



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

**NATURALEZA, DISTRIBUCIÓN ESPACIAL E IMPLICACIONES
PETROGENÉTICAS DE LOS ENCLAVES MÁFICOS
MICROGRANULARES DEL COMPLEJO PLUTÓNICO ILLAPEL,
CORDILLERA DE LA COSTA, CHILE CENTRAL**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MARÍA ISABEL VARAS REUS

SANTIAGO DE CHILE
2011



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

**NATURALEZA, DISTRIBUCIÓN ESPACIAL E IMPLICACIONES
PETROGENÉTICAS DE LOS ENCLAVES MÁFICOS
MICROGRANULARES DEL COMPLEJO PLUTÓNICO ILLAPEL,
CORDILLERA DE LA COSTA, CHILE CENTRAL**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MARÍA ISABEL VARAS REUS

**PROFESOR GUÍA
SR. DIEGO MORATA CÉSPEDES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN
SR. CESAR ARRIAGADA ORTEGA
SR. MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES**

**SANTIAGO DE CHILE
OCTUBRE, 2011**

RESUMEN

El Complejo Plutónico Illapel (CPI, 31°25' – 32°30'S), que es parte del cinturón magmático del Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa, Chile central, exhibe una gran diversidad en litologías y una muy buena exposición. Enclaves máficos microgranulares (EMM) son particularmente abundantes en el CPI, estando focalizados especialmente en la zona sur, dentro de la Unidad Tonalítica Principal (UTP), donde presentan una alta frecuencia.

Los EMM proveen importante información acerca del rol de los magmas máficos en la génesis y evolución de los granitoides calco–alcalinos. El objetivo de esta investigación es elaborar un modelo petrogenético para la formación y evolución de los EMM y, de esta forma, insertarlo dentro del contexto general de formación del CPI. Para esto se realizó un análisis estadístico de la distribución y relaciones morfológicas de los EMM, un estudio petrográfico y de química mineral, tanto de los EMM como de sus rocas de caja, y un estudio geotermobarométrico, de manera de establecer las condiciones de presión y temperatura del emplazamiento del sistema granitoide – EMM. También se utilizó la información geocronológica, isotópica y datos AMS, obtenidos previamente a este trabajo.

El estudio estadístico se basó en diferentes características de los EMM, enumeradas a continuación: color, dimensiones, morfología, textura, tamaño de grano, orientación, naturaleza de los contactos con la roca de caja y presencia o ausencia de bordes de reacción. La mayoría de los EMM estudiados tienen formas redondeadas y elipsoidales, además generan bordes de reacción, tanto máficos como félsicos. Estos rasgos reflejan un contraste en viscosidad y reología entre los magmas involucrados en la formación de los EMM, y evidencian que, originalmente, estos cuerpos eran glóbulos de magma máfico que se enfriaron al contacto con un magma más frío y más félsico. Los datos de orientación obtenidos demuestran que los EMM se orientaron de acuerdo a un flujo vertical a subvertical.

El estudio petrográfico permitió definir la UTP como un cuerpo compuesto principalmente de monzogranitos, granodioritas, cuarzo monzodioritas y, de forma subordinada, tonalitas de anfíbol y biotita. Los EMM por otra parte, estarían compuestos principalmente por dioritas y monzodioritas, con cuarzo monzodioritas y cuarzo dioritas subordinadas, todas de anfíbol y biotita. Los mismos minerales de la roca de caja están presentes en los EMM, sólo que en diferentes proporciones. Se tiene una notoria diferencia en el tamaño de grano, donde la roca de caja es predominantemente de grano medio, mientras que los EMM son de grano fino. Con respecto a los minerales máficos, se tiene un aumento considerable en los EMM, especialmente en las rocas dioríticas donde el aumento se da en anfíbol, piroxenos, biotitas y opacos. Los contactos observados son generalmente abruptos, pero existen algunos donde la roca de caja se inyecta dentro del EMM. Es posible notar que los fenocristales de los EMM son muy similares a los minerales de la roca de caja y, por lo general, se tiene un borde de transición, donde minerales de la roca de caja traspasan al EMM y viceversa.

La química mineral evidencia que los feldespatos, anfíbol, piroxenos y biotitas de los EMM y sus granitoides registran un rango de composiciones muy similares. El estudio de la química de las anfíbol ayudó a dilucidar las condiciones de presión y temperatura cercana al *solidus* del magma. Se obtuvieron como resultados valores homogéneos entre EMM y granitoides, con una presión promedio de 1.7 ± 0.6 kbar, y un intervalo termal de $719,4 \pm 75^\circ\text{C}$. El emplazamiento del sistema ocurriría en niveles corticales someros. Valores de presión obtenidos para actinolitas están bajo 0,5 kbar. Estos datos, así como las evidencias texturales y petrográficas de las actinolitas, nos estarían indicando procesos de transformación *subsolidus*, posiblemente asociados a etapas de exhumación del CPI.

Finalmente, gracias a todos los antecedentes expuestos, se propone un modelo de formación y evolución de los EMM de la UTP, correspondientes a una mezcla de magmas en niveles corticales profundos, y un ascenso posterior a través de estructuras tipo dique, donde los EMM sufrirían un rápido enfriamiento. Una vez en el lugar de emplazamiento, el sistema se orientaría de acuerdo a la estratigrafía del lugar, a manera de sill. Se propone finalmente que, durante el emplazamiento de la UTP, estaría ocurriendo paralelamente su exhumación.

AGRADECIMIENTOS

Al término de esta etapa de mi vida, quiero expresar un profundo agradecimiento a quienes con su ayuda, apoyo y comprensión me alentaron a lograr esta hermosa realidad.

Primero quisiera agradecer a mi profesor guía, el Dr. Diego Morata, por su paciencia, apoyo y confianza en todo momento. Gracias por su disposición, sus enseñanzas y su constante guía.

También quisiera agradecer al proyecto FONDECYT 1080468 "*The anatomy, nature, ascent and emplacement of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, Central Chile*", a CONICYT por su beca de Magister y a la Universidad de Chile por su beca de Estadía Corta. Sin estos aportes, esta tesis no habría sucedido.

En forma especial quiero dar gracias a Rodolfo Ferrando, Michael Higgins y César Arriagada, puesto que gran parte de esta tesis se realizó con ayuda de sus conocimientos y apoyo en terreno; y a Gloria Arancibia, que siempre tuvo un momento para enseñarme y debatir acerca de los benditos enclaves.

Todo esto no hubiera sido posible sin el apoyo incondicional de mis padres, es por ellos que yo hoy estoy aquí. No tengo palabras para agradecerles su amor y cariño. A mis hermanos adorados, mis mejores amigos, mis compañeros, les agradezco su compañía en todo este camino.

Doy inmensas gracias a mi abueli, por todas la velas que ha prendido en estos años, a mi ahijado, Diego, que sin querer nació durante el desarrollo de este trabajo y ha sido una gran alegría en mi vida, a mi cuñado por su ayuda en mi redacción y por su paciencia, y a mi gran familia, que siempre esta cuando se necesita.

Quiero agradecer a mis geo – amigos: Rodolfis, Iñaki, Tapia, Gabo, Nico y a las chiquillas, Pao y Vero, gracias infinitas por todos los momentos compartidos, no pude haber tenido mejores compañeros. Finalmente, pero no menos importantes, Pia, Lore, Eli, Jose, Angelo, Naty y tanta gente que ha estado a mi lado, y ha sido un inmenso aporte, no solo en la geología, sino en la vida, muchas gracias de todo corazón.

Para mi hermana, gracias por estar aquí

ÍNDICE

		Págs.
CAPÍTULO	1 INTRODUCCIÓN	1
	1.1 Generalidades	1
	1.2 Objetivos	2
	1.3 Hipótesis de trabajo	3
	1.4 Metodología de trabajo	4
	1.5 Marco geográfico	6
	1.5.1 Ubicación	6
	1.5.2 Vías de acceso	7
CAPÍTULO	2 MARCO TEÓRICO	8
	2.1 Introducción	8
	2.2 Enclaves máficos microgranulares (EMM)	8
	2.2.1 Ocurrencia de los EMM	9
	2.2.2 Forma y tamaño	9
	2.2.3 Microestructuras	10
	2.2.4 Composición	10
	2.3 Origen de los EMM	11
	2.3.1 Procesos de diferenciación magmática	11
	2.3.1.1 Sistemas cerrados de diferenciación magmática	12
	a) Separación de cristales y fundido; cristalización fraccionada, o fraccionamiento	12
	b) Separación física de fundidos inmiscibles	13
	c) Separación de la fase fluida y del fundido: pegmatitas	13
	2.3.1.2 Sistemas de diferenciación abiertos: magmas híbridos	13
	a) Asimilación de un contaminante inicialmente sólido	14
	b) Magma mixing y mingling	14
	2.4 Modelos de origen de EMM	19
	2.4.1 Modelos externos	19
	2.4.1.1 Diques que intruyen a la cámara magmática y se separan	19
	2.4.1.2 Inyecciones en forma de láminas máficas a lo largo de los pisos de las cámaras magmáticas	21
	2.4.1.3 Modelo dinámico dominado por la gravedad	23
	2.4.2 Modelos cogenéticos	25
	2.4.2.1 Modelo de las restitas (material residual de la fuente)	25
	2.4.2.2 Modelo de autolito	26

CAPÍTULO	3	MARCO GEOLÓGICO	27
	3.1	Ambiente tectónico en Chile central durante el Cretácico Inferior	29
		3.1.1 Actividad volcánica	31
		3.1.2 Actividad plutónica	32
		3.1.3 Datos isotópicos	33
		3.1.4 Metamorfismo de muy bajo grado	34
		3.1.5 Exhumación del Batolito Costero	34
	3.2	El caso de estudio: Complejo Plutónico Illapel (CPI)	35
		3.2.1 Geoquímica del CPI	37
		3.2.2 Estructuras del CPI	39
		3.2.3 Emplazamiento del CPI	39
CAPÍTULO	4	FUNDAMENTOS METODOLÓGICOS	40
	4.1	Método para estudiar orientaciones de EMM	40
	4.2	Método analítico para estudiar la química mineral	45
	4.3	Análisis modal	45
	4.4	Análisis de química mineral - Cálculo de fórmulas estructurales	46
CAPÍTULO	5	ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LOS ENCLAVES MAFICOS MICROGRANULARES DEL BORDE SUR DEL CPI.	49
	5.1	Introducción	49
		Artículo : Morphology and spatial distribution of mafic microgranular enclaves in a calc-alkaline pluton: understanding the interactions between mafic and felsic magmas during ascent and emplacement	
		Abstract	50
	1.	Introduction	50
	2.	Geological setting	51
		2.1 Illapel Plutonic Complex (IPC)	52
		2.2 The four magmatic units	52
	3.	Methodology for study MME	53
		3.1 Field work measurements	53
		3.2 Statistical study	53
	4.	Mafic microgranular enclaves: morphology and distribution	54
	5.	Results and interpretation of statistical study	55
		5.1 Morphology of MME	55
		5.2 Presence and significance of reaction rims	55
		5.3 Orientation of MME	56
		5.4 MME from the south and the north	56
		5.5 Genesis of MME: coeval magmas	56
	6.	Origin of MME from the MTU	57
	7.	Conclusions	58
		Aknowledgments	58
		References	59
		Figure Captions	61
		Table Captions	62

CAPÍTULO	6	PETROGRAFÍA DE LOS ENCLAVES MÁFICOS MICROGRANULARES	79
	6.1	Ocurrencia, distribución y descripción general de los EMM y rocas máficas asociadas	79
	6.2	Mineralogía de los granitoides	81
	6.2.1	Caracterización petrográfica de los granitoides	81
	6.2.2	Caracterización de los minerales de los granitoides	82
	6.2.3	Caracterización de minerales secundarios en los granitoides	86
	6.3	Mineralogía de los EMM	88
	6.3.1	Caracterización petrográfica de los EMM	88
	6.3.2	Caracterización de minerales de los EMM	89
	6.3.3	Caracterización de minerales secundarios de los EMM	91
	6.4	Comparación entre EMM y granitoides	93
	6.5	Xenolitos ultramáficos	96
	6.6	Diques máficos	98
CAPÍTULO	7	QUÍMICA MINERAL	99
	7.1	Feldespatos	99
	7.1.1	Plagioclasas	99
	7.1.2	Feldespatos alcalinos	102
	7.2	Anfíbolos	102
	7.3	Piroxenos	106
	7.4	Biotitas	108
	7.5	Geotermobarometría	109
CAPÍTULO	8	DISCUSIONES	115
	8.1	Introducción	115
	8.2	Origen de los EMM	115
	8.2.1	Evidencias de mixing, mingling y enfriamiento	116
	8.2.2	Evidencias de re - equilibrio mineral	120
	8.3	Sitio de cristalización de los EMM y sus granitoides	121
	8.4	Relaciones entre procesos de mezcla	122
	8.4.1	Procesos de hibridación	123
	8.4.2	Orden de cristalización de los minerales de los EMM	124
	8.5	Ascenso y emplazamiento de los EMM	124
	8.5.1	Diques máficos de la UTP	126
	8.6	Modelo de evolución para los EMM	127
	8.7	Evolución regional	131
CAPÍTULO	9	CONCLUSIONES	134
REFERENCIAS			136
ANEXO A		Descripciones morfológicas de los EMM	141

ANEXO B	Cálculo de las orientaciones de los EMM	142
ANEXO C	Descripciones petrográficas	144
ANEXO D	Cálculo de fórmulas estructurales	159
ANEXO E	Resultados termobarométricos	160

MATERIAL ADJUNTO EN CD

Anexo virtual I

Anexo virtual II

Anexo virtual III

Anexo virtual IV

ÍNDICE DE FIGURAS

	Págs.
CAPÍTULO 1	
FIGURA 1.1	Mapa de ubicación y acceso a la zona de estudio, indicada en un recuadro. 7
CAPÍTULO 2	
FIGURA 2.1	Diferentes tipos de intercambios ocurridos entre dos magmas coexistentes y contrastantes en un sistema magmático dinámico: sus combinaciones en los procesos de mixing o mingling (basado en Barbarin y Didier, 1992). 15
FIGURA 2.2	Esquemas de secciones verticales mostrando tipos de interacción entre magmas félsicos y máficos. (A) Formación de enclaves por mingling de pequeñas cantidades de magma basáltico con magma granodiorítico en una etapa temprana de cristalización. El mecanismo mostrado es altamente especulativo. (B) Intrusión de magma máfico a través de un plutón parcialmente cristalizado, composicionalmente zonado, que contiene enclaves distribuidos amplia y tempranamente (no se muestran). La cristalinidad de la roca huésped decrece hacia el centro debido a la pérdida de calor en los márgenes y techo, así como también decrece en líquido de magma debido a la zonación composicional. (C) Diferentes estilos de interacción alrededor de los márgenes de la intrusión dependiendo de la composición inicial de cada magma, temperatura, contenido de cristales y agua, y volumen sobre los que interactúan. (D) Diques máficos tardíos que intruyen cuando el plutón se encuentra casi solidificado, removilizando e incorporando magma intersticial de composición granítica, cerca del núcleo del plutón. Tomado de Frost y Mahood, 1987. 21
FIGURA 2.3	Esquema especulativo de una cámara magmática compuesta de una capa superior, convectiva y félsica, y de una inferior más máfica (aunque no necesariamente máfica en términos formales de clasificación de rocas). Los glóbulos de magma máfico recolectados en la interfaz son redondeados, enfriados y dispersados a través de la capa félsica; y los de la capa félsica son arrastrados y mezclados con el magma más máfico, acidificándolo progresivamente. Esto debería causar un arrastre de los enclaves progresivamente más félsicos al magma félsico. Los puntos representan cristales acumulándose (basado en Vernon, 1983). 22
FIGURA 2.4	Diagrama que muestra la posible evolución de una cámara magmática inestable, compuesta, con un núcleo granítico y una caparazón gabroica. La formación de una cámara magmática compuesta e inestable es posiblemente heredado de una composición zonada de las plumas de la cuña mantélica (Gerya y Yuen, 2003) formada como consecuencia de inestabilidades reológicas debido a la subducción de corteza oceánica hidratada y sedimentos. Estos procesos en la cuña mantélica están estratégicamente demostrados en este dibujo en una secuencia de tiempo de 1 a 3. Magmas máficos de la caparazón hidratada del manto, que rodea el núcleo félsico de la pluma, ascienden y forman la primera intrusión bajo el arco magmático. Magmas félsicos del núcleo de la pluma intruyen en la cámara magmática máfica, dando origen a una cámara magmática inversamente zonada, donde las intrusiones de “techo – base” se desarrollan. También se muestra en la figura el efecto de hundimiento de bloques de migmatita que producen asimilación local y el aumento observado en el contenido de K del batolito hacia uno de sus márgenes. Tomado de Castro et al. (2008). 24
CAPÍTULO 3	
FIGURA 3.1	Topografía coloreada de los Andes Centrales entre las latitudes 27°-34° S, indicándose distintos elementos tectónicos: fosa, zona de flat slab, ridge de Juan Fernández, volcanismo activo (triángulos rojos) y las principales unidades morfotectónicas (DC: Cordillera de Domeyko; WC: Cordillera Occidental; PN: Puna; CC: Cordillera de la Costa; PPC: Cordillera Principal; FC: Cordillera Frontal; PC: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas; CV: Depresión Central). Se muestra además el vector de convergencia relativa de la placa de Nazca (DeMets et al., 1990), las curvas de igual profundidad de la zona de Wadati-Benioff (a los 50, 100 y 150 km; Gutscher, 2002) y el rectángulo indica la zona de estudio. 27

FIGURA 3.3	ϵNd versus razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para los componentes Paleozoicos y Mesozoicos del Batolito Costero y unidades volcánicas Mesozoicas de Chile Central. Modificado de Parada et al. (2005a), agregando los últimos datos obtenidos del Complejo Plutónico de Illapel (Morata et al., 2010).	33
FIGURA 3.4	Mapa geológico regional de Chile central ($31^{\circ}25' - 32^{\circ}30'S$) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991), mostrando las unidades geológicas que afloran. Leyenda: 1= Rocas estratificadas e ígneas del Paleozoico Superior y Triásico; 2= Rocas ígneas del Jurásico; 3= Rocas estratificadas del Jurásico; 4= Formación Lo Prado (Cretácico Inferior); 5= Rocas volcánicas y continentales del Cretácico Inferior; 6= Complejo Plutónico Illapel; 7= Rocas volcánicas y continentales del Cretácico Superior; 8= Rocas ígneas del Cretácico Superior; 9= Rocas volcánicas y continentales del Terciario; 10= Rocas con una fuerte alteración hidrotermal; 11= Depósitos no consolidados del Cuaternario; 12= Principales lineamientos tectónicos.	35
FIGURA 3.5	Mapa geológico del Complejo Plutónico Illapel (CPI), Chile central ($31^{\circ}25' - 32^{\circ}30'S$) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991). UM: Unidad Máfica; UT: Unidad Trondhjemítica; UTP: Unidad Tonalítica Principal; UG: Unidad Granodiorítica. Edades U/Pb en circones fueron obtenidas por Morata et al. (2010), mientras que edades U/Pb en titanita son de Morata et al. (2006).	38
CAPÍTULO 4		
FIGURA 4.1	Plano aleatorio, donde la línea verde corresponde al rumbo del plano; la azul a la línea perpendicular al rumbo (en el plano), formando un ángulo de manteo con respecto a la línea horizontal (celeste). La línea roja correspondería al EMM, que genera un ángulo con respecto al rumbo, llamado "rake".	41
FIGURA 4.2	Proyección del rake medido en el afloramiento a un plano horizontal. a) Plano con un rumbo menor a 90° y rake medido desde el norte; b) Plano con un rumbo entre $90^{\circ} - 270^{\circ}$ y rake medido desde el sur; c) Plano con un rumbo menor a 90° y rake medido desde el sur; d) Plano con un rumbo entre $90^{\circ} - 270^{\circ}$ y rake medido desde el norte. Los planos con rumbo entre $270^{\circ} - 360^{\circ}$ no se muestran en la figura, sin embargo se estudian de la misma forma que los planos con rumbos menores a 90° .	44
CAPÍTULO 5		
FIGURE 1	Geologic map of central Chile ($31^{\circ}25' - 32^{\circ}30'S$) modified and simplified from the 1:250.000 geological maps of Chile, Rivano et al. (1985) and Rivano & Sepúlveda (1991), showing the location of the studied area (wide square). Legend 1= Upper Paleozoic and Triassic igneous and stratified rocks; 2= Jurassic igneous rocks; 3= Jurassic stratified rocks; 4= Lo Prado Formation (Lower Cretaceous); 5= Stratified continental and volcanic rocks from Lower to middle Cretaceous; 6= Illapel Plutonic Complex; 7= Upper Cretaceous continental and volcanic rocks; 8= Upper Cretaceous and K-T igneous rocks; 9= Tertiary volcanic and continental rocks; 10= Rocks with strong hydrothermal alteration; 11= Quaternary unconsolidated deposits; 12= Major faults.	63
FIGURE 2	Simplified map of the southern part of the Illapel Plutonic Complex showing sample location, solid circles belong to transect control points and solid squares are north control points, and the AMS tensors from the study of Ferrando et al. (2009). Geologic map of central Chile ($31^{\circ}50' - 32^{\circ}20'S$), modified and simplified from Rivano et al. (1993) y Rivano & Sepúlveda (1991).	64
FIGURE 3	Some field observations on the MME: a) Measurement of length and width of MME through their major axis; b) MME with a mixed reaction rim: from the center to the edges, mafic reaction rim, followed by a felsic border. The continuous line corresponds to MME limits.	65
FIGURE 4	Xenoliths of country volcanic rocks, with marked angular shapes.	66
FIGURE 5	Different types of MME in vertical sections of the IPC. (A) MME with angular edges and oval shapes. (B) MME with rounded edges and very good sphericity. (C) MME showing very irregular edges, combining angular with rounded sides. (D) MME ending in two tips at the top, "Batman like" morphology (Castro et al., 2008). (E) MME having rounded to subrounded edges, with elliptical shapes. (F) "Composite enclaves".	67

FIGURE 6	Elongated MME with intrusion of host granitoid in the upper part.	68
FIGURE 7	Aspect ratio (length (cm) v/s width (cm)) diagrams of MME of the IPC from a) the southern part, and (b) the northern sampled sites.	69
FIGURE 8	Size of felsic reaction rims versus area of MME from (a) the southern part of the IPC, number of enclaves = 269; and b) northern part of the IPC, number of enclaves = 65.	70
FIGURE 9	Size of mafic MME reaction rim followed by a felsic one versus area of MME from the southern part of the IPC, number of enclaves = 21.	71
FIGURE 10	Size of mafic reaction rim versus area of MME from (a) the southern part of the IPC, number of enclaves = 63; and (b) the northern part of the IPC, number of enclaves = 25.	72
FIGURE 11	Area of MME without any type of reaction rim from (a) the southern part of the IPC, number of enclaves = 165; and (b) northern part of the IPC, number of enclaves = 171.	73
FIGURE 12	Relationship between MME index colour and the occurrence of reaction rims (felsic, mafic and mixed) from (a) the southern part of the study; and (b) the northern part of the study. RR: reaction rim; WRR: without reaction rim.	74
FIGURE 13	Rake orientation of each MME projected on the host rock magnetic foliation plane and/ or enclave magnetic foliation plane (AMS data from Ferrando et al., 2009) from the studied area. On each stereograph solid square correspond to the magnetic lineation.	75

CAPÍTULO 6

FIGURA 6.1	Distribución de EMM y diques máficos en el CPI. Las cruces negras corresponden a zonas donde se encuentran diques máficos, las rojas son puntos de donde se tienen muestras de diques; los círculos negros corresponden a zona donde se encuentran EMM, los rojos son puntos donde se tienen muestras de EMM. El cuadrado rojo corresponde a la zona de estudio de este trabajo. Mapa geológico de Chile Central (31°25'-32°30'S) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991). UM: Unidad Máfica; UT: Unidad Trondhjemítica; UTP: Unidad Tonalítica Principal; UG: Unidad Granodiorítica.	80
FIGURA 6.2	Afloramiento de UTP con los diferentes tipos de rocas máficas encontradas: a) EMM dispuestos en una pared vertical; b) xenolitos andesítico - basáltico de la Formación Veta Negra (bordes angulares) mezclados con los EMM (bordes redondeados); c) xenolitos ultramáficos dispuestos en pared vertical; d) diques máficos de la Quebrada Frutillar (vista en planta).	81
FIGURA 6.3	Clasificación QAP de Le Maitre et al. (1989) de las muestras de la zona sur del CPI. Se plotean rocas de caja (triángulos negros), EMM (rombos rojos) y diques máficos (cuadrados amarillos). Los análisis de roca de caja y EMM fueron realizados en este trabajo (Anexo C), y los datos de diques son de Hidalgo (2011).	83
FIGURA 6.4	Características petrográficas de los minerales de los granitoides: a) ILL0859D, nic x, 20X. Cristal de plagioclasa como inclusión de feldespato - K, generando una textura simplectítica. Cristal de feldespato - K con textura peritítica; b) ILL0859D, nic x, 4X. Megacristal de feldespato - K, con inclusiones de biotita, cuarzo, plagioclasa, anfíbolos y opacos; c) ILL0877A, nic //, 10X. Cristal de anfíbola con inclusiones de cuarzo, plagioclasas y opacos, donde el centro corresponde a un piroxeno; d) ILL0877A, nic x, 4X. Cúmulo de anfíbolos con inclusiones de cuarzo y opacos, además se observa un alteración por clorita y titanita. Cúmulo rodeado por cristales de cuarzo; e) ILL0859D, nic //, 10X. Opacos rodeados por titanita, y asociados a biotita alterada por clorita; f) ILL0853A, nic x, 10X. Cristal de anfíbola zonada, que está siendo remplazada por titanita; g) ILL0877A, nic //, 4X. Cristal de anfíbola que fue reemplazada casi totalmente por biotita; h) ILL09131, nic x, 10X. Cristal de plagioclasa zonado, cuyo centro está alterado por sericita y arcillas; i) ILL0853A, nic //, 10X. Opacos rodeados por cristales de biotita (algunas alteradas por clorita), y asociados a cristales de apatitos.	87

FIGURA 6.5	Características petrográficas de los minerales de los EMM: a) ILL0879A, nic //, 10X. Cúmulo de apatitos dentro de un EMM, donde se observan además anfíbolos, plagioclasas y opacos; b) ILL09130A, nic x, 10X. Megacrystal de feldespato - K, con inclusiones de plagioclasas, opacos y anfíbolos; c) ILL0879B, nic x, 10X. Cristal de anfíbola alterado casi totalmente por clorita y titanita; d) ILL09125A, nic //, 4X. Cúmulo de anfíbolos rodeado por cristales de biotitas y anfíbolos; e) ILL0879C, nic x, 4X. Cristal zonado de anfíbola, junto con cristales de plagioclasas, feldespato - K y opacos; f) ILL09124A, nic x, 4X. Cristal de cuarzo con un centro de clinopiroxeno, rodeado parcialmente por anfíbolos, generando una textura de cuarzo ocelli; g) ILL09121D, nic x, 20X. Cristal de circón dentro de un cristal de feldespato -K, junto con cristales de plagioclasa y apatitos aciculares; h) ILL0850B, nic //, 10X. Cristales de clinopiroxenos, donde en el centro se observa un cristal parcialmente reemplazado por biotita. Además, se tienen opacos rodeados por titanita; i) ILL0850B, nic x, 10X. Cristal de ortopiroxeno que está siendo parcialmente reemplazado por anfíbolos en los bordes. En la esquina superior izquierda se observa un clinopiroxeno, también parcialmente reemplazado por anfíbola.	92
FIGURA 6.6	Clasificación QAP de Le Maitre et al. (1989), de pares de EMM (diamantes) – roca de caja (triángulos). Simbología de campos en figura 6.3.	93
FIGURA 6.7	Características petrográficas de los contactos entre EMM y sus respectivas rocas de caja (línea roja corresponde a la separación entre roca de caja y EMM): a - b) ILL0859D, nic x (a), nic // (b), 4X. Se aprecia la notoria diferencia en el tamaño de grano entre la roca de caja (lado izquierdo del corte) y el EMM (lado derecho). Además se observa un predominio de minerales félsicos bordeando al EMM; c) ILL0860B, nic x, 4X. Se observan cristales tabulares (biotitas y plagioclasas) de la roca de caja orientados alrededor del EMM, generando una textura traquitoide; d) ILL0850B, nic x, 4X. Las plagioclasas de la roca de caja presentan una orientación parcial con respecto al EMM; y se observan cristales de piroxenos correspondientes al EMM dentro de la roca de caja, y fenocristales de plagioclasas de la roca de caja dentro del EMM; e - f) ILL09123A, nic x (e), nic //, 4X. Borde irregular, donde un feldespato- K de la roca de caja, con inclusiones de plagioclasa, se interdigita con el EMM; g - h - i) ILL09124B, nic //, 4X. g) Roca de caja en contacto con el borde del EMM. Se aprecia la diferencia en tamaño de grano (Roca de caja); h) continuación del contacto, donde se tiene un alto porcentaje de minerales máficos correspondientes a anfíbolos (borde máfico); i) el tamaño de grano disminuye considerablemente, sumado a un menor porcentaje de máficos, y además se observa un fenocristal de plagioclasa (EMM).	95
FIGURA 6.8	Clasificación de rocas ultramáficas de las muestras de la zona sur del CPI (círculos amarillos). Tomado de Le Maitre et al. (1989).	96
FIGURA 6.9	Características petrográficas de los xenolitos ultramáficos: a - b) ILL09114, nic x (a), nic // (b), 4X. Cristal de anfíbola zonado, con inclusiones de clorita y plagioclasa; c) ILL09114, nic x, 10X. Se observa un megacrystal de feldespato potásico, con inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y apatitos. d) ILL09120B, nic x, 4X. Cristal de anfíbola, parcialmente alterado por clorita y epidota.	97
CAPÍTULO 7		
FIGURA 7.1	Composiciones químicas de los feldespatos del Pulso Magnético Tonalítico del CPI, tanto de roca de caja (simbología de cuadrados - RC), como de los EMM (simbología de triángulos). Tomado de Deer et al. (1992).	100
FIGURA 7.2	Imágenes de electrones retro - dispersados de los feldespatos de la zona sur del CPI: a) ILL08-77A (roca de caja), cristal de plagioclasa, con un centro más anortítico que el borde, y con una alteración albítica, paralela a los bordes del cristal; b) ILL09-130A (roca de caja), cristal zonado de plagioclasa, con intercalación de bandas de labradorita y andesina. Inclusiones de ortoclasa y óxidos de hierro; c) ILL08-77A (roca de caja), cristal de plagioclasa parcialmente disuelto por ortoclasa, con un centro albítico y bordes de andesina. El centro sería alteración post- magmática; d) ILL09 - 131A (roca de caja), borde de plagioclasa en contacto con una ortoclasa. Además se tiene una textura mirmequítica, con láminas de cuarzo. El borde corresponde a Andesina, pero en ciertos sectores se observan zonaciones.; e) ILL09-131A (roca de caja) centro del cristal de (d), altamente fracturado, de composición más anortítica y que parece estar siendo carcomido por la Andesina; f) ILL08 - 79C (EMM), plagioclasa con un centro altamente fracturado, pero con un borde de composición Andesina. En el extremo superior izquierdo se observa un cambio de color del cristal, que se asocia a un cambio composicional (Albita); g) ILL09-121D (EMM), cristal de plagioclasa poiquilítico, con inclusiones de	101

ortoclasa y óxidos de hierro. Presenta un borde fracturado, que además tiene una composición distinta al resto del cristal (Bitownita); h) ILL09 – 131A (EMM), fenocristal de plagioclasa dentro de un EMM, con un centro de bitownita, fracturado y bordes más albíticos; i) ILL08 – 79C (enclave), cristal de plagioclasa parcialmente transformado a ortoclasa.

FIGURA 7.3	Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos según Leake et al. (1997): a) Datos de anfíbolos donde el cálculo de la fórmula estructural se hizo a 15 cationes; b) Datos de anfíbolos donde el cálculo de la fórmula estructural se hizo a 13 cationes. Simbología en la Figura 7.1.	103
FIGURA 7.4	Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos según Leake et al. (1997). Gráficos de pares de EMM (triángulos) – roca de caja (cuadrados). Datos en base a 13 cationes.	104
FIGURA 7.5	Imágenes de electrones retro - dispersados de las anfíbolos cálcicos de la zona sur del CPI: a) ILL09 – 130A (roca de caja), cristal poiquilítico de anfíbola, con inclusiones de óxidos de hierro y plagioclasas. Corresponde a una magnesiohornblenda, con una alteración secundaria a actinolita; b) ILL08 – 79C (enclave), cristal poiquilítico de magnesiohornblenda, con inclusiones de cuarzo, óxidos de hierro y apatitos. El centro del cristal corresponde a actinolita; c) ILL08 – 77A (roca de caja), cristal de magnesiohornblenda, donde se tiene en el centro restos de dióxido, rodeados por un borde de actinolita; d) ILL09 – 120B (xenolito), centro de augita, siendo reemplazado por actinolita, y un borde de magnesiohornblenda.	105
FIGURA 7.6	Análisis de anfíbolos calculadas a 13 cationes: a) K _v /s Na; Ti v/s Fe/ (Fe + Mg); c) Al v/s Si; d) Mg v/s Al. La distinción de actinolita se realiza en base a la figura 7.3, mientras que las hornblendas de alta temperatura corresponden al xenolito de hornblendita. Simbología en figura 7.1.	106
FIGURA 7.7	a) Diagrama Q – J (Morimoto y Kitamura, 1983) con las siguientes subdivisiones para clasificar los piroxenos: Quad (piroxenos Ca – Mg- Fe), Ca – Na, Na y otros. b) Diagrama de clasificación para piroxenos Ca – Mg – Fe (Morimoto et al., 1988).	107
FIGURA 7.8	Diagrama composicional biotita – flogopita según Deer et al. (1962). Simbología en la figura 7.1.	108
FIGURA 7.9	Diagrama Fe – Mg - Al de discriminación para biotitas en conjuntos anorogénicos alcalinos (Campo A); biotitas en conjuntos peraluminosos (Campo P); y biotitas en conjuntos orogénicos calco – alcalinos (Campo C). Modificado de Abdel – Rahman (1994).	109
FIGURA 7.10	Al _T v/s Ti (a.p.f.u) de las anfíbolos estudiadas. También se plotean las líneas de presión, calculadas en base a Schmidt (1992).	114
CAPÍTULO 8		
FIGURA 8.1	Distribución de EMM y rocas de caja de acuerdo a su composición mineralógica. Los sitios que se muestran divididos son porque presentaban más de un tipo de roca. Mapa geológico de Chile Central (31°50'-32°20'S) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991).	117
FIGURA 8.2	Aspectos texturales de los contactos entre EMM y sus rocas huéspedes: a) Cristal de plagioclasas transferido al EMM desde la roca huésped; b) megacristal de feldespato – K interdigitado con el EMM y con la roca huésped.	118
FIGURA 8.3	Muestra ILL131A, contacto entre roca huésped (parte superior de la imagen) y EMM (parte inferior). Textura simplectítica entre feldespato – K y plagioclasas.	119
FIGURA 8.4	Dependencia logarítmica de la viscosidad de enclaves de diferentes composiciones químicas versus viscosidad de sus rocas huésped. Notar que la temperatura donde la viscosidad de los enclaves se vuelve mayor que su roca huésped es altamente dependiente de la composición. La zona de transición comprende razones de viscosidad entre 1 y 4. Tomado de William y Tobisch (1994).	123
FIGURA 8.5	Sección transversal esquemática de la UTP (cuerpo de color rosa), con EMM orientándose de acuerdo al flujo vertical imperante (cuerpos oscuros elongados), mostrando un emplazamiento que implica una	126

leve inclinación regional, y una detención del sistema (stopping), donde la UTP se orienta a manera de sill. El cizalle que sufre la roca de caja, bajo la UTP, se acomoda por medio de fallas normales, que en profundidad pueden estar mejor distribuidas y lubricadas, permitiendo la formación de canales para que el magma ascienda. El conducto principal de ascenso, o la raíz del sistema, se encuentra a la izquierda de la sección. Una subsidencia no uniforme puede ocurrir, generando roof pendants dentro de la UTP. Tomado y modificado de Haederle y Atherton (2002).

- FIGURA 8.6** Representación de la evolución de los EMM (no a escala). Sills de basaltos derivados del manto son inyectados a varias profundidades en la corteza inferior, generando una zona caliente y fundiendo parcialmente rocas corticales pre-existentes. La fracción de fusión cortical varía a través de esta zona, de acuerdo a la proximidad de los sills. El fundido cortical se mezcla con el magma basáltico y, después de un largo tiempo, forma glóbulos de magma máfico. Los magmas generados ascienden rápidamente a reservorios superficiales. El fundido basáltico y cortical continúa interactuando durante el ascenso y comienza una rápida cristalización. Al momento del emplazamiento el magma tiene una alta cristalinidad y se solidifica. Ver el texto para más explicación. Tomado y modificado de Annen et al. (2006). 129
- FIGURA 8.7** a) Mapa geológico de Chile Central (31°50'-32°20'S) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991) mostrando la locación del perfil esquemático (línea negra); b) Perfil esquemático de la zona sur de la UTP, donde el conducto alimentador corresponde a un dique y luego el emplazamiento ocurre a manera de sill. Los datos de deformación de la Formación Lo Prado, se tomaron de Ferrando (2011). Ver el texto para mayor explicación. 133

ÍNDICE DE TABLAS

	Págs.	
CAPÍTULO 5		
TABLE 1	MME abundance (percentage of the area utilized by MME with respect to the total area analyzed in each stop) in the different study sites (Fig. 2) of the Main Tonalitic Unit of the Illapel Plutonic Complex.	76
TABLE 2	Grain size of MME versus type of MME (according to colour index).	77
TABLE 3	Summary of the obtained data on the generation of reaction rims in MME from the IPC.	78
CAPÍTULO 7		
TABLA 7.1	Resultados de presión y temperatura para las muestras de roca de caja (RC) y enclaves máficos microgranulares (EMM) de la parte sur del CPI. Las distintas calibraciones de geotermómetros corresponden a : P1 – Hammarstrom y Zen (1986); P2 – Hollister et al. (1987); P3 – Johnson y Rutherford (1989); P4 – Schmidt (1992). El geotermómetro aplicado utilizando la presión P4 fue el de Blundy y Holland (1990). Los resultados corresponden al valor promedio de cada muestra. Tabla de muestras de roca que cumplen con las restricciones de los geobarómetros y del geotermómetro utilizado.	112
TABLA 7.2	Resultados de presión y temperatura para las muestras de roca de caja (RC) y enclaves máficos microgranulares (EMM) de la parte sur del CPI. Las distintas calibraciones de geotermómetros corresponden a : P1 – Hammarstrom y Zen (1986); P2 – Hollister et al. (1987); P3 – Johnson y Rutherford (1989); P4 – Schmidt (1992). El geotermómetro aplicado utilizando la presión P4 fue el de Blundy y Holland (1990). Los resultados corresponden al valor promedio de cada muestra. Tabla de puntos de actinolita.	112
TABLA 7.3	Resultados de presión y temperatura para las muestras de roca de caja (RC), enclaves máficos microgranulares (EMM) y xenolito de la parte sur del CPI. Las distintas calibraciones de geotermómetros corresponden a : P1 – Hammarstrom y Zen (1986); P2 – Hollister et al. (1987); P3 – Johnson y Rutherford (1989); P4 – Schmidt (1992). El geotermómetro aplicado utilizando la presión P4 fue el de Blundy y Holland (1990). Los resultados corresponden al valor promedio de cada muestra. Tabla de muestras de roca que no cumplen con las restricciones de los geobarómetros y del geotermómetro utilizado. La casilla marcada en rojo presenta valores de desviación estándar muy altos.	113

CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN

La presente Tesis de Magister, realizada dentro del proyecto FONDECYT 1080468 “*The anatomy, nature, ascent and emplacement of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, Central Chile*”, del cual el Dr. Diego Morata es investigador principal, corresponde a un estudio morfológico, estadístico y petrológico de los enclaves máficos microgranulares (EMM) del Complejo Plutónico Illapel (CPI), específicamente de su zona sur. Esta Tesis se ha desarrollado en el marco del Programa de Magister en Ciencias, mención Geología de la Universidad de Chile y consta de 9 capítulos. El capítulo 1 expone el problema de investigación, los objetivos y el enfoque metodológico, además de presentar el marco geográfico de la zona de estudio. El capítulo 2 da a conocer el estado del conocimiento actual de los EMM, con énfasis en los modelos propuestos para su formación. El capítulo 3 entrega los antecedentes geológicos de la zona de estudio, tanto del CPI, como de su roca de caja. El capítulo 4 expone los fundamentos teóricos de las metodologías aplicadas durante el desarrollo del trabajo. El capítulo 5 corresponde a un estudio estadístico de los EMM, y discute acerca de la relación entre morfología y formación de los EMM. El capítulo 6 se refiere al estudio petrográfico tanto de los EMM, como de sus rocas de caja respectivas. El capítulo 7 analiza la química mineral tanto de los EMM, como de sus rocas de caja respectivas, y entrega información acerca de las condiciones de emplazamiento del magma en estudio. El capítulo 8 sintetiza los antecedentes y resultados obtenidos a partir de los análisis desarrollados, generando un modelo de evolución de los EMM. Finalmente el capítulo 9 entrega las conclusiones del trabajo.

1.1 Generalidades

Se ha reconocido que los magmas máficos (derivados del manto) juegan un rol importante en la generación de los fundidos graníticos. Estos magmas aportarían calor en la base de la corteza continental, donde la fusión parcial (por aporte calórico del magma máfico, *mafic underplating*) podría generar cuerpos de composición silícica (e.g. Barbarin, 2005; Kumar y Rino, 2006; Annen et al., 2006). Es posible encontrar evidencias de las interacciones físicas de estos magmas a través de la presencia de enclaves máficos microgranulares, *schlieren* y diques básicos sinmagmáticos. Estas evidencias pueden entregar información importante acerca del rol de los magmas máficos en la iniciación y evolución de magmas graníticos calco - alcalinos y por lo tanto, dilucidar sus orígenes son de fundamental importancia para una correcta interpretación de la historia de los batolitos (e.g. Barbarin, 2005).

Durante el Cretácico Inferior, el margen continental activo de la zona norte y central de Chile (25°20'S a 35°40'S) fue el foco de un intenso volcanismo y plutonismo. La combinación de este magmatismo junto con la formación de cuencas, subsidencia y exhumación final en este margen activo durante el Mesozoico, es lo que dio forma a la actual Cordillera de la Costa (Aguirre et al., 1999; Parada et al., 2005; Vergara et al., 1995).

En este escenario, grandes volúmenes de magma fueron emplazados en la Cordillera de la Costa de Chile central durante el Cretácico Inferior. Este plutonismo es parcialmente coetáneo con un volcanismo bimodal, subsidencia de cuencas y metamorfismo de enterramiento, de muy bajo grado, no deformativo (e.g Vergara et al, 1995; Parada et al, 2005; Morata et al, 2005). Uno de estos complejos plutónicos corresponde al CPI (31°25' – 32°30'S), que es parte del cinturón magmático del Cretácico Inferior, y se ha seleccionado para su estudio por su excelente exposición y diversidad en litologías. Los EMM son particularmente abundantes en el CPI, estando focalizados especialmente en la zona sur, donde presentan una alta frecuencia. La investigación realizada en este trabajo se concentrará en este tipo de inclusiones máficas, ya que podrían representar los términos más básicos durante los procesos petrogenéticos implicados en la construcción de el CPI. La petrografía, mineralogía modal, estudio de la morfología y la relación de los EMM con su roca huésped impone ciertas condiciones para un modelo general acerca del origen y evolución de los EMM.

1.2 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es el poder elaborar un modelo petrogenético de la interacción entre los magmas máficos y félsicos durante las primeras etapas y posterior evolución de los magmas graníticos calco - alcalinos. Este modelo conceptual se realizará a través del estudio de la naturaleza y distribución de los EMM presentes en el intrusivo. Se pretende establecer:

- ❖ Las distintas morfologías y distribución de los EMM de la parte sur del CPI.
- ❖ El quimismo mineral de los EMM y de la roca huésped.
- ❖ Condiciones de presión y temperatura del emplazamiento de la roca huésped y de los EMM, y determinar si son cogenéticos o no.

- ❖ El origen de los EMM y su relación con los cuerpos máficos presentes en el CPI.
- ❖ Correlacionar los resultados obtenidos acerca de la dirección del flujo magmático en la parte sur del CPI, con los datos AMS obtenidos en el trabajo de tesis de Rodolfo Ferrando (2011).

1.3 Hipótesis de trabajo

Los EMM son considerados una de las claves para el entendimiento de la génesis y evolución de las rocas graníticas (e.g. Didier, 1973 ; Barbarin y Didier, 1992; Perugini et al., 2003; Donaire et al., 2005; Castro et al., 2008). En general se observa que estos enclaves tienen una composición química e isotópica similar a su roca de caja, diferenciándose de éstas en el tamaño de grano (presentan en general un menor tamaño) y por la abundancia de minerales máficos. Basado en estas similitudes, se considera que los EMM presentarían alguna relación genética con sus rocas de caja (Vernon, 1983, 1988; Donaire et al. 2005).

Existen diferentes interpretaciones de cómo se relacionan los EMM con sus rocas de cajas. La más utilizada, es que representan los productos de *mixing* y *mingling* de magmas derivados del manto con aquellos derivados de fundidos corticales (ej. Didier, 1973; Vernon 1983, 1988 ,2004; Baxter y Feely, 2002). Otra teoría, propone un origen restítico, donde los EMM representarían los residuos parciales de fusión parcial y no fundidos generados directamente desde la fuente (White y Chappell, 1977; Chappell et al., 1987). Una tercera hipótesis postula que se formarían por mecanismos de diferenciación cristal – líquido, operando dentro de un mismo magma parental granítico (e.g. Dodge y Kistler, 1990).

En el presente trabajo se desarrollará un estudio de los EMM presentes en el borde sur del CPI, debido a una alta frecuencia y buena exposición. También se tomarán sitios aleatorios en el norte del CPI, con el fin de estudiar la posibilidad de extrapolar los datos obtenidos a todo el complejo. Este estudio pretende evaluar las hipótesis nombradas anteriormente y relacionar los EMM, si es posible, a los cuerpos máficos existentes en este complejo plútonico. Para esto se considerará la petrografía, química mineral y se realizará un estudio estadístico de las relaciones morfológicas y distribución de EMM. Además se utilizará información existente respecto a la geocronología, isotopía y foliación magnética del CPI. Se espera que los resultados obtenidos contribuyan a la comprensión de los diferentes mecanismos de evolución y emplazamiento de los magmas graníticos que darían origen al CPI.

1.4 Metodología de trabajo

❖ **Recopilación de información previa:** consistió en la compilación y análisis de antecedentes bibliográficos, estudios y datos anteriores de la zona, además de material bibliográfico referido a petrogénesis de enclaves en rocas intrusivas.

❖ **Campanas de terreno:** se realizaron 7 campañas de terreno durante el período de agosto del 2008 a febrero del 2010. Se llevó a cabo un reconocimiento y muestreo de afloramientos a través de todo el CPI, donde se efectuó un mapeo detallado de la petrografía del complejo, se obtuvieron 174 muestras de roca (roca de caja y EMM) de las diferentes litologías expuestas, y se efectuó una transecta de 20 km de largo aproximadamente, orientación \approx N-S a lo largo del borde sur del CPI para estudiar macroscópicamente los EMM, con especial interés en sus dimensiones, morfología, textura, tamaño de grano, orientación, contactos con la roca de caja, existencia o no de borde de reacción (identificando en cada caso la naturaleza y dimensiones del mismo), y si mostraba algún tipo de alteración. La misma metodología se utilizó en 5 sitios más, pero en la zona norte del CPI. Además se realizaron 65 sitios paleomagnéticos, estudiados por Rodolfo Ferrando en su Tesis de Magíster de la Universidad de Chile (2011).

❖ **Estudio Estadístico:** con los datos de terreno (transecta y puntos aislados de la zona norte del plutón), se realizó un estudio estadístico para observar si existían relaciones directas y/o indirectas entre los diferentes parámetros analizados. Para esto se utilizaron los programas de Microsoft Office Excel 2007, DIPS, Orient 2.1 e Illustrator CS3. Los resultados obtenidos fueron presentados y examinados a través de gráficos y mapas temáticos (Capítulo 5; Anexo A y B; Anexo virtual I, II y III).

❖ **Caracterización petrográfica:** se realizó en cortes transparentes de muestras obtenidas en terreno, tanto de roca de caja, como de EMM, utilizando los microscopios polarizantes Olympus - CX31-P del Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Se determinó el tipo de roca, las asociaciones minerales y las diferentes relaciones texturales presentes en cada muestra (Anexo C).

❖ **Quimismo mineral y termobarometría:** previamente a los cálculos termobarométricos, se seleccionaron 18 muestras, tanto de roca de caja como de EMM, recolectadas a través de todo el CPI, pero con especial énfasis en la zona sur. Estas muestras fueron analizadas a través de un Microscopio Electrónico de Barrido (Scanning Electron Microscopy-SEM-) con imágenes de alto contraste y

mediciones semicuantitativas EDX (espectroscopía de energía de rayos X) con el fin de identificar relaciones texturales y composicionales de los minerales. Este estudio se realizó en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, España.

En las muestras procedentes del CPI, tanto roca de caja como EMM, se estudiaron tanto las composiciones puntuales de minerales desconocidos como de los minerales más comunes, haciendo hincapié en cristales de anfíbol y plagioclasa en contacto. Finalmente, sobre la base de las composiciones químicas puntuales, se determinó la fórmula estructural de los diferentes minerales, siguiendo los procedimientos de cálculo específicos para cada uno de ellos (Anexo D – Anexo virtual IV).

❖ **Geocronología isotópica:** si bien estos datos no son parte de la Tesis aquí presentada, si se utilizan para realizar los análisis correspondientes. Con las mismas muestras obtenidas en las campañas de terreno, se realizaron dataciones radiométricas, en circones y/o titanitas (método U/Pb), a fin de poder constreñir la edad de cristalización de los diferentes pulsos magmáticos existentes en el CPI. Esta información se encuentra en Morata et al. (2010).

❖ **Presentación de los resultados:** parte de la información obtenida durante el transcurso de la Tesis se ha presentado en diferentes instancias, que se nombran a continuación:

Distribución y características morfológicas de los enclaves máficos del borde sur del Complejo Plutónico Illapel (CPI).

Varas, M.I., Morata, D., Arriagada, C., Ferrando, R., Higgins, M.

12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago, Chile.

Fábricas petro-magnéticas en el Complejo Plutónico Illapel: implicancias en el mecanismo de emplazamiento de plutones.

Ferrando, R.; Arriagada, C.; Morata, D.; Córdoba, L.; Varas, M.

12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago, Chile.

Rhythmically layered gabbro in the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera of central Chile): petrography and field relationships.

Morata, D., Higgins, M.; Varas, M.I.

12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago, Chile.

Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U-Pb geochronological constraints.

Morata, D.; Varas, M.I.; Higgins, M.; Valencia, V.; Verhoort, J.

VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasil.

Morphology and spatial distribution of mafic microgranular enclaves in a calc-alkaline pluton: understanding the interactions between mafic and felsic magmas during emplacement.

Varas, M.I.; Morata, D.; Higgins, M.; Arancibia, G.

Submitted to AGU fall meeting 2011.

Emplacement and development of layering during hydration reactions in the La Cordadera gabbro intrusion, Illapel Plutonic Complex, Central Chile.

Higgins, M.; Morata, D.; Varas, M.I.; Ferrando, R.; Arriagada, C.; Valencia, V.; Vervoort, J.

En proceso final de elaboración.

Morphology and spatial distribution of mafic microgranular enclaves in a calc-alkaline pluton: understanding the interactions between mafic and felsic magmas during ascent and emplacement.

Varas, M.I.; Morata, D.; Higgins, M.; Arancibia, G.

Trabajo en progreso para ser enviado a una publicación ISI, 2011.

1.5 Marco geográfico

1.5.1 Ubicación

El Complejo Plutónico Illapel (CPI) aflora en la Cordillera de la Costa, Chile central, colindando al suroeste con la ciudad de La Ligua (comuna de la provincia de Petorca, V Región de Valparaíso) y al norte, con la ciudad de Illapel (comuna capital de la provincia del Choapa, IV Región de Coquimbo), extendiéndose unos pocos kilómetros más. La zona de estudio corresponde específicamente al sector sur del CPI, ubicado en el cuadrante definido por las coordenadas UTM: 280000 – 3250000 N y 6390000 – 6450000 E (Figura 1.1).

Los afloramientos del CPI forman un cuerpo elongado en dirección NS, de aproximadamente 130 km de largo y 30 km de ancho en la parte central, que va adelgazándose hacia el sur.

CAPÍTULO 2 – MARCO TEÓRICO

2.1 Introducción

Las inclusiones máficas o enclaves, han atraído considerablemente la atención y han generado una gran controversia que data desde hace varios años. Estas corresponden a agregados máficos incorporados a una roca huésped más félsica, y son especialmente comunes en granodioritas, cuarzodioritas y tonalitas (Best, 2003). Algunos ejemplos de los tipos de enclaves son (Vernon, 2004):

1 – Enclaves microgranulares (también llamados enclaves ígneos o enclaves máficos): están caracterizados por presentar microestructuras ígneas. Se les ha interpretado como restitas (Chappell et al., 1987), productos de mixing y mingling (Hibbard, 1981; Vernon, 1983), resultado de cristalización fraccionada (Dodge y Kistler, 1990) y otros modelos que serán analizados más adelante.

2 – Fragmentos de rocas (xenolitos): pueden ser también granos individuales (xenocristales), que se desglosan de las paredes de la cámara magmática y se incorporan al magma.

3 – Concentraciones de minerales de grano fino, que precipitan tempranamente y se han roto e incorporado al mismo magma o a uno más tardío.

En cualquiera de estos ejemplos, las condiciones magmáticas no fueron conductivas a la completa asimilación, o digestión, de las inclusiones máficas en el magma.

2.2 Enclaves máficos microgranulares (EMM)

Los EMM son comunes en los granitoides calco – alcalinos y son abundantes en la mayoría de los granitoides Cordilleranos. Estos proveen evidencia del rol de los magmas máficos en el inicio y evolución de los magmas graníticos calco – alcalinos, por lo tanto su origen es fundamental para interpretar la historia de los batolitos (Barbarin, 2005).

Los EMM fueron minuciosamente descritos por Phillips en 1880, y luego por Pabst, en 1928. Ambos trabajos han sido la base para estudios posteriores en esta materia. Muchas de las características que se presentan a continuación son parte de sus observaciones:

2.2.1 Ocurrencia de los EMM

- Su abundancia generalmente no está relacionada a los contactos del plutón (ej., Phillips, 1880; Pabst, 1928).
- Su distribución comúnmente es irregular, pero puede ser uniforme sobre áreas relativamente grandes, y pueden estar concentrados en enjambres relacionados aparentemente a flujos magmáticos (ej., Pabst, 1928).
- Ocurren tanto en rocas gabroicas, como graníticas en composición, pero son raros en las más leucocráticas. Son más abundantes en granodioritas, cuarzo dioritas y cuarzo monzonitas (Pabst, 1928)
- Algunos se encuentran dentro de otros EMM y otros engloban a xenolitos metasedimentarios, ambos llamados “enclaves dobles” (Didier, 1973).

2.2.2 Forma y tamaño

- Generalmente redondeados a ovoides, Aunque también es posible encontrarlos subangulares o angulares. Algunos presentan bordes dentados o puntiagudos, con lóbulos convexos hacia la roca huésped. Los enclaves elongados son marcadamente elipsoidales a lenticulares (Pabst, 1928).
- Presentan tamaños variables, que van desde milimétricos a métricos, incluso es posible encontrar kilométricos. Los enclaves más comunes en granitos van desde 10-20 cm (Barbarin y Didier, 1992).
- Típicamente presentan contactos abruptos con el granitoide, Aunque también se encuentran contactos difusos. A escala microscópica, granos de cuarzo y feldespato potásico del granitoide puede extenderse ligeramente dentro del EMM, donde encierra poiquilíticamente a minerales de plagioclasas y máficos (Pabst, 1928).
- Su grado de elongación está correlacionado con la intensidad de la foliación del flujo en la roca huésped, sugiriendo que ambos, enclave y granitoide, fueron deformados similarmente durante el flujo (Vernon, 1983).
- Pueden ser extremadamente elongados, sin mostrar evidencias microestructurales de deformación de granos o recristalización. Por lo tanto, la extensión parece haber sido acompañada por movimiento relativo de cristales y fundido (Vernon, 1983).

- Los minerales dentro de enclaves elongados presentan una orientación preferencial similar a los encontrados en la roca huésped foliada adyacente, pero la orientación preferencial puede ser mayor en los enclaves (Pabst, 1928).

2.2.3 Microestructuras

- Sus microestructuras generalmente son uniformes a lo largo de todo el enclave, Aunque algunos presentan márgenes de grano más fino; el tamaño de grano promedio es de 0,3 mm; los minerales máficos son generalmente de grano más fino que los minerales félsicos, como en la roca huésped (Pabst, 1928).

- La orientación de los granos es generalmente azarosa, Aunque la alineación por flujo, especialmente de grupos de plagioclasas, es común; la alineación puede ser paralela a los márgenes del enclave, y puede estar desviada alrededor de los fenocristales (Taylor et al., 1980).

- Los enclaves presentan microestructuras típicas de rocas ígneas de grano fino a medio (ej., Phillips 1981).

- Las plagioclasas pueden presentar núcleos “corroídos” (desigualmente zonados), con o sin pequeñas inclusiones máficas redondeadas (Pabst, 1928), y anillos más sódicos, con o sin zonaciones oscilatorias (Vernon, 1983).

- Algunos de ellos contienen megacristales de feldespato potásico, rodeados por oligoclasa (ej., Phillips, 1981; Hibbard, 1981).

- Pueden contener granos de cuarzo redondeados, bordeados por minerales máficos de grano fino (ej. Pabst, 1928).

- Pueden o no mostrar evidencia de remplazo de piroxeno por hornblenda, hornblenda por biotita, y ortopiroxeno por biotita (Vernon, 1983).

2.2.4 Composición

- Aunque son consistentemente más máficos que sus granitoides huéspedes, no son estrictamente máficos, sino que de composición intermedia a silícica (ej. Didier, 1973).

- Químicamente los enclaves caen sobre o cerca de las tendencias de variación de sus granitoides huéspedes, con un amplio rango en sus porcentajes de SiO₂ (Vernon, 1983).

- Presentan asociaciones minerales y abundancias relacionadas a dioritas cuarcíferas, monzonitas cuarcíferas, cuarzo sianitas, tonalitas y granodioritas (ej. Didier, 1973).

- Hornblenda y biotita son los minerales máficos típicos en los enclaves microgranulares (Vernon, 1983).

- Sus asociaciones minerales son generalmente las mismas que las presentes en el granitoide circundante, pero las proporciones pueden ser diferentes y las composiciones son generalmente ligeramente diferentes, especialmente para las plagioclasas, que es comúnmente más cálcica en los enclaves. Minerales del granitoide, como esfeno o fenocristales de hornblenda, pueden encontrarse reflejados en los enclaves (Pabst, 1928).

- Los enclaves tienen relativamente un amplio rango de composiciones en un mismo plutón (ej. Pabst, 1928).

En base a estas características el término utilizado para los enclaves de este trabajo, será enclaves máficos microgranulares (EMM). Se considera que los EMM presentan alguna relación genética con sus rocas de caja (Donaire et al., 2005).

2.3 Origen de los EMM

Para comprender dónde y cómo se forman los EMM, es necesario revisar el comportamiento de los magmas que los generan, ya que es la base de los modelos propuestos hasta el día de hoy, y será la base para modelos posteriores:

2.3.1 Procesos de diferenciación magmática

Las composiciones de magmas primarios que ascienden por *buoyancia*¹ desde el manto y de la corteza inferior son modificadas por varios procesos de diferenciación. Estos procesos pueden ser descritos como (Best, 2003):

Procesos de sistemas cerrados

- a. Cristalización fraccionada
- b. Separación física de fundidos inmiscibles
- c. Separación fundido – fluido

¹ Fuerza relativa a la gravedad que actúa en un cuerpo cuya densidad difiere de su entorno inmediato. **Buoyancia negativa** es una fuerza hacia abajo en un cuerpo más denso que su entorno. **Buoyancia positiva** es lo opuesto. **Buoyancia neutral** prevalece donde no existe una fuerza de red en un cuerpo cuya densidad es la misma que su entorno (Best, 2003).

Procesos de sistemas abiertos

- d. Asimilación de un contaminante inicialmente sólido
- e. Mixing y mingling de dos o más magmas contrastantes

Dos o más de estos procesos operan comúnmente de manera simultánea o en conjunto. Por ejemplo, un magma en un arco continental puede evolucionar desde un magma parental primitivo por cristalización fraccionada mientras que asimila rocas de la pared de la cámara magmática; el magma resultante podría mezclarse químicamente con otro magma.

2.3.1.1 Sistemas cerrados de diferenciación magmática

Si se asume que los magmas consisten en fundido más cristales, y localmente, de una fase fluida con volátiles disueltos, existen 3 maneras posibles de diferenciación:

- a) Separación de cristales y fundido; cristalización fraccionada, o fraccionamiento (Best, 2003)

Debido al contraste químico entre el fundido y los cristales precipitados, la segregación de los dos provee un medio poderoso para diferenciar un magma primitivo en partes composicionalmente contrastantes. Los efectos del fraccionamiento en un magma parental son manifestados en fundidos residuales evolucionados y cristales acumulados. Las rocas derivadas desde fundidos residuales presentan composiciones relativamente evolucionadas.

En magmas evolucionados, el efecto de cristalización fraccionada es más obvio en las variaciones de elementos traza que en elementos mayores. Durante la cristalización progresiva de un magma, elementos compatibles son concentrados en los sólidos mientras que el líquido residual se irá enriqueciendo en elementos incompatibles. El grado de cristalización en un sistema magmático es un control importante sobre las concentraciones de elementos traza en el líquido residual y en los sólidos. El patrón de elementos traza en fundidos residuales pueden revelar información importante acerca de qué fases se están fraccionando.

b) Separación física de fundidos inmiscibles

La inmiscibilidad, como proceso, debería ser inevitable en algún punto de la evolución de la mayoría de los magmas mantélicos o corticales durante la historia de enfriamiento y cristalización de estos. La formación de dos fases inmiscibles resulta en un fraccionamiento geoquímico mayor: todos los elementos químicos, isótopos, y varios de sus compuestos, se distribuyen entre estas dos fases, donde la divergencia composicional es extrema (Roedder, 2003).

