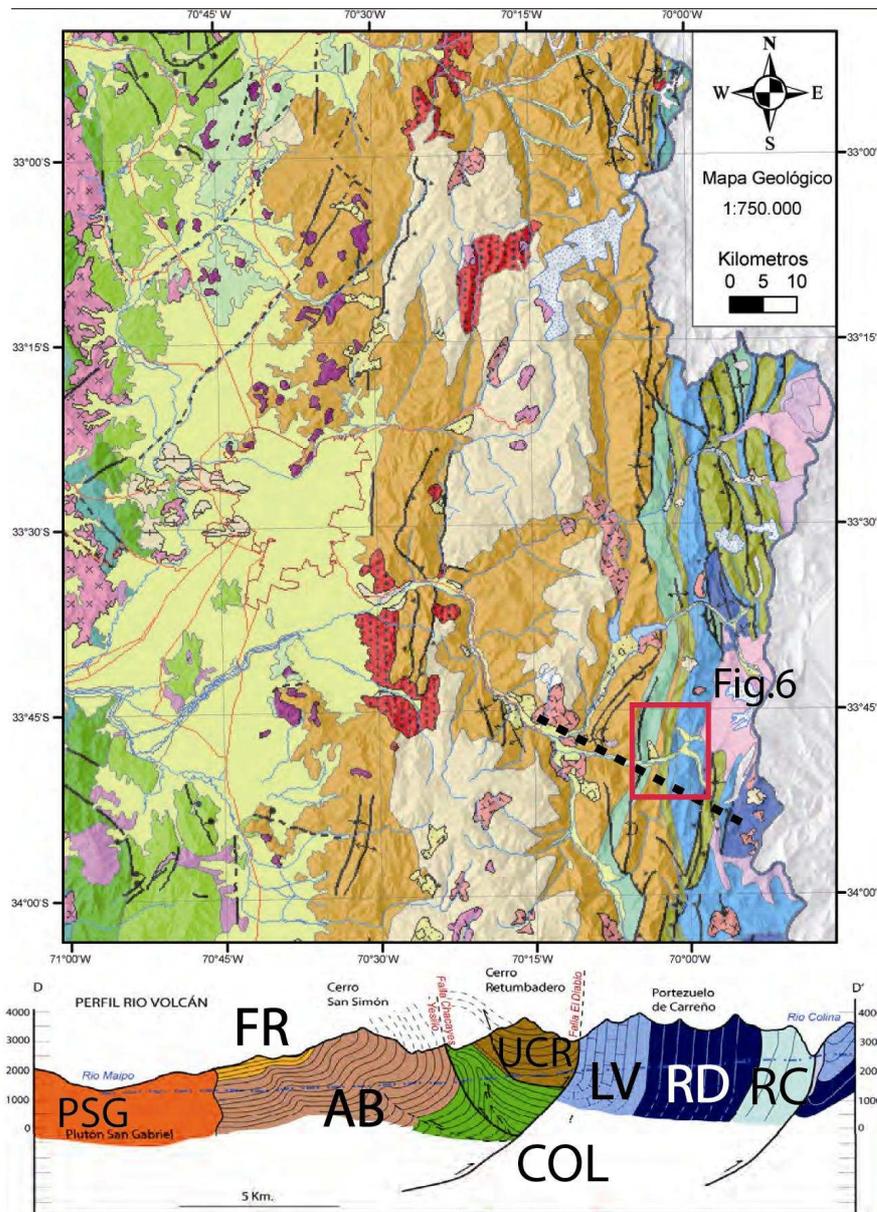


Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio. Modificado de Fock (2005). Ubicación de la zona de estudio. Arriba a la izquierda se muestra la ubicación en la Cordillera Principal, en la imagen central los recuadros muestran la zona occidental de afloramientos cenozoicos y en el recuadro más pequeño, el Valle del Río Volcán. El perfil muestra la sección generada en la zona del mismo valle. PSG = Plutón San Gabriel, FR = Fm. Farellones, AB = Fm. Abanico, UCR = Unidad Cerro Retumbadero, COL = Fm. Colimapu, LV = Fm. Lo Valdés, RD = Fm. Río Damas y RC = Fm. Río Colina. La línea segmentada indica la sección levantada. El recuadro rojo muestra la zona de estudio.

2.2 Marco Geológico Regional.

2.2.1 Antecedentes.

La zona de Chile central, entre se ha caracterizado por subducción de corteza oceánica bajo corteza continental, al menos desde el Jurásico Inferior hasta el presente. En este escenario, se han desarrollado diferentes ambientes magmáticos con ubicación variable del arco volcánico respecto de la fosa, desarrollo de cuencas de ante-, intra- y trasarco, orogenia y tectonismo (Coira *et al.*, 1982; Mpodozis y Ramos, 1989).

En el área de estudio afloran rocas volcánicas y sedimentarias continentales y marinas de edades que reflejan tiempos jurásicos hasta presentes. Están distribuidas en franjas de orientación norte-sur y se encuentran intruidas por filones, lacolitos, filones manto, stocks y batolitos de edad miocena-pleistocena (Thiele, 1980)

2.2.2 Rocas Estratificadas.

A continuación se describen las rocas estratificadas mesozoicas y cenozoicas reconocidas en la Cordillera Principal entre los 33-35°S, esquematizadas en la Figura 3:

Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1997,2000):

Secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y niveles menores de brechas hacia la base. Hacia el techo predominan areniscas gruesas y niveles de poco espesor de limolitas en secuencia rítmica. Se le asigna una edad Bathoniano-Calloviano, basándose en material paleontológico. (Álvarez *et al.*, 1997; Charrier *et al.*, 2002).

Su base es desconocida e subyace en concordancia a la Formación Río Colina-Tábanos-Leñas Espinoza y se correlaciona con Nacientes del Teno (miembro Santa Elena)-Las Lajas-Los Molles y Tres Esquinas (en Argentina) (Klohn, 1960; Davidson, 1971; Charrier *et al.*, 2002).

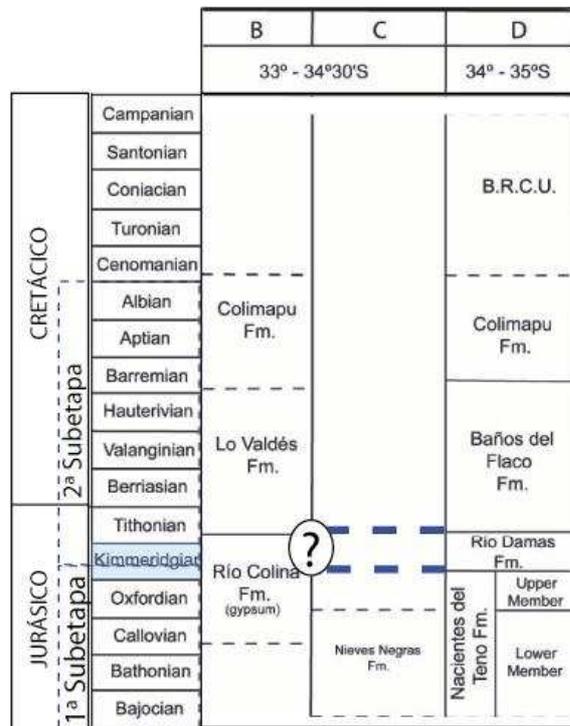


Figura 3. Sucesión estratigráfica para los depósitos del Jurásico al Cretácico en la Cordillera Principal en Chile central, entre los 33-35°S, basado en diversos autores ((B) González (1963), Thiele (1980); (C) Álvarez et al. (1997); (D) Klohn (1960), Charrier et al. (2002)), modificado de Charrier et al. (2007). Notar que entre los depósitos de las Formaciones Río Colina y Lo Valdés no existe registro de la Formación Río Damas, como si existen más al sur.

Formación Río Colina (González, 1963):

Secuencia de rocas sedimentarias marinas: calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas fisibles de estratificación fina, areniscas y conglomerados finos. Posee intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Tiene interestratificación de yeso y se encuentra intruída por diapiros de yeso (Thiele, 1980). Aflora más al norte de la zona de estudio en Yeguas Muertas y en Nieves Negras, cerca de la frontera con Argentina.

Se encuentra en aparente concordancia con la Formación Nieves Negras y aflora hacia el este de la Cordillera Principal. Su techo es concordante con la Formación Río Damas. La edad asignada es Calloviano-Oxfordiano según fauna fósil y se correlaciona con las Formaciones Tábanos, Lotena, La Manga y Auquilco en Argentina. Su espesor mínimo es de 800m (Thiele, 1980; Álvarez et al., 1996).

Formación Río Damas (Klohn, 1960):

Secuencia continental de 3000m de espesor de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limolitas y lavas andesíticas, además de pequeños niveles de yeso. Se le asigna una edad kimmeridgiana por sobreyacer al yeso Oxfordiano y encontrarse por debajo de las capas marinas del Titoniano de Lo Valdés (Thiele, 1980).

Se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960) y con la Formación Tordillo (kimmeridgiana) en Argentina (Thiele, 1980; Sruoga et al., 2000; Giambiagi et al., 2003).

Formación Lo Valdés (González, 1963):

Secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de sedimentos marinos: calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas (Hallam et al, 1986). Es concordante con las Formaciones Río Damas (sobreyaciéndola) y Colimapu (infrayaciéndola) (Thiele, 1980; Palma, 1991). Su espesor ha sido estimado en 1350m y ha sido asignada al Titoniano-Hauteriviano mediante fósiles (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam et al., 1986).

Puede ser correlacionada a la Formación San José hacia el norte, de edad Valanginiano (Aguirre, 1960) y, hacia el sur, con la Formación Termas del Flaco (Klohn, 1960), de edad Tithoniano Superior a Hauteriviano. Hacia Argentina se le correlaciona con el Grupo Mendoza (Thiele, 1980; Aguirre-Urreta et al., 1996, 1997).

Formación Colimapu (Klohn, 1960):

Corresponde a una secuencia continental de areniscas y lutitas rojizas, conglomerados de matriz arenosa e intercalaciones de tobas y lavas andesíticas y calizas lateralmente discontinuas. Espesor estimado de 2000m (Thiele, 1980).

La edad mínima por carófitas fósiles sería Albiano, y su edad máxima Hauteriviano, por encontrarse en concordancia sobre la Formación Lo Valdés. Sobre ella se encuentra en discordancia la Formación Abanico (Martínez y Osorio, 1963; Thiele, 1980; Charrier et al., 1996, 2002).

Se correlaciona con la Formación Cristo Redentor en el valle del Río Aconcagua (Aguirre, 1960) y con las Formaciones Diamante y Huitrín en Argentina (Ramos et al., 1996; Sruoga et al., 2000; Giambiagi et al., 2003).

Formación Abanico (Aguirre, 1960):

Lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres) formando lentes de espesor hasta 500m (Charrier et al., 2002a; Nyström et al., 2003). Su espesor se estima en 3000m aún cuando se acepta su magnificación dadas las intrusiones numerosas que la afectan (Aguirre, 1960).

Daticiones radiométricas y fauna fósil le asignan una edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior (*e.g.* Vergara y Drake, 1979; Wyss *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 1996, 2002a; Gana y Wall, 1997; Vergara *et al.*, 1999; Sellés, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Sellés *et al.*, 2000; Fuentes *et al.*, 2002; Muñoz, 2005).

En su margen oriental, está delimitada por los depósitos mesozoicos puestos en contacto a través de grandes fallas regionales (Godoy *et al.*, 1999; Baeza, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Bustamente, 2001). El contacto con la Formación Farellones sobreyacente, que no aflora en la zona de estudio, es transicional (concordante-pseudoconcordante y discordante o por falla) (Charrier *et al.*, 2002; Godoy *et al.*, 1999). Es correlacionable con la Formación Coya-Machalí y Molles en Argentina (Thiele, 1980; Drake *et al.*, 1982; Charrier *et al.*, 2002; Sruoga *et al.*, 2000).

Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969):

Esqueletos de volcanes extinguidos. Coladas andesíticas y traquiandesíticas, aflorando en la zona fronteriza, e.g: Volcán Tupungato, Cerro Marmolejo y el Cordón del Cerro Castillo (Thiele, 1980; Thiele y Katsui, 1969). Su zócalo son rocas paleozoicas y mesozoicas afectadas por fallas menores no regionales.

Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969):

Representada por volcanes con manifestaciones históricas de actividad, tales como el Tupungato y San José. Tienen emanaciones fumarólicas recientes y están sobrepuestos a la Unidad Volcánica Antigua. Son coladas andesíticas frescas con intercalaciones de mantos de brechas y depósitos piroclásticos menores. Se les asigna una edad Holocena (Thiele y Katsui, 1969).

2.2.3 Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas que afloran en el área de estudio se pueden ordenar en franjas nortesur que van disminuyendo su edad hacia el este. De acuerdo a su edad, las rocas intrusivas pueden agruparse de la siguiente forma:

- **Intrusivos del Mioceno Inferior**

Corresponde a plutones cuyo rango de edad varía entre los 20 y 18 Ma. Intruyen a la Formación Abanico y su litología principal corresponde a granodioritas. Destacan el Plutón La Obra (río Maipo frente a la Depresión Central); Plutón San Francisco (parte superior del río San Francisco); y el Plutón del Salto del Soldado (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997).

- **Intrusivos del Mioceno Medio - Superior**

Intrusivos cuyo rango de edad varía entre los 13 y 8 Ma y que se ubican más al este de la franja de Intrusivos del Mioceno Inferior. Destacan dentro de este grupo el Plutón San Gabriel

(unión ríos Volcán, Yeso y Maipo) y Plutón La Gloria (Río Colorado). Las litologías principales de esta unidad son granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980; Cornejo y Mahood, 1997; Kurtz et al., 1997).

2.2.4 Depósitos No Consolidados

- Depósitos aluviales

Corresponden a bloques, gravas, arenas, limos y arcillas. Son el principal material de relleno de la Depresión Central y de todos los valles interiores de la Cordillera Principal. Sobresalen entre estos últimos aquéllos que forman los importantes niveles de terrazas en el valle del río Maipo. En términos generales, se puede sostener que sobre una cota promedio de 1.500 m s.n.m., los depósitos fluviales gradan a glaciofluviales (Thiele, 1980).

- Depósitos lacustres

Depósitos de limos y arcillas, finamente laminados, acumulados en lagos formados detrás de algunas morrenas frontales o de depósitos producidos por desmoronamientos en los valles de los ríos Colina, Colorado, Maipo y Yeso (Thiele, 1980).

- Depósitos gravitacionales

Los más importantes son aquellos resultantes de la reptación del suelo y talud que producen acumulaciones detríticas importantes en la base de las pendientes suaves, los primeros, y en las pendientes fuertes, los segundos (Thiele, 1980). Entre ellos destaca la remoción de Las Amarillas al oeste de la localidad de Lo Valdés.

- Depósitos Glaciales

Esencialmente morrenas marginales y acumulaciones de detritos provenientes de glaciales de roca que se pueden encontrar en la mayoría de las cabeceras de los esteros por sobre la cota de 2.500 m s.n.m., en circos glaciares y nichos en las altas cumbres (Thiele, 1980).

3 ESTRATIGRAFÍA LOCAL

Las unidades de rocas aflorando en las laderas del Río Volcán y sus tributarios, Río Del Volcán al sur este y esteros de La Engorda-El Morado al norte, presentan una disposición predominantemente subvertical, con buena exposición de la estratificación y un leve manteo hacia el oeste (ANEXO 1). Las capas presentan rumbos que varían entre NS y N10°E, conformando un desplazamiento del paquete mesozoico hacia el este a medida que se avanza hacia el norte (Figura 3 y Figura 4). Aún cuando el acceso se limita por la existencia de derrubios de gran altura y las paredes verticales a las cuales fueron moldeados los registros rocosos, se pudo obtener una columna estratigráfica detallada de las secuencias en estudio (Figura 5).

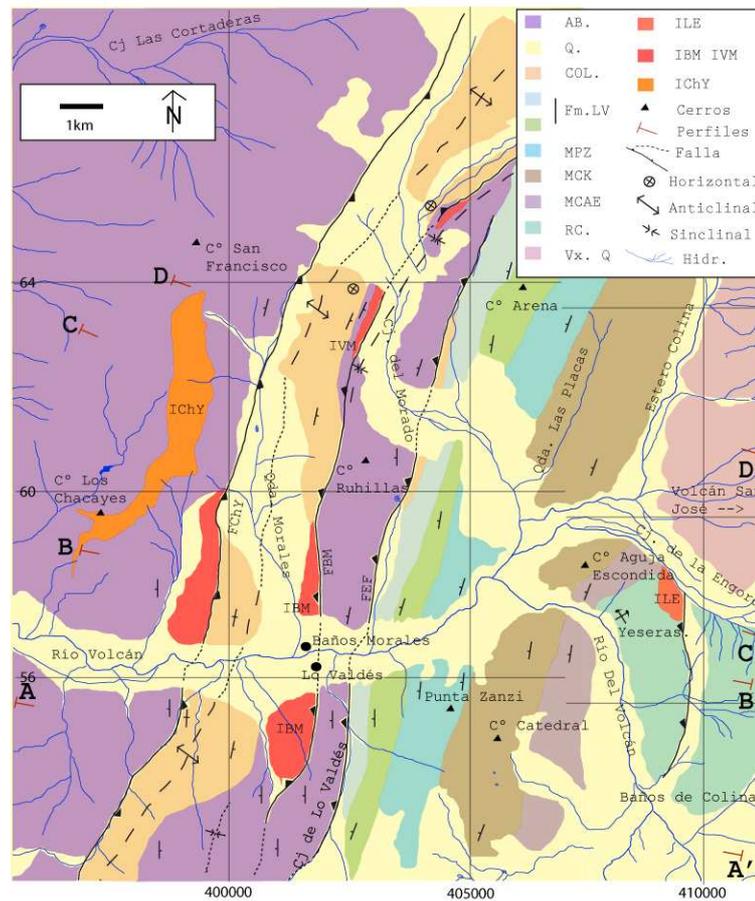


Figura 4. Mapa de ubicación y geológico levantado en la zona. El recuadro muestra la leyenda. Las coordenadas geográficas son UTM abreviadas. La zona más occidental cenozoica se basa en diversos autores (Thiele, 1980; Fock, 2005; entre otros). Leyenda: RC = Fm. Río Colina, MCAE = Miembro C° Aguja Escondida, MCK = Miembro C° Catedral, MPZ = Miembro Punta Zanzi, LV = Fm. Lo Valdés, COL = Fm. Colimapu, AB = Fm. Abanico, Vx Q = Volcanismo moderno, Q = Depósitos no consolidados modernos, ILE = Intrusivo La Engorda, IVM = Intrusivo Valle del Morado, IBM = Intrusivo Baños Morales, ICHY = Intrusivo Chacayes Yesillo, FEF = Falla El Fierro, FBM = Falla Baños Morales, FChY = Falla Chacayes Yesillo, AA'-BB'-CC'-DD' perfiles levantados en la zona.

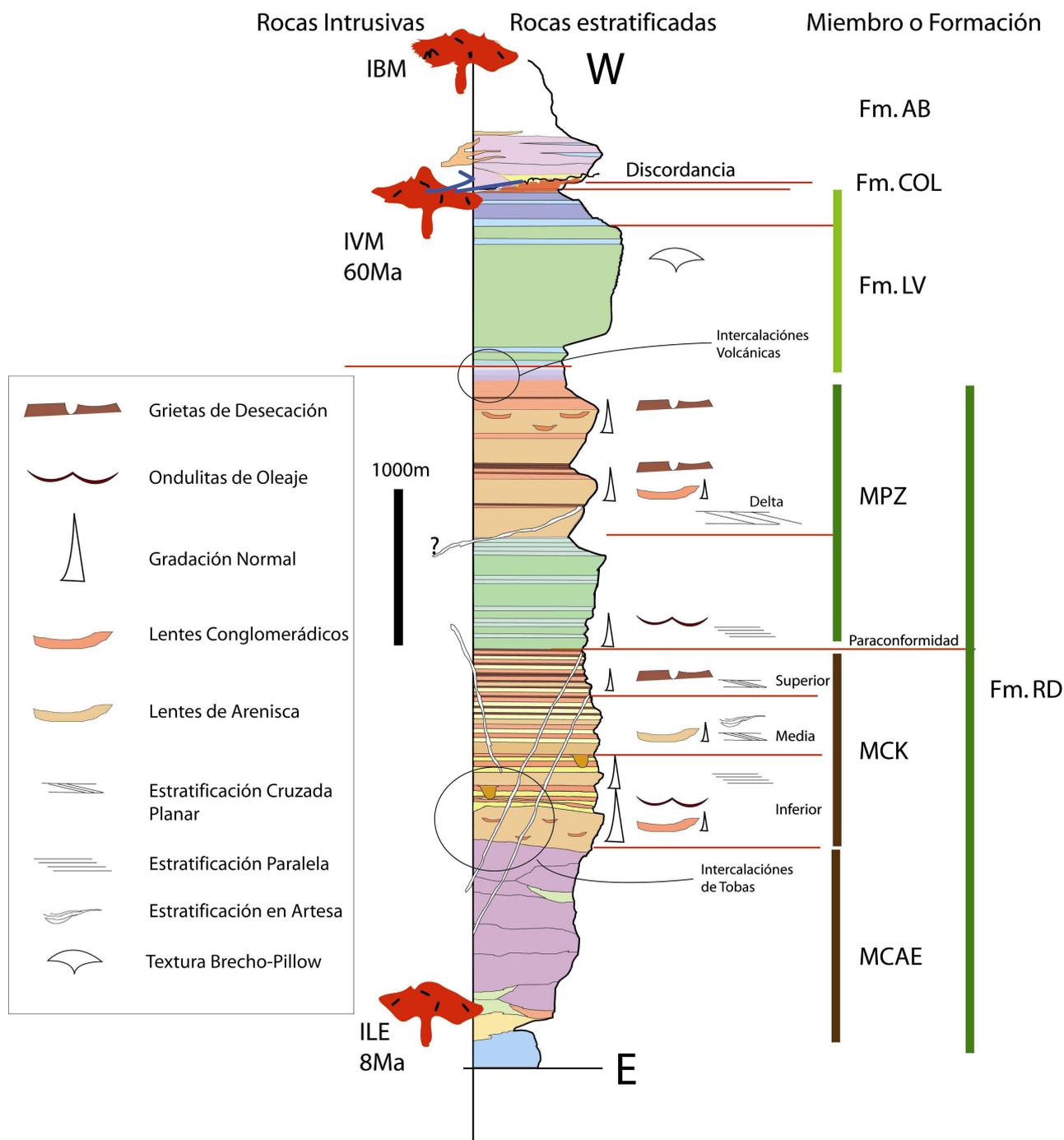


Figura 5. Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio. La Formación Lo Valdés es modificada de Hallam *et al.*, 1986. Leyenda como en la figura anterior.

Se realizaron perfiles en las zonas correspondientes a las siguientes secciones WNW-ESE: el Cerro Aguja Escondida sector de la mina de yeso y a través del Estero La Engorda, el Cerro Catedral, el Cerro Punta Zanzi, la confluencia del Cajón de Lo Valdés-Cajón de Ruhillas y la

Quebrada Morales y a través del Cajón del Morado (De Sur a Norte: AA', BB', CC' y DD' en la Figura 6).

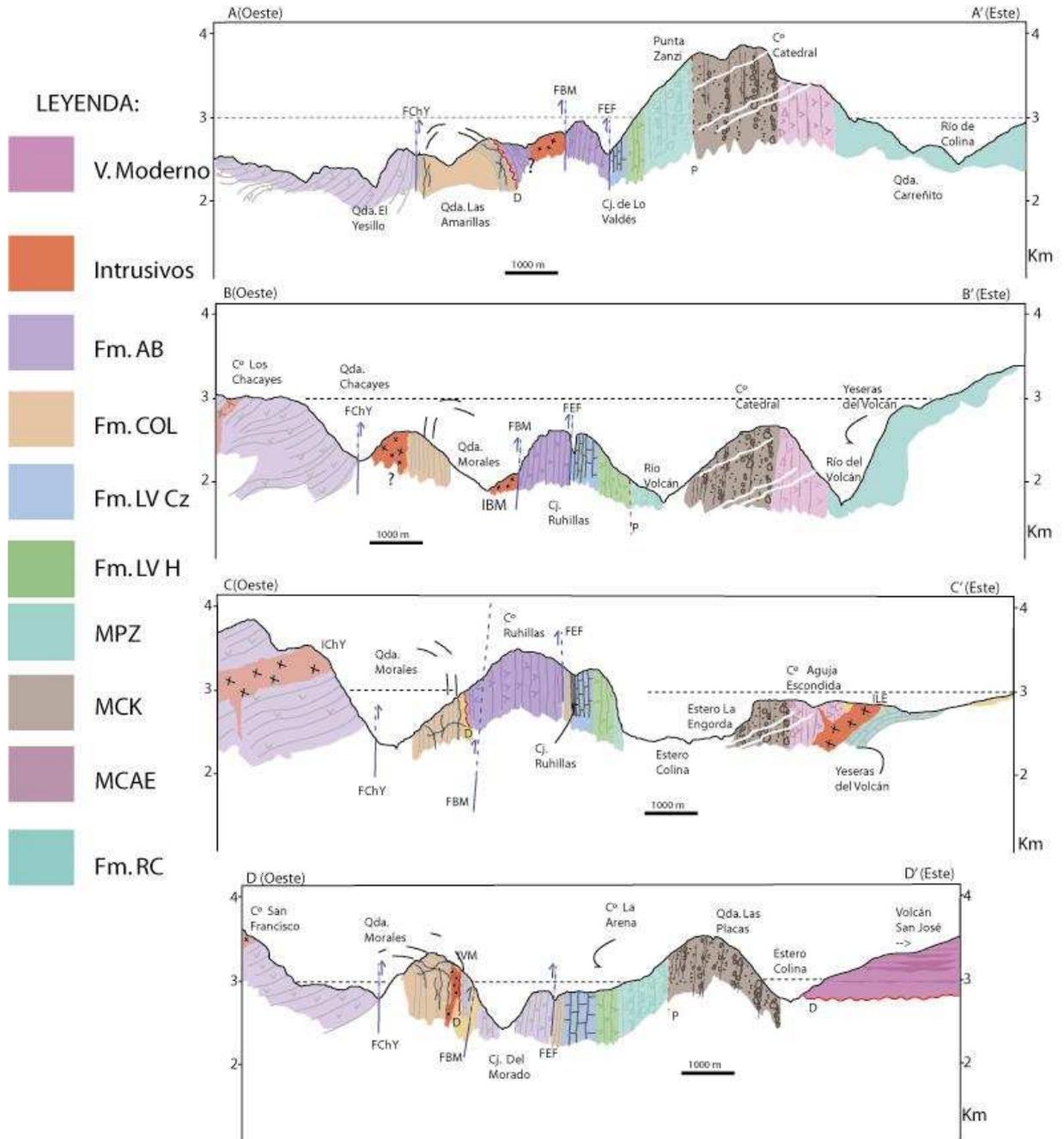


Figura 6. Perfiles levantados en la zona de estudio, de sur a norte AA', BB', CC' y DD'. La Formación Lo Valdés es resaltada en sus litologías predominantes, H = Hialoclastitas y Cz = Calizas principalmente.

Se pudo definir la disposición de techo y base de los estratos a través de dos métodos de polaridad, estos son: estructuras sedimentarias y texturas macroscópicas de lavas. En el primer

caso, se describieron en terreno estructuras sedimentarias como ondulitas de oleaje, paleocanales, grietas de desecación, gradación de paleocanales, mientras que las lavas de Río Damas y de Lo Valdés presentan diferencias entre las amígdalas del techo de una y de la base de la siguiente colada. Para la Formación Abanico se describieron estructuras sedimentarias de gradación normal en brechas interpretadas como aluviales y gradación en paleocanales someros, además de estratificación de coladas de lava.

3.1 DESCRIPCIÓN de UNIDADES

A continuación se presentarán los resultados obtenidos a través del análisis de terreno de las unidades rocosas del Río Volcán.

Según diferencias litológicas y relaciones de contacto se subdividieron los afloramientos en miembros informales, con sus respectivas unidades, asignados a las formaciones antes descritas, además de la presencia de intrusivos tipo stock y diques menores.

3.1.1 Rocas Estratificadas:

Formación Río Damas

Miembro Cerro Aguja Escondida (MCAE) (500m)

Las rocas pertenecientes a esta unidad afloran en la parte más oriental de la zona de estudio (Figura 4), esto es entre la confluencia de los esteros de La Engorda-El Morado, el río Del Volcán y el río Volcán. Este miembro corresponde a una secuencia volcánica y volcanoclástica de carácter continental, con gradación normal de facies sedimentarias. Existen evidencias de retrabajo de los depósitos más antiguos dentro de la misma secuencia (clastos volcánicos de iguales características a las lavas basales en rocas sedimentarias sobreyacentes).

De base a techo la secuencia de depósito es como sigue:

- *Areniscas masivas* de grano medio a fino, principalmente con clastos cristalinos aunque grada a composiciones más líticas lo que corresponde a un cambio de color de verde pálido a pardo rojizo. Estas areniscas están deficientemente preservadas, encontrándose en gran parte erosionadas. Sobreyacen en contacto por falla al Yeso Principal y están intruidas por un stock granítico aflorante en el Cajón de La Engorda (ILE: Intrusivo La Engorda). Su continuidad lateral no fue posible cuantificarla, pero se estima menor a 100m en formas lenticulares intercaladas entre las lavas más basales de este miembro, de espesores variables entre 10 y 3 m (ANEXO 1).
- *Coladas de lavas* de ambiente continental, masivas con textura porfídica y amigdaloidal con masa fundamental afanítica. Espesor máximo de 500m. El color es pardo rojizo a morado oscuro, con sectores de mayor permeabilidad conformando una textura característica de manchones de epidota. Sus fenocristales de plagioclasa son de tamaños variados 4, 2, 1 y >1 cm. (textura heterométrica). Esta unidad se presenta deformada posiblemente por acomodos de la deformación y/o exhumación (ANEXO 1).