Una de las fases inmiscibles es universalmente rica en volátiles. Esta fase, generalmente tiene altos contrastes de viscosidad y densidad con sus magmas silícicos parentales, y por lo tanto una rápida separación de las nuevas fases exseltas es esperable. Si la separación de fases inmiscibles fuera eficiente, el magma residual debería estar significativamente empobrecido en volátiles incompatibles relativos al magma parental. En el caso de inmiscibilidad de magmas félsicos subsaturados en H₂O, éstos se separan a cierta temperatura en dos líquidos inmiscibles, uno corresponde a un fundido silicatado pobre en volátiles, mientras que el otro es un fundido silicatado rico en volátiles (Kamenetsky, V., 2006).

c) Separación de la fase fluida y del fundido: pegmatitas

Experimentos y observaciones en rocas indican que fluidos acuosos y carbonatados en equilibrio con un fundido magmático contienen concentraciones significativas de muchos componentes químicos, tales como Si, Na, K, Fe, y contienen también muchos elementos incompatibles. La exsolución de soluciones fluidas desde el fundido donde coexiste, es por lo tanto un medio significativo para modificar su composición. En las etapas finales de la solidificación de muchas intrusiones de magma granítico, la creación de cuerpos de pegmatitas se cree que es críticamente dependiente de la separación de una fase fluida acuosa desde el fundido residual saturado en agua, como lo plantea el modelo de formación de Jahns y Burnham (1969).

2.3.1.2 Sistemas de diferenciación abiertos: magmas híbridos

Si dos o más magmas parentales disímiles se mezclan, un magma “hijo”, híbrido, de composición intermedia entre ellos, es producido. Los magmas pueden derivar de distintas fuentes, como por ejemplo un magma basáltico proveniente del manto superior o un magma silícico de la corteza continental profunda; o pueden haber tenido un mismo magma parental, pero siguieron caminos evolutivos diferentes, como magmas contrastantes en una cámara composicionalmente zonada. Otros escenarios son posibles (Best, 2003).

a) Asimilación de un contaminante inicialmente sólido

Después de dejar su fuente, una parte del magma primario que va ascendiendo puede encontrarse con una roca de caja de diferente composición, especialmente magmas basálticos que nacen en el manto y entran a rocas siálicas² de la corteza. Los magmas interactúan con su exterior en un intento de alcanzar un equilibrio químico y termal (Best, 2003).

La incorporación de roca sólida en un magma de diferente composición es el proceso de asimilación. Este proceso produce un magma contaminado, que también sería un híbrido, como los magmas afectados por mixing. Los contaminantes pueden ser rocas de caja que se encuentran alrededor de la cámara magmática o xenolitos dentro del magma. Dependiendo del magma, composición del material extranjero, temperaturas y tiempo disponible, el material extranjero se equilibra químicamente con el fundido en varios grados. Los minerales pueden disolverse selectivamente en el fundido y los iones contaminantes pueden incorporarse por difusión dependiendo del tiempo y de la temperatura. Comúnmente, la asimilación involucra mixing con los fundidos creados por la fusión de la roca contaminante.

La presencia de xenocristales y xenolitos en rocas magmáticas puede sugerir que estos son contaminantes, pero los xenocristales también pueden ser originados por un mixing de magmas disímiles (tema tratado a continuación), y material extranjero puede ser incorporado tardíamente en el magma con una mínima contaminación al fundido. Xenocristales deformados, que muestran extinción óptica ondulatoria bajo luz polarizada cruzada en cortes transparentes, u otros sólidos que muestren efectos de deformación son especialmente útiles en distinguir entre materiales sólidos asimilados y fenocristales en magmas que han sufrido mixing.

b) Magma mixing y mingling

La interacción entre magmas ácidos y básicos es una característica muy estudiada, especialmente en arcos magmáticos en ambientes de subducción (ej. Didier, 1973; Barbarin 2005, Castro et al., 2008). Estas interacciones pueden producirse durante toda la evolución de un plutón o batolito cordillerano, incluso pueden continuar durante el ascenso y emplazamiento del magma granítico en la corteza.

² Rocas ricas en Si y Al, que contienen abundantes feldespatos; usadas especialmente con referencia a la corteza continental (Best, 2003).

Interacciones termales, químicas y mecánicas son los principales tipos de intercambio entre magmas coexistente (Fig. 2.1). El término “**mingling**” o “**co-mingling**”, indica interacción mecánica donde los magmas originales retienen su identidad durante la mezcla, mientras que el término “**mixing**” implica interacciones químicas que completan las interacciones mecánicas para producir “rocas híbridas” homogéneas, donde las identidades de los magmas originales son desconocidas (Barbarin y Didier, 1992).

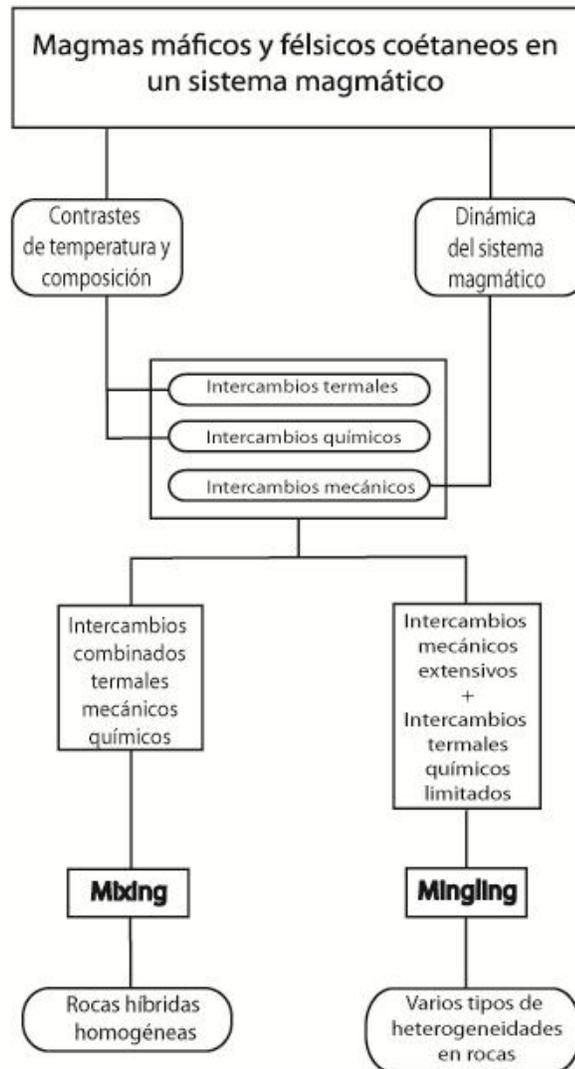


Fig. 2.1 - Diferentes tipos de intercambios ocurridos entre dos magmas coexistentes y contrastantes en un sistema magmático dinámico: sus combinaciones en los procesos de mixing o mingling (basado en Barbarin y Didier, 1992).

- Propiedades físicas de magmas coexistentes y procesos de interacción (Barbarin y Didier, 1992)

En sistemas graníticos, interacciones entre magmas máficos y félsicos están constreñidas principalmente por sus temperaturas iniciales, composiciones, contenido de H₂O, volúmenes relativos, cristalinidad, valores absolutos de viscosidad, y posteriormente por su reología relativa. Como estos parámetros intensivos e interactivos cambian simultáneamente durante la evolución de los sistemas, varios tipos de interacciones pueden aparecer secuencialmente.

Los magmas máficos son más calientes y de composición básica (45 – 50 wt% SiO₂), mientras que los magmas félsicos de la roca huésped son más fríos y ácidos (65- 75 wt% SiO₂). Debido a estas diferencias en temperaturas y composiciones, los magmas coexistentes tienen propiedades físicas muy diferentes. Dependiendo de los contrastes químicos, y viscosidad efectiva de los magmas máficos a un volumen dado, la fracción de cristales es de uno a cuatro órdenes de magnitud más baja que los magmas félsicos. Los contrastes de viscosidad tienen una importante influencia en la dinámica de la hibridación del magma: bajos contrastes de viscosidad entre dos magmas generalmente favorecen mixing, mientras que altos contrastes de viscosidad evitan el mixing y sólo permiten el mingling. En cualquier caso, los procesos de hibridación son eficientes sólo entre magmas con bajas viscosidades absolutas.

Sparks y Marshall (1986) propusieron un modelo reológico donde se considera que la viscosidad y contenido de cristales de magmas félsicos y máficos varía en función de su fracción de masa. Que ocurra mixing o mingling depende de los volúmenes relativos de los magmas, así como de sus temperaturas: una gran proporción de magma máfico y equilibrio termal favorece el mixing, mientras que una gran proporción de magma félsico y un gran contraste de temperatura solo permitiría mingling.

Los volúmenes relativos, temperaturas, y viscosidades de magmas coexistentes no sólo juegan un rol crítico en determinar la ocurrencia y eficacia de varias formas de interacción, sino que también limitan la extensión espacial de las áreas afectadas por estas interacciones.

- Intercambio termal

El intercambio termal es mucho más rápido que el intercambio mecánico o químico. La difusión termal es típicamente varios órdenes de magnitud más rápida que la difusión química en fundidos silicatados (Sparks y Marshall, 1986).

La fracción de masa es también muy importante para la historia termal de magmas contrastantes. Cuerpos máficos de gran tamaño alcanzan su equilibrio termal con el magma granítico sólo después de un tiempo relativamente largo, durante el cual intercambio químico extensivo puede ocurrir y modificar su identidad original (mixing), mientras que pequeños glóbulos de magmas alcanzan su equilibrio termal muy rápido y se vuelven lo suficientemente rígidos para limitar e incluso evitar intercambio químico (mingling) (Barbarin y Didier, 1992).

- Intercambio mecánico (Barbarin y Didier, 1992)

Dado que el contraste composicional entre dos magmas es relativamente fuerte, fenocristales cristalizados en un magma y mecánicamente transferidos a otro, no estarán en equilibrio con el nuevo magma encajante. Algunos fenocristales recrystalizan completamente, mientras que otros se disuelven parcialmente y se les forma una corona de minerales que se encuentran en equilibrio con el magma encajante. Los xenocristales ocurren como cúmulos de minerales máficos o como cristales redondeados rodeados por bordes de reacción; también pueden formar núcleos de algunos cristales como las plagioclasas (Barbarin, 1990). Generalmente, minerales máficos como anfíbol, piroxeno y olivino del magma máfico, ocurren como cúmulos de minerales máficos imbricados dentro del magma félsico, mientras que fenocristales de cuarzo y feldespato – K del magma félsico, forman xenocristales con texturas ocelar y rapakivi en el magma máfico.

- Intercambio químico (Barbarin y Didier, 1992)

Aunque más discreto que el intercambio mecánico, el intercambio químico complementa el proceso de hibridación y juega un rol destacado en la generación de rocas híbridas. Elementos químicos se transfieren entre los magmas coexistentes, desde que se encuentran hasta su consolidación, siempre y cuando la homogenización de los magmas no se cumpla. El intercambio mecánico y asimilación de xenocristales también altera la composición inicial de los magmas contrastantes. El intercambio químico generalmente actúa después del equilibrio termal. Experimentos llevados a cabo en difusión de elementos mayores entre fundidos de composiciones contrastantes, han demostrado una migración sistemática y diferencial de todos los elementos en ambos lados de la superficie de contacto. Los experimentos también indican que esta interdifusión selectiva es mayor cuando se tiene la presencia de fases fluidas, especialmente de H₂O (Barbarin y Didier, 1992, y referencias en él citadas).

La razón de transferencia química depende del contraste químico y estado físico de ambos componentes. La razón es más alta para el estado completamente fundido, decrece progresivamente con la

cristalización de componentes máficos y se transforma en muy limitada o nula cuando el componente máfico alcanza el estado de completamente sólido.

Durante la interdifusión selectiva, CaO, MgO, y FeO_t de los magmas máficos son introducidos en magmas félsicos y resulta en la cristalización de silicatos máficos, mientras que el SiO₂, K₂O, y Na₂O de magmas félsicos son introducidos en magmas máficos y resulta en la cristalización de cuarzo poiquilítico y feldespato – K. La introducción de H₂O en los magmas máficos también induce una desestabilización de minerales máficos anhidros, provocando su transformación en minerales máficos con H₂O en su estructura. Fenocristales de olivino o piroxeno son generalmente reemplazados por cúmulos de anfíbol o biotita. Excepcionalmente, relictos de olivino o piroxeno pueden ser observados en núcleos de algunos cúmulos de minerales máficos en EMM. Este tipo de relictos de fenocristales son más frecuentes en enclaves magmáticos de rocas volcánicas, donde se preservan mejor debido a su enfriamiento rápido.

Debido a que los isótopos tienen las mayores tasas de difusión química, y el intercambio isotópico es mucho más rápido que el intercambio químico (Barbarin y Didier, 1992, y referencias en él citadas), el equilibrio isotópico es generalmente total dentro de todo el plutón, mientras que el equilibrio químico es parcial y local.

- Procesos de hibridación (Barbarin y Didier, 1992)

Los procesos de interacción no actúan de manera independiente, sino que están asociados y frecuentemente combinados. Estos procesos ocurren principalmente durante eventos de magma mixing. Cuando los magmas máficos y félsicos entran en contacto, el magma máfico se enfría y disocia en pequeñas burbujas. Este intercambio mecánico aumenta el área de contacto entre los magmas y promueve intercambio químico. El intercambio químico reduce el contraste composicional y promueve la hibridación en zonas del magma. Este nuevo magma puede jugar un rol adicional y reaccionar con el magma máfico, el magma félsico, o con ambos. Los procesos de hibridación son favorecidos por la presencia de magmas híbridos, como consecuencia de sus propiedades físicas más cercanas. Homogenización completa sólo puede ocurrir después de muchas etapas sucesivas de hibridación con formación de más y más magma híbrido homogéneo.

2.4 Modelos de origen de EMM

Actualmente, existen dos grupos de modelos para interpretar el origen de los EMM, externos y cogenéticos. Ambos modelos podrían operar separadamente dando origen a estructuras magmáticas muy similares, tales como diques sinplutónicos y glóbulos de magma máfico. La asociación usual observada de EMM y rocas máficas derivadas del manto (gabros y dioritas) apuntan a un origen externo. Sin embargo, esta observación no se encuentra en conflicto con la posibilidad de que algunos EMM puedan haber derivado, por inmiscibilidad de magma, de un magma silícico parental, ampliamente representado por el granitoide encajante. Estudios experimentales revelan que la inmiscibilidad líquida es una hipótesis plausible que debe ser tomada en cuenta para la generación de algunos EMM (Castro et al., 2008, y referencias en él citadas).

En los modelos externos podemos citar los siguientes ejemplos:

- Diques que intruyen a la cámara magmática y se separan (e.g. Frost y Mahood, 1987).
- Inyecciones en forma de láminas máficas a lo largo de los pisos de las cámaras magmáticas (ej. Vernon, 1983).
- Modelo dinámico dominado por la gravedad (Castro et al., 2008).

Los modelos cogenéticos utilizados más usuales son:

- Modelo de las restitas (material residual de la fuente) (White y Chappell, 1977).
- Modelo de diferenciación en un sistema cerrado o modelo autolito (ej. Pabst, 1928; Dodge y Kistler, 1990).

2.4.1 Modelos externos

2.4.1.1 Diques que intruyen a la cámara magmática y se separan (Frost y Mahood, 1987).

Frost y Mahood (1987), propusieron un modelo para el plutón Lamarck, ubicado en Sierra Nevada, California, donde asumen que los magmas en interacción mantienen una interfase física hasta que se hayan fundido o cristalizado en la medida necesaria para que el equilibrio termal se haya logrado. Aunque esta simplificación permite cálculos sencillos, la situación es mucho más compleja. El

intercambio de calor entre los magmas puede ser mucho más rápido que la cristalización, o la fusión puede ir a la par con el intercambio, resultando en magmas sobre-enfriados o sobre-calentados.

Los eventos de interacción magmática más tempranos que presentan evidencia preservada en el plutón son los EMM que no se encuentran espacialmente asociados a intrusiones máficas. El enfriamiento y dispersión de pequeñas cantidades de magma basáltico alto en aluminio a través de un magma granodiorítico, ocurrió relativamente temprano en la historia de cristalización (Fig. 2.2 - A). El mecanismo mostrado en la figura 2.2 - A es altamente especulativo; mecanismos posibles de generación de enclaves incluyen una fuerte inyección de magma máfico en forma de dique, seguido por una dispersión convectiva o por brechización de una cámara magmática composicionalmente zonada (Fig. 2.2 - A y B respectivamente). La zonación composicional en el plutón parece anteceder la incorporación de EMM e intrusiones.

Un fundido limitado de granodiorita cerca de las intrusiones que sirven como fuente de enclaves, puede permitir una distribución de enclaves por convección en la roca huésped localmente removilizada. Algunos de los cúmulos de enclaves pueden formarse por depósito, después de enfriarse en un magma félsico casi libre de cristales (Fig. 2.2 - A); alternativamente, los cúmulos podrían formarse por emplazamiento y enfriamiento de magma máfico en una roca félsica casi solidificada que es entonces sólo localmente refundida en las vecindades de la intrusión (Fig. 2.2 - C).

Los diques compuestos del plutón (diorita – aplita) podrían representar pequeñas cantidades de magma máfico inyectado como dique en una etapa muy tardía de cristalización, cuando sólo pequeñas cantidades de fundido granítico intersticial saturado en agua se mantiene cerca del núcleo del plutón (Fig. 2.2 - D). Grandes diferencias termales entre el magma del dique y la roca huésped enfrían el magma máfico mientras que calientan la roca huésped, hasta que, el líquido granítico intersticial está cerca o sobre su *liquidus* o la roca huésped esté completamente fundida. La apertura del dique reduce la presión litostática, lo que causa que el líquido granítico, con una viscosidad relativamente baja, migre hacia el dique. El fundido aplítico es entonces arrastrado y actúa como un lubricante para intrusiones posteriores de diques compuestos a altos niveles del plutón (Frost y Mahood, 1987).

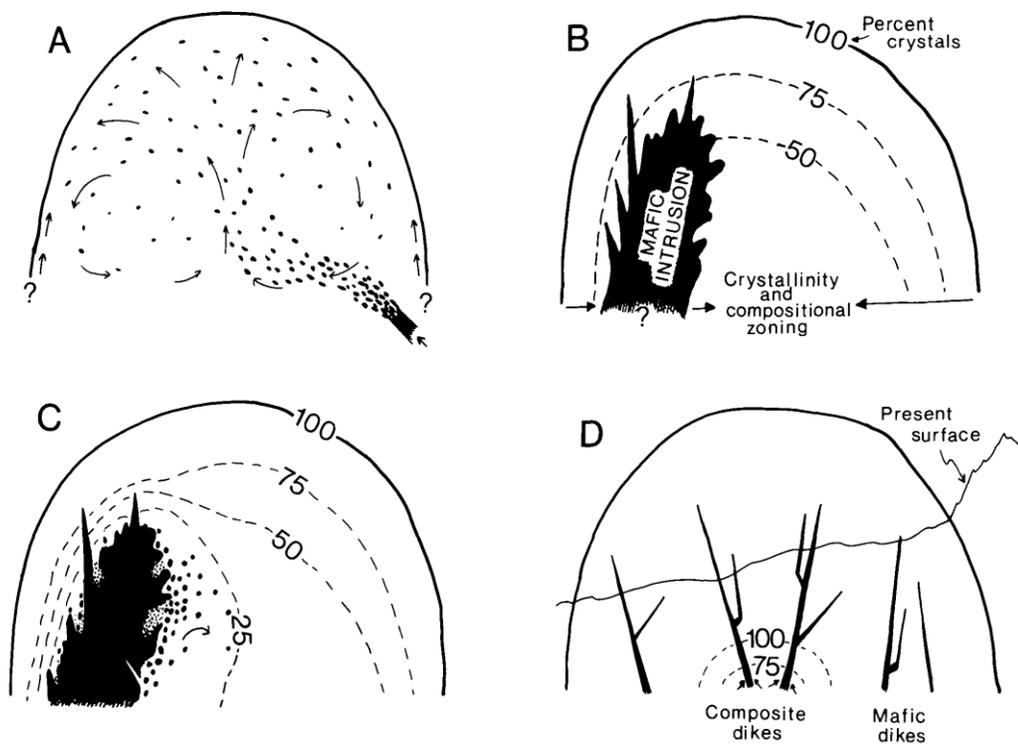


Fig. 2.2 – Esquema de secciones verticales mostrando tipos de interacción entre magmas félsicos y máficos. (A) Formación de enclaves por mingling de pequeñas cantidades de magma basáltico con magma granodiorítico en una etapa temprana de cristalización. El mecanismo mostrado es altamente especulativo. (B) Intrusión de magma máfico a través de un plutón parcialmente cristalizado, composicionalmente zonado, que contiene enclaves distribuidos amplia y tempranamente (no se muestran). La cristalinidad de la roca huésped decrece hacia el centro debido a la pérdida de calor en los márgenes y techo, así como también decrece en líquido de magma debido a la zonación composicional. (C) Diferentes estilos de interacción alrededor de los márgenes de la intrusión dependiendo de la composición inicial de cada magma, temperatura, contenido de cristales y agua, y volumen sobre los que interactúan. (D) Diques máficos tardíos que intruyen cuando el plutón se encuentra casi solidificado, removilizando e incorporando magma intersticial de composición granítica, cerca del núcleo del plutón. Tomado de Frost y Mahood, 1987.

2.4.1.2 Inyecciones en forma de láminas máficas a lo largo de los pisos de las cámaras magmáticas (Vernon, 1983).

Este modelo, propuesto por Vernon en 1983, contempla cuerpos relativamente grandes de magma máfico (no necesariamente basalto) bajo un magma félsico.

La posibilidad de grandes cuerpos magmáticos de composición más máfica debajo de fundidos graníticos en plutones emplazados a altos niveles de la corteza, es apoyada por la composición de material volcánico producido en erupciones de tipo caldera que probablemente representan el drenaje de grandes reservorios de fundido granítico en la corteza superior. Vernon propone el modelo representando en la figura 2.3.

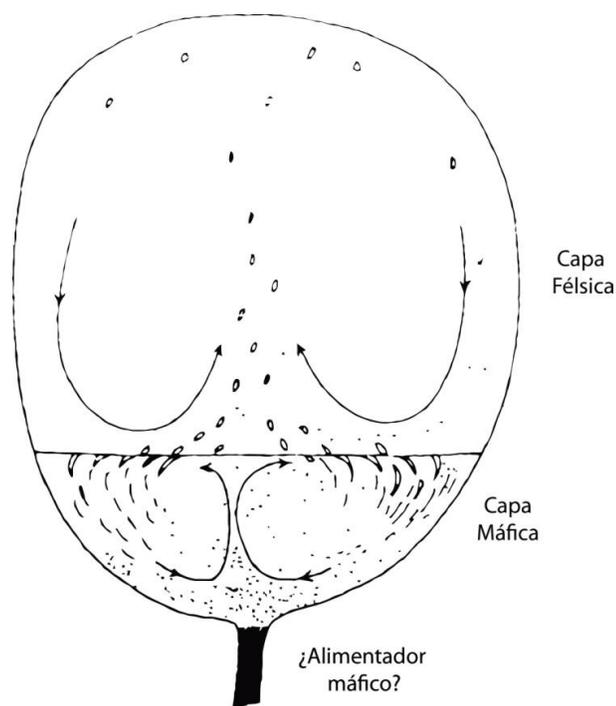


Fig. 2.3 – Esquema especulativo de una cámara magmática compuesta de una capa superior, convectiva y félsica, y una inferior más máfica (aunque no necesariamente máfica en términos formales de clasificación de rocas). Los glóbulos de magma máfico recolectados en la interfaz son redondeados, enfriados y dispersados a través de la capa félsica; y los de la capa félsica son arrastrados y mezclados con el magma más máfico, acidificándolo progresivamente. Esto debería causar un arrastre de los enclaves progresivamente más félsicos al magma félsico. Los puntos representan cristales acumulándose (basado en Vernon, 1983).

Si ocurre convección en la capa superior correspondiente al magma félsico (Fig. 2.3), pequeños glóbulos del magma máfico subyacente podrían ser arrastrados y llevados dentro del fundido félsico, donde permanecerían intactos debido a la diferencia en viscosidad. Si la convección también ocurre en el magma máfico subyacente (por ejemplo debido al hundimiento de magma enfriado en las paredes de la cámara y en el contacto con el fundido félsico), “láminas” de magma félsico podrían ser arrastradas y empujadas dentro del magma máfico. La incorporación de glóbulos de magma tanto máficos como félsicos, podría ocurrir en la interfase de las capas, donde las corrientes de convección se mueven en direcciones opuestas. Las láminas félsicas rápidamente se mezclarían con el magma máfico, acidificándolo. De esta forma, los glóbulos del magma más máfico recolectados por el magma félsico convectivo, se volverían más félsicos en composición, dando origen a un amplio rango de composiciones de EMM resultantes. El fundido félsico podría volverse un poco más básico, como consecuencia de la interacción química tanto con glóbulos de magma máfico, como con la interfase del magma, y posiblemente incluso a través de la desintegración física de algunos EMM, Aunque la extensión de estos cambios es desconocida.

2.4.1.3 Modelo dinámico dominado por la gravedad (Castro et al., 2008).

En este modelo se propone que inestabilidades gravitacionales, en una cámara magmática inversamente estratificada, serían las responsables de la formación de intrusiones “techo - base” y EMM. La figura 2.4 muestra el modelo que fue realizado en base a lo observado en el Complejo Magmático Valle Fértil, ubicado en Argentina. La cercana asociación de rocas félsicas, con magmas máficos derivados del manto apuntan a un origen externo para la mayoría de los EMM descritos en este lugar.

Además de los EMM, se observan en la zona, estructuras tipo chimenea, que serían el resultado de intrusiones de magma máfico en una masa granodiorita – tonalita, desde el techo de la cámara magmática. Los EMM presentes en las estructuras tipo chimenea son imbricados y elongados, siguiendo una orientación preferencial subvertical según los ejes mayores; tienen forma de pez con puntas agudas y también formas similares a una gota. Fuera de las estructuras, los EMM dentro del magma granítico, son elongados y definen una orientación casi vertical, tienen formas tipo gotas, con una parte inferior redondeada y una punta aguda en la parte superior. Esto es interpretado por el autor como resultado de un movimiento vertical por hundimiento de magma máfico.

El granito huésped muestra una fábrica muy homogénea y granular, indicando que los EMM en esta zona fueron transportados cuando el magma granítico estaba casi líquido o estático. Los EMM serían más densos que el magma huésped, por lo tanto no podrían ascender por sí mismos, además no existe indicación de flujo, y el flujo magmático es incompatible con un alto contenido de cristales, necesario para acomodar diques máficos (por ejemplo), por lo tanto la única forma de dispersar los EMM es por hundimiento. Esto ocurriría desde el techo de la cámara magmática, donde existe una interrupción y delaminación de bordes enfriados desde el techo hacia abajo.

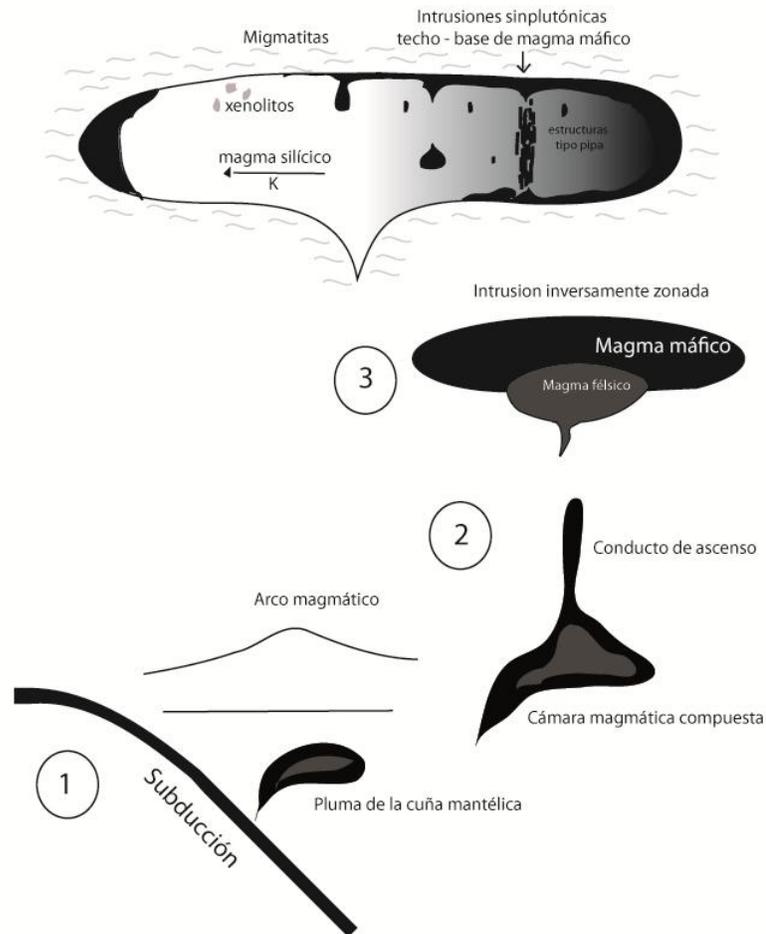


Fig. 2.4 - Diagrama que muestra la posible evolución de una cámara magmática inestable, compuesta, con un núcleo granítico y una caparazón gabroica. La formación de una cámara magmática compuesta e inestable es posiblemente heredado de una composición zonada de las plumas de la cuña mantélica (Gerya y Yuen, 2003) formada como consecuencia de inestabilidades reológicas debido a la subducción de corteza oceánica hidratada y sedimentos. Estos procesos en la cuña mantélica están estratégicamente demostrados en este dibujo en una secuencia de tiempo de 1 a 3. Magmas máficos de la caparazón hidratada del manto, que rodea al núcleo félsico de la pluma, ascienden y forman la primera intrusión bajo el arco magmático. Magmas félsicos del núcleo de la pluma intruyen en la cámara magmática máfica, dando origen a una cámara magmática inversamente zonada, donde las intrusiones de “techo – base” se desarrollan. También se muestra en la figura el efecto de hundimiento de bloques de migmatita que producen asimilación local y el aumento observado en el contenido de K del batolito hacia uno de sus márgenes. Tomado de Castro et al. (2008).

En Valle Fértil determinaciones precisas de edad, indican que las rocas básicas son ligeramente más tempranas con respecto a los granitoides. Esto estaría indicando que este tipo de rocas llegaron al sitio de emplazamiento, antes que los granitoides.

Por lo tanto la hipótesis planteada es que el magma máfico forma parte de una intrusión compuesta, donde el núcleo está formado por granitos, y el borde, incluido el techo, fue formado por magma básico. Esto implicaría que el magma granítico se debe haber originado en una fuente más

profunda que el magma máfico. El escenario posible para esto es la hipótesis de la pluma fría (Gerya y Yuen, 2003), donde éstas arrastran material fértil, silícico bajo la cuña mantélica, donde magma básico es generado (Fig. 2.4). El transporte de magma desde el techo de la cámara es asistido por la formación de estructuras tipo pipa, donde todos los tipos de estructuras observados en el lugar apuntan a una inestabilidad gravitatoria y a un flujo vertical por hundimiento de magma máfico, más denso, en el magma félsico.

2.4.2 Modelos cogenéticos

2.4.2.1 Modelo de las restitas (material residual de la fuente) (White y Chappell, 1977).

Muchos granitos y rocas volcánicas relacionadas contienen una cantidad significativa de cristales que no cristalizaron en el fundido mismo. Estos cristales serían los residuos de la fusión parcial de las rocas de fuente (restitas primarias) o el resultado de la recristalización de tales cristales residuales (restitas secundarias). La evidencia para la presencia de restitas incluye inclusiones en algunas rocas que serían fragmentos relativamente refractarios de la fuente, y núcleos cálcicos de plagioclasas de composición uniforme como ocurre en muchos granitos.

El modelo de la restita de White y Chappell (1977) se basa en que la fusión parcial en la corteza de cualquier roca que contiene cuarzo, feldespatos, y H_2O , ya sea libre o por descomposición de una o más fases hidratadas, debe producir un fundido granítico en equilibrio con fases residuales (restita). Debido a que la viscosidad del fundido es alta, la fase de fusión puede no ser extraída para formar un cuerpo de magma completamente fundido. En cambio, cuando la cantidad de fundido se vuelve suficientemente alta, la estructura rígida de la restita se rompe y la masa completa se vuelve un magma rico en cristales o rico en inclusiones, con una viscosidad efectiva más baja. En relación a las rocas de origen de la misma composición, el magma será menos denso, y debido a su buoyancia relativa, este magma puede ascender para intruir como un plutón, o puede hacer erupción. Como resultado de la alta viscosidad y resistencia a fluir de los fundidos graníticos, la separación de la restita es inhibida y en la mayoría, no en todos los granitos, algo de restita permanece y forma parte del granito solidificado o de la roca volcánica. La separación progresiva del fundido y la restita, que ocurre durante el movimiento del magma, da cuenta de variaciones químicas lineales sistemáticas encontradas en granitos de plutones individuales, como en grupos de plutones.

Respecto a las inclusiones que Chappell et al. (1987) llaman “inclusiones microgranulares con cristales grandes”, consideran que éstas son fragmentos de restita que contienen una fracción de fundido a

concentraciones más bajas que el magma huésped. La presencia de esta fracción de fundido da cuenta de muchas de las características petrográficas de las inclusiones que Vernon (1983) usó para inferir un origen ígneo.

2.4.2.2 Modelo de autolito (Pabst, 1928 ; Dodge y Kistler, 1990)

Este modelo postula que las inclusiones máficas (EMM) son cúmulos, agregados interrumpidos y posiblemente recristalizados formados por un magma principal, a través de cristalización fraccionada temprana, seguido por una concentración mecánica. Según Dodge y Kistler (1990), evidencias isotópicas y químicas favorecen un origen común para las inclusiones y sus rocas huésped.

El estudio nombrado previamente, se basa en composiciones de elementos mayores, en traza e isótopos de las inclusiones en rocas graníticas de Sierra Nevada, California. El que exista una relación de origen común entre EMM y sus granitoides es fuertemente sugerida por la casi perfecta correlación de razones isotópicas de Sr iniciales entre ambos. Los datos de Nd – Sm y Rb – Sr indican que las inclusiones estaban en equilibrio isotópico con los materiales encajantes al momento de su formación y esto sería inconsistente con un link genético entre inclusiones máficas y basaltos generados en el manto (modelo de mixing y mingling). Sin embargo, postulan que el magma granítico fue probablemente producido por un mixing de los fundidos máficos derivados del manto con materiales félsicos corticales (Dodge y Kistler, 1990, y referencias en él citadas,).

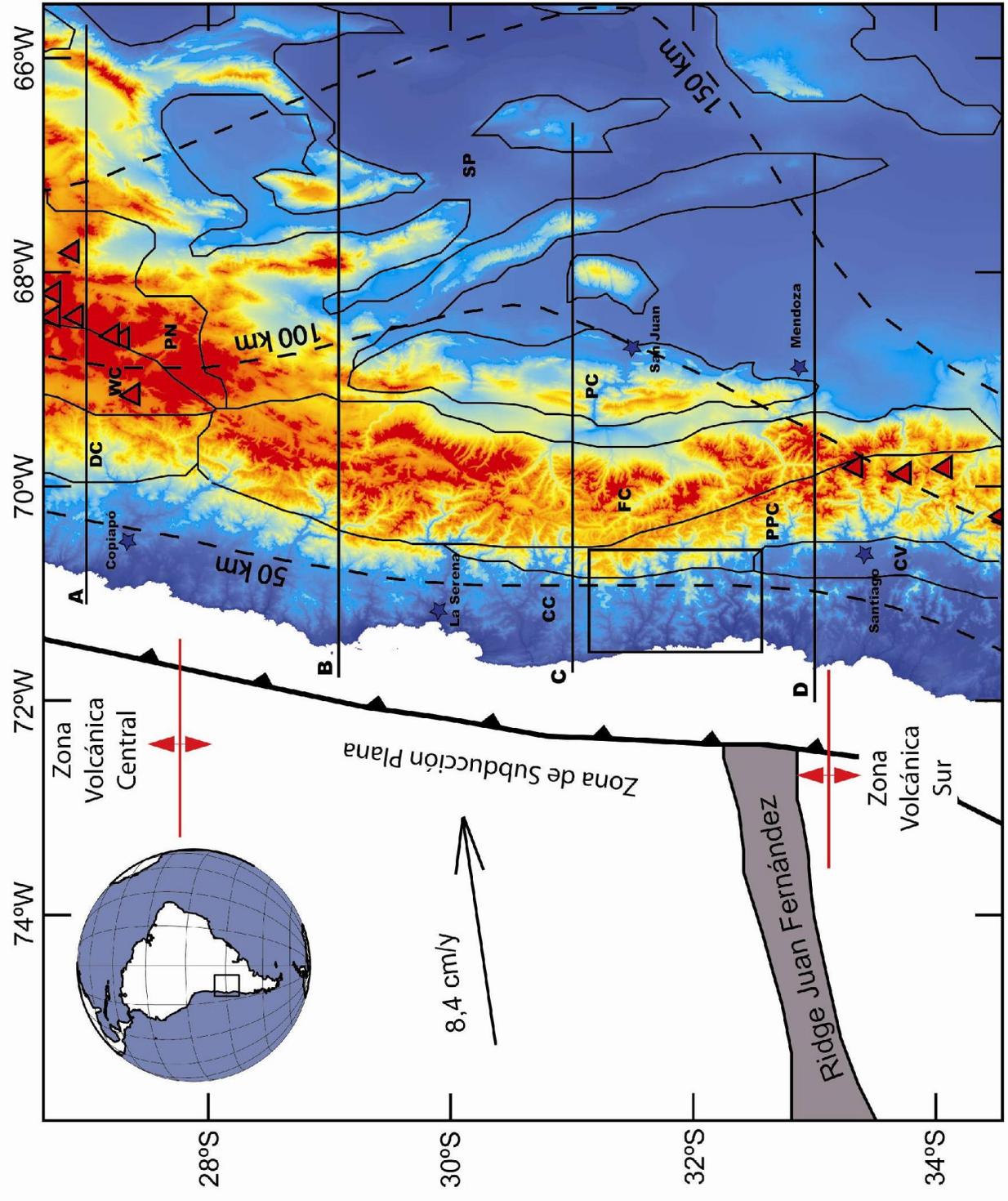
Finalmente sugieren que muchas inclusiones se formaron como cristalización fraccionada temprana de minerales máficos hidratados, anfíbol y biotita, que precipitaron del magma granitoide (continuidad lineal de óxidos félsicos y H_2O^+). Óxidos de elementos mayores, elementos traza y datos normativos tampoco apoyan un origen de fundido residual, pero sí son consistentes con un origen cumulativo.

CAPÍTULO 3 – MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio del presente trabajo se encuentra ubicada en la parte sur de los Andes Centrales (Fig. 3.1), específicamente en la Cordillera de la Costa, entre los $31^{\circ}25'$ – $32^{\circ}30'$ S. Esta región es parte de un segmento (27°S – 33°S) donde la placa de subducción, en este caso la placa de Nazca, disminuye su ángulo de subducción (Mpodozis y Ramos, 1989). Este sector se denomina zona de subducción plana o “flat slab”, y se caracteriza por ausencia de actividad volcánica en los últimos diez millones de años (Yáñez et al., 2001). Existe un consenso general, donde este cambio de ángulo de la placa estaría relacionado a la subducción de la dorsal asísmica Juan Fernández (Yáñez et al., 2001; Gutscher et al., 2000; Ramos et al., 2002, y referencias en él citadas). Al sur de los 33°S la subducción es particularmente pronunciada, y hacia el norte, la placa oceánica estaría inclinada en torno a los 30° (Jordan et al., 1983). También esta zona se identifica por la ausencia de la Depresión Central, rasgo morfológico que corresponde a la depresión que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera de los Andes, en sentido longitudinal en el resto de Chile (Fig. 3.1).

Las formaciones e intrusivos presentes en el segmento estudiado pertenecen a períodos geológicos que van desde el Paleozoico hasta el presente. Sin embargo, debido a que el objeto de estudio corresponde al Complejo Plutónico Illapel, emplazado durante el Cretácico Inferior, sólo se describirá este período, ya que es el más relevante en la presente investigación.

Figura 3.1: Topografía coloreada de los Andes Centrales entre las latitudes 27° - 34°S , indicándose distintos elementos tectónicos: fosa, zona de flat slab, ridge de Juan Fernández, volcanismo activo (triángulos rojos) y las principales unidades morfológicas (DC: Cordillera de Domeyko; WC: Cordillera Occidental; PN: Puna; CC: Cordillera de la Costa; PPC: Cordillera Principal; FC: Cordillera Frontal; PC: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas; CV: Depresión Central). Se muestra además el vector de convergencia relativa de la placa de Nazca (DeMets et al., 1990), las curvas de igual profundidad de la zona de Wadati-Benioff (a los 50, 100 y 150 km; Gutscher, 2002) y el rectángulo indica la zona de estudio.



3.1 Ambiente tectónico en Chile central durante el Cretácico Inferior

Durante el Cretácico Inferior, el margen continental activo de la zona norte y central de Chile (25°20'S a 35°40'S) fue el foco de un intenso volcanismo y plutonismo, junto con un régimen tectónico extensional, formación de cuencas y subsidencia asociada (Aguirre et al., 1999; Charrier y Muñoz, 1994; Parada et al., 2005; Vergara et al., 1995). Estos procesos han sido interpretados como resultado del retraimiento de la fosa, generando una surgencia astenosférica bajo la Cordillera de la Costa actual, que condujo a extensión, adelgazamiento cortical, volcanismo bimodal, y actividad plutónica (Aguirre et al., 1999; Vergara et al., 1995). Volcanismo bimodal y actividad plutónica calco-alcalina, con una progresiva participación mantélica, tomó lugar a lo largo del margen continental Pacífico, generando un arco magmático casi continuo, alrededor de 1200 km de largo (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999, 2007), con una orientación predominantemente N-S, a lo largo de lo que hoy se conoce como Cordillera de la Costa. Este arco se ubicó al este del anterior arco Jurásico (Fig. 3.2).

Las condiciones extensionales comenzarían a cambiar a mediados del Cretácico, donde el margen continental Sudamericano aumentaría su deriva continental hacia el oeste, y generaría episodios donde el borde continental se cabalgaría sobre el fosa Andina, originando el desarrollo de una deformación por compresión (Somoza, 2008). Este período correspondería a las primeras etapas de la formación de la Cordillera de la Costa, con el cierre de cuencas del Cretácico Inferior, como se documenta por un aumento en la tasa de exhumación/erosión (Arancibia, 2004, y referencias en él citadas).

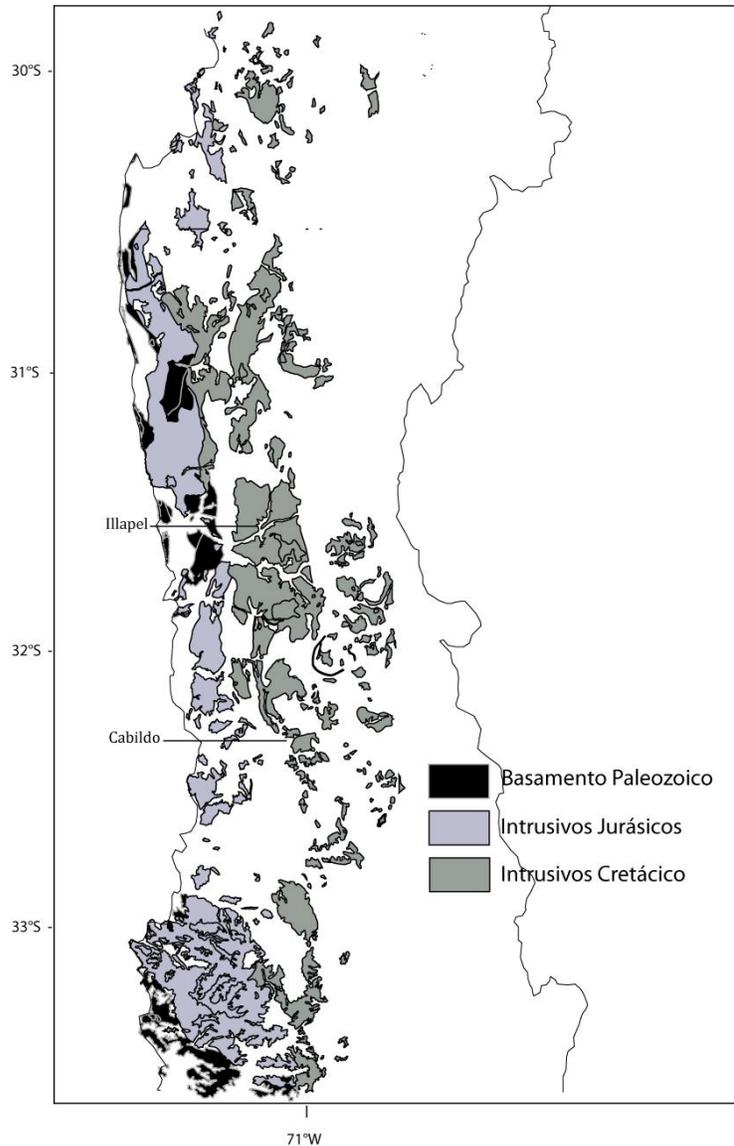


Fig. 3.2: Distribución de los complejos intrusivos del Paleozoico al Cretácico en la Cordillera de la Costa en Chile Central (30°S a 33°30'S). Modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991).

Durante el Kimeridgiano- Titoniano al Albiano, se desarrollan entre los 30°S – 39°S, dos depocentros separados. Uno se localiza al este de la actual Cordillera de la Costa y el otro en la Cordillera Principal, separados por un arco volcánico activo llamado Lo Prado – Pelambres. La cuenca presente al oeste del arco ha sido interpretada como una cuenca de intra – arco por Vergara (1972), Thiele y Nasi (1982), y Charrier y Muñoz (1994), y se encontraría entre la Cordillera de la Costa y el borde occidental de la actual Cordillera Principal, mientras que Åberg et al. (1984) y Aguirre et al. (1989) postulan que corresponde a una cuenca marginal abortada. Sin embargo, datos geoquímicos de rocas volcánicas de la Cordillera de la Costa indicarían que éstas fueron originadas en un arco (Vergara et al., 1995). Al este del

arco volcánico se desarrolló una cuenca de tras-arco. Entre los 30°S y 39°S esta cuenca es conocida como la cuenca de Mendoza – Neuquén (Charrier y Muñoz, 1994; Charrier et al., 2007). Entonces de oeste a este tenemos la cuenca de intra - arco Lo Prado, seguido por el arco volcánico Lo Prado – Pelambres y luego por la cuenca de trasarco Mendoza Neuquén (Charrier et al., 2007).

3.1.1 Actividad volcánica

Cerca de los 33°S el volcanismo en el cinturón magmático descrito, está representado por los componentes volcánicos de la Fm. Ajial (Jurásico Medio), Fm. Horqueta (Jurásico Superior), Grupo Ocoita (Cretácico Inferior) (Aguirre et al, 1989) y Fm. Las Chilcas (Albiana).

La Fm. Ajial (Thomas, 1958) es predominantemente volcánica. Consiste en una secuencia inferior dominada por lavas silíceas calco-alcalin, una secuencia superior de depósitos de caída piroclásticos y algunas ignimbritas. La Fm. Horqueta (Thomas, 1958) corresponde a una unidad volcánica – sedimentaria que se depositó bajo condiciones continentales (Vergara et al., 1995), concordantemente sobre la Fm. Ajial. La parte inferior consiste en lavas ácidas y unas pocas ignimbritas, y la parte superior está compuesta por rocas volcanoclásticas rojas y lavas andesíticas y andesítico - basálticas (Vergara et al., 1995).

El Grupo Ocoita incluye la Fm. Lo Prado (Valanginiana a Hauteriviana) y Fm. Veta Negra (Hauteriviana – Barremiana). La primera, definida por Thomas (1958), se dispone en concordancia sobre la Fm. Horqueta y se constituye en gran parte por rocas volcánicas silíceas (riolitas e ignimbritas) con rocas volcánicas de carácter máfico hacia el techo de la secuencia (Vergara et al., 1995, y referencias en él citadas). Estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo no deformativo de bajo grado, caracterizado por facies minerales de esquistos verdes (Aguirre et al. 1989, 1999). Sobre ella, se dispone la Fm. Veta Negra (Thomas, 1958), que se constituye de un gran volumen de rocas volcánicas basálticas a andesítico – basálticas (Vergara et al., 1995). Estas rocas también han sido afectadas por metamorfismo no deformativo de muy bajo grado (Aguirre et al. 1989, 1999).

Las rocas del Grupo Ocoita presentan una química bimodal. Durante el Jurásico y Cretácico Inferior, en la Cordillera de la Costa, entre los 32°30'S y los 34°S se calcularon más de 2000 km³ de magmas ácidos y 9000 km³ de magmas básicos, con andesitas basálticas ricas en Al₂O₃, pobres en MgO, altas en K, y con una afinidad calco-alcalina a shoshonítica (Vergara et al., 1995). Dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar en plagioclasas primarias en flujos basálticos de la Fm. Veta Negra a los 33°30'S, entregan una edad de 119 ± 2.4 Ma y no difiere de las edades de 117 ± 0.6 Ma y 114 ± 0.7 Ma obtenidas en plagioclasas–Ca

primarias de la Fm. Arqueros en latitudes más al norte (Aguirre y Egert, 1965), indicando una concordancia en edades para el volcanismo en un rango de 114 – 119 Ma (Aguirre et al., 1999; Morata et al., 2001; Fuentes et al., 2005; Morata y Aguirre, 2003).

Sobre esta secuencia volcano-sedimentaria se dispone concordantemente la Fm. Las Chilcas (Rivano, 1996) que consiste principalmente en calizas, areniscas rojas y una cantidad menor de intercalaciones volcano – sedimentarias. Una edad Albiano medio (aprox. 105 Ma) ha sido deducida de un microfósil planctónico marino encontrado en calizas en los niveles inferiores de la Fm. Las Chilcas (Martínez-Pardo et al., 1994). Edades en circones U/Pb de 109.6 ± 0.1 y $106,5 \pm 0.2$ Ma y edades K–Ar en roca total de 101 ± 3 y 100 ± 3 Ma, y en plagioclasas de 95 ± 3 , han sido obtenidas por Wall et al. (1999) en rocas volcánicas félsicas de los niveles estratigráficos más altos de la formación. Edades U/Pb SHRIMP de 112 ± 1.2 Ma en un flujo ignimbrítico y 113 ± 0.8 Ma en un flujo de lava andesítico, que ha sido recientemente reportado por Godoy et al. (2006) a los 34°S, podrían ser asignadas a la Fm. Las Chilcas.

3.1.2 Actividad plutónica

Una larga actividad plutónica presenta la zona ubicada entre los 31°S y 34°S, que es parte del batolito costero de Chile Central (23°S hasta los 38°S). Este sector está compuesto de tres cinturones magmáticos discontinuos, con una orientación preferencial N – S, y que van disminuyendo en edad hacia el este, desde el Paleozoico Tardío hasta mediados del Cretácico (Fig. 3.2). El plutonismo Cretácico (ej. Plutón Caleu, Complejo Plutónico Illapel), corresponde a la parte más oriental de este segmento (Parada et al., 2005a). Fueron emplazados en condiciones de baja presión e intruyen a secuencias volcánicas, rocas clásticas sedimentarias y en menor medida a calizas del Jurásico y del Cretácico Inferior (Vergara et al., 1995).

Los granitoides Cretácicos constituyen el cinturón plutónico Mesozoico más largo de Chile central. Presentan un espectro litológico muy amplio, que va desde gabros a granitos, definiendo una serie alta en K y típicamente calco-alcalina (Parada et al., 2007). Uno de los plutones más estudiado de la región perteneciente a la franja Cretácica, es el Caleu. Este es un plutón compuesto, de 340 km^2 , elongado, con orientación N –S, ubicado 40 km al nor-oeste de Santiago, con litologías que van desde gabro a granodioritas (Parada et al., 1999, 2002, 2005a). Fue datado con U/Pb en circones, entregando una edad de 94.2 – 97.3 Ma. (Parada et al., 2005b). Basado en edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbolos, biotitas y plagioclasas, que entregan un rango entre 94.9 ± 1.8 y 93.2 ± 1.1 Ma., Parada et al. (2005b) sugirió un enfriamiento rápido subsolidus.

La exhumación del Plutón Caleu es parte de una exhumación de escala más regional, en el Batolito Costero de Chile central (32°30' S – 33°30'S). De hecho, un evento de exhumación de los granitoides del Paleozoico Tardío, Jurásico Medio y Cretácico Superior de este batolito, durante el intervalo 106 – 90 Ma (Gana y Zentilli, 2000; Parada et al., 2005b) se ha identificado por medio de trazas de fisión. Por lo tanto, durante el emplazamiento del plutón, estaría ocurriendo paralelamente su exhumación.

3.1.3 Datos isotópicos

La extensión progresiva entre los 31°S y 34°S, se ve reflejada en magmas que exhiben variaciones en su signatura isotópica (Sr – Nd), donde se observa un cambio abrupto desde un fuente mantélica enriquecida durante el Paleozoico Tardío, a una fuente con valores ϵNd progresivamente más elevados, es decir, más primitivos, a mediados del Cretácico (Fig. 3.3) (Parada et al., 1999, 2002, 2005a; Morata et al., 2001). El aumento en el decaimiento isotópico del magmatismo durante el Mesozoico con edades decrecientes, puede ser explicado en función de una remoción progresiva de la litósfera mantélica como resultado de la surgencia astenosférica que acompaña a la extensión. Por lo tanto, el magma del Caleu, el más empobrecido de todos, debería haberse formado cuando la extensión llego a su máximo (Parada et al., 2005a).

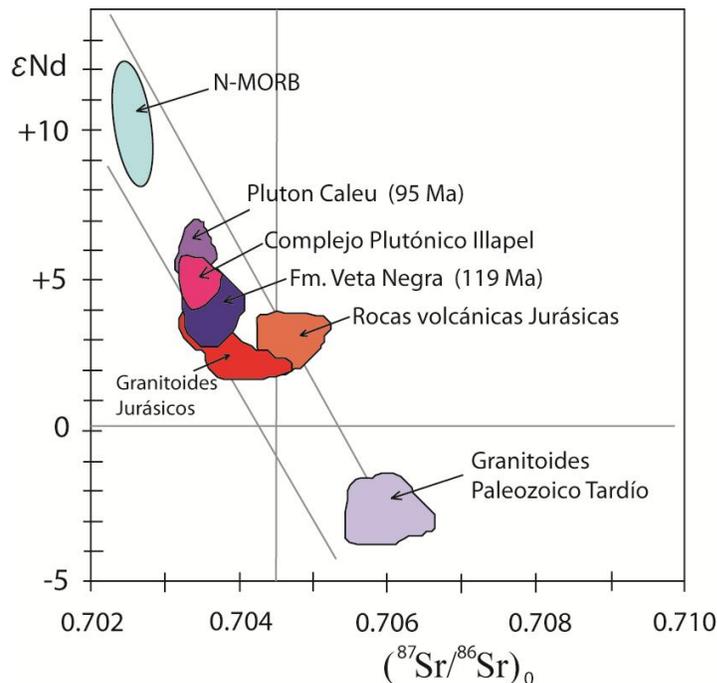


Figura 3.3: ϵNd versus razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para los componentes Paleozoicos y Mesozoicos del Batolito Costero y unidades volcánicas Mesozoicas de Chile Central. Modificado de Parada et al. (2005a), agregando los últimos datos obtenidos del Complejo Plutónico de Illapel (Morata et al., 2010).

3.1.4 Metamorfismo de muy bajo grado

Otra característica general de este cinturón Cretácico, es la presencia sistemática de un metamorfismo pervasivo y no deformativo de muy bajo grado que afecta a las secuencias volcánicas ya descritas. Aguirre et al. (1999) propuso que este metamorfismo era el resultado de condiciones de enterramiento solamente. Sin embargo, con los datos geocronológicos del plutón Caleu (94.9 ± 1.8 y 93.2 ± 1.1 Ma., Parada et al. 2005b), se obtiene que el emplazamiento y enfriamiento de este cuerpo sería coetáneo con el metamorfismo de muy bajo grado, datado entre 93.5 ± 0.6 y 94.2 ± 1.2 Ma por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en adularia presente en amígdalas de flujos basálticos de la Fm Veta Negra (Aguirre et al. 1999). Además este metamorfismo sería también coetáneo con el cierre de cuencas que afecto a las rocas estratificadas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Arancibia, 2004, y referencias en él citadas.).

Por lo tanto la coincidencia en edad entre plutonismo y metamorfismo de bajo grado en rocas volcánicas plantea la posibilidad de que el metamorfismo podría estar relacionado a un aumento regional en los gradientes termales relacionados al plutonismo (Fuentes et al., 2005; Parada et al., 2005a, Morata et al., 2005) por sobre la subsidencia.

3.1.5 Exhumación del Batolito Costero

Tanto el progresivo empobrecimiento en la signatura isotópica hacia valores cercanos a MORB, como la posible subsidencia en el Cretácico, han sido interpretados como evidencia de un proceso de adelgazamiento litosférico asociado a extensión en esta área (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999). Las edades de trazas de fisión en apatito obtenidas en rocas paleozoicas del sector costero (Gana y Zentilli, 2000; Parada et al., 2005), cercanas a 100 Ma, son similares a las edades relacionadas a deformación compresiva obtenidas en la Cordillera de la Costa cerca de los 32°S (Arancibia, 2004). Estas edades documentan un proceso de exhumación que podría relacionarse a alzamiento e inversión tectónica, que sería contemporáneo también con el enfriamiento y exhumación del Plutón Caleu en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa (Parada et al., 2005). La magnitud de esta exhumación Cretácica fue mayor a lo largo de la línea de costa actual donde el cinturón plutónico – metamórfico del Paleozoico Tardío al Jurásico Medio se encuentra ahora expuesto (Parada et al., 2005a).

3.2 El caso de estudio: Complejo Plutónico Illapel (CPI)

El Complejo Plutónico Illapel (Parada et al., 1999), definido previamente como Superunidad Illapel por Rivano et al. (1985), es parte del cinturón magmático del Cretácico Inferior, ubicado en la Cordillera de la Costa, Chile central. Es un cuerpo elongado, con orientación N-S, de aproximadamente 130 km de largo y 30 km de ancho en la parte central, con un adelgazamiento progresivo hacia el sur (Fig. 3.4). La litología del complejo varía desde gabros de grano medio a trondhjemitas, siendo las más abundantes, las tonalitas y granodioritas de hornblenda, biotita y \pm clinopiroxeno. Las rocas máficas presentes en el CPI corresponden a EMM, diques métricos a decimétricos, y cuerpos discretos de gabro y diorita (Parada et al., 1999; Varas et al., 2009; Higgins et al., en preparación). En la zona norte afloran gabros de hornblenda que gradan desde un gabro masivo a uno bandeado, y que fueron denominados, gabros de La Cordadera (Morata et al., 2009; Higgins et al., en preparación). También se encuentran grandes xenolitos de rocas metavolcánicas y metasedimentarias en el interior del CPI, a modo de *roof pendant*.

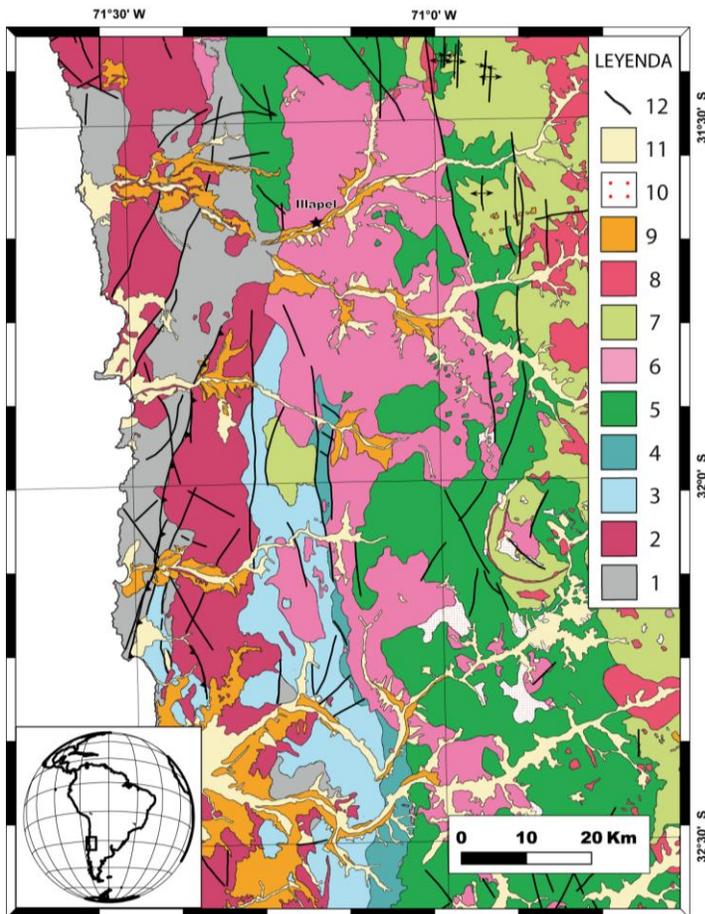


Fig. 3.4 - Mapa geológico regional de Chile central (31°25'-32°30'S) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991), mostrando las unidades geológicas que afloran. Leyenda: 1= Rocas estratificadas e ígneas del Paleozoico Superior y Triásico; 2= Rocas ígneas del Jurásico; 3= Rocas estratificadas del Jurásico; 4= Formación Lo Prado (Cretácico Inferior); 5= Rocas volcánicas y continentales del Cretácico Inferior; 6= Complejo Plutónico Illapel; 7= Rocas volcánicas y continentales del Cretácico Superior; 8= Rocas ígneas del Cretácico Superior; 9= Rocas volcánicas y continentales del Terciario; 10= Rocas con una fuerte alteración hidrotermal; 11= Depósitos no consolidados del Cuaternario; 12= Principales lineamientos tectónicos.

El CPI intruye principalmente a rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico, y rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior (Fig. 3.4). Dataciones realizadas a través del método K-Ar, en biotita y muscovita, entregaron valores de 113 ± 3 Ma, 96 ± 2 Ma (Rivano et al., 1985) y 86 ± 3 Ma (Rivano et al., 1993). Dataciones más recientes U/Pb realizadas en titanitas magmáticas (Morata et al., 2006) entregan valores de 105.9 ± 1.5 Ma, 99.2 ± 0.6 Ma y 97.7 ± 0.5 Ma (Fig. 3.5), siendo consistentes con el intervalo de edades dado por K-Ar. Sin embargo, dataciones recientes en circones, U/Pb LA – ICP – MS, y estudios de susceptibilidad magnética (AMS), muestra que el CPI presentaría un patrón de edad mucho más complejo, donde estaría compuesto de al menos cuatro pulsos magmáticos muy distintivos entre sí, que también se correlacionan a través de la petrología (Ferrando et al., 2009; Morata et al., 2010; Higgins et al., en preparación). Sin embargo, los contactos entre estas unidades no son visibles en el afloramiento, razón por la que los límites entre los pulsos pueden variar. En este trabajo se cambian los límites entre el pulso tonalítico y el granodiorítico, con respecto a los trabajos anteriores, en base a las edades radiométricas de Rivano et al. (1993). En la figura 3.5 se observan los cuatro pulsos, descritos a continuación:

1 – Unidad Máfica (UM): compuesta por gabros y dioritas, con tonalitas subordinadas. Esta unidad aflora en la zona norte y en el borde más occidental del CPI, y está emplazada en un basamento constituido principalmente por rocas del Paleozoico y del Jurásico, además de rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior. Dataciones U/Pb en circones entregan edades de 118.0 ± 1.9 a 115.7 ± 2.0 Ma.

2 – Unidad Trondhjemítica (UT): compuesta principalmente por trondhjemitas y leucogranitos. Se presenta como una banda con orientación N-S en la parte central del CPI, desde la localidad de Caimanes hacia el norte. Aflora el este de la UM, y está emplazada en rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior. Las dataciones para esta unidad entregan edades de 110.4 ± 1.8 a 109.7 ± 1.5 Ma.

3 – Unidad Tonalítica Principal (UTP): este pulso sería el de mayor extensión espacial. Se compone de tonalitas con EMM (Varas et al., 2009) y granodioritas subordinadas. Aflora a lo largo de todo el CPI y presenta una orientación N – S. Se encuentra emplazada en el límite entre las secuencias sedimentarias – marinas y las rocas volcánicas del Cretácico Inferior (cuyo contacto probablemente sea la Falla Pupio). Las edades para este pulso son de 102.4 ± 1.5 Ma a 98.8 ± 1.3 Ma, y tanto las tonalitas como los EMM presentan el mismo rango de edad. Datos de AMS entregan una foliación magnética subvertical en la zona sur de este pulso (Ferrando et al., 2009), zona donde se realiza el estudio del presente trabajo debido a la cantidad de EMM expuestos.

4 – Unidad Granodiorítica (UG): compuesta principalmente por granodioritas. Se extiende desde el Estero de Caimanes hacia el norte, conformando el borde oriental del CPI, y limitada hacia el este por la falla Manquehua. Sería el último pulso magmático, con edades alrededor de los 90 Ma.

Diques máficos y félsicos, sinmagnéticos, decimétricos a métricos, están presentes en las cuatro unidades, siendo relativamente más abundantes en sus respectivos bordes.

3.2.1 Geoquímica del CPI

Para los distintos pulsos magmáticos del CPI (Fig. 3.5) se tiene que los gabros del primer pulso (UM) presentan razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70335 y $\epsilon\text{Nd} = +4.2$. Las trondjhemitas de la UT, muestran valores iniciales similares a los gabros, con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70369$ y $\epsilon\text{Nd} = +5.0$. Las tonalitas y granodioritas de la UTP, presentan signatures isotópicas muy homogéneas, con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un rango de 0.70325 - 0.70361 y ϵNd entre +5.6 y +4.7, valores muy similares a los EMM dioríticos y gabroicos de la misma unidad ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_o = 0.70332-0.70362$; $\epsilon\text{Nd} = +5.1$ a +4.7; Morata et al.,2010). Valores isotópicos para la UG no se tienen disponibles. Estos datos coinciden con los obtenidos por Parada et al. (1999), donde las rocas del CPI definen una tendencia típica subcalina, con bajas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7034 – 0.7039) y altos valores de ϵNd (hasta +5), como se puede observar en la figura 3.3.

Basado en datos geoquímicos, Parada et al. (1999) sugirió que las rocas del CPI se parecen a la llamada "*suite* tonalita-trondjhemita-granodiorita" o "*suite TTG*", y propuso que la fusión parcial de basaltos de corteza oceánica, bajo condiciones de presión relativamente bajas, en la transición de las facies anfibolita – eclogita y teniendo altos gradientes geotermales, podrían generar los magmas más primitivos de este complejo. Las rocas félsicas habrían sido generadas entonces por una cristalización fraccionada desde estos fundidos máficos primarios, bajo condiciones de baja presión, sin o con muy poca contribución de la corteza continental. Sin embargo, diferencias en las concentraciones de U – Pb y las composiciones isotópicas del Pb radioactivo en titanitas datadas (Morata et al., 2006) y en circones (Morata et al., 2010) sugeriría un modelo petrogenético más complejo para la génesis del CPI, donde su emplazamiento ocurriría en al menos cuatro eventos distintos, no como un solo pulso magmático.

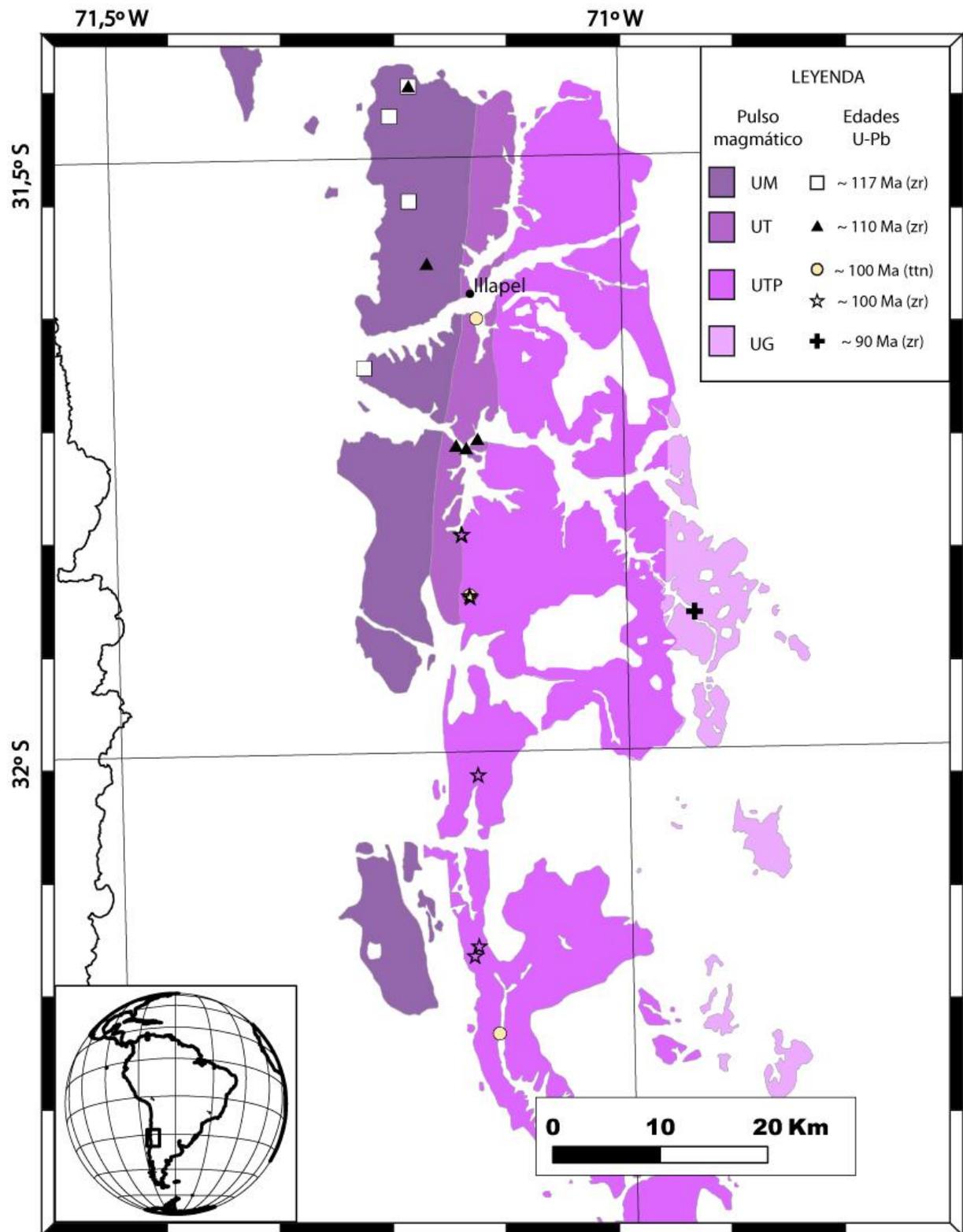


Fig. 3.5: Mapa geológico del Complejo Plutónico Illapel (CPI), Chile central (31°25'-32°30'S) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991). UM: Unidad Máfica; UT: Unidad Trondhjemítica; UTP: Unidad Tonalítica Principal; UG: Unidad Granodiorítica. Edades U/Pb en circones fueron obtenidas por Morata et al. (2010), mientras que edades U/Pb en titanita son de Morata et al. (2006).

3.2.2 Estructuras del CPI

En la zona de estudio es posible observar numerosas fallas y lineaciones, generalmente subverticales a verticales, y que muestran sistemas de orientación bien definidos (Fig. 3.4). Las estructuras más importantes relacionadas al CPI son: la zona de Cizalle Silla del Gobernador (Arancibia, 2004), con una orientación NNE, ubicada en el borde oriental del complejo; y las fallas normales Manquehuela y Pupio, ambas con una orientación NS – NNW. La primera está ubicada en el borde occidental del CPI, mientras que la segunda bordea la parte sur de la UTP (Rivano y Sepúlveda, 1991).

3.2.3 Emplazamiento del CPI

El intervalo de tiempo obtenido para la unidad máfica del CPI se correlacionaría con el volcanismo más básico desarrollado en la Cordillera de la Costa, que presenta edades en el rango de 114-119 Ma (Aguirre et al., 1999; Morata et al., 2001; Fuentes et al., 2005; Morata y Aguirre, 2003). Las similitudes isotópicas y geocronológicas entre el volcanismo primitivo y el pulso magmático más antiguo (UM), estaría indicando que los magmas del primer evento magmático habrían sido generados y emplazados bajo un régimen tectónico extensional. En contraste, los magmas del último pulso magmático, UG, se habrían generado en un régimen tectónico de comprensión, de acuerdo a los modelos geotectónicos disponibles (Gana y Zentilli, 2000; Parada et al., 2005a).

La característica general de los magmas de la Cordillera de la Costa, es que presentan un cambio abrupto desde una fuente mantélica enriquecida, durante el Paleozoico Tardío, a una fuente empobrecida a mediados del Cretácico (Fig. 3.3) (Parada et al., 1999, 2002, 2005a; Morata et al., 2001). Similitudes en la signatura isotópica (Sr – Nd), y en edades U/Pb en circones de los EMM y las tonalitas de la UTP, indican que magmas coetáneos y cogenéticos, máficos y félsicos, existieron durante la génesis y el emplazamiento de la unidad principal (Morata et al., 2010).

CAPÍTULO 4 - FUNDAMENTOS METODOLÓGICOS

El presente capítulo resume los fundamentos de las metodologías empleadas para estudiar los EMM del CPI, considerando el estudio estadístico, petrografía, técnicas analíticas utilizadas en análisis de microscopio electrónico de barrido, cálculo de fórmulas estructurales de los minerales, y condiciones de presión y temperatura durante la cristalización de la roca de caja y los EMM.

4.1 Método para estudiar orientaciones de EMM

No es posible observar macroscópicamente en los EMM o en la roca de caja de la zona sur del CPI, una foliación mineral clara o un flujo magmático característico que permita apoyar la existencia de una orientación preferencial en el magma al momento del emplazamiento. Sin embargo, en el afloramiento parece existir una orientación preferencial para los EMM, orientación que fue medida utilizando los datos de rake de cada EMM (Fig. 4.1).

La medición de los EMM fue realizada *in-situ*, donde los parámetros medidos fueron:

- Rumbo y manteo del plano que contiene al EMM (datos tomados con regla de la mano derecha y con brújula).
- Rake - corresponde al ángulo $\varphi (\leq 90^\circ)$ formado entre el eje mayor del EMM y una línea horizontal en el plano expuesto (línea que corresponde al rumbo del plano) (Fig. 4.1). Este ángulo debe estar acompañado de una dirección (si el ángulo se midió con respecto al norte o con respecto al sur).

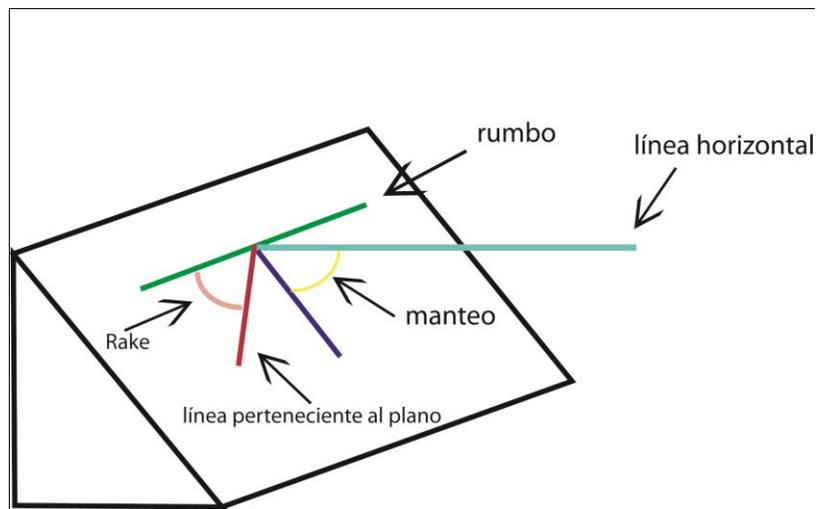


Fig. 4.1 – Plano aleatorio, donde la línea verde corresponde al rumbo del plano; la azul a la línea perpendicular al rumbo (en el plano), formando un ángulo de manteo con respecto a la línea horizontal (celeste). La línea roja correspondería al EMM, que genera un ángulo con respecto al rumbo, llamado “rake”.

Como no sabemos la forma real del EMM, es decir, su forma 3-D, debemos trabajar con datos donde sea posible realizar comparaciones con respecto a sus orientaciones. Por esta razón se utilizó la información obtenida del trabajo de Ferrando (2011), donde se estudió la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), tanto de muestras de roca de caja, como de EMM. El AMS entrega los planos de foliación magnética y lineaciones magnéticas de cada muestra de roca, dato que entregan los minerales magnéticos presentes. Utilizando estos planos de foliación magnética, el rake de cada EMM se proyecta desde el plano medido en el afloramiento al plano de foliación magnética correspondiente, proyectando también la lineación magnética.

Para realizar la proyección de los EMM, primero debemos re – definirlos como una estructura lineal que se desarrolla dentro de un plano, es decir tomarlos como estructuras en dos dimensiones. Para orientar esta línea en el espacio es necesario conocer su dirección (azimuth) y tener un ángulo de un plano conocido, como por ejemplo el manteo del plano de foliación magnética. Por lo tanto para lograr la proyección sólo necesitamos conocer el azimuth del EMM. Para esto se proyectó el rake del EMM en un plano horizontal, de donde se obtiene el azimuth de la línea proyectada. Los resultados son dependientes del rumbo del plano de medición, y de la dirección del rake (si se midió desde el norte o desde el sur). Todos los cálculos se pueden revisar en el Anexo B – Anexo virtual II y III.

Parámetros utilizados en la proyección:

- α – Rumbo del plano que contiene al EMM
- δ – Manteo del plano
- γ – Rake del EMM
- β – Ángulo auxiliar desconocido

Es posible distinguir entre cuatro casos, como se ve en la figura 4.2. Primero, al adquirir los datos de rumbo y manteo con la regla de la mano derecha, se tiene que para los rumbos entre 0° - 90° (Fig. 4.2 - a, c) y entre 270° - 360° , estamos trabajando con manteos N-NE, mientras que para rumbos entre 90° – 270° , los manteos serían SW – W (Fig. 4.2 – b, d). Además, se debe distinguir si el rake se midió desde el norte (Fig. 4.2- a, d) o desde el sur (Fig. 4.2 – b, c). Sin embargo, al analizar cada caso, las consideraciones geométricas son las mismas y se describen a continuación:

Consideraciones geométricas

$\text{sen } \beta = CB/BO$	\Rightarrow	$BO = CB/\text{sen } \beta$	(1)
$\text{tan } \gamma = CA/OC$	\Rightarrow	$OC = CA/\text{tan } \gamma$	(2)
$\text{tan } \beta = CB/CO$	\Rightarrow	$OC = CB/\text{tan } \beta$	(3)
$\text{cos } \delta = CB/CA$	(4)		
$\text{tan } \delta = BA/CB$	(5)		

Luego de (2) y (3)

$$CA/\text{tan } \gamma = CB/\text{tan } \beta$$

$$CA/CB = \text{tan } \gamma / \text{tan } \beta \quad (6)$$

De (4) y (6)

$$\text{cos } \delta = \text{tan } \beta / \text{tan } \gamma \quad (7)$$

Finalmente de (7) obtenemos el ángulo desconocido β

$$\tan \beta = \cos \delta * \tan \gamma$$

Como se observa en la figura 4.2, es necesario calcular el azimuth de manera diferente dependiendo del caso:

- Para el caso a y b, el azimuth de la línea proyectada sería $\alpha + \beta$
- Para el caso c y d, el azimuth de la línea proyectada sería $\alpha + \pi - \beta$

Luego de obtener el azimuth de cada EMM a través de los cálculos geométricos (Anexo B – Anexo virtual II), se ingresaron los datos al software Orient 2.1, junto con el rumbo y manto del plano de foliación magnética (Ferrando, 2011; Anexo B) correspondiente al sitio de estudio. Este software entrega el valor del buzamiento de la línea proyectada en el plano de foliación magnética (Anexo B – Anexo virtual III), lo que permite proyectar estos datos en una red estereográfica equiangular, utilizando el programa DIPS. Luego, utilizando Illustrator CS3, se agruparon todos los datos de la transecta y de los puntos aislados del norte en una sola imagen, y se agregó además, el valor de la lineación magnética. Esta información se encuentra en el capítulo 5, específicamente en la figura 14.

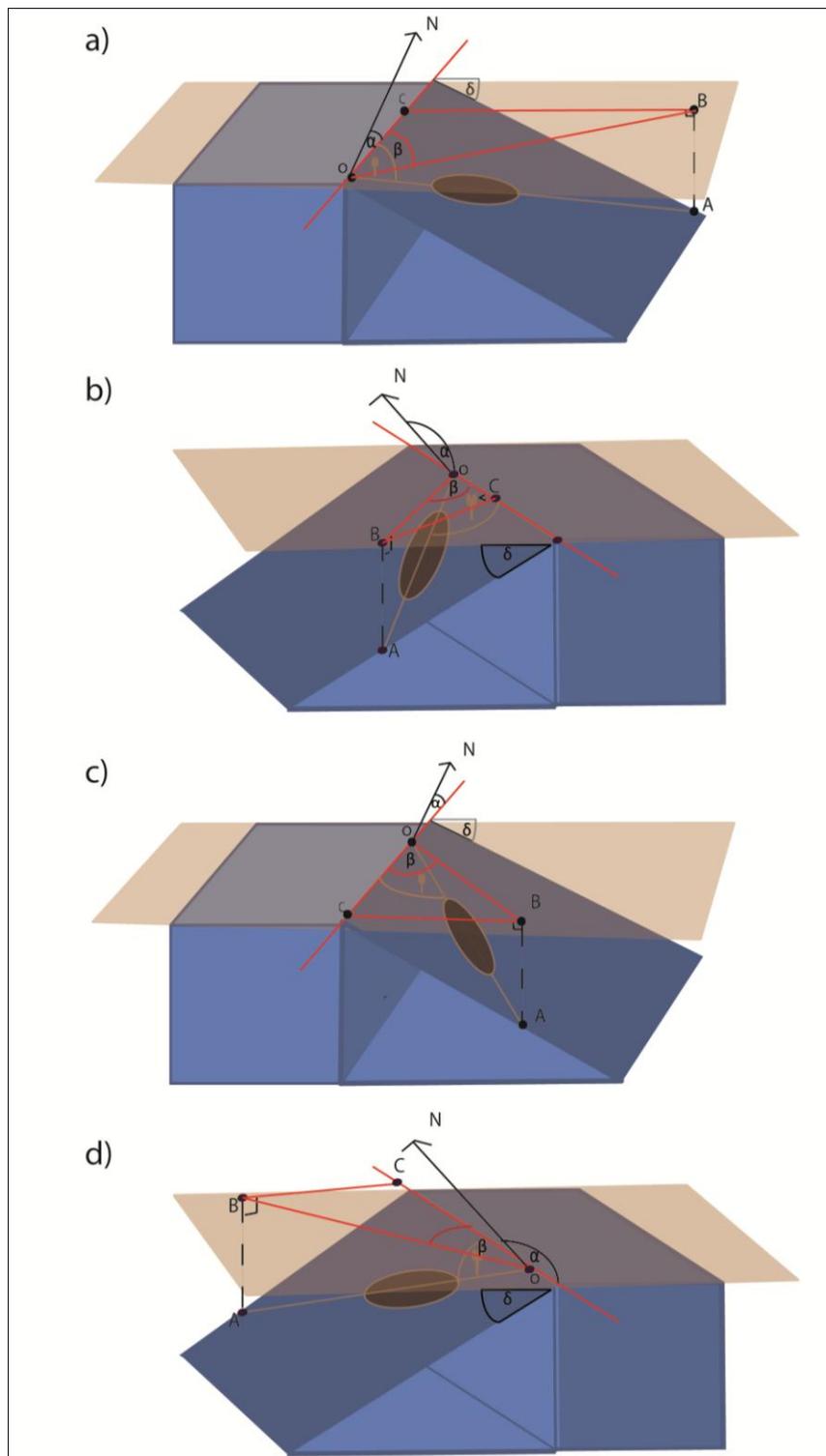


Fig. 4.2 – Proyección del rake medido en el afloramiento a un plano horizontal: a) Plano con rumbo menor a 90° y rake medido desde el norte; b) Plano con rumbo entre $90^\circ - 270^\circ$ y rake medido desde el sur; c) Plano con rumbo menor a 90° y rake medido desde el sur; d) Plano con rumbo entre $90^\circ - 270^\circ$ y rake medido desde el norte. Los planos con rumbo entre $270^\circ - 360^\circ$ no se muestran en la figura, sin embargo se estudian de la misma forma que los planos con rumbos menores a 90° .

4.2 Método analítico para estudiar la química mineral

Los análisis de química mineral se realizaron en el Centro de Instrumentación Científica (CIC) de la Universidad de Granada, España, usando un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) Hitachi, S-510, dotado de:

- Tensión de aceleración de 25 kv.
- Rangos de aumentos de 20x a 150.000x a 5 mm de distancia de trabajo.
- Control manual de todas las funciones.
- Detector de SE con resolución de 7 nm a 25 kv.
- Detector de BSE tipo semiconductor de cuatro cuadrantes con resolución de Z=1.
- Detector de EDX, Röntec, M Series, Edwin, Si (Li).
- Sistema de microanálisis Edwin de Röntec.
- Cámara de infrarrojos GW con monitor LCD.

Con este microscopio fue posible realizar microfotografía digital BSE y microanálisis por EDX de zonas puntuales, cualitativa y semi-cuantitativamente, para los elementos Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Zr.

Antes de ingresar las muestras al microscopio, fueron enviadas al Laboratorio de Preparación de Muestras Minerales, también del CIC, donde cada muestra ingresa a la unidad de metalización con oro (50 a 100 Å de espesor) NANOTECH SEMPREP2.

4.3 Análisis modal

El estudio petrográfico de los EMM se hizo en base a 31 muestras de roca, 13 corresponden a granitoides del CPI, y 16 a EMM relacionados muchas veces a sus rocas huéspedes, y 2 a xenolitos ultramáficos. Para las muestras de granitoides que incluían partes de EMM, se realizaron descripciones independientes.

Para la clasificación de las rocas, primero se realizó un análisis modal, a través de una estimación visual de las proporciones minerales en corte transparente. Esta técnica es bastante imprecisa, pero entrega

información primordial acerca de los minerales presentes en la muestra y texturas observadas. Luego, escogidas al azar, se seleccionaron 8 muestras de roca, en las que se realizó un conteo modal de 700 puntos con un contador de puntos. Aunque ambas técnicas tienen un grado de error no menor, la estimación visual es más imprecisa. Al realizar el conteo de puntos, se observó que en general, con la técnica visual se sub-estimaba el porcentaje de plagioclasas, y en menor medida, del cuarzo, aumentando el porcentaje de feldespato potásico. Con respecto a los minerales máficos, las proporciones eran muy similares. Sin embargo, al graficar los resultados, sólo dos muestras cambiaron su rango.

Las abreviaturas utilizadas para denominar los distintos minerales, tanto en el texto como en los anexos, son las recomendadas por Kretz (1983) en su mayoría. Las descripciones petrográficas se encuentran en el Anexo C.

4.4 Análisis de química mineral – Cálculo de fórmulas estructurales

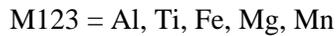
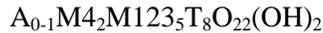
En el cálculo de la química mineral a partir de análisis de microsonda, en este caso, análisis de SEM, primero se realiza la conversión de los datos dados en óxidos a moles de cationes y oxígenos, y luego la renormalización de éstos en base a un número dado de cationes u oxígenos. Usando las cantidades de cationes normalizados, podemos finalmente llenar los sitios estructurales de cationes en los minerales, donde se asignan de acuerdo a la fórmula de cada mineral.

Los minerales utilizados en esta investigación fueron feldespatos, anfíbolos, piroxenos y biotitas. A éstos se les calculó la fórmula estructural respectiva para una posterior clasificación, como se describe a continuación:

- Feldespatos: fórmula estructural en base a 8 oxígenos. En este cálculo se ignora el estado de oxidación del hierro. La asignación de sitios estructurales se hace en base a:



- Anfíbolos: la fórmula general para las anfíbolos es

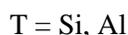


Los 8 sitios T son ocupados por cationes de Si y Al^{IV} , y eventualmente Ti. Los 5 sitios M_{12} corresponden a 2 sitios M1, 2 sitios M2 y 1 sitio M3 por unidad de fórmula. Los sitios M1 y M3 son ocupados por Fe^{2+} , Mg, Mn; a su vez, los sitios M2, son ocupados por cationes de Al^{VI} , Cr, Fe^{3+} , Ti, Fe^{2+} y Mg. Los sitios M_4 son llenados por Ca, Na, Mn, Fe^{2+} y Mg. El único sitio A por unidad de fórmula puede estar vacío (\square) u ocupado por Na y K. Estas relaciones estequiométricas son la base del cálculo de la fórmula estructural, la que es necesaria para la clasificación de las anfíbolos (Leake et al., 1997) y para posteriores análisis barométricos.

Holland y Blundy (1994) indican que el cálculo de la fórmula estructural de anfíbolos analizadas por medio de microsonda debe ser calculada usando como base 23 cationes. Además se hace necesario realizar un balance de cargas con el cual se puedan estimar las cantidades de Fe^{2+} y Fe^{3+} a partir del análisis original, donde todo el Fe está dado como Fe^{2+} .

El contenido de hierro férrico implica la violación de al menos uno de los límites estequiométricos $Si \leq 8$, $\Sigma Ca \leq 15$ y $\Sigma K \leq 16$ (Leake et al., 1997). Dado este caso, la fórmula estructural puede ser recalculada en base a 15 cationes, excluyendo Na y K, obteniendo el valor mínimo de Fe^{3+} ; o también para un total de 13 cationes, excluyendo Ca, Na y K, donde se obtiene el máximo valor para el Fe^{3+} .

- Piroxenos: fórmula estructural en base a 6 oxígenos. Para estimar las concentraciones de Fe^{2+} y Fe^{3+} , se utiliza el criterio de Droop et al. (1987). La asignación de sitios estructurales se hace en base a:



- Biotitas: fórmula estructural en base a 11 oxígenos. La asignación de sitios estructurales se hace en base a:



T = Si, Al

M = Mg, Fe, Mn, Cr, Ti, Zn, V

A = K, Na, Ba

Los cálculos y sus resultados se adjuntan en el Anexo D – Anexo virtual IV.

CAPÍTULO 5 – ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LOS ENCLAVES MÁFICOS MICROGRANULARES DEL BORDE SUR DEL CPI

5.1 Introducción

En este capítulo se muestran los antecedentes de campo y resultados de los análisis estadísticos efectuados en los EMM del CPI, específicamente en su zona borde sur. Estos análisis permitieron encontrar variadas relaciones entre diferentes aspectos de los EMM y a partir de esto, se construyó un modelo conceptual para explicar la interacción de los magmas durante el emplazamiento del CPI. Los datos, resultados y conclusiones son la base para el trabajo en progreso “Morphology and spatial distribution of mafic microgranular enclaves in a calc-alkaline pluton: understanding the interactions between mafic and felsic magmas during ascent and emplacement”, que se espera publicar dentro de este año en una revista internacional ISI.

Los datos recopilados en el trabajo de campo se encuentran en el Anexo A – Anexo virtual I, mientras que los cálculos de las orientaciones se presentan en el Anexo B – Anexo virtual II y III.

Morphology and spatial distribution of mafic microgranular enclaves in a calc-alkaline pluton: understanding the interactions between mafic and felsic magmas during ascent and emplacement

M.I. Varas⁽¹⁾, D. Morata^(1,2), M. Higgins⁽³⁾, R. Ferrando⁽¹⁾, G. Arancibia^(4,2)

⁽¹⁾*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile*

⁽²⁾*Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, CEGA (FONDAP-CONICYT)*

⁽³⁾*Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi, 555 blvd de l'Université, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1, Canada*

⁽⁴⁾*Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Av. Vicuña Mackenna 4860, Santiago, Chile*

ABSTRACT

Mafic microgranular enclaves (MME) provide important information about the role of mafic magmas in the genesis and evolution of calc-alkaline granitoids. Here we expose a systematic study of MME present in the Main Tonalitic Unit of the Lower Cretaceous Illapel Plutonic Complex, Coastal Range of central Chile. MME have been analysed according to their colour, dimensions, morphology, texture, grain size, orientation, nature of contacts with the host rock and presence or absence of reaction rims. A statistical study was made, concluding that morphology and contact relationships between MME and host granitoids show evidence of coeval magmas. Most of studied MME have a reaction rim, with rounded and ellipsoidal shapes. These characteristics reflect contrasting viscosity and rheology between magmas involved, and evidence that originally, MME were mafic magma globules that quenched against a relatively cooler and felsic liquid. Phenocrysts present in MME show evidence of mechanical mixing of crystals that may have been dragged from the felsic magma to the more mafic one or vice versa. The many types of MME (black, black and white, and gray) are interpreted as consequence of various stages of an interaction process between the two contrasting magmas. Finally, we determined that MME are the result of mixing and mingling processes between basic and acid magmas. The mafic component would be generated from a depleted asthenospheric – dominated source. Interactions between mafic and felsic liquids would have occurred at depth, and would remain during ascent and emplacement of MME and host granitoid, when mafic magma globules would have mingled and oriented with respect to flow of the principal magma. Orientation data suggest a vertical to sub-vertical flow during emplacement of MME and host granitoid. These data indicate that the final magma emplacement may have been along fracture-produced dikes.

Keywords: Mafic microgranular enclaves, statistical study, morphology, distribution, granitoids, magma mixing, mingling, emplacement.

1. Introduction

It has been acknowledged that mafic (mantle - derived) magmas play an important role in the generation of granitic melt, mainly in the Cordillera-type intrusions (e.g. Barbarin, 1999, 2005). These magmas add heat to the base of continental crust, where partial melting (due to mafic magma caloric contribution, *mafic underplating*) could generate bodies of silicic composition (e.g. Baxter & Feely, 2002; Barbarin, 2005; Annen et al., 2006). Some evidences of the physical interactions between compositionally distinct magmas are the presence of mafic microgranular enclaves (MME), *schlieren* and basic syngmatic dikes. They can provide important information about the role of mafic magmas in the

genesis and evolution of calc-alkaline granitic magmas, therefore their origins are of fundamental importance in interpreting the history of the batholiths (Barbarin, 2005; Didier, 1987).

Most calc-alkaline plutons in different orogenic belts show MME as a common feature (e.g. Didier, 1973, 1987; Barbarin, 2005; Castro et al., 2008). Frequently MME display a geochemical and isotopic composition similar to their host granitoid, differing from them in grain size and abundance of mafic minerals. Based on these similarities, it is considered that MME have some genetic relationship with their host (e.g. Didier, 1973; Chappell et al., 1987; Donaire et al., 2005). There are different interpretations on how, where and when, MME interact with their host; however the most widely used, is that they represent the products of mixing and mingling of mantle and crust derived magmas (Vernon, 1983; Didier, 1987; Barbarin & Didier, 1992; Castro et al., 2008). Other hypothesis suggests a restite origin, where MME represent the residual products of partial melting or samples of unmelted, refractory materials from the source region (e.g. Chappell et al., 1987). Dodge & Kistler (1990), support that MME are formed from fragments of felsic host by early crystal fractionation followed by mechanical concentration. Although the origin of MME is still debated, the most popular choice is magma mixing and mingling model. Magma mingling indicates mechanical interaction, where original magmas retain their identity during the mixture, whereas the term mixing, implies chemical interactions that produce homogeneous hybrid (mafic and felsic) rocks, where identities of the original magmas are unknown. Therefore, MME go through different interactions occurring on two or more contrasting magmas, and these interactions depend on crystallinity and rheology of the interacting magmas (Barbarin & Didier, 1992).

In the Coastal Range of central Chile outcrops the Illapel Plutonic Complex (IPC), emplaced during the Lower Cretaceous (Fig. 1). This Complex exhibits a wide lithological spectrum, from small gabbro and diorite bodies, to tonalitic – granodiorite intrusions, containing xenoliths of country rock (mostly at the external borders of intrusions) and abundant MME. In this work we develop a systematic study of the MME present in the southern edge of the IPC, specifically, in the Main Tonalitic Unit (MTU). This area was chosen due to the high frequency and good exposure of the MME. We also examined some other isolated points from the central and northern areas, to check if it is possible to extrapolate the obtained information in the southern border to the entire IPC. The aim is define the evolution of magmatic interaction processes that gave rise to MME through a statistical study that considers morphological relationships, distribution and orientation of the MME.

2. Geological setting

In the western margin of the South American Plate, intense magmatic activity (volcanism and plutonism), during Middle Jurassic to Early Cretaceous times, with progressively more mantle participation was developed, generating an almost continuous magmatic arc along what is now known as the Coastal Range of Central Chile (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999, 2007). According to these authors, this magmatic arc took place along an extensional rifted continental margin.

Large volumes of plutonic rocks, partially coeval with a rather primitive high-K calc-alkaline volcanism (mostly basaltic andesites and andesites), were emplaced during the Lower Cretaceous under extensional tectonic regime in intra-arc basins in the present day Coastal Range of central Chile (e.g. Vergara et al., 1995; Parada et al., 2005a, 2007). Extensional Lower Cretaceous magmatism was in part coeval with basin subsidence and non-deformational burial very low-grade metamorphism with climax at the prehnite-pumpellyite facies (Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005; Morata et al., 2005; Parada et al., 2005a, 2005b). Changes in the tectonic regime as consequence of major changes in the Aluk subducting plate angle under the South American Plate involved the beginning of a high-stress compressional regime at *c.* 100 Ma, with development of roughly north-south reverse shear zones, shortening, basin inversion and exhumation of Mesozoic rocks (Ramos & Aleman, 2000; Arancibia, 2004; Parada et al., 2005a; Somoza & Zaffarana, 2008). All these processes were the responsible of the present day configuration of the Coastal Range in central Chile.

The Cretaceous plutonic rocks of the Coastal Batholith comprise hornblende-bearing tonalites, trondhjemites and granodiorites which resemble rocks of the TTG suite (Parada et al., 1999). They were emplaced under low-pressure conditions (1.5 – 3.0 kbar) into Jurassic to Lower Cretaceous volcanic sequences, clastic sedimentary rocks and minor limestones deposited in subsiding intra-arc basins (Parada et al., 1988, 1999, 2005a, 2005b).

2.1 *Illapel Plutonic Complex (IPC)*

The Illapel Plutonic Complex (Parada et al., 1999), previously defined by Rivano et al. (1985) as the Illapel Super-unity, is part of the N-S Cretaceous trending belt (Parada et al., 1999), located in the Coastal Range of central Chile. It is an elongated body of 130 km long and 30 km width in his central part, becoming thinning to the south (Fig. 1). It intrudes Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Coastal Cordillera. The IPC ranges from medium-grained gabbros to trondhjemites, with hornblende and biotite \pm clinopyroxene bearing tonalities and granodiorites as the most abundant lithologies. There are also small mafic intrusions, as well as sparse centimetre to decimetre-sized MME and small mafic dykes (Parada et al., 1999; Varas et al., 2009; Higgins et al., in preparation).

The IPC was previously dated using the K-Ar method, with biotite and muscovite, giving ages between 113 ± 3 Ma and 96 ± 2 Ma (Rivano et al., 1985). More recently U/Pb dating of magmatic titanite (Morata et al., 2006) gave ages of 105 ± 1.5 Ma, 99.2 ± 0.6 Ma and 97.7 ± 0.5 Ma, which are consistent with the previous K-Ar age interval. Nevertheless, recent U/Pb LA-ICP-MS zircon dating reveals a more complex age pattern, showing that the IPC comprises at least four clearly chronologically distinct magmatic pulses, which can be also distinguished by their petrology (Morata et al., 2010).

2.2 *The four magmatic units*

Based on petrography and anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) studies, four different plutonic units can be defined into the IPC (Ferrando et al., 2009; Morata et al., 2009, 2010; Higgins et al., in preparation), which are described below:

I. Mafic unit (MU) – consists of gabbros and diorites with subordinate tonalities. This unit outcrops in the western border and the northern part of the IPC. U/Pb zircon dating gave ages of 118.0 ± 1.9 to 115.7 ± 2.0 Ma (Morata et al., 2010).

II- Trondhjemitic unit (TU) – mostly composed by trondhjemite and leucogranite, outcropping in a \approx N-S band in the central part of the IPC. U/Pb zircon dating gave ages of 110.4 ± 1.8 to 109.7 ± 1.5 Ma (Morata et al., 2010).

III. Main Tonalitic unit (MTU) – is the most widespread unit, dominated by tonalite with MME (Varas et al., 2009), with subordinate granodiorites, and outcropping in a N-S direction showing a dominantly subvertical AMS foliation in the southern part of the IPC (Ferrando et al., 2009). U/Pb zircon dating gave ages of 102.4 ± 1.5 Ma to 98.8 ± 1.3 Ma (Morata et al., 2010).

IV. Granodioritic unit (GU) - dominated by granodiorites. This unit outcrops principally in the eastern border of the IPC. U/Pb zircon dating gave ages of 86.9 ± 1.2 Ma (Morata et al., 2010).

Decimetrics to metric syn-magmatic mafic and felsic dykes are present in the four magmatic units, being more relatively abundant in the border of the magmatic units.

3. Methodology for study MME

The macroscopic study of MME was carried out through exceptional vertical outcrops that permit sampling along an almost continuous 20 km profile (Fig. 2), with a \approx N-S orientation in the southern edge of the IPC. There is an altitude difference of around 730 meters between the higher (1021 m – site I), and the lower (289 m – site IX) studied sites. The host rock corresponds to a medium - grained amphibole and biotite tonalite – granodiorite that belongs to the IPC Main Tonalitic Unit (Morata et al., 2010).

In addition to this profile, five more sites were studied further north (Fig.2), mainly in the MTU, with outcrops showing similar field and petrographic characteristics that those from the southern border of the IPC. MME have been analysed according to their index colour (representing mafic mineral percentage), dimensions, morphology, texture, grain size, orientation (enclaves rake), contacts with the host rock and presence or absence of reaction rims (identifying in each case their corresponding nature and dimensions). Each sampling site had an exposed area of at least 2X2 meters and all MME with long axis higher than 5 mm were considered in the study.

3.1 *Field work measurements*

The first step in MME classification was to group them according to their main types of color. Following this single parameter, MME were classified as: black, gray, and black and white enclaves. Then, for each MME, length and width was measured. Because MME are irregular, length and width were determined by their mayor axes, as shown in figure 3.A. In the case of small MME, measurements were made using a Geoflex (error in the measurement of 1 mm), for larger ones, a tape measure was used (measurement error of 0.5 cm). With these data, approximate area was calculated for each MME. Shape classification was made according to the sphericity and roundness degree of each MME. Another parameter studied was reaction rim: presence or absence, and dimensions and nature, GeoFlex was also used when it was applicable. A distinction was made between felsic, mafic and “mixed” rims. The last type corresponds to MME with a mafic reaction rim, follow by a felsic one, or vice versa (Fig. 3.B). Irregular rims were approached to the maximum value of the reaction rim generated. Finally, strike and dip of the plane containing the MME was taken according to the right hand convention. The angle (rake) between the line formed by the long axis of the MME and the strike of the plane that contains it, was also measured for each MME. A total of eight sites were selected for this study along the \approx 20 km profile, with 518 MME measured. The same methodology was used for the northern part, measuring 261 MME, wich gives 779 MME measured in this work.

3.2 *Statistical study*

All the field work data obtained was used to develop a statistical study, where the different parameters analyzed were integrated. We determined aspect ratio (AR: length/ width) for each MME. This parameter allows to quantify isotropy or anisotropy degree for each MME as a first indicator of heterogeneous morphology. We also analyzed the relationship between the reaction rim (if there was any) and the total MME exposed area. Area was calculated multiplying length by width of each MME, assuming an enclave as a rectangular object. With this information, abundance of MME for each study site (with a total area of four square meters) was calculated (Table 1).

Other features that were statistically studied are: relationships between reaction rim type (mafic, felsic, mixed or none) versus colour of the respective MME; and relationships between index colour and grain size.

With regard to MME orientation, it is not possible to observe, either in the host granitoid or in the MME, a clear mineral foliation or a flow foliation that support a preferred orientation. Only a slight subvertical mineral lineation can be observed in some outcrops, given by the orientation of the amphibole *c* – axis. However, an anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study, carried out in both MME as in host rock (Ferrando et al., 2009), indicates a clear subvertical magnetic foliations and lineations that were used as reference planes in our study. In this sense, using magnetic foliation planes, the rake of each MME was projected from the outcrop plane to the magnetic foliation plane define by Ferrando et al. (2009), plotting also the magnetic lineation. For this purpose, software Orient 2.1 and DIPS was use.

4. Mafic microgranular enclaves: morphology and distribution

MME are widespread in the MTU, having a rather heterogeneous spatial distribution, with a decrease in abundance from the border of the intrusion to the inner parts. Moreover, at the southern margin of the MTU, it is possible to find xenoliths from the country host rock (volcanic xenoliths) mixed with MME (Fig. 4). These country rocks xenoliths have sharp contacts and are easy recognizable if we compared them with rounded MME, reason why they do not interfere in the statistical study.

MME vary greatly in shape, size and color. Figure 5 summarizes the main types observed in the MTU. Most common MME exhibit ellipsoidal shapes (a, d, e, f) with rounded to subrounded edges (b, e, f), although it is possible to find MME with irregular shapes and sharp edges (a, c, d), even MME ending in two tips at the top (“Batman – like” enclaves, as defined by Castro et al., 2008), or crenulated enclaves (c). Apart for the already named MME, there are also “composite enclaves” that correspond to an enclave enclosed in another of different grain size or texture, as can be seen in figure 5.f, although this type it is not very common.

At outcrop scale can be distinguish two types of contacts between MME and their host rock: (1) sharp contacts (Fig. 5) and (2) transitional or also called, gradual contacts. In the first type it is usual to find apophyses of felsic magma intruding the MME, generally showing a tongue shape (Fig. 6). The second type is characterized by a relative depletion of mafic minerals, from the center of the MME to the edges. In both contacts, MME can generate reaction rims or finer grained margins. Reaction rims observed in MME can be either felsic or mafic, being this last type usually composed by mafic minerals (mainly amphiboles) growing around the enclave. In some MME is possible to identify composite (or mixed) rims, conformed by a mafic reaction rim followed by a felsic one, as shown in figure 3.b.

Size of MME varies from millimetric to even metric values. According to their colour index, it was possible to distinguish three main types of MME at outcrop scale:

1 – Gray MME– is the most abundant MME type, and much of them only differ from the host by its finer grain (Figs. 5.a, c, d, e, and f).

2 – Black and white MME– the name for these enclaves was chosen because they present both felsic and mafic minerals with a cumulate texture (Fig. 5.b).

3 – Black enclaves – despite being the scarcest group, at outcrop scale are the easiest ones to distinguish, since they present a marked contrast between enclave and host rock. They also present both felsic and mafic minerals, but the mafic ones are in greater proportion.

Grain size of MME is very heterogeneous (Table 2), ranging from fine grained (less than 1 mm), fine – medium grained (1 – 3 mm), medium grained (3 – 5 mm) and very few coarse grained (5 – 10 mm). Because this last group represents only a very low percentage of MME (0.5%), for statistical purpose, they have been considered as part of the medium grained group. Mafic minerals are generally finer grained than felsic minerals, as also has been observed in the host granitoid, and

in concordance with previous studies (e.g. Vernon, 1983). It is important to remark that in all MME studied, their grain size was always finer than in the host granitoid. This petrographic characteristic seems to be a common feature in most of the enclaves studied around the world (e.g. Didier, 1973; Vernon, 1983; Vernon et al., 1988; Castro et al., 2008).

Microscopically, MME have an aphanitic texture, but it is possible to find several ones having plagioclase and amphibole phenocrysts, providing them a porphyritic texture. In any case, phenocrysts never exceed 10 mm in size, being the average size between 2 - 4 mm.

5. Results and interpretation of statistical study

5.1 Morphology of MME

Most of MME studied have an aspect ratio (AR) higher than one (Fig. 7), with a small percentage having a strong anisotropy ($AR > 3$). These AR values higher than one are indicative that MME are anisotropic bodies that can be related to a preferential orientation. In fact, as shown in the last section of this work, anisotropy of MME is probably the result of a relative movement of crystals and melt during ascent, in relationship with a magmatic flow (e.g. Vernon, 1983, 2004), more than with a tectonic deformation as has been proposed in other works (e.g. Williams & Tobisch, 1994; Vasallo & Wilson, 2002).

Concerning petrography, both host granitoid as MME, show a very homogeneous, granular fabric, indicating that MME were dispersed when more silicic magma was nearly liquid. Also, the absence of marked flow structures associated to these dispersed MME could be indicative of a host granitoid magma poor in crystals at the moment of the interaction with the more mafic magma (Castro et al., 2008).

5.2 Presence and significance of reaction rims

A direct relationship between area of MME and size of the reaction rim generated was established (Figures 8 to 11), being possible to conclude that greater the size of the enclave, greater the reaction rim. This is reinforced by data displayed in Table 3, where the smaller average MME areas belong to those MME without any type of reaction rim. These areas are even lower than the average of the total analyzed data. This relationship between MME size and extension of the reaction rim, can be attributed to the fact that larger enclaves would take longer to equilibrate thermally with surrounding magma (Barbarin & Didier, 1992). This mechanism would favor the fading contact between MME and host rock and the generation of chilling edges of larger size. This phenomenon would also explain why some MME do not evidence any type of reaction rim, especially in the northern part of the studied area, probably due to their smaller size (Table 3).

Relationship between MME colour index and their respective reaction rim (felsic, mafic or mixed) is not as clear as the relationship between MME and reaction rim extension. A 68.2% of the studied MME from the southern part, evidence some type of the reaction rims previously described (Table 3), meanwhile, in the northern area, reaction rims were observed only in a 34, 5% of the studied MME. In both areas, felsic rims are the most abundant. However, if we analyzed each MME type (black, gray, or black and white) according to the generation or absence of reaction rims (Fig. 12), we find that there is not a great difference percentage between MME with reaction rim, and the ones without it. Hence, it is not possible to establish a direct relationship between MME colour index and the generation of reaction rim. This would be due, probably, to the fact that generation of reaction rims would be less dependent of the MME type, and more controlled by the time of interaction between contrasting magmas.

5.3 *Orientation of MME*

The rake of each MME is projected on the host rock magnetic foliation plane and/or enclave magnetic foliation plane, when data is available (Fig. 13). In all planes that presented a vertical dip ($\approx 90^\circ$), most of the rakes of MME are also vertical (except in northern sites), and when planes are subvertical, ($65^\circ - 80^\circ$), it is usual to have MME with also, subvertical rakes. There is no mayor difference between rakes projected on granitoid magnetic foliation planes, or the ones that are projected on MME magnetic planes (Fig. 13), probable because both magnetic foliation planes (host granitoid and MME) are very similar.

In figure 13, magnetic lineation has been plot as a black square. In most cases, it can be observed that rake is rather parallel to lineation. Nevertheless, in sites III (host granitoid) and VIII (MME) magnetic lineations are almost perpendicular to the orientacion of MME. However, these sites are the ones that have a greater dispersion on the orientation data, and also those who have the highest enclave frequency (Table 1). One possible explanation for these particular sites, is that felsic melt would start to behave as a partially molten solid when it reaches a 60 – 67% of suspend solids (William & Tobisch, 1994). According to the same authors, mafic magma would cool faster than felsic magma, consequently MME would reach to a partially molten solid state before the felsic melt. Specifically, in sites previously appointed, MME are found in a large number, and if we add crystals that precipitated from felsic magma, we have a system (felsic magma + crystals + MME) that would start to behave as a solid, doing much more difficult the orientation of MME, but that probably still could aloud the orientation of the minerals.

Although it is out of the scope of this paper, the use of elongate enclaves as tectonic markers would not be possible in MME from the IPC, due to the features already named, as has also been shown by Vernon et al. (1988) and Paterson et al. (2004).

5.4 *MME from the south and the north*

Given the results of this study, we could group the first sites from the northern area (A – B) as part of the southern MME. From Table 1, frequency of MME from suite A, is higher than the rest of MME from the north, that presents an average of 2,3% of MME frequency. In figure 13, the more scattered data corresponds to the northern sites C, D, and E, showing that MME do not seem to have a preferred orientation in these sites. Therefore, the southern part of the MTU would behave in a different way, that the northern area, probably because this zone is the border of the unit, and it can represent the channel feeder.

5.5 *Genesis of MME: coeval magmas*

The different granitoids and associated mafic rocks in the MTU can be explained as result of mixing and mingling process. This is more evident in the southern part due to the abundance of MME. Mixing process would give origin to the different types of granitoids (e.g. Barbarin, 2005) found in the MTU, while mingling and local mixing process would produced the MME (e.g. Vernon et al., 1988; Castro et al., 2008).

MME morphology, contact relationships, and presence of reaction rims in the MTU, show evidence of coeval magmas, as has been described by Vernon (1983,2004): finer grain size with respect to their host granitoid (Fig. 5); contacts, where host granitoid penetrates MME (Fig. 6); rounded and ellipsoidal shapes (Fig. 7), and the fact that most of MME in the study generates a reaction rim (Fig. 8 – 11). All these characteristics reflect a contrast in viscosity and rheology between magmas involved, and evidence that originally, MME were mafic magma globules that quench against a relatively cooler and felsic magma (Vernon et al., 1988; Paterson et al., 2004; Castro et al., 2008). On the other hand, phenocrysts present in MME can evidence a mechanical mixing of crystals that may have dragged from

the felsic magma to the more mafic one, or vice versa (e.g. Kumar & Rino, 2006). Macroscopically, observed phenocrysts are similar in size, to crystals in the host rock.

The many types of MME (black, black and white, and gray) (Fig. 5) are representative of various stages of an interaction process between two contrasting magmas implicated (Perugini et al., 2003). William & Tobisch (1994) demonstrated that when enclaves are more viscous than their host, they become non deformable, and this would be subordinated to the composition of the enclave and the temperature of the system, been the more mafic enclave, the one that becomes non deformable to higher temperatures. This would explain the relationship between the type of MME and their respective grain size (Table 2), where the more mafic the enclave, finer the grain. If we assumed that darker enclaves correspond to more mafic ones, basic magma that gave rise to more mafic enclaves would act as a closed system, as more mafic compositions are likely to be immiscible with host granitic composition under subliquidus temperatures (William & Tobisch, 1994). Then, when magmas starts to cool down, the first enclaves that would be stable and non deformable, would be the more mafic ones.

Within the same plutonic body, different processes can form MME. For example, injection of dikes and subsequent solid state separation and disruption (Frost & Mahood, 1987; Smith, 2000) would generate MME that, in a solid state, interact with felsic magma. However, this process will not generate reaction rims (Castro et al., 1991). If MME formed by injection of synplutonic dikes, it will be required that granitic magma be near the *solidus*, so that dikes would break and accommodate the more dense magma upwards by pressure gradient into a dilatant fracture (Castro et al., 2008). We do not rule out that some of the MME from the IPC have formed in this way, especially because there is field evidence that support it. Nevertheless, silicic magma would had to have a high crystal content, necessary for dike formation and this probably would not provide the plastic flow necessary to disperse fragments through the magma chamber (Castro et al., 2008). Therefore, MME formed this way, would be constrained to an area near the dikes, and at least in the studied zone, we do not observe a spatial proximity between mafic dikes and MME.

6. Origin of MME from the MTU

Considering morphology, distribution and contact relationships, we proposed a model for the origin and evolution of the MME from the IPC.

As demonstrate by petrographic evidence, MME could be considered the result of mixing and mingling processes between basic and acid magmas. These interactions would have occurred under low - prepressure conditions, 1.7 ± 0.6 kbar, as calculated from amphibole Al-in barometry (Varas, 2011). Pressure conditions would be acting during the emplacement of the system, but it would not correspond to the moment when the interaction between magmas occurred, because isotopic signature both MME and host granitoid, correspond to a mantelic signature (Morata et al., 2010). During the interaction between main felsic magma and mafic magma globules, the last ones would mingle and orient according to the principal magma flow during ascent and emplacement.

Mafic magma would have intrude while the more felsic magma would still be under subsolidus conditions. This scenario can explain contact relationships between both, felsic and mafic melts, as shown in figure 5. Mafic magma is hotter and have a basic composition, whereas felsic magma is cooler and acid (Barbarin & Didier, 1992). This would lead to a thermal exchange when both magmas interact, where more mafic magma would become cooler, and felsic magma would become hotter, generating gradient and allowin a change in the viscosity of both magmas (Sparks & Marshall, 1986). With this mechanism, a new, hybrid magma would be generated. When effective viscosity of the felsic magma is still significantly low, the viscosity contrast of both magmas is sufficiently large to permit extensive mechanical exchange, where, for example, phenocrysts, that are already present in one of the components, or in both, can be transferred from one to another (Barbarin & Didier, 1992). Then, when temperature of the system starts to

drop, MME would become more viscous than their host (inversion point of viscosity; William & Tobisch, 1994), allowing that more mafic magma globules starts quenching, following by the hybrid magma globules, generating different the types of MME described in this work.

During cooling of mafic magma globules, they would deform according to primary magmatic flow and latter, they would finally act as rigid objects, acquiring a preferential orientation according to the dominating magmatic flow. One of the conditions for the rotation of objects is that no more than a 55% of crystals must be in the melt, so the system would still be below rigid percolation (Vigneresse & Tikoff, 1999). Under this threshold, particles in the magma can rotate and oriented. William & Tobisch (1994) calculated that temperature interval on witch viscosity of enclaves becomes greater than the host (depending on the composition of the enclave), ranges between 900° C – 1000°C, and is in this interval where enclaves would become undeformable. Summarizing, when temperatures of the system (felsic and mafic magma) are among 900 – 1000°C, depending on the composition of the enclave, MME would take their shape; and when crystallinity of the felsic magma is up to a 55% MME would take their orientation.

Magnetic remanence studies indicate that the IPC has rotated as a single large block, in barely 5° clockwise, without tipping (Ferrando, 2011). Therefore, orientation data (Fig. 13), that suggest a vertical to sub-vertical flow, would correspond to the orientation during the ascent and emplacement of MME and host granitoid. This orientation is consistent with the anisotropy of magnetic susceptibility data (Ferrando et al., 2009), and would be in concordance with a mechanism of magma ascent and emplacement throughout a fracture- produced dike.

7. Conclusions

Mafic microgranular enclaves from the southern area of the IPC are part of the Main Tonalitic Unit (Morata et al., 2010). The proposed model would govern the origin of these MME; however, there is no reason for enclaves found in other pulses to have the same origin. If a large batch of mafic magma is introduced into the mixing system at depth only once, the first pulse of magma, would consist of mafic granitoids that contain many MME, whereas next pulses would consist of more felsic granitoids, and fewer MME (Barbarin, 2005). In the IPC case, a similar conclusion could be proposed because the next magmatic pulse would be the Granodioritic Unit, that present a lower MME frequency.

Morphology, spatial distribution and orientation data of mafic microgranular enclaves indicates that felsic magma in the southern part of the MTU, ascends and emplaces along fracture – produced dikes. The mechanism to generate these MME would be in relation with simultaneous injection at the bottom of this dike – like structure, of hotter mafic magma, capable to generate mingling and mixing process. We propose that MME are the result of these mixing and mingling process between acid and basic magma. The mafic component would have generated from a depleted asthenospheric – dominated source. Interactions between mafic and felsic liquids would have occurred at depth, and would remain during ascent and emplacement of MME and host granitoid. Mafic magma globules would mingled and orient with respect to a vertical to sub-vertical flow.

Acknowledgments

This research has been funded by the Chilean National Science Foundation (FONDECYT) Project 1080468. The first author carries her Master of Science studies with a CONICYT grant.

References

- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M., and Robinson, D., 1999, Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting: *Tectonophysics*, v. 313, p. 433-447.
- Annen, C.; Blundy, J.D.; Sparks, R.S.J., 2006, The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505-539.
- Arancibia, G., 2004, Mid-cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 17, p. 209-226.
- Barbarin, B., and Didier, J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 83: 145-153.
- Barbarin, B., 1999, A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 505-626.
- Barbarin, B., 2005, Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts: *Lithos*, v. 80, p. 155-177.
- Baxter, S., and Feely, M., 2002, Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland: *Mineralogy and Petrology*, v. 76, p. 63-74.
- Castro, A.; Moreno – Ventas, I.; de la Rosa, J.D. 1991, Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau* 80 (1): 109 – 120.
- Castro, A.; Martino, R.; Vujovich, G.; Otamendi, J.; Pinotti, L.; D'Eramo, F.; Tibaldi, A.; Viñao, A., 2008, Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fértil magmatic complex (Early Ordovician, San Juan, Argentina). *Geológica Acta*, vol. 6, 217-229.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., and Wyborn, D., 1987, The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite Petrogenesis: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 1111-1138.
- Didier, J., 1973, Granites and their enclaves: The bearing of Enclaves on the Origin of Granites. *Development in Petrology*, 3. Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- Didier, J., 1987, Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas: *Geologische Rundschau*, v. 76, p. 41-50.
- Dodge, F. and Kistler, R. 1990, Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *J. Geophys Res* 95: 17841 – 17848.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C., and Duthou, J.-L., 2005, Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 149, p. 247-265.
- Ferrando, R.; Arriagada, C.; Morata, D.; Córdoba, L.; Varas, M. 2009, Fábricas petro-magnéticas en el Complejo Plutónico Illapel: implicancias en el mecanismo de emplazamiento de plutones. 12º Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago (Chile).
- Ferrando, R. 2011, Estudio paleomagnético del Complejo Plutónico Illapel: implicancias acerca de sus mecanismos de emplazamiento y la evolución tectónica regional, Tesis (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Fuentes, F., Féraud, G., Aguirre, L., and Morata, D., 2005, 40Ar/39Ar dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile: *Chemical Geology*, v. 214, p. 157-177.
- Frost, T. and Mahood, G. 1987, Field, chemical, and physical constraints on mafic – felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of American Bulletin* 99(2), 272 – 291.
- Higgins, M.; Morata, D.; Varas, M.I.; Ferrando, R.; Arriagada, C.; Valencia, V. & Vervoort, J., Emplacement and development of layering during hydration reactions in the La Cordadera gabbro intrusion, Illapel Plutonic Complex, central Chile. *Work in progress*.
- Kumar, S. and Rino, V., 2006, Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 152, p. 591-609.
- Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G., Belmar, M., 2005, Geodynamic implications of the regional very low – grade metamorphism in the Lower Cretaceous of the Coastal Range in central Chile. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. ISAG 2005. Barcelona (España), Septiembre 200, 531 – 534.

- Morata, D.; Féraud, G.; Schärer, U.; Aguirre, L.; Belmar, M.; Cosca, M. 2006, A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile. In Congreso Geológico Chileno, n° 11, vol. 2, 509-512, Antofagasta (Chile).
- Morata, D.; Higgins, M.; Varas, M.I. 2009, Rhythmically layered gabbro in the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera of central Chile): petrography and field relationships. 12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago (Chile).
- Morata, D., Varas, M.I., Higgins, M.D., Valencia, V., Verhoort, J.D. 2010, Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon UPb geochronological constraints. In VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, Brasília.
- Parada, M.A., Rivano, S., Sepúlveda, P., Herve, M., Herve, F., Puig, A., Munizaga, F., Brook, M., Pankhurst, R., and Snelling, N., 1988, Mesozoic and cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'-32°30'S): Journal of South American Earth Sciences, v. 1, p. 249-260.
- Parada, M.A.; Nyström, J.; Levi, B. 1999, Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34° S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. Lithos, vol. 46, 505-521.
- Parada, M.A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D. and Larrondo, P. 2005a, Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. Journal of the Geological Society of London, v. 162, 273-287.
- Parada, M.A., Roperch, P., Guirresse, C., and Ramírez, E., 2005b, Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile: Tectonophysics, v. 399, p. 399-420.
- Parada, M.A., López-Escobar, L., Oliveros, V., Fuentes, F., Morata, D. et al.. 2007, Andean Magmatism. In: The Geology of Chile (T. Moreno and W. Gibson, eds.). The Geological Society of London. p. 115-146.
- Paterson, S.R., Pignotta, G.S., and Vernon, R.H., 2004, The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations: Journal of Structural Geology, v. 26, p. 1465-1481.
- Perugini D., Poli G., Christofides G. & Eleftheriadis G., 2003, Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves, Mineralogy and Petrology, 78, 3-4, 173-200.
- Ramos, V. A. and Aleman, A., 2000, Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U. G, Milani, E. J., Thomaz Filho, A. and Campos, D. A. (Ed.): Tectonic Evolution of South America, p. 635-685. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Herve, M.; Puig, A. 1985, Geocronología K- Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32°S, latitud sur, Chile. Revista Geológica de Chile, vol. 17, 205 – 214.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P. 1991, Hoja Illapel, Region de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 69, 1:250.000, Santiago, Chile, 132 pp.
- Sparks, R.S.J., and Marshall, L.A., 1986, Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 29, p. 99-124.
- Smith, J. 2000, Structures on interfaces of mingled magmas, Stewart Island, New Zealand. Journal of Structural Geology 22, 123 – 133.
- Somoza, R., and Zaffarana, C.B., 2008, Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera: Earth and Planetary Science Letters, v. 271, p. 267-277.
- Varas, M.I.; Morata, D.; Arriagada, C.; Ferrando, R.; Higgins, M. 2009, Distribución y características morfológicas de los enclaves máficos del borde sur del Complejo Plutónico Illapel (CPI). 12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago (Chile).
- Vassallo, J.J., Wilson, C.J.L., 2002. Palaeoproterozoic regional-scale noncoaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia. Journal of Structural Geology 24 (1), 1–24
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J.O., and Cancino, A., 1995, Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 1427-1440.
- Vernon, R.H., 1983, Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. J P Roy Soc New South Wales 116:77-103
- Vernon, R.H.; Etheridge, M.A.; Wall, V.L. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves indicators of magma mingling and flow. Lithos, 22: 1-11.
- Vernon, R. H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure, Oxford University Press: pp. 606, Oxford.
- Vigneresse, J.L., and Tikoff, B., 1999, Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas: Tectonophysics, v. 312, p. 117-132.
- Williams, Q., and Tobisch, O.T., 1994, Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: Constraints from drop deformation theory: J. Geophys. Res., v. 99, p. 24359-24368.