Se logró distinguir por lo menos 5 coladas, mostrando diferencias en la textura amigdaloidal entre el techo de una y la base de otra colada, exhibiendo zonas amigdaloidales esféricas en su mayoría, pasando a zonas de alteración (epidositas u óxidos de hierro) de pocos milímetros a centímetros, seguidas de zonas amigdaloidales oblatas, presuntamente estiradas durante el depósito por cizalle contra la base.

Hacia el techo de esta unidad, las lavas comienzan a aparecer más brechizadas, conteniendo grandes clastos de hasta 30 cm autobrechizados. Se supone una relación genética entre las lavas más basales y las autobrechas, ya que la matriz es volcánica y similar a la masa fundamental de las lavas anteriores.

Además se intercala una toba lítica de lapilli con los fragmentos y la matriz epidotizados, ello evidencia un volcanismo con productos diversos, no monogenético.

Este miembro se ve intruido por diques microdioríticos félsicos afaníticos (ANEXO 1).

Miembro Cerro Catedral (MCK) (2250m)

Las rocas asociadas con este miembro son esencialmente sedimentarias, de ambiente continental y mostrando preferencialmente facies aluviales y fluviales. Su color es pardo rojizo y amarillo. En este miembro se reconoce la gran mayoría de las estructuras sedimentarias que permiten definir la polaridad de los estratos de la secuencia completa. Esta unidad aflora principalmente en el borde occidental del Cerro Catedral y entre la Quebrada Las Placas y el Estero Colina.

De base a techo esta serie ha sido separada en las siguientes unidades:

- **Unidad Sedimentaria Inferior (950m):** Esta unidad se presenta en concordancia con las autobrechas del techo del Miembro Cerro Aguja Escondida. Corresponden a brechas conglomerádicas a conglomerados, de espesor variable, el cual disminuye hacia el techo, intercalados por una secuencia rítmica de areniscas feldespatico-líticas y litoarenitas de 40 cm de espesor, en contacto nítido entre ellas, con niveles tobáceos marginales en la base.

Los conglomerados presentan numerosos lentes arcósicos con gradación interna normal, de color pardo-amarillo de ancho métrico. La secuencia rítmica de areniscas se ve interrumpida por paleocanales asociados con la migración lateral de esteros. Los conglomerados disminuyen su espesor hacia el techo (de 15 a 2 metros), haciéndose a la vez más clastosoportados y con mayor presencia de epidota en su matriz, fenómeno que ocurre también entre las capas arenosas en la forma de epidositas, por reemplazo de la matriz y/o clastos.

En esta unidad ya es posible encontrar niveles discontinuos de fangolita en forma de ondulitas de oleaje y laminación milimétrica en los estratos de areniscas (ANEXO 1).

- **Unidad Sedimentaria Media (1000m):** Esta unidad es composicionalmente igual a la anterior, sin embargo la razón de conglomerados a areniscas disminuye notablemente, siendo los estratos de areniscas la litología predominante. Los conglomerados disminuyen

hasta tener un espesor de un metro. Los lentes de areniscas dentro de los conglomerados parecen rotos posiblemente debido a procesos tectónicos, y los conglomerados muestran pulsos de aumento de espesor y angulosidad de sus clastos, configurando ciclos de depósito proximal a distal.

Las areniscas de esta unidad muestran espesores esencialmente iguales a los de las areniscas de la unidad inferior, pero su laminación interna cambia de paralela planar a laminación cruzada, con niveles en los cuales se observa laminación cruzada en artesa. Esto es interpretado como cambios en los niveles de energía, donde la laminación paralela es el nivel energético mayor y la laminación cruzada y en artesa corresponde a flujos con menor energía de transporte (LeRoux, comunicación oral). Son areniscas de grano grueso, con material volcánico lítico y olivinos alterados posiblemente a iddingsita. Son interpretadas como areniscas de poco transporte.

Algunos conglomerados se presentan con buena selección, redondez e imbricación, interpretados como zonas más distales del abanico aluvial, depositado por flujos someros de alta energía (LeRoux, comunicación oral). En otros casos aparecen brechas sedimentarias entre niveles de areniscas con laminación cruzada.

La epidotización disminuye hacia el techo de esta unidad, además de incluirse las primeras capas de fangolita con grietas de desecación. Se observa un clivaje desarrollado preferentemente en los estratos más finos de arenisca.

Con los datos anteriores se postula un régimen de abanicos aluviales proximales a medios, con ríos trenzados de baja pendiente con alta energía y someros, para las unidades inferior y media, interpretación extrapolable a la tercera unidad de este miembro.

Las dos unidades anteriores se ven intruidas por diques microdioríticos félsicos afaníticos verdosos.

- **Unidad Sedimentaria Superior (300m):** Esta unidad está muy bien expuesta justo al oriente del cerro Punta Zanzi (Figura 4). Se caracteriza por el aumento considerable de

fangolitas con grietas de desecación respecto a la presencia de conglomerados brechosos y areniscas líticas con laminación cruzada. Su color es intensamente pardo-rojizo y su textura está definida por la mayor cantidad de estratos menos competentes (fangolitas), erosionados diferencialmente, entre los estratos de arenisca y conglomerado (ANEXO 1).

El espesor de las fangolitas es de 15 a 20 cm, lo cual requiere de un depósito considerable de material fino para su posterior compactación. Así mismo, la extensión lateral de las grietas de desecación es de quinientos metros como mínimo, no descartándose una extensión mayor para estos depósitos.

Los estratos de conglomerados sólo tienen un espesor de unas decenas de centímetros, las areniscas mantienen su espesor decimétrico, pero incluyen en su depósito lentes conglomerádicos con gradación interna normal, clastosportados (clastos menores a 10 cm) y polimícticos. Esta última característica es variable en la estratigrafía total de la secuencia: de base son monomícticos con muchos clastos similares a las rocas volcánicas basales, mientras que hacia el techo de esta unidad se hacen polimícticos con clastos volcánicos y sedimentarios similares a los sedimentos más bajos en la columna estratigráfica. Esto sugiere del retrabajo del material depositado durante este periodo volcánico-aluvial.

Estos depósitos son interpretados como generados en zonas distales de abanicos aluviales con influencia de esteros de alta energía.

Entre la unidad anterior y el miembro siguiente se observa un cambio mayor en el material disponible para la sedimentación, disminuyendo el aporte de material volcánico a favor de mayor cantidad de material cristalino (plagioclasas, cuarzo y óxidos de hierro), evidenciado por el cambio en la coloración de los estratos y por una paraconformidad inferida (Figura 5).

Miembro Punta Zanzi (MPZ) (1200m)

La coloración verde pálida y el aspecto macizo de la base de este miembro son características de un cambio importante dentro de la secuencia mesozoica, junto a un aumento en

el tamaño de los clastos que componen los estratos más gruesos. Los afloramientos se pueden apreciar al norte de la zona de estudio entre la Quebrada de las Placas y el Cerro Arena, en la ladera oriental del Cerro Ruhillas y en la Punta Zanzi.

Dentro de este miembro se pueden observar variaciones composicionales de los sedimentos según el color que muestran los estratos, de verde pálido a pardo rojizo. Este cambio también obedece a la mayor participación de sedimentos finos fangolíticos y arenosos de composición similar a los estratos del miembro anterior, así como al registro de un ambiente transicional de continental a marino.

Entre este miembro y el anterior se presume una paraconformidad dado el cambio litológico mayor, cambio del material aportado y el cambio de facies de charcos fangolíticos a zonas proximales de flujos de barro y detritos.

De base a techo la estratificación se describe como sigue:

- Conglomerados verdes matriz soportados con bloques subredondeados a redondeados de baja esfericidad, en matriz tamaño arena media a gruesa, de 4 metros de espesor y disminuyendo hacia el techo, con intercalaciones de areniscas con laminación paralela y, en algunos casos, cruzada, y con niveles fangolíticos con ondulitas de oleaje.
- Areniscas verdes a pardo rojizas, laminadas con intercalaciones de conglomerados con lentes de feldslitoarenitas y con intercalaciones de fangolitas con grietas de desecación. Hacia el techo, las fangolitas son la litología más abundante, sin embargo la presencia de areniscas es la más evidente por su mayor competencia frente a la erosión.
- Las areniscas se hacen cada vez más ricas en carbonatos, comenzando como cemento hasta incluirse como clastos y matriz, pasando de areniscas calcáreas a ruditas calcáreas, subyaciendo en concordancia a las calizas del miembro siguiente. Hacia el techo de este miembro, intercalada a las rocas anteriores, fue encontrada una hialoclastita basáltica explosiva (GSII.3Ft), con grandes fragmentos y texturas de enfriamiento (vidrio templado) y con cemento calcáreo, lo cual fue interpretado como una lava de ascenso

rápido. Además se encuentran restos de placas de equinodermos y oolitos, en rocas clásticas con material calcáreo, que indican influencia de ambiente costero.

En esta unidad también fue posible encontrar estratificación cruzada planar de escala métrica, entre estratos con laminación plana, sobre fangolitas con grietas de desecación. Registro interpretado como deltas en ambiente subacuático de las zonas más distales del sistema de abanicos aluviales (comunicación oral, LeRoux).

Los estratos del techo de este miembro son reasignados a la Formación Lo Valdés, definida más adelante, por ser ellos la expresión del ingreso del mar previo a la depositación de las calizas de la base de la Formación Lo Valdés descrita por Hallam *et al.* (1986) (Ver Figura 5).

La transición al miembro siguiente es paulatina, con cambios litológicos graduales y en concordancia.

Formación Lo Valdés (Fm. LV) (1250m)

La descripción siguiente corresponde a los afloramientos conservados por el norte de la zona de estudio, entre el Cerro Arena hacia el oeste y el inicio del Cajón del Morado hacia el este, por la zona central abarca la ladera este del Cerro Ruhillas y por el sur, los afloramientos junto a los acopios de la Mina de Yeso, al este del Cajón de Lo Valdés.

A este nivel estratigráfico se hace evidente el carácter marino de los depósitos aquí presentes. La estratigrafía es como sigue y fue complementada con la información de Hallam *et al.* (1986) para las interpretaciones, de base a techo:

- Areniscas calcáreas, calcilutitas y calizas fétidas, con espesores de 0.5, 0.1 y 3.0 m respectivamente, donde las calizas son la litología más abundante. La estratificación está bien definida y es concordante con las calciruditas del techo del Miembro Punta Zanzi. Hacia el techo aparece una hialoclastita ocoítica, muy disgregable, de masa fundamental color verde por la alteración secundaria, sobreyacida por un segundo paquete de calizas.

El contacto con los estratos calcáreos parece concordante, sin embargo se encontraron evidencias de emplazamiento hipoabisal somero y en estratos saturados en agua por la inclusión de material sedimentario en la masa fundamental de la hialoclastita y columnas de enfriamiento cortando las calizas basales o mármol (ANEXO 1).

- Hialoclastitas andesíticas (600 m), con textura ocoítica, con masa fundamental de color gris a gris verdosa hacia el techo. Se distinguen niveles difusos y esporádicos de amígdalas junto a zonas más macizas menos erodadas, con cantidades variables de sedimentos incluidos como matriz en el momento del emplazamiento de estas rocas ígneas subacuáticas. Hacia el techo una caliza de 3m de espesor separa el flujo de lava superior de esta unidad que muestra texturas similares a almohadillas, nombradas informalmente textura brecho-pillow: textura brechoza de emplazamiento hipoabisal muy somero, subacuoso y con clastos de sedimentos calcáreos incluidos en la matriz.
- 250 m de calizas fosilíferas, calcilitas y calcarenitas fisibles negras de espesores variables. Hacia el techo de este paquete aparece un estrato de caliza fosilífera de color amarillo fuerte (ANEXO 1).

Formación Colimapu (Fm. COL) (100m)

Areniscas rojas de estratificación fina con abundantes diques máficos cortándolas en diversas direcciones e intercalaciones de yeso marginales. Se dispone en concordancia con las calizas de la Formación Lo Valdés en el Cajón del Morado, pero desaparece hacia el sur, en la localidad de Baños Morales cortados por la Falla El Fierro. También se pueden observar estos estratos, plegados, en la zona de Las Amarillas y en el Cajón del Morado más hacia el oeste de los afloramientos cenozoicos explicitados más adelante (ANEXO 1).

Unidad “Abanico Negro” (Fm. AB)

Se ubica en una franja norte sur ocupando la parte occidental del cerro Ruhillas extendiéndose al norte por el Valle del Morado y al sur, por el Cajón de Lo Valdés. El espesor mínimo estimado es de 760m.

Esta unidad se caracteriza por tener en su base paquetes de caliza de unos tres metros de espesor, amarillos y negros, bien estratificados, intercalados en lavas andesíticas, brechas volcánicas y diques hipoabisales negros cortandolos. Contiene además niveles de conglomerados con imbricación de clastos redondeados y tobas rojizas y blanquecinas hacia el techo, donde las lavas andesíticas son predominantes y donde se incluyen también niveles de flujos detríticos con clastos mayores a 50cm (ANEXO 1). Esta unidad es similar a la unidad definida por Fock (2005) como Unidad Cerro Retumbadero, correlacionable con la base de la Formación Abanico (Eoceno).

3.1.2 ROCAS INTRUSIVAS

En la zona se encuentran algunos diques hipoabisales de gran extensión cortando principalmente a las unidades estratigráficamente más bajas y un sill máfico. Además hay stocks graníticos de unos 500m². Las unidades son:

Intrusivo La Engorda (ILE)

Este cuerpo granítico se encuentra en el Cajón de La Engorda, en la ladera norte del cerro Aguja Escondida. Posee textura fanerítica con cristales de plagioclasa y anfíbola verde principalmente, además de menores cantidades de cuarzo. Su color es blanco levemente anaranjado y se encuentra cortando a las areniscas basales y lavas del MCAE, además de cortar al yeso principal y a las calizas más bajas asignadas a la Formación Río Colina.

Un aspecto relevante es el hecho de que este intrusivo contiene actinolitas aciculares creciendo desde los bordes de las anfíbolas primarias.

Se obtuvo una datación U-Pb en circones de aproximadamente 8Ma (Aguirre, comunicación oral).

Intrusivo Valle del Morado (IVM)

Se encuentra ubicado al norte del cerro Ruhillas entre el cajón del Morado y la zona más septentrional de la Quebrada Morales. Este stock granítico presenta un color blanco anaranjado similar al anterior, pero con una textura micrográfica entre los cristales mayores de plagioclasa. Contiene además numerosos cristales de clorita.

El contacto de este intrusivo con la unidad “Abanico Negro” es por falla (Falla Baños Morales) y en la zona del Cajón del Morado se ve en contacto con cantidades variables de yeso.

Se obtuvo una datación de U-Pb en circones de aproximadamente 60Ma (Aguirre, comunicación oral).

Intrusivo Baños Morales (IBM)

El stock de Baños Morales aflora justo al norte de la localidad del mismo nombre y se asocia con un stock granítico de color amarillo ubicado al sur del refugio de Lo Valdés, al norte de la Remoción de Las Amarillas. Se dispone en contacto por falla con las lavas andesíticas y brechas volcánicas del techo de la Unidad “Abanico Negro”, falla Baños Morales (ANEXO 1).

Por su distribución areal se podría correlacionar con el Intrusivo Valle del Morado, pero a diferencia de aquel, el intrusivo Baños Morales parece afectar por contacto a las rocas de la Unidad “Abanico Negro”.

Este intrusivo se encuentra muy alterado y no se disponen de edades.

Diques Hipabisales

En la zona de estudio diques félsicos de composición diorítica de no más de 90cm de ancho cortan al Miembro Cerro Catedral y al Miembro Cerro Aguja Escondida. Sus orientaciones corresponden a dos direcciones diferentes: una ESE con manteo subvertical en el cerro Aguja Escondida y otra ESE, pero con manteos de 40-50° hacia el sur, en el Cerro Catedral.

De estos diques no se dispone ni de edades ni de análisis de roca total.

Sill Máfico

Entre los estratos del techo del Miembro Punta Zanzi, en la ladera sur del río Volcán, se encontró un sill diabásico con texturas de flujo y fenocristales de olivino alterado principalmente a clorita-esmectita.

3.1.3 Estructuras

En la zona se encontró evidencia de la existencia de cuatro posibles estructuras, dos mayores y dos menores.

Falla El Fierro (FEF)

Entre las calizas de la Formación Lo Valdés y las lavas y brechas de la Unidad “Abanico Negro”, 1Km al ENE de la localidad de Baños Morales, se observa una salvanda de unos 15cm de espesor, de material calcáreo pardo amarillento, coincidente con el color de las calizas más altas encontradas en la Formación Lo Valdés, las cuales se encuentran muy fracturadas en la zona del cajón de Lo Valdés. Esta salvanda puede ser parte de una falla de carácter regional como de un *flexural slip* por el proceso de deformación.

Más al norte, en la zona del Valle del Morado, se observan las areniscas de la Formación Colimapu cortadas por esta estructura, poniendo en contacto esta última formación con los

estratos de la Unidad “Abanico Negro”. Los estratos de areniscas rojas no aparecen más al sur, por lo cual se descarta el la posibilidad de tratarse de un *flexural-slip* y se correlaciona esta falla con el sistema de Fallas El Diablo-El Fierro (ANEXO 1).

Su rumbo varía de norte sur a N10°E y corresponde a una estructura subvertical.

Falla Baños Morales (FBM)

Entre el Intrusivo Baños Morales y la secuencia de la Unidad “Abanico Negro”, en la localidad de Baños Morales, se observa un contacto por falla evidenciado por rocas muy molidas correspondientes a brechas y lavas de la unidad Abanico Negro con orientación norte sur y disposición subvertical, la misma orientación de fracturas se observa en el granito y en las brechas.

Esta estructura se continúa hacia el norte de la zona de estudio, por la Quebrada Morales, poniendo en contacto el Intrusivo Valle del Morado con las calizas basales de la Unidad “Abanico Negro” al este, y el yeso y las areniscas rojas de la Formación Colimapu al oeste.

La traza de esta falla se continúa hacia el sur hasta la cabecera de la remoción en masa de Las Amarillas. De esa manera, se constituiría como el medio a través del cual circularon los fluidos responsables del la alteración tanto de las rocas de la Unidad “Abanico Negro” como del stok Baños Morales.

Intrusivo	La Engorda	Valle del Morado	Baños Morales
Edad	~8Ma	~60Ma	s.d.

Tabla 1. Tabla de edades aproximadas de las rocas intrusivas en la zona de estudio, s.d.: sin dato.

Pliegues

Se observa un anticlinal en rocas sedimentarias rojas de la Formación Colimapu, en la zona de las amarillas. Se estiman 1000m de amplitud y 1000m de longitud de onda para este pliegue.

Más al norte, por el Valle del Morado, se observa el sinclinal apretado de las rocas estratificadas de la unidad Abanico Negro. Este sinclinal se infiere a través de consideraciones de polaridad de los estratos de la Unidad Abanico Negro en ese lugar y se encuentra sobre la traza de la falla Baños Morales.

4 METAMORFISMO

4.1 Protolito

Las rocas que afloran en el curso mayor del río Volcán conservan las texturas primarias volcánicas, sedimentarias e intrusivas. La alteración es pervasiva sólo en zonas de mayor permeabilidad, esto es: en el límite entre diferentes estratos, en zonas fracturadas, en matriz de depósitos sedimentarios más gruesos, en zonas amigdaloidales de lavas y hialoclastitas y en zonas de contacto de rocas de caja e intrusivos.

En el caso de las lavas de la Formación Río Damas y de las hialoclastitas de la Formación Lo Valdés, se dispone de análisis químicos de zonas masivas interpretadas como “frescas”, conteniendo cantidades de mineralogía secundaria despreciables. Los análisis corresponden a muestras recolectadas en estudios anteriores por Beatriz Levi, Luis Aguirre y Mario Vergara. Con esos datos, se pudo identificar el contenido de óxidos mayores para un total de cuatro muestras de lavas de la Formación Río Damas y de nueve hialoclastitas de la Formación Lo Valdés.

Estos productos volcánicos e hipoabisales contienen en promedio un 3% de volátiles, con lo cual el análisis de roca total pierde confiabilidad, sin embargo serán utilizados como una matriz a partir de la cual se desarrolla el metamorfismo de muy bajo grado observado. Químicamente corresponden a andesitas-basálticas y traquiandesitas-basálticas de medio a alto potasio, similares a las rocas estudiadas por Levi (1969) y Åberg *et al.* (1984) en la Costa: Grupo Ocoa del Cretácico Inferior, aunque muestran diferencias significativas en el contenido de elementos trazas y tierras raras y el mineral principal es la plagioclasa que alcanza tamaños de hasta 4cm y contienen piroxenos y anfíbolos.

Las areniscas corresponden a areniscas líticas y feldareniscas líticas con cantidades variables de clastos cristalinos de plagioclasa y cantidades menores de olivinos, piroxenos y cuarzo, éste último se encuentra más presente en las rocas sedimentarias del Miembro Punta Zanzi. Los granos en general son subangulosos. El porcentaje de matriz varía entre un 5 y un 15%.

4.2 Mineralogía Secundaria

La mineralogía secundaria se encuentra en metadominios variados, éstos son (a) en lavas y hialoclastitas: en amígdalas, en masa fundamental, como reemplazo de vidrio o de cristales (plagioclasa, olivinos, clinopiroxenos y minerales opacos) y en vetillas; (b) en rocas sedimentarias: en intersticios, como reemplazo de matriz, como reemplazo de clastos líticos y cristalinos.

Esta mineralogía corresponde a pumpellyita, clorita, prehnita, epidota, titanita, actinolita, calcita, cuarzo, mica blanca, albita y feldespato potásico.

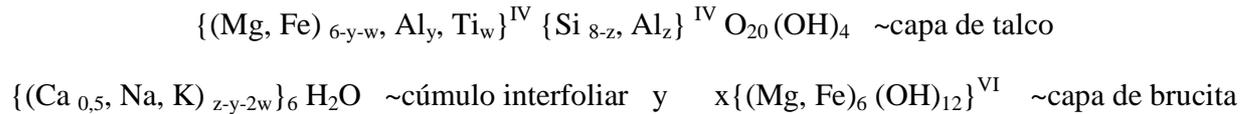
4.2.1 Interestratificados de clorita-esmectita.

Los filosilicatos máficos han sido estudiados en diversos ambientes como indicadores de metamorfismo de muy bajo grado (*e.g.* Schiffman y Fridleifsson, 1991; Bettison-Varga et al., 1991). En particular, se ha tratado de dilucidar la transición clorita-esmectita en ambientes geotermales y de enterramiento, tras lo cual se ha determinado que existe una relación entre profundidad-temperatura, composición de los filosilicatos (contenido de interestratificados de clorita-smectita y contenido en cationes no-interfoliares e interfoliares) y composición total de las rocas en las cuales los filosilicatos máficos se han desarrollado (Schiffman y Fridleifsson, 1991; Bettison-Varga et al., 1991; Robinson y otros, 2003; entre otros) Un corolario irrefutable de estudios anteriores es la necesidad de integrar análisis de rayos x, microsonda e imágenes electrónicas de alta resolución para determinar los rangos composicionales de los filosilicatos con precisión asociados a una estratigrafía, a metadominios y a composiciones de roca total determinados. Los datos disponibles para los filosilicatos máficos en este estudio corresponden a análisis de microsonda (ANEXO 2) realizados por Verónica Oliveros y Allan Demant.

Las paragénesis metamórficas comúnmente incluyen filosilicatos máficos y es por dicha ubicuidad que pueden ser usados, con precaución, como reflejo del proceso metamórfico regional (Robinson, 2003). Los interestratificados de clorita-esmectita pueden también ser usados como un buen geotermómetro en muchas circunstancias (Cathelineau, 1988; Bevins et al., 1991). En

este aspecto es necesario hacer un buen reconocimiento en terreno de la posible interacción de fluidos posteriores a los estrictamente relacionados a enterramiento y no relacionados, por ejemplo, a un metamorfismo de contacto posterior.

La fórmula estructural definida para los interestratificados de clorita-esmectita por Bettison-Varga y otros (1991), es la siguiente:



Los superíndices IV y VI se refieren a la posición tetrahedral y octahedral respectivamente. La relación entre los subíndices, cuando $z > (y+w)$, se encuentra a través de un factor proporcionante $f = 16 / (Al + 2Si + 2Ti + 2Ca + Na + K)$ calculado a 28 oxígenos (Bettison-Varga y Schiffman, 1991). Este método es aplicable en el caso particular de los filosilicatos máficos en las rocas de las formaciones en estudio, pues en su mayoría, ellos corresponden a composiciones cercanas a cloritas discretas (Figura 7).

De esa forma se puede estimar el contenido de capas de clorita según la siguiente función: $Xc = \{(Mg + Fe + Al_y + Ti) - 6\} / 6$, que representa el contenido de capas de brucita en la estructura del filosilicato máfico.

Existiría una transición entre esmectita y clorita discreta, según la cual el contenido de sílice disminuye, la cantidad de cationes interfoliares decrece y la cantidad de cationes no-interfoliares aumenta. Mientras que los resultados de alta resolución muestran que el ordenamiento de las capas de clorita y capas de esmectita varía entre interestratificados alternados de manera ordenada (R1) y azarosa (R0). Sujeta a discusión está la existencia de corrensita como una fase individual intermedia, dando lugar a los interestratificados de capas azarosamente mezclados de dos o tres fases: corrensita y clorita, smectita y corrensita, o smectita, clorita y corrensita (Bettison-Varga et al., 1991 entre otros).

Metodología

Se presentará una primera parte de descripción química de los filosilicatos máficos sin discriminar según sus metadominios. Contrariamente, se discriminará por unidad estratigráfica, de manera de comparar los efectos globales del enterramiento en la química de los minerales. Para esto, se considerará la composición básica a intermedia que representan las lavas basálticas y basalto-andesíticas del Miembro Cerro Aguja Escondida, la composición de las rocas volcánicas mayormente compuestas por plagioclasas, líticos basálticos o andesíticos y cuarzo en menor proporción, correspondientes al Miembro Cerro Catedral y al Miembro Punta Zanzi y hialoclastitas basalto-andesíticas de la Formación Lo Valdés.

Se realizaron análisis de microsonda electrónica (Demant y Oliveros, sin publicar. ANEXO 2) obteniéndose datos de posibles interestratificados de clorita-esmectita, corroborados al realizar el cálculo de las fórmulas estructurales en base a 28 oxígenos. Además se realizó un recálculo de dichos análisis con el fin de comparar porcentajes catiónicos de filosilicatos máficos con porcentajes catiónicos de roca total.

Muestras

Para un total de 19 muestras (ANEXO 2) de rocas sedimentarias y lavas de ambas formaciones, 52 minerales fueron identificados como filosilicatos ubicados en metadominios diferentes. El contenido catiónico de los filosilicatos máficos fue determinado para una fórmula estructural en base a 28 oxígenos. Sin embargo, no todos los filosilicatos corresponden a cloritas discretas.

Los filosilicatos descritos en esta sección se encuentran principalmente en amígdalas de lavas basálticas y basalto-andesíticas subaéreas (MCAE) y subacuáticas (Formación Lo Valdés). Además, se dispone de análisis de filosilicatos que aparecen como pseudomorfos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, microvetillas y reemplazo de masa fundamental. El color de los filosilicatos es pardo-verdoso a verde, con colores de interferencia anómalos pardo-amarillento a azulado. Se encuentran como fibras radiales de no más de 0.5mm., asociados a calcedonia, albita, cuarzo, epidota, titanita, pumpellyita, prehnita, actinolita, óxidos de fierro y en menor proporción calcita, aunque es más común encontrarlos sin asociación en su microdominio.

En las areniscas de ambas formaciones, los filosilicatos máficos se encuentran en microfracturas o intersticios de la matriz. Además aparecen como reemplazo de clastos minerales como plagioclasa o ferromagnesianos y también en clastos líticos andesítico-basálticos. En estas rocas se encuentran asociados a epidota principalmente, aunque existe la asociación con pumpellyita, prehnita, esmectitas, calcedonia, calcita, celadonita y titanitas.

La alteración de las rocas, pervasiva en estratos individuales, representa desde el 30 al 50% de las rocas en las cuales se hospedan los minerales metamórficos, siendo los filosilicatos máficos de un 30 a un 40% de ellos y alcanzando porcentajes mucho más altos en casos aislados.

Los filosilicatos máficos cristalizados en metadominios del Miembro Cerro Aguja Escondida se graficarán como cuadrados amarillos, los del Miembro Cerro Catedral serán cuadrados pardos, los del Miembro Punta Zanzi serán rombos verdes y los de la Formación Lo Valdés serán triángulos verdes. Los filosilicatos de rocas intrusivas serán graficados como círculos naranjos y fucsias, respectivamente para el Intrusivo La Engorda y el Intrusivo Valle del Morado.

Clasificación General

La mayoría de los análisis indican que los filosilicatos máficos del área del Río Volcán estudiadas en este y otros trabajos, corresponden a cloritas discretas, según su contenido en sílice catiónico menor a 6,25 y en el contenido total de cationes no-interfoliares (NIC) generalmente mayor a 19 cpfu (Figura 7).