Figure Captions

Figure 1: Geologic map of central Chile (31°25' – 32°30'S) modified and simplified from the 1:250.000 geological maps of Chile, Rivano et al. (1985) and Rivano & Sepúlveda (1991), showing the location of the studied area (wide square). Legend 1= Upper Paleozoic and Triassic igneous and stratified rocks; 2= Jurassic igneous rocks; 3= Jurassic stratified rocks; 4= Lo Prado Formation (Lower Cretaceous); 5= Stratified continental and volcanic rocks from Lower to middle Cretaceous; 6= Illapel Plutonic Complex; 7= Upper Cretaceous continental and volcanic rocks; 8= Upper Cretaceous and K-T igneous rocks; 9= Tertiary volcanic and continental rocks; 10= Rocks with strong hydrothermal alteration; 11= Quaternary unconsolidated deposits; 12= Major faults.

Figure 2: Simplified map of the southern part of the Illapel Plutonic Complex showing sample location, solid circles belong to transect control points and solid squares are north control points, and the AMS tensors from the study of Ferrando et al. (2009). Geologic map of central Chile (31°50' – 32°20'S), modified and simplified from Rivano et al. (1993) y Rivano & Sepúlveda (1991).

Figure 3: Some field observations on the MME: a) Measurement of length and width of MME through their major axis; b) MME with a mixed reaction rim: from the center to the edges, mafic reaction rim, followed by a felsic border. The continuous line corresponds to MME limits.

Figure 4: Xenoliths of country volcanic rocks, with marked angular shapes.

Figure 5: Different types of MME in vertical sections of the IPC. (A) MME with angular edges and oval shapes. (B) MME with rounded edges and very good sphericity. (C) MME showing very irregular edges, combining angular with rounded sides. (D) MME ending in two tips at the top, “Batman like” morphology (Castro et al., 2008). (E) MME having rounded to subrounded edges, with elliptical shapes. (F) “Composite enclaves”.

Figure 6: Elongated MME with intrusion of host granitoid in the upper part.

Figure 7: Aspect ratio (length (cm) v/s width (cm)) diagrams of MME of the IPC from a) the southern part, and (b) the northern sampled sites.

Figure 8: Size of felsic reaction rims versus area of MME from (a) the southern part of the IPC, number of enclaves = 269; and b) northern part of the IPC, number of enclaves = 65.

Figure 9: Size of mafic MME reaction rim followed by a felsic one versus area of MME from the southern part of the IPC, number of enclaves = 21.

Figure 10: Size of mafic reaction rim versus area of MME from (a) the southern part of the IPC, number of enclaves = 63; and (b) the northern part of the IPC, number of enclaves = 25.

Figure 11: Area of MME without any type of reaction rim from (a) the southern part of the IPC, number of enclaves = 165; and (b) northern part of the IPC, number of enclaves = 171.

Figure 12: Relationship between MME index colour and the occurrence of reaction rims (felsic, mafic and mixed) from (a) the southern part of the study; and (b) the northern part of the study. RR: reaction rim; WRR: without reaction rim.

Figure 13: Rake orientation of each MME projected on the host rock magnetic foliation plane and/ or enclave magnetic foliation plane (AMS data from Ferrando et al., 2009) from the studied area. On each stereograph solid square correspond to the magnetic lineation.

Table Captions

Table 1: MME abundance (percentage of the area utilized by MME with respect to the total area analyzed in each stop) in the different study sites (Fig. 2) of the Main Tonalitic Unit of the Illapel Plutonic Complex.

Table 2: Grain size of MME versus type of MME (according to colour index).

Table 3: Summary of the obtained data on the generation of reaction rims in MME from the IPC.

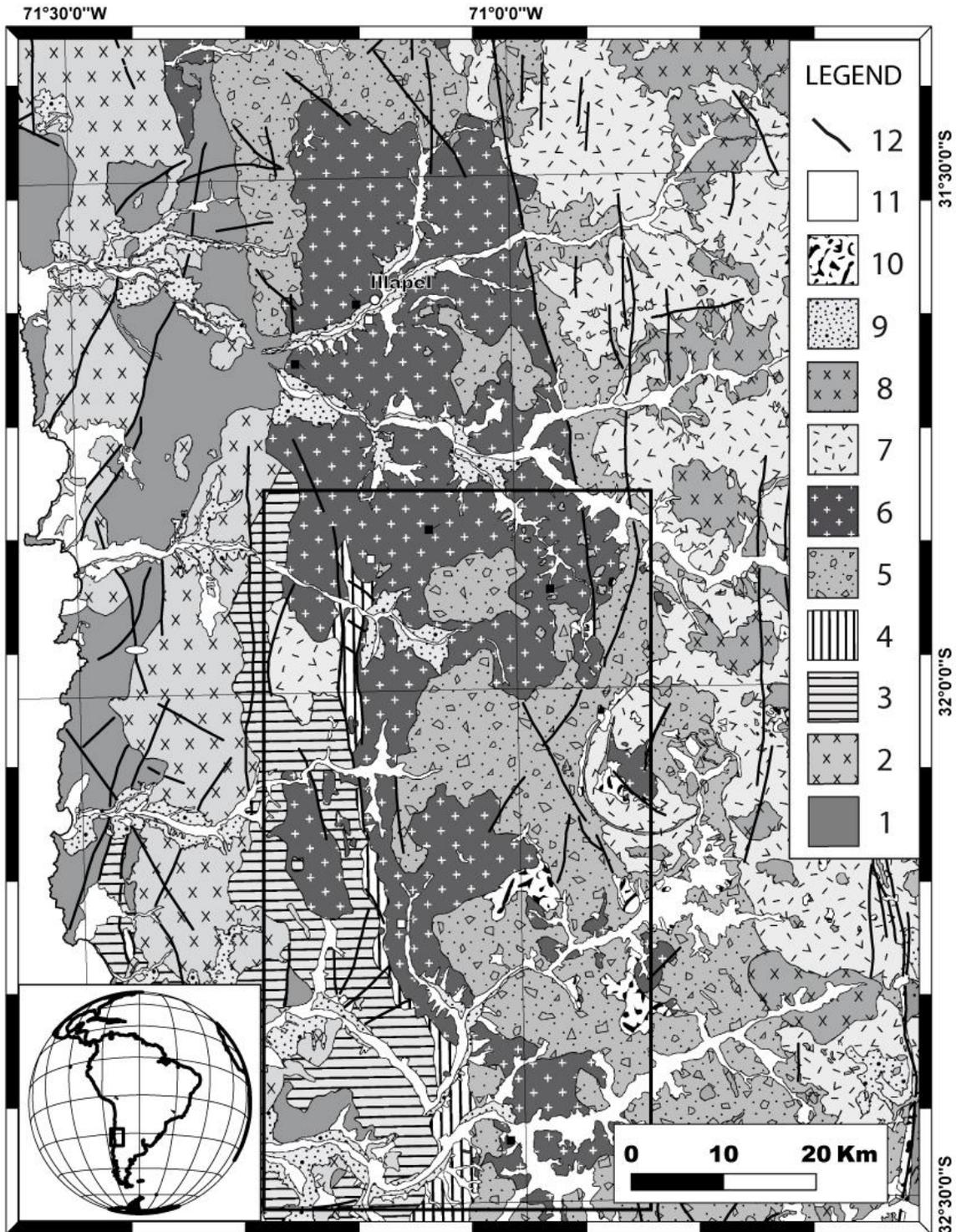


FIGURE 1

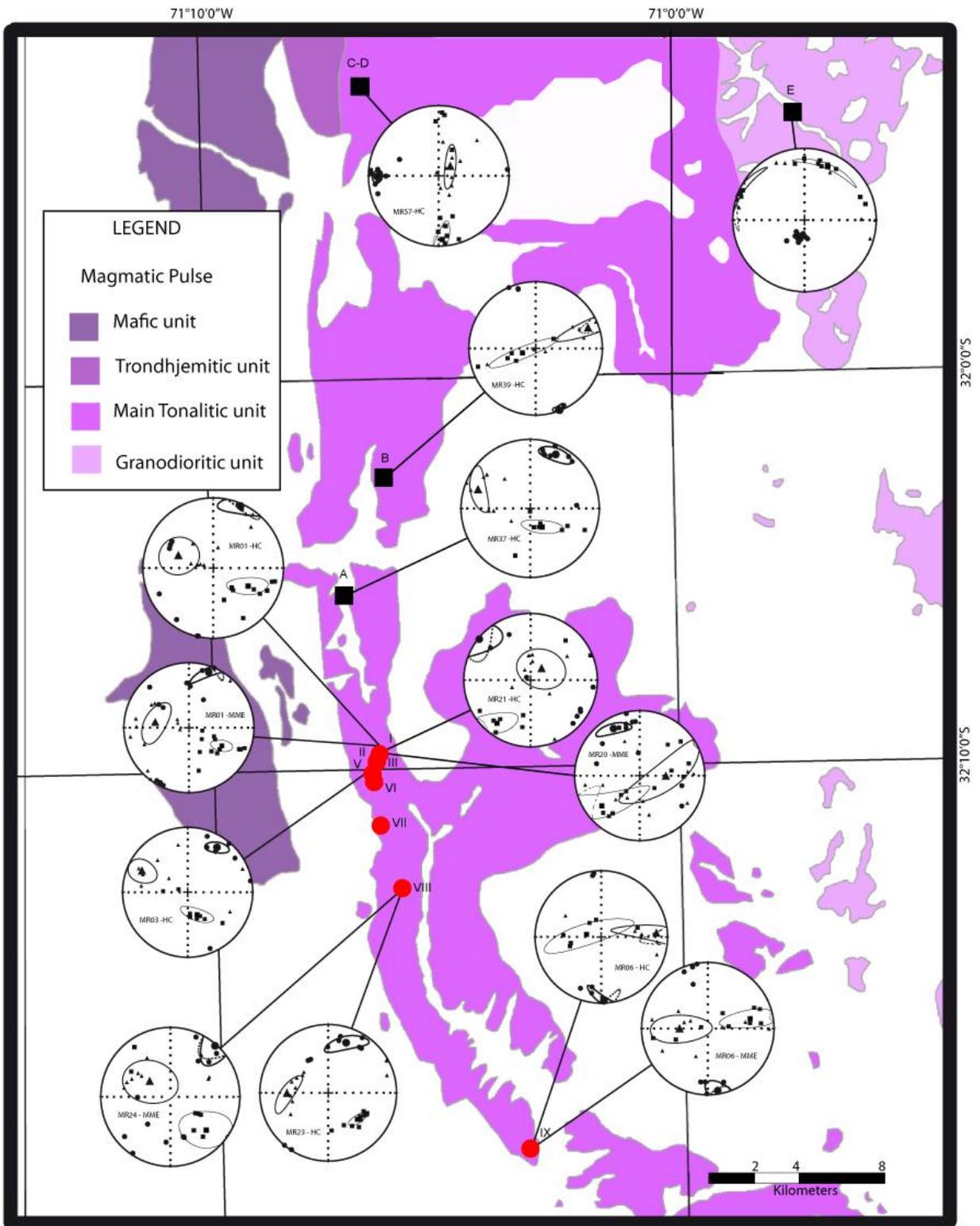


FIGURE 2

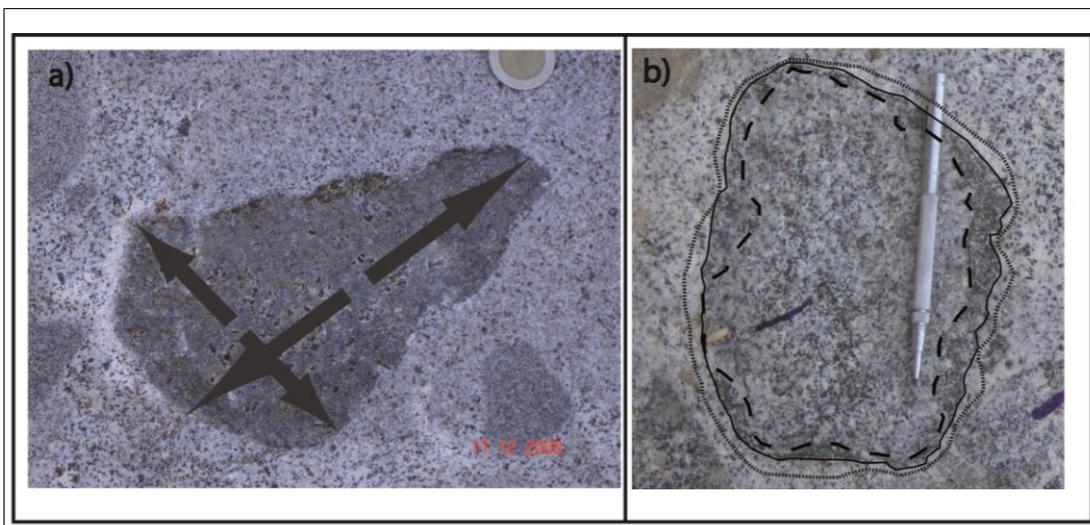


FIGURE 3



FIGURE 4

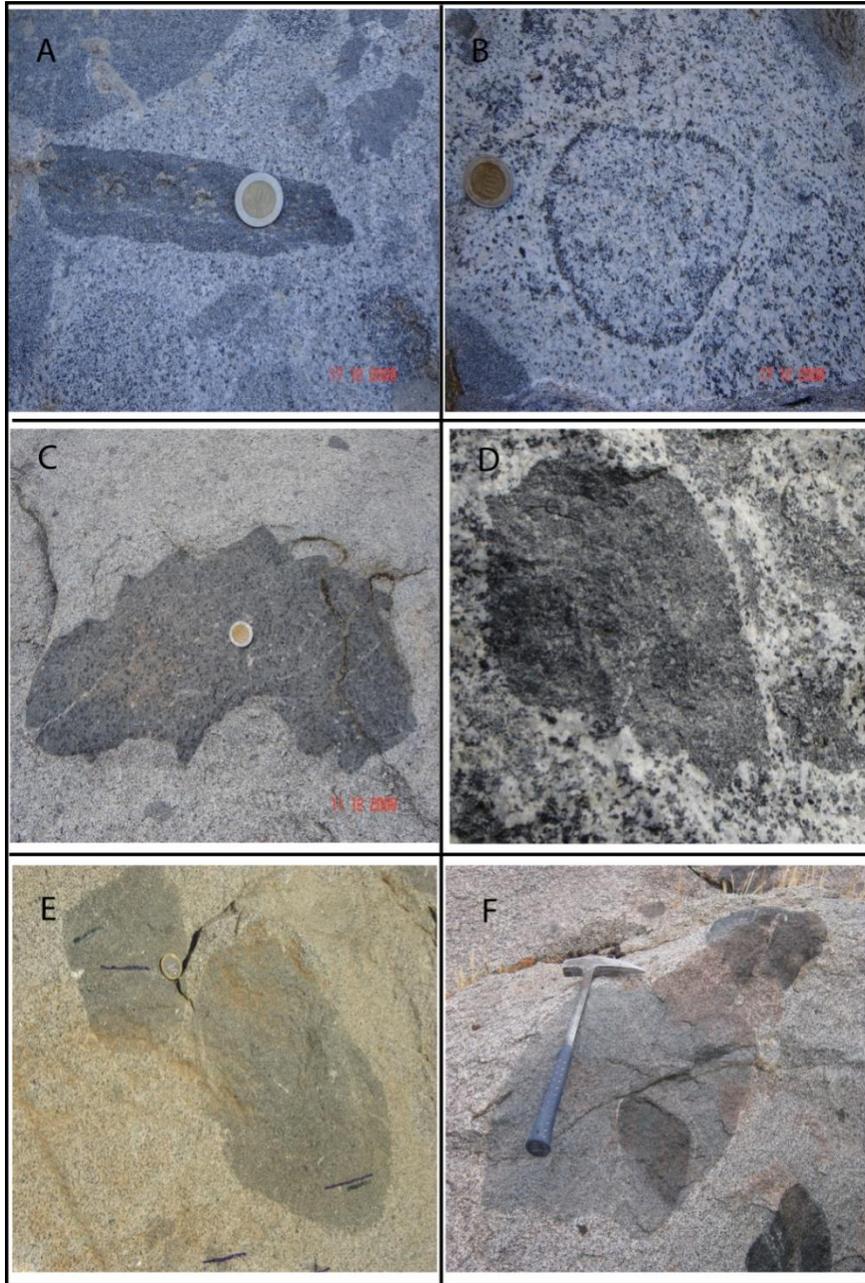


FIGURE 5



FIGURE 6

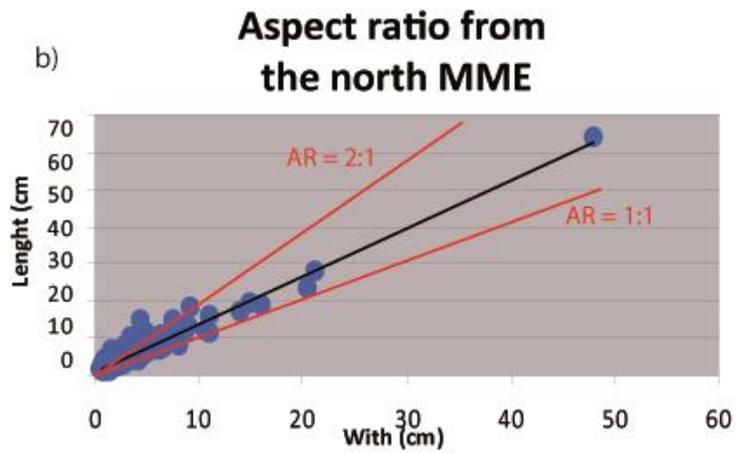
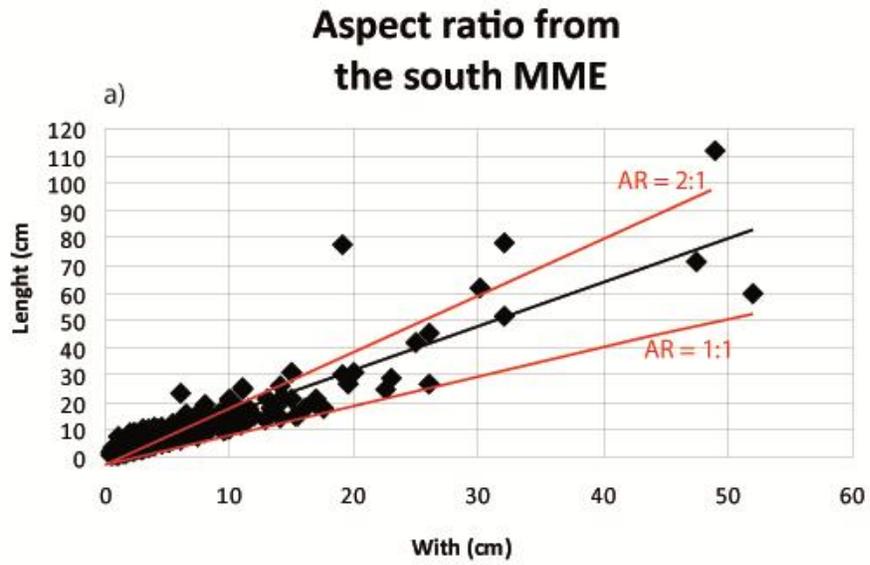


FIGURE 7

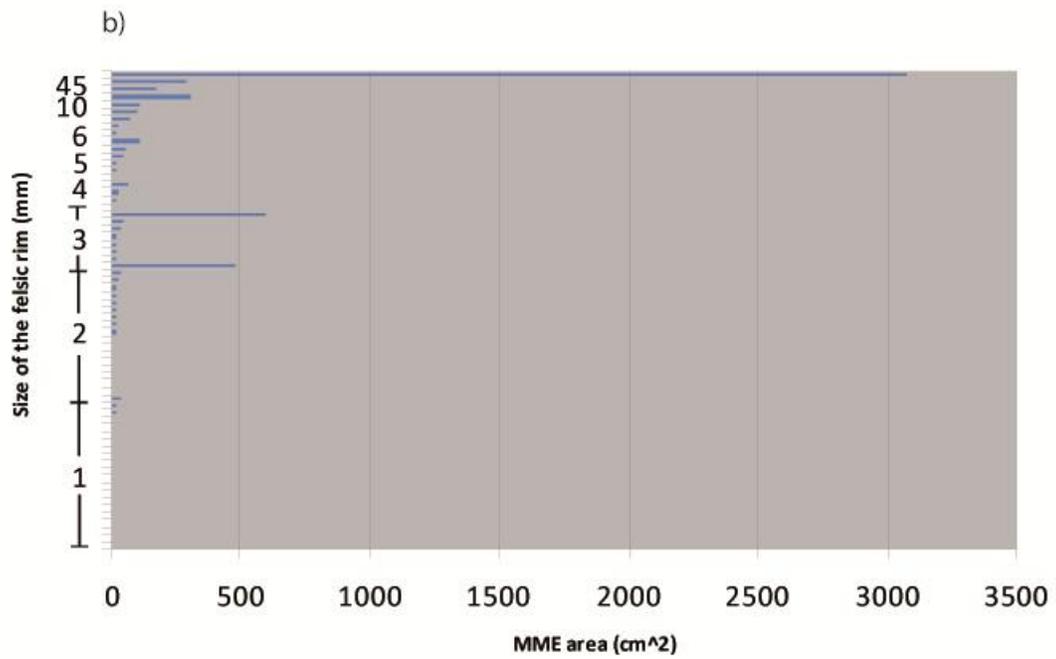
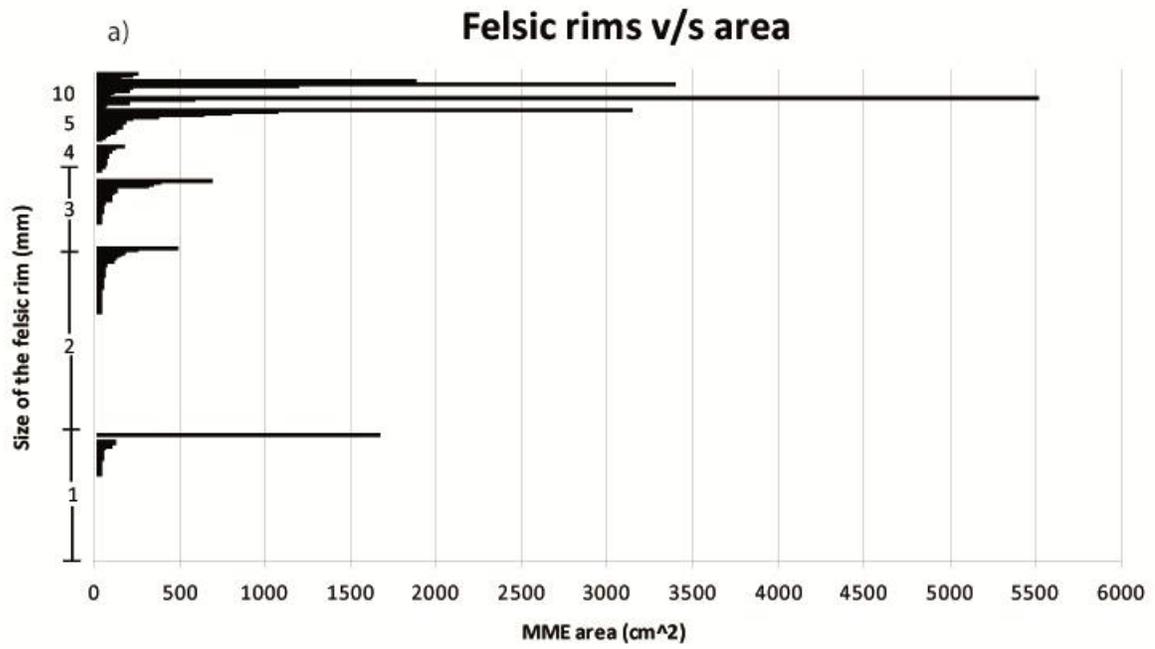


FIGURE 8

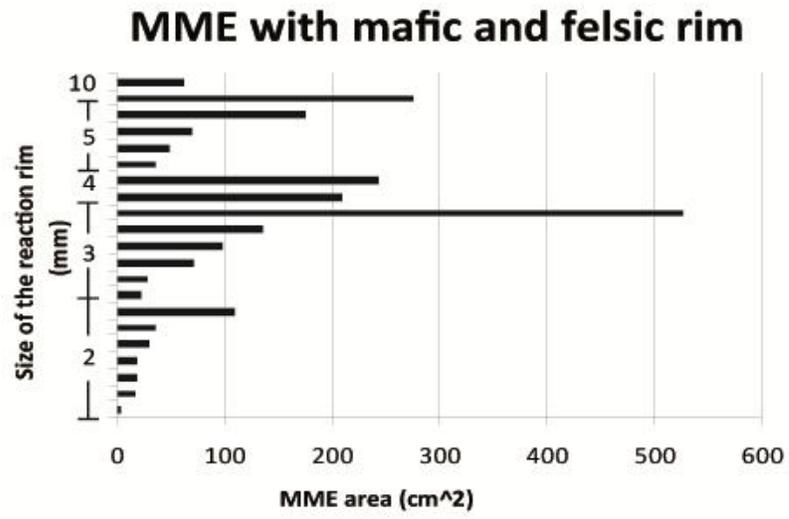


FIGURE 9

Mafic rim v/s area

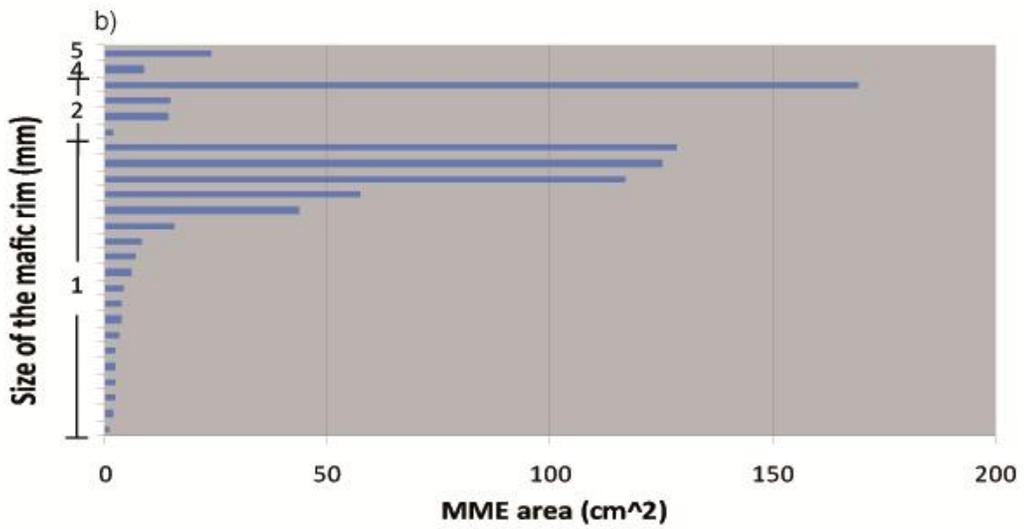
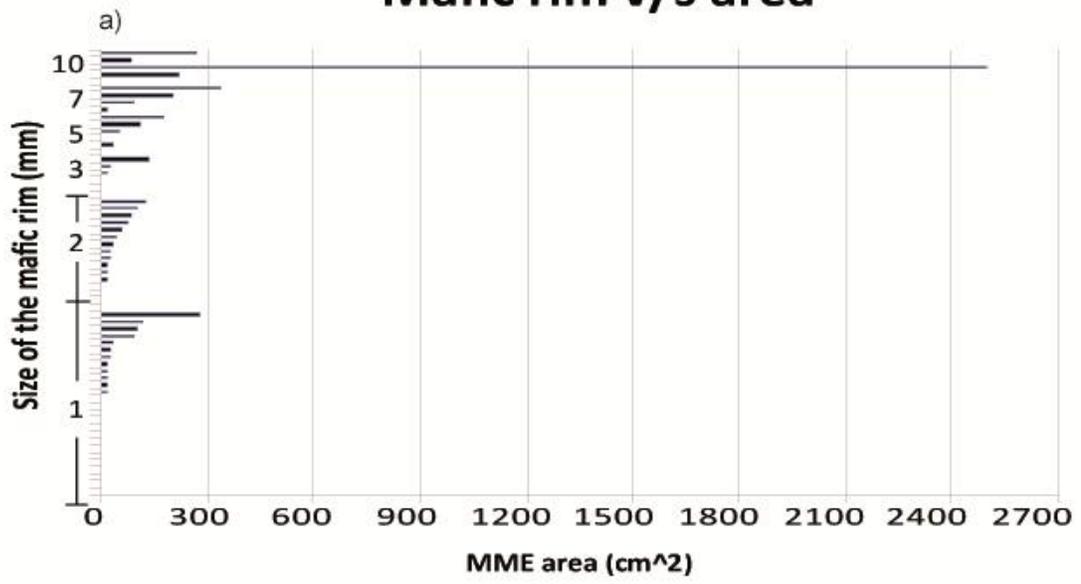


FIGURE 10

MME that do not show a reaction rim

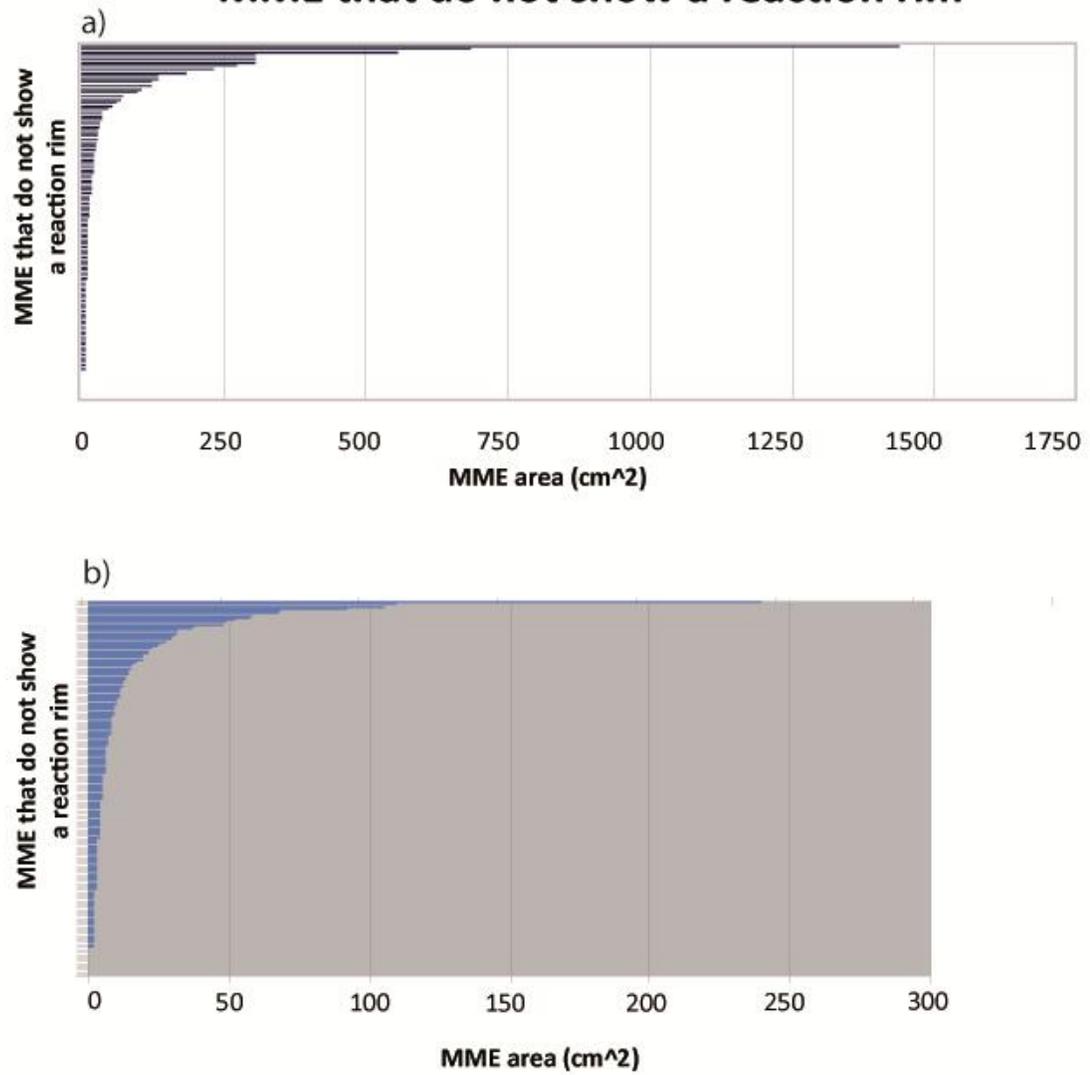


FIGURE 11

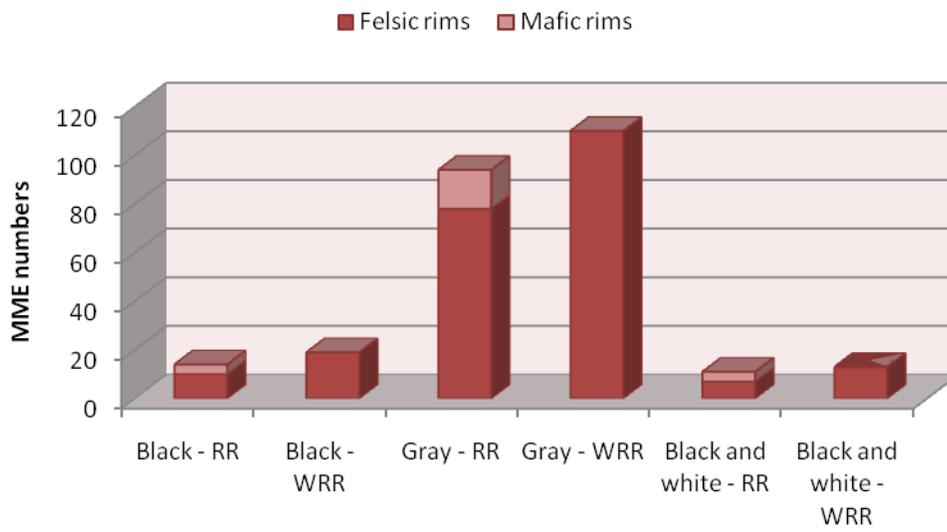
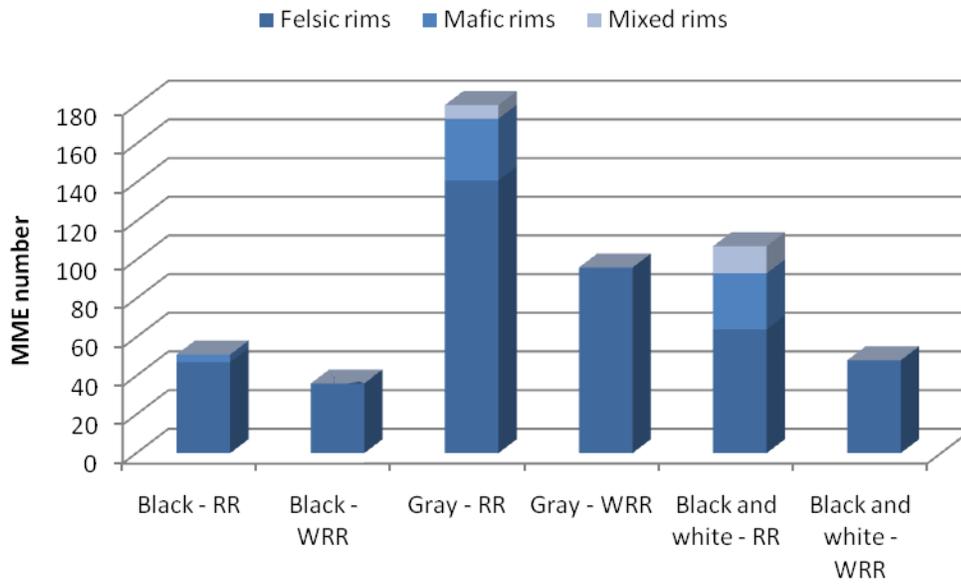


FIGURE 12

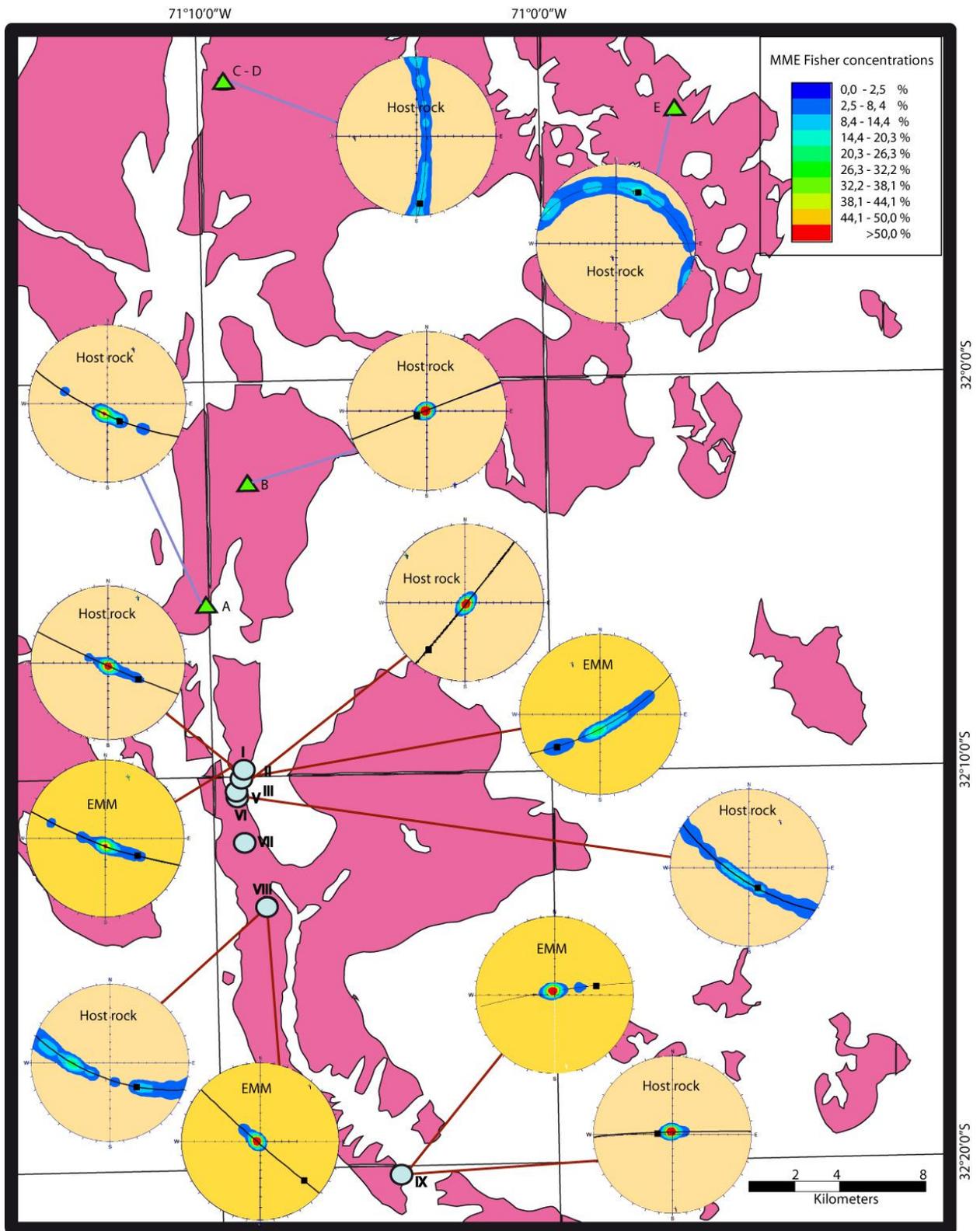


FIGURE 13

Table 1: MME abundance (percentage of the area utilized by MME with respect to the total area analyzed in each stop) in the different study sites (Fig. 2) of the Main Tonalitic Unit of the Illapel Plutonic Complex.

Stops	Coordinates	Number of MME measured	Studied area (m ²)	Area used by MME	
	UTM			(m ²)	(%)
I	297080/6439348	50	3.77	0.22	5.7
II	296960/6439006	38	3.69	0.3	7.56
III	296955/6438960	185	2.66	1.33	33.36
V	296741/6438392	43	3.73	0.26	6.6
VI	296822/6438002	43	3.61	0.38	9.52
VII	297139/6435892	49	3.81	0.18	4.57
VIII	298192/6432838	62	2.34	1.65	41.43
IX	304400/6420201	48	3.91	0.08	2.15
A	295357/6447053	59	3.46	0.54	13.41
B	297286/6452779	40	3.89	0.11	2.75
C	296138/6471749	61	3.92	0.08	2.10
D	296115/6471752	53	3.89	0.11	2.83
E	3117121/6470523	48	3.94	0.06	1.53

⁽¹⁾ UTM coordinated referred to the Provisional South American datum 1956

Table 2: Grain size of MME versus type of MME (according to colour index).

Grain size	MME type					
	Black and white		Gray		Black	
	Number of MME	Percentage (%)	Number of MME	Percentage (%)	Number of MME	Percentage (%)
Fine	66	37.5	353	73.2	101	83.3
Fine - medium	76	43.2	105	21.8	14	11.7
Medium	34	19.3	24	5.0	6	5.0

Table 3: Summary of the obtained data on the generation of reaction rims in MME from the IPC.

Southern part				
	Number of MME	%	Average area of MME (cm ²)	Standard deviation
Generation of felsic rims	269	51.9	112.4	471.9
Generation of felsic and mafic rims	21	4.1	106.6	124.6
Mafic reaction rims	63	12.2	92.3	316.5
Without any reaction rim	165	31.9	41.1	142.2
Total	518	100	88.1	
Northern part				
	Number of MME	%	Average area of MME (cm ²)	Standard deviation
Generation of felsic rims	65	24.9	94.5	398.5
Generation of felsic and mafic rims	-	-	-	-
Mafic reaction rims	25	9.6	30.6	49
Without any reaction rim	171	65.5	12.5	24.7
Total	261	100	45.9	

CAPÍTULO 6 – PETROGRAFÍA DE LOS ENCLAVES MÁFICOS MICROGRANULARES

6.1 Ocurrencia, distribución y descripción general de los EMM y rocas máficas asociadas

El CPI, especialmente la unidad tonalítica principal (UTP), contiene abundantes EMM y rocas máficas asociadas (xenolitos y diques), como se puede observar en la figura 6.1. La distribución de estos EMM es bastante heterogénea, sin embargo en la zona sur del pulso magmático presentan una mayor frecuencia, siguiendo la tendencia general, donde la cantidad de rocas máficas, incluyendo EMM, aumenta hacia los márgenes del plutón (ej. Barbarin, 2005), Aunque en este caso, solo correspondería al borde sur.

En la parte más meridional de la UTP, específicamente en el margen, además de EMM (Fig.6.2 – a), se encuentran xenolitos de roca de caja (Fig. 6.2 – b), que varían desde milimétricos a algunos metros en diámetro. Se mezclan con los EMM, pero se distinguen por sus formas angulares y rectangulares. Estos xenolitos son fundamentalmente de composición andesítica - basáltica, concordante con las rocas de la Formación Veta Negra, sin embargo un estudio más detallado de estas rocas es necesario. También, en la misma zona, se aprecian otro tipo de xenolitos, definidos como xenolitos ultramáficos (Fig. 6.2 – c) que serán descritos más adelante. En la figura 6.1 también observamos la ocurrencia de diques máficos distribuidos heterogéneamente a lo largo del plutón: en la zona de estudio se concentran especialmente en el lóbulo sur oriental (Quebrada Frutillar), que ha sido motivo de investigación (Hidalgo, 2011) y de donde se han obtenido datos que serán utilizados en este trabajo (Fig. 6.2 - d).

Es posible distinguir distintos tipos de EMM (Fig. 6.2 – a) en base a su tamaño de grano, textura, estructura, contenido mineral, naturaleza y abundancia de fenocristales, composición, morfología externa y contactos con la roca de caja, como se vió en el capítulo anterior. En este capítulo nos centraremos en las características petrográficas de los EMM, rocas de caja respectivas, xenolitos ultramáficos y diques máficos de la zona sur.

Las descripciones petrográficas de las rocas estudiadas se encuentran en el Anexo C.

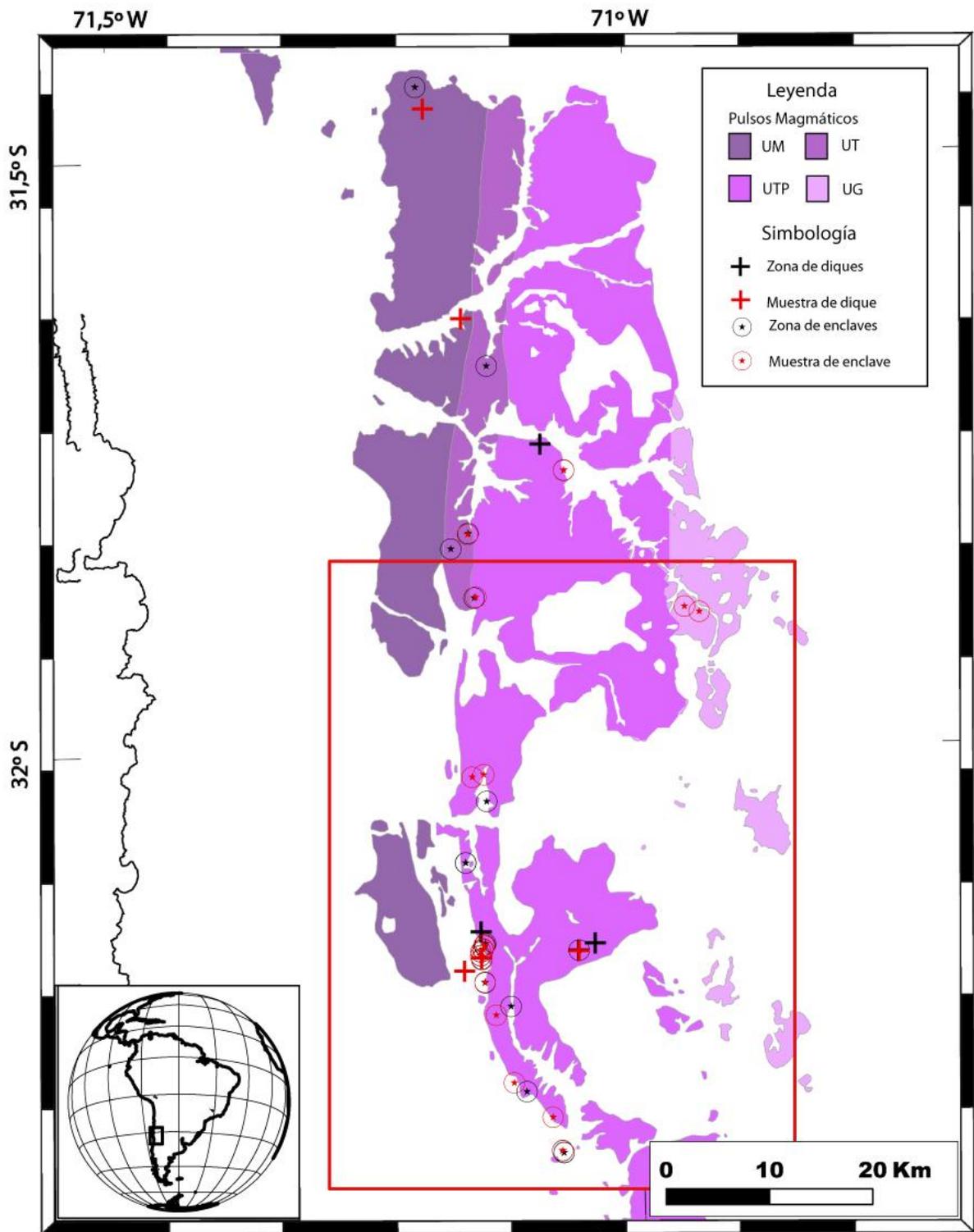


Fig. 6.1: Distribución de EMM y diques máficos en el CPI. Las cruces negras corresponden a zonas donde se encuentran diques máficos, las rojas son puntos de donde se tienen muestras de diques; los círculos negros corresponden a zonas donde se encuentran EMM, los rojos son puntos donde se tienen muestras de EMM. El cuadrado rojo corresponde a la zona de estudio de este trabajo. Mapa geológico de Chile Central (31°25'-32°30'S) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991). UM: Unidad Máfica; UT: Unidad Trondhjémica; UTP: Unidad Tonalítica Principal; UG: Unidad Granodiorítica.



Fig. 6.2 – Afloramiento de UTP con los diferentes tipos de rocas máficas encontradas: a) EMM dispuestos en una pared vertical; b) xenolitos andesítico - basáltico de la Formación Veta Negra (bordes angulares) mezclados con EMM (bordes redondeados); c) xenolitos ultramáficos dispuestos en pared vertical; d) diques máficos de la Quebrada Frutillar (vista en planta).

6.2 Mineralogía de los granitoides

6.2.1 Caracterización petrográfica de los granitoides

El pulso magmático correspondiente a la UTP está compuesto principalmente de tonalitas y granodioritas subordinadas (descripción realizada en base a geoquímica; Morata et al., 2010), con EMM asociados (Fig. 6.2 - a). Sin embargo, al realizar el estudio petrográfico (31 muestras estudiadas, 13 correspondientes a rocas de caja) nos encontramos con rocas de caja compuestas principalmente de monzogranitos (30.76%), granodioritas (30.76%), cuarzo monzodioritas (30.76%) y en menor medida

tonalitas (7.6%) (Figura 6.3), todas de anfíbola – biotita. Las rocas son inequigranulares, seriadas, hipidiomórficas, con cristales subhedrales en su mayoría. Presentan un tamaño predominante de grano medio, con cristales en un rango de 2 – 10 mm, siendo generalmente los cristales de feldespato potásico los de mayor tamaño, y en menor medida cristales de grano fino (< 2 mm).

La mineralogía primaria es plagioclasa (35 – 53%), cuarzo (12 – 35%), feldespato potásico (0 – 25%), anfíbolos (5 - 20 %), biotita (0 – 7%), piroxenos (0 – 1%), opacos (0.8 – 5%), y como accesorios, apatito, titanita y circón (Fig. 6.4). Texturalmente todas las muestras exhiben cristales poiquilíticos, con inclusiones en plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo y anfíbolos (Fig. 6.4 – b,c); texturas simplectíticas, donde existe un intercrecimiento de plagioclasas y feldespato potásico (Fig. 6.4 – a); y también se observa en la mayoría una textura antirapakivi, donde cristales de feldespato potásico engloban a cristales de plagioclasa (Fig. 6.4 – a, b). Es posible encontrar texturas más específicas, que se describirán más adelante.

Las rocas presentan un grado de alteración que varía entre débil y fuerte, donde los principales minerales de alteración encontrados corresponden a clorita, y en menor medida, epidota en anfíbolos y biotitas primarias; sericita y minerales de arcilla en las plagioclasas; y biotitas secundarias en anfíbolos primarias.

6.2.2 Caracterización de los minerales de los granitoides

- Plagioclasa

Es el mineral más abundante en las muestras estudiadas. Generalmente ocurren en dos poblaciones, una de grano fino (0,05 – 2 mm) y otra de grano medio (2 – 5 mm). Se presentan como cristales subhedrales y anhedrales, con macla polisintética, periclina, de Carlsbad, y se pueden encontrar zonadas de manera concéntrica (Fig. 6.4 – h). La mayoría es poiquilítica, con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, biotitas, opacos, y en menor medida, titanita y epidota. Presentan una alteración a sericita y arcilla que varía desde leve a fuerte. Esta alteración se da preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación (Fig. 6.4 – h), y es posible encontrarla de manera pervasiva en algunos cristales. Es común encontrar cristales de plagioclasas cuyo centro corresponde a una plagioclasa con características ópticas muy distintas al resto del cristal, por ejemplo cristales fracturados, con distinta extinción.

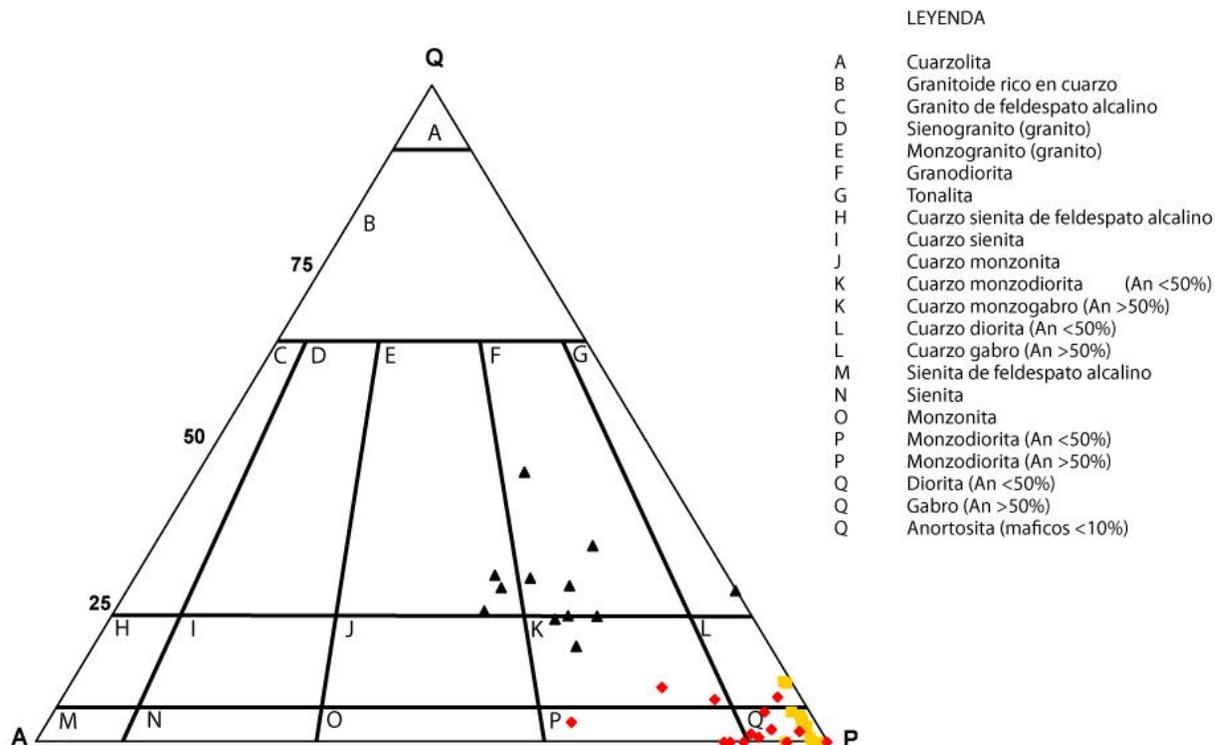


Fig. 6.3 – Clasificación QAP de Le Maitre et al. (1989) de las muestras de la zona sur del CPI. Se plotean rocas de caja (triángulos negros), EMM (rombos rojos) y diques máficos (cuadrados amarillos). Los análisis de roca de caja y EMM fueron realizados en este trabajo (Anexo C), y los datos de diques son de Hidalgo (2011).

Si la roca de caja está en contacto con un EMM, las plagioclasas se orientan alrededor de este último, generando una textura traquitoide (Fig. 6.7 – c,d), sin embargo esta característica no siempre ocurre. Otra textura muy común que origina este mineral, es la simplectítica (Fig. 6.4 – a), donde existe un intercrecimiento entre la plagioclasa y el feldespato potásico. Algunas presentan bordes de reacción, donde un cristal anhedral de plagioclasa se ve rodeado por un borde, también de plagioclasa, pero con características ópticas muy diferentes.

- Cuarzo

El cuarzo crece de forma intersticial (Fig. 6.4 – d), anhedral, en general de grano fino a medio (0,1 – 2,7 mm). Presentan inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, biotitas, feldespato potásico, y en menor medida titanita y opacos (textura poiquilitica). Algunas muestras exhiben una textura particular, cuarzo ocelli, donde cristales de cuarzo son rodeados por anfíbolos. Otra textura observada es la textura gráfica, donde cristales de cuarzo se muestran intercrecidos con feldespato potásico. Esta última se da en pocas de

las muestras descritas. Es común encontrar cristales con extinción ondulosa, y ocasionalmente se observan muy fracturados.

- Feldespato potásico

Por lo general son cristales anhedrales, de grano medio a grueso (2 – 10 mm). Se define como un megacristal, que es la base de otros minerales (Fig. 6.4 – b) como plagioclasas, cuarzo, anfíbolos, biotitas, opacos, y en menor medida, piroxenos, titanita y epidota (textura poiquilítica). En algunos casos se pueden encontrar maclados. Comúnmente no se observan alterados, sin embargo la muestra ILL08-91 presenta una alteración moderada a fuerte a sericita.

Estos cristales exhiben texturas antirapakivi, en que el cristal de feldespato potásico engloba a las plagioclasas, donde además, la mayoría genera una textura simplectítica (Fig. 6.4 – a). Otras texturas comunes son la gráfica (cuarzo intercrecido con feldespato potásico), y peritítica (Fig. 6.4 – a), que es una textura de exsolución (cristales de Albira dentro del cristal de feldespato potásico).

- Anfíbola

Corresponde al mineral máfico principal en todas las muestras descritas. Generalmente ocurren en dos poblaciones, una de grano fino (0,1 – 2 mm), la más abundante, y otra de grano medio (2 – 3,8 mm). Se presentan como cristales subhedrales y anhedrales. Su color es predominantemente verde – amarillo, con un pleocroismo verde oliva. Algunas se encuentran de forma cumulada (ancho aproximado de los cúmulos, 2 mm), asociados a biotita, opacos, titanita, y en menor medida epidota (Fig. 6.4 – d). Estos cúmulos se encuentran de forma más abundante dentro de los megacristales de feldespato potásico. Algunos cristales se muestran zonados y/o maclados.

Tienen inclusiones de anfíbolos de menor tamaño, cuarzo, biotita, plagioclasa y opacos (textura poiquilítica). En algunos cristales se observa un centro de piroxeno rodeado por un cristal de anfíbola, generando una textura de desequilibrio (Fig.6.4 – c).

Un alto porcentaje de cristales se ve alterado por clorita, epidota en menor medida, , y/o reemplazado por biotita (Fig. 6.4 – g). Es posible encontrar anfíbolos siendo reemplazadas por titanita, generando texturas de desequilibrio (Fig. 6.4 – f).

- Biotita

No son muy abundantes. Se presentan como cristales anhedrales en su mayoría, y subhedrales. De grano fino (0,5 – 2 mm), con un fuerte pleocroismo de color rojizo a café. Muestran una fuerte alteración a clorita (Fig. 6.4 – e, i), y en menor medida titanita y epidota. En general tienen muy pocas inclusiones, correspondientes a opacos y secundariamente feldespato potásico, cuarzo y plagioclasas (textura poiquilítica). Algunos cristales se ven reemplazados parcialmente por opacos, generando bordes de descomposición.

- Piroxenos

Son los minerales máficos menos abundantes en estas rocas. Se encuentran por lo general en el centro de los cristales de anfíbolos (textura de desequilibrio) y corresponden en su mayoría a clinopiroxenos (Fig. 6.4 – c).

Si la roca de caja está en contacto con un EMM, estos minerales se hacen más abundantes cercanos al borde de contacto (Fig. 6.7 – d).

- Opacos

Generalmente de grano muy fino a fino (< 1,5 mm), con forma cúbica, algunos bordes redondeados, o cristales anhedrales. Están asociados principalmente a cúmulos de anfíbolos o anfíbolos diseminadas (Fig. 6.4 – d). Un alto porcentaje se presenta rodeado por cristales de titanita (textura coronítica), o por cristales de biotita (Fig. 6.4 – e, i). En la muestra III0876A se observa un alto porcentaje de apatitos rodeando a opacos.

Es posible encontrar algunos con inclusiones de plagioclasas o con minerales criptocristalinos.

- Minerales accesorios

Estos corresponden a titanita, apatitos y circones. La titanita, por lo general, tiene mayor tamaño de grano (0,1 - 0,7 mm), forma subhedral y anhedral, asociada principalmente a opacos y anfíbolos (Fig. 6.4 – d,e,f), y en menor medida a clorita. Los apatitos, también de grano fino (< 0,1 mm), muestran sus caras basales y también su forma acicular (Fig. 6.4 – i). Los circones, con un tamaño de grano muy fino

(< 0,08 mm), son los minerales accesorios más escasos en estas rocas, son euhedrales y se encuentran por lo general en cristales de feldespato potásico y biotitas.

6.2.3 Caracterización de minerales secundarios en los granitoides

Dentro de estos minerales, los más abundantes son los de arcilla y sericita que afectan generalmente a las plagioclasas, y secundariamente a feldespatos potásicos. La arcilla se aprecia en los cortes transparentes, a nícoles paralelos, porque da un aspecto sucio a los cristales, mientras que la sericita se presenta como cristales de mica blanca con un tamaño mucho menor a 0,1 mm. En las plagioclasas, esta alteración se concentra comúnmente en el núcleo de los cristales y/o como anillos concéntricos a la zonación o a los bordes de los cristales (Fig. 6.4 – b, d, h).

En el caso de los minerales máficos, los minerales secundarios de alteración son clorita (más abundante), y epidota (Fig. 6.4 – d, e.). El grado de reemplazo puede ser parcial o total. En biotitas, la clorita se dispone generalmente a lo largo de los clivajes, y en las anfíbolos se encuentra tanto en los bordes de los cristales, como en sus centros.