Los análisis son considerados como **cloritas discretas**, cuyos contenidos de capas de clorita se encuentran en el rango de 50-100% con mayor representación del rango entre 69-90%. Se puede observar una relación pseudostratigráfica en la distribución de sus composiciones, en donde los mayores contenidos en NIC se encuentran en los filosilicatos alterando a las rocas del Miembro Cerro Aguja Escondida y del Miembro Cerro Catedral, le siguen los contenidos catiónicos más dispersos y más bajos del Miembro Punta Zanzi, obteniéndose valores más bajos y con mayor dispersión para la Formación Lo Valdés (Ver Tabla 2 y Figura 7).

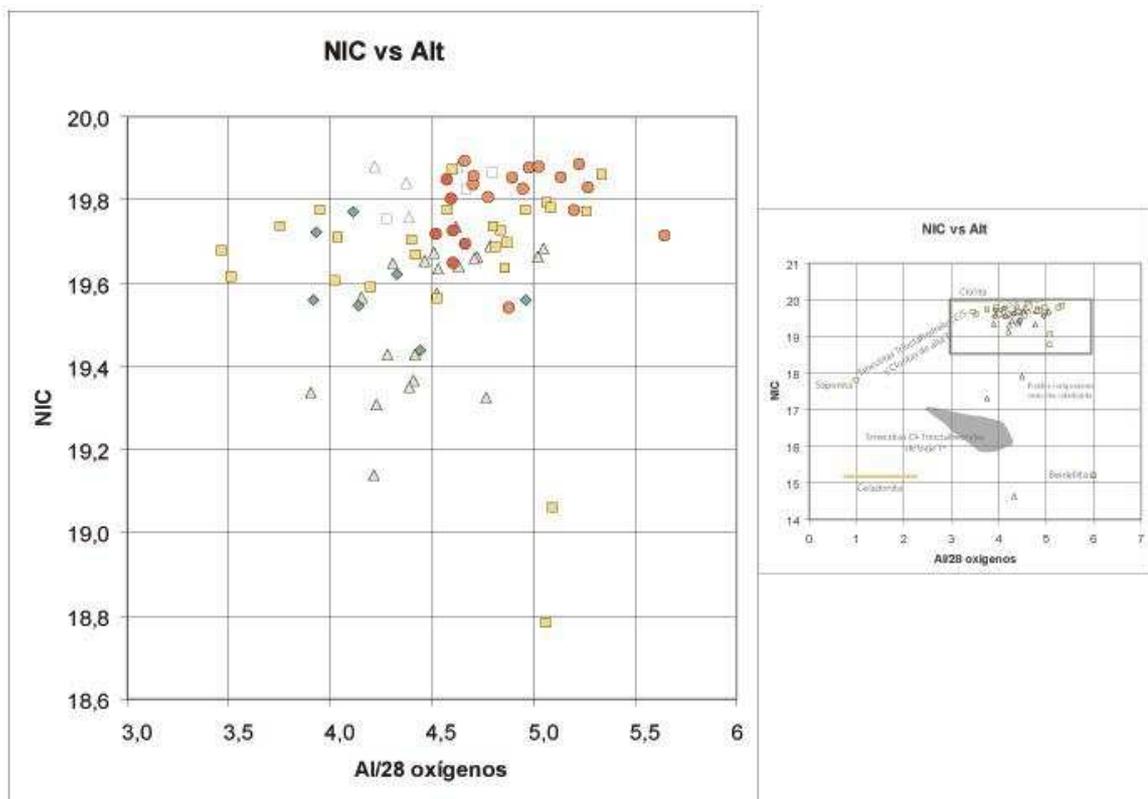


Figura 7. Los filosilicatos máficos de los miembros MCAE y MCK (cuadrados amarillos y pardos, respectivamente), MPZ-rombos verdes; Fm. LV-triángulos verde claro, distribuidos según el contenido de cationes interfoliares (NIC: Si, Al^{IV}, Al^{VI}, Ti, Cr³⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Mg) y de aluminio total calculados en base a 28 oxígenos. El recuadro muestra la población considerada con componente mayoritario de clorita, cloritas discretas. En gris se muestra el campo de esmectitas dioctahedrales de Schiffman y Fridleifsson (1991). Se muestran los extremos saponita, beidellita, clorita y celadonita. En cuadrados blancos y triángulos blancos los datos para cloritas de Robinson *et al.* (2004) de las lavas de la Formación Río Damas y Lo Valdés, respectivamente.

MCAE	MCK	MPZ	Fm. LV
19,6-19,8 cpfu	19,5-19,9 cpfu	19,4-19,7 cpfu	19,1-19,7 cpfu

Tabla 2. Rangos de contenidos en NIC para los filosilicatos máficos de cada miembro estratigráfico, en cationes por fórmula unitaria.

Al graficar los análisis según el contenido en sílice comparado al contenido en Fe⁺² según la clasificación de Hey (1954) para cloritas, se pueden clasificar las cloritas antes descritas como sigue: en el Miembro Cerro Aguja Escondida y del Miembro Cerro Catedral reflejan una serie entre la **penninita y la ripidolita** (concentrándose en el límite del clinocloro-picnoclorita), más algunos individuos en el campo de las diabantitas, los filosilicatos del Miembro Punta Zanzi y de la Formación Lo Valdés se encuentran en una serie composicional entre **picnoclorita y**

Las cloritas del Intrusivo La Engorda corresponden a picnocloritas y las del Intrusivo Valle del Morado a brungsvigitas, principalmente.

Por otra parte, según la recopilación de Bambauer y otros (1979) las cloritas se pueden agrupar en cuatro grupos: **ricas en magnesio** (pennina-clinocloro-grochauita), **magnesio-férricas** (diabantita-picnoclorita-ripidolita), **ferrosas** (brungsvigita-afrosiderita-bavalita) y **ricas en cromo** (kaemmenrerita-Cr.pennina). Las fórmulas básicas que estos autores presentan, sumada a la clasificación de Hey, permiten inferir y comprobar la composición de las cloritas presentes en estas rocas mesozoicas. A continuación se muestran las fórmulas recopiladas por Bambauer y otros (1979):

Mg.clorita	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Al})_6 [(\text{OH})_8 \text{Al}_{>0.5}, \text{Si}_{<3.5} \text{O}_{10}]$
Mg-Fe ⁺³ .clorita	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})_6 [(\text{OH})_8 \text{Al}_{>0.5} \text{Si}_{<3.5} \text{O}_{10}]$
Fe ⁺² .clorita	$(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{+3})_6 [(\text{OH})_8 \text{Al}_{>0.7} \text{Si}_{<3.3} \text{O}_{10}]$
Cr.clorita	Cr ₂ O ₃ > 2 wt%

Lo anterior muestra un aumento en el contenido catiónico de aluminio tetrahedral con una disminución de sílice, acoplado a un aumento en el contenido de hierro ferroso y férrico para las cloritas definidas en los grupos descritos por Bambauer y otros (1979). Según esa clasificación, complemento a la clasificación de Hey (1954), las cloritas de alteración de este estudio corresponden a **cloritas magnésicas** y **magnesio-férricas**. La siguiente tabla muestra los valores medios de contenido catiónico para cada miembro estratigráfico:

Elemento	MCAE (10)	MCK (10)	MPZ (7)	Fm. LV (22)
Si	3,014	3,054	3,105	3,046
Aliv	0,986	0,946	0,895	0,954
Ti	0,001	0,002	0,001	0,002
Alvi	1,248	1,307	1,236	1,296
Cr3+	0,003	0,001	0,000	0,000
Fe2+	1,033	1,693	1,822	2,001
Mn2+	0,023	0,054	0,009	0,010
Mg	3,544	2,724	2,733	2,470
Ca	0,013	0,016	0,019	0,039
Na	0,001	0,003	0,003	0,005
K	0,001	0,040	0,014	0,011

Tabla 3. Tabla de promedios catiónicos para filosilicatos de los miembros estratigráficos en estudio. Notar que los análisis disponibles no consideran contenidos de hierro ferroso y ferrico, tomando todo el contenido como ferroso. Cálculos en base a 14 oxígenos.

Como se puede observar en la Tabla 3 y en la Figura 9 el contenido catiónico de los filosilicatos máficos de todos los miembros muestra valores altos para el aluminio tetrahedral, siendo en promedio las cloritas en las rocas del MCAE las más ricas en aluminio tetrahedral junto a los filosilicatos en las lavas de la Formación Lo Valdés, siendo más pobres en aluminio tetrahedral los filosilicatos en los depósitos sedimentarios del MCK y del MPZ.

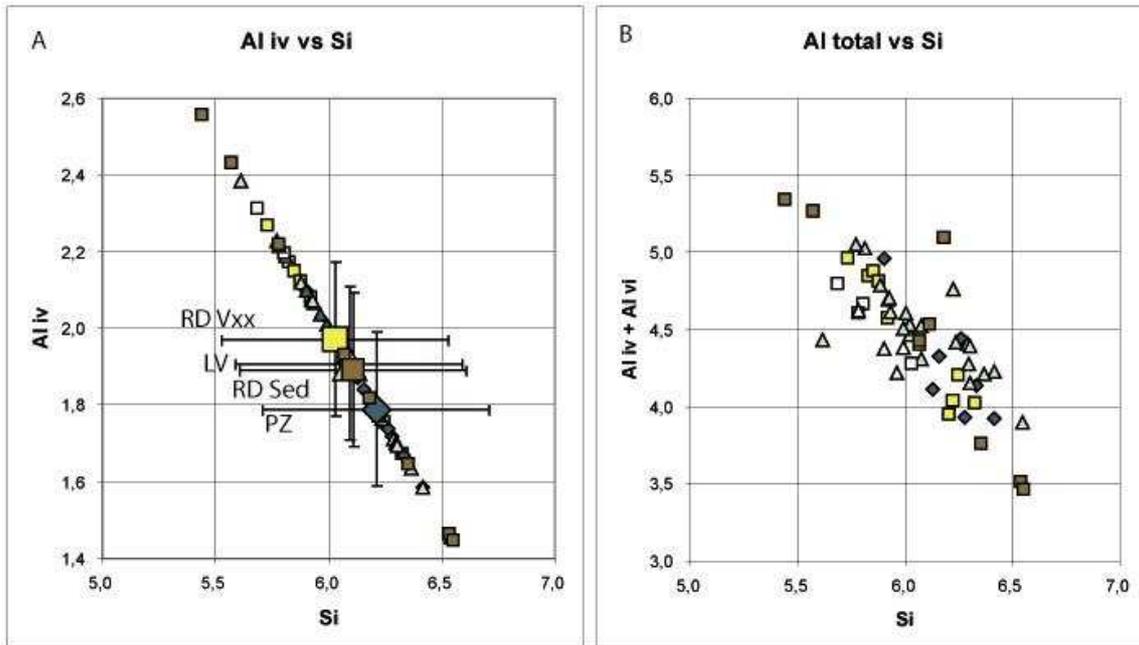


Figura 9. A: Diagrama de distribución del contenido en aluminio tetrahedral (Al^{IV}) respecto al contenido en sílice de los filosilicatos máficos de las unidades estratigráficas en estudio. **B:** La misma relación pero incluyendo el aluminio total. Simbología como en Fig. 9. Las figuras mayores representan las medias para cada miembro.

Al graficar el contenido de cationes interfoliares (IC) versus el contenido en sílice (Figura 10) se puede observar una tendencia de los filosilicatos del Miembro Cerro Aguja Escondida y del Miembro Cerro Catedral a corresponder a cloritas con menor cantidad de Si, Na, K y Ca. En la Figura 10, el recuadro muestra en detalle esta situación: la mayor dispersión de los filosilicatos de la Formación Lo Valdés y el carácter intermedio del Miembro Punta Zanzi. Se observa además la distribución de composiciones de las cloritas de metadominios plutónicos del Intrusivo La Engorda y del Intrusivo Valle del Morado.

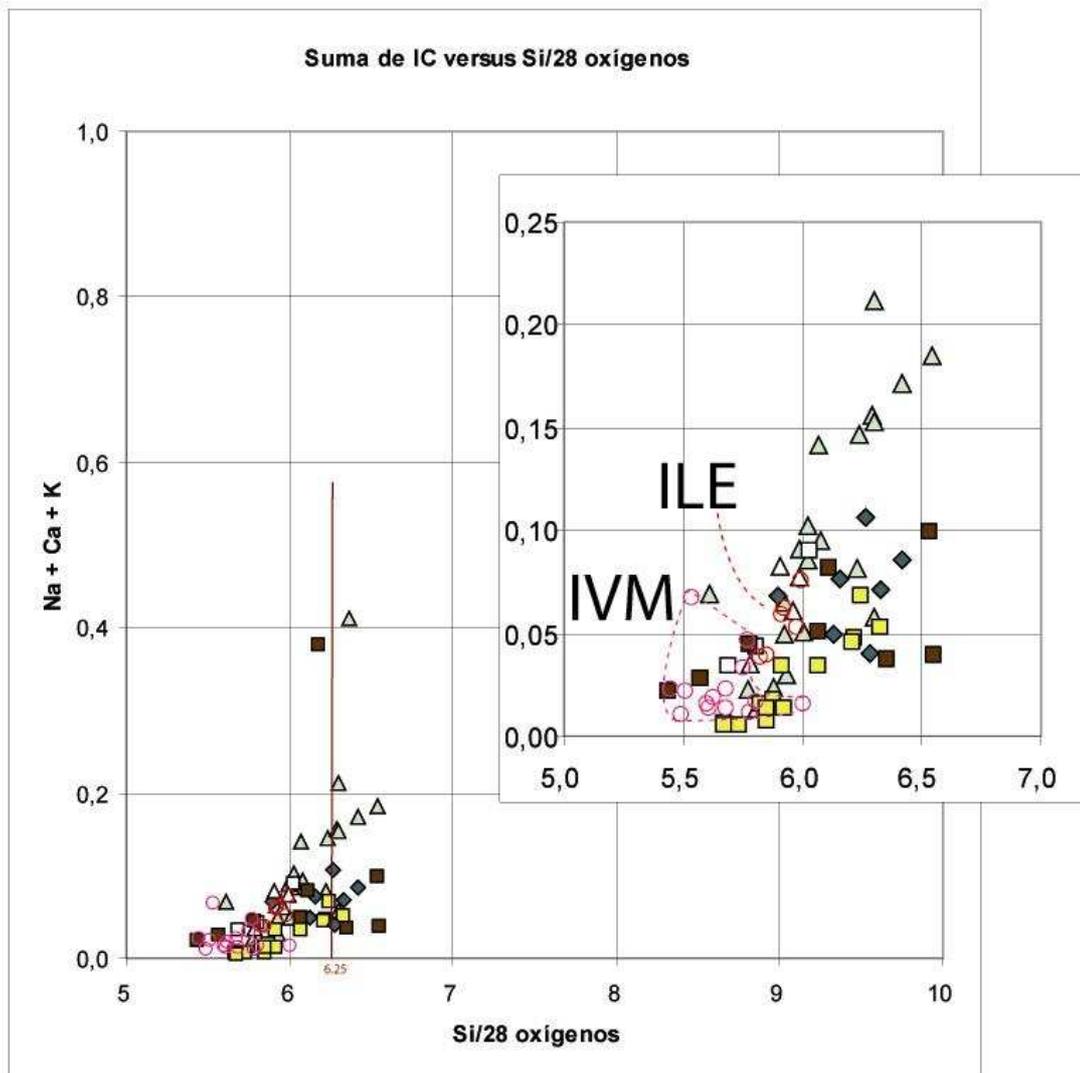


Figura 10. Distribución de IC (Na+K+Ca) vs Si calculados en base a 28 oxígenos. La simbología es igual que en las figuras anteriores. Se muestra el contenido en sílice de 6,25 cationes por fórmula, considerado como representativo de cloritas discretas. Modificado de Schiffman-Fridleifsson (1991).

Intercambio Iónico Mg-Fe

La comparación entre las composiciones de contenido en magnesio relativo al contenido en hierro de las cloritas se puede abordar de dos maneras: una relación entre los resultados de análisis de microsonda o la relación de éstos con las composiciones de roca total en las muestras correspondientes.

En primer lugar entonces, se comparan las variaciones de la razón $Mg / (Mg + Fe^{+2})$ con las variaciones en contenido de capas de clorita (Figura 11). En esta figura se puede distinguir

una vez más la relación pseudoestratigráfica entre los contenidos catiónicos y las capas de cloritas presentes en los interestratificados de clorita-esmectita. En donde los más altos contenidos en magnesio corresponden a los filosilicatos de las rocas volcánicas y sedimentarias del Miembro Cerro Aguja Escondida y el Miembro Cerro Catedral y las menores a las rocas volcánicas de la Formación Lo Valdés, mientras que en el Miembro Punta Zanzi mantienen su carácter intermedio.

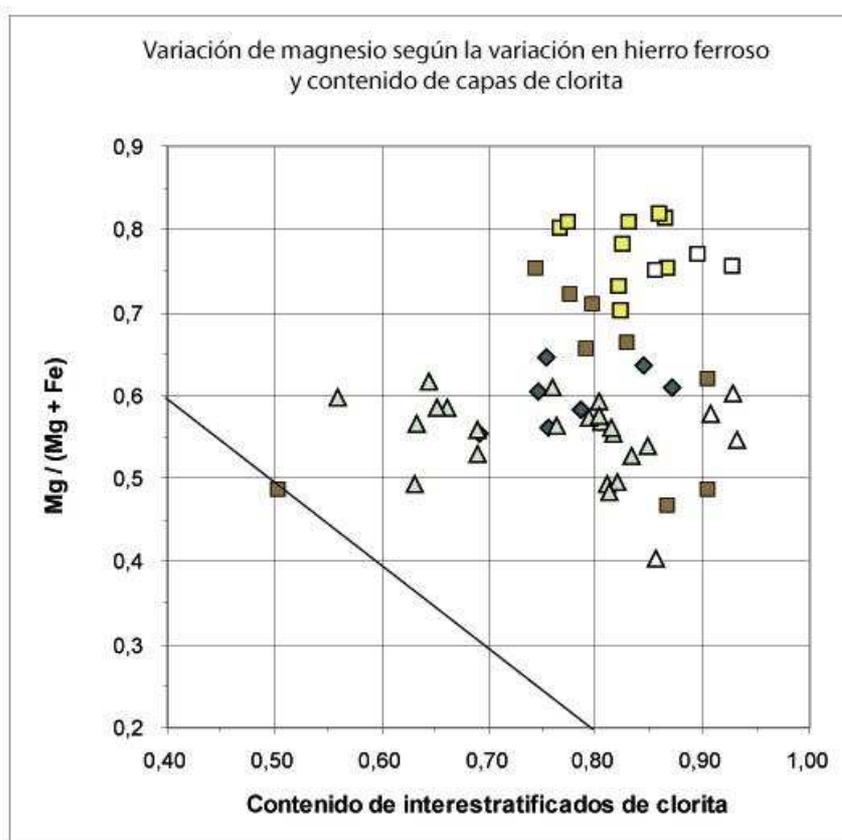


Figura 11. Comparación de la razón $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ versus contenido de interestratificados de clorita en los filosilicatos máficos de las rocas volcánicas del MCAE (cuadros amarillos y blancos), sedimentarias del MCK (cuadros pardos), de la Fm. LV (triángulos verde claro y blancos) y del MPZ (rombos verdes). La línea muestra la división del campo en los extremos 1%. Modificado de Bettison-Varga *et al.* (1991).

Sin embargo es necesario contrastar estos resultados con las composiciones de roca total, entonces, en segundo lugar, se compara la razón $Mg / (Mg + Fe)$ de los filosilicatos máficos con las composiciones de roca total. Para esto se trató la geoquímica de los filosilicatos máficos en sentido diferente como se explica a continuación.

Los datos de filosilicatos máficos se presentan como porcentaje catiónico y cuyo porcentaje de cierre analítico fue normalizado al cien por ciento. Lo anterior permite hacer una

cuantificación comparable a los porcentajes catiónicos calculados para roca total de lavas y hialoclastitas basálticas y basáltico-andesíticas en base anhidra para ambas formaciones. De esta manera el porcentaje catiónico de los filosilicatos máficos no representa la composición esperada para su fórmula estructural en base a 28 oxígenos, sino una aproximada y siempre mayor, por el ejercicio de la normalización al cien por ciento.

En la Figura 12 (A y B) se pueden ver las razones $Mg / (Mg + Fe)$ para las rocas seleccionadas como muestras frescas, representativas de la química original y el total de los filosilicatos máficos sólo para lavas del Miembro Cerro Aguja Escondida y de la Formación Lo Valdés, sin discriminar tipo litológico alterado ni microdominio. Para los filosilicatos, el hierro total es calculado como Fe^{+2} .

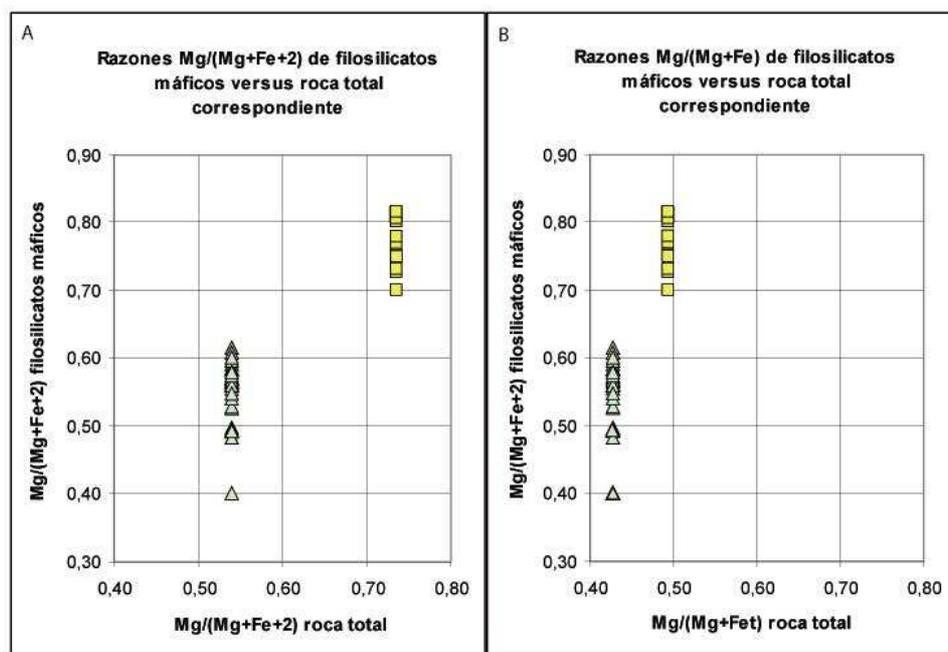


Figura 12. Razones $Mg / (Mg + Fe)$ de filosilicatos máficos y de rocas de las formaciones Río Damas (MCAE) y Lo Valdés. **A:** considerando sólo el Fe^{+2} de la composición de roca total. **B:** considerando el Fe total de la composición de roca total. Modificado de Bettison-Varga y otros (1991). Método explicado en texto.

En la Figura 12A se muestra la razón anterior solamente respecto al hierro ferroso de las lavas por ser éste el elemento en sustitución típica con el Mg^{+2} , mientras que en la Figura 12B se agrega el hierro férrico, convertido a hierro ferroso, de la roca total por ser considerado por Romeuf (1994) junto al hierro ferroso, entre otros, como elementos fuertemente móviles en

procesos metamórficos de muy bajo grado, y por no descartarse su ingreso en la estructura cristalina de los interestratificados de clorita-esmectita (Bambauer *et al.*, 1979).

La primera interpretación importante, ya antes encontrada en basaltos de Point Sal, California (Bettison-Varga *et al.*, 1991; Bettison y Schiffman, 1988), es el hecho que la composición de filosilicatos máficos parece estar ligada íntimamente a la composición de la roca total. En cualquier caso en la Figura 12, se puede observar que el mayor contenido en magnesio de las rocas del Miembro Cerro Aguja Escondida genera minerales de alteración con mayor contenido en magnesio. A su vez, las rocas de la Formación Lo Valdés generan minerales de alteración más empobrecidos en magnesio.

La Tabla 4 muestra el valor promedio de las lavas y hialoclastitas andesito-basálticas.

Razón u Óxido	Río Damas (4)	Lo Valdés (7)
Mg/(Mg+Fe⁺²) promedio	0.74	0.52
Mg/(Mg+Fe) promedio	0.49	0.41
MgO %	5.02-3.55	2.71-3.21
Fe₂O₃ %	4.57-6.26	6.06-1.50
FeO %	3.33-2.15	3.85-6.18

Tabla 4. Valores promedio de las razones Mg/(Mg+Fe) obtenidos para rocas volcánicas “frescas” (lavas andesito-basálticas, 52-57%SiO₂) de las Formaciones Río Damas y Lo Valdés, en porcentaje catiónico. Calculado a hierro ferroso y hierro total. Calculados en base anhidra. En paréntesis el número de muestras analizadas. Se muestran además rangos de contenidos en hierro ferroso y férrico y de magnesio como óxidos.

En esta tabla se pueden ver aspectos geoquímicos de las lavas hospedando a los filosilicatos máficos como por ejemplo, el efecto mayor que tiene el hierro férrico sobre la variación de la razón magnesio-hierro en las lavas del Miembro Cerro Aguja Escondida. Este efecto no es evidente en las lavas de la Formación Lo Valdés dada la variación más pronunciada del contenido en hierro ferroso en estas rocas (lavas andesito-basálticas en ambos casos), lavas en definitiva más pobres en hierro ferroso relativo a sus equivalentes del Miembro Cerro Aguja Escondida.

En la Tabla 5 se pueden ver los valores de la razón magnesio-hierro ferroso y los contenidos catiónicos en Mg^{+2} y Fe^{+2} para los filosilicatos máficos de ambas formaciones. El promedio, en cada caso, corresponde a los análisis realizados sobre diferentes filosilicatos en metadominios de lavas y hialoclastitas basalto-andesíticas.

Composición clorita	Río Damas (28)	Lo Valdés (13)
Mg/(Mg+Fe⁺²) promedio	0.77	0.55
Mg^{+2VI}cpfu	3.75-7.77	3.75-5.69
Fe^{+2VI}cpfu	1.69-4.73	3.40-5.57

Tabla 5. Valores promedio de la razón $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ para las cloritas de lavas y hialoclastitas de las formaciones Río Damas y Lo Valdés, respectivamente, calculados como porcentaje catiónico. Se muestran además los rangos en cationes de Mg y Fe por fórmula estructural en base a 28 oxígenos, en posición octahedral. En paréntesis el número de análisis realizado en diferentes muestras lávicas.

De lo anterior se puede observar que los valores promedio de las razones magnesio-hierro ferroso, calculadas como porcentaje catiónico, son similares para los filosilicatos máficos comparados con los de su roca huésped correspondiente. Esto no ocurre cuando se agrega el componente férrico al cálculo de las razones magnesio-hierro total.

La Figura 13 muestra la relación entre el contenido de magnesio y hierro ferroso de las lavas del Miembro Cerro Aguja Escondida y de las hialoclastitas de la Formación Lo Valdés para compararlos con los contenidos de los mismos elementos en los filosilicatos máficos, calculados como porcentaje y proporción catiónica para comparación. Notar la relación inversa de estos elementos en las cloritas producto de la sustitución iónica en la estructura cristalina.

Se aprecia la coincidencia entre el mayor contenido en magnesio acoplado a menor contenido en hierro ferroso para los filosilicatos en metadominios de rocas volcánicas del Miembro Cerro Aguja Escondida. Para las cloritas generadas en microdominios de lavas de la Formación Lo Valdés, se encuentra un mayor contenido en hierro ferroso acoplado a un menor contenido en magnesio.