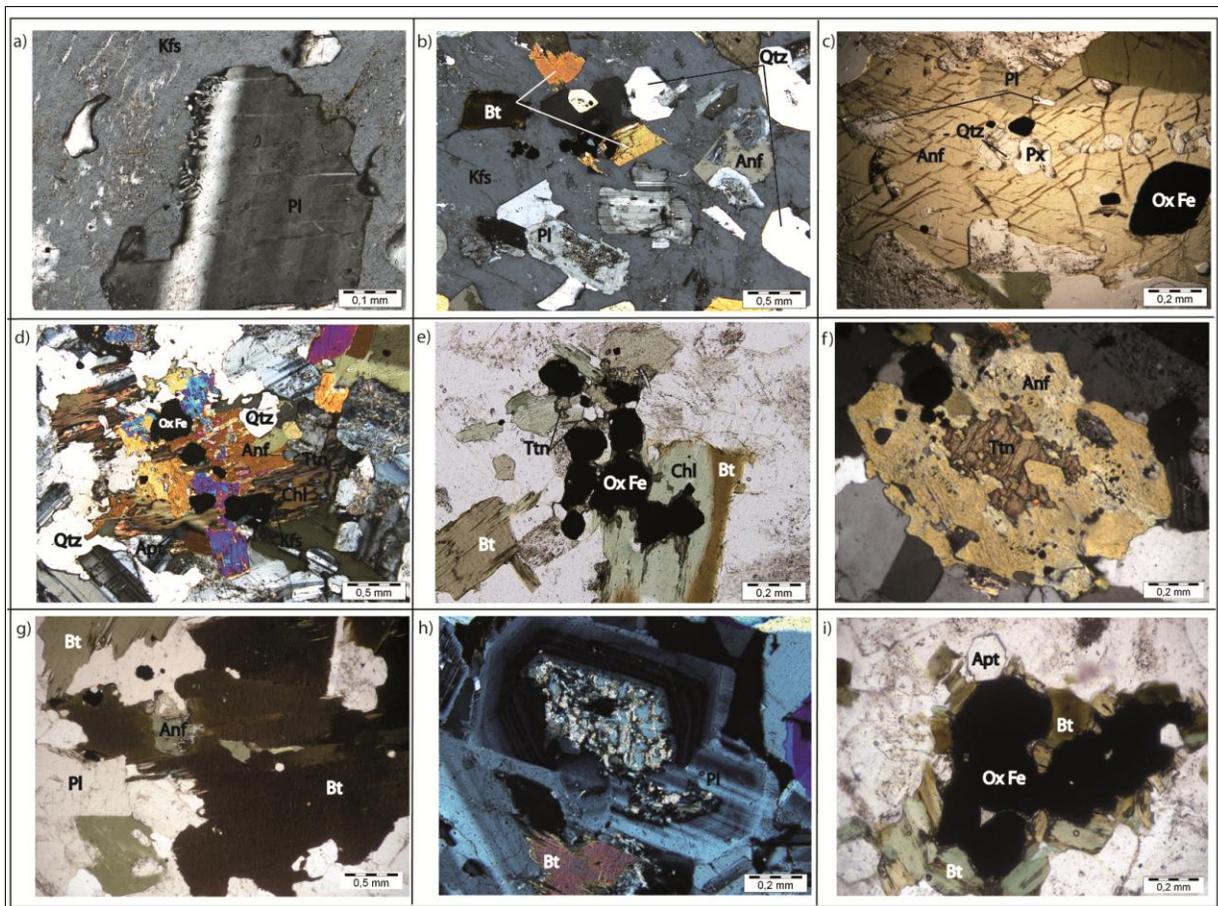


Fig.6.4 - Características petrográficas de los minerales de los granitoides:

- a) ILL0859D, nic x, 20X. Cristal de plagioclasa como inclusión de feldespato - K, generando una textura simplectítica. Cristal de feldespato - K con textura peritítica.
- b) ILL0859D, nic x, 4X. Megacristal de feldespato - K, con inclusiones de biotita, cuarzo, plagioclasa, anfíbolos y opacos.
- c) ILL0877A, nic //, 10X. Cristal de anfíbola con inclusiones de cuarzo, plagioclasas y opacos, donde el centro corresponde a un piroxeno.
- d) ILL0877A, nic x, 4X. Cúmulo de anfíbolos con inclusiones de cuarzo y opacos, además se observa un alteración por clorita y titanita. Cúmulo parcialmente rodeado por cristales de cuarzo.
- e) ILL0859D, nic //, 10X. Opacos rodeados por titanita, y asociados a biotita alterada por clorita.
- f) ILL0853A, nic x, 10X. Cristal de anfíbola zonada, que está siendo reemplazada por titanita.
- g) ILL0877A, nic //, 4X. Cristal de anfíbola reemplazado casi totalmente por biotita.
- h) ILL09131, nic x, 10X. Cristal de plagioclasa zonado, cuyo centro está alterado por sericita y arcillas.
- i) ILL0853A, nic //, 10X. Opacos rodeados por cristales de biotita (algunas alteradas por clorita), y asociados a cristales de apatitos.

6.3 Mineralogía de los EMM

Los EMM se pueden dividir en 4 tipos diferentes de acuerdo a su composición (Fig. 6.3). El grupo mayoritario está compuesto por dioritas (50%), seguido por monzodioritas (25%), cuarzo monzodioritas (18.75%) y en menor medida, cuarzo diorita (6.25%), todos de anfíbola - biotita. Estas rocas son inequigranulares, afaníticas en su mayoría, hipidiomórficas y con cristales anhedrales. Presentan dos poblaciones de tamaño predominante, una de grano muy fino (< 1 mm) y otra de grano fino (1 - 2 mm). Se pueden encontrar fenocristales de grano medio – grueso (2 – 8 mm) de feldespato potásico, plagioclasas y/o anfíbolos.

6.3.1 Caracterización petrográfica de los EMM

Estos grupos composicionales se describirán por separado a continuación:

- Dioritas

Su mineralogía primaria corresponde a plagioclasa (25 – 70%), anfíbolos (15 – 55%), piroxenos (0 -15%), biotita (0.5 – 15%), feldespato potásico (0 – 7%), cuarzo (0 – 2.8%) y opacos (1 – 6.7%). Tienen un tamaño de grano fino, con dos poblaciones, una de 0,05 – 1 mm y otra de 1 – 2 mm. Texturalmente todas las muestras exhiben cristales poiquilíticos (Fig. 6.5 – f, i), con inclusiones en anfíbolos, plagioclasas y biotitas, además se encuentran algunos xenocristales de plagioclasa (6.7 – d, i). Es posible apreciar texturas más específicas, pero se describirán más adelante.

- Monzodioritas

Su mineralogía primaria corresponde a plagioclasa (35 - 53%), anfíbolos (18.2 – 35%), feldespato potásico (5 – 24.4%), biotita (0.6 – 15%), cuarzo (0 – 2.4%) y opacos (1.2 - 5%). Tienen un tamaño de grano fino, con dos poblaciones, una de cristales menores a 1 mm y otra de 1 – 2 mm. Sin embargo, en algunas muestras se encuentran fenocristales de feldespato potásico, plagioclasas y anfíbolos, con un tamaño de grano fino – medio (2 – 7.5 mm). Texturalmente todas las muestras exhiben cristales poiquilíticos (Fig. 6.5 – e), con inclusiones en anfíbolos, plagioclasas, feldespato potásico y biotitas; también muestran textura simplectítica (intercrecimiento entre cristales de feldespato potásico y plagioclasas), antirapakivi (feldespato potásico con inclusiones de plagioclasas) y evidencias de xenocristales de plagioclasas.

- Cuarzo monzodioritas

Su mineralogía primaria corresponde a plagioclasas (45 - 50%), anfíbolas (25 - 30%), feldespato potásico (7 - 10%), biotitas (0.5 - 7%), cuarzo (3 - 5%), piroxenos (0.5 - 5%) y opacos (2 - 5%). Presentan dos poblaciones de tamaño, una de grano fino (0,05 - 1 mm) y otra de grano fino - grueso (1 - 8 mm). Texturalmente todas las muestras exhiben cristales poiquilíticos, con inclusiones en anfíbolas, plagioclasas y feldespato potásico; también muestran textura simplectítica, antirapakivi y evidencias de xenocristales de plagioclasas.

- Cuarzo diorita

Corresponde sólo a una muestra (ILL09 - 130B), donde la mineralogía primaria esta compuesta de plagioclasas (58.2%), feldespato potásico (1.8%), cuarzo (4.4), anfíbolas (28.8%), biotitas (0.6%), piroxenos (0.2%) y opacos (1.8%). Presenta un tamaño de grano fino (0,3 - 2 mm) y otro de grano medio - grueso (2 - 5,5 mm). Texturalmente exhiben cristales poiquilíticos, con inclusiones en anfíbolas, plagioclasas y feldespato potásico, también muestra textura antirapakivi.

Todas estas rocas tienen como minerales accesorios titanita, apatito y en menor medida, circones (Fig. 6.5 - g). La mayoría presenta una alteración que varía entre moderada a fuerte, donde los principales minerales de alteración son clorita, y secundariamente, epidota en biotitas y anfíbolas; sericita y arcilla en las plagioclasas; y biotitas secundarias en anfíbolas primarias.

6.3.2 Caracterización de minerales de los EMM

- Plagioclasa

Este mineral presenta las mismas características que las plagioclasas de la roca de caja, sólo difieren en el tamaño de grano, donde se tienen dos poblaciones, una de grano muy fino (0,1 - 1 mm) y otra de grano fino - medio (1 - 3 mm). Son cristales subhedrales y anhedrales (Fig. 6.5 - e, g). Dos muestras exhiben una diferencia mayor en estos tamaños, y corresponden a fenocristales de 1,5 - 8 mm (Fig. 6.7 - i) (Anexo C).

- Feldespato potásico

Tienen un tamaño de grano fino a medio (0,2 – 2,5 mm) principalmente, con algunos cristales con un tamaño de grano medio – grueso (2,5 – 7,5 mm). Sin embargo, tal como en las rocas de caja, se define como un megacristal base de otros minerales (Fig. 6.5 – b, g), como plagioclasas, anfíbolas, biotitas y opacos, y secundariamente, piroxenos y titanita (textura poiquilítica); también se encuentra de manera intersticial. Presentan texturas antirapakivi (feldespato potásico englobando a las plagioclasas), donde además la mayoría genera una textura simplectítica (Fig. 6.5 – b, g).

- Cuarzo

Este mineral es uno de los más escasos en los EMM. En las muestras donde se desarrolla, lo hace de manera intersticial, anhedral, de grano fino (< 2 mm), con inclusiones de anfíbolas y en menor medida biotitas y plagioclasas (textura poiquilítica). Una muestra exhibe una textura particular (ILL09130B), cuarzo ocelli, que corresponde a cristales de cuarzo rodeados por anfíbolas, además en este caso el cristal de cuarzo tiene como centro a un piroxeno (Fig. 6.5 – f). Es común encontrar cristales con extinción ondulosa, y ocasionalmente se observan muy fracturados.

- Anfíbola

Corresponde al mineral máfico principal en todas las muestras descritas. Generalmente ocurren en dos poblaciones, una de grano muy fino (< 0,5 mm), con cristales anhedrales; y otra de grano fino (0,5 – 2 mm) con cristales subhedrales. Sólo una muestra presenta un tamaño mayor de grano (2 – 5,5 mm) y se relaciona a fenocristales (ILL09130B).

Su color es predominantemente verde – amarillo, con un pleocroísmo verde oliva. Se pueden encontrar de forma cumulada, asociados a biotita, opacos, titanita, y secundariamente epidota (Fig. 6.5 – c, d). Algunos cristales se muestran zonados y/o maclados (Fig. 6.5 – e). Presentan inclusiones de anfíbolas de menor tamaño, plagioclasas, opacos, y en menor medida, titanita, piroxenos y biotitas (textura poiquilítica). En algunos cristales se observa un centro de piroxeno rodeado por un cristal de anfíbola, generando una textura de desequilibrio (Fig. 6.5 – i). Un alto porcentaje de cristales se ve alterado por clorita, en menor medida, epidota, y/o reemplazado por biotita (Fig. 6.5 – c). Es posible distinguir cristales de anfíbola siendo reemplazados por titanita, generando una textura de desequilibrio.

- Biotita

No son muy abundantes. Son cristales anhedrales en su mayoría y subhedrales, de grano fino (0,1 – 1,5 mm) (Fig. 6.5 – d), con un fuerte pleocroismo de color rojizo a café. Muestran una alteración moderada a fuerte a clorita, y en menor medida epidota. En general exhiben muy pocas inclusiones, correspondientes a opacos y plagioclasas, y secundariamente anfíbolos (textura poiquilítica).

- Piroxenos

Son de grano muy fino (< 1 mm) y se encuentran por lo general en el centro de las anfíbolos (textura de desequilibrio). Son en su mayoría clinopiroxenos, pero también se distinguen ortopiroxenos (Fig. 6.5 – i). Se observan inclusiones de opacos en los cristales (Fig. 6.5 – f). En algunas muestras se tienen cristales de piroxeno, rodeando a plagioclasas, generando una textura subofítica.

- Opacos

Generalmente son de grano muy fino a fino (< 0,5 mm), con forma cúbica, algunos bordes redondeados, o como cristales anhedrales. Están asociados principalmente a anfíbolos, algunos se encuentran rodeados por titanita (textura coronítica), y en menor medida, biotita (Fig. 6.5 – h, i). Es posible encontrar inclusiones de plagioclasas o minerales criptocristalinos.

- Minerales accesorios

Estos corresponden a titanita, apatitos, y en menor medida circones. La titanita se presenta de forma subhedral y anhedral, asociada principalmente a opacos, anfíbolos, y en menor medida a biotita y/o clorita. En general exhiben un tamaño de grano muy fino (< 0,4 mm). Los apatitos, también de grano muy fino (< 0,5 mm), muestran sus caras basales y también sus formas aciculares. En algunas muestras es posible encontrarlos de forma cumulada (Fig. 6.5 – a). Los circones, con un tamaño de grano muy fino (< 0,01 mm), son los minerales accesorios más escasos en estas rocas, son euhedrales y se localizan por lo general en cristales de biotita (Fig. 6.5 – g).

6.3.3 Caracterización de minerales secundarios de los EMM

Dentro de estos minerales, los más abundantes son los de arcilla y sericita que afectan a las plagioclasas de la misma manera que lo hacen en las rocas de caja. En el caso de los minerales máficos,

los minerales secundarios de alteración son clorita (más abundante), epidota, biotita y titanita (Fig. 6.5 – c, h). El grado de reemplazo puede ser parcial o total. En biotitas, la clorita se dispone generalmente a lo largo de los clivajes, y en las anfíbolas se encuentra tanto en los bordes de los cristales, como en sus centros. Las anfíbolas además, pueden ser reemplazadas por biotitas secundarias, pero eso ocurre en un menor porcentaje.

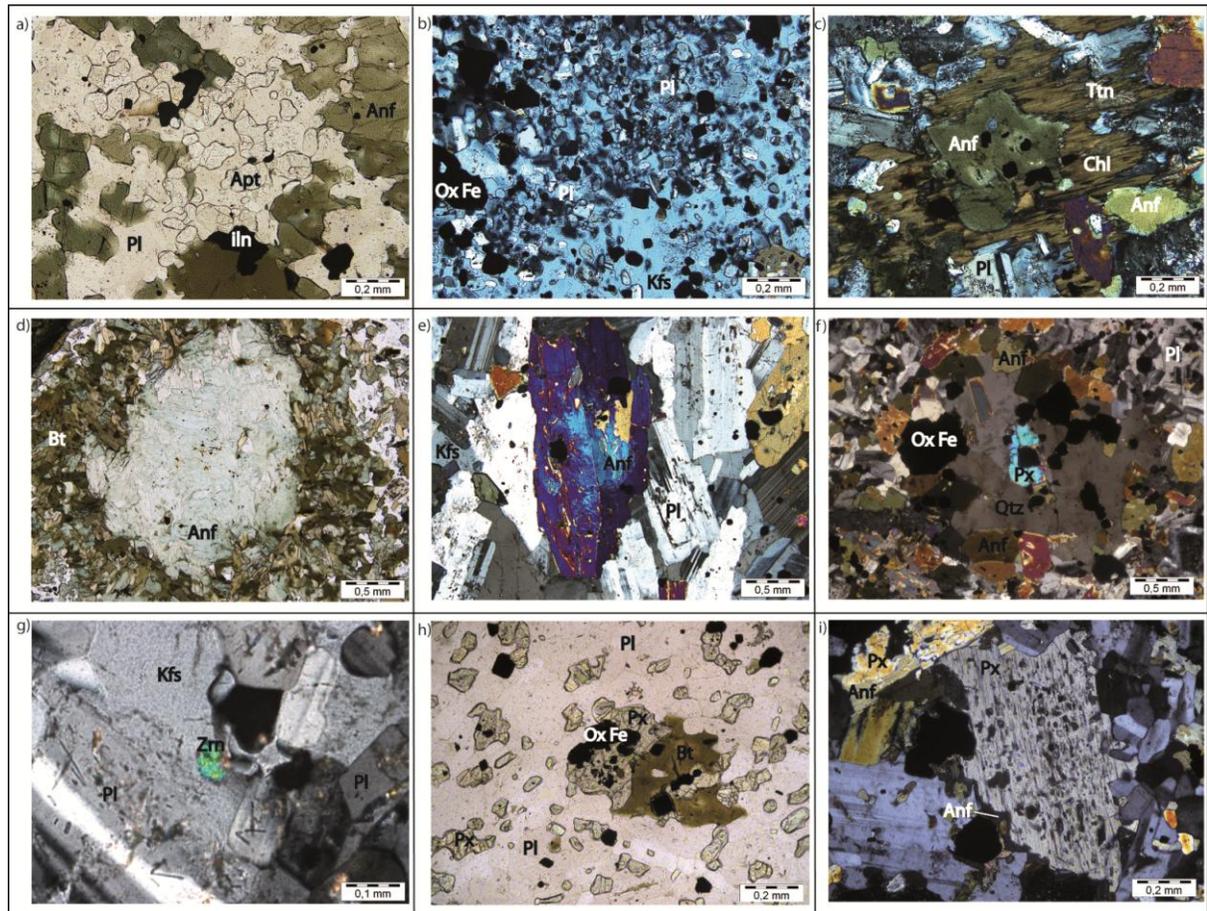


Fig. 6.5 - Características petrográficas de los minerales de los EMM:

- a) ILL0879A, nic //, 10X. Cúmulo de apatitos dentro de un EMM, donde se observan además anfíbolas, plagioclasas y opacos.
- b) ILL09130A, nic x, 10X. Megacrystal de feldespato - K, con inclusiones de plagioclasas, opacos y anfíbolas.
- c) ILL0879B, nic x, 10X. Cristal de anfíbola alterado casi totalmente por clorita y titanita.
- d) ILL09125A, nic //, 4X. Cúmulo de anfíbolas rodeado por cristales de biotitas y anfíbolas.
- e) ILL0879C, nic x, 4X. Cristal zonado de anfíbola, junto con cristales de plagioclasas, feldespato – K y opacos.
- f) ILL09124A, nic x, 4X. Cristal de cuarzo con un centro de clinopiroxeno, rodeado parcialmente por anfíbolas, generando una textura de cuarzo ocelli.
- g) ILL09121D, nic x, 20X. Cristal de circón dentro de un cristal de feldespato –K, junto con cristales de plagioclase y apatitos aciculares.
- h) ILL0850B, nic //, 10X. Cristales de clinopiroxenos, donde en el centro se observa un cristal parcialmente reemplazado por biotita. Además, se tienen opacos rodeados por titanita.
- i) ILL0850B, nic x, 10X. Cristal de ortopiroxeno que está siendo parcialmente reemplazado por anfíbolas en los bordes. En la esquina superior izquierda se observa un clinopiroxeno, también parcialmente reemplazado por anfíbola.

6.4 Comparación entre EMM y granitoides

La primera diferencia importante que notamos entre ambas rocas es composicional, donde los EMM presentan composiciones más dioríticas, debido a una fuerte disminución en cristales de cuarzo y feldespato potásico con respecto a sus rocas de cajas (Fig. 6.6). Sin embargo, los mismos minerales de la roca de caja están presentes en los EMM, sólo que en diferentes proporciones, como ya se ha descrito por varios autores (Didier, 1973 ; Barbarin, 1990, 2005).

Morfológicamente se tiene una notoria diferencia en el tamaño de grano, donde la roca de caja es predominante de grano medio, mientras que los EMM son de grano fino (Fig. 6.7). También tenemos que los cristales de los EMM son generalmente anhedrales, mientras que los de la roca de caja son principalmente subhedrales.

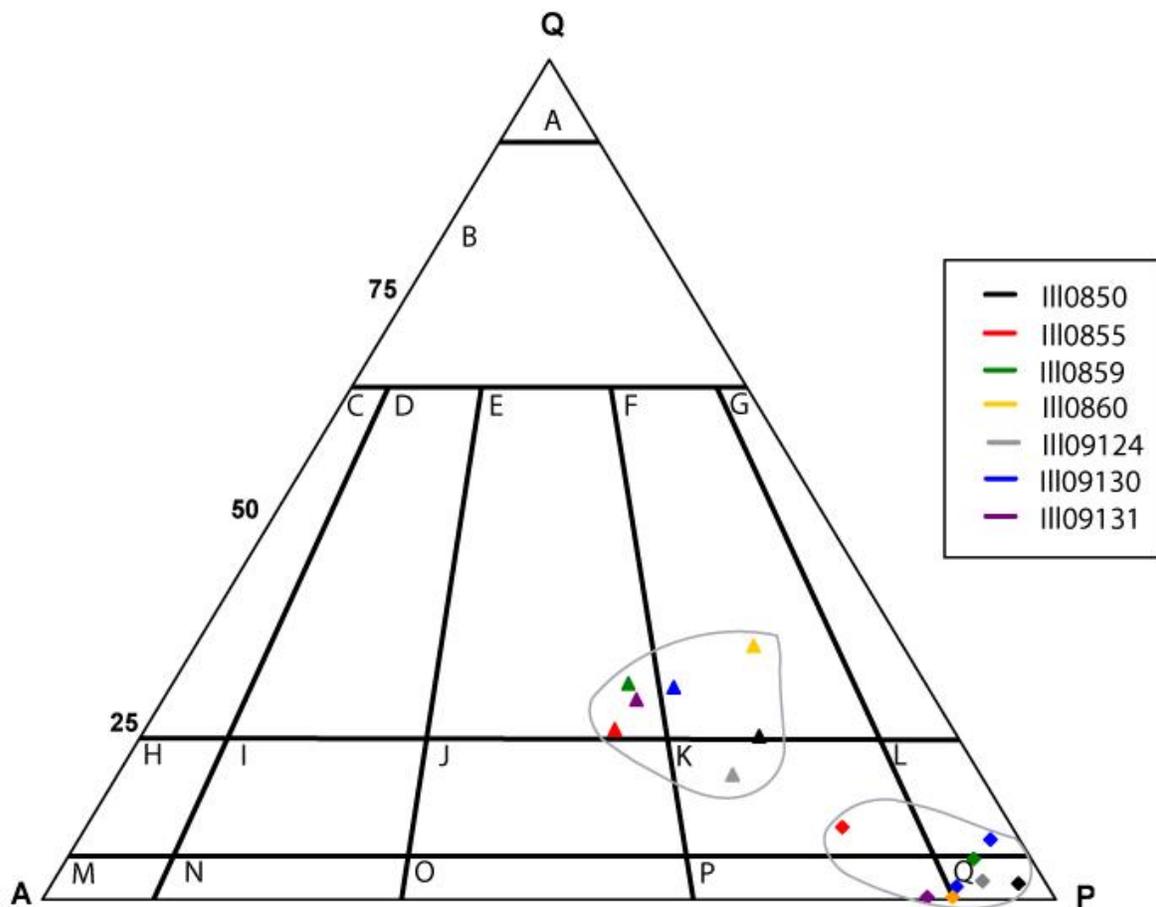


Fig. 6.6 - Clasificación QAP de Le Maitre et al. (1989), de pares de EMM (diamantes) – roca de caja (triángulos). Simbología de campos en figura 6.3.

Con respecto a los minerales máficos, se tiene un aumento considerable en los EMM, especialmente en las rocas dioríticas donde el aumento se da en anfíbolos, piroxenos, biotitas y opacos (Fig. 6.7). En otras muestras de EMM el aumento es más notorio en anfíbolos principalmente (Anexo C).

Tanto las rocas de caja como los EMM exhiben texturas muy similares: se repiten cristales poiquilíticos, texturas simplectíticas, antirapakivi, y otras más específicas, como por ejemplo la textura traquitoide.

Respecto a los minerales accesorios, la diferencia radica principalmente en los apatitos. En las rocas de caja, se encuentran usualmente mostrando sus caras basales, mientras que en los EMM, se presentan como cristales aciculares mayoritariamente.

Los contactos observados no son estrictamente abruptos, sino más bien se interdigitan. Es posible notar que los fenocristales de los EMM son muy similares a los minerales de la roca de caja (composición, forma y tamaño), y por lo general se tiene un borde de transición, donde minerales de la roca de caja traspasan al EMM y viceversa (Fig. 6.7 – d, e,f). En varios contactos se observó que los minerales tabulares de la roca de caja (plagioclasas, biotitas, anfíbolos) se disponían de manera paralela al borde del EMM (Fig. 6.7 – c, d). Una característica muy común de los contactos es la generación de un borde félsico y/o máfico, característica que también se observa de forma macroscópica. Ejemplos de esto se observan en la figura 6.7: a – b) borde compuesto casi totalmente por minerales félsicos rodeando al EMM; y en g) roca de caja en contacto con un borde máfico de grano fino (h), seguido por el EMM de grano muy fino (i). Por lo general, en los contactos entre rocas de caja y EMM se tiene que los cristales de feldespatos potásicos aumentan su porcentaje con respecto al resto del EMM, y se muestran como un megacrystal base para los minerales del EMM.

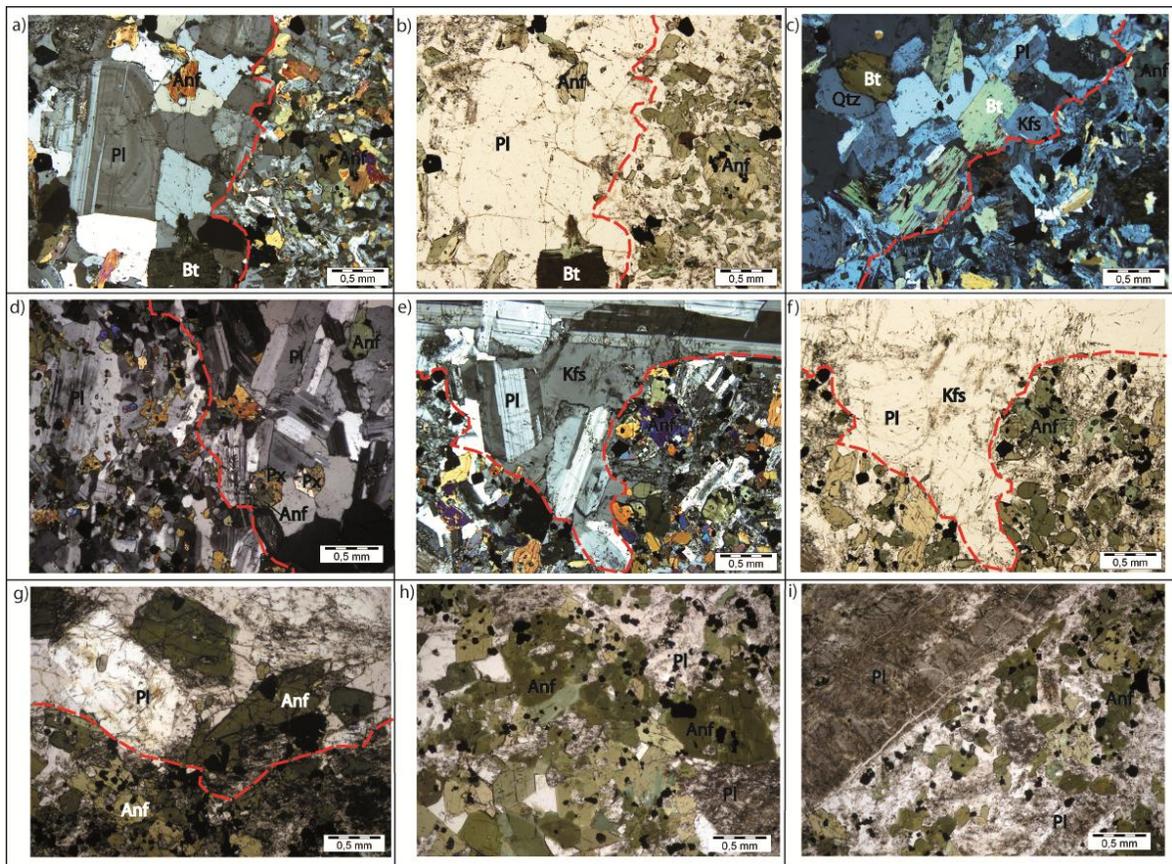


Fig. 6.7 - Características petrográficas de los contactos entre EMM y sus respectivas rocas de caja (línea discontinua corresponde a la separación entre roca de caja y EMM):

a - b) ILL0859D, nic x (a), nic // (b), 4X. Se aprecia la notoria diferencia en el tamaño de grano entre la roca de caja (lado izquierdo del corte) y el EMM (lado derecho). Además, se observa un predominio de minerales félsicos bordeando al EMM.

c) ILL0860B, nic x, 4X. Se observan cristales tabulares (biotitas y plagioclasas) de la roca de caja orientados alrededor del EMM, generando una textura traquitoide.

d) ILL0850B, nic x, 4X. Las plagioclasas de la roca de caja exhiben una orientación parcial con respecto al EMM; y se observan cristales de piroxenos correspondientes al EMM dentro de la roca de caja, y fenocristales de plagioclasas de la roca de caja dentro del EMM.

e - f) ILL09123A, nic x (e), nic //, 4X. Borde irregular, donde un feldespato- K de la roca de caja, con inclusiones de plagioclasas, se interdigita con el EMM.

g - h - i) ILL09124B, nic //, 4X. g) Roca de caja en contacto con el borde del EMM. Se aprecia la diferencia en tamaño de grano (roca de caja); h) continuación del contacto, donde se tiene un alto porcentaje de minerales máficos correspondientes a anfíbolos (borde máfico); i) el tamaño de grano disminuye considerablemente, sumado a un menor porcentaje de máficos, y además se observa un fenocristal de plagioclasa (EMM).

6.5 Xenolitos ultramáficos

A escala de afloramiento, estos xenolitos se distinguen por sus formas angulares (Fig. 6.2 – c), su mineralogía de grano medio - grueso, y su índice de color (ultramáfico).

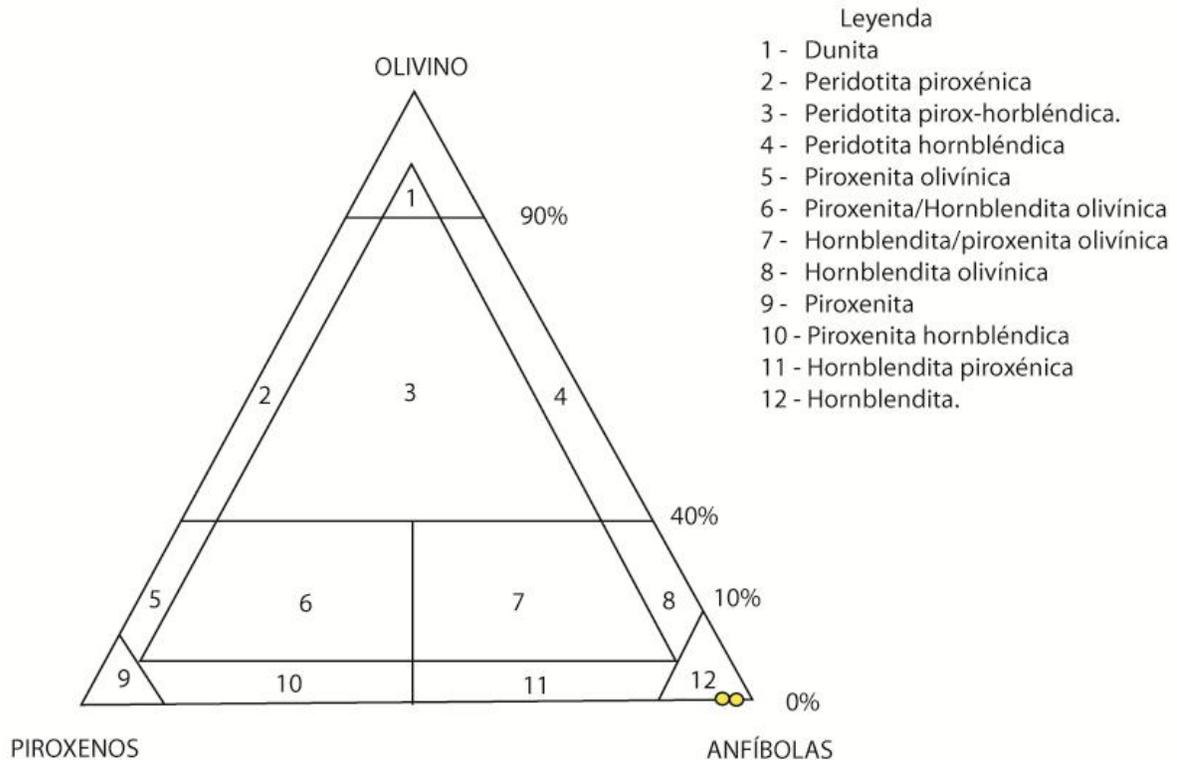


Fig. 6.8 – Clasificación de rocas ultramáficas de las muestras de la zona sur del CPI (círculos amarillos). Tomado de Le Maitre et al. (1989).

Son rocas con cristales subhedrales en su mayoría. Debido a que tienen más de 90% de minerales máficos (Anexo C), su clasificación se realiza en un triángulo para rocas ultramáficas (Fig. 6.8) y corresponden a hornblenditas de plagioclasas. Aproximadamente un 83% corresponde principalmente a anfíbolos zonados (Fig. 6.9 – a,b), con centros de piroxenos en algunos casos. Con respecto a los minerales félsicos, se tienen plagioclasas anhedrales (6-8%) y feldespatos potásicos (2%), que se encuentran de manera intersticial o como megacristal (Fig. 6.9 – c). Los minerales opacos se asocian principalmente al centro de las anfíbolos.

Texturalmente estas rocas presentan cristales poiquilíticos (plagioclasas y anfíbolos) y textura antirapakivi (plagioclasas englobadas por feldespatos potásicos).

Sus minerales accesorios son titanita, apatito y epidota. La titanita es anhedral y generalmente rodea a los opacos. Los apatitos son de grano fino (0.2 – 1 mm), y muestran tanto sus caras basales (Fig. 6.9 – c), como también sus formas aciculares, habitualmente asociados a cristales de epidota.

Con respecto a los minerales secundarios, tenemos arcilla y sericita que afectan a las plagioclasas principalmente. La arcilla se aprecia en los cortes transparente, a nícoles paralelos, porque da un aspecto sucio a los cristales, mientras que la sericita se presenta como cristales de mica blanca. En las plagioclasas esta alteración se concentra por lo general en el núcleo de los cristales. En el caso de los minerales máficos, los minerales secundarios de alteración son clorita (más abundante), epidota, y titanita (Fig. 6.9 – d). El grado de reemplazo es parcial por lo general.

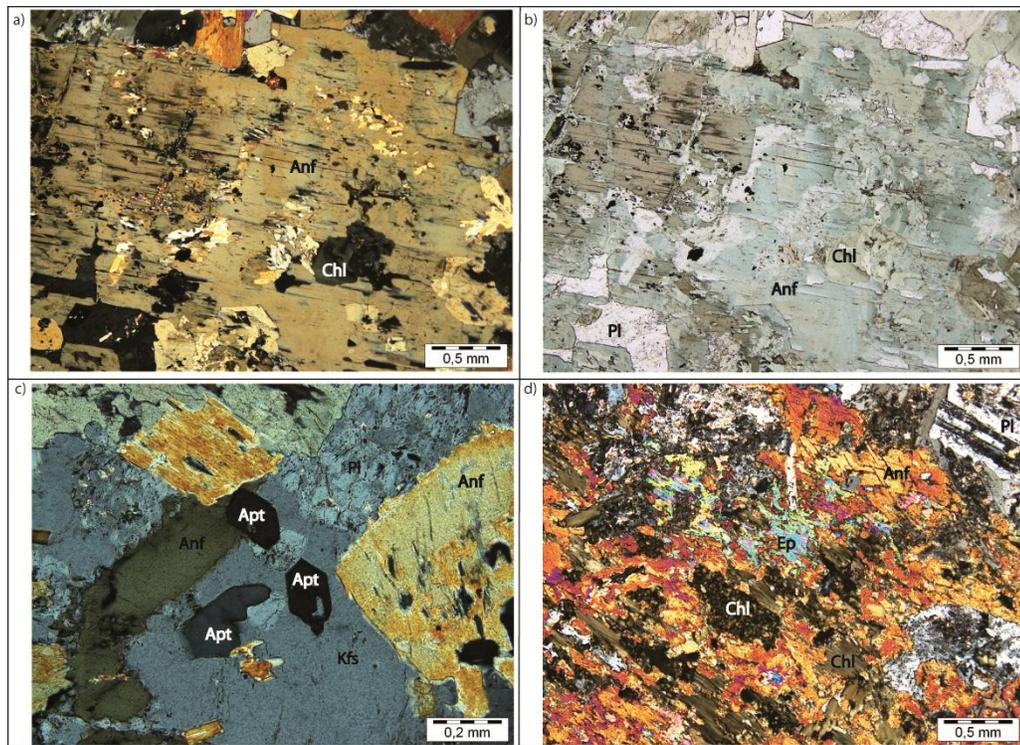


Fig. 6.9 - Características petrográficas de los xenolitos ultramáficos:

a - b) ILL09114, nic x (a), nic // (b), 4X. Cristal de anfíbola zonado, con inclusiones de clorita y plagioclasa.

c) ILL09114, nic x, 10X. Se observa un megacristal de feldespato - K, con inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y apatitos.

d) ILL09120B, nic x, 4X. Cristal de anfíbola, parcialmente alterado por clorita y epidota.

6.6 Diques Máficos

Los diques máficos de la zona sur de la UTP se agrupan principalmente en dos sectores. El sector actualmente en estudio (Hidalgo, 2011) y que atañe a los datos que utilizaremos, es el lóbulo oriental (Quebrada Frutillar) (Fig. 6.1). Aquí los diques presentan una orientación subvertical de rumbo entre N10W y N30W, y corresponden a diques máficos doleríticos cuya mineralogía se compone principalmente de plagioclasa, magnetita y piroxeno. En base al estudio microscópico, se clasifican en el campo de basaltos (Fig. 6.3), puesto que sólo en algunas de las muestras se detectó feldespatos alcalinos y en muy baja proporción.

Texturalmente, los diques exhiben textura porfídica e intergranular definidas por una masa fundamental de microlitos de plagioclasa con minerales opacos en los intersticios y fenocristales de plagioclasa que, en algunos casos, crecieron en cúmulos generando una textura glomeroporfídica

Se observa una fuerte alteración a epidota localizada principalmente en los cúmulos de fenocristales de plagioclasa y en las paredes de fracturas de los diques. Una alteración leve a clorita se ubica en la masa fundamental de todas las muestras.

CAPÍTULO 7 - QUÍMICA MINERAL

Este capítulo proporciona una evaluación semi-cuantitativa de la mineralogía e historia P –T de los EMM y sus granitoides, utilizando análisis de feldespatos, anfíbolos, biotitas y piroxenos realizados en un microscopio electrónico de barrido (SEM) (Ver Capítulo 4). Se estudiaron rocas tanto del intrusivo de la zona sur del CPI, como de los EMM, utilizando 15 muestras, 6 de las cuales corresponden a granitoides, 8 a EMM y 1 a un xenolito de hornblendita.

Además de entregar información fundamental acerca de la composición de las fases minerales existentes en las rocas estudiadas, podemos dilucidar, por medio de cálculos geotermobarométricos, la profundidad a la que cristalizaron estas fases, y así comprender mejor la evolución del sistema.

7.1 Feldespatos

Tanto en la roca de caja de la zona de estudio, como en los EMM, los feldespatos son los minerales más abundantes, específicamente las plagioclasas. Estos se clasifican en términos del sistema ternario Albira ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), ortoclasa (KAlSi_3O_8) y Anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (Deer et al., 1992).

Al eliminar los datos de muestras fuera de la zona de estudio, y los análisis con errores en sus balances de cargas o en su asignación a los sitios estructurales respectivos, se obtuvo un total de 299 puntos para plagioclasas, y 132 puntos para feldespatos alcalinos. Estos análisis se realizaron en: roca de caja, EMM y xenolito. Los cálculos de las fórmulas estructurales se muestran en el Anexo D - Anexo Virtual IV.

7.1.1 Plagioclasas

Las plagioclasas presentes en rocas de cajas y EMM, se observa que sus composiciones son bastante similares. Clasificadas dentro de un sistema ternario (Fig. 7.1), las plagioclasas que pertenecen al intrusivo varían en composición desde An_6 (Albira) a An_{93} (Anortita), y las de EMM, varían desde An_1 (Albira) a An_{89} (Bitownita), es decir, se abarca prácticamente todo el espectro de las plagioclasas. Sin embargo, el mayor porcentaje corresponde a Andesina y Labradorita en los EMM, sin datos de Anortita; y Andesina, Oligoclasa y en menor medida Labradorita, en roca de caja.

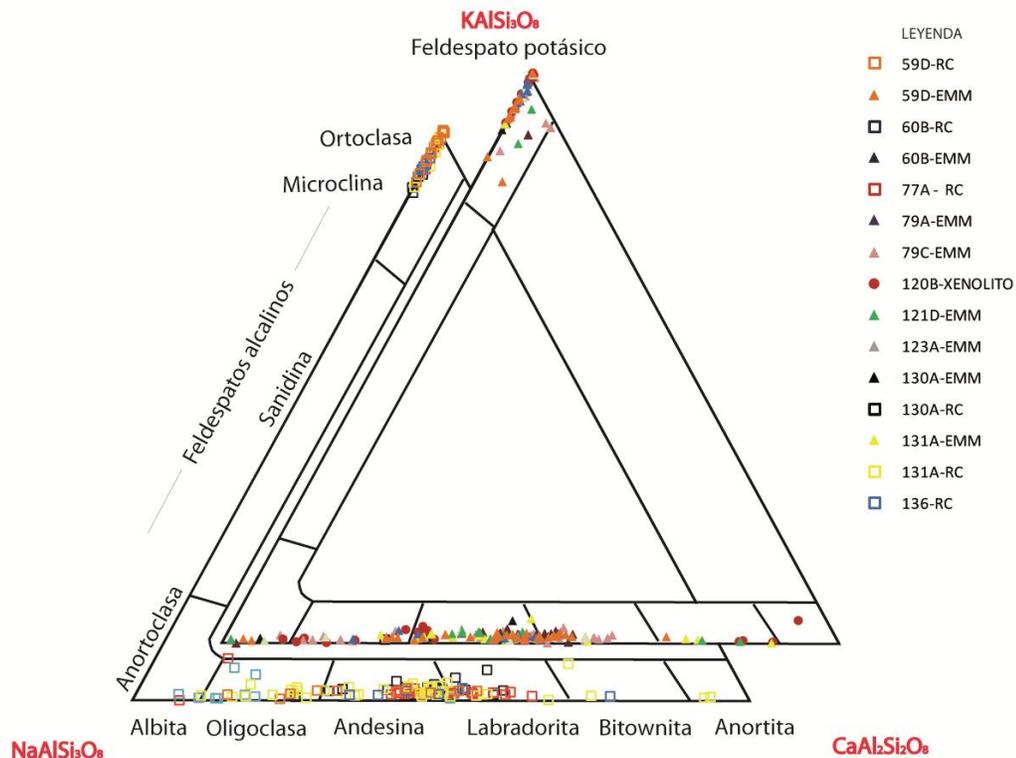


Fig. 7.1 – Composiciones químicas de los feldespatos del Pulso Magmático Tonalítico del CPI, tanto de roca de caja (simbología de cuadrados - RC), como de los EMM (simbología de triángulos). Tomado de Deer et al. (1992).

En general se tiene que los centros de las plagioclasas son más anortíticos, mientras que los bordes son más albíticos (Fig. 7.2 - a, d, e, f, g, h). Existe un caso particular, donde el centro de la plagioclasa se encuentra muy fracturado, y entrega composiciones mayores o iguales a An_{70} , seguido por un borde más albítico (Fig. 7.2 - d, e, h). Estos cristales se hallan tanto en la roca de caja, como en los EMM, sin embargo, en los EMM se presentan como fenocristales. Existen algunas excepciones en cristales zonados, como es el caso de la figura 7.2 - g, que corresponde a una plagioclasa de un EMM, donde la zona más anortítica es un sector cercano al borde del cristal, pero que igualmente está fracturado.

Los puntos de análisis que entregan datos de Albiras, son por lo general alteraciones posteriores de los cristales (Fig. 7.2 - a, c).

En las rocas de caja se observan comúnmente cristales con zonaciones concéntricas, donde intercalan su composición en bandas, unas más anortíticas que las otras (Fig. 7.2 - b).

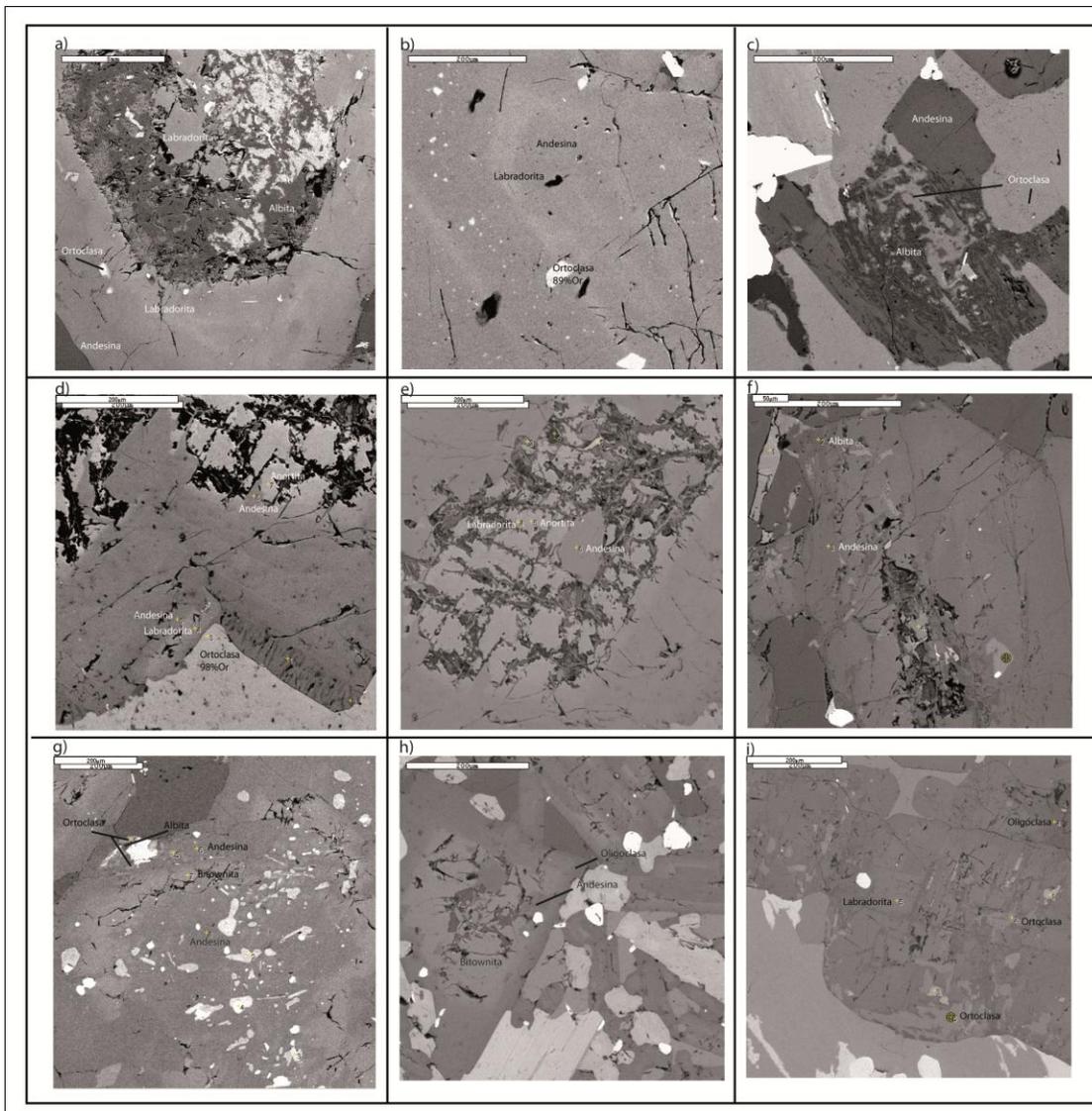


Fig. 7.2 – Imágenes de electrones retro - dispersados de los feldespatos de la zona sur del CPI:

- a) ILL08-77A (roca de caja), cristal de plagioclasa, con un centro más anortítico que el borde, y con una alteración albítica, paralela a los bordes del cristal.
- b) ILL09-130A (roca de caja), cristal zonado de plagioclasa, con intercalación de bandas de Labradorita y Andesina. Inclusiones de ortoclasa y óxidos de hierro.
- c) ILL08-77A (roca de caja), cristal de plagioclasa parcialmente disuelto por ortoclasa, con un centro albítico y bordes de Andesina. El centro sería alteración post- magmática.
- d) ILL09-131A (roca de caja), borde de plagioclasa en contacto con una ortoclasa. Además se tiene una textura mirmequítica, con láminas de cuarzo. El borde corresponde a Andesina, pero en ciertos sectores se observan zonaciones.
- e) ILL09-131A (roca de caja) centro del cristal de (d), altamente fracturado, de composición más anortítica y que parece estar siendo carcomido por la Andesina.
- f) ILL08-79C (EMM), plagioclasa con un centro altamente fracturado, pero con un borde de composición Andesina. En el extremo superior izquierdo se observa un cambio de color del cristal, que se asocia a un cambio composicional (Albita).
- g) ILL09-121D (EMM), cristal de plagioclasa poiquilítico, con inclusiones de ortoclasa y óxidos de hierro. Presenta un borde fracturado, que además tiene una composición distinta al resto del cristal (Bitownita).
- h) ILL09-131A (EMM), fenocristal de plagioclasa dentro de un EMM, con un centro de Bitownita, fracturado y bordes más albíticos.
- i) ILL08-79C (EMM), cristal de plagioclasa parcialmente transformado a ortoclasa.

7.1.2 Feldespatos alcalinos

Todos los feldespatos alcalinos analizados son feldespatos potásicos. Debido a que petrográficamente no se observó la macla de la microclina, los cristales corresponden a ortoclasa, con composiciones de $Ab_{2,6-5,9}Or_{100-81}An_{0-0,1}$ para los EMM; y $Ab_{4,5-6,2}Or_{100-89}An_{0-0,3}$ para roca de caja. En el caso del xenolito analizado, la composición fue de $Ab_{0-8,6}Or_{100-91,3}An_{0-0,4}$. Como se observa en la figura 7.1, los cristales de feldespato potásico que presentan una componente anortítica mayor, atañen solamente a EMM.

Una característica muy particular, tanto en las rocas de cajas como en los EMM, es que los cristales de plagioclasas que se encuentran como inclusiones en cristales de feldespatos potásicos, están siendo parcialmente disueltos por el mismo cristal (Fig. 7.2 – c, i).

7.2 Anfíbolas

Las anfíbolas son el mineral ferromagnesiano más común, tanto en roca de caja, como en los EMM. Con los análisis de este mineral, primero se eliminaron todos los que presentaran errores al ser revisados, además de los que presentaron un valor menor a 85% de la suma total de sus oxígenos. Los resultados de análisis representativos de anfíbolas se muestran en el Anexo D – Anexo Virtual IV. Se trabajó con 234 puntos de análisis correspondientes a: roca de caja, EMM y xenolito.

Las anfíbolas estudiadas son anfíbolas cálcicas, ya que cumplen con los criterios definidos por Leake et al. (1978), donde $(Ca+Na)_b \geq 1.00$, Na_b se encuentra entre 0.5 y 1.5; y usualmente $Ca_b \geq 1.5$ (Anexo D - Anexo Virtual IV). Se grafican en el diagrama de Leake et al. (1997), donde se obtiene que la mayoría de las anfíbolas pertenece al grupo cálcico de las magnesiohornblenda, tanto la roca de caja como los EMM, y unas pocas representan actinolita (Fig. 7.3). Las composiciones de anfíbolas de EMM y de rocas de cajas son indistinguibles, excepto por unas pocas, que corresponden al xenolito de hornblendita y presentan bajos contenidos en Si por átomo por fórmula de unidad (a.p.f.u.), cayendo en el campo de las tschermakitas. También del mismo grupo se tienen anfíbolas con valores de $(Na + K)_A \geq 0,5$, donde se obtuvieron magnesiohastingsitas.

Es posible observar un enriquecimiento de la razón $Mg / (Mg+Fe^{2+})$ al aumentar el Si por a.p.f.u., en roca de caja, EMM y xenolito.

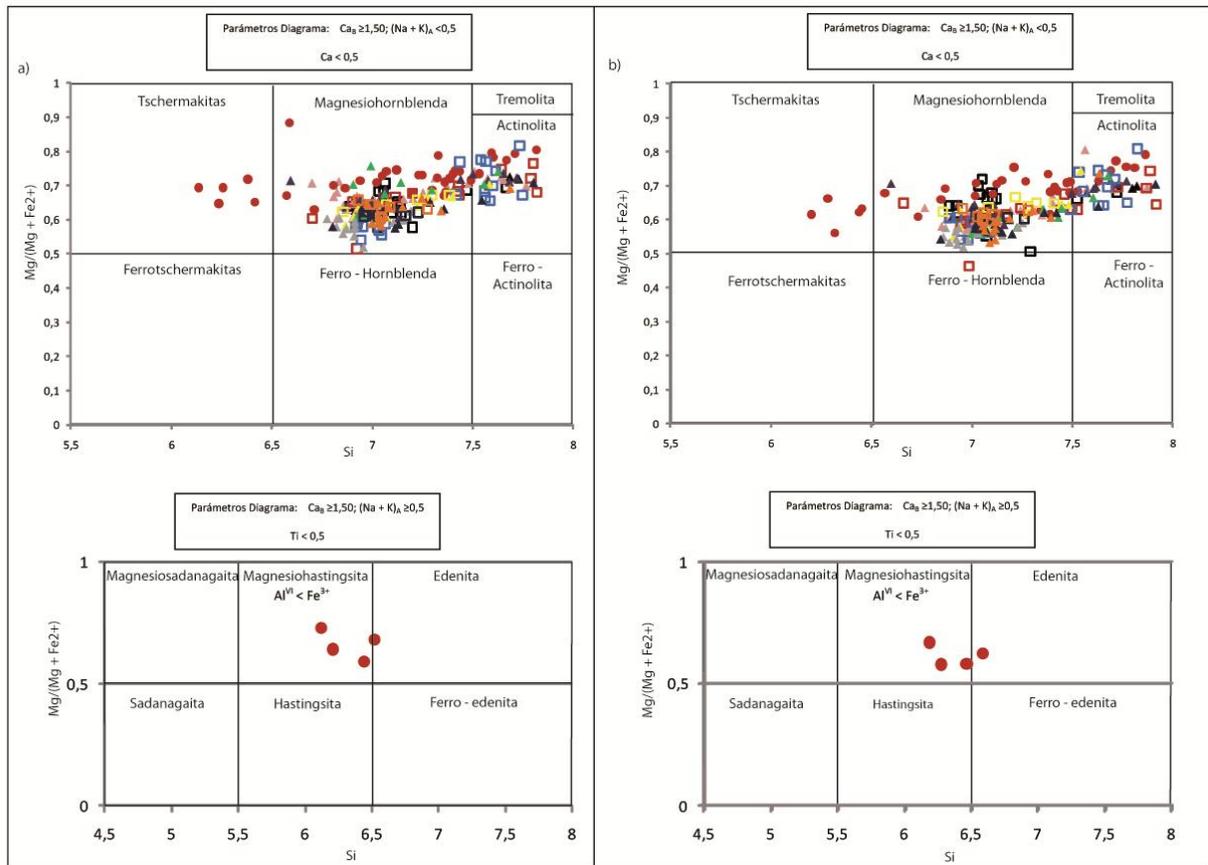


Fig. 7.3 – Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos según Leake et al. (1997): a) Datos de anfíbolos donde el cálculo de la fórmula estructural se hizo a 15 cationes; b) Datos de anfíbolos donde el cálculo de la fórmula estructural se hizo a 13 cationes. Simbología en la Figura 7.1.

En la figura 7.3 se observa que la diferencia entre realizar el cálculo de la fórmula estructural en base a 13 o 15 cationes, cambia ligeramente los resultados. El realizar los cálculos en base a 15 cationes, corresponde a asumir el mínimo de hierro férrico en las muestras, mientras que en base a 13, se asume el máximo existente. Los valores en base a 15 son levemente más altos (aumenta la razón $Mg / (Mg + Fe^{2+})$), y presentan una mayor dispersión en comparación con los datos en base a 13, por lo tanto todos los cálculos posteriores se realizarán en base a 13 cationes.

Como se está trabajando con gran cantidad de datos, se escogieron solamente las anfíbolos de los pares EMM – rocas de caja, para poder hacer un análisis más detallado de la química de las rocas en estudio. En la figura 7.4 se tienen 4 pares EMM – rocas de caja, donde se evidencia con mayor claridad que no existe una diferencia composicional significativa entre los EMM y sus rocas de caja. Además se distinguen claramente los puntos de análisis correspondientes a las actinolitas.

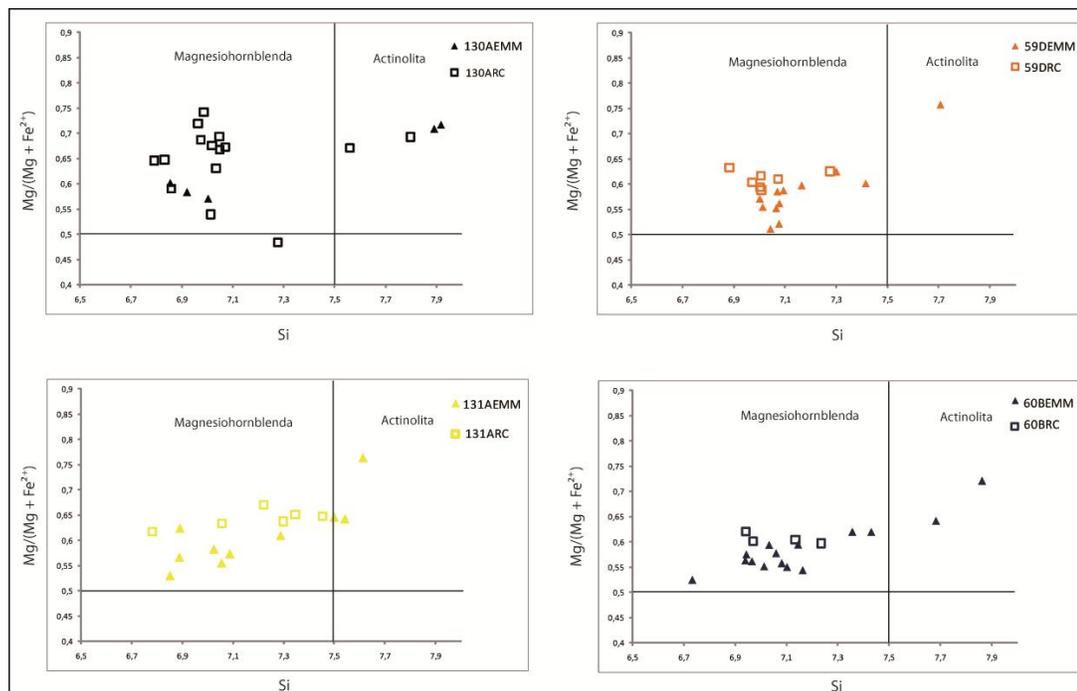


Fig. 7.4 – Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos según Leake et al. (1997). Gráficos de pares de EMM (triángulos) – roca de caja (cuadrados). Datos en base a 13 cationes.

A pesar de que ópticamente la zonación en anfíbolos no es evidente, los análisis en el SEM revelan que existe un alto porcentaje que presenta diferenciaciones composicionales. En la figura 7.5 se observa que las anfíbolos correspondientes a actinolitas son anfíbolos secundarios (Fig.7.5 – a), o que son el centro de las magnesiohornblendas (Fig. 7.5 – b, c, d). Es importante destacar que en las muestras estudiadas, los piroxenos siempre presentaban un borde de actinolita, tanto en roca de caja, EMM, como en el xenolito (Fig. 7.5 – d), por lo que, donde no se aprecia el piroxeno (Fig. 7.5 – b), la actinolita podría ser un pseudomorfo de piroxeno.

Como se evidencia en la figura 7.6, las anfíbolos correspondientes a magnesiohornblenda y las definidas como de alta temperatura (xenolito de anfíbolos), tienen valores más altos en Na, K, Al y Ti, comparadas con las actinolitas. Estas últimas presentan, sin embargo, altos valores en Mg y Si. También se deduce de la misma figura, una tendencia lineal de las rocas del xenolito, donde exhiben un amplio rango de fases químicas, pasando desde anfíbolos pobres en Si y ricas en Na, Ti y Al, por las de composición intermedia (magnesiohornblenda), hasta actinolita subsolidus. El patrón químico y de variación composicional de las anfíbolos de los EMM y de sus rocas de cajas, son más o menos similares, lo que sugiere que probablemente cristalizaron durante un intervalo de tiempo desde el nivel magmático tardío al deutérico. Las anfíbolos del xenolito de hornblendita (ILL09-120B), muestran un patrón bastante diferente al resto de las anfíbolos, lo que estaría indicando una historia magmática diferente también.