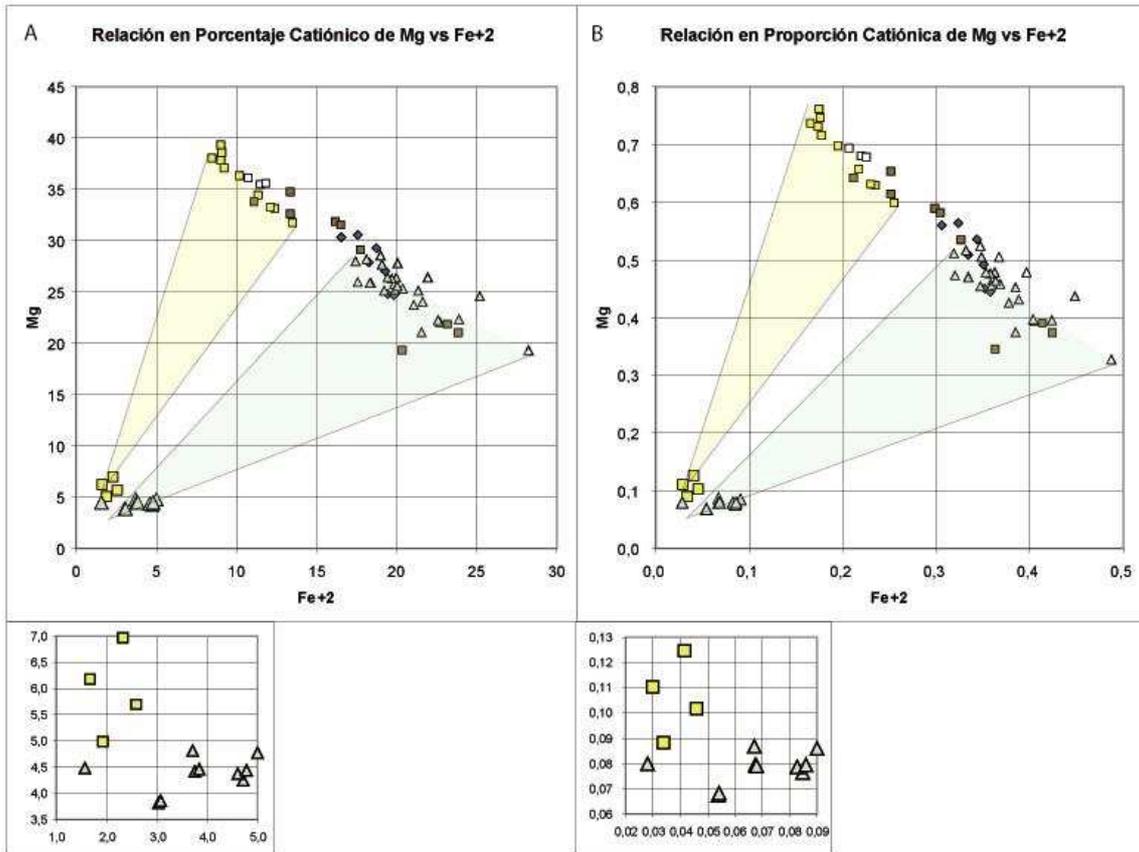


Figura 13. Se muestra la relación entre la composición de las lavas de las formaciones Río Damas y Lo Valdés con las composiciones de filosilicatos máficos. **A:** comparación en el porcentaje catiónico. **B:** comparación en contenido catiónico. Se diferencian los análisis de filosilicatos por miembros como en las figuras anteriores, las composiciones de lavas y hialoclastitas corresponden a los cuadrados amarillos y triángulos verdes, respectivamente, de la esquina inferior izquierda. Notar que la relación esquematizada es entre lavas o hialoclastitas y cloritas en microdominios de las mismas, los filosilicatos de rocas sedimentarias son incluidos en el gráfico para comparar. Los recuadros pequeños muestran en detalle la distribución de composiciones de lavas.

Estos resultados son considerados coherentes con lo expuesto anteriormente en cuanto a la íntima relación entre la composición de los filosilicatos máficos desarrollados en microdominios de metabasitas y la composición química efectiva participando del metamorfismo. Además, en la Figura 13 se puede observar que los filosilicatos de rocas siliciclásticas, están incluidas en el rango composicional establecido por la dispersión de los filosilicatos máficos de metabasitas. Esto ocurre tanto en los miembros sedimentarios, Cerro Catedral y Punta Zanzi, sin embargo para estos últimos, los filosilicatos en metadominios sedimentarios poseen menor contenido en magnesio posiblemente debido a la composición más silíceas observada en esas rocas clásticas.

Entonces, sin disponer de análisis húmedos para las cloritas de estas rocas mesozoicas y asumiendo que el estado de oxidación de los fluidos permite la coexistencia del hierro en sus dos

estados, las proporciones liberadas de Mg y Fe al fluido metamórfico, suponiendo un sistema cerrado, son dependientes de esas mismas proporciones en los protolitos donantes de elementos y las cloritas incluirían en su estructura cristalina el hierro principalmente desde el fluido en su estado de oxidación bivalente.

En la Figura 14, como en la Figura 13, se observa una distribución pseudoestratigráfica de los datos para las cloritas analizadas en toda la sección estratigráfica, donde la base está representada por los datos del Miembro inferior Cerro Aguja Escondida y el techo, por los datos de la Formación Lo Valdés. Entre ellos se ubican los datos más dispersos del Miembro Cerro Catedral sobre los datos del Miembro Punta Zanzi (sedimentarios). Las areniscas del Miembro Cerro Catedral son producto de la erosión de las lavas y brechas de rocas de la base de esa formación, entonces se supone una pérdida del magnesio desde composiciones similares a las lavas del Miembro inferior Cerro Aguja Escondida, debido a procesos exógenos y a una retención del hierro durante los procesos de transporte y litificación.

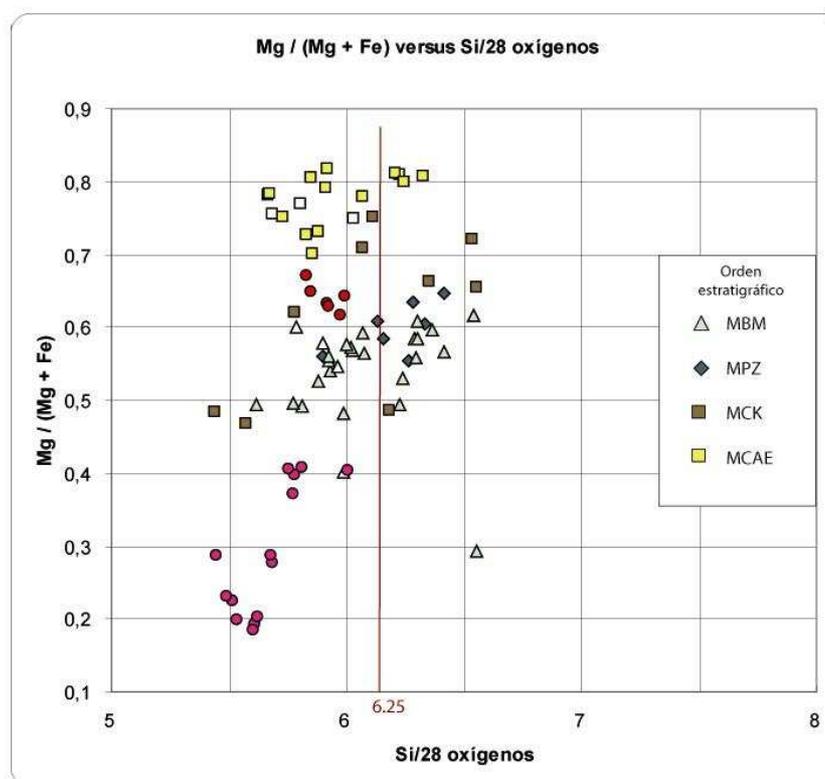


Figura 14. Razón $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ y contenido en silicio de las cloritas de las unidades volcánicas y sedimentarias de las formaciones Río Damas y Lo Valdés. Los valores en cationes por fórmula estructural. Los símbolos son descritos en la Figura 8. ILE en círculos rojos e IVM en círculos fucsias.

Movilidad de Elementos

Aguirre (1988) estudió la movilidad de los óxidos en una colada de lava de la Formación jurásica Río Grande en Perú, estableciendo que: hacia el techo, en zonas más amigdaloidales, la colada se empobrece en MgO, FeO, Al₂O₃ y CaO, mientras que se ve enriquecida en Fe₂O₃ (aumentando la razón de oxidación Fe₂O₃/FeO junto con aumentar el contenido en H₂O y CO₂).

La Tabla 6 muestra en detalle las composiciones de cloritas en zonas amigdaloidales y masivas de una hialoclastita de la Formación Lo Valdés. De ella se desprende que las cloritas en zonas más permeables incluyen mayor contenido de cationes de magnesio en la posición octahedral y menos cantidad de cationes de hierro y aluminio.

Elemento / Razón	Hialoclastita andesito-basáltica GSII.5-B'								
	Masivo			Amigdaloidal					
Si	5,811	5,773	5,934	6,415	6,298	6,303	6,287	6,072	
Aliv	2,189	2,227	2,066	1,585	1,702	1,697	1,713	1,928	
Ti	0,001	0,000	0,002	0,013	0,001	0,002	0,011	0,000	
Alvi	2,836	2,825	2,550	2,642	2,578	2,693	2,699	2,382	
Cr ³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe ²⁺	4,469	4,454	4,219	3,746	3,896	3,591	3,592	3,777	
Mn ²⁺	0,015	0,014	0,010	0,012	0,011	0,014	0,012	0,014	
Mg	4,343	4,391	4,956	4,895	4,944	5,052	5,052	5,475	
Ca	0,009	0,013	0,014	0,129	0,109	0,086	0,103	0,108	
Na	0,001	0,004	-0,004	0,011	0,009	0,014	0,015	0,013	
K	0,004	0,006	0,016	0,031	0,035	0,111	0,038	0,021	
Xc	81%	82%	85%	63%	69%	65%	66%	80%	
Mg/(Mg+Fe)	0,493	0,496	0,540	0,566	0,559	0,585	0,584	0,592	
Mg/(Mg+Fe+Alvi)	0,373	0,376	0,423	0,434	0,433	0,446	0,445	0,471	

Tabla 6. Detalle de las composiciones de cloritas en una misma colada de lava, muestra GSII.5-B', del Fm.LV. Se resaltan los contenidos de los cationes octahedrales mayores: magnesio-hierro-aluminio. El análisis no contempló el contenido en cromo.

El alto estado de oxidación del fluido en zonas permeables permite que el Fe se encuentre en su estado trivalente y es incluido en la estructura cristalina en menor cantidad que en las cloritas que precipitan de fluidos circulando en zonas más masivas, donde el Fe se encontraría en su estado divalente. Las cloritas en zonas permeables incluirían entonces más cantidad de Mg frente al déficit de Fe⁺². Esta lógica se extiende a la inclusión de aluminio también, el cual es aceptado en mayor cantidad en las cloritas de zonas masivas cuando se considera aluminio total u octahedral.

Finalmente se comparan en la Figura 15 las proporciones catiónicas de lavas de las formaciones Río Damas y Lo Valdés con sus respectivas alteraciones cloríticas.

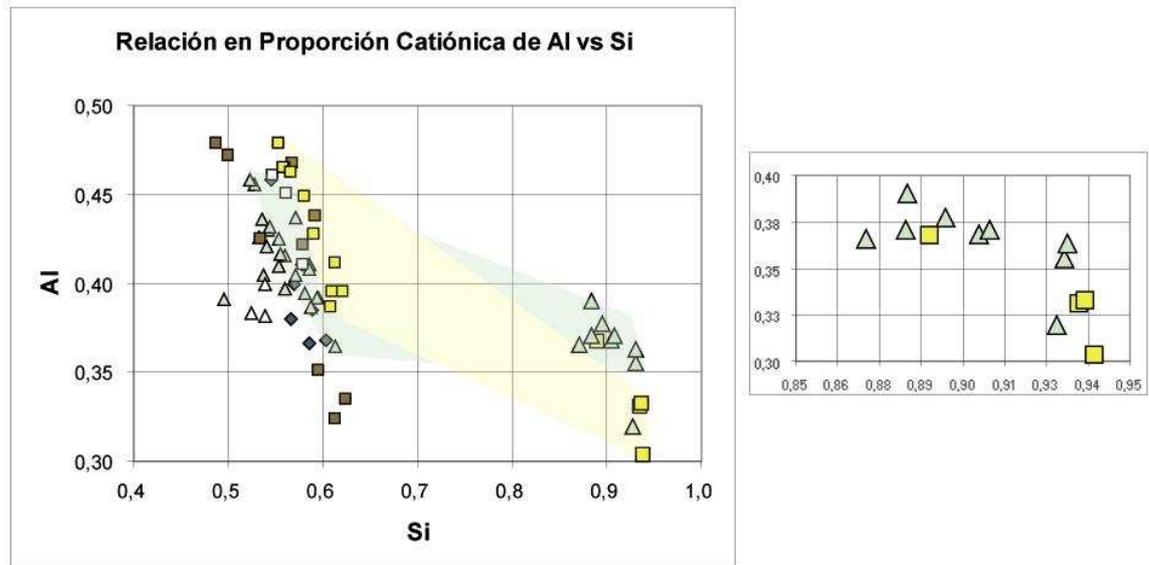


Figura 15. Relación entre las proporciones catiónicas en Al total y Si de filosilicatos máficos y lavas de las secuencias mesozoicas. Todas recalculadas al cien por ciento. Las franjas muestran la proyección desde composición de lavas a cloritas. Simbología como en las figuras anteriores. El recuadro muestra la distribución de lavas en detalle.

Como queda especificado con la figura, se encuentra una relación inversa a la registrada para la razón $Mg-Fe^{+2}$ entre las composiciones de cloritas y lavas mesozoicas. Las lavas de la Formación Río Damas son pobres en Al y ricas en Si respecto a las hialoclastitas de la Formación Lo Valdés mientras que las cloritas del Miembro inferior Cerro Aguja Escondida son enriquecidas en ambos elementos respecto a las cloritas de la Formación Lo Valdés.

Geotermometría

A continuación se utilizará el método termométrico propuesto por Cathelineau (1985, 1988) basado en filosilicatos máficos de Los Azules en México y en Sierro Prieto en Salton Sea, California.

En esos filosilicatos máficos este autor determinó la siguiente ecuación que da cuenta de la dependencia entre la temperatura y la cantidad de aluminio tetrahedral en la estructura cristalina de interestratificados mayormente de clorita:

$$T = -61.392 + 321.98 \text{ Al}^{\text{IV}}$$

La composición del fluido y de la roca fresca son la base donde esta transformación ocurre, y por tanto, los gradientes térmicos (bajo distintos niveles de presión por enterramiento) que se puedan desarrollar en una capa en particular, dependerá además del entorno de esa capa particular. Incluyendo en esta lógica la permeabilidad y porosidad de los distintos niveles de la capa a alterar y la razón fluido/roca imperante (*e.g.* Robinson, 2004; Romeuf, 1994).

Kranidiotis y MacLean (1987) y Jowett (1991) propusieron modificaciones a la fórmula de Cathelineau. En particular incluyen la influencia de la composición con variaciones de la razón $\text{Fe}^{+2} / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$. De esta manera se intenta realizar una normalización isotérmica de cloritas formadas a diferentes temperaturas en Salton Sea y Los azufres (Jowett, 1991). Estos autores utilizan en sus cálculos un valor modificado del aluminio tetrahedral (Al^{IV}) en función de la razón hierro-magnesio.

La Figura 16 muestra la correlación entre la estimación de las temperaturas a partir de los datos de microsonda obtenidos para las cloritas discretas de todos los miembros estratigráficos analizados.

Las temperaturas estimadas con la metodología de Cathelineau para la secuencia jurásica superior-cretácica inferior caen en el rango de 170-350°C, rango de temperaturas muy amplio, dentro del cual se encuentran temperaturas determinadas por cloritas de todos los miembros (Figura 17).

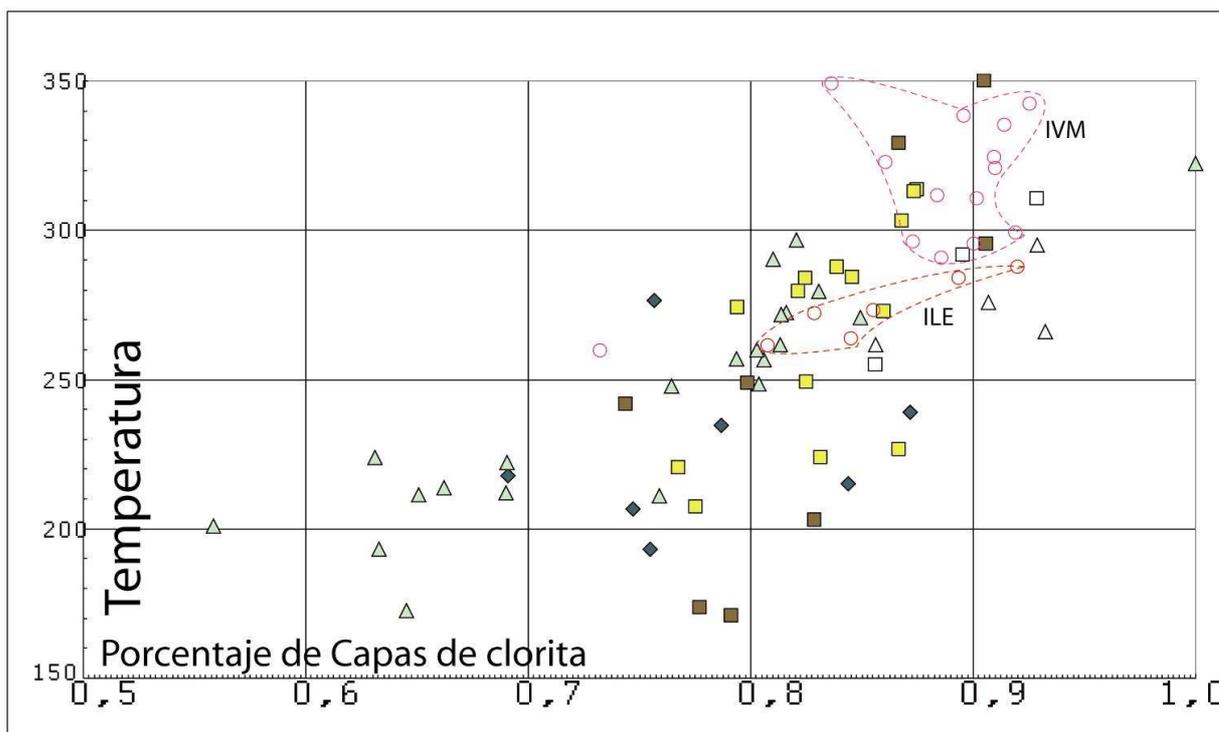


Figura 16. Geotermómetro de Cathelineau (1988) versus el contenido en capas de clorita (X_c). Simbología como en las figuras anteriores. Se resaltan los campos composicionales de las cloritas del IVM y del ILE.

De un total de 56 análisis de filosilicatos máficos, sólo 5 de ellos indican temperaturas mayores a 300°C, tres de ellos corresponden a cloritas del Miembro inferior Cerro Aguja Escondida y del Miembro Cerro Catedral y sólo dos a cloritas de la Formación Lo Valdés. Para rangos de temperatura más bajos (170-260°C), se observa una mayor presencia de cloritas en los miembros basales, mientras que en rangos de temperaturas más altas se observa mayor presencia de cloritas en los miembros superiores (Figura 17).

Para un gradiente geotérmico como el calculado por Vergara *et al.* (1994) de 45-80°C/km, dado un espesor estimado de los afloramientos mesozoicos en esta parte de la Cordillera de 5200m correspondiente a las rocas de las formaciones Río Damas y Lo Valdés, y sumando el máximo espesor de la Formación Colimapu (1500m) como el techo de la secuencia a 20°C, se tiene que las temperaturas mínimas y máximas esperadas para la posición estratigráfica de las lavas y hialoclastitas son las mostradas en la Tabla 7. En ella se calcula la temperatura a la cual se vería sometida la base de cada formación según el gradiente geotérmico indicado.

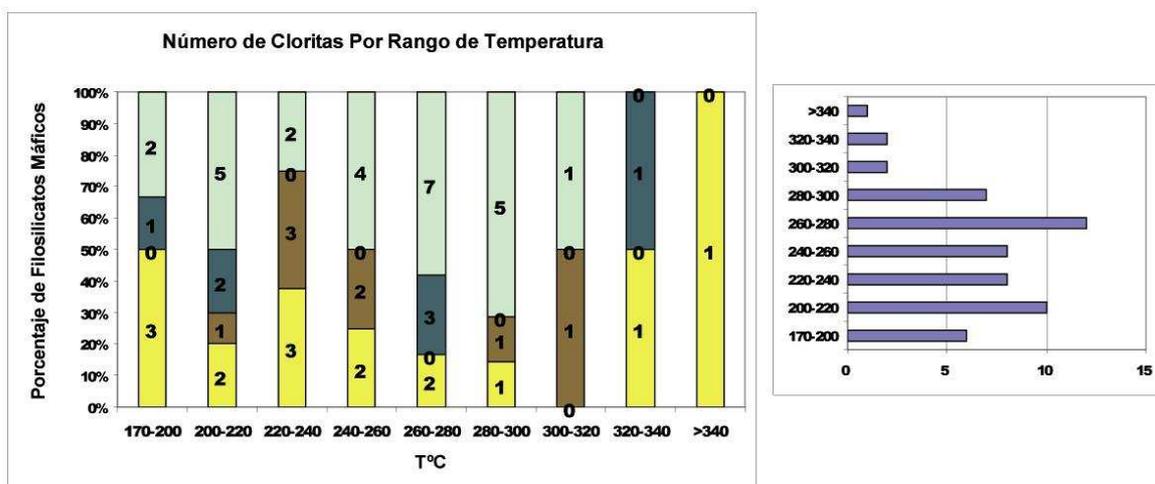


Figura 17. Número de análisis de cloritas por rango de temperaturas por miembro estratigráfico. En verde claro, Fm. Lo Valdés; en verde oscuro, Miembro Punta Zanzi; en pardo, Miembro Cerro Catedral; en amarillo, Miembro Cerro Aguja Escondida. El número dentro de las barras muestra el número de análisis de cloritas dentro de cada rango de temperatura. En el recuadro pequeño se ve la distribución total de cloritas por temperatura.

Temperatura	Fm. Río Damas	Fm. Lo Valdés	Gradiente
T máx	556°C	240°C	80°C Km ⁻¹
T min	321°C	143°C	45°C Km ⁻¹

Tabla 7. Rango de temperatura esperado para la base de los miembros volcánicos para cada formación.

Las temperaturas calculadas a partir del gradiente mayor son descartadas por tratarse de temperaturas muy altas a bajas profundidades. Asumiendo un gradiente termal de 45°C Km⁻¹, se tiene que las temperaturas alcanzadas por la base de lavas basalto-andesíticas de las formaciones Lo Valdés y Río Damas, son respectivamente 143° y 321°C, lo cual daría cuenta de las temperaturas calculadas a partir de la mayoría de las cloritas.

Aún así la dispersión de las temperaturas es alta dentro de cada miembro (Figura 18) lo cual dificulta una interpretación directa de la distribución de temperaturas en función del enterramiento, sin considerar los procesos post-metamórficos o las circunstancias particulares de borde de cuenca y de litologías sobre el gradiente geotérmico.

En este aspecto, Nunn y Lin (2002) hacen notar el efecto aislante natural de capas de carbón y de rocas carbonatadas ricas en material orgánico sobre los gradientes térmicos, a través de modelamiento por elementos finitos para las cuencas de Arkoma y para el Plateau de

Ozark. Un resultado de aquel efecto es que los sedimentos y las rocas del basamento subyaciendo a capas con estas características, alcanzarán mayores temperaturas y una madurez termal más elevada de lo que ocurriría cuando no existen cubiertas aislantes.

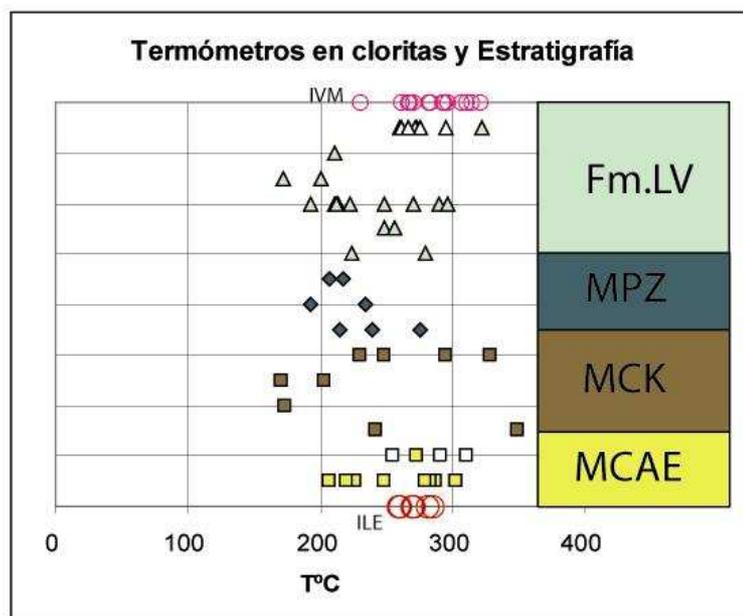


Figura 18. Relación estratigráfica, no a escala, de las temperaturas calculadas a partir de los filossilicatos máficos de cada miembro. No está esquematizado el espesor de cada miembro. Los círculos muestran las temperaturas de cloritas en los intrusivos.

De esta manera, al considerar las temperaturas bajo las cuales posiblemente estuvo sometida la Formación Lo Valdés, se debe considerar la sedimentación que siguió a su depósito, capas finamente estratificadas color gris oscuro de calizas y lutitas fétidas ricas en material orgánico (zonas IV-VI de Hallam *et al.*, 1986) de 210m de espesor, de edad Berriasiano, con capas de kerógeno intercaladas. Para los modelos de Nunn y Lin (2002) una capa carbonácea produce un aumento de hasta 20°C en las isothermas, este efecto podría explicar en parte las mayores temperaturas observadas en las cloritas de estas rocas mesozoicas. En especial para las cloritas ubicadas cerca del techo de la unidad volcánica justo bajo las capas con contenido de kerógeno.

En el caso particular de la dispersión de las temperaturas de cloritas en la base del Miembro Cerro Aguja Escondida y del Miembro Cerro Catedral, se recurre a la presencia de una intrusión granítica con fases de clorita-actinolita-carbonatos-epidota, asociación precipitada desde fluidos neutros a alcalinos, lo cual da indicios de profundidades de emplazamiento mesotermiales

a pH alto (Corbett y Leach, 1998), bajo temperaturas dentro del rango 280-320°C (Townley, comunicación oral). Esto sumado a la presencia de una actinolita de 8Ma en las lavas de Río Damas (Oliveros *et al.*, 2007) cercanas al granito, dan cuenta de una posible recristalización de filosilicatos máficos localizada en las rocas basales volcánicas y sedimentarias de esta formación.

Intrusiones como ésta, según los modelos de Hayba e Ingebritsen (1997), pueden causar flujo de fluidos con temperaturas de hasta 200°C afectando sobre distancias de 500m en la vertical y <1Km en la horizontal desde la zona de emplazamiento, dependiendo de la permeabilidad de la roca de caja, que en este caso corresponde a rocas en el comienzo de la faja plegada y corrida del Aconcagua-Malargüe (Giambiagi *et al.*, 2003), por tanto, presuntamente fracturadas. La profundidad de emplazamiento y el tamaño del plutón influirían sólo en la extensión de ebullición de fluidos y en la duración del sistema hidrotermal (Hayba e Ingebritsen, 1997).

Es posible que las cloritas de menor temperatura de las rocas lávicas y sedimentarias basales correspondan a este evento termal y no reflejen solamente las temperaturas alcanzadas durante el enterramiento.

Por lo tanto no se descarta que las cloritas de las rocas mesozoicas en la Cordillera Principal de la zona en estudio, muestren en sus composiciones no sólo un evento, sino una sucesión de eventos metamórficos ligados probablemente al incremento de material sedimentario con características particulares a la secuencia (enterramiento) y a procesos termales posteriores, configurando así un escenario complejo para el uso de geotermómetros.

4.2.2 Epidotas

Generalidades

A continuación se presentarán los resultados químicos obtenidos de epidotas hospedadas en las diferentes unidades de roca aflorantes en el Valle del Río Volcán.

La presencia de este calco-aluminosilicato en ambientes metamórficos de variados tipos, se acerca a la omnipresencia: campos geotermales activos (Bird et al., 1984), alteración hidrotermal de corteza oceánica, metamorfismo de contacto y metamorfismo regional (Romeuf, 1994). Se encuentran presentes desde la facies ceolitas hasta la facies anfibolita en asociaciones minerales diagnósticas.

Sus términos extremos son: la **epidota ss** ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{+3}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ molécula de pistacita) y la **clinozoisita** ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) (Deer et al., 1992), formando solución sólida a través del intercambio iónico del Fe^{+3} con el Al. Bambauer et al. (1979) incluyen el extremo manganesíco **piedmontita**, cuando existe el remplazo de Al-Fe por cantidades de Mn importantes.

La substitución ($\text{Al} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$) se caracteriza a través de la razón $\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3} + \text{Al}_{\text{tot}})$, llamada razón $X_{\text{Fe}^{+3}}$, o bien, **componente pistacítico**. Frecuentemente los análisis de microsonda son recalculados en función de 12,5 oxígenos para conocer la fórmula estructural de la epidota, con el hierro total calculado como Fe^{+3} . Las variaciones en este parámetro se correlaciona con el grado metamórfico y/o la fugacidad de oxígeno (e.g.: Evarts y Schiffman, 1983; Cho et al., 1986; Merriman et al., 1986; Liou, 1973-79; Coombs et al., 1976; Aguirre y Atherton, 1987).

Los campos de estabilidad para el grupo de las epidotas sintéticas es de 220-300°C a 1-5 y 7 kbar respectivamente (e.g. Kristmannsdóttir y Tómasson, 1978).

Modo de Ocurrencia

Los minerales de este grupo se hospedan en metadominios de rocas volcánicas y sedimentarias a lo largo de toda la secuencia volcanosedimentaria mesozoica, además de encontrarse como mineral de alteración de rocas intrusivas de la zona. En las rocas volcánicas se encuentran como rosetas prismáticas, como agregados granulares y como cristales anhedrales en amígdalas, en seudomorfos de plagioclasa, ferromagnesianos y minerales opacos, en la masa fundamental los agregados granulares predominan por sobre los arreglos en roseta. En rocas sedimentarias, los dominios metamórficos son clastos cristalinos y líticos, y como cemento.

Se encuentra asociado con cuarzo, mica blanca, pumpellyita, cuarzo y titanita.

Muestras

De un total de dieciseis muestras de lavas, areniscas y un granito, se obtuvieron 48 análisis de microsonda compatibles con las composiciones del grupo de la epidota. El contenido catiónico de estos silicatos fue calculado en base a 12,5 oxígenos con el contenido de hierro total en la forma de hierro férrico ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO}_t * 1.11$).