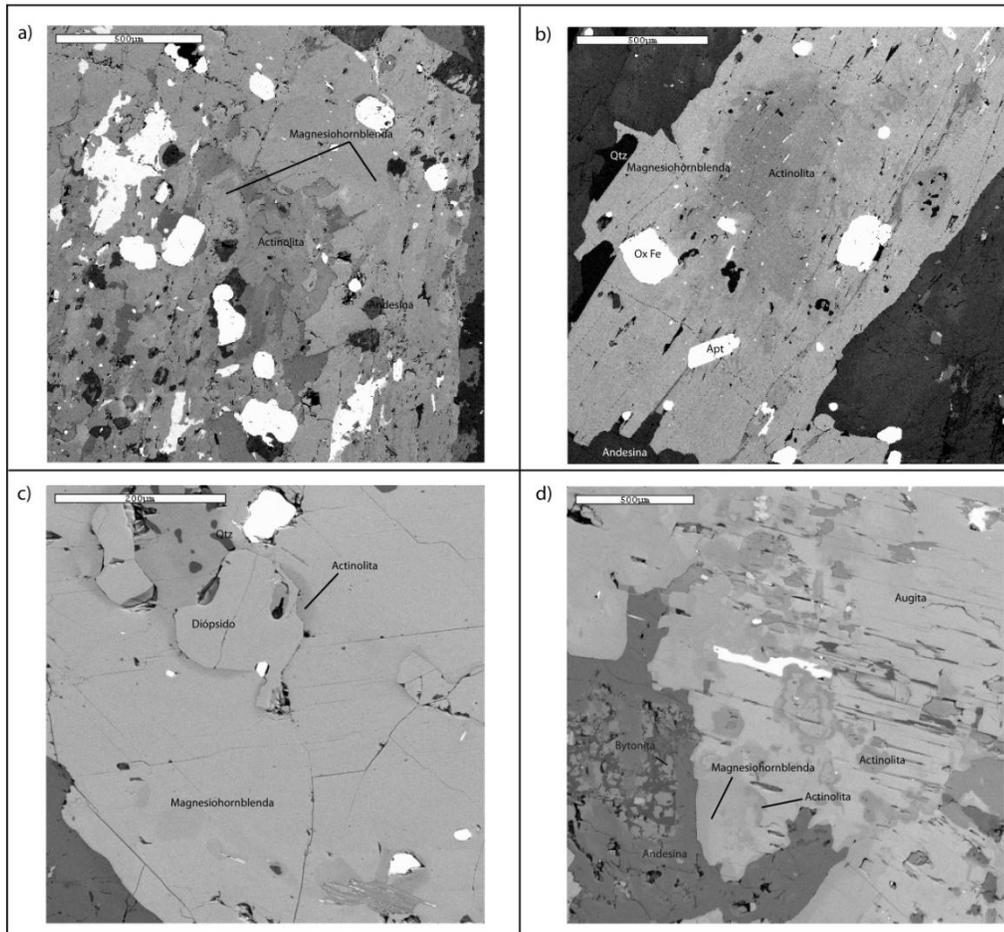


Fig. 7.5 – Imágenes de electrones retro-dispersados de las anfíbolas cálcicas de la zona sur del CPI:

- a) ILL09-130A (roca de caja), cristal poiquilítico de anfíbola, con inclusiones de óxidos de hierro y plagioclasas. Corresponde a una magnesiohornblenda, con alteración secundaria a actinolita.
- b) ILL08-79C (EMM), cristal poiquilítico de magnesiohornblenda, con inclusiones de cuarzo, óxidos de hierro y apatitos. El centro del cristal corresponde a actinolita.
- c) ILL08-77A (roca de caja), cristal de magnesiohornblenda, con restos de diópsido en el centro, rodeados por actinolita.
- d) ILL09-120B (xenolito), centro de augita, siendo reemplazado por actinolita, y un borde de magnesiohornblenda.

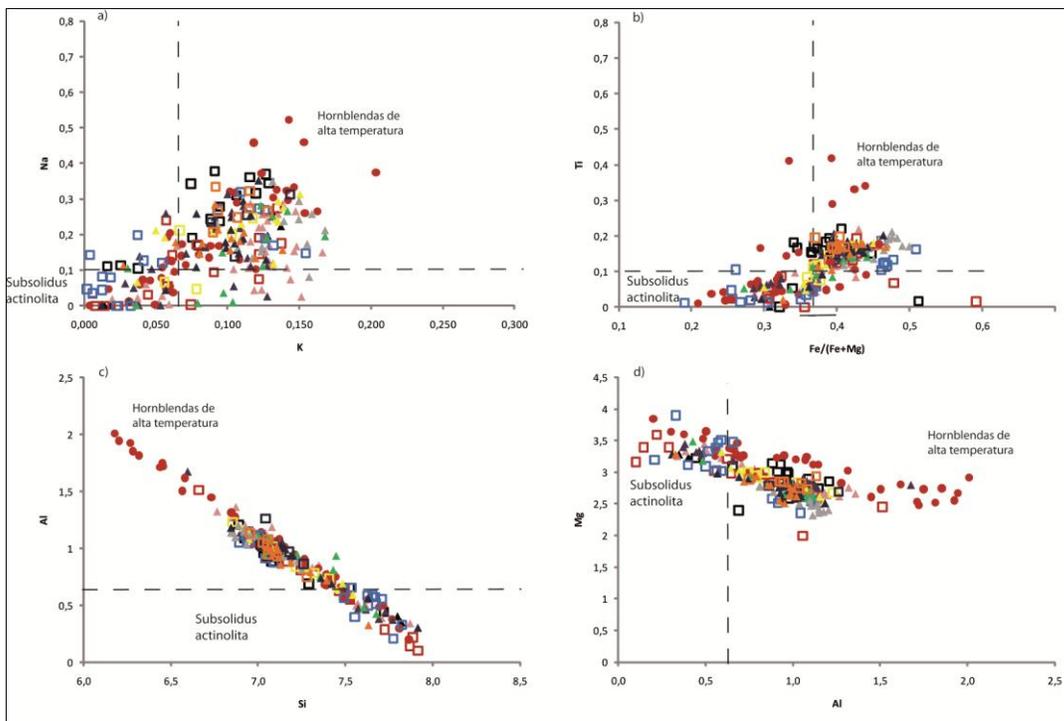


Fig. 7.6 – Análisis de anfíbolos calculadas a 13 cationes: a) K v/s Na; Ti v/s Fe/(Fe + Mg); c) Al v/s Si; d) Mg v/s Al. La distinción de actinolita se realiza en base a la figura 7.3, mientras que las hornblendas de alta temperatura corresponden al xenolito de hornblendita. Simbología en figura 7.1.

7.3 Piroxenos

Los piroxenos de las muestras estudiadas se encuentran principalmente en el centro de las anfíbolos. No son muy abundantes, sin embargo es posible encontrarlos en roca de caja, EMM y en el xenolito. Se trabajó con 22 puntos de análisis, los resultados del cálculo de la fórmula estructural se presenta en el Anexo D - Anexo Virtual IV.

Para clasificar los piroxenos existentes en las muestras, primero se deben relacionar a uno de los cuatro grupos químicos definidos por Morimoto y Kitamura (1983): piroxenos de Ca – Mg – Fe (Quad), piroxenos de Na – Ca (Na – Ca), piroxenos (Na), y otros piroxenos (otros) (Fig. 7.7 – a).

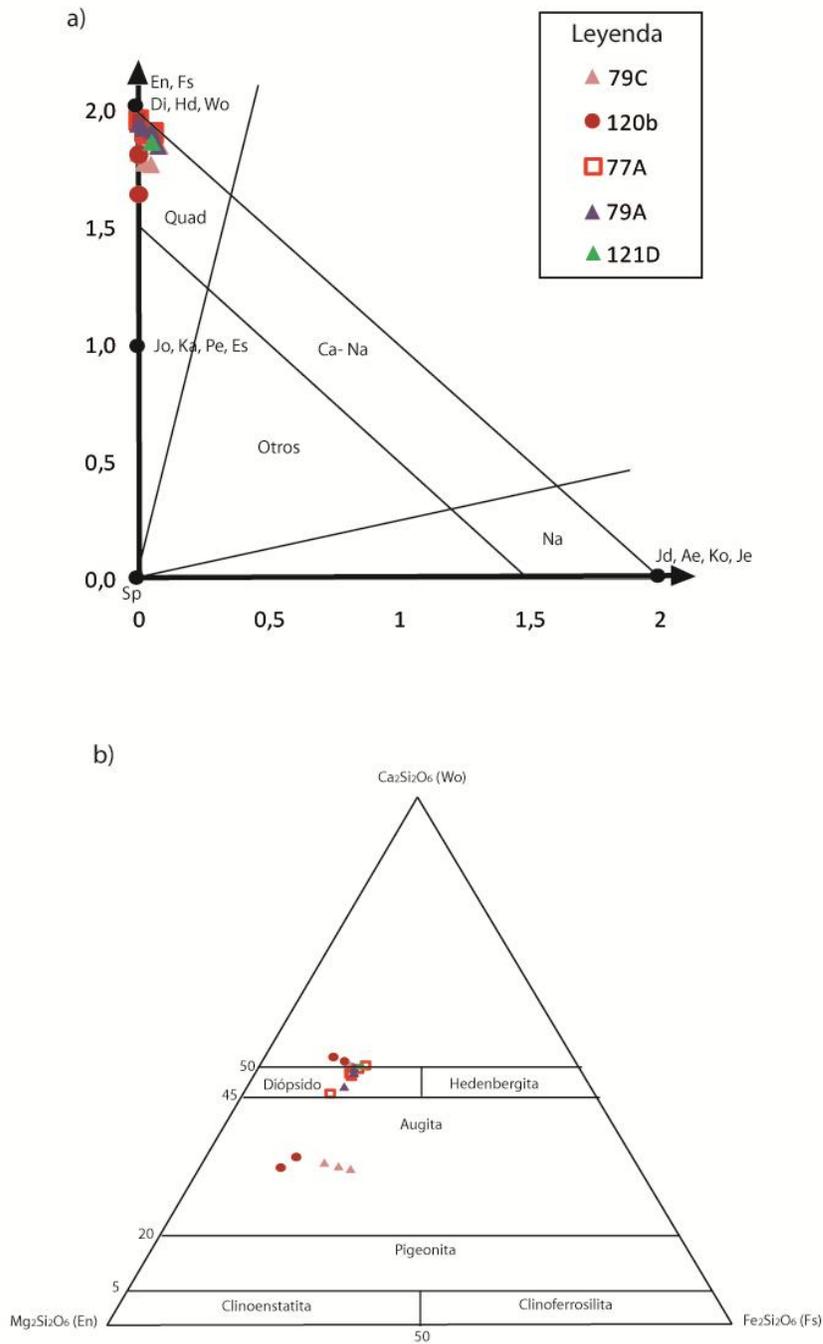


Fig. 7.7 – a) Diagrama Q – J (Morimoto y Kitamura, 1983) con las siguientes subdivisiones para clasificar los piroxenos: Quad (piroxenos Ca – Mg- Fe), Ca – Na, Na y otros. b) Diagrama de clasificación para piroxenos Ca – Mg – Fe (Morimoto et al., 1988).

Al realizar la clasificación preliminar, se obtiene que los piroxenos de nuestras muestras son piroxenos de Ca – Mg – Fe. Por lo tanto, se procede a la clasificación en el triángulo Wo – En – Fs (Figura 7.7 - b), de donde se obtiene que los piroxenos analizados corresponden a clinopiroxenos, específicamente diópsidos y augitas.

7.4 Biotitas

Las biotitas no son muy abundantes en las rocas estudiadas, sin embargo, son muy pocas las rocas que no contienen a este mineral ferromagnesiano. Se realizaron un total de 58 puntos en roca de caja y EMM. Los análisis y cálculos de sus fórmulas estructurales se encuentran en el Anexo D – Anexo virtual IV. Al graficar los datos calculados en el diagrama de Deer et al. (1962), obtenemos que todos los puntos analizados efectivamente corresponden a biotitas (Fig. 7.8).

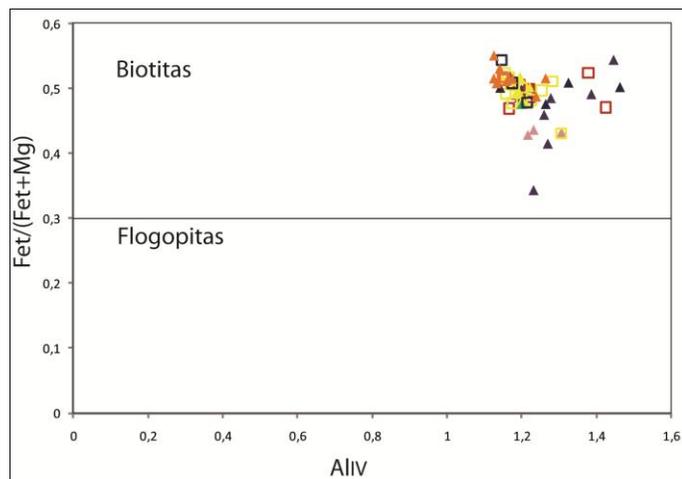


Fig. 7.8 – Diagrama composicional biotita – flogopita según Deer et al. (1962). Simbología en la figura 7.1.

La biotita se encuentra en un mayor número de ambientes geológicos que el resto de las micas. Abdel – Rahman, en 1994, sugirió diagramas de discriminación en base a los elementos mayores (FeO, MgO, Al₂O) de las biotitas en rocas ígneas, pero en este trabajo, al estar utilizando datos de SEM, se emplearon los cationes de Fe, Mg y Al. El resultado (Fig. 7.9) entregó que las biotitas se formaron en un conjunto orogénico calco – alcalino, concordante con el ambiente tectónico de las rocas.

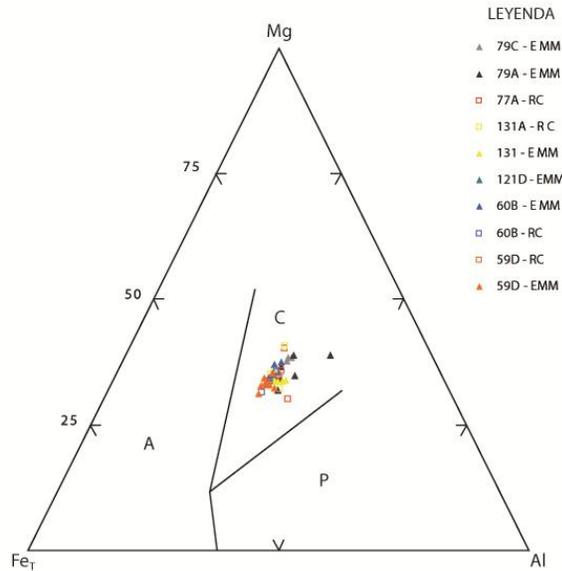


Fig. 7.9 – Diagrama Fe – Mg - Al de discriminación para biotitas en conjuntos anorogénicos alcalinos (Campo A); biotitas en conjuntos peraluminosos (Campo P); y biotitas en conjuntos orogénicos calco – alcalinos (Campo C). Modificado de Abdel – Rahman (1994).

7.5 Geotermobarometría

El análisis termobarométrico permite estimar tanto la temperatura como la presión a las cuales un mineral se ha formado, por consiguiente nos entrega información de las condiciones físicas a las cuales estuvo sometido el magma durante su cristalización.

Existe una gran variedad de termobarómetros, los cuales utilizan distintos minerales y equilibrios termodinámicos. Uno de ellos, el utilizado en este trabajo, corresponde al geobarómetro que relaciona la cantidad de aluminio presente en la anfíbola, con la presión a la cual se habría formado. Estudios empíricos de Hammarstrom y Zen (1986) y Hollister et al. (1987) sugieren que en presencia de una asociación buffer apropiada, el contenido de aluminio de las anfíbolas cálcicas puede exhibir un relación aproximadamente lineal a la presión durante la cristalización del plutón.

Existen varias calibraciones para la barometría de aluminio en hornblenda, incluyendo:

- $P(\pm 3 \text{ kbar}) = -3,92 + 5,03 \text{ Al}^T; r^2 = 0,8$ (Hammarstrom y Zen, 1986)

Donde se establece un límite inferior $Al^T=0,79$, bajo el cual se obtienen presiones negativas, y no establece límite superior. Se sugiere utilizar este geobarómetro para condiciones de baja a moderada presión.

- $P(\pm 1 \text{ kbar}) = -4,76 + 5,64 Al^T; r^2 = 0,97$ (Hollister et al., 1987)

Para la aplicación de este geobarómetro se deben cumplir una serie de condiciones de manera que el contenido de aluminio en la hornblenda sea función principalmente de la presión:

- Cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita, ortoclasa, titanita y magnetita deben cristalizar juntos desde el fundido. La composición del borde de la plagioclasa debe encontrarse dentro del rango $\approx An_{25}$ y An_{35} .

- Sólo las composiciones del borde de las hornblendas deben ser usadas, ya que representan la fracción cristalizada con el último residuo de fundido.

- $P(\pm 0,5 \text{ kbar}) = -3,46 + 4,23 Al^T; r^2 = 0,99$ (Johnson y Rutherford, 1989)

Este geobarómetro se determina en base a los geobarómetros anteriormente propuestos. Utilizando datos experimentales, que cumplen con los requerimientos anteriores, se obtiene una ecuación con mayor precisión.

- $P(\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76 Al^T; r^2 = 0,99$ (Schmidt, 1992)

En este geobarómetro, el cálculo de Fe^{3+} se realiza en base a 13 cationes, a diferencia de los trabajos anteriores, en los que se considera FeO^T como FeO .

También, en función de la composición de las anfíbolas junto con el de las plagioclasas, Blundy y Holland (1990) construyeron un geotermómetro en base a una evaluación termodinámica semiempírica de datos experimentales de rocas con anfíbolas y plagioclasas. Este geotermómetro utiliza como parámetros el contenido de Al^{IV} en la anfíbola, la fracción de Albita en la plagioclasa y una presión dada. El geotermómetro se basa en la reacción edenita – tremolita, ya que la sustitución edenítica de las anfíbolas cálcicas, $(Na + K)_A + Al^{IV} \leftrightarrow \square + Si$, es principalmente una función de la temperatura. Esta reacción puede escribirse en forma de dos reacciones que se presentan combinadas en las anfíbolas:

- 1) Edenita + 4 cuarzo \longrightarrow tremolita + Albira
 2) Pargasita + 4 cuarzo \longrightarrow hornblenda + Albira

La expresión de este geotermómetro es:

$$T = \frac{0.677P - 48.98 + \gamma}{-0.0429 - 0.008314 \ln K}$$

Con

$$K = \frac{(Si - 4)}{(8 - Si)} * X_{Ab}^{pl}$$

Este geotermómetro posee un error de $\pm 75^{\circ}\text{C}$ (2σ) en el rango de temperatura $500^{\circ} - 1100^{\circ}\text{C}$, para rocas saturadas en sílice, con un contenido de Si en anfíbolos $< 7,8$ a.p.f.u. y plagioclasas con valores menores a An_{92} . El valor de presión P es en kbar, T es en $^{\circ}\text{K}$, el valor de γ , que representa la no idealidad de las plagioclasas, es $\gamma = 0$ cuando $X_{Ab} > 0,5$, $\gamma = -8,06 + 25,5(1 - X_{Ab})^2$ cuando $X_{Ab} < 0,5$, con X_{Ab} que representa la composición de las plagioclasas.

El cálculo de presión se realizó con todos los geobarómetros, sin embargo los datos utilizados como presión de cristalización y los datos para calcular la temperatura, son los entregados por el geobarómetro de Schmidt (1992), debido a su buen nivel de correlación. No todas las muestras analizadas cumplen con las condiciones de los geobarómetros y del geotermómetro descrito. No obstante, todas fueron analizadas, discriminando posteriormente de acuerdo a las condiciones ya explicadas. Se utilizaron los valores de anfíbolos a 13 cationes. Los cálculos de cada punto analizado se presentan en el Anexo E.

En la tabla 7.1 se muestra el resumen de las muestras que cumplían con las restricciones de los geobarómetros y del geotermómetro descrito. En la tabla 7.2 se muestran los datos de análisis que corresponden a actinolitas. Al ser puntos que se encuentran generalmente en el centro de las anfíbolos, no se estaría utilizando correctamente el geobarómetro. Sin embargo, cumplen con los otros requisitos. Finalmente, en la tabla 7.3, se muestran los puntos analizados que no cumplen con los requisitos mineralógicos necesarios.

Tabla 7.1 – Resultados de presión y temperatura para las muestras de roca de caja (RC) y enclaves máficos microgranulares (EMM) de la parte sur del CPI. Las distintas calibraciones de geotermómetros corresponden a : P1 – Hammarstrom y Zen (1986); P2 – Hollister et al. (1987); P3 – Johnson y Rutherford (1989); P4 – Schmidt (1992). El geotermómetro aplicado utilizando la presión P4 fue el de Blundy y Holland (1990). Los resultados corresponden al valor promedio de cada muestra. Tabla de muestras de roca que cumplen con las restricciones de los geobarómetros y del geotermómetro utilizado.

Muestra	Tipo de roca	P1 (+/-3kbar)	P2 (+/-1 kbar)	P3 (+/- 0,5 kbar)	P4 (+/-0,6 kbar)	T(+/- 75°C)	
59D - RC	Monzogranito	0.8	0.6	0.5	1.5	664.9	
60B- RC	Granodiorita	1.3	1.1	0.9	1.9	729.4	
77A - RC	Cuarzo monzodiorita	0.9	0.6	0.6	1.6	722.2	
130 - RC	Granodiorita	1.3	1.1	0.9	1.9	751.8	
131a-RC	Monzogranito	0.6	0.3	0.3	1.2	708.6	
					Promedio	1.6	715.4
59D- EMM	Diorita	0.7	0.5	0.5	1.4	712.0	
79C- EMM	Monzodiorita	1.4	1.2	1.0	2.0	744.7	
121d- EMM	Cuarzo monzodiorita	0.9	0.7	0.6	1.6	689.9	
123 - EMM	Cuarzo monzodiorita	1.3	1.1	0.9	1.9	747.1	
130A - EMM	Diorita	1.4	1.2	1.0	2.1	723.1	
					Promedio	1.8	723.4

Tabla 7.2 – Resultados de presión y temperatura para las muestras de roca de caja (RC) y enclaves máficos microgranulares (EMM) de la parte sur del CPI. Las distintas calibraciones de geotermómetros corresponden a : P1 – Hammarstrom y Zen (1986); P2 – Hollister et al. (1987); P3 – Johnson y Rutherford (1989); P4 – Schmidt (1992). El geotermómetro aplicado utilizando la presión P4 fue el de Blundy y Holland (1990). Los resultados corresponden al valor promedio de cada muestra. Tabla de puntos de actinolita.

Muestra	Tipo de roca	P1 (+/-3kbar)	P2 (+/-1 kbar)	P3 (+/- 0,5 kbar)	P4 (+/-0,6 kbar)	T(+/- 75°C)	
79C - EMM	Monzodiorita	1.6	1.4	1.2	2.1	687.6	
77A - RC	Cuarzo monzodiorita	-1.2	-1.7	-1.1	-0.4	629.6	
121D - EMM	Cuarzo monzodiorita	-1.6	-2.2	-1.5	-0.8	539.5	
					Promedio	0.3	618.9

Tabla 7.3 – Resultados de presión y temperatura para las muestras de roca de caja (RC), enclaves máficos microgranulares (EMM) y xenolito de la parte sur del CPI. Las distintas calibraciones de geotermómetros corresponden a : P1 – Hammarstrom y Zen (1986); P2 – Hollister et al. (1987); P3 – Johnson y Rutherford (1989); P4 – Schmidt (1992). El geotermómetro aplicado utilizando la presión P4 fue el de Blundy y Holland (1990). Los resultados corresponden al valor promedio de cada muestra. Tabla de muestras de roca que no cumplen con las restricciones de los geobarómetros y del geotermómetro utilizado. La casilla marcada en rojo presenta valores de desviación estándar muy altos.

Muestra	Tipo de roca	P1 (+/-3kb)	P2 (+/-1 kb)	P3 (+/- 0,5 kb)	P4 (+/-0,6 kbar)	T(+/- 75°C)
60B- EMM	Monzodiorita	0.9	0.6	0.6	1.5	725.8
79A - EMM	Gabro	1.5	1.4	1.1	2.2	763.0
120B - Xenolito	Hornblendita	1.9	1.8	1.4	2.5	677.0
131A-EMM	Monzodiorita	1.0	0.8	0.7	1.7	698.4
136A - RC	Tonalita	1.6	1.4	1.2	2.2	668.7
Promedio					2.0	706.6

En la tabla 7.3 se puede observar que las muestras que no cumplían con los requisitos para utilizar los geobarómetros, también son muestras que presentan valores distintivos en los datos de química mineral analizados previamente, como por ejemplo la muestra IIL09 – 136 o la muestra ILL09 – 120B. En el análisis petrográfico, la muestra ILL09 – 136 es una roca muy alterada, y sus anfíbolos tienen un reemplazo importante a anfíbolos secundarios (actinolitas). Respecto a la muestra ILL09 - 120B, descrita como un xenolito de hornblendita, muestra un rango muy amplio de composiciones tanto de anfíbolos, como de plagioclasas. Por las razones expuestas, estos datos no se consideran como valores de presión de cristalización del sistema magmático.

Al obviar los datos antes mencionados, obtenemos un promedio de presión de $1,6 \pm 0,6$ kbar para las rocas de caja, y una temperatura de $715,4 \pm 75^\circ\text{C}$, mientras que para los EMM, se tiene una presión de $1,8 \pm 0,6$ kbar, y una temperatura de $723,4 \pm 75^\circ\text{C}$ (Tabla 7.1). Para las anfíbolos correspondientes a actinolitas (datos de tabla 7.2), obtenemos un promedio de presión de $0,3 \pm 0,6$ kbar; y debido a que algunos de los puntos analizados tienen valores de $\text{Si} > 7,8$ (Fig. 7.3), el geotermómetro de Blundy y Holland (1990) estaría incorrectamente utilizado.

Ernst y Liu (1998) descubrieron que el contenido de Al_T en anfíbolos cálcicos aumenta con la presión y temperatura, mientras que el contenido de TiO_2 aumenta con la temperatura y es casi independiente de la presión. Al graficar los datos de Al_T v/s Ti (a.p.f.u.), es posible ver el resultado de las presiones, ya que adicionalmente se utiliza el cálculo de Schmidt (1992) para graficar los valores de la presión (Fig. 7.10).

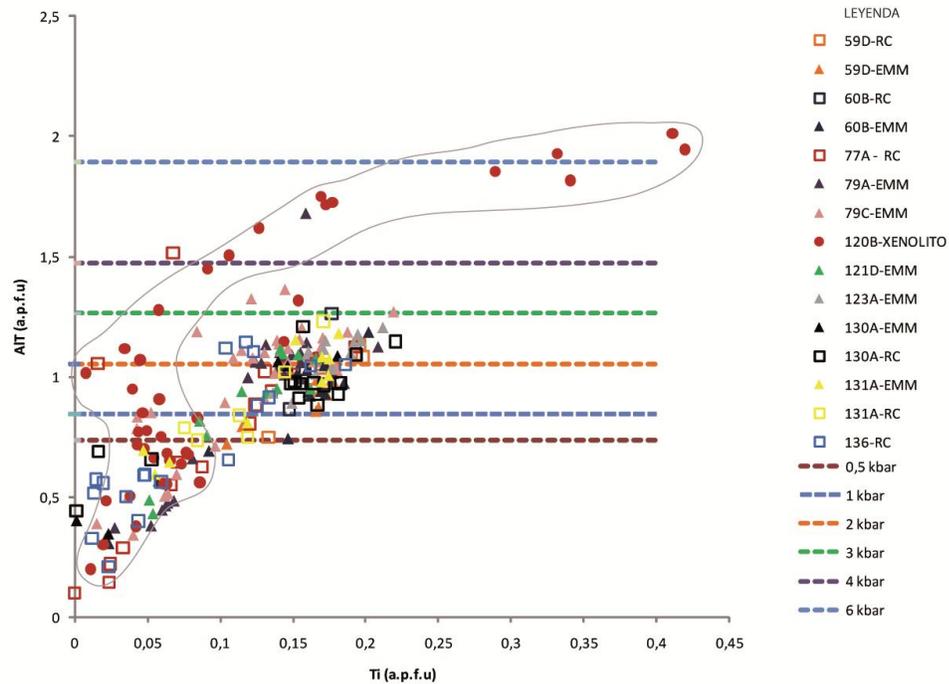


Fig. 7.10 – Al_T v/s Ti (a.p.f.u) de las anfíbolas estudiadas. También se plotean las líneas de presión, calculadas en base a Schimdt (1992).

De la figura 7.10 se observa que los datos se concentran principalmente entre 1 – 3 kbar. Esto es consistente con los valores ya calculados. Además, los datos que se encuentran bajo 0,5 kbar son actinolitas, lo que confirma que corresponderían a anfíbolas secundarias.

Con respecto a la muestra ILL09 – 120B, xenolito de hornblendita, se observa la misma tendencia vista en la figura 7.6, donde se tiene un amplio espectro químico. En este caso existen anfíbolas cristalizadas a todas las presiones expuestas. Esto puede deberse a un re-equilibrio de la roca a medida que este xenolito se integraba al magma.

CAPÍTULO 8 – DISCUSIONES

8.1 Introducción

Este capítulo presenta la síntesis de los resultados del estudio estadístico, petrografía, química mineral y termobarometría de los enclaves máficos microgranulares (EMM) de la Unidad Principal Tonalítica (UTP) del Complejo Plutónico Illapel, para entender su evolución, interpretar los mecanismos involucrados en la generación de los EMM y proponer un modelo de evolución desde su génesis hasta su emplazamiento.

8.2 Origen de los EMM

El origen de los EMM ha sido ampliamente debatido. En el caso de estudio, los EMM presentan características mineralógicas y composicionales muy similares, morfologías y datos de geocronología e isotopía que estarían indicando una formación de la roca de caja y de los EMM a partir de magmas félsicos y máficos, respectivamente. Edades U/Pb de los EMM coinciden con las de su roca de caja (102.4 ± 1.5 a 98.8 ± 1.3 Ma, Morata et al., 2010), y datos de química mineral presentan rangos de composición similares para ambas rocas en feldespatos, anfíbolos, piroxenos y biotitas (ver Figuras 7.1; 7.3; 7.4; 7.6; 7.7; 7.8 y 7.9). Estos antecedentes constituyen un fuerte argumento contra un origen restítico (White y Chappell, 1977; Chappell et al., 1987), porque si los EMM fueran restitas, tanto su mineralogía como edad de cristalización diferiría en un grado no menor, además que se necesitarían evidencias de recristalización en los minerales, situación que no se observa en los EMM estudiados.

Los EMM examinados tienen un alto porcentaje de generación de bordes de reacción, ya sean máficos, félsicos o solamente disminución del tamaño de grano. Esta característica contradice la formación de EMM por cristalización fraccionada (e.g. Dodge y Kistler, 1990), donde los enclaves no presentan un contraste termal con su roca de caja (Donaire et al., 2005), es decir, no deberían originar bordes de reacción.

Por lo tanto, los mecanismos genéticos involucrados en la formación de los EMM propuestos en esta tesis, son mecanismos de mezcla de magmas.

8.2.1 Evidencias de mixing, mingling y enfriamiento

La morfología de los EMM y sus relaciones de contacto con su roca huésped en la zona de estudio, muestran evidencia de mezcla de magmas: tamaño de grano fino, interdigitación entre roca huésped y EMM, formas redondeadas y elipsoidales, sin evidencias de deformación en estado sólido, y generación de bordes de reacción. Estas características reflejan un contraste en viscosidad y reología entre los magmas involucrados, además de una rápida cristalización y un enfriamiento local del magma máfico después de una pérdida rápida de calor al magma félsico encajante (Sparks & Marshall, 1986; Vernon, 1988; Paterson et al., 2004; Kumar & Rino, 2006; Castro et al., 2008).

El tamaño de los EMM domina su historia termal. Los de mayor tamaño alcanzan un equilibrio termal con el magma félsico sólo después de un tiempo relativamente largo (Barbarin y Didier, 1992, y referencias en él citadas). Durante este período, puede ocurrir intercambio químico extensivo y modificar su identidad original (mixing). Los EMM más pequeños alcanzan su equilibrio termal muy rápido y, conforme a Sparks & Marshall (1986), se volverían lo suficientemente rígidos para limitar, e incluso evitar, el intercambio químico (mingling).

Los EMM se pueden dividir en 4 tipos diferentes de acuerdo a su composición, donde las dioritas y monzodioritas probablemente corresponden a los EMM definidos macroscópicamente como negros y grises, mientras que las cuarzo monzodioritas y las cuarzo dioritas corresponderían a los “blanco – negro”. No se observa una distribución preferencial de acuerdo a su composición, sino más bien, se distribuyen de manera heterogénea dentro de la UTP (Fig. 8.1). Estos distintos tipos de EMM representarían varios procesos de interacción entre los dos magmas contrastantes implicados (Perugini et al., 2003). William & Tobisch (1994) demostraron que cuando los enclaves son más viscosos que su magma huésped, se vuelven no deformables, lo que estaría subordinado a la composición del enclave y a la temperatura del sistema, siendo el más máfico, el más estable (no deformable) a altas temperaturas (Fig. 8.4). Este proceso explica la relación entre el tipo de EMM y su tamaño de grano, de modo que mientras más máfico sea el enclave, más fino el grano, implicando, por lo tanto, un enfriamiento relativamente rápido del magma máfico.

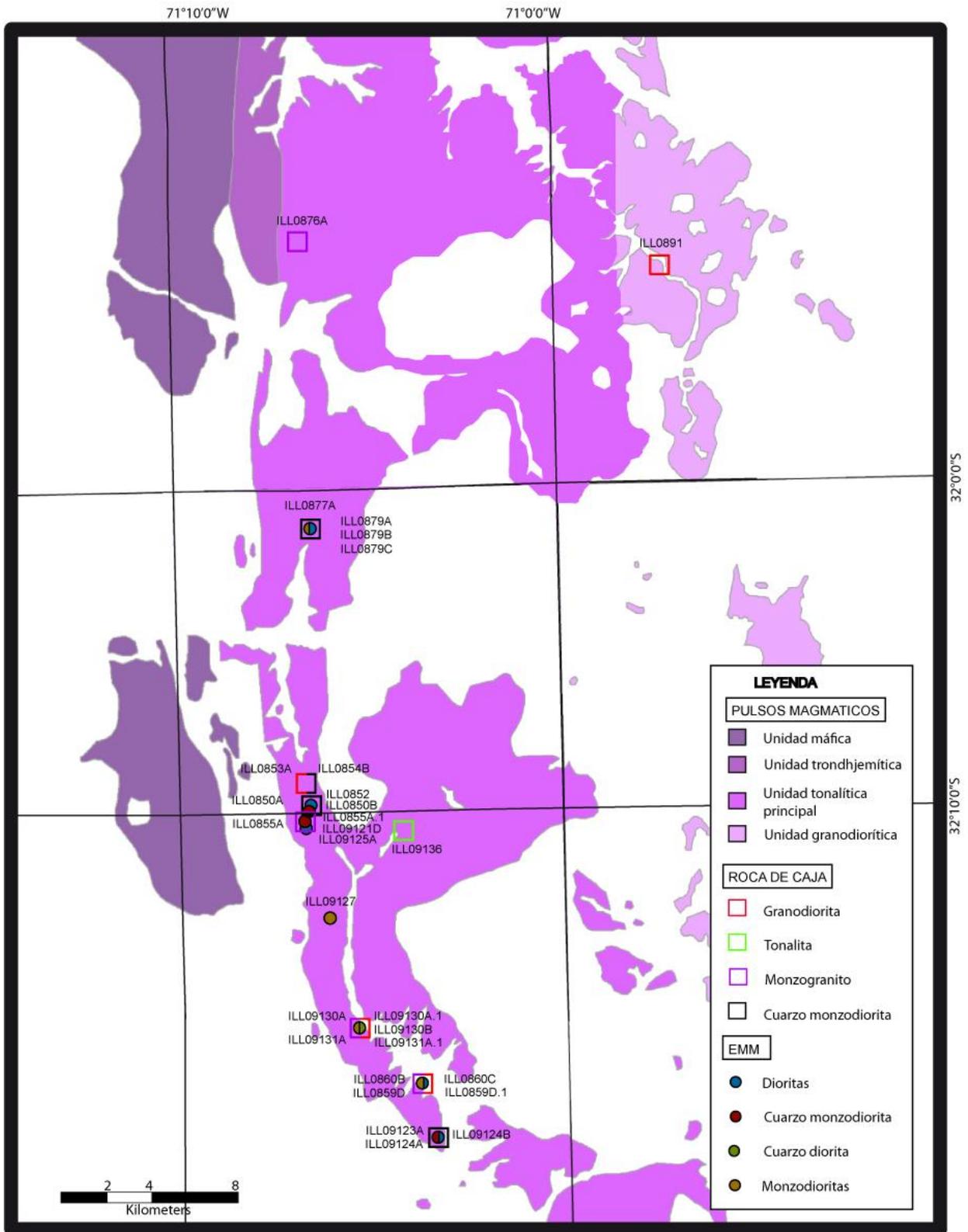


Fig. 8.1 - Distribución de EMM y rocas de caja de acuerdo a su composición mineralógica. Los sitios que se muestran divididos es porque presentaban más de un tipo de roca. Mapa geológico de Chile Central (31°50'-32°20'S) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991).

Microscópicamente, los contactos entre rocas de caja y EMM no son estrictamente abruptos, sino más bien se interdigitan (Fig. 8.2). En estos contactos generalmente se tiene un borde de transición, donde minerales de la roca de caja traspasan al EMM y viceversa, particularidad que también se observa macroscópicamente. Además fenocristales de EMM exhiben características muy similares a los minerales de la roca de caja (composición, forma y tamaño). Esto evidencia una transferencia mecánica de cristales de un magma a otro (e.g. Vernon, 2004; Kumar y Rino, 2006), lo que significa que el magma félsico estaba en un estado magmático cuando interactuó con el magma de los EMM. Dado que el contraste composicional entre ambos magmas es relativamente alto, minerales que han sido transferidos de un magma a otro no estarían en equilibrio con el nuevo magma. Algunos cristales recrystalizarán por completo, mientras que otros se disolverán parcialmente, siendo rodeados por minerales que si se encontrarán en equilibrio con el magma circundante (Vernon, 1983, 1984; Barbarin & Didier, 1992). Por ejemplo, en los EMM se tienen bordes de plagioclasas más albíticos sobre núcleos más calcicos, o piroxenos rodeados por cuarzo (ver Figuras 7.2 y 6.5, respectivamente).

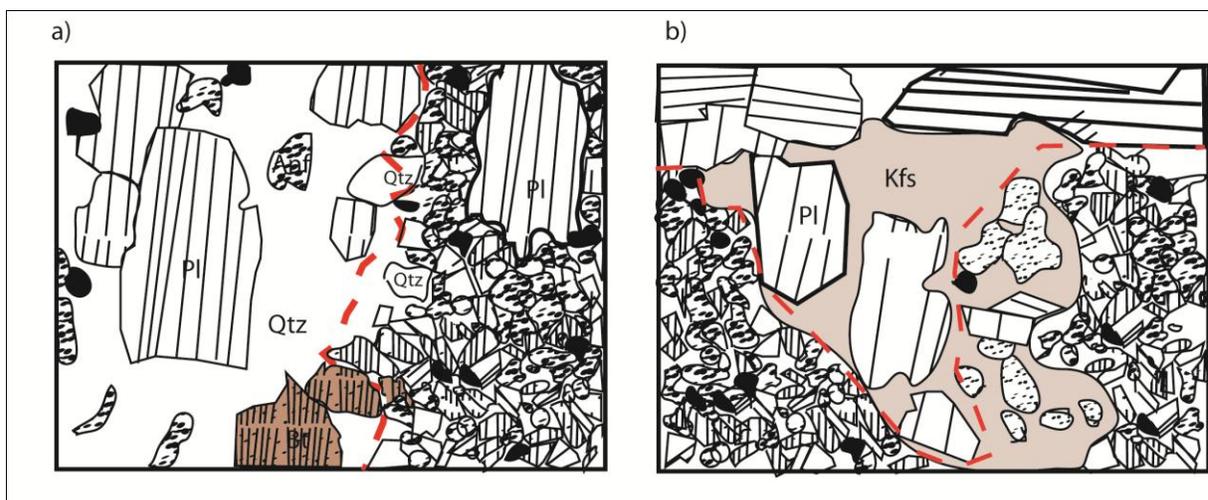


Fig. 8.2 - Aspectos texturales de los contactos entre EMM y sus rocas huéspedes: a) Cristal de plagioclasas transferido al EMM desde la roca huésped; b) megacrystal de feldespato – K interdigitado con el EMM y con la roca huésped.

Las texturas observadas en los EMM, han sido explicadas en términos de mingling y mixing en otros plutones (e.g. Vernon, 1983, 1984; Barbarin, 1990; Baxter & Feely, 2002). Estas texturas son feldespatos antirapakivi, tanto en EMM como en rocas de caja, apatitos aciculares y mezclados, megacrystalos de feldespato potásico, cuarzo ocelli y cúmulos máficos. Las que más resaltan son los megacrystalos de feldespato potásico observados en roca de caja, EMM y en algunos contactos entre ellos, donde se presentan como un mineral transicional (Fig. 8.2 – b; 8.3); y los apatitos aciculares en los EMM. Ambas texturas se formarían a partir del enfriamiento rápido del magma máfico (ej. Wyllie et al., 1962; Castro et al., 1991). Durante la cristalización temprana del magma máfico, los primeros minerales en

nuclear serían máficos (Naney & Swanson, 1980). Luego, en la etapa tardía, se tendría un crecimiento intersticial de feldespato potásico y cuarzo, que actuaría como un “puente” entre el EMM y la roca de caja. Este crecimiento intersticial también se daría tanto dentro de los EMM, como dentro de las rocas de caja al ser una fase tardía de cristalización.

Otra textura muy común en la roca huésped, es la simplectítica. Sin embargo, también se observa en los contactos con EMM, como se advierte en la figura 8.3. Esta textura evidencia una cristalización simultánea entre el feldespato potásico del EMM y plagioclasas de la roca huésped. En la misma figura, el contacto entre ambas rocas tiene una ausencia de minerales máficos, generando un borde félsico. Los bordes de reacción félsicos y máficos, que rodean a los EMM podrían ser explicados como una transferencia de elementos por difusión (Barbarin & Didier, 1992, y referencias en él citadas). La relación entre tamaño de borde de reacción y tamaño de EMM es también explicado por la difusión química, ya que mientras más grande sea el EMM, más tiempo se demora en enfriarse, dando paso a un intercambio químico en los bordes, que es lo que observamos en la figura 8.3. Para un entendimiento mayor del intercambio químico ocurrido entre los EMM estudiados y su roca de caja es necesario un análisis geoquímico puntual, que queda fuera del alcance de este trabajo.

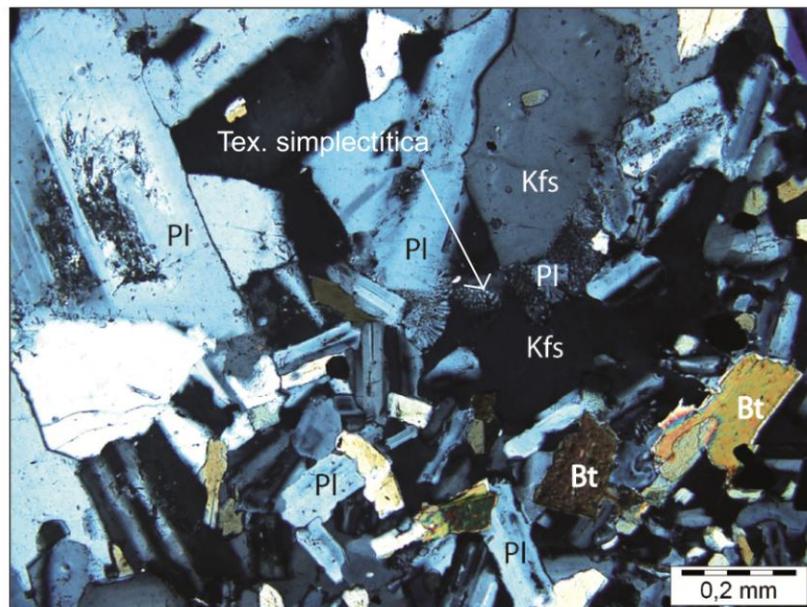


Fig. 8.3 – Muestra ILL131A, contacto entre roca huésped (parte superior de la imagen) y EMM (parte inferior). Textura simplectítica entre feldespato – K y plagioclasas.

El intercambio mecánico y asimilación de xenocristales alteraría las composiciones iniciales de los magmas contrastantes, promoviendo un intercambio químico entre los magmas (mixing), que depende

del contraste químico y estado físico de ambos componentes. El intercambio es mayor para el estado totalmente fundido, decrece progresivamente con la cristalización del componente máfico y se vuelve muy limitado o nulo cuando el componente máfico llega a su estado totalmente sólido (Barbarin & Didier, 1992).

Al mezclarse un magma máfico con uno félsico, puede introducirse H₂O al magma máfico a partir de la fusión de minerales hidratados provenientes del magma félsico. Esta situación induce una desestabilización de los minerales máficos anhidros provocando su transformación en minerales máficos con H₂O en su estructura (Barbarin & Didier y referencias en él citadas, 1992), tal como se observa en los piroxenos de los EMM (ver Figura 6.4 –c; 6.5 – i), que están siendo parcial o totalmente reemplazados por anfíbolos que no cristalizaron directamente a partir de un fundido, sino a través de un proceso de reacción entre un fundido hidratado y fases minerales anhidras preexistentes, principalmente piroxeno y óxidos Fe-Ti. Otro ejemplo serían las biotitas que rodean a óxidos de hierro (ver Figura 6.4 – i) observados en las rocas de caja principalmente. Este proceso, definido como reacción de hidratación incongruente en equilibrio (Beard et al., 2004, 2005), implica la transferencia de componentes desde el magma félsico al máfico conforme a reacciones del tipo: fundido tonalítico hidratado + piroxeno + óxidos Fe-Ti ± plagioclasa Ca \Leftrightarrow anfíbol + cuarzo ± plagioclasa Na

8.2.2 Evidencias de re – equilibrio mineral

Mineralógicamente, los EMM y sus rocas de caja sólo difieren en las proporciones modales. Esta característica parece ser un reflejo de re - equilibrio modal mineralógico, donde los EMM retienen mayores cantidades de minerales máficos, probablemente durante la interacción máfico – félsico (Kumar y Rino, 2006).

Feldespatos, anfíbolos, piroxenos y biotitas de EMM y roca huésped registran un rango de composiciones muy similares. Las composiciones de anfíbolos de los pares EMM – roca huésped (Fig. 7.4), son la evidencia más fuerte para postular un re - equilibrio parcial de los minerales por difusión química. Esto ocurriría durante la syncristalización de los EMM y la roca huésped, a través del fundido residual, que estaría parcialmente inducido por la exsolución de fluidos acuosos magmáticos y transferencia de volátiles de uno a otro magma durante el mixing, y/o por fluidos hidrotermales circulantes bajo condiciones *subsólidas* (Barbarin y Didier, 1992; Kumar y Rino, 2006).

8.3 Sitio de cristalización de los EMM y sus granitoides

La diferencia en presión y temperatura de cristalización de los EMM ($1,8 \pm 0,6$ kbar – $723,4 \pm 75^\circ\text{C}$) y sus rocas de caja ($1,6 \pm 0,6$ kbar – $715,4 \pm 75^\circ\text{C}$) no es significativa, y sugiere que el mixing y mingling del magma máfico y félsico debe haber ocurrido en o por debajo de $1,7 \pm 0,6$ kbar. Si consideramos la densidad de la corteza continental superior con un valor de $2,7 \text{ Kg/m}^3$, obtenemos que la cristalización ocurre a 4 – 5 km de profundidad y en un intervalo termal de $719,4 \pm 75^\circ\text{C}$. Este nivel sería el nivel de emplazamiento del sistema, pero no de formación, ya que la signatura isotópica, tanto de los EMM, como de la roca de caja, corresponde a una signatura mantélica (Morata et al., 2010).

Que el sistema se emplace a niveles someros corticales, implica que sobre la UTP, tendríamos aproximadamente 5 km de rocas corticales, que podrían ser parcialmente asimiladas dentro de la cámara magmática, como se evidencia por los *roof pendant* de rocas metavolcánicas y metasedimentarias, pertenecientes a la Formación Veta Negra.

La UTP contiene unos xenolitos ultramáficos, descritos como hornblenditas, que se incorporaron al pulso magmático en algún momento de su historia. Estas rocas tienen un rango de presión bien distintivo (Fig. 7.10), llegando incluso a presiones cercanas a los 6 kbar. Dada la naturaleza cumulítica de la hornblendita, podríamos asumir que su origen estaría asociado a procesos de acumulación durante los primeros estadios de la cristalización, a profundidades del orden de 15 – 16 km; además la signatura isotópica de los EMM y sus rocas de cajas (Morata et al., 2010) sugieren un origen mantélico, por lo que se propone que los procesos de interacción entre magmas félsicos y máficos podrían haber comenzado, en una primera etapa, en un nivel cortical profundo (Fig. 8.6), continuando durante el ascenso, a través de estructuras verticales tipo diques y finalizando en los niveles corticales más someros, donde se produjo finalmente el emplazamiento de la UTP.

Por otro lado, es importante destacar los valores de presión obtenidos para las actinolitas (Tabla 7.2), que están bajo $0,3 \pm 0,6$ kbar. Estos cálculos termobarométricos, así como las evidencias texturales, nos estarían indicando procesos de transformación subsolidus, posiblemente asociados a las etapas de exhumación del CPI.

8.4 Relaciones entre procesos de mezcla

Los magmas máficos son más calientes, con bajas viscosidades y de composición básica (45 – 50 wt% SiO₂), mientras que los magmas félsicos son más fríos, con una viscosidad relativamente más alta, y ácidos (65- 75 wt% SiO₂) (e.g. Barbarin & Didier, 1992). Cuando ambos se encuentran, por ejemplo por inyección de magma máfico en el piso de una cámara magmática félsica (e.g. Vernon, 1983), se produce un intercambio termal, llegando eventualmente a un equilibrio térmico que dependerá de las proporciones iniciales de los magmas, sus temperaturas y composiciones. A la temperatura de equilibrio, el magma inicialmente más frío habrá reducido su viscosidad debido al calor y la disolución de algún cristal pre-existente, mientras que el magma máfico habrá aumentado su viscosidad a raíz del enfriamiento y cristalización (Sparks & Marshall, 1986). Cuando ambos magmas presentan una viscosidad semejante, ocurre el intercambio mecánico de cristales (Barbarin & Didier, 1992), observado en los EMM estudiados (Fig. 8.2).

Existe un punto de inversión de la viscosidad, donde el magma máfico se vuelve más viscoso que el félsico (Sparks & Marshall, 1986; William & Tobish, 1994). Esta propiedad es dependiente de las proporciones iniciales y temperatura de los magmas. Si se tienen bajas proporciones de magma félsico, la viscosidad del magma máfico será menor, a pesar de un sobrecalentamiento del magma félsico, que sin embargo presenta viscosidades mucho menores a las iniciales. A una mayor fracción de magma félsico, la viscosidad del magma máfico aumentará hasta llegar a un punto crítico, donde superará la viscosidad del magma félsico. Incluso, a una mayor fracción de magma félsico, la cristalización del magma máfico aumentará rápidamente, así como su viscosidad, y pasará a ser un sólido parcialmente fundido. La transición a este material sólido se piensa que ocurre a partir del 60% de cristalinidad (Sparks & Marshall y referencias en él citadas, 1986). En la figura 8.4 se muestra este punto de inversión y se correlaciona con las diferentes composiciones de los EMM (William & Tobish, 1994).

El aumento de viscosidad del magma máfico va acompañado de un enfriamiento (Fig. 8.4), que es el que permite la cristalización magmática. Durante este proceso, los glóbulos de magma máfico se deformarán de acuerdo al flujo de la cámara magmática, y una vez llegado al estado de sólidos parcialmente fundidos actuarán como objetos rígidos, orientándose de acuerdo al flujo magmático imperante.

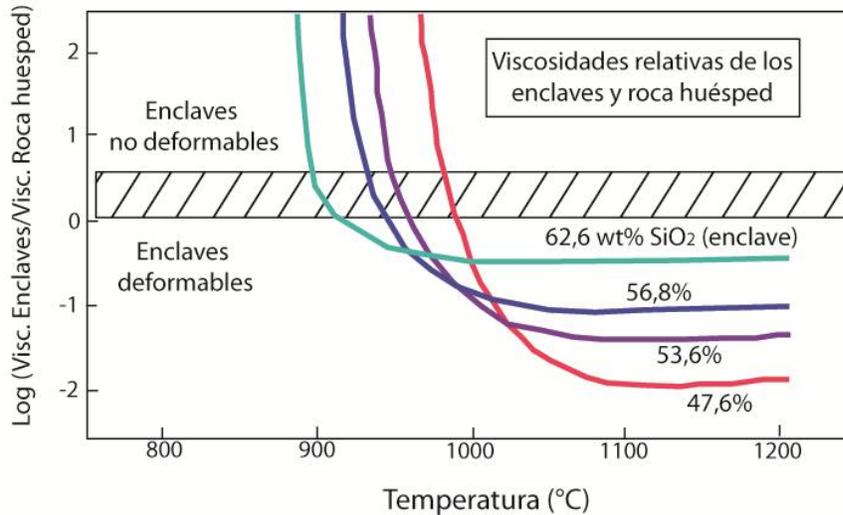


Fig. 8.4 – Dependencia logarítmica de la viscosidad de enclaves de diferentes composiciones químicas versus viscosidad de sus rocas huésped. Notar que la temperatura donde la viscosidad de los enclaves se vuelve mayor que su roca huésped es altamente dependiente de la composición. La zona de transición comprende razones de viscosidad entre 1 y 4. Tomado de William y Tobisch (1994).

Una de las condiciones necesarias para la rotación de objetos es que el porcentaje de cristales en el fundido debe ser menor al 55%, de manera que el sistema se encuentre bajo el límite de percolación rígida (Vigneresse y Tikoff, 1999), es decir, donde las partículas pueden rotar y orientarse. William y Tobish (1994) calcularon que, en un rango de 900 – 1000°C, los enclaves se vuelven no deformables (Fig. 8.4). En consecuencia, cuando la temperatura del sistema (magma félsico y máfico) alcanza los 900 – 1000°C, dependiendo de la composición, los glóbulos de magma máfico adoptarán su forma final; luego cuando la cristalinidad de estos glóbulos alcance un 60%, se convertirán en sólidos parcialmente fundidos, es decir, pasan a ser EMM; y cuando el porcentaje de cristales en el magma félsico sea mayor a 55%, los EMM definirán su orientación final.

8.4.1 Procesos de hibridación

La baja viscosidad, las diferencias mínimas en reología y el equilibrio termal entre el magma máfico y félsico producirán una convección en el sistema (Hupper et al., 1984), que a su vez permitirá un intercambio químico que va reduciendo los contrastes composicionales, dando origen a una zona de magma híbrida (Sparks y Marshall, 1986; Barbarin y Didier, 1992; Kumar y Rino, 2006). Este magma interactúa con el sistema, reaccionando ya sea con el magma máfico, félsico o con ambos. Es importante recalcar que el intercambio químico es $10^3 - 10^5$ veces más lento que el intercambio termal, por lo tanto el sistema habrá alcanzado el equilibrio termal, cuando comience a generarse el magma híbrido (Sparks y

Marshall, 1986; Frost y Mahood, 1987; Kumar y Rino, 2006). La sucesión y repetición de este proceso y la constante evolución de los miembros finales del sistema, explican los diferentes tipos de EMM encontrados en la UTP.

8.4.2 Orden de cristalización de los minerales de los EMM

Los minerales de los EMM no cristalizaron bajo condiciones homogéneas de enfriamiento, como se evidencia por la química mineral y relaciones texturales. Esto ha sido descrito en otros lugares y, por ejemplo, Castro et al. (1991) propuso un modelo de varias etapas de cristalización en enclaves máficos tonalíticos, aplicable a nuestros EMM:

I etapa – proceso de enfriamiento lento donde se desarrollan fenocristales. En el caso de estudio, los fenocristales son de plagioclasa de composición anortítica y piroxenos. Después y/o durante esta etapa, y antes de la segunda, se incorporan xenocristales del magma huésped. En nuestro caso, plagioclasas y anfíbolos principalmente.

II etapa – proceso de cristalización bajo condiciones de enfriamiento rápido. En esta etapa ocurre una alta densidad de nucleación para los minerales que están cristalizando, generando tamaños de grano fino. En el caso de estudio, los minerales serían plagioclasas, hornblendas, biotitas y apatitos. Las hornblendas y biotitas pueden agruparse alrededor de los fenocristales de la primera etapa.

III etapa – lento proceso de cristalización que involucra líquidos residuales. Las fases dominantes en nuestro caso, serían feldespato potásico y Albita. El feldespato potásico desarrolla grandes cristales poiquilíticos (megacristales), y la Albita crecería bordeando centros de plagioclasas más anortíticas. La presencia de estos minerales implica la existencia de un fundido residual una vez que el enfriamiento rápido ocurrió (Castro et al., 1991).

8.5 Ascenso y emplazamiento de los EMM

Estudios de remanencia magnética indican que el CPI ha rotado como un único gran bloque, en apenas 5°, sentido horario, sin basculamiento (Ferrando, 2011). Por lo tanto, los datos de orientación de los EMM en la zona sur de la UTP (Fig. 13 - Cap. 5), que indican que el sistema sufrió un flujo vertical a subvertical, corresponderían a la orientación de los EMM y del magma félsico durante su ascenso y

emplazamiento. Esta orientación es consistente con datos de anisotropía de susceptibilidad magnética (Ferrando et al., 2009), y estaría en concordancia con un mecanismo de ascenso y emplazamiento del magma, a través de una fractura tipo dique, donde el tiempo de ascenso sería de horas a días (Vigneresse, 2004). Durante el ascenso, los procesos de interacción (termales, químicos y mecánicos) siguen actuando, y se mantendrán mientras existan gradientes termales y composicionales, hasta la consolidación final del sistema (Barbarin y Didier, 1992). Se ha reconocido que los márgenes de las cámaras magmáticas corresponden a zonas de solidificación, donde el calor se pierde de manera más rápida (Langmuir, 1989), por lo tanto, la mayor concentración de EMM la encontraremos en los bordes de estas estructuras, en nuestro caso, en los bordes de los diques.

Cuando la viscosidad del sistema es tal que no le permita seguir ascendiendo, éste se detendrá y continuará cristalizando, hasta su completa solidificación. Conforme a este mecanismo, podríamos proponer que, al menos en la zona de estudio, la cámara magmática sería un enjambre de diques. Sin embargo, el lóbulo oriental Frutillar presenta una relación estratigráfica de emplazamiento tipo sill, como también se observa un poco más al norte, donde además, los datos de orientación de los EMM (sitio E de la transecta – Fig.13 Cap. 5) son subhorizontales, por lo que el emplazamiento del sistema debe haber ocurrido como se muestra en la figura 8.5, siguiendo el modelo propuesto por Haederle y Atherton (2002), donde un plutón compuesto se emplaza como un dique, y luego se orienta a manera de sill, siguiendo la estratigrafía de la roca encajante. En este modelo, las rocas encajantes que quedan bajo el cuerpo granítico, se acomodan a través de fallas verticales.

A la luz de los resultados obtenidos en este trabajo, es importante destacar que el estudio de la orientación de los EMM es una herramienta útil para dilucidar la forma de ascenso y emplazamiento del cuerpo donde están contenidos, principalmente cuando no es posible definir en terreno una clara foliación mineral, o un flujo magmático distinguible.

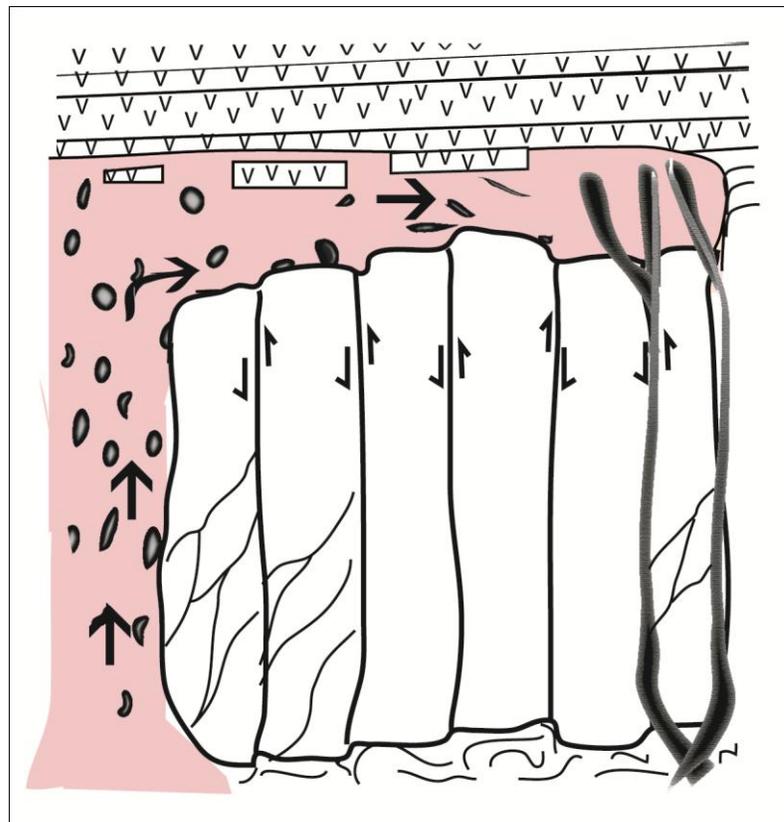


Fig. 8.5 – Sección transversal esquemática de la UTP (cuerpo de color rosa), con EMM orientándose de acuerdo al flujo vertical imperante (cuerpos oscuros elongados), mostrando un emplazamiento que implica una leve inclinación regional, y una detención del sistema (*stopping*), donde la UTP se orienta a manera de sill. El cizalle que sufre la roca de caja, bajo la UTP, se acomoda por medio de fallas verticales, que en profundidad pueden estar mejor distribuidas y lubricadas, permitiendo la formación de canales para que el magma ascienda. El conducto principal de ascenso, o la raíz del sistema, se encuentra a la izquierda de la sección. Una subsidencia no uniforme puede ocurrir, generando *roof pendants* dentro de la UTP. Tomado y modificado de Haederle y Atherton (2002).

8.5.1 Diques máficos de la UTP

Los diques estudiados presentan una orientación subvertical, bordes de enfriamiento e interdigitación con la roca de caja (Hidalgo, 2011), es decir, muestran evidencias texturales y relaciones de terreno que indican condiciones de emplazamiento synmagmático con la UTP. Sin embargo se localizan principalmente en el lóbulo oriental del pulso, con una total ausencia en los sitios estudiados de EMM.

Para que un dique pueda romper y acomodarse en un magma granítico, este último debe estar cerca del *solidus* (Castro et al., 2008), por lo tanto, el emplazamiento de los diques debe haber ocurrido cuando el sistema máfico – félsico estaba ya detenido, probablemente durante la etapa

tardía de cristalización. En algunos de los diques estudiados se observan EMM (Fig. 6.2), probablemente como resultado de una segmentación del mismo dique. Sin embargo estos EMM no tendrían, aparentemente, una relación con los EMM estudiados, sino que estarían sólo referidos a la fragmentación del dique, esto por su cercanía con el dique mismo, y por la ausencia total de diques en los sitios estudiados.