La simbología es como en el caso de las cloritas, pero en este caso sólo se dispone de análisis de epidotas en el Intrusivo La Engorda, que será graficado con círculos rojos.

Caracterización Geoquímica

Las epidotas de las rocas del área de Baños Morales poseen un contenido catiónico en Al alto respecto al Fe^{+3} y todas las epidotas muestran contenidos catiónicos en Mn menores a 0.062 cpfu (contenidos de MnO_2 menores al 1%, excepto una muestra, GSI.5-1.33, con valores cercanos a 1,6%). Se puede observar el efecto de esta sustitución en las

epidotas de las rocas mesozoicas y del intrusivo Intrusivo La engorda (Figura 19 y Figura 20), en ellas se manifiesta la evidente sustitución entre Fe y Al, con una disminución en los contenidos de Fe cuando el manganeso es aceptado en la estructura cristalina de estos sorosilicatos.

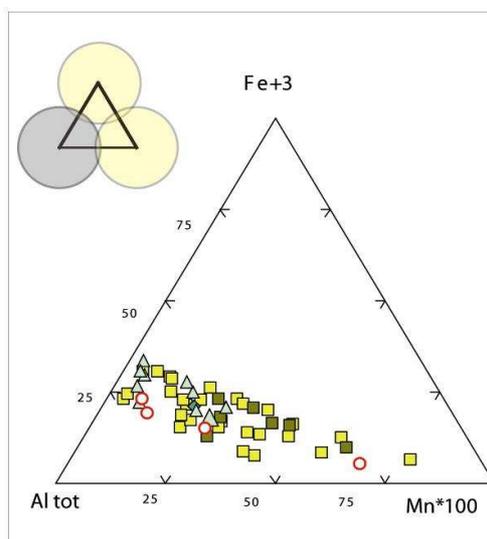


Figura 19. Variación catiónica en epidotas de rocas mesozoicas. Notar la exageración x100 veces del manganeso. Símbolos como en las figuras anteriores.

La inclusión del aluminio y del hierro en esa estructura cristalina sigue una relación especular, mientras que la relación entre el manganeso y el aluminio es directa en la mayoría de los casos, sin embargo existen altos contenidos en manganeso cuando el aluminio disminuye. Las excepciones a esta coincidencia se dan de manera aleatoria o bien, sin implicancias evidentes, pues los contenidos en manganeso aumentan o disminuyen su valor para cualquier par Al-Fe⁺³.

El X_{Fe+3} o contenido *pistacítico* registrado corresponde a los rangos siguientes según miembro estratigráfico

Miembro o Formación	ILE	MCAE	MCK	MPZ	Fm. LV
X _{Fe+3}	0.16-0.25	0.14-0.33	0.18-0.31	0.27	0.24-0.35

Tabla 8. Tabla de rangos de contenido pistacítico en epidotas.

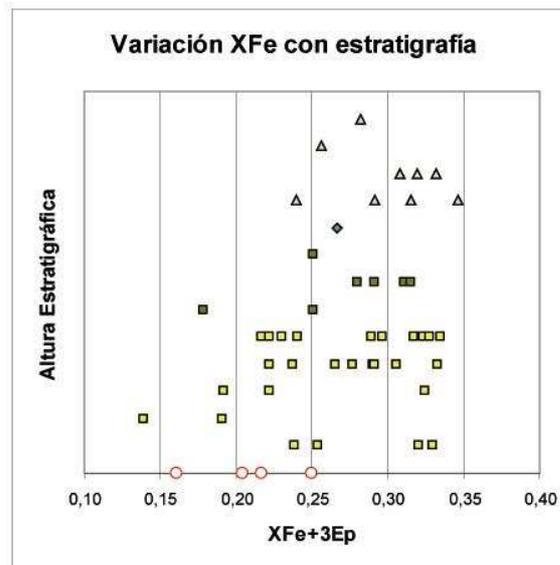


Figura 20. Variación de la razón $\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3}+\text{Al tot})$ con la estratigrafía. Los círculos representan epidotas del ILE intruyendo la base del MCAE.

Lo anterior evidencia el mayor aporte de Al en los dominios plutónicos que en los depósitos superficiales y la mayor participación del Fe respecto del aluminio en las hialoclastitas de la Formación Lo Valdés que las lavas del Miembro Cerro Aguja Escondida. En este punto se debe tomar en cuenta la relación de contacto entre el ILE y las rocas volcánicas de la Formación Río Damas y las evidencias de terreno de la influencia de intrusiones no aflorantes en rocas volcánicas del Miembro Cerro Aguja Escondida y rocas sedimentarias de, principalmente, la unidad basal del Miembro Cerro Catedral (esto es, a aproximadamente unos mil metros al oeste de la exposición en superficie del ILE). La similitud entre los contenidos pistacíticos de las epidotas del intrusivo y las epidotas en la zona de contacto, sugiere una relación genética entre estos dos grupos de epidotas. Esta relación no se observa con las epidotas del techo de la secuencia.

Por lo tanto, para los análisis de microsonda realizados en las diferentes muestras de la zona de estudio, una clasificación de primer orden bajo el criterio presentado por Bambauer junto a sus colegas, corresponderían a *epidotas en sentido estricto*, con aportes variables de componente hierro-manganeso, pero cuyo componente principal sería el aluminio.

La Tabla 9 es un resumen de los contenidos relativos en cationes y en contenido pistacítico para las epidotas de las lavas del miembro Cerro Aguja Escondida, en sus diferentes metadominios. Las flechas indican enriquecimiento, empobrecimiento, nivel intermedio o contenido nulo (n) relativo a cada metadominio. En este caso se pudo definir que en zonas amigdaloidales el Si y el Fe están preferentemente incorporados en la estructura de las epidotas, mientras que las epidotas que reemplazan plagioclasas son más ricas en Al, Ti, Mg, Cr y Mn. En las zonas de masa fundamental las epidotas presentan valores intermedios con respecto a los anteriores.

Esto es coincidente con lo expuesto anteriormente en cuanto a la razón de oxidación Fe_2O_3/FeO en zonas amigdaloidales (e.g. Aguirre, 1988), haciéndose más ricas en Fe las epidotas en zonas amigdaloidales. Por esta razón y por lo discutido previamente respecto a la inclusión del Fe en las cloritas en su forma ferrosa, se puede decir que desde los fluidos metamórficos en zonas permeables el Fe se incluirá preferentemente en las epidotas, mientras que las cloritas equilibrarán esta situación con el reemplazo aluminio-manganeso por hierro ferroso y magnesio. En cambio en zonas menos permeables, las epidotas incluyen en su estructura otros metales de transición y Al ante el déficit de Fe en su estado trivalente, mientras que las cloritas incluirán el Fe disponible y contenidos variables de Al dependiendo del metadominio. A esto debe sumarse la relación entre el Fe^{+3} y la presencia de pumpellyita.

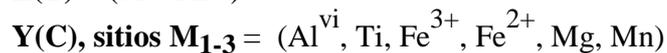
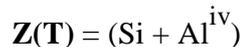
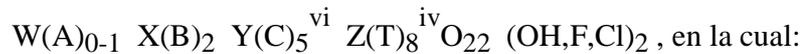
	Amg	Plg	MF
Si	↗	↘	→
Al	↘	↗	→
Ti	→	↗	n
Fe	↗	→	→
Cr	n	→	n
Mn	→	↗	↗
Mg	n	→	n
Ca	→	→	→
XFe	→	↘	→

Tabla 9. Tabla resumen de contenido relativo de cationes y contenido pistacítico para las epidotas en las lavas basalto-andesíticas de Río Damas. Metadominios: Amg-amígdalas, Plg-fenocristales de plagioclasa y MF-masa fundamental. (n) significa contenido nulo.

4.2.3 Anfíbolas

Los minerales analizados correspondientes a anfíbolas cálcicas de la especie actinolita, alojadas tanto en rocas volcánicas de la Formación Río Damas (Miembro Cerro Aguja Escondida), como en un stock granítico (Intrusivo La Engorda) y fueron utilizadas como referente barométrico con la metodología propuesta por Brown (1977).

Los datos de microsonda se analizaron siguiendo el método de Papike *et al.* (1974), para una fórmula estructural en base a 23 oxígenos con asignación de cationes como sigue:



Clasificación

Se usó el esquema presentado por Papike *et al.* (1974) para anfíbolas con máximo, mínimo y promedio de hierro férrico, sobre 28 análisis de anfíbolas en metadominios volcánicos esencialmente del miembro volcánico Miembro Cerro Aguja Escondida de la Formación Río Damas (16 análisis) y de dominios del Intrusivo La Engorda (11 análisis) más un análisis CA02M2 correspondiente a una muestra del Valle del Morado supuestamente equivalente a la Formación Lo Valdés.

Con estos resultados se usó el valor de la razón $Mg / (Mg + Fe^{+2})$ comparada con el contenido en silicio en cpfu. y se estableció, según la clasificación de Leake (1997), que las anfíbolas presentes corresponden en su totalidad a anfíbolas cálcicas, en particular a **actinolitas**, con la excepción de la anfíbola en la muestra CA02M2 cuando se calcula con la estimación máxima de hierro férrico, que pasa de actinolita a magnesiohornblenda (ver Figura 21).

Los datos obtenidos a través de este proceso se pueden observar en el ANEXO 2 y serán graficados con cuadrados en el caso de ser pertenecientes a la Formación Río Damas, con triángulos en el caso de la Formación Lo Valdés y con círculos en el caso del intrusivo.

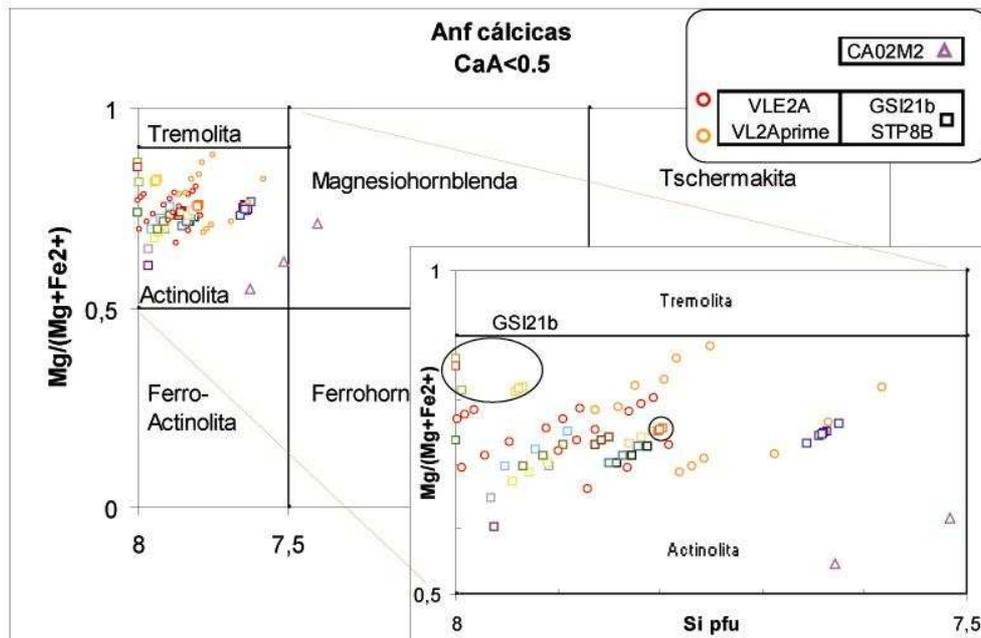


Figura 21. Clasificación de Leake, 1997, para anfíbolos cálcicos (Ca en posición A < 0.5cpfu). Fórmula estructural calculada en base a 23 oxígenos. Simbología arriba a la derecha: círculos corresponden a dominios intrusivos, cuadrados y triángulos corresponden a metadominios volcánicos. Los círculos mayores en la ampliación indican análisis de GSI21b, equivalente a STP8.

Composición Química

Las actinolitas en rocas graníticas muestran en su totalidad deficiencias leves en sílice (7.82-7.99 cpf) a diferencia de las actinolitas en rocas volcánicas que muestran deficiencia más evidente y también exceso en sílice (STP8: 7.64-8.05 cpf; GSI21b: 7.80-8.08 cpf).

La Figura 22 muestra diagramas de variación composicional de las actinolitas estudiadas (dominios volcánicos en cuadrados y análisis del ILE, en círculos). En el eje x se

gráfica el sodio en posición M4 (NaM4) para todos los cationes contenidos en la estructura cristalina de la actinolita.

Regularmente, las actinolitas de dominios intrusivos muestran valores mayores en NaM4 que las actinolitas de dominios extrusivos, sin embargo, un par de análisis de actinolitas del ILE se corresponden muy bien con los resultados de las actinolitas de dominios extrusivos. Se hace notar además del nulo contenido en Fe2B en la gran mayoría de las actinolitas de dominios volcánicos y en una de actinolitas del ILE.

El caso del **manganeso** es un caso particular de relevancia cristaloquímica. De este caso se puede ver cómo el Mn, en las posiciones estructurales B y C, se reparte de maneras diferentes según el tipo de litología en la cual se genera: cuando la actinolita cristaliza en **dominios intrusivos** el Mn se incluye preferentemente en las posiciones B, dado el nulo contenido de Mn en la posición C, a excepción de la actinolita más pobre en NaM4; cuando la actinolita se forma en **metadominios volcánicos**, la posición estructural preferida a ocupar por el Mn es la posición C, en vez de la posición B como el caso de las actinolitas en dominios intrusivos. Existen excepciones a esta regla general, pero se puede decir además que, cuando lo expuesto anteriormente ocurre, las actinolitas en metadominios volcánicos se ven más enriquecidas en Mn que las actinolitas del ILE.

Otro aspecto interesante es la inclusión del **hierro en su forma divalente** (Fe^{+2}) en las posiciones B y C. Cuando se trata de actinolitas en **dominios volcánicos**, éstas incluyen el Fe^{+2} en su posición C, cuando no ocurre esto no se incluye Fe^{+2} en ninguna posición en absoluto; mientras que las actinolitas de **dominios intrusivos**, incluyen al Fe^{+2} en la posición B, preferentemente. Cabe destacar que el contenido en Fe de las actinolitas del ILE es siempre mayor que cero.

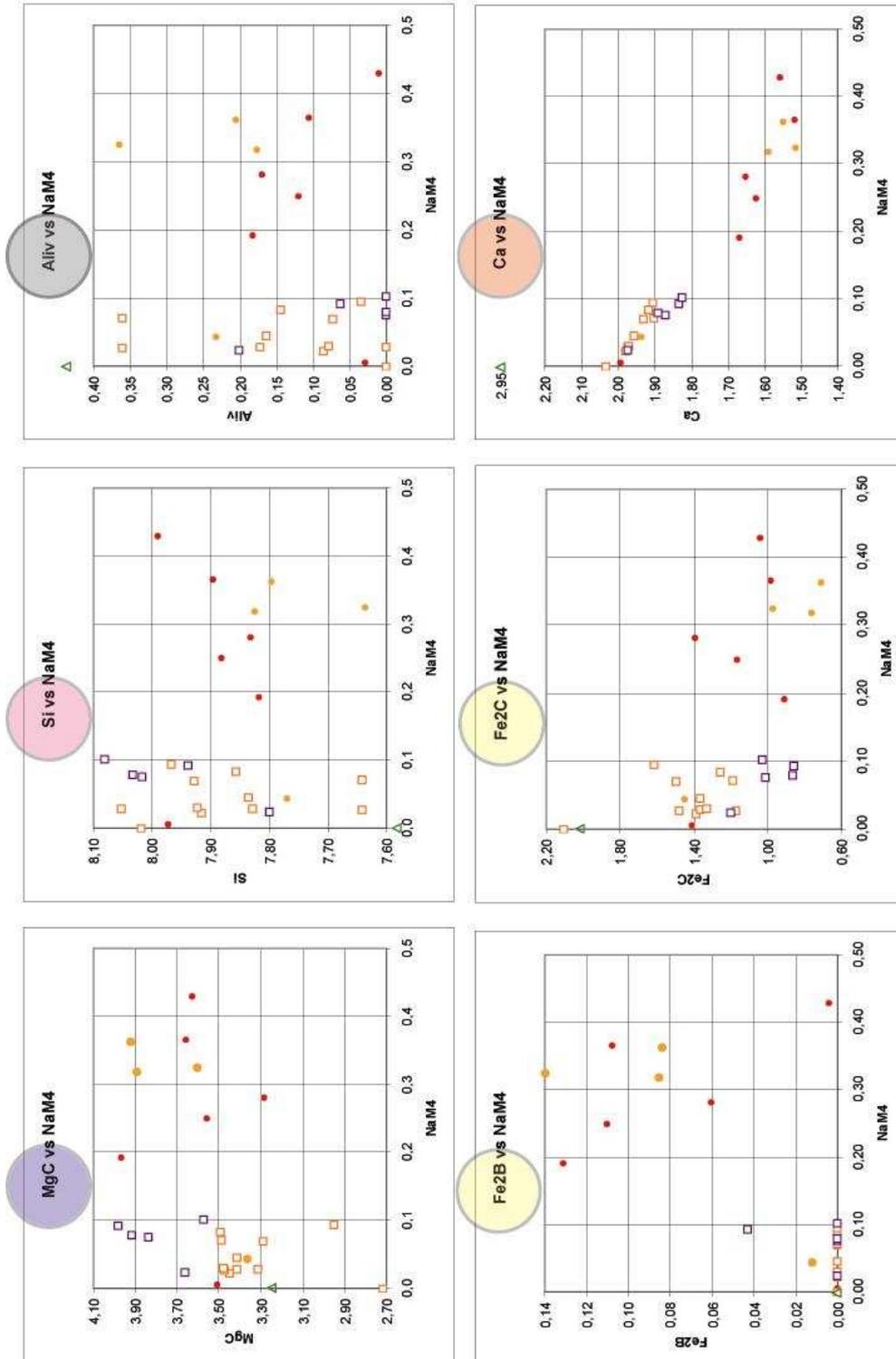


Figura 22. Variación composicional de los cationes componentes de actinolitas en posiciones estructurales definidas, respecto del contenido en NaM4. Simbología: MCAE, triángulos; STP8, naranjos; GSI21b, morados; ILE, círculos rellenos (los colores corresponden a láminas diferentes de la muestra VLE2A). Los cationes aparecen con el color respectivo del grupo químico al cual pertenecen.

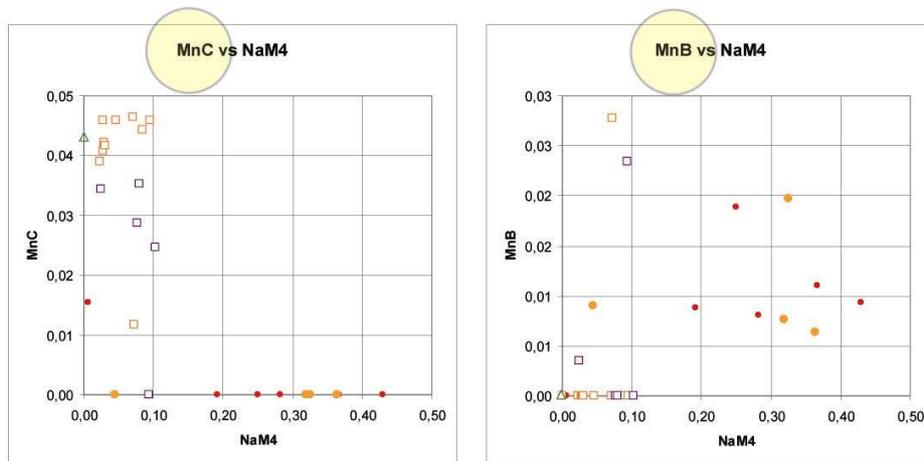


Figura 22. Continuación.

Otro caso interesante es el caso de la relación entre el **calcio y el sodio** cuando se incluyen en la posición M4. Estos cationes muestran una correlación negativa por el efecto de sustitución atómica, siendo el contenido más alto en Ca el de las actinolitas **en rocas volcánicas**, mientras que los contenidos mayores en Na (y menores en Ca) lo muestran las actinolitas del **ILE**. Esta relación inversa no se da entre el contenido en Ca en posición M4 cuando se compara al contenido de Na en la posición A (Figura 23). En esa figura cabe destacar que las actinolitas del ILE que han seguido en términos generales los patrones de las actinolitas en rocas volcánicas, continúan haciéndolo, separándose del resto más empobrecido en calcio. Además la actinolita de la muestra CA02M2 muestra el más alto contenido en calcio, casi cercano a 3 cpfu.

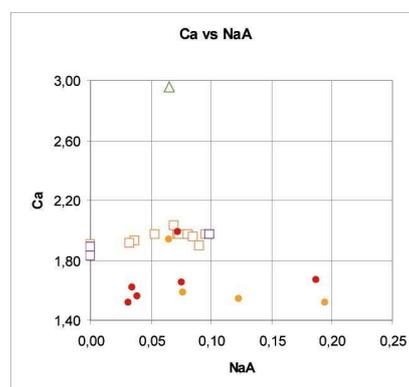


Figura 23. Variación del contenido en calcio en la posición B comparado al sodio en la posición A. Símbología como en las figuras anteriores.

Variación Catiónica en Diagramas Ternarios

El análisis de repartición catiónica en la estructura cristalina de las actinolitas se puede complementar con la diagramación ternaria, de esa forma observar comportamientos y relaciones químicas relevantes (Figura 24).

Al observar las composiciones de las actinolitas en la **posición M4** (o posición B), se puede observar cómo la inclusión del Fe^{+2} sumado al Mn, quita espacio en la estructura cristalina al Na y al Ca, de manera que las variedades de actinolitas de dominios volcánicos que incluyen Fe^{+2} , lo incluyen en aumento cuando aumenta el contenido de NaM4; en el caso de las actinolitas del ILE, las composiciones más pobres en NaM4 y, por tanto, más ricas en Ca, muestran un enriquecimiento en Fe^{+2} respecto a sus pares más sódicas.

Cuando se analiza la ocupación de la **posición C** en cuanto al Fe^{+2} , Ti y Mg, se tiene que para las actinolitas de **dominios volcánicos** muestran un leve enriquecimiento en Ti cuando se acepta más Fe^{+2} en la estructura cristalina; para los **dominios intrusivos** existe un empobrecimiento leve en Fe y fuerte en Mg cuando aumenta el contenido en Ti.

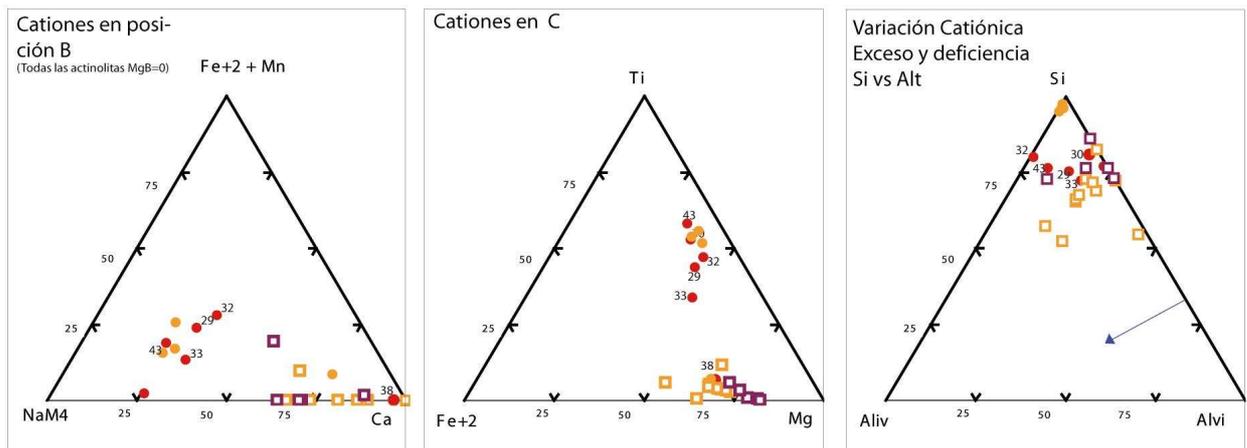


Figura 24. Variación catiónica en actinolitas del MCAE y del ILE (círculos rojos y anaranjados).

Cuando se estudia el caso de **exceso o deficiencia en silicio y aluminio total**, se puede observar que sólo cinco muestras presentan exceso en Si_i (sobre el total de 8 cpfu.). El contenido en Al^{IV}, cuando es máximo, no necesariamente se acompaña de contenidos altos de Al total, indicando que el control de entrada a la posición tetrahedral por parte del Al no depende de su contenido en el fluido del cual precipita, sino más bien de las vacancias generadas por el déficit de silicio en dicha posición.

La Tabla 10 muestra un resumen de lo anteriormente expuesto, según metadominio:

Dominio Plutónico	Posición Cristalina			
	W, A	X, B o M4	Y, C, VI o M1-3	Z, T o IV
Elemento				
Na	✓	✓		
Mg			✓	
Fe+2		✓	✓	
Al			✓	✓
Ca		✓		
Ti			✓	
Cr			✓ X	
Mn		✓	X	
K	✓			
Metadominio Volcánico	Posición Cristalina			
Elemento	W, A	X, B o M4	Y, C, VI o M1-3	Z, T o IV
Na	✓ X	✓		
Mg			✓	
Fe+2		X	✓	
Al			✓	✓ X
Ca		✓		
Ti			✓	
Cr			✓ X	
Mn		X	✓	
K	✓			

Tabla 10. Tabla resumen de los contenidos catiónicos por posición cristalina de las actinolitas en dominios plutónicos y volcánicos del ILE y el MCAE, respectivamente.

Se puede observar que las fases minerales cristalizadas en el proceso magmático, esto es las actinolitas primarias del *intrusivo La Engorda*, son ricas en Na, Fe, Ti y MnB (posición B), mientras que las actinolitas de *metadominios volcánicos*, en la zona de influencia del metamorfismo de contacto por dicho intrusivo, son ricas en Al, Ca, K, y

MnC (posición C). El contenido en manganeso de las actinolitas en metadominios volcánicos es mayor que el de las intrusivas.

Las actinolitas de toda la serie muestran un aumento del contenido en Fe⁺² (en la posición B), más evidentemente las del *intrusivo La Engorda*, cuando las anfíbolas se hacen más sódicas alejándose del extremo cálcico. El Ti entra en la estructura cristalina junto al Fe en actinolitas de rocas volcánicas, pero en actinolitas de rocas plutónicas entra en la estructura cristalina desplazando al Fe y, especialmente, al Mg.

Es posible que por ser una zona de contacto, las actinolitas generadas en los microdominios de las lavas andesito-basálticas de la base de la Formación Río Damas (MCAE), se vean enriquecidas en elementos que resultan de la removilización desde las mineralogías primarias y secundarias presentes al momento de la intrusión del Mioceno superior, además de un posible metasomatismo por fluidos magmáticos.

Geobarometría

En 1977, Brown enuncia la condición necesaria para la correlación del sodio en la posición M4 en las anfíbolas cálcicas con la presión, esta condición es la existencia de la reacción buffer siguiente: Ca-anfíbol + óxido de hierro + albita + flogopita (o clorita) + H₂O (±stilp,qz) = crossita + epidota (±muscovita,qz)

Brown indica además que la estequiometría de la reacción depende de variables composicionales en los minerales (especialmente Fe⁺²/Mg y Fe⁺³/Al) y sugiere que, bajo las condiciones del metamorfismo de muy bajo grado, existe una completa miscibilidad entre crossita y actinolita, y para cada valor de NaM4 fijo estaría asociado a cierta presión (Brown, 1977). Los resultados aparecen en la Figura 25. Allí se observa la distribución de presiones obtenida a partir de las composiciones de actinolitas en metadominios volcánicos y, sólo para comparar composicionalmente, las de actinolitas en dominios plutónicos.

Como se puede observar los datos de las actinolitas del ILE grafican en valores muy altos de presión, entre 3 y 5 Kbar de presión, pero se desestima esta información dado que no coexisten con la asociación buffer y no corresponden a un metamorfismo de enterramiento, sino más bien a procesos tardimagmáticos.

No fue posible graficar todas las composiciones de actinolitas del Miembro Cerro Aguja Escondida. Con las actinolitas que si fue posible definir un campo de presión se tiene un rango entre 0.023-0.103 de Na^{M4} con contenidos en Al^{IV} entre 0.010-0.360, lo cual despliega los análisis en una zona más baja que el límite inferior de la región de Sierra Nevada (zona de metamorfismo de contacto) hasta casi el límite superior de la misma región.

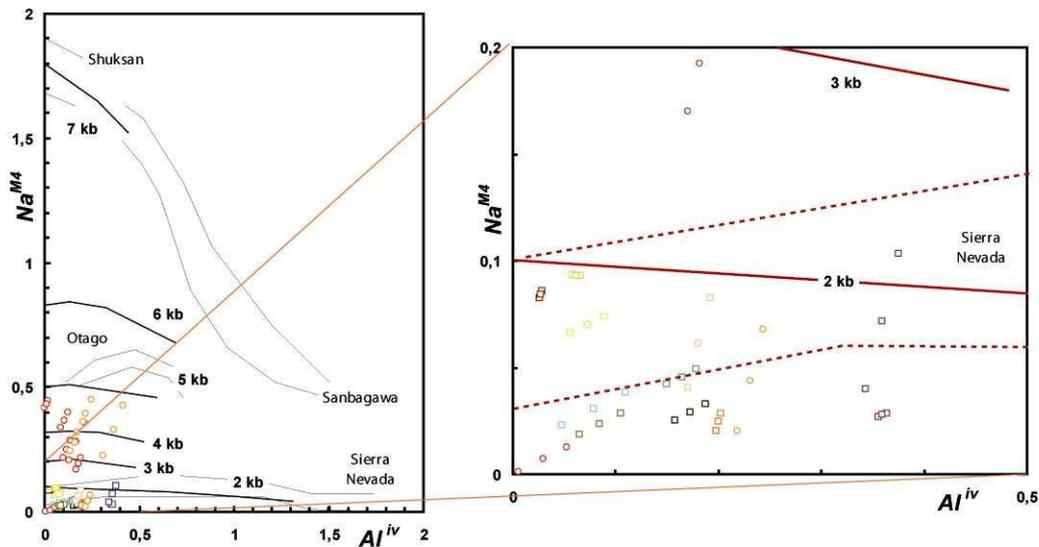


Figura 25. Geobarómetro de Brown aplicado sobre las composiciones de las actinolitas analizadas en dominios del ILE (círculos) y del MCAE (cuadrados, cada color es un análisis diferente).

Con esto se puede inferir una presión de cristalización a los <2Kbar para las actinolitas presentes en el Miembro Cerro Aguja Escondida.

En el caso de la mineralogía del ILE, se encuentra la asociación actinolita + clorita + plagioclasa + (posible sulfuro de hierro). La petrografía del ILE indica la presencia de plagioclasa, cuarzo y anfíbolos de fuerte pleocroismo pardo (posiblemente hornblendas)

extendiéndose, desde los bordes de algunas de ellas, cristales aciculares de actinolita. Estas características hacen pensar en un proceso de cristalización primario de anfíbolos con una subsecuente recristalización por fluidos tardimagmáticos de cristales de actinolita asociados a los cristales primarios de anfíbola. En este punto es necesario recordar que la edad asignada al ILE es de ~8Ma en circones, datación U-Pb en circón (Aguirre, comunicación oral), lo cual dista enormemente de las edades asignadas a las secuencias y al metamorfismo de enterramiento mucho más antiguo que la edad indicada (Oliveros *et al.*, 2007).

4.2.4 Pumpellyitas

Introducción

Algunos autores (*e.g.*: Coombs *et al.*, 1976; Muñoz, 2005) proponen el uso de la siguiente fórmula estructural para las pumpellyitas como sigue:



Donde:

W: Ca, Mn

X: (Mg, Fe²⁺, Mn)_{2-x'}(Al, Fe³⁺)_{x'}

Y: Al, Fe⁺³

Z: Si

De manera que el intercambio mayor de cationes se dá entre el Al y el Fe⁺³, seguido por el de los cationes de Mg, Fe⁺², Mn, Al y Fe⁺³. Completándose la estructura cristalina con el silicio y el aluminio en su coordinación octahedral.

Pero también se ha utilizado otro criterio (*e.g.* Romeuf, 1994) en el cual la posición W es compartida por el trío de cationes Ca-Na-K, la posición X permanece sin cambios y se agrega el Ti junto al par Al-Fe⁺³, cuando x' es igual a 1.

Ocurrencia

Las pumpellyitas estudiadas se encuentran a lo largo de gran parte de la secuencia, aunque es mucho más ubicua en las hialoclastitas de la Formación Lo Valdés, donde se encuentra en remplazo de fenocristales de plagioclasa, en amígdalas, en masa fundamental y en una vetilla cortando a la muestra GSII5C.

En el Miembro Cerro Aguja Escondida sólo se tienen análisis de pumpellyitas como remplazo de plagioclasas y en la matriz de una autobrecha. En el Miembro Cerro Catedral

se tiene en los intersticios de clastos como cemento, como reemplazo de minerales opacos y de plagioclasas y en la matriz de rocas sedimentarias. En la única muestra del Miembro Punta Zanzi se tiene en la matriz de roca sedimentaria.

Rasgos Geoquímicos

Las pumpellyitas de los miembros estratigráficos tienen una distribución de cationes por fórmula como se ve en la en la Figura 26, cuando se comparan con el contenido en $X_{Fe3} = Fe^{+3} / (Fe^{+3} + Al)$. En ellas se ve un una tendencia general de contenido en exceso de silicio.

También se puede ver que, las muestras con más bajo aluminio octahedral son al mismo tiempo las que tienen más bajo X_{Fe3} . Esto puede deberse a que el **hierro férrico en posición X** (FeX) disminuye drásticamente (~1.4 cpfu) y, pese a la baja de **aluminio octahedral** (Al^{VI}) (~0.7 cpfu) el X_{Fe3} no aumenta.

Existe, sin embargo, un límite superior de cuatro cationes por fórmula unitaria del aluminio que se mantiene constante, aún en las muestras con más bajo X_{Fe3} .

Existe una relación inversa entre el **hierro en posición Y (FeY)** con el Al^{VI} (Figura 26). El FeY, calculado como hierro férrico, comienza a integrarse en la estructura cristalina de las pumpellyitas cuando la razón X_{Fe3} disminuye, llegando hasta los 0.7 cpfu.

El **aluminio tetrahedral** (Al^{IV}) por su parte, comparte el sitio con el Si incorporándose desde 0.2 a nulos cpfu, haciéndose menos presentes cuando aumenta el porcentaje X_{Fe3} .

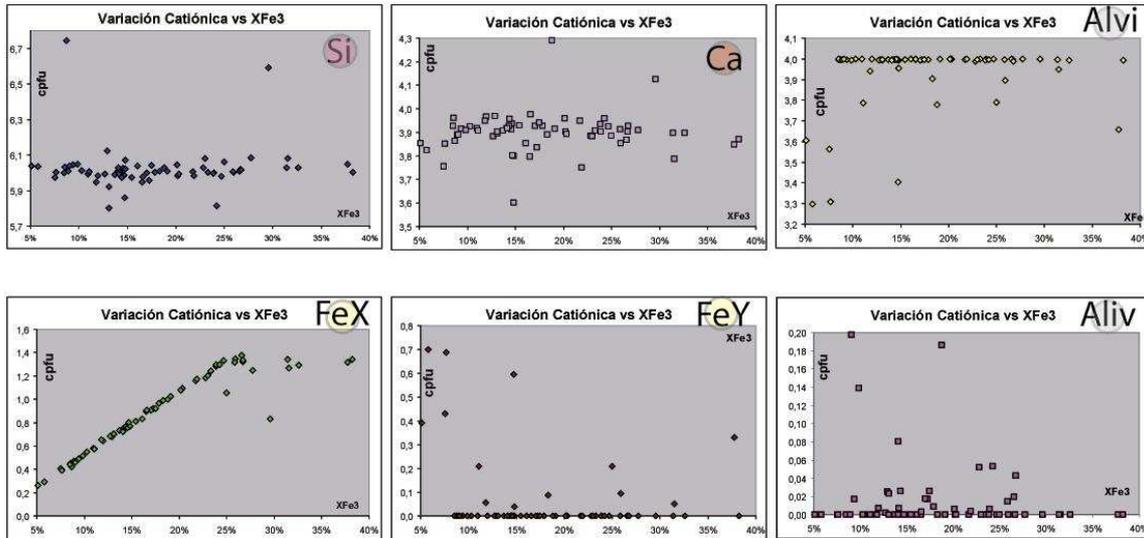


Figura 26. Variación del contenido catiónico de pumpellyitas de los miembros estratigráficos MCAE, MCK, MPZ, Fm.LV y de la Fm. AB, según la razón X_{Fe3} .

Composición de Protolitos y Relaciones Estratigráficas

Al graficar los porcentajes catiónicos, con la metodología utilizada en la sección de las cloritas, del Al y el Fe^{+3} de las composiciones de lavas y hialoclastitas, que se suponen equivalentes al protolito por corresponder a las zonas más frescas encontradas, se puede comparar el contenido de los mismos elementos en las pumpellyitas (Figura 27). En esa figura se puede ver que las lavas más ricas en Fe contienen minerales más pobres en Fe, mientras que las hialoclastitas, más pobres en Fe y levemente más ricas en Al, despliegan composiciones más divergentes, en definitiva más ricas en Fe. También se grafica en la misma figura la variación del X_{Fe3} según la relación estratigráfica, por muestra.

Las pumpellyitas en metadominios sedimentarios tienen una dispersión similar a los rangos establecidos por las pumpellyitas en dominios volcánicos. En los dominios volcánicos del **Miembro Cerro Aguja Escondida**, las pumpellyitas muestran valores del X_{Fe3} entre **7.5-15.4%** de X_{Fe3} y las hialoclastitas de la **Formación Lo Valdés**, entre **11.8-29.5%** de X_{Fe3} .

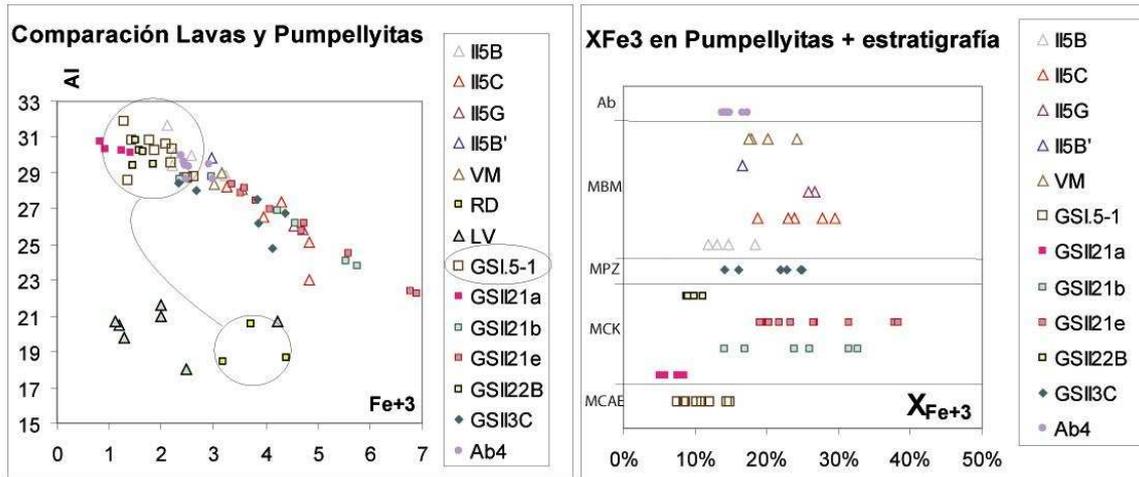


Figura 27. A la **izquierda** la relación entre el aluminio total con el hierro total en su estado trivalente de las pumpellyitas del MCAE, MCK, MPZ, Fm.LV y de la Fm.AB comparada a las lavas de la Fm.RD (cuadros amarillos) y a las hialoclastitas de la Fm.LV (triángulos verdeagua). Cálculo en base al porcentaje catiónico. A la derecha, la relación estratigráfica de las muestras y la variación de X_{Fe3} en las respectivas muestras detalladas en los cuadros insertos. La muestra VM corresponde a VM0806. Las muestras que comienzan con números romanos corresponden a, por ejemplo, **GSI15B**.

No existe una correlación clara entre la razón X_{Fe3} y la estratigrafía, esto se puede deber a la complejidad de sustitución entre los cationes Al y Fe^{+3} , además de otros cationes participantes, sin nombrar la complejidad de la movilización de fluidos a partir de composiciones efectivas de protolitos diferentes y el efecto de cuerpos intrusivos.

Cuantificación del Grado Metamórfico

El campo composicional de las pumpellyitas del área de Baños Morales intersecta los campos de las pumpellyitas de Jonestown (PP) y Loèche (PA) siendo las pumpellyitas de las lavas del Miembro Cerro Aguja Escondida las que alcanzan el extremo más aluminico y las de las hialoclastitas de la Formación Lo Valdés son más dispersas y más férricas. Las pumpellyitas en los miembros sedimentarios contienen más magnesio comparado a los miembros volcánicos, pero cuando son más férricas esta relación se invierte para toda la serie, más claramente en las pumpellyitas del MPZ (Figura 28). Se

mantiene una distribución pseudoestratigráfica, sin embargo la dispersión de los datos es muy alta.

Se hace notar que en el gráfico de Al-Fe⁺³-Mg, las pumpellyitas no han sido diferenciadas según tipo de asociación, esto es, el gráfico muestra composiciones de pumpellyitas que se encuentran tanto en asociaciones de baja varianza como en alta varianza. En este sentido no se sigue el criterio usado por Aguirre (1993) respecto a la realización de análisis sólo en asociaciones de baja varianza (Low Variance Assemblages, LVA).

Cuando se analizan los datos de las hialoclastitas de la Formación Lo Valdés, muestras GSII5B-C y G, en un continuo de un flujo con variaciones texturales internas, donde las tres muestras corresponden a la zona basal de un flujo de 70 m, cubriendo unos 30 m en espesor. Se puede deducir entonces que hacia el centro de la hialoclastita, las pumpellyitas se hacen más férricas.

Por otro lado, se tiene la distribución de composiciones según metadominios en la Figura 28 y en el ANEXO 2 para más detalle, de ellas se puede inferir lo siguiente por metadominio (Tabla 11):

Protolito		Volcánico			Sedimentario			
Metadominio		amígdala	plagioclasa	masa fundamental	plagioclasa	Mineral opaco	matriz	intersticios
XFe+3	Fm. LV	11,8 - 29,5	13,0 - 14,7	25,87	~	~	~	~
	Fm. RD	~	7,5 - 14,8	~	20,1 - 31,4	14,0 - 23,0	21,7 - 25,9	5,8 - 19,1

Tabla 11. Porcentaje de X_{Fe3} en pumpellyitas de las formaciones RD y LV. ~ : sin datos.

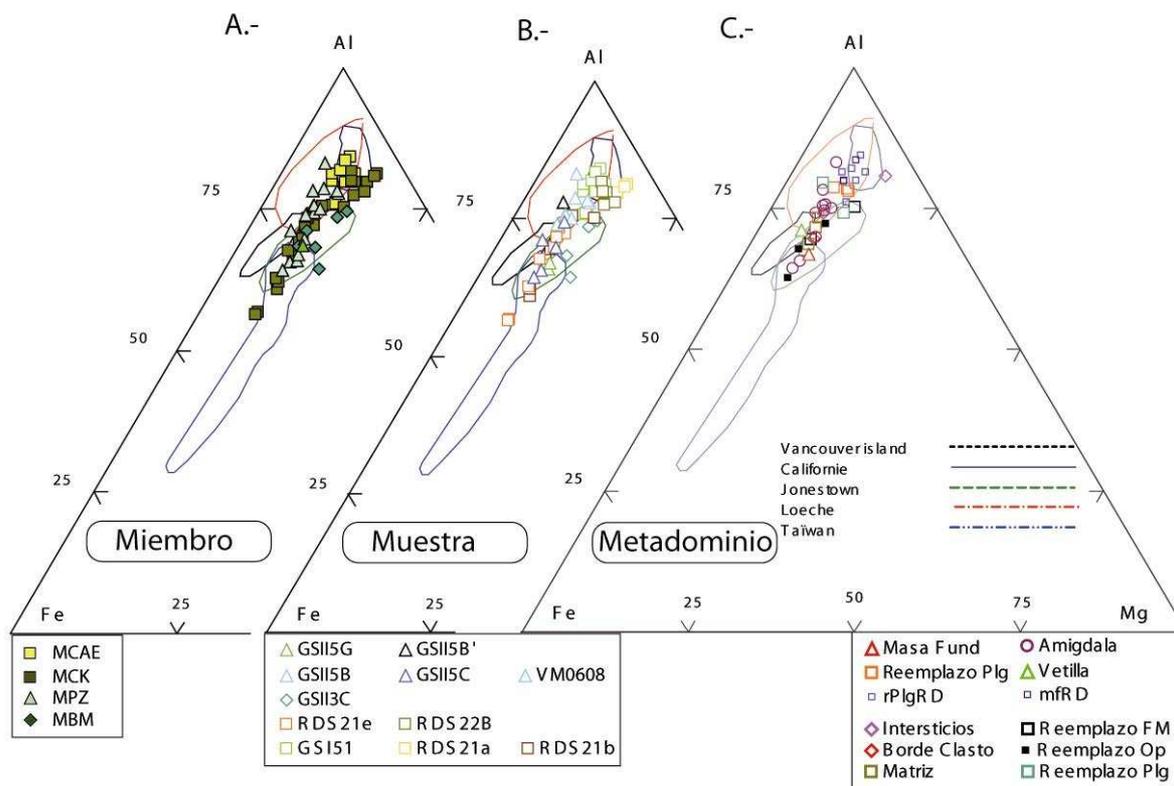


Figura 28. Diagrama de variación composicional Al-Fe⁺³-Mg para las pumpellyitas A.- de los miembros estratigráficos del área de Baños Morales, B.-por muestras dentro de los miembros y C.-por metadominios analizados. Los recuadros indican en cada caso el miembro estratigráfico, la muestra en la cual se realizó el análisis y el metadominio del análisis.

Existe un análisis de pumpellyita de una vetilla atravesando la hialoclastita GSII5C, la cual muestra bajos valores en Mg e intermedio a alto X_{Fe3} .

El despliegue de composiciones parece entregar los contenidos más altos en Al cuando es reemplazo de plagioclasa (volcánica o clástica), en cemento sedimentario y en algunas amígdalas, indicando así grado metamórfico más alto (*e.g.* Aguirre, 1993). Mientras que la mayoría de las pumpellyitas en amígdalas, como reemplazo de minerales opacos o ferromagnesianos (en rocas volcánicas o sedimentarias), en masa fundamental de lavas andesíticas y hialoclastitas y en matriz de rocas sedimentarias, incluyen en su estructura el Fe preferentemente, indicando así grado metamórfico menor.

Comparación del Grado Metamórfico con otras áreas

En términos netos, las pumpellyitas de la zona de Baños Morales cubren los campos de referencia de Jonestown y de Loèche, considerados por Zen (1974) y por Coombs *et al.* (1976) como representativos de las facies de ceolita a prehnita-pumpellyita y prehnita-actinolita, respectivamente (Figura 28).

Cuando se compara con los campos definidos por los terrenos estudiados por Aguirre (1993): Grupo Diabasa de Colombia, Formación Célica y Grupo Casma en Ecuador y Perú y el Grupo Ocoa en Chile, en la Figura 29, se puede ver una estrecha relación entre las composiciones de las pumpellyitas en las rocas cretácicas (Berriasiano al Albiano, Levi, 1969; Levi *et al.*, 1988; Aguirre *et al.*, 1989; Aguirre, 1993) de la costa y las de este estudio.

La composición de los productos volcánicos también resulta similar a las composiciones de rocas basálticas y andesítico-basálticas y flujos de brecha continentales de la costa o Grupo Ocoa (Levi, 1969; Levi *et al.*, 1988; Aguirre *et al.*, 1989; Aguirre, 1993) (Figura 29).

Los protolitos de la zona de estudio corresponderían a la serie calcoalcalina de alto potasio a shoshonítica, con enriquecimiento en LREE muy similar a las composiciones indicadas por Levi y otros (1988), Aguirre (1993), para el Grupo Ocoa. Las lavas del grupo Ocoa hacia el norte se asemejan composicionalmente con las rocas de la unidad Casma del sur en Perú (Aguirre, 1993), asignándose a ellas un régimen extensional ensiálico, representado por una cuenca marginal abortada (Åberg y otros, 1984).

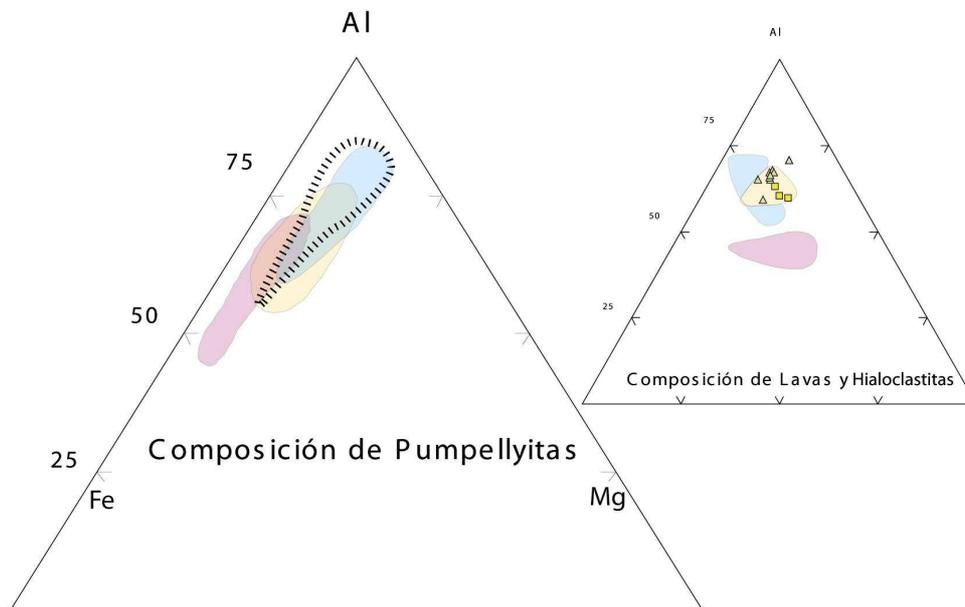


Figura 29. A la izquierda la comparación de las composiciones de pumpellyitas de protolitos mesozoicos en la Cordillera Central Principal en Chile, con los análisis realizados en el Grupo Diabasa en Colombia (en rosa), en la Formación Célica y el Grupo Casma de Ecuador y Perú (amarillo) y en el Grupo Ocoa de Chile central (celeste). El patrón negro indica el campo de las composiciones encontradas en este estudio. A la derecha se ve la composición de los protolitos en los mismos lugares y las composiciones de las lavas (cuadrados amarillos) y las hialoclastitas (triángulos verdeagua), de la Fm.RD y de la Fm.LV respectivamente.

Por lo tanto la facies metamórfica representada por las composiciones de pumpellyitas en la zona de estudio, es de prehnita-pumpellyita a prehnita-actinolita.

4.2.5 Titanitas

El apartado siguiente es el resultado del análisis de las composiciones químicas a partir de datos de microsonda, para minerales pardo oscuros observables a escala microscópica encontrados principalmente en metadominios de rocas volcánicas de la Formación Lo Valdés y, en tres casos, del Miembro Cerro Aguja Escondida.

Varios autores han sugerido la existencia de la relación entre la composición química de las titanitas metamórficas y el grado del metamorfismo (Nystrom, 1983, Atherton & Aguirre 1992 entre otros). En facies metamórficas de menor grado, las titanitas

se enriquecerían en aluminio, mientras que en facies de más alto grado metamórfico disminuiría este contenido, aumentando el contenido en titanio.

Este mineral se pudo encontrar en lavas andesíticas del **Miembro Cerro Aguja Escondida** como reemplazo de minerales opacos euhedrales (magnetita?) y de masa fundamental, se encuentra también rellenando amígdalas de una autobrecha (GSI51b). Además de encontrarse en la matriz de una intercalación de toba lítica, de tamaño muy fino (<200 μm) del mismo miembro y en una arenisca lítica de la unidad superior del Miembro Cerro Catedral, minerales de los cuales no se dispone análisis de microsonda.

En las hialoclastitas de las rocas asignadas a la **Formación Lo Valdés**, la titanita se formó especialmente en la masa fundamental (uno de esos cristales presenta una inclusión fluida), pero se dispone de un mayor número de análisis de este mineral en amígdalas y como reemplazo de minerales opacos también interpretados como magnetitas por su cristalinidad euhedral con bordes reabsorbidos. Algunos datos corresponden a zonas periféricas de amígdalas y en bordes de minerales opacos, cuyas composiciones se diferenciarán de las composiciones de titanitas dentro de amígdalas y como reemplazo de minerales opacos para comparar.

Composición Química

El cálculo de la fórmula estructural de las titanitas presentes en este estudio fue realizada sobre la base de 20 oxígenos, con el óxido de hierro férrico calculado a partir del hierro total como: $\text{Fe}^2\text{O}^3 = \text{FeO}^2 * 1.11$. De esta manera se asignan principalmente cationes de Ti, Si, Ca, Al y Fe^{+3} , con menores cantidades de Mn. El contenido en Cr no fue obtenido por los análisis de microsonda.

La fórmula química de las titanitas es CaTiSiO_5 , en donde los cationes frecuentemente reconocidos como relacionados al grado metamórfico son los cationes de

aluminio (Al) y hierro en su estado trivalente (Fe^{+3}), cuando substituyen al titanio (*e.g.* Nyström, 1983, Atherton y Aguirre, 1992; Romeuf, 1994).

Tomando en cuenta esto se puede ver la variación en la cantidad de cationes por fórmula unitaria (cpfu) para los análisis de las titanitas generadas en secuencias volcánicas separadas por aproximadamente 2600 m (correspondiente a los miembros sedimentarios) a lo alto de la secuencia estratigráfica completa (Figura 30). Allí las tres primeras muestras de la lista corresponden a rocas volcánicas andesíticas de carácter continental, mientras que el resto corresponde a hialoclastitas. En términos generales, se puede decir que las composiciones químicas son regulares dentro de rangos definidos, con dos análisis excepcionalmente ricos en titanio respecto de la serie completa.

Los rangos de los contenidos típicos en la serie corresponden a:

Elemento	Ca	Ti	Al	Fe^{+3}	Na	Mg
cpfu	3.6-4.4	2.9-3.5	0.4-1.0	0.05-0.36	0.012	0.075

Tabla 12. Tabla de rangos de contenidos catiónicos en titanitas.

Una de las características más significativas en la composición química de las titanitas es la tendencia del contenido en Fe^{+3} a disminuir con la profundidad, condición que podría ser el control de la aparente disminución del $X_{\text{Fe}^{+3}}$ también con la profundidad, posiblemente asociado al proceso de enterramiento.

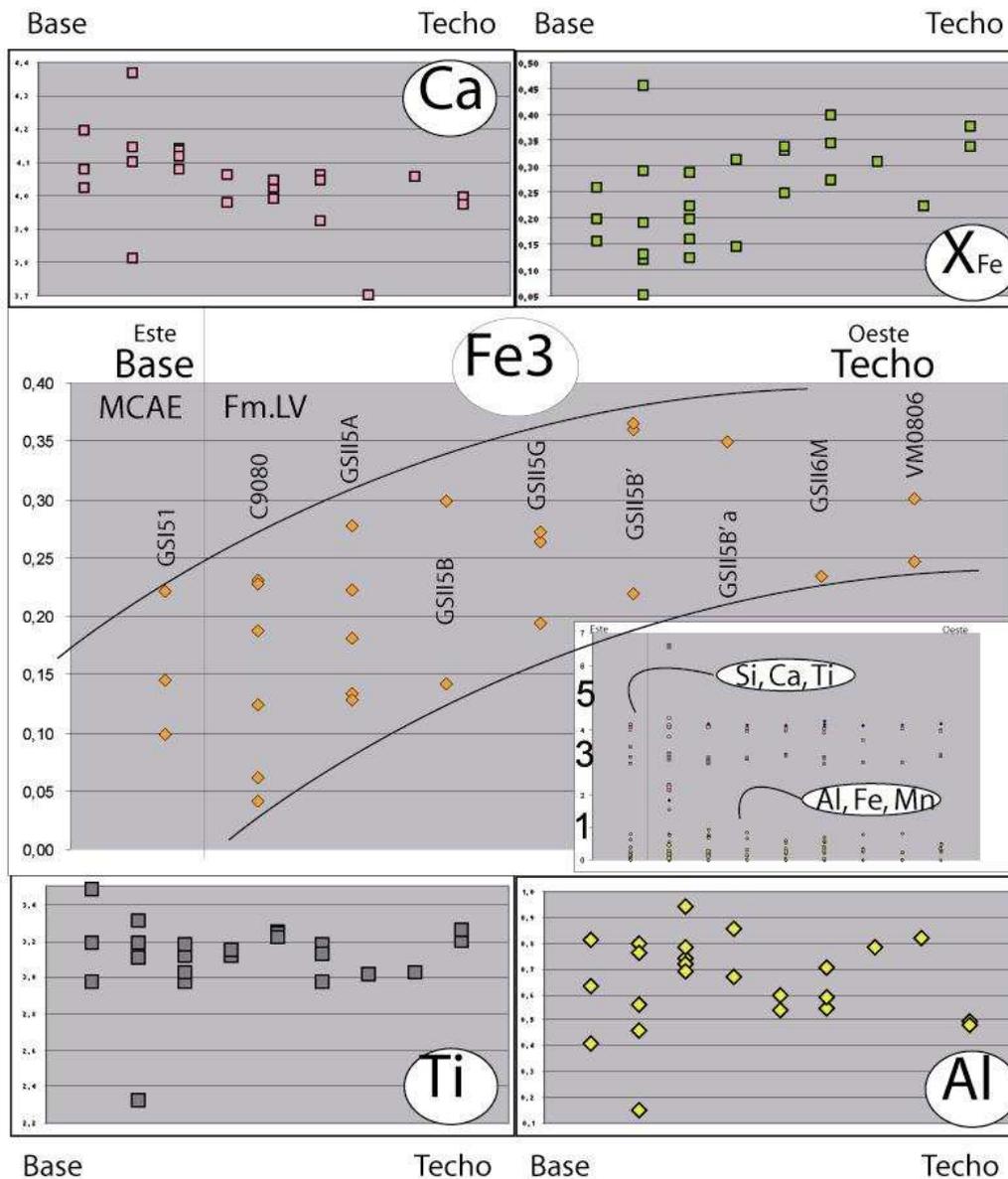


Figura 30. Variación catiónica por muestras en orden estratigráfico, la base al este y el techo hacia el oeste. Las muestras C9080 incluye los datos de la muestra CA02M2, que son equivalentes con VM0806. El recuadro explica la simbología. Al este se encuentran las lavas de la Fm.LV, estratigráficamente más alto y geográficamente ~2600m más al oeste se encuentran las hialoclastitas del MBM. En el recuadro pequeño se ve un detalle de variación catiónica con la estratigrafía. En cada recuadro, de izquierda a derecha se sube de base a techo. De los contenidos catiónicos en calcio, titanio y aluminio se quitaron los análisis más extremos para que fuese posible observar las variaciones en detalle.