8.6 Modelo de evolución para los EMM

Como se muestra en la figura 8.6, una de las maneras de modelar el origen y evolución de los EMM de la UTP, es a partir de la inyección de magma basáltico derivado del manto. Esta inyección puede ocurrir como enjambres de diques (Frost y Mahood, 1987) o como una sucesión de sills (Annen et al., 2006). El magma máfico produciría fusión de las rocas corticales a través de intercambio termal (e.g. Druitt et al., 1999); estas rocas deberían ser basaltos hidratados derivados del manto, para que el resultado de la fusión sean rocas de composición intermedia a silícica, como tonalitas y granodioritas (Jackson et al., 2003). Además, de esta forma, se puede explicar la signatura isotópica mantélica de la UTP determinada a la luz de las relaciones iniciales de Sr y ϵ Nd (Morata et al., 2010). Basándonos en el modelo propuesto por Annen et al. (2006), la localización de la inyección de basalto y generación de fundido, sería en el sitio denominado “zona caliente”, ubicado en la corteza inferior, en la zona más cercana al Moho, donde ocurre una mayor fracción de fundido cortical.

El fundido cortical comienza a mezclarse con el magma máfico, rico en H₂O (Annen et al., 2006), y luego con el magma híbrido formado a partir del mixing entre ambos fundidos contrastantes. La fracción de masa del magma máfico se mantiene mucho mayor que el fundido anatético por un largo período de tiempo, donde el proceso de mixing, favorecido por el predominio del magma máfico de alta temperatura, produce magmas híbridos homogeneizados. Cuando la inyección de magma máfico se detiene, las rocas de la corteza continúan fundiéndose y produciendo magmas anatéticos por un largo período de tiempo (Huppert y Sparks, 1988). El componente félsico, es decir, el fundido cortical, comienza a ser más abundante, y su fracción de masa aumenta en gran cantidad con respecto al componente máfico. El proceso convectivo generado en la cámara magmática durante el equilibrio termal continúa y permite sólo intercambio mecánico entre los magmas, fragmentando el magma máfico (Barbarin y Didier, 1992) y posiblemente el magma híbrido, en glóbulos de menor tamaño, distribuyéndolos en la cámara magmática (mingling). Los magmas generados mediante este mecanismo, son ricos en H₂O, consecuentemente tienen una baja viscosidad y densidad, y ascienden rápidamente a zonas de la corteza superior (Annen et al.,

2006), además de favorecer los procesos de reacción incongruente en equilibrio (Beard et al., 2004, 2005) anteriormente discutidos.

La cristalización en esta primera etapa es muy baja, debido a las altas temperaturas del sistema, y durante el ascenso magmático cualquier cristal, xenolito de roca de caja o restita, puede ser reabsorbido, generando una diversidad textural y composicional mayor (Annen et al., 2006) o puede mantenerse como un xenocristal.

Durante el ascenso, las interacciones entre ambos magmas se mantienen. Una vez que el magma interseque con su *liquidus* – saturado en H₂O, comenzará una rápida cristalización (Annen et al., 2006). En el caso de los glóbulos de magma máfico, éstos se volverán más viscosos como consecuencia de la rápida pérdida de calor y alta densidad de nucleación, factores que están directamente relacionados con el tamaño de grano, en este caso generando una textura de grano fino.

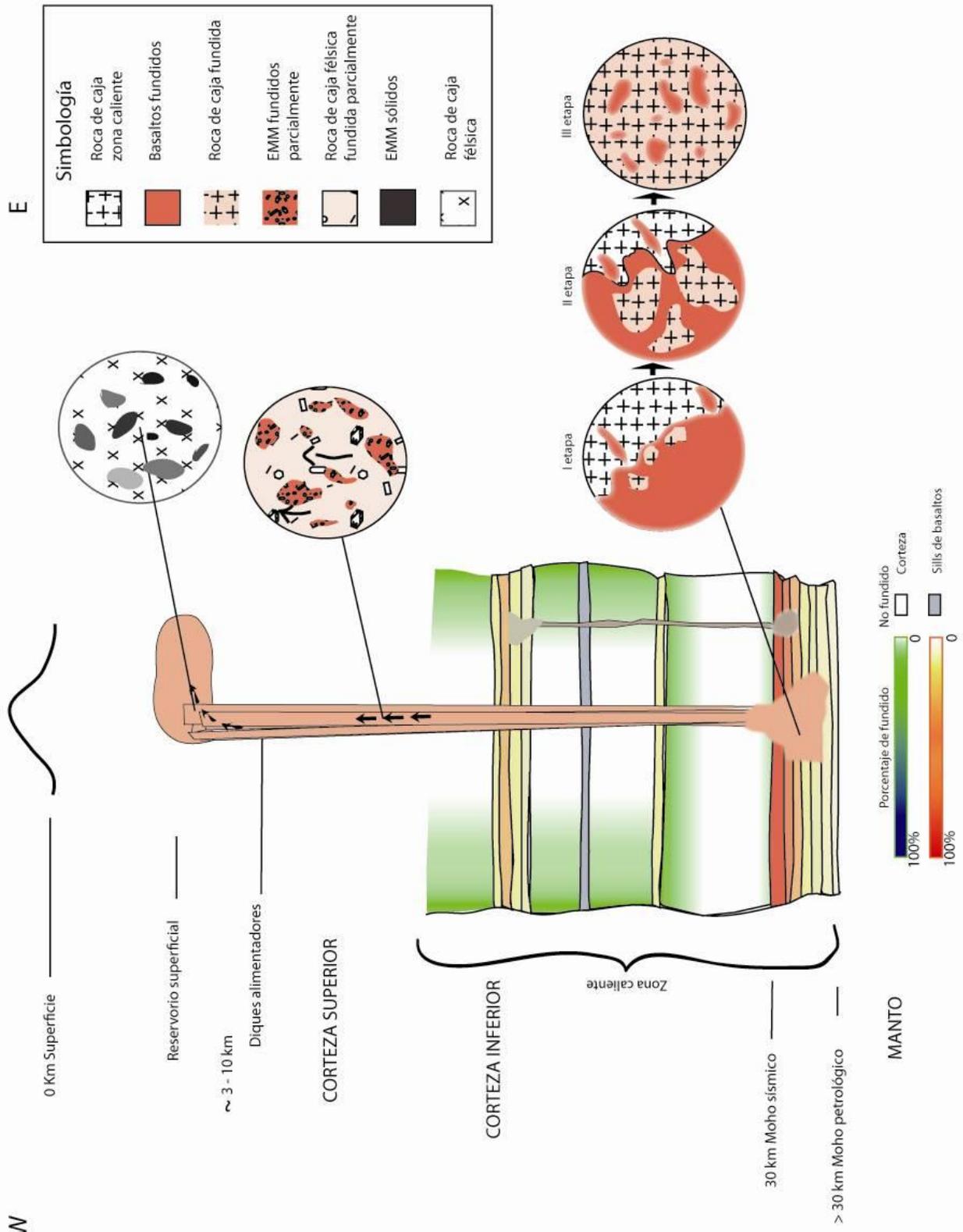
Mientras el sistema asciende a través de estructuras tipo dique, los glóbulos de magma máfico van cristalizando. Una vez alcanzado un porcentaje de cristales de 60%, se convierten en sólidos parcialmente fundidos (Sparks y Marshall, 1986, y referencias en él citadas) que se alinean con el flujo magmático vertical. Mientras el magma félsico se encuentre bajo el 55% de cristalización, tanto los cristales como los EMM aún pueden rotar y orientarse (Vigneresse y Tikoff, 1999). Una vez pasado este umbral, el sistema se vuelve lo suficientemente viscoso para seguir ascendiendo, deteniéndose aproximadamente a los 4 – 5 km de profundidad, donde el sistema comienza un emplazamiento tipo sill, desde los diques hacia el este, forjando la actual morfología observada en la UTP. En este lugar, ocurre un proceso más lento de cristalización donde los líquidos residuales generan los grandes cristales poiquilíticos de feldespatos potásicos observados en EMM y sus rocas de caja.

En la última etapa de cristalización del sistema, cuando ocurren las interacciones entre los líquidos residuales y la roca que ya ha alcanzado un estado sólido, también ocurre el emplazamiento de diques máficos, principalmente en el lóbulo oriental. Este emplazamiento puede dividirse en dos etapas, la primera cuando el nivel de cristalinidad del sistema sea alto pero no total (mayor a 55% de cristales), y la segunda, cuando el nivel de cristalinidad sea total. Los diques inyectados durante la primera etapa serán fragmentados “in situ”, y generarán segmentos de paredes rectas y otros con bordes lobulados, además de EMM, mientras que los diques de la segunda etapa, tendrán bordes totalmente rectos y representarán los últimos eventos de intrusión de magma máfico en el pulso tonalítico.

Los minerales de alteración observados en los EMM, sus rocas huéspedes y también en los diques máficos (sericita, clorita y epidota principalmente) se atribuyen a un evento de alteración posterior, sin relación con el proceso de cristalización de la UTP. Esta alteración ocurriría una vez que la UTP se encuentra en estado sólido.

Fig. 8.6 – Representación de la evolución de los EMM (no a escala). Sills de basaltos derivados del manto son inyectados a varias profundidades en la corteza inferior, generando una zona caliente y fundiendo parcialmente rocas corticales pre-existentes. La fracción de fusión cortical varía a través de esta zona, de acuerdo a la proximidad de los sills. El fundido cortical se mezcla con el magma basáltico y, después de un largo tiempo, forma glóbulos de magma máfico. Los magmas generados ascienden rápidamente a reservorios superficiales. El fundido basáltico y cortical continúa interactuando durante el ascenso y comienza una rápida cristalización. Al momento del emplazamiento el magma tiene una alta cristalinidad y se solidifica. Ver el texto para más explicación. Tomado y modificado de Annen et al. (2006).

W



8.7 Evolución regional

La información existente para el período de emplazamiento de la UTP (102.4 ± 1.5 a 98.8 ± 1.3 Ma; Morata et al., 2010), indica un cambio mayor en la tectónica regional de Chile central (e.g. Gana y Zentilli, 2000; Arancibia, 2004; Parada et al., 2005b; Somoza, 2008), donde se pasa de un régimen extensional a uno de compresión.

Durante el Cretácico Inferior se postula una corteza adelgazada como resultado de la surgencia astenosférica que acompaña la extensión (Parada et al., 1999, 2005a, y referencias en él citadas). Sin embargo, a mediados del Cretácico comenzaría un engrosamiento cortical, como respuesta a un evento de compresión. La edad de la UTP corresponde justamente al período de transición entre ambos procesos, pero al no tener datos irrefutables de compresión dentro del pulso magmático, se propone un modelo de formación de EMM y de la UTP, donde estos procesos no juegan un rol fundamental.

En zonas de subducción, el manto situado sobre la placa buzante se enriquece en agua en función de la deshidratación de la corteza oceánica subyacente. El agua liberada a partir de la deshidratación de minerales hidratados de la corteza oceánica, asciende hacia el manto litosférico de la placa superior rebajando el *solidus* de las rocas mantélicas y produciendo fusión isotermal. Estudios experimentales indican que los magmas parentales derivados del manto varían en composición desde basaltos a andesitas magnésicas, y que pueden ser hidratados o anhidros (Annen et al., 2006, y referencias en él citadas).

En el modelo propuesto (basado en Annen et al. 2006), los basaltos parentales del manto, se emplazan como una sucesión de sills en la corteza inferior generando una zona caliente cortical profunda. Estos cuerpos producen fusión parcial de rocas pre – existentes, posiblemente rocas también relacionadas a basaltos hidratados derivados del manto. A medida que ambos magmas interactúan, se forman magmas de composición intermedia (tonalitas y granodioritas), y glóbulos de magma máfico distribuidos heterogéneamente en la cámara magmática. El tiempo de incubación entre el emplazamiento de los sills, generación de fusión cortical e interacción de ambos magmas, de manera de generar un volumen de magma félsico correspondiente a la UTP, puede tomar millones de años (Annen et al. 2006).

Luego, probablemente como consecuencia de cambios en el régimen tectónico imperante, el sistema podría ascender rápidamente, emplazándose en niveles corticales someros, a 4 – 5 km de profundidad, conforme a los datos de barometría obtenidos a partir de los contenidos de Al en anfíbolos. Esos 5 kilómetros de roca sobre la UTP, específicamente en la zona sur, probablemente corresponden a la

Formación Veta Negra, como se evidencia por los *roof pendant* de rocas metavolcánicas y metasedimentarias pertenecientes a la Formación; y en el borde occidental, corresponderían en parte a la Formación Lo Prado, que según Ferrando (2011), estaría probablemente deformándose de manera coetánea al emplazamiento de la UTP (Fig. 8.7). Durante el ascenso magmático las interacciones entre ambos magmas continúan, dando paso a los diferentes tipos de EMM descritos y a la cristalización de la UTP del CPI.

Se ha documentado un evento de exhumación de los granitoides del Paleozoico Tardío, del Jurásico Medio y del Cretácico Superior, durante el intervalo 106 – 90 Ma (Gana y Zentilli, 2000; Parada et al., 2005b), identificado por medio de trazas de fisión. Por lo tanto, durante el emplazamiento de la UTP, estaría ocurriendo paralelamente su exhumación, siendo un símil a lo descrito por Parada et al. (2005) para el plutón Caleu. Ésto se vería reflejado petrográficamente en la cristalización de las actinolitas a expensas de los piroxenos magmáticos previamente formados.

Existe la posibilidad de que los magmas que originaron la UTP se hayan formado de manera diferente, por ejemplo a partir de la surgencia astenosférica propuesta para el Cretácico Inferior (Parada et al., 1999). Sin embargo, el origen de los EMM seguiría siendo el resultado de la mezcla entre un magma máfico derivado del manto y un magma félsico, con una clara signatura mantélica.

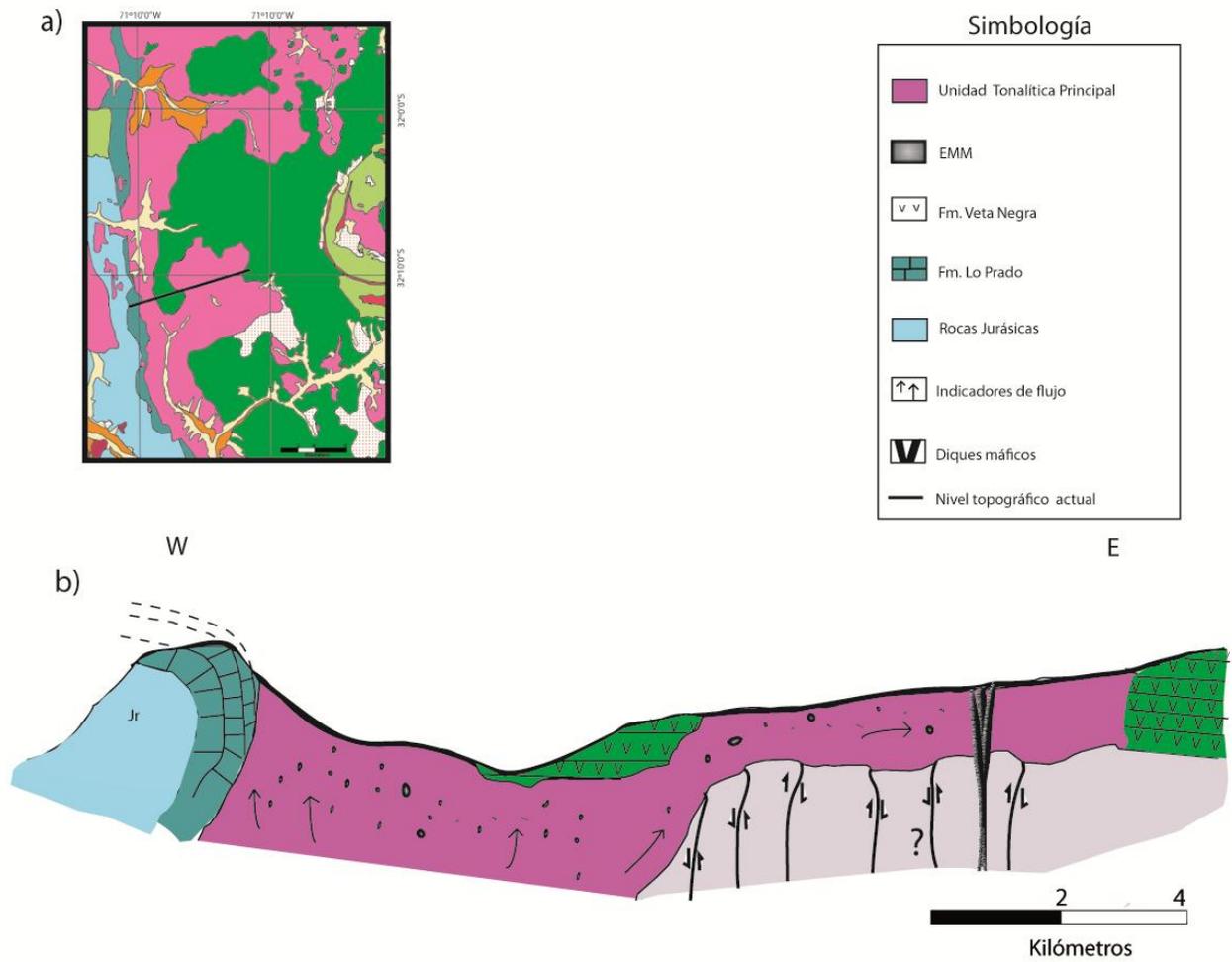


Fig. 8.7 –a) Mapa geológico de Chile Central ($31^{\circ}50'$ - $32^{\circ}20'S$) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano et al. (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991) mostrando la locación del perfil esquemático (línea negra); b) Perfil esquemático de la zona sur de la UTP, donde el conducto alimentador corresponde a un dique y luego el emplazamiento ocurre a manera de sill. Los datos de deformación de la Formación Lo Prado, se tomaron de Ferrando (2011). Ver el texto para mayor explicación.

CAPÍTULO 9 – CONCLUSIONES

Los EMM se encuentran distribuidos de manera heterogénea en la UTP, concentrándose principalmente en los bordes de la intrusión. Son muy diversos en forma, tamaño y color, exhibiendo por lo general bordes redondeados a sub-redondeados, tamaño de grano fino y formas elipsoidales. La mayoría genera bordes de reacción, ya sean félsicos, máficos o mixtos (borde máfico seguido por uno félsico).

De acuerdo a su índice de color se dividieron en 3 tipos, que luego fueron asignados a las diferentes composiciones de los EMM: dioritas y monzodioritas, asociadas a EMM negros y grises; cuarzo monzodioritas y cuarzo dioritas, asociadas a EMM blanco negro.

La morfología, distribución espacial y los datos de orientación de los EMM, indican que existen dos magmas interactuando, félsico y máfico, que darían forma a la Unidad Tonalítia Principal y sus EMM, respectivamente. Estos magmas ascenderían y se emplazarían a través de estructuras tipo dique, tal como lo indica la orientación predominantemente vertical a subvertical de los EMM. La signatura isotópica mantélica de ambos tipos de rocas (roca huésped y EMM) evidencian que las primeras interacciones entre ambos magmas, debe haber ocurrido a profundidad.

En el análisis petrográfico y químico de las muestras, se evidencia un proceso de cristalización en varias etapas. La primera ocurre durante un enfriamiento lento, con generación de fenocristales, seguido por un enfriamiento rápido, donde nuclean la mayoría de los minerales de los EMM, y finaliza con una cristalización lenta, donde están involucrados líquidos residuales.

Además el estudio en detalle de la química de las anfíbolas, tanto de los EMM como de la roca huésped, ayudo a dilucidar las condiciones de presión y temperatura cercano al *solidus* del magma, es decir durante su emplazamiento, que ocurriría a niveles corticales someros (4 – 5 km de profundidad) y en un intervalo termal de $719,4 \pm 75^{\circ}\text{C}$. Algunas anfíbolas, actinolitas principalmente, entregaron valores de presión menores a 0,5 kbar, evidenciando una alteración del sistema posterior a su emplazamiento, y en profundidades aún más someras, probablemente como resultado de la exhumación de la UTP.

La mineralogía, texturas, química mineral, características morfológicas, datos isotópicos y geocronológicos de los EMM estarían indicando un origen donde interactúan magmas máficos y félsicos. Estos antecedentes permiten proponer un modelo para el origen y evolución de los EMM de la Unidad

Tonalítica Principal del Complejo Plutónico Illapel, donde sills de basaltos derivados del manto son inyectados a varias profundidades en la corteza inferior, generando una zona caliente y fundiendo parcialmente rocas corticales pre-existentes. El fundido cortical se mezcla con el magma basáltico y, después de un largo tiempo, forma glóbulos de magma máfico. Los magmas generados ascienden rápidamente a reservorios superficiales. El fundido basáltico y el cortical continúan interactuando durante el ascenso y comienza una rápida cristalización. Al momento del emplazamiento, el magma tiene una alta cristalinidad y sigue enfriándose. Debido al régimen tectónico imperante al momento del emplazamiento del pulso, es probable que también estuviera ocurriendo su exhumación.

El ascenso de la unidad tonalítica principal ocurrió a través de estructuras tipo dique; sin embargo, una vez alcanzado los 5 km de profundidad, este cuerpo se empieza a orientar paralelo a las rocas encajantes del lugar (Formación Veta Negra, Cretácico Inferior), es decir a manera de sill, dando origen a la morfología observada actualmente.

El modelo propuesto podría ser utilizado para EMM en otras áreas, especialmente en zonas de subducción. Además, como los EMM, no sólo los estudiados, sino los existentes en diversos plutones (e.g. Barbarin, 2005; Parada et al., 2005; Kumar y Rino, 2006), generalmente evidencian procesos de enfriamiento rápido durante su ascenso y emplazamiento a niveles someros de la corteza, podrían ser una característica típica de granitoides epizonales.

Otro punto a enfatizar, es el uso de EMM como indicadores de flujo, especialmente en lugares donde no se evidencia una foliación magmática marcada. Sin embargo, es necesario tener otros planos de foliación, ya sea foliación magnética, o planos reales de los EMM, de manera de poder medir la orientación real de los EMM, y no la aparente.

REFERENCIAS

- Abdel- Rahman, A.-F.M., 1994, Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas: *Journal of Petrology*, v. 35, p. 525-541.
- Åberg, G.; Aguirre L.; Levi B.; Nyström J. O., 1984, Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the early Cretaceous of central Chile. In KOKELAAR, B.P. & Howells, M.F. (eds), *Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 16:185-193.
- Aguirre, L.; Egert, E. 1965, Cuadrángulo Quebrada Marquesa. Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 15, 92 p., 1 mapa 1 : 50.000.
- Aguirre L.; Levi B.; Nystrom J. O., 1989, The Link Between Metamorphism, Volcanism and Geotectonic Setting During the Evolution of the Andes". In Daly, J.S., Cliff, R.A., and Yardley, B.W.d., eds, *Evolution of metamorphic Belts*, Geological Society Special Publication 43, p.223-232.
- Aguirre, L.; Féraud, G.; Morata, D.; Vergara, M.; Robinson, D., 1999, Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting: *Tectonophysics*, v. 313, p. 433-447.
- Annen, C.; Blundy, J.D.; Sparks, R.S.J., 2006, The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505-539.
- Arancibia, G., 2004, Mid-cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 17, p. 209-226.
- Barbarin, B., 1990, Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research* 95, 17747 – 17756.
- Barbarin, B. & Didier, J. 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 145 – 153.
- Barbarin, B. 2005, Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin and relations with the host. *Lithos*, 80: 155-177.
- Baxter, S. & Feely, M., 2002, Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland: *Mineralogy and Petrology*, v. 76, p. 63-74.
- Beard, J.S.; Ragland, P.C.; Rushmer, T. (2004). Hydration crystallization reactions between anhydrous minerals and hydrous melt to yield amphibole and biotite in igneous rocks: description and implications. *The Journal of Geology*, 112, 617-621.
- Beard, J.S.; Ragland, P.C.; Crawford, M.L. (2005). Using incongruent equilibrium hydration reactions to model latter-stage crystallization in plutons: examples from the Bell Island Tonalite, Alaska. *The Journal of Geology*, 113, 589-599.
- Best, M. 2003, *Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice - Hall: 729 p. New York.
- Blundy, J. D. & Holland, T. J. B., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 208–224.
- Castro, A.; Moreno – Ventas, I.; de la Rosa, J.D. 1991, Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau* 80 (1): 109 – 120.
- Castro, A.; Martino, R.; Vujovich, G.; Otamendi, J.; Pinotti, L.; D'Eramo, F.; Tibaldi, A.; Viñao, A. 2008, Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fértil magmatic complex (Early Ordovician, San Juan, Argentina). *Geológica Acta*, vol. 6, 217-229.
- Chappell, B.W.; White, A.; Wyborn, D. 1987, The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.* 28, 1111 – 1138.
- Charrier, R. & Muñoz, N., 1994, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S 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, p. 233-242.

- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodriguez, M.P. 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile*, Teresa Moreno and Wes Gibbons (eds.) Geological Society. London (United Kingdom). 414 pages.
- Deer, W.; Howie, R.; Zussman, J., 1962, *Rock forming minerals*, Vol. 3. Sheet Silicates, 270 pp. Longmans, Green and Co. Ltd. London.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J., 1992, *An introduction to the Rock Forming Minerals*. Second Longman ed., London, 696 p.
- DeMets, C.; Gordon, R. G.; Argus, D. F.; Stein, S. ,1990, Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101:425-478.
- Didier, J. 1973. Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. *Developments in Petrology 3*. Elsevier Publishing Co.: 393.p Amsterdam.
- Didier, J., 1987, Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas: *Geologische Rundschau*, v. 76, p. 41-50.
- Dodge, F. & Kistler, R. 1990, Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *J. Geophys Res* 95: 17841 – 17848.
- Donaire, T.; Pascual, E.; Pin, C. 2005, Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contrib. Min. Petrol.*, 149: 247-265.
- Droop, G. T. R., 1987, A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Druitt, T. H.; Edwards, L.; Mellors, R. M.; Pyle, D. M.; Sparks, R. S.J.; Lanphere, M.; Davies, M.; Barriero, B. (eds) 1999, *Santorini Volcano*. Geological Society, London, *Memoirs* 19.
- Ernst, W. G. & Liu, J., 1998, Experimental phase equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83: 952-969.
- Ferrando, R.; Arriagada, C.; Morata, D.; Córdoba, L.; Varas, M. 2009, Fábricas petro-magnéticas en el Complejo Plutónico Illapel: implicancias en el mecanismo de emplazamiento de plutones. 12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago (Chile).
- Ferrando, R. 2011, Estudio paleomagnético del Complejo Plutónico Illapel: implicancias acerca de sus mecanismos de emplazamiento y la evolución tectónica regional, Tesis (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Frost, T.; Mahood, G. 1987, Field, chemical, and physical constraints on mafic – felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of American Bulletin* 99(2), 272 – 291.
- Fuentes, F.; Féraud, G.; Aguirre, L.; Morata, D. 2005, 40Ar/39Ar dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile: *Chemical Geology*, v. 214, p. 157-177.
- Gana, P. & Zentilli, M., 2000, Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central. *Proceedings 9th. Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Vol. 2, p. 664-668.
- Gerya, T.V. & Yuen, D.A. 2003, Rayleigh – Taylor instabilities from hydration and melting propel “cold plumes” at subduction zones. *Earth Planetary Science Letters*, 212, 47 – 62.
- Godoy, E.; Rayner, N.; Davis, B.; 2006, Edad U- Pb cretácica temprana de ignimbrita y andesitas en la depresión central, VI región, Chile: implicancias geotectónicas. *XI Congreso Geológico Chileno*, Actas Vol 1, 229 – 232.
- Gutscher M.-A.; W. Spakman; H. Bijwaard; E.R. Engdahl, 2000, Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19, pp. 814–833.
- Gutscher, M.-A., 2002, Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 3-10.
- Haederle, M., Atherton, M.P., 2002, Shape and intrusion style of the Coastal Batholith, Peru. *Tectonophysics* 345, 17 – 28.
- Hammarstrom, J. & Zen, E. 1986, Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, Vol. 71, p. 1297-1313.
- Hibbard, M.J., 1981, The magma – mixing origin of mantled feldspars. *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, 158 – 70.
- Hidalgo, C., 2011, Variaciones composicionales, mineralógicas y texturales de diques máficos del Complejo Plutónico Illapel y aproximación a la dirección de flujo magmático. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.

- Higgins, M.; Morata, D.; Varas, M.I.; Ferrando, R.; Arriagada, C.; Valencia, V. & Vervoort, J., Emplacement and development of layering during hydration reactions in the La Cordadera gabbro intrusion, Illapel Plutonic Complex, Central Chile. Work in progress.
- Hollister, L. S.; Grissom, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H.; Sisson, V.B. 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, Vol. 72, 231-239.
- Huppert, H. E. & Sparks, S. J. 1988, The generation of granitic magma by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* 29, 599–624.
- Jackson, M. D.; Cheadle, M. J.; Atherton, M. P. 2003, Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *Journal of Geophysical Research* 108, article number 2332.
- Jahns R.H.; Burnham C.W. 1969, Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.* 64:843 – 864.
- Johnson M. C.; Rutherford M. J.; 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 1989a; 17:837-841.
- Jordan, T.E.; Isacks, B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J., 1983, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin* 94: 341-361.
- Kamenetsky, V.S. 2006, Melt inclusion record of magmatic immiscibility in crustal and mantle magmas. In: *Melt Inclusions in Plutonic Rocks*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, pp. 81-98.
- Kretz, R. 1983, Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277 - 279.
- Kumar, S. & Rino, V. 2006, Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 152, p. 591-609.
- Leake, B. E., Subcommittee on Amphiboles, IMA, 1978, *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H.; Rock, N.M.; Schuhmacher, J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N.C.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.; Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. – *The Canadian Mineralogist*, Vol. 35, pp. 219-246.
- Le Maitre, R.W., 1989, *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Martínez-Pardo, R., Gallego, A. & Martínez-Guzmán, R. 1994, Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Revista Geológica de Chile*, 21, 173–187.
- Morata, D.; Aguirre L.; Féraud, G.; Fuentes, F.; Parada M.A.; Vergara M. 2001, The Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range of central Chile: geochronology and isotopic geochemistry, III South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts Volume (CD), Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile (2001) pp. 321–324 .
- Morata, D. & Aguirre, L., 2003, Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20'-30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 459-476.
- Morata, D.; Aguirre, L.; Féraud, G.; Belmar, M., 2005, Geodynamic implications of the regional very low – grade metamorphism in the Lower Cretaceous of the Coastal Range in central Chile. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. ISAG 2005. Barcelona (España), Septiembre 200, 531 – 534.
- Morata, D.; Féraud, G.; Schärer, U.; Aguirre, L.; Belmar, M.; Cosca, M. 2006, A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, n° 11, vol. 2, 509-512, Antofagasta (Chile).
- Morata, D.; Higgins, M.; Varas, M.I.. 2009, Rhythmically layered gabbro in the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera of central Chile): petrography and field relationships. 12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago (Chile).

- Morata, D.; Varas, M.I.; Higgins, M.D.; Valencia, V.; Verhoort, J.D. 2010, Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon UPb geochronological constraints. In VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, Brasília.
- Morimoto, N. & Kitamura, M., 1983, Q-J diagram for classification of pyroxens. *Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology, and Economic Geology* 78, 141.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K.; Gottardi, G. 1988, Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52, 535-550.
- Mpodozis, C. & Ramos, V.A., 1989, The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, in Ericksen, G.E., Cañas, M.T., and Reinemud, J.A., eds., Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11, p. 59-90.
- Naney, M.T. & Swanson, S.E., 1980, The effect of Fe and Mg on crystal growth in synthetic granitic and granodioritic liquids, *Am. Min.*, v. 65, p.
- Nyström, J.O.; Vergara, M.; Morata, D.; Levi, B., 2003, Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33 degrees 15 ' -33 degrees 45 ' S): *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 1523-1537.
- Pabst, A., 1928, Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 17, 325 – 86.
- Parada, M.A.; Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Hervé, M.; Hervé, F.; Puig, A.; Munizaga, F.; Brook, M.; Pankhurst, R.; Snelling, N. 1988, Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30' - 32°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 249-260.
- Parada, M.A.; Nyström, J.; Levi, B. 1999, Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34° S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, vol. 46, 505-521.
- Parada, M.A.; Larrondo, P.; Guisresse, C.; Roperch, P. 2002, Magmatic Gradients in the Cretaceous Caleu Pluton (Central Chile): Injections of Pulses from a Stratified Magma Reservoir: *Gondwana Research*, v. 5, p. 307-324.
- Parada, M.A.; Feraud, G.; Fuentes, F.; Aquirre, L.; Morata, D.; Larrondo, P. 2005a, Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, v. 162, 273-287.
- Parada, M.A.; Roperch, P.; Guisresse, C.; and Ramírez, E. 2005b, Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile: *Tectonophysics*, v. 399, p. 399-420.
- Parada, M.A.; López – Escobar, L.; Oliveros, V.; Morata, D.; Calderon, M.; Aguirre, L.; Féraud, G.; Espinoza, F.; Moreno, H.; Figueroa, O.; Muñoz, J.; Troncoso, R.; Stern, C., 2007, Andean Magmatism. In *The Geology of Chile*, Teresa Moreno and Wes Gibbons (eds.) Geological Society. London (United Kingdom). 414 pages.
- Paterson, S.R.; Pignotta, G.S.; Vernon, R.H., 2004, The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1465-1481.
- Perugini D.; Poli G.; Christofides, G.; Eleftheriadis, G., 2003, Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves, *Mineralogy and Petrology*, 78, 3-4, 173-200.
- Phillips J. A., 1880, On concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite, *Q. J. Geol. Soc. London* 36, 1-21.
- Phillips, G.N.; Wall, V.J.; Clemens, J.D., 1981, Petrology of the Strathbogie Batholith: a cordierite – bearing granite. *Com. Miner.*, 19, 47 – 63.
- Ramos, V. A. & Aleman, A., 2000, Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U. G, Milani, E. J., Thomaz Filho, A. and Campos, D. A. (Ed.): *Tectonic Evolution of South America*, p. 635-685. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Herve, M.; Puig, A. 1985, Geocronología K- Ar de las rocas intrusivas entre los 31°- 32°S, latitud sur, Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. 17, .205 – 214.
- Rivano, S. & Sepulveda, P. 1991, Hoja Illapel, Region de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 69, 1:250.000, Santiago, Chile, 132 pp.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D., 1993, Hojas Quillota y Portillo. 1:250.000., Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Santiago (1993) 73 .

- Rivano, S. 1996, Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geologica de Chile, Escala 1: 250.000.
- Roedder, E. 2003, Significance of melt inclusions. In: B. De Vivo, M.L. Frezzotti (Eds.), Melt inclusions in volcanic systems: methods, applications and problems. *Developments in Volcanology*, 5, Elsevier, Amsterdam (xv – xvi).
- Schmidt, M.W. 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 110. p. 304-310.
- Smith, J. 2000. Structures on interfaces of mingled magmas, Stewart Island, New Zealand. *Journal of Structural Geology* 22, 123 – 133.
- Sparks, R.S. & Marshall, L.A. 1986, Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 99-124.
- Somoza, R.; Zaffarana, C.B., 2008, Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 271, p. 267-277.
- Taylor, W.P.; Vogel, T.A.; Wilband, J.T., 1980. The composite dikes at Mount Desert Island, Maine: an example of coexisting acid and basic magmas. *J. Geol.*, 88, 433 – 44.
- Thiele, R.; Nasi, C. 1982, Evolución tectónica de los Andes a la latitud 33° a 34° Sur (Chile Central) durante el Mesozoico-Cenozoico. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología*, Argentina: pp.403-426.
- Thomas, H., 1958, Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga: Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, v. 2, p. 1-86.
- Varas, M.I.; Morata, D.; Arriagada, C.; Ferrando, R.; Higgins, M. 2009, Distribución y características morfológicas de los enclaves máficos del borde sur del Complejo Plutónico Illapel (CPI). 12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago (Chile).
- Vassallo, J.J., Wilson, C.J.L., 2002. Palaeoproterozoic regional-scale noncoaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia. *Journal of Structural Geology* 24 (1), 1–24.
- Vergara, M., 1972, Note on the paleovolcanism in the Andean Geosyncline from the central part of Chile: *Proceedings, 24th International Geological Congress*, Canada, v.2, p.222 – 230.
- Vergara, M.; Levi, B.; Nystrom, J.O.; Cancino, A., 1995, Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 1427-1440.
- Vernon, R.H., 1983, Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, vol.116, pp.77 – 103.
- Vernon, R.H. 1984: Microgranitoid enclaves in granites — globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438-439.
- Vernon, R.H.; Etheridge, M.A.; Wall, V.L. 1988, Shape and microstructure of microgranitoid enclaves indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22: 1-11.
- Vernon, R. H., 2004, *A Practical Guide to Rock Microstructure*, Oxford University Press: pp. 606, Oxford.
- Vigneresse, J.L. & Tikoff, B., 1999, Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas: *Tectonophysics*, v. 312, p. 117-132.
- Vigneresse, J.L., 2004, A new paradigm for granite generation: *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 95, p. 11-22.
- Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P., 1999, Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico, v. 11.
- White, A.J. & Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7 – 22.
- Williams, Q. & Tobisch, O.T., 1994, Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: Constraints from drop deformation theory: *J. Geophys. Res.*, v. 99, p. 24359-24368.
- Wyllie, P.J.; Cox, K.G.; Biggar, G.M., 1962, The Habit of Apatite in Synthetic Systems and Igneous Rocks: *Journal of Petrology*, v. 3, p. 238-243.
- Yáñez, G.; Ranero, C.R.; Von Huene, R.; Díaz, J., 2001, Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin: *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, v. 106, p. 6325-6345.

ANEXO A – DESCRIPCIONES MORFOLÓGICAS DE LOS EMM

Las descripciones de los EMM realizadas en terreno, se adjuntan en el Anexo virtual I, como un archivo excel version 2003. Esta modalidad se debe a la gran cantidad de datos que se tienen (792 EMM estudiados).

El anexo está dividido por sitio de estudio, es decir, parada I, II, II, IV, V, VI, VII, VIII, IX de la zona sur, y parada A, B, C, D y E de la zona norte. Donde en cada hoja se describe el color, largo, ancho, forma y borde de reaccion de cada EMM.

ANEXO B – CÁLCULO DE LAS ORIENTACIONES DE LOS EMM

Al igual que en el anexo A, todos los datos de la orientación obtenida en terreno de cada EMM se anexa en un archivo excel version 2003, como Anexo virtual II. El anexo está dividido por sitio de estudio, es decir, parada I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX de la zona sur, y parada A, B, C, D y E de la zona norte.

En este anexo se encuentra:

- Rumbo del plano del EMM = alfa (en grados)
- Manteo del plano del EMM = delta (en grados)
- Rake del EMM = gamma (en grados), la dirección de su medición, norte o sur.

Además se presentan los cálculos realizados para proyectar los EMM desde su ubicación en el afloramiento al plano de foliación magnética. Estos cálculos se indican en el Capítulo 4 del presente trabajo.

A continuación se entregan los planos de foliación magnética y las lineaciones magnéticas obtenidas del trabajo de Ferrando (2011), las que se utilizaron en el programa Orient 2.1, junto con el azimuth de cada EMM calculado en el Anexo virtual II, y donde se obtuvieron el azimuth y buzamiento de cada EMM proyectado en el plano de foliación magnética:

Tabla B.1 – Datos de AMS de la roca de caja

Sitios	Sitio AMS	Foliación roca de caja (polo)		Lineación roca de caja	
	Roca de caja	D	I	D	I
IX	MR06c	177,7	4	279,9	71,6
VIII	MR23	19,6	23,2	132	41,6
VII	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
VI	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
V	MR03	33,2	18,6	157,5	59,2
IV	MR22	28,9	46,9	160,2	31,7
II & III	MR21	308,6	1,9	217,9	19,3
I	MR01c	23,6	4	117,5	43,4
A	MR37	25,4	14,6	147,6	64
B	MR39	158,9	0,7	251,3	73,2
C - D	MR57	269,3	13,8	176,8	10,2
E	MR58	196,7	70,3	23,2	19,6

Tabla B.2 – Datos AMS de EMM

Sitios	Sitio AMS	Foliación EMM (polo)		Lineación EMM	
	EMM	D	I	D	I
IX	MR06e	170,9	5,9	76,8	34,4
VIII	MR24	41,2	2,7	132,7	30,2
VII	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
VI	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
V	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
IV	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
II & III	MR20	330,9	18,2	231,5	26,6
I	MR01e	19,6	10,2	118,8	41,7
A	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
B	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
C - D	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato
E	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato	sin dato

El resultado entregado por el programa Orient 2.1 de azimuth y buzamiento de cada EMM se entrega en el Anexo virtual III, como un archivo excel version 2003. El anexo está dividido sólo en los sitios que se tenían datos de AMS, es decir, paradas I, II y III (sitios anexados por la proximidad entre ellos), V, VIII, IX, A,B, C y D (sitios anexados por la proximidad entre ellos), y E.

ANEXO C – DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

En este anexo se presentan las descripciones petrográficas en corte transparente de las muestras localizadas en la zona sur del CPI, específicamente en la unidad tonalítica principal. Estas descripciones fueron realizadas en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, y en el Laboratorio de Microscopía Óptica de la facultad de Ciencias de la Universidad de Granada.

De las 31 muestras descritas, 13 corresponden a rocas de caja del CPI, 16 a EMM, relacionados muchas veces a sus correspondientes rocas de caja, y 2 a xenolitos máficos. Para las muestras de roca de caja del CPI que incluían partes de EMM se realizaron descripciones independientes.

Para la clasificación de las rocas, primero se realizó un análisis modal a través de una estimación visual de las proporciones minerales en corte transparente. Esta técnica es bastante imprecisa, pero entrega información primordial acerca de los minerales presentes en la muestra y las texturas observadas. Luego, escogidas al azar, se seleccionaron 8 muestras de roca (marcadas con un *), en las que se realizó un conteo modal de 700 puntos a través de un contador de puntos. Aunque ambas técnicas, conllevan un grado de error, la estimación visual es más imprecisa. Al realizar el conteo de puntos, se observó que en general, con la técnica visual se subestimaba el porcentaje de las plagioclasas, y en menor medida, el del cuarzo, aumentando el porcentaje de feldespato potásico. Con respecto a los minerales máficos, las proporciones eran muy similares. Sin embargo, al graficar los resultados, solo dos muestras cambiaron su rango.

Las abreviaturas utilizadas para denominar los distintos minerales, tanto en el texto como en los anexos, son las recomendadas por Kretz (1983) en su mayoría, excepto las marcadas con *, que se utilizaron en este trabajo:

Anf*	Anfíbola	Ep	epidota	Kfs	feldespato - K	Ap	Apatito
Bt	biotita	Qtz	cuarzo	Pl	plagioclasa	Ilm	ilmenita
Ttn	titanita	Zrn	circón	Chl	clorita	Prh	prehnita
Pmp	pumpellyita	Px	piroxeno	Ep	epidota		

La escala del tamaño de grano considerado en este trabajo, es la siguiente:

Grano muy grueso: >30 mm
Grano grueso: 5-30 mm
Grano medio: 2-5 mm
Grano fino: <2 mm (reconocibles)
Grano muy fino: <0,05 mm

Rocas de caja (RC)

ILL08 – 50A – RC*

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales entre 2 – 5 mm (grano medio), pero la mayoría se encuentra entre 0,2 – 2 mm (grano fino – medio). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales a anhedrales.

Mineralogía – Pl (52,4%) – presenta dos poblaciones, una de grano fino (0,3 – 1 mm) y otra de grano fino - medio (1 – 5 mm). Macla polisintética y periclina, algunas se encuentran zonadas. Inclusiones de clorita, anfíbolos y opacos. Alteración leve a moderada a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos, pero también se puede observar en los bordes de los cristales. Algunos centros de los cristales de mayor tamaño presentan características ópticas distintas al resto del cristal.

Kfs (16,6%) – Cristales anhedrales, con tamaños de 1 – 5 mm, con inclusiones de plagioclasas, cuarzo y anfíbolos cloritizados; algunos se encuentran maclados.

Qtz (16,4%) – Cristales anhedrales, de grano fino (0,5 -1 mm). Unos pocos presentan inclusiones de plagioclasas. En general se presentan como cristales intersticiales.

Anf (8%) – Cristales anhedrales, de grano fino (0,1 – 2 mm), de color verde, con pleocroísmo color verde oliva. Generalmente se encuentran de forma cumulada, asociados a biotitas, opacos y titanita. Exhiben inclusiones de anfíbolos de grano más fino, cuarzo, biotita y plagioclasa; en algunos casos presentan un centro de piroxeno. Un alto porcentaje esta siendo alterado por clorita.

Bt (3,6%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,5 – 1,8 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo a café, y una fuerte alteración a clorita.

Px (1%) – solo se presentan en el centro de anfíbolos. Corresponden a clinopiroxenos de grano fino, 0,3 – 0,5 mm, subhedrales. En general se concentran cercanos al enclave.

Opacos (1,2%) – generalmente de grano muy fino (menores a 0,2 mm), con forma cúbica.

Accesorios (0,8%) - corresponden a titanita, apatito y circón. La titanita es la que mayor tamaño exhibe (0,3 mm) y se presenta subhedral, en su mayoría asociada a los opacos. Los circones son anhedrales y se encuentran en feldespato - K y biotita; los apatitos muestran sus caras basales y también su forma acicular.

Estructuras – se observa un enclave que se describe como la muestra **ILL0850B**.

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, plagioclasas y feldespato - K); traquitoide en los bordes del enclave (plagioclasas orientadas); evidencias de xenocristales de plagioclasas; de desequilibrio (anfíbola rodeando a piroxenos).

Nombre – Cuarzo monzodiorita de anfíbolos

ILL08 – 53A – RC*

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales entre 1 – 3 mm (grano fino - medio) y otra entre 0,1 -1 mm (grano fino). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales.

Mineralogía – Pl (48%) – cristales subhedrales, de grano fino a medio, entre 0,2 - 3 mm, con macla polisintética y periclina, algunas se encuentran zonadas. Tienen una alteración moderada a fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación; algunos centros corresponden a carbonatos. Inclusiones de biotita, anfíbolos, opacos y plagioclasas. Algunos centros de las plagioclasas se presentan muy alterados y con una extinción distinta al resto del cristal.

Kfs (17,8%) – Cristales subhedrales, de grano fino a medio (0,8 a 2 mm), y con inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasas; algunos se encuentran maclados.

Qtz (20,6%) – Cristales anhedrales, en general de grano fino (0,2 -1,4 mm), pero se encuentran unos de grano medio (1,5 - 2,5 mm). Unos pocos presentan inclusiones de anfíbolos, biotitas y piroxenos. Se distribuyen de manera intersticial.

Anf (6,8%) – Cristales subhedrales, de grano fino (0,2 – 1,4 mm), de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Algunas exhiben sus caras basales. Un pequeño porcentaje esta siendo reemplazado por biotita. Generalmente se encuentran de forma cumulada, en grupos pequeños (1 mm de ancho), asociados a biotita, titanita, clorita y epidota. Algunos cristales se presentan zonados. Exhiben inclusiones de biotita, plagioclasas, titanita y anfíbolos de grano más fino; un bajo porcentaje presenta un centro de piroxeno.

Bt (5,4%) – cristales subhedrales, de grano fino - medio (0,5 – 2,5 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo a café, y la mayoría alterados por clorita.

Opacos (0,8%) – generalmente de grano muy fino (0,1 a 0,8 mm), con forma cúbica, algunos con bordes redondeados o anhedrales. Asociados en su mayoría a los cúmulos de anfíbola, y algunos presentan un borde de titanita. Epidota también se asocia a los opacos.

Accesorios (0,6%) - corresponden a titanita, apatito y circón. La titanita con un tamaño variable (0,3 a 0,7 mm); los apatitos muestran sus secciones basales. Se presentan en general dentro de los cúmulos de anfíbolos o asociados a cristales de anfíbolos y opacos.

Texturas de la roca – simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos y plagioclasas); cuarzo ocelli (cristales de cuarzo rodeados por anfíbolos); antirapakivi (cristales de feldespato - K rodeando a las plagioclasas); evidencias de xenocristales de plagioclasas.

Nombre – Granodiorita de anfíbolos

ILL08 – 54B – RC

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales entre 1 – 3 mm (grano fino - medio) y otra entre 0,05 -1 mm (grano muy fino - fino). Con fenocristales de 2 a 6 mm de feldespato - K. Hipidiomórfica, con cristales subhedrales.

Mineralogía – Pl (45%) – presenta dos poblaciones de cristales, una de grano fino (0,05 a 1 mm), y otra de grano fino - medio (1 - 3 mm). Presentan macla polisintética y periclina, algunas se encuentran zonadas. Tienen una alteración moderada a fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. Inclusiones de anfíbolos, epidota y titanita. Algunos centros de las plagioclasas se presentan más alterados y con una extinción distinta al resto del cristal.

Kfs (20%) – Cristales subhedrales. Se presentan como fenocristales, con un tamaño de grano de 2 – 6 mm (grano medio a grueso), y con inclusiones de plagioclasas, cuarzo, anfíbolos, titanita, epidota, biotita y opacos.

Qtz (15%) – Cristales anhedrales, de grano fino a medio (0,1 -2,5 mm). Algunos presentan inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y titanita. Un pequeño porcentaje muestra extinción ondulosa.

Anf (15%) – Cristales subhedrales, de grano fino (0,1 – 2,2 mm), de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Algunas exhiben sus caras basales. Generalmente se encuentran de forma acumulada, en grupos pequeños (2 mm de ancho), asociados a los opacos y biotitas principalmente. Algunos cristales se presentan zonados. Exhiben inclusiones de titanita, opacos, epidota y plagioclasas; en algunos casos presentan un centro de piroxeno o centros cloritizados.

Bt (3%) – de grano fino (0,2 a 1,7 mm). La mayoría esta siendo fuertemente alterada por clorita. Presenta inclusiones de opacos. Algunas ya no presentan pleocroísmo.

Opacos (1%) – generalmente de grano muy fino (0,07 a 0,6 mm), con forma cúbica y bordes redondeados, o anhedrales. Se encuentran asociados a los cúmulos de anfíbolos. Algunos tienen inclusiones de plagioclasas.

Accesorios (1%) - corresponden a titanita, apatito y circón. La titanita tiene un tamaño variable (0,1 a 0,7 mm), anhedral, y se presenta asociada a anfíbolos o se encuentra en los contactos de plagioclasas y feldespato - K. Los apatitos muestran una forma prismática y los circones se encuentran generalmente dentro de las anfíbolos y feldespato - K.

Texturas de la roca – simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, cuarzo y plagioclasas); antirapakivi (feldespato- K con inclusiones de plagioclasas); evidencias de xenocristales de plagioclasas; coronítica (cristales de titanita rodeando a los opacos).

Nombre – Cuarzo monzodiorita de anfíbolos

ILL08 – 55A – RC

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales entre 1 – 6 mm (grano fino - medio), y otra entre 0,01 – 1 mm (grano fino). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales a anhedrales.

Mineralogía – Pl (35%) – de grano fino a medio, entre 0,2 - 3 mm, con macla polisintética y periclina, algunas se encuentran zonadas. Con inclusiones de piroxeno, anfíbolos, opacos y titanita. Tienen una alteración moderada a fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. Algunos centros de las plagioclasas se presentan más alterados y con una extinción distinta al resto del cristal.

Kfs (25%) – Cristales subhedrales. Se presentan como fenocristales, con tamaños de 1 – 6 mm, y con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, piroxenos, biotita, opacos y cuarzo; algunos se encuentran maclados.

Qtz (15%) – Cristales anhedrales, de grano fino - medio (0,3 -2,4 mm). Unos pocos presentan inclusiones de anfíbolos y plagioclasas. Algunos con extinción ondulosa.

Anf (10%) – Cristales subhedrales, de grano fino (0,1 – 1,4 mm), de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Generalmente se encuentran de forma acumulada, con un ancho de 2 a 4 mm, asociados a opacos, titanita, biotita y en menor medida a epidota. Algunos cristales se presentan zonados. Exhiben inclusiones cuarzo, opacos y plagioclasas; en algunos casos presentan un centro de clinopiroxeno o un borde.

Bt (5%) – de grano fino (0,2 – 1,6 mm). Presentan inclusiones de feldespato - K, plagioclasas y de opacos rodeados por titanita. Algunas ya no presentan pleocroísmo, y la mayoría se encuentra cloritizada.

Px (1%) – solo se presentan en el centro de anfíbolos. Corresponden a clinopiroxenos.

Opacos (2%) – generalmente de grano muy fino (0,01- 0,4 mm), con forma cúbica o anhedrales. Se encuentran asociados a los cúmulos de anfíbolos o a anfíbolos diseminadas. Un alto porcentaje esta rodeado por titanita.

Accesorios (1%) - corresponden a titanita, apatito y circón. La titanita tiene un tamaño variable, entre 0,1 a 0,7 mm, se presenta anhedral, asociada generalmente a las anfíbolos, opacos o entre los contactos de plagioclasas y feldespato - K. Los apatitos se ven prismáticos; gran cantidad de circones de 0,05 mm y menores dentro de anfíbolos.

Estructuras – se observa un enclave que se describe como la muestra ILL0855A.1.

Texturas de la roca – simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, cuarzo y plagioclasas); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); de cuarzo ocelli (cristales de cuarzo dentro de las anfíbolos); evidencias de xenocristales de plagioclasas; coronítica (cristales de titanita rodeando a los opacos); grafica (cuarzo intercrecido con feldespato - K).

Nombre – Monzogranito de anfíbolos

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones de cristales, una de grano fino (0,2 – 2 mm), y otra de grano medio – grueso (2 – 10 mm). Hipidiomórfica, con cristales euhedrales y subhedrales en su mayoría.

Mineralogía – Pl (36%) – se tienen dos poblaciones de tamaño, uno de grano medio (2 – 5 mm), con cristales subhedrales; inclusiones de anfíbolos, plagioclasas, biotitas y epidotas; con macla polisintética, periclina, de Carlsbad y la mayoría se encuentra zonada; las otras son de grano fino (0,3 – 2 mm), también subhedrales, con inclusiones de epidota, y con macla polisintética, un alto porcentaje esta zonada. Ambas poblaciones presentan alteración moderada a fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación.

Kfs (23,2%) – cristales anhedralos, de grano fino - grueso (1 a 10 mm), se presentan en la roca como fenocristales. Con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, cuarzo, biotita, piroxenos y opacos. Su mayor concentración ocurre en el contacto con el enclave.

Qtz (20,2%) – cristales subhedrales, de grano fino (0,5 – 2 mm), con inclusiones de anfíbolos, biotitas feldespato - K, plagioclasas y opacos. Algunos muestran extinción ondulosa.

Anf (12%) – se tienen dos poblaciones, una de grano fino (0,2 – 0,5 mm), de cristales anhedralos, en general asociados a cúmulos de opacos, titanita y clorita dentro del megacristal de feldespato - K, específicamente en los bordes; y otra de grano fino – medio (0,5 – 3,8 mm), de cristales subhedrales, donde la mayoría presenta sus caras basales, macladas (macla de Carlsbad). Son de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva a amarillo. Algunas se muestran zonadas. Se tienen inclusiones de opacos, titanita, biotitas y plagioclasas.

Bt (4,4%) – cristales subhedrales, de grano fino (0,2 – 1,2 mm), donde la mayoría se presenta alterada por clorita. Con inclusiones de opacos y plagioclasas.

Opacos (3,2%) – se presentan como cúmulos principalmente, de grano muy fino - fino (0,05 – 0,4 mm), con forma cúbica o anhedralos, y en general rodeados por titanita.

Accesorios (1%) - corresponde a titanita subhedral, de grano fino (0,2 mm aprox.), donde un alto porcentaje se presenta rodeando a los opacos; apatitos (los mas abundantes), de 0,03 mm, de forma acicular y también mostrando sus secciones basales.

Estructuras – contacto con enclave máfico, que se describe como la muestra **ILL08 -59D.1**. El borde del enclave es de aproximadamente 1 cm, y esta compuesto prácticamente solo por minerales félsicos; las plagioclasas del intrusivo se presentan orientadas alrededor.

Texturas de la roca – simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, cuarzo, biotitas y plagioclasas); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); pertítica (exsolución de Albira en feldespato - K); titanita – plagioclasa ocelli (titanita rodeada solo por cristales félsicos); traquitoide (plagioclasas orientadas alrededor del enclave)

Texturas Nombre – **Monzogranito de anfíbolos**

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones de cristales, una de grano fino (< 2 mm), y otra de grano medio – grueso (2 – 8 mm). Hipidiomórfica, con cristales euhedrales y subhedrales en su mayoría.

Mineralogía – Pl (44,8%) – cristales subhedrales, de grano fino – medio (0,25 – 3 mm); inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y opacos; con macla polisintética, periclina y la mayoría se encuentra zonada; presentan alteración moderada a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. Existen algunos cristales cuyos centros presentan características ópticas muy distintas al resto del cristal.

Kfs (11,8%) – cristales anhedralos, de grano medio - grueso (2,5 - 8 mm), se presentan en la roca como megacristales. Con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, cuarzo, biotita y opacos.

Qtz (24,2%) – cristales anhedralos, de grano fino (< 1,2 mm), con inclusiones de plagioclasas y biotitas. Algunos muestran extinción ondulosa.

Anf (10%) – cristales subhedrales, de grano fino - medio (1 – 5 mm). Son de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva a amarillo. Algunas se muestran zonadas y/o macladas. Se tienen inclusiones de opacos, biotitas y plagioclasas. Se asocian por lo general en cúmulos, con biotitas y opacos. En algunos cristales se presenta una alteración leve a moderada por clorita, y en menor medida epidota y titanita.

Bt (6,8%) – cristales anhedralos, de grano fino - medio (0,25 – 2,5 mm), donde la mayoría se presenta alterada por clorita. Con inclusiones de opacos y plagioclasas. Se asocian a las anfíbolos y opacos.

Opacos (1,6%) – cristales subhedrales, de grano muy fino (<0,05 mm), con forma cubica y/o bordes redondeados, o anhedralos, y en general rodeados por titanita. Algunos presentan inclusiones criptocristalinas. Se encuentran agrupados por lo general.

Accesorios (0,8%) - corresponde a titanita subhedral, de grano fino (0,4 mm aprox.), donde un alto porcentaje se presenta rodeando a los opacos; apatitos de grano muy fino (<0,1 mm) de forma acicular y también mostrando sus secciones basales; y circones de grano muy fino (< 0,05 mm).

Estructuras – contacto con enclave máfico, que se describe como la muestra **ILL08 - 60B**. Los minerales tabulares de la roca de caja (biotita, plagioclasa y anfíbolos) se disponen paralelos al borde del enclave.

Texturas de la roca – criptocristalina (inclusiones en opacos); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, cuarzo, biotitas y plagioclasas); traquitoide (plagioclasas orientadas alrededor del enclave); pertítica (exsolución de Albira en feldespato - K); simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas).

Texturas Nombre – **Granodiorita de anfíbolos**

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones, una de grano fino (0,1 – 1 mm) y otra de grano fino a grueso (1 – 9 mm). Hipidiomórfica, con cristales anhedral.

Mineralogía – Pl (40%) – cristales anhedral, de dos poblaciones de tamaño, una de grano fino (0,3 - 1 mm), y otra de grano fino - medio (1 - 5 mm), ambas con macla polisintética, periclina y algunas muestran zonación concéntrica. Inclusiones de anfíbol, plagioclasas, opacos y epidota. Presentan alteración leve a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación; algunas presentan bordes de plagioclasa que crecen alrededor de cristales anhedral; otras tienen centros con características ópticas muy distintas al resto del cristal.

Kfs (25%) – cristales anhedral, de tamaño de grano fino – medio (1,2 – 2,5 mm). Se presenta como megacristal, como base de otros minerales, con inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasas, anfíbol y opacos.

Qtz (20%) – cristales anhedral, de tamaño de grano fino (0,3 – 2 mm). Inclusiones de plagioclasas, anfíbol y feldespato - K. Crece de forma intersticial, y muy fracturado.

Anf (7%) – cristales subhedral, con un tamaño de grano fino – medio (0,2 -3 mm). Presentan un color verde con fuerte pleocroísmo a amarillo y verde oliva; algunos cristales se encuentran maclados. Inclusiones de plagioclasas, biotita, titanita, epidota y opacos. Se encuentran cúmulos de 2,5 mm de ancho, en general dentro de los cristales de feldespato - K, asociados a plagioclasas, biotitas y opacos. Presentan una leve alteración de clorita.

Bt (6%) – cristales subhedral, de tamaño de grano fino (0,2 – 1,3 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo – café. Inclusiones de plagioclasas y cuarzo. Un alto porcentaje ya no presenta pleocroísmo. Los cristales se encuentran alterados fuertemente por clorita.

Opacos (1%) – una población corresponde a cristales euhedral, con forma cúbica y menores a 0,03 mm; mientras que otros son subhedral, cúbicos y algunos con bordes redondeados, y con un tamaño de 0,2 – 0,5 mm. Se encuentran por lo general rodeados por apatitos.

Accesorios (1%) – titanita, apatito y circones. La titanita es anhedral, asociada a la clorita en general, y también al borde de los opacos; los apatitos, euhedral, de grano fino (0,1 mm aproximadamente), son hexagonales; y los circones, son euhedral y con un tamaño de grano de 0,08 mm, aproximadamente.

Texturas de la roca – Poiquilítica (inclusiones en anfíbol, feldespato - K, cuarzo, biotitas y plagioclasas); consertal (entre cristales de feldespato - K); pertítica (bandas de Albira en feldespato - K); simplectítica (intercrecimiento de plagioclasa y feldespato - K); de desequilibrio - bordes de reacción (bordes de plagioclasa sobre plagioclasas anhedral); antirapakivi (feld. K crece rodeando a la plagioclasa); xenocristales de plagioclasas.

Nombre – **Monzogranito de anfíbol y biotitas**

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales entre 1 – 5 mm (grano medio) y la otra entre 0,1 – 1 mm (grano fino). Hipidiomórfica, con cristales subhedral a anhedral.

Mineralogía – Pl (45%) – cristales subhedral, de grano fino a medio, entre 0,3 - 2,7 mm, con macla polisintética y periclina, algunas se encuentran zonadas; además se observan inclusiones de piroxeno, anfíbol y clorita. Presentan una alteración leve a moderada de sericita y arcillas, principalmente en el núcleo, y se dispone muchas veces de manera concéntrica a la zonación.

Kfs (18%) – Cristales anhedral. Se presentan como fenocristales, con tamaños de 1 – 5 mm, y con inclusiones de plagioclasas, anfíbol, cuarzo, biotita, opacos y titanita.