Cuantificación del Grado Metamórfico

Se ha indicado cómo la composición de la titanita ha sido interpretada como una manifestación de la correspondencia entre composición del fluido, coeficientes de partición fluido-mineral, protolito y composición efectiva, condiciones físicas y la cristaloquímica de un mineral en particular, en un metadominio en particular (Romeuf, 1994; Schmidt y Robinson, 1997, entre otros). Un gráfico ha sido construido a partir de las composiciones químicas de titanitas de diversos terrenos metamórficos (Boles y Coombs, 1977; Liou & Ernst, 1979; Viereck et al., 1982; Nyström, 1983; Atherton & Aguirre, 1992; entre otras), siendo la sustitución **aluminio-titanio-hierro férrico** el índice metamórfico.

La Figura 31 muestra la variación de estos cationes cuando son calculados sobre la base de 20 oxígenos y representados en un diagrama ternario, elaborado según los criterios usados por muchos autores y autoras (e.g. Atherton & Aguirre, 1987; Nyström, 1983; Liou & Ernst, 1979) en donde se sobreponen distintos terrenos metamórficos que aumentan su grado a medida que entra en la estructura cristalina de las titanitas el hierro férrico y el titanio.

En este caso particular se han graficado tres veces los análisis: por miembro estratigráfico (a la izquierda de la Figura 31), por metadominio (al centro) y por muestra (a la derecha), bajo ellos los recuadros muestran la variación de la razón Al/Ti con la posición estratigráfica relativa, por hábitat (a la izquierda) y por muestra (a la derecha). Se evidencia entonces lo siguiente:

- Existen análisis que no caen en los campos anteriormente definidos en terrenos metamórficos desde facies ceolita a facies de alta presión y/o temperatura. Viéndose enriquecidos en aluminio (hialoclastita C9080.3ttn1, perteneciente al MBM).

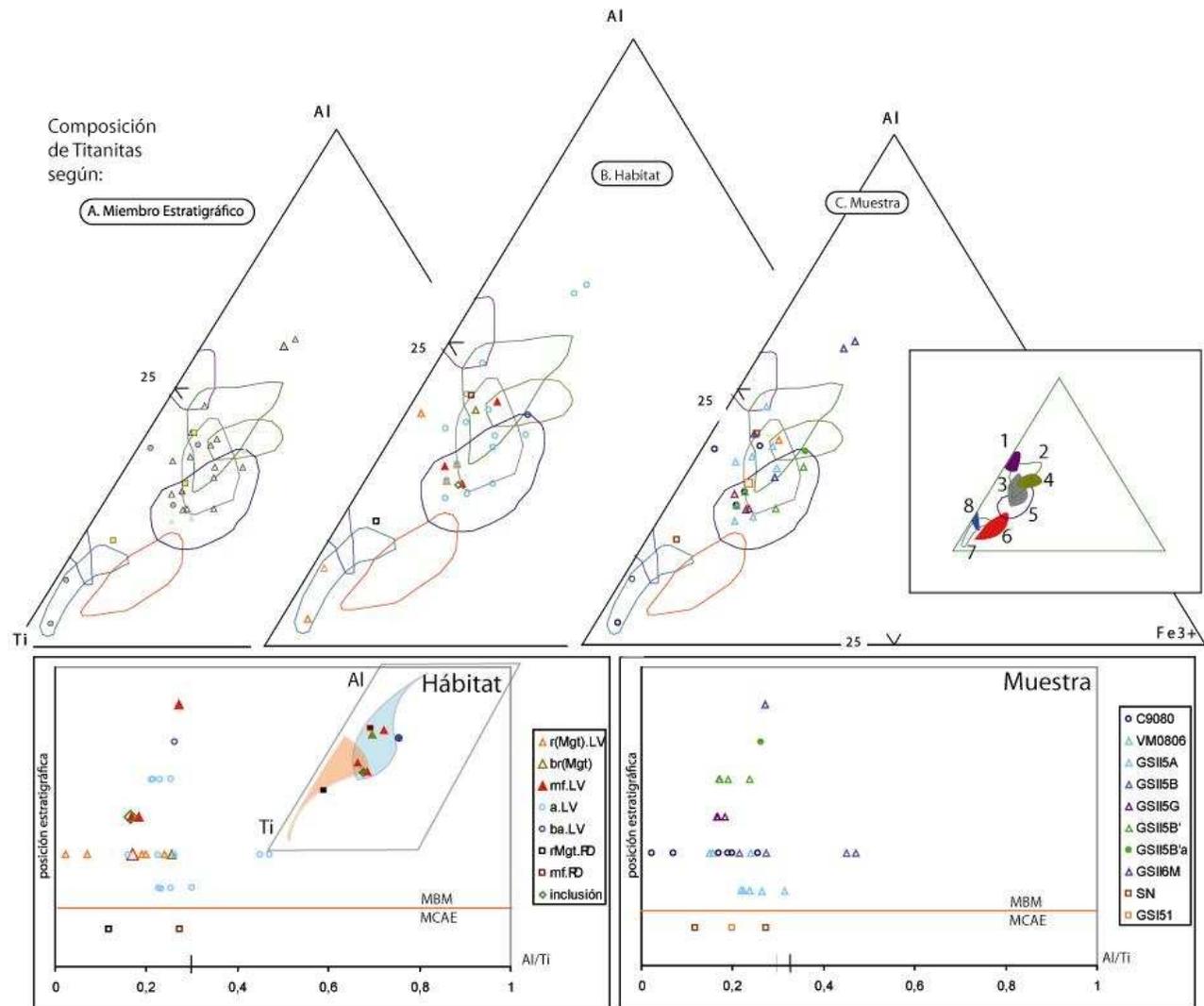


Figura 31. Diagrama de sustitución Al-Ti-Fe₃. De Boles y Coombs, 1977; Nyström, 1983; entre otros. Los campos corresponden a: 1: ceolita y prehnite-pumpellyita, Nueva Zelanda (Boles & Coombs, 1977), 2 : ceolita y prehnite-pumpellyita, Islandia (rocas ácidas y básicas) (Viereck et al., 1982), 3 : ceolita y prehnite-pumpellyite (sólo rocas básicas), Islandia (Viereck et al., 1982), 4 : prehnita-pumpellyita, Peru del Sur (Atherton & Aguirre, 1992), 5 : prehnita-pumpellyita, Suecia Central (Nyström, 1983), 6 : pumpellyita-actinolita, Suecia Central (Nyström, 1983), 7 : esquistos verdes a anfibolita, ofiolita, Taiwán oriental (Liou & Ernst, 1979), 8 : esquistos azules, Isla Groix (Francia) y Goat Mountain (California).

- Las titanitas en metadominios amigdalóideos tienden a empobrecerse en aluminio, mientras que las titanitas en reemplazo de minerales opacos tiende a enriquecerse en titanio. Esto se observa en el detalle del extremo Ti-Al con los campos definidos para titanitas en reemplazo (en damasco) y en amígdalas (en celeste)
- Existe una convergencia de los contenidos en esta triada hacia los campos composicionales de terrenos metamórficos en facies prehnita-pumpellyita principalmente, con intersección a campos de facies ceolita a prehnita-pumpellyita.
- No existe ningún análisis cuya composición calce con el campo de composiciones de Suecia Central (Nyström, 1983) en facies pumpellyita-actinolita.
- Los tres análisis correspondientes a muestras del **Miembro Cerro Aguja Escondida** de la Formación Río Damas, muestran un amplio espectro composicional: desde composiciones similares a las de la facies ceolita a prehnita-pumpellyita de Islandia (Viereck et al., 1982) hasta las cercanías del campo de facies de esquistos verde a anfibolita al este de Taiwán (Liu y Ernst, 1979).
- Las titanitas en la masa fundamental de las rocas de ese miembro (mf.RD) incluyen más aluminio en su estructura comparado a lo que lo hacen sus pares en reemplazo de minerales opacos (rMgt.RD). La titanita que precipitó en una amígdala de una autobrecha (cuadrado anaranjado), se encuentra en un valor intermedio composicional entre las titanitas en masa fundamental y en reemplazo.
- Las titanitas en masa fundamental de las hialoclastitas de la **Formación Lo Valdés** (mf.LV) coinciden con el campo composicional de las amígdalas (a.LV) del mismo miembro (Figura 31). Una inclusión contenida en una de estas titanitas es graficada con el rombo verde, entregando una composición casi idéntica a la de su hospedante (triángulo rojo adyacente).

- Una titanita formada al borde de un mineral opaco (brMgt.LV, Figura 31) en esa Formación, muestra composiciones mucho más alumínicas que sus congéneres reemplazando directamente a algún mineral opaco (rMgt.LV).
- El círculo azul en el detalle de los campos composicionales de las titanitas en estudio, corresponde a un análisis realizado en la periferia de una amígdala, cuya composición es muy similar al campo de las titanitas en amígdalas.

Con lo anterior, se puede concluir que las titanitas hospedadas en metadominios de la secuencia en estudio tienen composiciones características de la **facies prehnita-pumpellyita**, en miembros volcánicos diferentes separados por ~2600m de sedimentos volcanoclásticos y que la composición química de las titanitas de la masa fundamental es en efecto similar a la composición de las mismas en sectores amígdaloidales.

Es necesario contrastar estos resultados a una geocronología detallada de las titanitas con el fin de comprender las variaciones composicionales con el efecto temporal.

5 DISCUSIÓN

La estratigrafía muestra ciclos de subsidencia registrados como secuencias de gradación normal rítmica, que se engrosan cada 500m de espesor en promedio, comenzando el ciclo como un relleno volcánico proximal, dado el gran espesor de las lavas del Miembro Cerro Aguja Escondida, con presencia de depósitos sedimentarios arenosos póstumos del ciclo transgresivo-regresivo anterior (lentes de areniscas basales). Dicho volcanismo andesítico-basáltico incluye coladas de lava, autobrechas y tobas subordinadas.

Posterior al evento volcánico, el ambiente de depositación se transforma en un ambiente aluvial con influencia de ríos trezados y es cuando se evidencia el carácter cíclico de la subsidencia de la cuenca, encontrándose gradación normal en la estratigrafía, por lo menos en cuatro ciclos ocurridos durante el depósito del Miembro Cerro Catedral. El carácter de los depósitos varía de proximal a distal registrado principalmente en el paso de conglomerados con lentes arenosos (MCK.ud.inf) a areniscas con lentes conglomerádicos (MCK.ud.med) depositándose incluso facies muy finas correspondientes a zonas distales (MCK.ud.sup).

Hasta ese momento es lo que se considera en este estudio la fase de enterramiento correspondiente al **primer ciclo de subsidencia** en el marco de la regresión regional kimmeridgiana (estratos correlacionados a la Formación Río Damas). El espesor de la columna estratigráfica en esta sección de la cuenca sería mayor a 2750m, lo cual significa una presión aproximada de 0,70 Kbar para la base de la secuencia, sobre el yeso oxfordiano.

En el caso de los estratos de los miembros **Cerro Aguja Escondida y del Cerro Catedral**, su continuidad depositacional y la similitud entre las autobrechas y las lavas con los clastos mayores volcánicos y/o sedimentarios de areniscas y conglomerados de los estratos del techo de esta secuencia, hacen proponer y considerarlos como parte representativa de la **Formación Río Damas**, sin incluir en ella los estratos calcáreos superiores del miembro Punta Zanzi, como se ha hecho hasta el presente.

Sobreyaciendo en paraconformidad a estos estratos, se encuentran las facies aluviales del **segundo ciclo de subsidencia** correspondientes al Miembro **Punta Zanzi**. Estos depósitos marcan periodos de subsidencia similares a los anteriores, pero el material presente en su parte más basal parece provenir de una fuente diferente a la fuente disponible anteriormente. Hacia el techo, el material es similar al material sedimentario del Miembro Cerro Catedral, además de incluir paulatinamente material calcáreo con evidencias de influencia costera (equinodermos y oolitos), además de volcanismo incipiente de ascenso rápido (textura templada).

En ese momento la columna estratigráfica es mayor a 3950m (>1Kbar) y hasta ese momento es hasta donde se define la etapa de **enterramiento en regresión marina**. Se marca así, hacia el techo del Miembro Punta Zanzi, el comienzo de la **transgresión marina** del Titoniano, registrada en las calizas basales de la Formación Lo Valdés (Hallam *et al.*, 1986). Es por ello que se sugiere que esos estratos sean incluidos en la definición de la Formación Lo Valdés.

Al final de la transgresión marina del Jurásico superior-Cretácico inferior, se tiene un espesor de 5200m como mínimo, resultando una presión aproximada de 1,6kbar en la base de la secuencia, base de la Formación Río Damas.

Concordantemente sobre las calizas de la Formación Lo Valdés, se pueden observar en terreno los 100m de areniscas rojas, posiblemente correlacionables con las areniscas de la Formación Colimapu. Si esto es correcto, se puede sumar al espesor total el espesor de 1500m estimado para los estratos asignados a la Formación Colimapu. Esta formación, que actualmente no tiene una edad definida, se asigna una edad Aptiano-Albiano (Martinez Pardo y Osorio, 1963 en Charrier *et al.*, 2007)

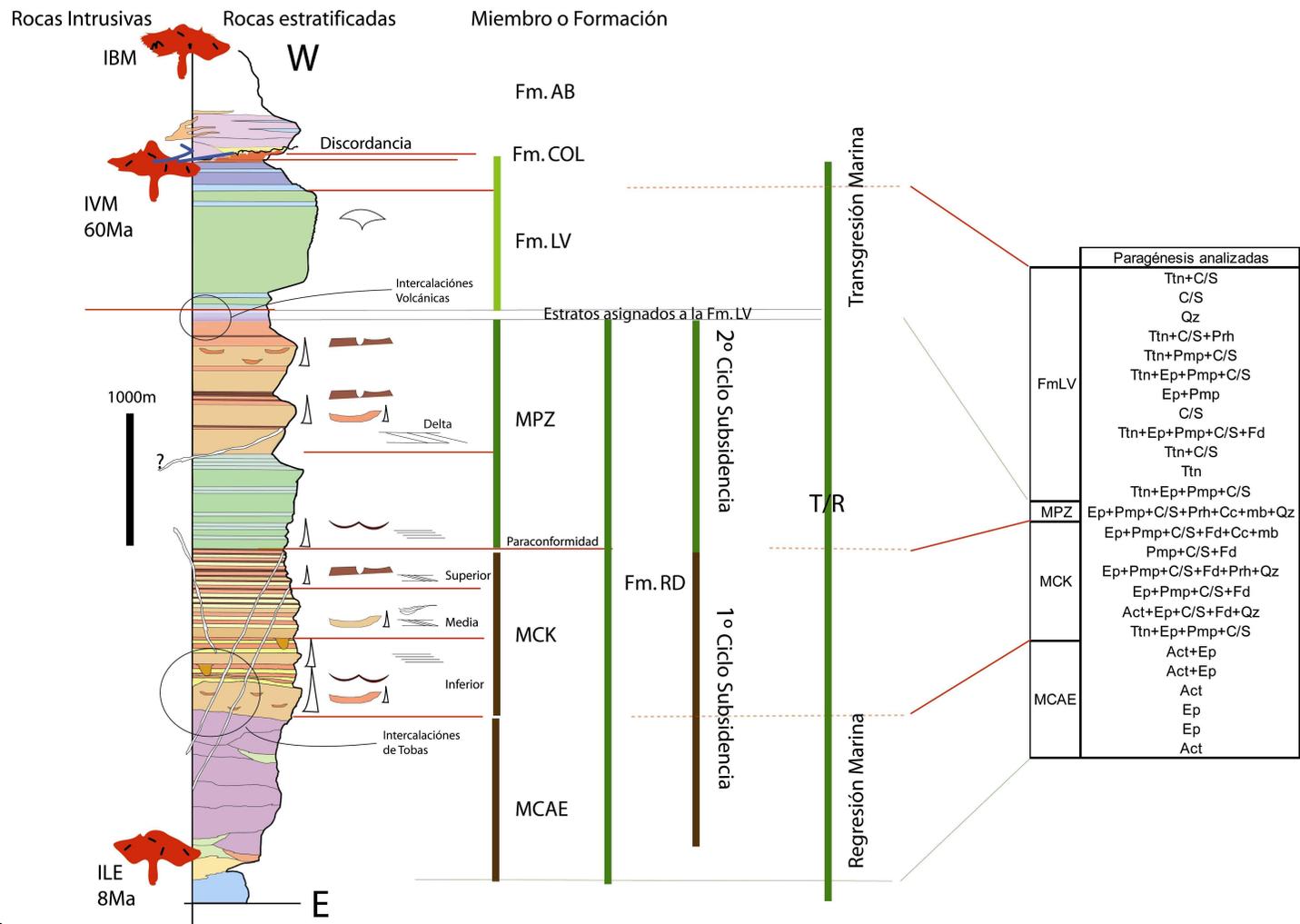


Figura 32. Columna estratigráfica resumen. Se incluyen las fases minerales analizadas por altura estratigráfica.

La presión en la base de la secuencia sería algo menor que 2,3Kbar y, sobre la base de los gradientes antes considerados, 33 y 45°C/Km, las temperaturas alcanzadas en la base de la secuencia corresponderían a 170-350°C, dentro del campo de estabilidad para mineralogías de facies prehnita-pumpellyita predominantemente coincidente con el campo de estabilidad de la laumontita.

Se debe notar además que durante los 100-95Ma, el **magmatismo del Cretácico inferior** tiene registro en la costa (Parada, 2007) y el metamorfismo de muy bajo grado alcanza su climax entre los 93-94Ma (Aguirre *et al.*, 1999), produciéndose en esa época un incremento en el gradiente geotérmico regional. Aunque esta situación está registrada en la costa, esto sería posible extrapolarla a los depósitos mesozoicos que se encuentran aproximadamente a 90Km al este, y por tanto pueden haber sido afectados por este cambio en el régimen termal.

Posteriormente, a los ~60Ma, edad Selandiana, se produce el primer evento plutónico registrado en el área de Baños Morales (*intrusivo Valle del Morado*), intrusiones que contienen cloritas que señalan temperaturas entre 260 y 280°C principalmente, aunque alcanzan una temperatura de hasta 350°C que afecta la zona estratigráficamente más alta de la secuencia. Las edades obtenidas a partir del Intrusivo Valle del Morado coinciden con el rango de edades obtenidas para intrusivos hipabisales del Paleoceno-Eoceno (64-32Ma) (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001, Fock, 2005), que intruyen a las Formaciones Las Chilcas, Lo Valle y a los Estratos del Cordón de Los Ratones, todos ellos en la Cordillera de la Costa.

Se destaca además la intrusión del *plutón San Gabriel*, a pocos kilómetros al oeste del área de estudio, con rango de edades entre los 13-8 Ma (Thiele, 1980; Cornejo y Mahood, 1997; Kurtz *et al.*, 1997; Fock, 2005). Es entonces cuando comienza el desarrollo de la faja plegada y corrida del Aconcagua, desde el Mioceno medio según Fock *et al.*(2006), concluyendo con la exhumación de la Cordillera Principal durante el Mioceno

Superior-Plioceno (Farías *et al*, 2008), configurándose finalmente el volcanismo reciente al Holoceno.

A estos eventos pertenecería una intrusión ocurrida aproximadamente a los 8Ma (U/Pb en plagioclasas), correspondiente al *intrusivo La Engorda*, cuyas cloritas muestran temperaturas de Cathelineau entre 280-350°C, entregando también una temperatura menor de 260°C. La mineralogía y texturas presentes en el intrusivo permiten, por otra parte, inferir un rango de temperaturas de cristalización de 280-320°C (Townley, comunicación oral).

La química de la mineralogía secundaria indica:

A.- En el caso de los **interestratificados** se definió que en su mayoría corresponden a *cloritas discretas* de alta temperatura. Se advierte un arreglo pseudoestratigráfico en diversos diagramas composicionales y de clasificación en la distribución de las cloritas en estudio, fenómeno interpretado como registro del proceso metamórfico de enterramiento. Las cloritas del *intrusivo La Engorda* y las cloritas de la base de la secuencia son similares composicionalmente en tanto que las cloritas del *intrusivo Valle del Morado* se escapa de esta tendencia correspondiendo a composiciones más ferrosas.

También se pudo establecer la relación estrecha entre la composición de las lavas y las hialoclastitas con las cloritas que hospedan. En este aspecto se debe evaluar la movilidad de los elementos, en sus estados de oxidación diferentes, en un fluido determinado, pues parece existir una *relación entre la extracción del hierro desde la roca original y su inclusión en la estructura cristalina* de los filosilicatos máficos.

En el caso de cloritas en metadominios de hialoclastitas del **miembro Baños Morales** se tiene que en zonas amigdaloidales las composiciones son más ricas en magnesio, calcio, sodio y potasio, y más pobres en aluminio y hierro ferroso, que sus pares de zonas más masivas. Las cloritas en zonas amigdaloidales incluyen menor cantidad de hierro ferroso y de aluminio tetrahedral que sus pares en zonas masivas, lo cual da cuenta

de un mayor porcentaje de capas de clorita en los interestratificados en esas zonas, indicando que la movilidad del magnesio es mayor en estos fluidos metamórficos a través de zonas con mayor permeabilidad de la roca. Esto no contradice lo indicado por Aguirre (1988) respecto a la más alta tasa $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ en zonas más altas de la colada, pues se infiere que el mayor estado de oxidación en las zonas más permeables hace que el hierro ferroso se encuentre menos disponible y de esa manera las cloritas deberán incluir preferentemente magnesio en su estructura cristalina. En zonas masivas, en cambio, con menor razón $\text{Fe}^{2+}/\text{FeO}$ y mayor disponibilidad de hierro ferroso, incluye a este catión junto al aluminio en desmedro de la inclusión de magnesio.

Las temperaturas obtenidas por miembro estratigráfico muestran un rango que va desde los 170-350°C, las temperaturas de las *cloritas de dominio plutónico* se ubican en un rango mayor y más acotado (260-350°C) que las temperaturas de las *cloritas en metadominios volcánicos y sedimentarios* (170-350°C).

Otros aspectos a considerar son la posible influencia de los procesos finales de exhumación miocena-pliocena, el volcanismo moderno y la circulación de aguas termales en el desarrollo de un metamorfismo retrógrado.

Para la secuencia completa se observa una distribución de temperaturas amplia, pero con concentración de valores de *temperatura mayores para los miembros estratigráficos superiores* y valores de *menor temperatura para los miembros inferiores*. Para un gradiente de 45°CKm^{-1} -el mínimo calculado por Vergara *et al.* (1994)- se tiene que las temperaturas reportadas por las cloritas en el rango 209-357°C, dado el espesor de 600m promedio de la secuencia (con el espesor de la Formación Colimapu), se explicarían por las temperaturas debidas al enterramiento. Sin embargo, para las temperaturas bajo ese rango no es concluyente.

Si se utilizan entonces gradientes menores, con espesores como los discutidos más arriba, se puede construir la siguiente tabla de presiones (Tabla 13), temperaturas, espesores y facies esperadas, para corresponder luego un gradiente geotérmico que se ajuste a las

temperaturas registradas en las cloritas de las rocas mesozoicas según el termómetro de Cathelineau.

En ella se calcula una la temperatura y presión para la base de la secuencia, a partir de los espesores estimados en terreno dado un gradiente geotermal (suponiendo que el techo de la secuencia se encuentra a 20°C), para diferentes tiempos. Esos tiempos corresponden al tiempo de depósito del último miembro o formación. Así se indica la facies metamórfica más probable desarrollada en la base de la secuencia.

Último Miembro o formación depositado		MCAE-MCK	MPZ	Fm. LV	Fm. COL
Edad		Kimm	Tith	Haut	Ap-Ab
Espesor Estimado de Enterramiento		2570	3950	5200	6700
Presión estimada en la base (Kbar)		1	>1	1,6	2,3
Gradiente °C/Km		Temperatura esperada en la base (°C)			
máximo	45	136	198	254	322
medio	33	105	150	192	241
mínimo	20	71	99	124	154
Máxima Facies probablemente desarrollada en la base de la secuencia (Río Damas-MCAE)		Ceo?	Ceo-Hu,Stb	PP	PP

Tabla 13. Tabla resumen de los posibles gradientes geotérmicos ajustables a las temperaturas indicadas por las cloritas en estudio. Edades: Kimm-Kimmeridgiano, Tith-Tithoniano, Haut-Hauteriviano, Ap-Alb-Aptiano-Albiano. Facies metamórficas: Ceo-ceolitas (Hu: heulandita; Stb: estilbita), PP-prehnita_pumpellyita.

En esta tabla se puede observar que los gradientes geotérmicos más probables durante el enterramiento de la secuencia del Jurásico superior-Cretácico inferior, es un gradiente entre 33-45°C/Km. Siendo la secuencia necesaria para lograr dicho enterramiento la que incluye el espesor de los depósitos de Colimapu (1500m) ello indicaría una edad Cretácico superior (alrededor de los 99Ma) para el clímax del metamorfismo de enterramiento, desestimando de esa manera las temperaturas bajo los ~190°C como reflejo del proceso metamórfico de muy bajo grado y también las temperaturas mayores a 320°C. Este clímax estaría posiblemente relacionado con la fase orogénica Subhercínica y la consecuente inversión de las cuencas jurásico-cretácicas.

B.- En el caso de las epidotas se pudo observar que las composiciones corresponden a epidotas *sensu strictu*, con una sustitución preferencial entre aluminio y hierro que acomoda a su vez contenido de manganeso al disminuir la disponibilidad del hierro.

El contenido pistacítico de las epidotas de la base de la secuencia muestra un rango más amplio de valores que el techo de la secuencia. Los valores más bajos son similares a los registrados en las epidotas del *intrusivo La Engorda* y corresponden a su vez a muestras que registran temperaturas en cloritas muy altas (por ejemplo las epidotas acompañadas de cloritas de la muestra GSI21b), indicando el efecto de un metamorfismo de contacto asociado a la intrusión del Intrusivo La Engorda. De esa manera, una metodología a realizar es encontrar epidotas y cloritas en contacto físico donde se pueda evaluar el coeficiente de partición de elementos y la influencia termal de la intrusión en esas composiciones.

C.-Las anfíbolas analizadas corresponden a actinolitas según la clasificación de Leake (1997). Las actinolitas en *dominios plutónicos* son más ricas en Na que las que fueron precipitadas en *dominios volcánicos*, más ricas en calcio.

La presión a la cual ocurrió la intrusión del Mioceno superior es de 1-2Kbar. Ello significa que dentro del contexto de exhumación de la Cordillera Principal, en estas latitudes, el contacto entre las lavas basales de Río Damas y el intrusivo La Engorda, aflorantes en el Cajón de La Engorda, se encontraban como máximo a 7Km de profundidad en el Mioceno superior.

D.- Las pumpellyitas en la zona se encuentran distribuidas a lo largo de toda la secuencia, habiéndose generado tanto en lavas andesito-basálticas, como en sedimentos y hialoclastitas, lo cual permite un análisis de facies metamórficas muy bien constreñido.

Las composiciones de las pumpellyitas en estudio calzan con los campos composicionales de Loèche y Jonestown (Coombs *et al.*, 1976), lo cual indica condiciones de facies prehnita-pumpellyita a prehnita-actinolita para la secuencia jurásica-cretácica.

También se observa una gran semejanza entre estas pumpellyitas y las estudiadas en rocas de edad similar en la costa, pero indicando composiciones menos magnésicas.

E.- Las titanitas estudiadas provienen principalmente de la parte más alta de la secuencia, pero existen también datos de la base. En base a ello, se pudo establecer que las composiciones de titanitas en amígdalas y como reemplazo de posibles magnetitas, convergen a un campo de composiciones que incluye los análisis de titanitas en masa fundamental y en reemplazo de ferromagnesianos de miembros estratigráficos separados entre sí por un par de kilómetros. Esas composiciones coinciden con el campo de composiciones de titanitas en facies de prehnita-pumpellyita.

Una característica interesante es la disminución del contenido en hierro de las titanitas con la profundidad estratigráfica.

Con lo expuesto anteriormente, se propone un desarrollo del metamorfismo de enterramiento hasta la facies prehnita-pumpellyita para la secuencia completa, bajo gradientes presumiblemente variables en el tiempo entre 33-45°C/Km, con un clímax de metamorfismo durante el Cretácico superior y con la superposición de por lo menos dos eventos termales: uno a los 60Ma con registro no claro de su efecto y otro a los 8Ma que genera actinolitas en la base de la secuencia (Figura 33).

6 CONCLUSIONES

Sobre la base de composiciones de titanitas y pumpellyitas, se concluye que Las rocas mesozoicas fueron enterradas hasta condiciones de facies Prehnita-Pumpellyita, con una sobreimposición termal local a los ~8Ma en la zona del Cajón de la Engorda, cuyo efecto se extiende por lo menos un kilómetro en forma de manchones de tamaño métrico de epidota y de capas de epidosita en lavas y sedimentos terrígenos.

Las actinolitas asociadas a este evento de contacto se encuentran en un radio de 1000m desde el afloramiento del Intrusivo La Engorda, causante de este metamorfismo. La presión registrada en la zona de contacto entre este intrusivo y las rocas basales de la Formación Río Damas es de 2Kbar según el geobarómetro de Brown, indicando profundidades de hasta 7Km para ese contacto durante el Mioceno Superior.

Las epidotas de las rocas mesozoicas exhiben una buena correlación del X_{Fe3} con el contenido en manganeso, sustitución que debería estudiarse y compararse a niveles de enterramiento. El contenido pistacítico de las epidotas en estudio muestra un rango composicional que, hacia la base de la secuencia, se asemeja a las epidotas de dominios plutónicos del Intrusivo La Engorda. Ello se interpreta como efecto del metamorfismo de contacto.

Los filosilicatos máficos en estudio corresponden a cloritas de alta temperatura en el rango de los 170-350°C. Las composiciones de estas cloritas se despliegan en arreglos pseudoestratigráficos, reflejando posiblemente la generación de estos minerales en el proceso de enterramiento.

Con un espesor de la secuencia en tiempos aptiano-albianos de 6700m, al final del depósito de la Formación Colimapu, el rango de gradientes geotermales entre 33-45°C/Km es el más probable gradiente bajo el cual se desarrolló el metamorfismo de enterramiento, dadas las temperaturas de cloritas y la cuantificación de facies metamórfica según composiciones de titanitas y pumpellyitas.

REFERENCIAS

- ÅBERG, G., AGUIRRE, L., LEVI, B. & NYSTRÖM, 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.
- AGUIRRE, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile*, Boletín N° 9, 70 p.
- AGUIRRE, L., LEVI, B., NYSTRÖM, J.O., 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. En: Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D. (editores) *Evolution of metamorphic belts. Geological Society Special Publication*, **43**:223-232.
- AGUIRRE, L., 1993. Compositional variations of Cretaceous pumpellyites along the western margin of South America and their relation to an extensional geodynamic setting. *Journal of Metamorphic Geology*, **11**:437-448.
- AGUIRRE-URRETA, M.B., 1996. El tithoniano marino en la vertiente argentina del paso de Piuquenes. *Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Vol. V, p. 185.
- AGUIRRE-URRETA, M.B., ÁLVAREZ, P.P., 1997. La Formación Lo Valdés en el alto Río Colina, Región Metropolitana, Chile Central. *Actas VII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, **1**:411-415.
- ÁLVAREZ, P.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.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.
- ATHERTON, M. P. & AGUIRRE, L. 1992. Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. *Journal of South American Earth Sciences* , **5**:47-69.
- 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.
- BAEZA, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región

Metropolitana. *Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*, 119p.

BAMBAUER, H.U., TABORSZKY, F. and TROCHIM, H.D., 1979. Optical Determination of Rock-Forming Minerals. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

BETTISON-VARGA, L., MACKINNON, D.R. and SCHIFFMAN, P, 1991. Integrated TEM, XRD and electron microprobe investigation of mixed-layer chlorite-smectite from the Point Sal Ophiolite, California. *J. metamorphic Geology*, **9**:697-710.

BEVINS, R.E. and MERRIMAN, R.J., 1988. Compositional controls on prehnite-actinolite and prehnite-pumpellyite facies assemblages in the Tal y Fan metabasite intrusion, North Wales: implications for Caledonian metamorphic field gradients. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**:17-39.

BEVINS, R.E., ROBINSON, D. & ROWBOTHAM, G., 1991. Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**:711-721.

BIRÓ, L. 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. *Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*, 118 p.

BLACK, P.M., CLARK, S.B., and HAWKE, A.A., 1993. Diagenesis and very low-grade metamorphism of volcanoclastic sandstones from contrasting geodynamic environments, North Island, New Zealand: the Murihiku and Waipapa terranes. *Journal of Metamorphic Geology*, **11**:429-435.

BOLES, J. R., COOMBS, D. S., 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *American Journal of Science*, **277**:982-1012.

BROWN, E.H., 1977. The Croissite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. *Journal of Petrology*, **18**:53-72.

BUSTAMANTE, M. A., 2001. El contacto entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas, valle del río Volcán, Región Metropolitana. *Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*, 54 p.

CATHELINÉAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.

CHARRIER, R y MUÑOZ, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. In: Reutter, K-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (editores): *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 233-242.

CHARRIER, R., WYSS, A.R., FLYNN, J.J., SWISHER, C.C. III, NORELL, M.A., ZAPATTA, F., MCKENNA, M. C., NOVACECK, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **9(2)**:1-30.

CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J.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, in MORENO, T. & GIBBONS, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, **3**:21-114.

COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C., RAMOS, V., 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, **18**:303-332.

COOMBS, D.S., NAKAMURA, Y. and VUAGNAT, M., 1976. Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyanne Formation near Loèche, Valais, Switzerland. *Journal of Petrology*, **17**:440-471.

CORNEJO, P., MAHOOD, G. 1997. Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contribution to Mineral Petrology*, **127**:159 – 175.

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.

DIGEL, S. and GHENT, E.D., 1994. Fluid-mineral equilibria in prehnite-pumpellyite to greenschist facies metabasites near Flin Flon, Manitoba, Canada: implications for petrogenetic grids. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**:467-477.

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 Meso-Cenozoico de Chile Central. *Actas III Congreso Geológico Chileno, Concepción*, **2**:D42-D78.

FREY, M., DE CAPITANI, C. AND LIU, J.G., 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**:497-509.

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. *Universidad de Chile*. 179 p.

FUENTES, F., VERGARA, M., NYSTRÖM, J.O, LEVI, B., AGUIRRE, L., 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, **2**:21-25.

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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista Geológica de Chile*, **29(2)**:207-225.

GANNA, P. and WALL, R., 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N° 2, p. 145-163.

GIAMBIAGI, L., TUNIK, M., GHIGLIONE, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:707-724.

GIAMBIAGI, L., ALVAREZ, P.P., BECHIS, F. y Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, **60(4)**:662-671.

GIAMBIAGI, L., RAMOS, V.A., 2002. Structural Evolution of the Andes in a transitional one between flat and normal subduction (33°30' -33°45' S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:101-116.

GIAMBIAGI, L., ÁLVAREZ, P.P., GODOY, E., RAMOS, V.A., 2003. The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, **369**:1-19.

GODOY, E., YÁÑEZ, G., VERA, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, **306(2)**:217-236.

GONZÁLEZ, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerales*, Santiago, Vol. 17, N° 81, p. 20-61.

HALLAM, A., BIRÓ-BAGÓZKY, L. & PEREZ, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian-Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and the paleogeographic of the Andean Basin. *Geological Magazine*, **123.4**:425-435.

KRISTMANNSDÓTTIR, H. y TÓMASSON, J., 1978. Zeolite zones in geothermal areas, Iceland. In: L.B. SAND and F.A. MUMPTON (Editors), *Natural Zeolites*. Pergamon Press, Oxford, p. 277-284.

- KURTZ, A., KAY, S.M., CHARRIER, R., FARRAR, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, **24(1)**:75-90.
- LEVI, B., 1969. Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **24**:30-49.
- LIU, J. G. and ERNST, W. G., 1979. Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan Ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **68(3)**:335-348.
- LO FORTE, G.L., ORTÍ, F. and ROSELL, L., 2005. Isotopic characterization of Jurassic evaporites, Aconahua-Neuquén Basin, Argentina. *Geologica Acta*, **3.2**:155-161.
- LUCCHETTI, G., CABELLA, R. and CORTESOGNO, L., 1990. Pumpellyites and coexisting minerals in different low-grade metamorphic facies of Liguria, Italy. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**:539-550.
- MARTÍNEZ, R.; OSORIO, R., 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale N9, Santiago*. **82**:28-43
- MERRIMAN, R.J., 1991. Phyllosilicates as indicators of very low-grade metamorphism and diagenesis: introduction. *J. metamorphic Geology*, **9**:663-664.
- 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'W). *Universidad de Chile*.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A., 1990. The Andes of Chile and Argentina: Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*, **11**:59-90.
- NYSTROM, J.O. 1983. Pumpellyite-bearing rocks in Central Sweden and extent of host rock alteration as a control of pumpellyite composition. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, **83**:159-168.
- NYSTRÖM, J.O., VERGARA, M., MORATA, D., LEVI, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15'-33° 45'S). *GSA Bulletin* **15(12)**:1523-1537.
- OLIVEROS, V., AGUIRRE, L., MORATA, D., SIMONETTI, A., VERGARA, M., BELMAR, M. y CALDERÓN, S., 2007. 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**: 579 - 584.
- PALMA, W., 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del Diablo y el Cordón de Los Lunes, Región Metropolitana. *Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*, 95 p.

PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. and BALDWIN, K., 1974. Amphiboles and Pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol.Soc.Am. abstr. with programs*, **6**:1053-4.

RAMOS, V.A., GODOY, E., GODOY, V., PÁNGARO, F., 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino – Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes. *Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. **II**:337-352.

ROBINSON, D., BEVINS, R. E., AGUIRRE, L., VERGARA, M. 1997. Mafic phyllosilicate variation with depth in burial in the Valle Nevado section of the Miocene, Farellones Formation. In: VIII Congreso Geológico Chileno Antofagasta, **II**:1483-1487.

ROBINSON, D. and BEVINS, R. E., 1999. "Petrological methods for the study of very low-grade metabasites" en FRAY, M. and ROBINSON, D. "Low Grade Metamorphism". Blackwell Science Ltd , **5**:143-168.

ROBINSON, D. and BEVINS, R. E., AGUIRRE, L. and VERGARA, M., 2004. "A reappraisal of episodic burial metamorphism in the Andes of central Chile". Contributions to Mineralogy and Petrology, **146**:513–528

ROMEUF, N., 1994. Volcanisme Jurassique et métamorphisme en Équateur et au Pérou: caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Implications géodynamiques. *Université de Droit, D'Économie et des Sciences d'aix-Marseille*. 308 p.

SELLÉS, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33° 15'-33° 30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y geoquímica. *Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*, 154 p.

SELLÉS, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, **1**:555-558.

SELLÉS, D., GANA, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, N° 74.

SCHIFFMAN, P. and DAY, H.W., 1999. "Petrological methods for the study of very low-grade metabasites" en FRAY, M. and ROBINSON, D. "Low Grade Metamorphism". Blackwell Science Ltd ,**4**:108-141.

SCHIFFMAN, P. and FRIDLEIFSON, G.O, 1991. The Smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *J. metamorphic Geology*, **9**:679-696.

SCHMIDT, S.Th. and ROBINSON, D., 1997. Metamorphic grade and porosity and permeability controls on mafic phyllosilicate distributions in a regional zeolite to

greenschist facies transition of the North Shore Volcanic Group, Minnesota. *GSA Bulletin*, **6**:683-697.

SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A. and REUTTER, K.-J., 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic; in: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (editores): Tectonics of the Southern Central Andes. *Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York*, 121-139.

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.

TASSARA, A. y YÁÑEZ, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, **30.2**:159-186.

TAVERA, J. 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, (inédito), Santiago*, 9 p.

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 post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. *Univ. Chile, Departamento de Geología, Publicación, N° 35*, 23 p.

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., MORATA, D., VILLARROEL, R., NYSTRÖM, J., AGUIRRE, L., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rock from "Cerro El Abanico", Santiago Andean Cordillera (33°30' S, 70° 30' – 70° 25' W). *Proceedings Fourth ISAG, Göttingen (Germany)*, p. 785-788.

VERGARA, M., NYSTRÖM, J.O., ROESCHMANN, C., LEVI, B. AND FONSECA, E., 1994. Variation in Lower Cretaceous secondary mineral assemblages and thermal gradients across the Andes of central Chile (30-35°S). *Revista Geológica de Chile*, **21.2**:295-302.

VERGARA, M., LEVI, B., NYSTRÖM, J.O. y CANCINO, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America*, **107(12)**:1427-1440.

VICENTE, J-C, 2006. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: Pattern of regression and general considerations on main features. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. **61(3)**:408-437.

VIERECK, L. G., GRIFFIN, B. J., SCHMINCKE, H. U., PRITCHARD, R. G., 1982. Volcaniclastic rocks of the Reydarfjordur drill hole, Eastern Iceland. 2: Alteration. *Journal of Geophysical Research*, **87(B8)**:6459-6476.

WARR, L.N., PRIMMER, T.J. and ROBINSON, D., 1991. Variscan very low-grade metamorphism in southwest England: a diastathermal and thrust-related origin. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**:751-764.

WALL, R., SELLÉS, D., GANA, P., 1999. Área Til Til-Santiago, Región Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas geológicos* N° 11, escala 1:100.000, 1 anexo, Santiago.

WYSS, A.R., FLYNN, J.J., NORELL, M.A., SWISHER, C.C. III, NOVACEK, M.J., McKENNA, M.C. and CHARRIER, R., 1994. Palaeogene Mammals from the Andes of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assesment. *American Museum ovitae*, N° 3098, 31 p.

ZEN, E-an., 1974. Prehnite and pumpellyite-bearing mineral assemblages, best side of the Appalachian metamorphic belt, Pennsylvania to Newfoundland. *Journal of Petrology*, **15**:197-242.

ANEXOS

1	<u>INTRODUCCIÓN</u>	1
1.1	GENERALIDADES	1
1.2	TRABAJOS ANTERIORES.....	1
1.3	PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA.....	3
1.4	OBJETIVO GENERAL.....	3
1.4.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
1.4.2	METODOLOGÍA	4
1.5	HIPÓTESIS DE TRABAJO	5
2	<u>MARCO GEOTECTÓNICO</u>	5
2.1	SEGMENTACIÓN MORFOESTRUCTURAL DE LOS ANDES DEL SUR.....	5
2.2	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	8
2.2.1	ANTECEDENTES.	8
2.2.2	ROCAS ESTRATIFICADAS.....	8
	Formación Nieves Negras (Álvarez <i>et al.</i> , 1997,2000):.....	8
	Formación Río Colina (González, 1963):	9
	Formación Río Damas (Klohn, 1960):.....	10
	Formación Lo Valdés (González, 1963):	10
	Formación Colimapu (Klohn, 1960):.....	10
	Formación Abanico (Aguirre, 1960):.....	11
	Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969):	12
	Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969):.....	12
2.2.3	ROCAS INTRUSIVAS.....	12
2.2.4	DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS	13
3	<u>ESTRATIGRAFÍA LOCAL</u>	14
3.1	DESCRIPCIÓN DE UNIDADES	17
3.1.1	ROCAS ESTRATIFICADAS:	17
	Formación Río Damas	17
	Formación Lo Valdés (Fm. LV) (1250m).....	23
	Formación Colimapu (Fm. COL) (100m).....	24
	Unidad “Abanico Negro” (Fm. AB).....	25
3.1.2	ROCAS INTRUSIVAS	25
	Intrusivo La Engorda (ILE).....	25
	Intrusivo Valle del Morado (IVM)	26
	Intrusivo Baños Morales (IBM).....	26
	Diques Hipabisales	27
	Sill Máfico.....	27
3.1.3	ESTRUCTURAS.....	27
	Falla El Fierro (FEF).....	27
	Falla Baños Morales (FBM).....	28
	Pliegues	29
4	<u>METAMORFISMO</u>	30

4.1	PROTOLITO.....	30
4.2	MINERALOGÍA SECUNDARIA.....	31
4.2.1	INTERESTRATIFICADOS DE CLORITA-ESMECTITA.....	31
	Metodología	33
	Muestras	33
	Clasificación General.....	34
	Intercambio Iónico Mg-Fe	39
	Movilidad de Elementos	46
	Geotermometría.....	48
4.2.2	EPIDOTAS.....	53
	Generalidades	53
	Modo de Ocurrencia	54
	Muestras	54
	Caracterización Geoquímica	54
4.2.3	ANFÍBOLAS	58
	Clasificación.....	58
	Composición Química	59
	Variación Catiónica en Diagramas Ternarios.....	63
	Geobarometría	65
4.2.4	PUMPELLYITAS	68
	Introducción	68
	Ocurrencia.....	68
	Rasgos Geoquímicos.....	69
	Composición de Protolitos y Relaciones Estratigráficas.....	70
	Cuantificación del Grado Metamórfico	71
	Comparación del Grado Metamórfico con otras áreas.....	74
4.2.5	TITANITAS	75
	Composición Química	76
	Cuantificación del Grado Metamórfico	79
5	<u>DISCUSIÓN.....</u>	83
6	<u>CONCLUSIONES</u>	93
	<u>REFERENCIAS.....</u>	94
	<u>ANEXOS</u>	102

Figura 1. Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003) y Tassara y Yañez (2003). El recuadro rojo muestra la zona en estudio. Modificado de Fock (2005).....	6
Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio. Modificado de Fock (2005). Ubicación de la zona de estudio. Arriba a la izquierda se muestra la ubicación en la Cordillera Principal, en la imagen central los recuadros muestran la zona occidental de afloramientos cenozoicos y en el recuadro más pequeño, el Valle del Río Volcán. El perfil muestra la sección generada en la zona del mismo valle. PSG = Plutón San Gabriel, FR = Fm. Farellones, AB = Fm. Abanico, UCR = Unidad Cerro Retumbadero, COL = Fm. Colimapu, LV = Fm. Lo Valdés, RD = Fm. Río Damas y RC = Fm. Río Colina. La línea segmentada indica la sección levantada. El recuadro rojo muestra la zona de estudio.....	7
Figura 3. Sucesión estratigráfica para los depósitos del Jurásico al Cretácico en la Cordillera Principal en Chile central, entre los 33-35°S, basado en diversos autores ((B) González (1963), Thiele (1980); (C) Álvarez et al. (1997); (D) Klohn (1960), Charrier et al. (2002)), modificado de Charrier et al. (2007). Notar que entre los depósitos de las Formaciones Río Colina y Lo Valdés no existe registro de la Formación Río Damas, como si existen más al sur.....	9
Figura 4. Mapa de ubicación y geológico levantado en la zona. El recuadro muestra la leyenda. Las coordenadas geográficas son UTM abreviadas. La zona más occidental cenozoica se basa en diversos autores (Thiele, 1980; Fock, 2005; entre otros). Leyenda: RC = Fm. Río Colina, MCAE = Miembro C° Aguja Escondida, MCK = Miembro C° Catedral, MPZ = Miembro Punta Zanzi, LV = Fm. Lo Valdés, COL = Fm. Colimapu, AB = Fm. Abanico, Vx Q = Volcanismo moderno, Q = Depósitos no consolidados modernos, ILE = Intrusivo La Engorda, IVM = Intrusivo Valle del Morado, IBM = Intrusivo Baños Morales, IChY = Intrusivo Chacayes Yesillo, FEF = Falla El Fierro, FBM = Falla Baños Morales, FChY = Falla Chacayes Yesillo, AA'-BB'-CC'-DD' perfiles levantados en la zona.....	14
Figura 5. Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio. La Formación Lo Valdés es modificada de Hallam et al., 1986. Leyenda como en la figura anterior.....	15
Figura 6. Perfiles levantados en la zona de estudio, de sur a norte AA', BB', CC' y DD'. La Formación Lo Valdés es resaltada en sus litologías predominantes, H = Hialoclastitas y Cz = Calizas principalmente.....	16
Figura 7. Los filosilicatos máficos de los miembros MCAE y MCK (cuadrados amarillos y pardos, respectivamente), MPZ-rombos verdes; Fm. LV-triángulos verde claro, distribuidos según el contenido de cationes interfoliares (NIC: Si, Al ^{IV} , Al ^{VI} , Ti, Cr ³⁺ , Fe ²⁺ , Mn ²⁺ , Mg) y de aluminio total calculados en base a 28 oxígenos. El recuadro muestra la población considerada con componente mayoritario de clorita, cloritas discretas. En gris se muestra el campo de esmectitas dioctahedrales de Schiffman y Fridleifsson (1991). Se muestran los extremos saponita, beidellita, clorita y celadonita. En cuadrados blancos y triángulos blancos los datos para cloritas de Robinson et al. (2004) de las lavas de la Formación Río Damas y Lo Valdés, respectivamente.....	35
Figura 8. Diagrama de clasificación de filosilicatos máficos según Hey (1954). D: diabantita; B: brungvigita; P: pyknochlorita; Cl: clinocloro; S: sheridanita; Pe: penninita; R: ripidolita; Tc: talco-clorita; C: corundofilita; Pth: pseudo-thuringita; Dph: dafnita. Se pueden observar dos campos composicionales: uno más ferroso representado por el MBM y MPZ y otro menos ferroso de MCAE y MCK. Simbología como en la Fig. 7.	36
Figura 9. A: Diagrama de distribución del contenido en aluminio tetrahedral (Al ^{iv}) respecto al contenido en sílice de los filosilicatos máficos de las unidades estratigráficas en estudio. B: La misma relación pero incluyendo el aluminio total. Simbología como en Fig. 9. Las figuras mayores representan las medias para cada miembro.....	38
Figura 10. Distribución de IC (Na+K+Ca) vs Si calculados en base a 28 oxígenos. La simbología es igual que en las figuras anteriores. Se muestra el contenido en sílice de 6,25 cationes por fórmula, considerado como representativo de cloritas discretas. Modificado de Schiffman-Fridleifsson (1991).....	39
Figura 11. Comparación de la razón Mg / (Mg + Fe ²⁺) versus contenido de interestratificados de clorita en los filosilicatos máficos de las rocas volcánicas del MCAE (cuadros amarillos y blancos), sedimentarias del MCK (cuadros pardos), de la Fm. LV (triángulos verde claro y blancos) y del MPZ (rombos verdes). La línea muestra la división del campo en los extremos 1%. Modificado de Bettison-Varga et al. (1991).....	40
Figura 12. Razones Mg / (Mg + Fe) de filosilicatos máficos y de rocas de las formaciones Río Damas (MCAE) y Lo Valdés. A: considerando sólo el Fe ²⁺ de la composición de roca total. B: considerando el Fe total de la composición de roca total. Modificado de Bettison-Varga y otros (1991). Método explicado en texto.....	41

Figura 13. Se muestra la relación entre la composición de las lavas de las formaciones Río Damas y Lo Valdés con las composiciones de filosilicatos máficos. A: comparación en porcentaje catiónico. B: comparación en contenido catiónico. Se diferencian los análisis de filosilicatos por miembros como en las figuras anteriores, las composiciones de lavas y hialoclastitas corresponden a los cuadrados amarillos y triángulos verdes, respectivamente, de la esquina inferior izquierda. Notar que la relación esquematizada es entre lavas o hialoclastitas y cloritas en microdominios de las mismas, los filosilicatos de rocas sedimentarias son incluidos en el gráfico para comparar. Los recuadros pequeños muestran en detalle la distribución de composiciones de lavas.	44
Figura 14. Razón $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ y contenido en silicio de las cloritas de las unidades volcánicas y sedimentarias de las formaciones Río Damas y Lo Valdés. Los valores en cationes por fórmula estructural. Los símbolos son descritos en la Figura 8. ILE en círculos rojos e IVM en círculos fucsias.	45
Figura 15. Relación entre las proporciones catiónicas en Al total y Si de filosilicatos máficos y lavas de las secuencias mesozoicas. Todas recalculadas al cien por ciento. Las franjas muestran la proyección desde composición de lavas a cloritas. Simbología como en las figuras anteriores. El recuadro muestra la distribución de lavas en detalle.	47
Figura 16. Geotermómetro de Cathelineau (1988) versus el contenido en capas de clorita (Xc). Simbología como en las figuras anteriores. Se resaltan los campos composicionales de las cloritas del IVM y del ILE. .	49
Figura 17. Número de análisis de cloritas por rango de temperaturas por miembro estratigráfico. En verde claro, Fm. Lo Valdés; en verde oscuro, Miembro Punta Zanzi; en pardo, Miembro Cerro Catedral; en amarillo, Miembro Cerro Aguja Escondida. El número dentro de las barras muestra el número de análisis de cloritas dentro de cada rango de temperatura. En el recuadro pequeño se ve la distribución total de cloritas por temperatura.	50
Figura 18. Relación estratigráfica, no a escala, de las temperaturas calculadas a partir de los filosilicatos máficos de cada miembro. No está esquematizado el espesor de cada miembro. Los círculos muestran las temperaturas de cloritas en los intrusivos.	51
Figura 19. Variación catiónica en epidotas de rocas mesozoicas. Notar la exageración x100 veces del manganeso. Símbolos como en las figuras anteriores.	55
Figura 20. Variación de la razón $Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al\ tot)$ con la estratigrafía. Los círculos representan epidotas del ILE intruyendo la base del MCAE.	56
Figura 21. Clasificación de Leake, 1997, para anfíbolos cálcicos (Ca en posición A < 0.5cpfu). Fórmula estructural calculada en base a 23 oxígenos. Simbología arriba a la derecha: círculos corresponden a dominios intrusivos, cuadrados y triángulos corresponden a metadominios volcánicos. Los círculos mayores en la ampliación indican análisis de GSI21b, equivalente a STP8.	59
Figura 22. Variación composicional de los cationes componentes de actinolitas en posiciones estructurales definidas, respecto del contenido en NaM4. Simbología: MCAE, cuadrados (STP8, naranjos; GSI21b, morados); ILE, círculos rellenos (los colores corresponden a láminas diferentes de la muestra VLE2A). Los cationes aparecen con el color respectivo del grupo químico al cual pertenecen.	61
Figura 23. Variación del contenido en calcio en la posición B comparado al sodio en la posición A. Simbología como en las figuras anteriores.	62
Figura 24. Variación catiónica en actinolitas del MCAE y del ILE (círculos rojos y anaranjados).	63
Figura 25. Geobarómetro de Brown aplicado sobre las composiciones de las actinolitas analizadas en dominios del ILE (círculos) y del MCAE (cuadrados, cada color es un análisis diferente).	66
Figura 26. Variación del contenido catiónico de pumpellyitas de los miembros estratigráficos MCAE, MCK, MPZ, Fm.LV y de la Fm. AB, según la razón X_{Fe3}	70
Figura 27. A la izquierda la relación entre el aluminio total con el hierro total en su estado trivalente de las pumpellyitas del MCAE, MCK, MPZ, Fm.LV y de la Fm.AB comparada a las lavas de la Fm.RD (cuadros amarillos) y a las hialoclastitas de la Fm.LV (triángulos verdeagua). Cálculo en base al porcentaje catiónico. A la derecha, la relación estratigráfica de las muestras y la variación de X_{Fe3} en las respectivas muestras detalladas en los cuadros insertos. La muestra VM corresponde a VM0806. Las muestras que comienzan con números romanos corresponden a, por ejemplo, GSII5B.	71
Figura 28. Diagrama de variación composicional Al- Fe^{+3} -Mg para las pumpellyitas A.- de los miembros estratigráficos del área de Baños Morales, B.-por muestras dentro de los miembros y C.-por metadominios analizados. Los recuadros indican en cada caso el miembro estratigráfico, la muestra en la cual se realizó el análisis y el metadominio del análisis.	73
Figura 29. A la izquierda la comparación de las composiciones de pumpellyitas de protolitos mesozoicos en la Cordillera Central Principal en Chile, con los análisis realizados en el Grupo Diabasa en Colombia (en	

<i>rosa</i>), en la Formación Célica y el Grupo Casma de Ecuador y Perú (amarillo) y en el Grupo Ocoa de Chile central (celeste). El patrón negro indica el campo de las composiciones encontradas en este estudio. A la derecha se ve la composición de los protolitos en los mismos lugares y las composiciones de las lavas (cuadrados amarillos) y las hialoclastitas (triángulos verdeagua), de la Fm.RD y de la Fm.LV respectivamente.	75
Figura 30. Variación catiónica por muestras en orden estratigráfico, la base al este y el techo hacia el oeste. Las muestras C9080 incluye los datos de la muestra CA02M2, que son equivalentes con VM0806. El recuadro explica la simbología. Al este se encuentran las lavas de la Fm.LV, estratigráficamente más alto y geográficamente ~2600m más al oeste se encuentran las hialoclastitas del MBM. En el recuadro pequeño se ve un detalle de variación catiónica con la estratigrafía. En cada recuadro, de izquierda a derecha se sube de base a techo. De los contenidos catiónicos en calcio, titanio y aluminio se quitaron los análisis más extremos para que fuese posible observar las variaciones en detalle.	78
Figura 31. Diagrama de sustitución Al-Ti-Fe ₃ . De Boles y Coombs, 1977; Nyström, 1983; entre otros. Los campos corresponden a: 1: ceolita y prehnite-pumpellyita, Nueva Zelanda (Boles & Coombs, 1977), 2 : ceolita y prehnite-pumpellyita, Islandia (rocas ácidas y básicas) (Viereck et al., 1982), 3 : ceolita y prehnite-pumpellyite (sólo rocas básicas), Islandia (Viereck et al., 1982), 4 : prehnita-pumpellyita, Peru del Sur (Atherton & Aguirre,1992), 5 : prehnita-pumpellyita, Suecia Central (Nyström, 1983), 6 : pumpellyita-actinolita, Suecia Central (Nyström, 1983), 7 : esquisto verde a anfíbolita, ofiolita, Taiwán oriental (Liou & Ernst,1979), 8 : esquistos azules, Isla Groix (Francia) y Goat Mountain (California).	80
Figura 32. Columna estratigráfica resumen. Se incluyen las fases minerales analizadas por altura estratigráfica.	85
Figura 33. Campos de facies metamórficas de muy bajo grado modificado de Frey et al,(1991). Se sobrepone el rango de temperaturas del geotermómetro de cloritas, el espesor de la columna hacia el Aptiano-Albiano y se marca, en azul, el campo de facies metamórfica cuantificado a partir de composiciones de titanitas y pumpellyitas. Los números corresponden a gradientes geotermales estimados.	92