Qtz (15%) – Cristales anhedral, de grano fino - medio (0,1 -2,7 mm). Unos pocos presentan inclusiones de plagioclasa y anfíbol. En general se presentan como cristales intersticiales.

Anf (12%) – Cristales subhedral, de grano fino (0,1 - 2mm), de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Algunas exhiben sus caras basales. Un pequeño porcentaje parece estar siendo reemplazado por biotita. Generalmente se encuentran de forma cumulada, en grupos medianos (2 – 4 mm de ancho), y se asocian con titanita, biotita, clorita, epidota (en mucho menor cantidad) y opacos. Exhiben inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa; en algunos casos presentan un centro de clinopiroxeno. Muchas se encuentran macladas.

Bt (7%) – de grano fino (0,5 a 2mm) y algunos que se presentan como fenocristales, llegando hasta 5 mm. Presentan inclusiones de opacos y piroxenos. Alteración moderada a fuerte por clorita y pumpellyita.

Px (1%) – se presentan en el centro de anfíbol y también como centros de cristales muy alterados por biotita cloritizada. Corresponden a clinopiroxenos.

Opacos (1%) – generalmente de grano muy fino (0,01 – 0,3 mm), sin embargo es posible encontrar de 1 – 1,5 mm, con forma cúbica y algunos con bordes redondeados, o anhedral. Se encuentran asociados principalmente a las anfíbol

Accesorios (1%) - se encuentran asociados a los cúmulos de anfíbol. Corresponden a titanita, apatito y circón. La titanita es la que mayor tamaño exhibe (0,5 mm), los apatitos se presentan aciculares y prismáticos.

Texturas de la roca – simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); poiquilítica (inclusiones en anfíbol, cuarzo, plagioclasas y feldespato - K); cuarzo ocelli (cristales de cuarzo rodeados por hornblenda o biotita); mirmequítica (intercrecimiento como gusanos de cuarzo dentro de feldespato sódico); antirapakivi (feldespato - K crece rodeando a la plagioclasa)

Nombre – **Cuarzo monzodiorita de anfíbol**

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales entre 1 – 5 mm (grano fino - medio) y la otra con cristales menores a 1 mm (grano fino). Hipidiomórfica, con cristales subhedral a anhedral, predominando estos últimos. Roca muy alterada.

Mineralogía – Pl (35%) – cristales subhedrales, de grano fino a medio (1 – 5 mm), con macla polisintética, periclina y de Carlsbad; algunas se encuentran zonadas. Inclusiones de cuarzo, biotitas y opacos. Tienen una alteración fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos, pero en general es muy pervasiva.

Kfs (15%) – Cristales anhedrales, de grano medio (2 - 5 mm). Se encuentran parcial o totalmente alterados por sericita. Tienen inclusiones de plagioclasas, biotitas, anfíbolos, cuarzo y opacos.

Qtz (35%) – Cristales subhedrales, de grano fino - medio (1 – 5 mm). Inclusiones de feldespato - K y plagioclasas. Algunos presentan extinción ondulosa.

Anf (8%) – Cristales subhedrales, con un tamaño de grano fino (0,3 -1,5 mm), de color verde, con un pleocroísmo color verde oliva; la mayoría se encuentra fuertemente alterada por clorita. Se puede encontrar de forma acumulada, y se asocian a biotita y opacos. Exhiben inclusiones de opacos, cuarzo, y plagioclasas.

Bt (3%) – cristales subhedrales, de grano fino (1,4 mm), también fuertemente alterados por clorita y opacos. Presenta inclusiones de cuarzo y plagioclasas.

Opacos (5%) – generalmente de grano fino (menores a 1 mm), con forma cúbica y bordes redondeados, o anhedrales. Se encuentran asociados principalmente a las anfíbolos y biotitas. Inclusiones de plagioclasas.

Accesorios (1%) – La fuerte alteración solo permite distinguir cristales hexagonales de apatito.

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, cuarzo, biotita, opacos y feldespato - K); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); de desequilibrio - bordes de descomposición (reemplazo parcial de cristales de biotita por opacos); cuarzo ocelli (cristales de cuarzo rodeados por hornblenda o biotita).

Nombre – **Granodiorita de anfíbol**

ILL08 – 124B – RC

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de grano medio - grueso (2 – 7.5 mm) y la otra con cristales de grano fino (< 2mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales a anhedrales, predominando estos últimos.

Mineralogía – Pl (50%) – cristales subhedrales, de dos poblaciones de tamaño, una de grano fino – medio (0.7 - 3 mm) y otra de grano grueso (5 – 7.5 mm). Presentan macla polisintética, periclina y algunas muestran zonación concéntrica. Inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y opacos. Las de mayor tamaño presentan fuerte alteración sericita, las otras también, pero es moderada a leve, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación.

Kfs (20%) – cristales anhedrales, de tamaño de grano fino - medio (0.5 – 4 mm). Se presenta como megacristal, como base de otros minerales, con inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasas, anfíbolos y opacos.

Qtz (12%) – Cristales anhedrales, de grano medio (2.5 – 4 mm). Inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y opacos. Se encuentran de manera intersticial.

Anf (15%) – Cristales subhedrales, con un tamaño de grano fino - medio (1 - 3 mm), de color verde, con un pleocroísmo color verde oliva. Algunas se muestran macladas y/o zonadas. Se presentan de forma acumulada, de 5 mm de ancho aproximadamente, asociados a titanita, clorita, epidota y opacos. Exhiben inclusiones de opacos, biotitas, plagioclasas, clorita y epidota. Algunos cristales se ven parcialmente reemplazados por clorita.

Bt (0.5%) – cristales subhedrales, de grano fino (0.05 – 0.1 mm). Fuertemente alterados por clorita. Presenta inclusiones de anfíbolos.

Opacos (3%) – generalmente de grano fino (< 1 mm), con forma cúbica y bordes redondeados, o anhedrales. Se encuentran asociados principalmente a las anfíbolos y biotitas. Inclusiones criptocristalinas. Un alto porcentaje se presenta rodeado por titanita.

Accesorios (1%) – titanita, apatito y circones. La titanita es anhedral, asociada a clorita y epidota, y separadamente a opacos. Los apatitos son de grano muy fino a fino (< 0,06 mm), son aciculares y hexagonales; y los circones, son euhedrales y con un tamaño de grano de 0,05 mm, aproximadamente.

Estructuras – Se presenta en contacto con un enclave que se describe como la muestra ILL09 - 124A.

Texturas de la roca – Criptocristalina (inclusiones en opacos); poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, cuarzo, opacos y feldespato - K); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); consertal (entre cristales de feldespato - K); simplectítica (intercrecimiento de plagioclasa y feldespato - K); antirapakivi (feldespato - K crece rodeando a la plagioclasa).

Nombre – **Cuarzo monzodiorita de anfíbol**

ILL09 – 130A – RC

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones, una de grano fino (0,1 – 1 mm) y otra de grano fino a grueso (1 – 9 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales a euhedrales.

Mineralogía – Pl (40%) – cristales subhedrales, de dos poblaciones de tamaño, una de grano fino – medio (1 - 5 mm) y otra de grano fino (0,2 – 1 mm). Las de mayor tamaño presentan macla polisintética, periclina y algunas muestran zonación concéntrica, mientras que las más pequeñas, presentan macla polisintética y periclina. Inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y opacos. Presentan alteración leve a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación.

Kfs (20%) – cristales anhedrales, de tamaño de grano fino a grueso (1 – 9 mm). Se presenta como megacristal, como base de otros minerales, con inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasas, anfíbolos y opacos.

Qtz (20%) – cristales anhedrales, de tamaño de grano fino – medio (0,3 – 2,8 mm). Inclusiones de biotita y plagioclasa. Crece de forma intersticial. Alrededor del enclave máfico se agrupan en mayor porcentaje.

Anf (10%) – cristales subhedrales, con un tamaño de grano fino – medio (0,3 -2,5 mm). Presentan un color verde con fuerte pleocroísmo a amarillo y verde oliva. Se encuentran generalmente zonadas; tienen inclusiones de plagioclasas, feldespato - K, titanita y opacos. Se encuentran cúmulos de 2,5 mm de ancho, asociados a biotitas, opacos, clorita, titanita y en menor cantidad, epidota. Presentan una leve alteración de clorita en el centro, y un porcentaje no menor esta siendo reemplazado por titanita.

Bt (5%) – cristales anhedral, de tamaño de grano fino (0,2 – 1 mm), con inclusiones de opacos. Un alto porcentaje ya no presenta pleocroísmo. Los cristales se encuentran alterados fuertemente por clorita y titanita, en menor medida, epidota.

Px (1%) – cristal euhedral, de grano fino (1 mm), corresponde a un ortopiroxeno. Se presenta como relleno de una plagioclasa.

Opacos (3%) – cristales subhedrales, con forma cúbica y algunos bordes redondeados. Tamaño de grano de 0,01 - 0,5 mm, presenta inclusiones de plagioclasa, y se encuentra por lo general de forma acumulada y asociados a las anfíbolos.

Accesorios (1%) – titanita, apatito y circones. La titanita es anhedral, de tamaño de grano fino (0,2 – 1 mm) y asociada a opacos y anfíbolos; y por separado a las cloritas. Los apatitos son de grano muy fino a fino (0,05 – 0,1 mm), son aciculares y hexagonales; y los circones, son euhedrales y con un tamaño de grano de 0,02 mm, aproximadamente.

Estructuras – enclave dentro de un cristal de feldespato - K, descrito como muestra **ILL09 – 130A.1** – El presente corte se encuentra en contacto con un enclave máfico microgranular, descrito como la muestra **ILL09 – 130B**.

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, cuarzo y plagioclasas); consertal (entre cristales de plagioclasa y cuarzo); pertítica (bandas de Albira en feldespato - K); simplectítica (intercrecimiento de plagioclasa y feldespato - K); intrafasciculada (plagioclasa rellena por un piroxeno); de desequilibrio - bordes de descomposición (reemplazo parcial o completo de anfíbolos por titanita); antirapakivi (feldespato - K crece rodeando a la plagioclasa).

Nombre – **Granodiorita de anfíbolos**

ILL09 – 131A – RC

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones, una de grano fino – medio (<3 mm) y otra de grano medio (3 -5 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales a anhedral.

Mineralogía – Pl (40%) – cristales subhedrales, de grano fino – medio (0,2 - 3 mm). Presentan macla polisintética, periclina y algunas muestran zonación concéntrica. Inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y opacos. Presentan alteración leve a moderada a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación.

Kfs (25%) – cristales anhedral, de tamaño de grano medio (3 – 5 mm). Inclusiones de biotita, plagioclasas, anfíbolos y opacos. Los cristales presentan una textura “sucia”.

Qtz (20%) – cristales anhedral, de tamaño de grano fino (0,7 – 2 mm). Inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y opacos. Crece de forma intersticial y algunos presentan extinción ondulosa.

Anf (5%) – cristales subhedrales, con un tamaño de grano fino – medio (0,25 -3 mm). Presentan un color verde con fuerte pleocroísmo a amarillo y verde oliva. Se encuentran generalmente zonadas y/o macladas; tienen inclusiones de plagioclasas, biotitas y opacos. Se asocian a opacos por lo general. Se presentan alterados por titanita y clorita.

Bt (5%) – cristales subhedrales, de tamaño de grano fino (0,4 – 1,2 mm). Se encuentran parcialmente alterados por clorita, y en menor medida epidota. Se asocian a opacos principalmente.

Opacos (1%) – cristales subhedrales, con forma cúbica y algunos bordes redondeados. Tamaño de grano muy fino (< 0.5 mm), y se encuentra por lo general de forma acumulada, y algunos rodeados por titanita.

Accesorios (1%) – titanita, apatito y circones. La titanita es anhedral, de tamaño de grano fino (< 0,5 mm) y asociada a opacos y anfíbolos. Los apatitos son aciculares y hexagonales; y los circones, son euhedrales y con un tamaño de grano muy fino (< 0,5 mm).

Estructuras – El presente corte se encuentra en contacto con un enclave máfico microgranular, descrito como la muestra **ILL09 – 131A.1**; los cristales de anfíbolos y biotitas se disponen paralelos al borde del enclave máfico.

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, cuarzo y plagioclasas); traquitoide (minerales tabulares de anfíbolos y biotitas orientados alrededor del enclave máfico); simplectítica (intercrecimiento de plagioclasa y feldespato - K); de desequilibrio - bordes de descomposición (reemplazo parcial o completo de anfíbolos por titanita); antirapakivi (feld. K crece rodeando a la plagioclasa).

Nombre – **Monzogranito de anfíbolos**

ILL09 – 136 – RC

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones, una de grano medio - grueso (2 – 7,5 mm) y otra de grano fino (<2 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales a anhedral. La roca se encuentra muy alterada.

Mineralogía – Pl (50%) – cristales subhedrales, de grano fino – medio (0,5 – 7,5 mm). Presentan macla polisintética, periclina y de Carlsbad. Inclusiones de anfíbolos, epidota y opacos. Se presentan muy alteradas por sericita, arcillas y epidota.

Qtz (15%) – cristales anhedral, de tamaño de grano fino (0,2 – 0,9 mm). Inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y epidota. Crece de forma intersticial.

Anf (20%) – cristales subhedrales, con un tamaño de grano fino – medio (0,5 -5 mm). Presentan un color verde con fuerte pleocroísmo a amarillo y verde oliva. Se encuentran generalmente zonadas y/o macladas; tienen inclusiones de plagioclasas, cuarzo y epidotas. Se presentan en cúmulos de 5 mm, aproximadamente, y siempre asociados a epidota. Alteración por clorita y epidota.

Ep (5%) – cristales subhedrales, de grano fino (0,4 – 1,2 mm). Generalmente como inclusiones de las anfíbolos o como granos disseminados.

Opacos (1%) – cristales subhedrales, con forma cúbica y algunos bordes redondeados. Tamaño de grano muy fino (< 0.5 mm), y se encuentra por lo general de forma acumulada.

Accesorios (1%) – apatito y circones. Los apatitos presentan sus caras basales; y los circones, son euhedrales y con un tamaño de grano muy fino (< 0,5 mm).

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, cuarzo y plagioclasas); cuarzo ocelli (cristales de cuarzo rodeados por anfíbolos)

Nombre – **Tonalita de anfíbolos**

Enclaves máficos microgranulares (EMM)

ILL08 – 50B – EMM*

Roca inequigranular, afanítica, con una población de cristales entre 0,05 – 0,3 mm (grano muy fino), y otra de 1 – 1,2 mm (grano fino). Hipidiomórfica, con cristales anhedrales en su mayoría.

Mineralogía – Pl (53,6%) – presentan dos tamaños predominantes, 0,1 – 0,3 mm (grano muy fino), con cristales anhedrales, macla polisintética e inclusiones de anfíbolos y opacos; y el otro de 1 – 1,2 mm (grano fino), también anhedrales, con macla polisintética, de Carlsbad y algunos zonados, con inclusiones de anfíbolos y opacos. Los de mayor tamaño presentan alteración moderada de sericita y arcilla, generalmente en el núcleo.

Kfs (1,5%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,3 mm), sin inclusiones.

Qtz (0,9%) – cristales anhedrales, de grano muy fino (<0,2 mm), intersticial.

Anf (18,4%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,1 – 0,5 mm); de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Generalmente se encuentran de forma acumulada, asociadas a clinopiroxenos, biotitas y cloritas. Se concentran principalmente en el borde del enclave.

Bt (7,1%) – de grano fino (0,4 - 1 mm). Muestran texturas de reabsorción (cristales embayados). Algunas presentan una alteración moderada a clorita. Son las de mayor tamaño en el enclave junto con una población de plagioclasas.

Px (14,5%) – cristales subhedrales, con dos poblaciones, una de tamaño de grano fino (0,7 - 1 mm) y se presentan en el centro de anfíbolos o asociados a biotita y opacos; y otra de grano muy fino (0,05 – 0,1 mm), que se presenta como granos diseminados. Corresponden a clinopiroxenos y ortopiroxenos, con inclusiones de opacos.

Opacos (3,6%) – generalmente de grano muy fino (0,1 - 0,2 mm), con forma cúbica y bordes redondeados. Están asociados mayormente a las anfíbolos.

Accesorios (1%) - corresponden a titanita subhedral, asociado a las anfíbolos y biotitas; apatitos de 0,05 mm a 1 mm, de forma prismática.

Texturas de la roca – poiquilítica (inclusiones en anfíbolos y plagioclasas); de reabsorción (dada por las biotitas); subofítica (cristales de plagioclasa rodeados por piroxeno)

Nombre – Diorita de piroxenos

ILL08 – 52 – EMM

Roca inequigranular, afanítica, con una población de cristales entre 0,05 – 0,5 mm (grano muy fino - fino), y otra de 0,5 – 2,5 mm (grano fino - medio). Hipidiomórfica, con cristales anhedrales en su mayoría, donde las únicas subhedrales son las plagioclasas. La muestra se presenta muy alterada.

Mineralogía – Pl (50%) – cristales subhedrales. Presentan dos poblaciones, una de grano fino (0,3 - 1 mm) y otra de grano fino - medio (1 – 2,5 mm). Se observan maclas polisintéticas y periclina, además varias se encuentran zonadas. Presentan alteración moderada a fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. La mayoría tiene inclusiones de opacos, biotitas, anfíbolos y plagioclasas. Algunos centros de las plagioclasas se presentan más alterados y con una extinción distinta al resto del cristal.

Anf (15%) – Cristales anhedrales de grano fino (0,1 – 1,2 mm), de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva a amarillo. Algunos cristales se presentan zonados. Se tienen inclusiones de opacos, plagioclasas, anfíbolos y piroxenos. Algunas se encuentran de forma acumulada, asociadas a biotita, y opacos; cristales fuertemente alterados por clorita.

Bt (8%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,5 - 1 mm), donde la mayoría se presenta alterado por clorita y epidota.

Px (15%) – se presentan tanto clinopiroxenos como ortopiroxenos. Son de grano fino (0,2 – 0,5 mm). Los clinopiroxenos son subhedrales, muestran macla de Carlsbad, y componen a la mayoría de los piroxenos en el corte. Los ortopiroxenos son anhedrales. Un porcentaje se presenta como núcleo de las anfíbolos.

Opacos (5%) – de grano muy fino (0,05 - 0,5 mm), con forma cúbica y, por lo general con bordes redondeados. Se agrupan de forma concéntrica alrededor de las anfíbolos.

Accesorios (5%) - corresponden a titanita subhedral, con un tamaño entre 0,1 – 0,3 mm, asociada por lo general a anfíbolos, biotitas y a los bordes de opacos; se tiene un alto porcentaje de apatitos de grano fino (0,2 a 0,5 mm), con una alta concentración en las plagioclasas.

Estructuras: dos vetilla, una de anfíbolos, cuarzo y cristales de titanita y otra solo de cuarzo; se intersectan.

Texturas de la roca – poiquilítica (anfíbolos y plagioclasas); evidencias de xenocristales de plagioclasas.

Nombre – Diorita de anfíbolos

ILL08 – 55A.1 – EMM

Roca inequigranular, afanítica, con una población de cristales entre 0,05 – 1 mm (grano muy fino), y otra de 1 - 3 mm (grano fino - medio). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales y anhedrales en su mayoría.

Mineralogía – Pl (45%) – cristales subhedrales. Presentan dos poblaciones de tamaños, una de grano muy fino (0,05 – 1,4 mm) y otra de grano fino (1,4 a 2 mm), que es la menos abundante; con macla polisintética y periclina, además algunas se encuentran zonadas. Tiene inclusiones de anfíbolos y opacos. Presentan alteración leve a moderada a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. Algunos centros de las plagioclasas se presentan más alterados y con una extinción distinta al resto del cristal.

Kfs (10%) – cristales anhedrales, de grano fino - medio (1 a 3 mm), se presentan como megacristales que tienen inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, biotita, piroxenos y opacos.

Qtz (5%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,2 – 2 mm), con inclusiones de plagioclasa y anfíbolos; se presenta de manera intersticial.

Anf (25%) – Cristales anhedrales, de grano fino (0,1 – 0,5 mm), de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva a amarillo. Se tienen inclusiones de opacos y muchas plagioclasas. Algunos cristales se presentan zonados. Es posible encontrar cúmulos, de 1 -2 mm de ancho, con opacos y titanita asociados. En algunos casos presentan un centro de clinopiroxeno.

Bt (5%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,4 – 1,5 mm). Algunas se presentan oxidadas, sin pleocroísmo. Inclusiones de plagioclasas y opacos. La mayoría se presenta alterada por clorita y asociada a anfíbolos y opacos.

Px (5%) – se presentan dentro feldespato - K, en el contacto con la roca de caja, y como granos diseminados. Cristales subhedrales con inclusiones de plagioclasas y opacos. Corresponden a clinopiroxenos de grano muy fino (0,04 – 0,5 mm).

Opacos (2,5%) – generalmente de grano muy fino (0,05 - 0,2 mm), con forma cúbica o anhedrales, un alto porcentaje se presenta rodeado por titanita.

Accesorios (1%) - corresponden a titanita subhedral, de grano muy fino (0,1 mm); apatitos (los mas abundantes), de 0,05 – 0,1 mm, mostrando sus secciones basales; y en menor medida circones.

Texturas de la roca – simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, y plagioclasas); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); evidencias de xenocristales de plagioclasas.

Texturas Nombre – Cuarzo monzodiorita de anfíbolos

ILL08 –59D.1– EMM*

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales entre 0,05 – 0,8 mm (grano muy fino - fino) y la otra entre 1 – 3 mm (grano fino -medio). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales a anhedrales.

Mineralogía – Pl (54,8%) – existen dos población, una que corresponde a los fenocristales del corte, son de grano fino – medio (0,8 – 3 mm), subhedrales, con macla polisintética, periclina y zonación concéntrica; y otra de grano fino (0,1 – 0,8 mm), que corresponde a cristales anhedrales en su mayoría, con macla polisintética y zonaciones concéntricas. Ambas con inclusiones de anfíbolos y opacos. Presentan una alteración moderada a fuerte de sericita y arcillas, principalmente en el núcleo, y se dispone muchas veces de manera concéntrica a la zonación.

Kfs (3,4%) – Cristales anhedrales. Tienen un tamaño de grano fino (0,5 – 2 mm), se presentan de manera intersticial o como megacristal, especialmente en el contacto con la roca de caja. Tienen inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y opacos.

Qtz (2,8%) – Cristales anhedrales, de grano fino (0,1 – 0,2 mm). Están de manera intersticial, y algunos tienen extinción ondulosa.

Anf (24,8%) – Cristales subhedrales. Presentan dos poblaciones, una de grano muy fino a fino (0,05 – 0,5 mm), y otra de grano fino – medio (0,8 – 3 mm). Son de color verde, con un fuerte pleocroísmo de amarillo a verde oliva. Algunas exhiben sus caras basales. Generalmente se encuentran de forma cumulada, en grupos de aproximadamente 3 mm de ancho, y se asocian con opacos y biotitas. Exhiben inclusiones de biotita, opacos y plagioclasas. La mayoría está zonada.

Bt (10%) – cristales subhedrales, de grano fino (0,3 a 1 mm) en general, sin embargo se observan algunos fenocristales de 2,5 mm. Presentan inclusiones de plagioclasas. Alteración moderada a fuerte por clorita; y algunas ya no presentan pleocroísmo.

Opacos (2%) – cristales de grano muy fino (0,05 – 0,5 mm), con forma cúbica con bordes redondeados o hexagonales, y otros anhedrales. Muchos presentan un borde de titanita.

Accesorios (2%) – cristales anhedrales y euhedrales; corresponden a titanita, apatito y circón. La titanita es la que mayor tamaño exhibe (0,2 mm) y esta asociada a opacos o como reemplazo de las anfíbolos; los apatitos presentan un tamaño aproximado de 0,05 mm y menores, se presentan aciculares y prismáticos; los circones tienen un tamaño de 0,01 mm y son los menos abundantes.

Estructuras - se encuentran varios fenocristales en el borde, probablemente de la roca de caja dentro del enclave.

Texturas de la roca – simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); Poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, biotitas, plagioclasas y feldespato - K); bordes de descomposición (anfíbolos reemplazados por titanita); antirapakivi (feld. K crece rodeando a la plagioclasa); de reabsorción (cristales embayados de biotita); coronítica (opacos rodeados por titanita); xenocristales de plagioclasas.

Nombre – Diorita de anfíbolos

ILL08 –60B – EMM

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de grano fino (<1,2 mm) y la otra de grano medio (2 – 5 mm). Hipidiomórfica, con cristales euhedrales a anhedrales.

Mineralogía – Pl (45%) – cristales subhedrales. Existen dos poblaciones, una que corresponde a los fenocristales del corte, son de grano medio (2- 5 mm) y otra de grano fino (0,2 – 0,45 mm). Con macla polisintética, periclina y zonaciones concéntricas. Presentan inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y opacos. Las mas pequeñas presentan alteración moderada de sericita y arcillas, principalmente en el núcleo; y en las mas grandes, la alteración es mas leve y se presenta formando anillos concéntricos a la zonación.

Kfs (5%) – Cristales anhedrales. Tienen un tamaño de grano fino (0,2 – 0,5 mm), se presentan de manera intersticial.

Anf (35%) – Cristales anhedrales. Presentan dos poblaciones, una de grano muy fino a fino (< 1,2 mm), y otra de grano medio (2 – 3 mm), que corresponde a fenocristales en el corte. Son de color verde a amarillo, con un fuerte pleocroísmo verde oliva. Algunas se encuentran macladas. Generalmente se encuentran de forma cumulada, en grupos de aproximadamente 3 mm de ancho, y se asocian con opacos y biotitas. Exhiben inclusiones de biotita, opacos y plagioclasas.

Bt (8%) – cristales subhedrales, de grano fino (0,2 a 1,2 mm). De color amarillo y café, con pleocroísmo café rojizo o ausencia total de este. Presentan inclusiones de opacos. La mayoría presenta un grado de alteración que varía de leve a fuerte de clorita, y en menor medida epidota y titanita; algunos cristales se presentan alterados por pumpellyita.

Opacos (5%) – cristales subhedrales, de grano muy fino (< 0,6 mm), con forma cúbica con bordes redondeados, y otros anhedrales. Algunos tienen inclusiones de anfíbolos. En general se asocian a las anfíbolos y se encuentran rodeados por titanita. Accesorios (1%) – cristales anhedrales y euhedrales; corresponden a titanita, apatito y circón. La titanita es la que mayor tamaño exhibe (0,3 mm) y esta asociada a la clorita; los apatitos presentan un tamaño aproximado de 0,2 mm y menores, se presentan aciculares y prismáticos; los circones tienen un tamaño de 0,07 mm y son los menos abundantes.

Texturas de la roca – porfídica (fenocristales de plagioclasa y anfíbolos); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, plagioclasas); simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas).

Nombre – Monzodiorita de anfíbolos

ILL08 – 79A – EMM*

Roca inequigranular, afanítica, con una población de cristales de tamaño de grano muy fino (< 1 mm), que es la predominante, y una de grano fino (1 – 2 mm). Hipidiomórfica, con la mayoría de los cristales subhedrales y anhedrales.

Mineralogía – Pl (37,6%) – cristales anhedrales en su mayoría, son de grano fino (0,1 – 0,6 mm), con macla polisintética, periclina y algunas se encuentran zonadas. Las únicas inclusiones que se ven son de opacos. No se ven alteraciones al microscopio.

Kfs (2%) – cristales anhedrales, de grano fino – medio (0,5 - 2,5 mm), con inclusiones de biotita, plagioclasa, opacos y anfíbolos.

Anf (50%) – de grano fino (0,3 - 2 mm), la mayoría se presenta de forma anhedral. De color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Generalmente se encuentra asociada a los opacos. Exhiben inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y opacos. Muchas se encuentran zonadas. Un bajo porcentaje presenta cristales de clinopiroxeno en el centro.

Bt (1,4%) – de grano fino (0,3 – 1,5 mm). La mayoría se encuentra anhedral, con un fuerte pleocroísmo color café rojizo. Con inclusiones de plagioclasa y anfíbolos. Un bajo porcentaje se presenta alterado por clorita. Un solo cristal se presenta subhedral.

Px (1%) – solo se presentan en el centro de anfíbolos. Corresponden a clinopiroxenos.

Opacos (6,2%) – se presentan de forma cúbica, con borde redondeados en algunos casos y grano muy fino (0,01 – 1 mm); o de forma anhedral, con un grano muy fino (menores a 0,25). Por lo general asociados a las anfíbolos.

Accesorios (1,8%) - corresponden en su mayoría a secciones basales de apatito, y además se presentan de forma cumulada, asociados a opacos.

Texturas de la roca – poiquilítica (inclusiones en biotitas y anfíbolos).

Nombre – Gabro de anfíbolos

ILL08 – 79B – EMM*

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de tamaño de grano fino (0,05 – 2 mm) y otra de grano medio - grueso (2 – 6 mm). Hipidiomórfica, con la mayoría de los cristales subhedrales y anhedrales.

Mineralogía – Pl (50,8%) – cristales subhedrales. Presentan dos poblaciones de tamaño, una de grano fino (0,1 – 1 mm) y otra de grano fino - medio (1 – 3 mm), con macla polisintética y periclina, además algunas se encuentran zonadas. Con inclusiones de anfíbolos, biotitas y opacos. Presentan alteración moderada a fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. Algunos centros de las plagioclasas se presentan más alterados y con una extinción distinta al resto del cristal.

Kfs (4,6%) – cristales anhedrales, se presentan como megacristales, con tamaños de 2,5 – 6 mm, con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, opacos y biotitas.

Qtz (0,4%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,5 - 2 mm), pero se presentan de forma esquelética, con inclusiones de anfíbolos o bordeando parcialmente a las plagioclasas.

Anf (35,8%) – tenemos dos poblaciones, una de cristales anhedrales, de grano muy fino (0,05 – 0,5 mm), que corresponde principalmente a granos diseminados; y otra también de cristales anhedrales, de grano fino (0,5 – 2 mm); ambas de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Se tienen inclusiones de opacos, anfíbolos y plagioclasas. Generalmente se encuentran de forma cumulada, asociadas a opacos y titanita. En algunos casos se presentan zonadas, y/o con macla de Carlsbad. Algunas se encuentran alteradas por clorita y en menor medida, epidota.

Bt (3,2%) – cristales subhedrales, de grano fino – medio (0,2 - 2,5 mm). Algunas se presentan oxidadas, y otras levemente cloritizadas.

Px (0,4%) - solo se presentan en el centro de anfíbolos. Corresponden a clinopiroxenos.

Opacos (3,8%) – generalmente de grano muy fino (0,03 – 0,5 mm), de forma cúbica y bordes redondeados, o anhedrales. Algunas presentan inclusiones de plagioclasas. Asociadas por lo general a cúmulos de anfíbolos. Un alto porcentaje presenta bordes rodeados por titanita.

Accesorios (1%) - corresponden a titanita anhedral, de grano fino (0,25 mm) asociada a las anfíbolos en general, y también se presenta rodeando a los opacos; apatitos presentan formas hexagonales y aciculares, y son de grano muy fino (menor a 0,05 mm); circones dentro de las biotitas, de 0,05 mm aproximadamente.

Texturas de la roca – simplectítica (entre feldespato - K y las plagioclasas); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, y plagioclasas); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); evidencias de xenocristales de plagioclasas.

Nombre - Diorita de anfíbolos

ILL08 – 79C – EMM*

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de tamaño de grano medio a grueso (2 – 7,5 mm) y otra de grano fino a muy fino (< 2 mm). Hipidiomórfica, con la mayoría de los cristales subhedrales, pero es posible encontrar euhedrales.

Mineralogía – Pl (52,4%) – se tienen dos poblaciones, una de grano fino (0,1 – 2 mm), y en menor porcentaje, una de grano medio (2 – 5 mm). Son cristales subhedrales en su mayoría, con macla polisintética, periclina, y algunas se encuentran zonadas, además se observan inclusiones de anfíbolos, de plagioclasas de grano mas fino, cuarzo, biotita y opacos. Presentan alteración leve a moderada a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos, en general esta alteración es en los cristales de mayor tamaño.

Kfs (24,4%) – Cristales anhedrales. Se presentan como fenocristales, con tamaños de 5 – 7,5 mm, y con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, titanita y opacos.

Qtz (2,4 %) - cristales anhedrales, de grano fino (< 2 mm), intersticial.

Anf (18,2%) – Presentan secciones basales de 0,3 a 1,75 mm, y cristales tabulares de hasta 2,3 mm de elongación; de color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Generalmente se encuentran de forma acumulada, asociados a opacos y titanita. Exhiben inclusiones de plagioclasas, titanita y opacos; y un gran porcentaje se presenta zonado, con un centro más oscuro que los bordes. Algunos cristales se ven parcial o totalmente reemplazados por clorita y titanita.

Bt (0,6%) – de grano fino (< 1 mm). alteración moderada a fuerte a clorita. Algunos cristales se presentan rodeando a los opacos.

Opacos (1,2%) – de grano muy fino (0,01 - 0,5 mm), en su mayoría son cúbicos, algunos con bordes redondeados. Un porcentaje no menor presenta bordes de titanita o biotita.

Accesorios (0,8%) - corresponden en su mayoría a apatito y titanita diseminados. De los apatitos se observan sus caras basales principalmente y la titanita se presenta anhedral, asociada a opacos y anfíbolos.

Estructuras – enclave más máfico que el que lo engloba, de 2 cm de largo, con las anfíbolos en los bordes y las plagioclasas en el centro, de grano mas fino (0,1 – 0,3 mm).

Texturas de la roca – Poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K y plagioclasa); simplectítica (entre feldespato - K y plagioclasas); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); de desequilibrio - bordes de descomposición (reemplazo parcial de cristales de anfíbola por titanita).

Nombre – **Monzodiorita de anfíbolos**

ILL09 – 121D – EMM

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de tamaño de grano medio a grueso (2 – 7,5 mm) y otra de grano fino a muy fino (< 2 mm). Hipidiomórfica, con la mayoría de los cristales subhedrales, pero es posible encontrar euhedrales.

Mineralogía – Pl (45%) – cristales subhedrales, de grano fino (<2 mm), con macla polisintética, periclina, y algunas se encuentran zonadas, además se observan inclusiones de anfíbolos, de plagioclasas de grano mas fino, biotita y opacos. Presentan alteración leve a moderada a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos.

Kfs (10%) – Cristales anhedrales. Se presenta como megacristal, con tamaños de 2 – 7,5 mm, y con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, titanita y opacos.

Qtz (5%) – cristales anhedrales, de grano fino (< 1 mm), y crece de manera intersticial.

Anf (30%) – con dos poblaciones, una de grano fino (0,05 – 2 mm) y otra de grano fino - muy fino (< 0,2 mm). De color verde, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Algunas se presentan macladas y/o zonadas. Generalmente se encuentran en cúmulos de 5 mm de ancho, aproximadamente, asociados a opacos y biotitas; los cristales de menor tamaño son los que forman estos cúmulos. Exhiben inclusiones de plagioclasas, biotitas, anfíbolos y epidota. Algunas están siendo parcialmente reemplazadas por titanita, y muchos cristales presentan solo un pequeño borde de anfíbolos, donde el centro corresponde a piroxenos.

Bt (7%) – cristales anhedrales, de grano fino (menor a 0,3 mm). Presentan un fuerte pleocroísmo de color rojizo – café, sin embargo algunos tienen una ausencia total de pleocroísmo. Alteración parcial por clorita, y en menor medida titanita. Algunos cristales se presentan rodeando a los opacos.

Px (1%) – cristales anhedrales, de grano fino - medio (< 2,5 mm). Corresponden a clinopiroxenos y se encuentran como centro de las anfíbolos. Con inclusiones de piroxenos y opacos.

Opacos (2%) – de grano muy fino (0,01 - 0,5 mm), en su mayoría son cúbicos, algunos con bordes redondeados. Un porcentaje no menor presenta bordes de titanita.

Accesorios (1%) - corresponden en su mayoría a apatito y titanita diseminados. De los apatitos se observan sus caras basales, pero los mas abundantes son los aciculares; y la titanita se presenta anhedral, asociada a opacos, clorita y anfíbolos.

Texturas de la roca – Poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K y plagioclasa); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); de desequilibrio – borde de reacción (piroxeno rodeado por anfíbol); de desequilibrio - bordes de descomposición (reemplazo parcial de cristales de anfíbola por titanita).

Nombre – **Cuarzo monzodiorita de anfíbolos**

ILL09 – 123A – EMM

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de grano muy fino (<1 mm), que son los mas abundantes, y otra de grano fino a grueso (1 – 8 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales y anhedrales.

Mineralogía – Pl (50%) – cristales subhedrales, de grano fino (0,1 – 1 mm), y otra población de grano fino - medio (1,5 – 8 mm), que corresponde a los fenocristales del corte; con macla polisintética, periclina y de Carlsbad. Los fenocristales tienen inclusiones de plagioclasas, opacos, anfíbolos y piroxenos, mientras que los cristales mas pequeños solo presentan inclusiones de anfíbolos y opacos. Los fenocristales presentan un fuerte alteración a arcilla y se presentan muy fracturados; algunos se presentan como núcleos de otras plagioclasas, mientras que los otros cristales presentan una alteración moderada a fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación.

Kfs (7%) – cristales anhedrales, de grano medio (2 – 5 mm), con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, opacos y epidotas. Se presentan como base para muchos minerales del corte.

Qtz (3%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,5 – 1,7 mm), con inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y opacos. Crece de manera intersticial y se asocia los fenocristales de plagioclasa.

Anf (30%) –con dos poblaciones, una de grano muy fino (< 0,5 mm), que es la mas abundante y son cristales anhedrales, y otra de grano fino (0,8 – 1,2 mm), con cristales subhedrales. De color verde con fuerte pleocroísmo a amarillo y verde oliva. Algunos se presentan maclados. Inclusiones de plagioclasas, opacos y biotita. Algunos cristales presentan sus centros alterados por clorita, y en menor medida epidota.

Bt (0,5%) - cristales subhedrales, de grano muy fino (< 0,1 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo-café. Se dan principalmente como inclusiones en las anfíbolos. Algunas se presentan fuertemente alteradas por clorita.

Px (0,5%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,15 - 0,35 mm). Corresponden a clinopiroxenos y se encuentran reemplazado casi completamente por un óxido de hierro.

Opacos (5%) – cristales subhedrales, de grano muy fino (< 0,2 mm), presentan formas cúbicas y bordes redondeadas. Se asocian a las anfíbolos predominantemente. Un alto porcentaje tiene bordes de titanita.

Accesorios (3%) - Corresponde a cristales de titanita, anhedrales, de grano muy fino (<0,3 mm) y asociadas a los opacos; cristales euhedrales de apatito aciculares y agrupados, o como sección basal, de grano muy fino (< 0,05 mm)

Estructuras – el borde de contacto con la roca de caja es muy irregular y se interdigital con el enclave máfico mismo.

Texturas de la roca – Porfídica (fenocristales de plagioclasa); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, plagioclasas, feldespato - K); simplectítica (entre plagioclasa y feldespato - K); de desequilibrio - bordes de reacción (borde de plagioclasa que rodea a otra plagioclasa); de desequilibrio – bordes de descomposición (reemplazo de piroxeno casi total por óxido de hierro); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); evidencias de xenocristales de plagioclasas.

Nombre –Cuarzo monzodiorita de anfíbolos

ILL09 – 124A – EMM*

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de grano muy fino (<1 mm), que son los mas abundantes, y otra de grano fino a grueso (1 – 8 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales y anhedrales.

Mineralogía – Pl (57,4%) – cristales subhedrales, de grano fino (0,1 – 1 mm), y otra población de grano fino - medio (1,5 – 8 mm), que corresponde a los fenocristales del corte; con macla polisintética, periclina y de Carlsbad. Los fenocristales tienen inclusiones de plagioclasas, opacos y anfíbolos, mientras que los cristales mas pequeños solo presentan inclusiones de anfíbolos y opacos. Los fenocristales presentan un fuerte alteración a arcilla y se presentan muy fracturados; algunos se presentan como núcleos de otras plagioclasas, mientras que los otros cristales presentan una alteración moderada a fuerte a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación.

Kfs (3,8%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,7 – 1,5 mm), con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos, opacos y apatitos. Se presentan como base para muchos minerales del corte.

Qtz (1,2%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,2 – 0,5 mm), con inclusiones de apatito. Crece de manera intersticial.

Anf (26,4%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,1 – 0,8 mm). De color verde con fuerte pleocroísmo a amarillo y verde oliva. Algunos se presentan maclados. Inclusiones de plagioclasas, opacos y biotita. Algunos cristales presentan sus centros alterados por clorita, y en menor medida epidota.

Bt (0,5%) - cristales anhedrales, de grano muy fino (0,05 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo-café o ausencia de pleocroísmo. Se dan principalmente como inclusiones en las anfíbolos. Algunas se presentan fuertemente alteradas por clorita.

Px (0,4%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,15 - 0,35 mm). Corresponden a clino y ortopiroxenos. Presentan solo inclusiones de opacos y se encuentran en íntimo contacto con las anfíbolos.

Opacos (6,7%) – cristales subhedrales, de grano muy fino (< 0,5 mm), presentan formas cúbicas y bordes redondeados. Se asocian a las anfíbolos predominantemente. Un pequeño porcentaje tiene bordes de titanita.

Accesorios (3,6%) - Corresponde a cristales de titanita, anhedrales, de grano muy fino (<0,15 mm) y asociadas a los opacos; cristales euhedrales de apatito aciculares y agrupados, o como sección basal, es posible ver algunos cortando a opacos.

Estructuras – existe un borde de 0,5 mm, antes que empiece la roca de caja, donde se tiene un alto porcentaje de minerales máficos.

Texturas de la roca – Porfídica (fenocristales de plagioclasa); poiquilítica (inclusiones en anfíbolos, plagioclasas, feldespato - K); simplectítica (entre plagioclasa y feldespato - K); de desequilibrio - bordes de reacción (borde de plagioclasa que rodea a otra plagioclasa), antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas); evidencias de xenocristales de plagioclasas.

Nombre –Diorita de anfíbolos

ILL09 – 125A – EMM

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de grano muy fino (menores a 0,5 mm), que son los mas abundantes, y otra de grano fino (0,5 - 1 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales y anhedrales.

Mineralogía – Pl (25%) – cristales anhedrales, de grano muy fino (0,05 – 0,5 mm), y otra población de grano fino (0,5 – 1 mm); con macla polisintética y periclina, y algunas se encuentran zonadas; además se observan inclusiones de anfíbolos, biotitas, opacos y apatitos. Presentan alteración leve a moderada a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. Algunos centros de las plagioclasas se presentan más alterados y con una extinción distinta al resto del cristal.

Anf (55%) – cristales anhedrales, con dos tamaños de grano, uno fino (0,4 - 0,8 mm), y el predominante, que corresponde a un grano muy fino (menores a 0,5 mm). Inclusiones de plagioclasas, opacos y biotita. Generalmente se encuentran de forma acumulada, en grupos de 2 mm de ancho aproximadamente, rodeados por cristales de biotita; las anfíbolos en estos cúmulos se encuentran generalmente zonadas. En algunos casos presentan un centro de piroxeno. Un alto porcentaje de anfíbolos es reemplazada por biotita. Algunos cristales anhedrales de la población de mayor tamaño de anfíbola presentan un borde, de la misma composición sobre el.

Bt (15%) - cristales anhedral, de grano fino (0,1 - 0,5 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo-café o ausencia de pleocroísmo. Inclusiones de anfíbolos y opacos. Se encuentran por lo general rodeando a los cristales de anfíbolos.
Px (1%) – solo se presentan en el centro de anfíbolos. Corresponden a clinopiroxenos.
Opacos (1%) – generalmente de grano muy fino (0,03 – 0,2 mm), presentan formas cúbicas y bordes redondeados.
Accesorios (1%) - Corresponde a cristales de apatito aciculares, de grano muy fino (menor a 0,1 mm).

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, biotitas y plagioclasas); evidencias de xenocristales de plagioclasas; de desequilibrio - bordes de reacción (borde de anfíbola que rodea a la otra anfíbola).

Nombre – Diorita de anfíbolos

ILL09 – 127 – EMM

Roca inequigranular, seriada, con una población de cristales de grano muy fino (menor a 0,5 mm) y otra, que corresponden a fenocristales de grano fino - medio (1 – 3 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales.

Mineralogía – Pl (53%) – presentan dos poblaciones, una de grano fino - medio (1 – 3 mm), subhedral, que corresponde a fenocristales en la roca, con maclas polisintéticas y/o zonaciones e inclusiones de anfíbol principalmente; la otra población corresponde a un grano más fino (menor a 0,5 mm), con cristales anhedral, macla polisintética y periclina. Presentan alteración leve a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. Algunas presentan bordes que crecen alrededor de cristales

Kfs (7%) – cristales anhedral, de grano fino (1 - 2 mm), con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y biotitas.

Anf (15%) – cristales subhedrales, con dos tamaños, uno de grano fino (1 - 2 mm) y otro de grano muy fino (0,1 – 0,5 mm). Inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y opacos. Las anfíbolos de mayor tamaño son las que generalmente se encuentran zonadas en el centro y forman cúmulos, asociados a biotitas y opacos. Algunas anfíbolos se encuentran macladas.

Bt (13%) – cristales anhedral, de grano fino (0,2 – 1,5 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo-café o ausencia de pleocroísmo. Un porcentaje no menor esta alterado por clorita, y en menor medida epidota. Con inclusiones de plagioclasas y opacos.

Opacos (5%) – generalmente de grano muy fino (0,03 – 0,3 mm), presentan formas cúbicas, con bordes redondeados o se ven cristales anhedral.

Accesorios (1%) - cristales de apatito aciculares o secciones basales; circones de grano muy fino, con formas hexagonales.

Estructuras – se observa un vetilla rellena por cristales de cuarzo anhedral.

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K y plagioclasas); de desequilibrio - bordes de reacción (borde de plagioclasa sobre otra plagioclasa); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas).

Nombre – Monzodiorita de anfíbolos

ILL09 – 130A.1 – EMM

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones, una de tamaño de grano fino - medio (0,4 – 2,5 mm) y otra de grano fino – muy fino (menores a 0,07 mm). Hipidiomórfica, con cristales anhedral.

Mineralogía – Pl (70%) – cristales anhedral, de grano muy fino (0,07 – 0,3 mm), con macla polisintética, periclina, de Carlsbad y algunas muestran zonación concéntrica. Inclusiones de opacos. Alteración leve a sericita y arcilla, preferentemente en núcleos.

Kfs (7%) – cristales anhedral, de tamaño de grano fino (1 – 2 mm). Se presenta como megacristal, como base de otros minerales, con inclusiones de biotita, plagioclasas, y opacos. Se encuentran predominantemente en el borde del enclave.

Qtz (1%) – cristales anhedral, de grano fino (0,35 mm), con inclusiones de biotita y plagioclasa. Crece de forma intersticial.

Anf (15%) – cristales subhedrales, de grano fino – medio (0,4 -2,5 mm) y corresponden a fenocristales en el enclave. Presentan un color verde con fuerte pleocroísmo a verde oliva. Inclusiones de plagioclasas y biotitas. Alteración por clorita en los bordes.

Bt (1%) – cristales anhedral, de grano fino (0,1 – 0,4 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo-café. Se presentan alrededor de los opacos o asociados a ellos.

Opacos (5%) – cristales subhedrales, con forma cúbica en general. Tamaño de grano muy fino (menor a 0,1 mm).

Accesorios (1%) – cristales euhedral de apatito, son de grano muy fino, menor a 0,01 y son aciculares.

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K); simplectítica (intercrecimiento de plagioclasa y feldespato - K); de reabsorción (cristales embayados de anfíbolos); antirapakivi (feld. K crece rodeando a la plagioclasa).

Nombre – Diorita de anfíbolos

ILL09 – 130B – EMM*

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones, una de tamaño de grano fino (0,3 – 2 mm) y otra de grano medio – grueso (2 – 5,5 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales.

Mineralogía – Pl (58,2%) – cristales subhedrales, de dos poblaciones de tamaño, una de grano fino – medio (1,5 -2,5 mm) y otra de grano fino (0,3 – 0,7 mm), con macla polisintética, periclina, de Carlsbad y algunas muestran zonación concéntrica. Inclusiones de anfíbolos, biotitas, opacos y epidota en menor medida. Alteración moderada a sericita, arcilla, y epidota en menor medida preferentemente en núcleos o formando anillos concéntricos a la zonación. Algunas presentan bordes que crecen alrededor de cristales; otras tienen centros con características ópticas muy distintas al resto del cristal.

Kfs (1,8%) – cristales anhedral, de tamaño de grano fino - medio (0,7 – 2,5 mm). Se presenta como cristal base de otros minerales, con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y opacos.

Qtz (4,4%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,1 – 1,4 mm), con inclusiones de anfíbolos. Crece de forma intersticial, y se encuentra muy fracturado; algunos cristales se ven rodeados por anfíbolos.

Anf (28,8%) – cristales subhedrales, con dos poblaciones de tamaño, una de grano fino (0,2 – 2 mm), y otra de grano medio - grueso (2 – 5,5 mm). Presentan un color verde con fuerte pleocroísmo a amarillo y verde oliva, algunas se encuentran macladas y/o zonadas. Inclusiones de plagioclasas y opacos. Alteración leve a moderada por clorita y en menor medida, titanita y epidota; se le encuentra mucha veces rodeando a algunos cristales (cuarzo, plagioclasas).

Bt (0,6%) - cristales anhedrales, de grano fino (< 0,1 mm), con un fuerte pleocroísmo de color rojizo-café. Se presentan alrededor de los opacos o asociados a ellos

Px (0,2%) – cristales anhedrales, de grano fino (0,2 – 0,8 mm), corresponden a clinopiroxenos. Se ven alterados por opacos y epidota. Solo se encuentran en el centro de una estructura similar a una amígdala.

Opacos (1,8 %) – cristales subhedrales, con forma cúbica y algunos bordes redondeados. Tamaño de grano de 0,03 - 0,25 mm; se encuentran por lo general rodeados por titanita, y asociados a las anfíbolos, principalmente.

Accesorios (4,2%) – titanita y apatito. La titanita es anhedral, de tamaño de grano muy fino - fino (0,02 – 0,4 mm) y se encuentra asociada a la clorita principalmente, como centro de plagioclasas o bordeando a opacos; apatitos son euhedrales, con dos poblaciones, una de grano muy fino (menor a 0,05 mm), y otra de grano fino (0,3 - 1,2 mm), son aciculares y muestran sus caras basales; además se presentan en grupos.

Estructuras – una estructura (tipo amígdala) de 3 mm de largo, rodeado por cristales de anfíbolos y con un centro de opacos y epidotas. Los cristales dentro de la estructura corresponden a piroxenos cuyo clivaje se prolonga a las anfíbolos.

Borde con la roca de caja - borde no es recto, sino sinuoso, es de aproximadamente 1,2 cm, donde se tienen cristales tanto del tamaño de la roca de caja, como del enclave. Los minerales que corresponden al enclave se presentan de manera intersticial entre los cristales de la roca de caja. El borde inmediato después del enclave y hacia la roca de caja, es félsico, compuesto por feldespato - K y plagioclasas, de aproximadamente 0,5 mm.

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, cuarzo y plagioclasas); simplectítica (intercrecimiento de plagioclasa y feldespato - K); de desequilibrio - bordes de reacción (plagioclasa anhedral con borde de plagioclasa); de desequilibrio – de descomposición (reemplazo parcial o completo de piroxenos por opacos); antirapakivi (feldespato - K crece rodeando a la plagioclasa); cuarzo ocelli (cristales de cuarzo rodeados por anfíbolos); evidencias de xenocristales de plagioclasas.

Nombre – Cuarzo diorita de anfíbolos

ILL09 – 131A.1 – EMM

Roca inequigranular, seriada, con dos poblaciones, una de tamaño de grano fino (<2 mm) y otra de grano medio (2 – 3.5 mm). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales.

Mineralogía – Pl (35%) – cristales subhedrales, de dos poblaciones de tamaño, una de grano fino – medio (1 - 3,5 mm) que corresponde a los fenocristales del corte, y otra de grano fino (0,2 – 0,45 mm), con macla polisintética, periclina, y algunas muestran zonación concéntrica. Inclusiones de anfíbolos, plagioclasas y opacos. Las mas pequeñas presentan alteración moderada a sericita y arcilla preferentemente en núcleos, y en las mas grandes, la alteración es mas leve y se presenta formando anillos concéntricos a la zonación, además en estos mismos cristales se encuentran centros con características ópticas distintas al resto del cristal. Algunas se encuentran rodeadas por anfíbolos.

Kfs (5%) – cristales anhedrales, de tamaño de grano fino (0,2 – 1 mm). Se presenta como cristal base de otros minerales o como mineral intersticial, con inclusiones de plagioclasas, anfíbolos y opacos.

Anf (35%) – cristales subhedrales, de grano fino (<0,5 mm). Presentan un color verde con fuerte pleocroísmo a amarillo y verde oliva, algunas se encuentran macladas. Inclusiones de biotitas y opacos. Se presenta en cúmulos de 1 – 1,5 mm de ancho aproximadamente, y se asocian a opacos y biotitas que rodean al cúmulo. Algunos presentan centros alterados por opacos; y otras están siendo reemplazadas por biotitas.

Bt (15%) – cristales anhedrales, con dos poblaciones de tamaño, una de grano fino (0,1 – 0,6 mm), y otra de grano medio (2 mm), que corresponde a los fenocristales del corte. Color amarillo y café, con pleocroísmo café rojizo, algunas ya no presentan pleocroísmo. Los cristales más pequeños se presentan al borde de los cúmulos de anfíbolos. Los fenocristales presentan una zonación, donde los opacos se disponen paralelos a esta. Se tienen inclusiones de opacos y plagioclasas, además algunas presentan un grado de alteración leve de clorita.

Opacos (5%) – cristales subhedrales, con forma cúbica y algunos bordes redondeados. Tamaño de grano muy fino (< 0,05 mm).

Accesorios (3%) – apatito y circones. Los apatitos son euhedrales, de grano muy fino (<0,05 mm), aciculares (los mas abundantes) y caras basales. Los circones son de grano muy fino (<0,07 mm).

Estructuras – los cristales de feldespato potásico se presentan en el borde del enclave, como un megacristal que mantiene a los minerales del enclave.

Texturas de la roca – Poiquilitica (inclusiones en anfíbolos, feldespato - K, plagioclasas y biotitas); simplectítica (intercrecimiento de plagioclasa y feldespato - K); de desequilibrio – de descomposición (reemplazo parcial o completo de anfíbolos por opacos); antirapakivi (feldespato - K crece rodeando a la plagioclasa); evidencias de xenocristales de plagioclasas.

Nombre – Monzodiorita de anfíbolos

Xenolitos

ILL08 – 114 – xenolito

Roca inequigranular, con una población de cristales de grano medio - grueso (1 -7,5 mm). Hipidiomórfica, con cristales anhedrales a euhedrales.

Mineralogía – Pl (6%) – cristales anhedrales, de grano medio (1,2 – 3 mm). Presentan maclas polisintéticas y periclina. Se presentan muy fracturadas, con una leve a moderada alteración de sericita en los núcleos de los cristales, y en menor cantidad clorita y epidota. Inclusiones de plagioclasas, anfíbolas y de apatitos. Algunas presentan bordes que crecen alrededor de cristales fuertemente alterados.

KFd (2%) – Cristales anhedrales, que se presentan de forma intersticial, de grano medio - grueso (2,5 -5 mm). Con inclusiones de anfíbolas, plagioclasas, apatitos y titanitas.

Anf (86%) – Cristales subhedrales y anhedrales, de grano medio – grueso principalmente (1 – 7,5 mm). Presentan claras zonaciones, con centros de color verde oscuro y en los bordes más claros, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Generalmente se encuentran asociados a opacos y titanita. Exhiben inclusiones de anfíbolas, epidota, plagioclasa y cristales que están siendo fuertemente alterados por clorita, posiblemente biotitas; en algunos casos presentan un centro de cristales anhedrales de piroxeno.

Px (2%) – solo se presentan en el centro de anfíbolas. Corresponden a clinopiroxenos.

Opacos (2%) – son de grano muy fino (menores a 0,05 mm), se asocian a los núcleos de anfíbolas principalmente.

Accesorios (2%) - corresponden a titanita, apatito y epidota. La titanita se presenta de forma anhedral, de grano fino (0,5 mm aprox.). Los apatitos, que son los mas abundantes, son de grano fino (0,2 - 1 mm), subhedrales, algunos mostrando sus caras basales y otros aciculares, asociados a cristales de epidota; La epidota se encuentra de forma intersticial, o como inclusión.

Texturas de la roca – De desequilibrio - bordes de reacción (borde de plagioclasa que rodea a otra plagioclasa); Poiquilítica (inclusiones en anfíbolas, feldespato - K y plagioclasas); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas).

Nombre – Hornblendita de plagioclasas

ILL09 – 120B – xenolito

Roca inequigranular, con una población de cristales entre 1 – 8 mm (grano medio a grueso), que corresponde a fenocristales de anfíbolas, y la otra entre 0,1 – 1 mm (grano fino). Hipidiomórfica, con cristales subhedrales.

Mineralogía – Pl (8%) – de grano fino a medio, entre 0,1 – 1,8 mm, predominando las de grano fino. Presentan macla polisintética y periclina, y algunas se encuentran zonadas, además se observan inclusiones de anfíbolas y plagioclasas. Alteración moderada de sericita, arcilla y clorita en los núcleos principalmente. Algunas presentan bordes que crecen alrededor de cristales fuertemente alterados.

KFd (2%) – Cristales anhedrales, que se presentan de forma intersticial, de grano fino- medio (1 mm). Con inclusiones de plagioclasas y anfíbolas.

Anf (85%) – cristales subhedrales, presentan dos tamaños, predominando el de grano medio a grueso (1 a 8 mm), que corresponde a los fenocristales del corte. Presentan claras zonaciones, con centros de color verde oscuro y en los bordes más claros, con un fuerte pleocroísmo color verde oliva. Generalmente se encuentran asociados a opacos y titanita. Exhiben inclusiones de clinopiroxeno, clorita, plagioclasas y epidota. Algunas exhiben sus caras basales; en algunos casos presentan un centro de cristales anhedrales de piroxeno.

Px (3%) – solo se presentan en el centro de anfíbolas. Corresponden a clinopiroxenos.

Opacos (1%) – generalmente de grano muy fino (0,01 – 0,3 mm), sin embargo es posible encontrar de 1 – 1,5 mm, con forma cúbica, redondeadas o anhedrales. Se encuentran asociados principalmente a las anfíbolas.

Accesorios (1%) - se encuentran asociados a los cúmulos de anfíbolas. Corresponden a titanita, apatito y allanita. La titanita generalmente rodea a los opacos. Los apatitos, que son los mas abundantes, son de grano fino (0,03 – 1 mm), subhedrales, algunos mostrando sus caras basales y otros aciculares

Texturas de la roca – Poiquilítica (inclusiones en anfíbolas y plagioclasas); De desequilibrio - bordes de reacción (borde de plagioclasa que rodea a otra plagioclasa); antirapakivi (feldespato - K con inclusiones de plagioclasas).

Nombre – Hornblendita de plagioclasas

Los análisis obtenidos a través del microscopio electrónico de barrido (SEM) se adjuntan en el Anexo virtual IV, como un archivo excel version 2007, debido a la cantidad de columnas de algunos minerales. Esta modalidad se debe a la gran cantidad de datos que se obtuvieron.

Además de los análisis, se encuentra el cálculo de las fórmulas estructurales de:

- Plagioclasas
- Feldespato potásico
- Anfíbolos: en base a 15 y 13 cationes.
- Piroxenos
- Biotitas

La descripción de estos cálculos se puede encontrar en el Capítulo 4 del presente trabajo.

ANEXO E – RESULTADOS TERMOBAROMÉTRICOS

A continuación se detallan los resultados de temperatura obtenidos mediante la aplicación de geotermómetros, y los de presión, obtenidos ambos de anfíbola.

Muestra		Si	AIT	P1(+/-3kb)	P2 (+/-1 kb)	P3(+/- 0,5 kb)	P4(+/-0,6 kbar)	%Ab	T(+/- 75°C)
ILL0859D	RC	7,03	1,05	1,37	1,17	0,99	1,99	0,85	660,5
ILL0859D	RC	7,05	1,04	1,30	1,09	0,93	1,93	0,71	684,3
ILL0859D	RC	7,28	0,75	-0,15	-0,53	-0,29	0,56	0,71	649,9
	Mínimo			-0,15	-0,53	-0,29	0,56		649,9
	Máximo			1,37	1,17	0,99	1,99		684,3
	Promedio			0,84	0,58	0,54	1,49		664,9
	Desv. Estandar			0,86	0,96	0,72	0,81		17,6
ILL0859D	EMM	7,11	0,99	1,04	0,80	0,71	1,68	0,56	713,7
ILL0859D	EMM	7,12	0,99	1,04	0,81	0,71	1,69	0,61	697,7
ILL0859D	EMM	7,05	1,01	1,15	0,93	0,81	1,79	0,74	679,7
ILL0859D	EMM	7,30	0,79	0,07	-0,28	-0,10	0,77	0,72	639,9
ILL0859D	EMM	7,09	0,95	0,88	0,62	0,58	1,53	0,44	765,7
ILL0859D	EMM	7,12	0,92	0,73	0,46	0,45	1,39	0,44	760,4
ILL0859D	EMM	7,11	1,02	1,22	1,00	0,86	1,85	0,44	756,1
ILL0859D	EMM	7,06	0,98	1,03	0,79	0,70	1,67	0,52	738,3
ILL0859D	EMM	7,19	0,87	0,47	0,17	0,24	1,15	0,52	713,9
ILL0859D	EMM	7,39	0,72	-0,29	-0,69	-0,41	0,42	0,56	654,9
	Mínimo			-0,29	-0,69	-0,41	0,42		639,9
	Máximo			1,22	1,00	0,86	1,85		765,7
	Promedio			0,73	0,46	0,45	1,39		712,0
	Desv. Estandar			0,50	0,56	0,42	0,48		44,2

Muestra		Si	AiT	P1(+/-3kb)	P2 (+/-1 kb)	P3(+/- 0,5 kb)	P4(+/-0,6 kbar)	%Ab	T(+/- 75°C)
ILL0860B	EMM	7,42	0,69	-0,44	-0,85	-0,53	0,29	0,69	619,9
ILL0860B	EMM	7,08	0,93	0,75	0,48	0,47	1,41	0,69	690,3
ILL0860B	EMM	7,04	1,05	1,35	1,15	0,97	1,97	0,49	782,2
ILL0860B	EMM	7,13	1,03	1,26	1,05	0,89	1,89	0,53	714,2
ILL0860B	EMM	7,19	0,94	0,80	0,53	0,51	1,46	0,49	749,6
ILL0860B	EMM	7,15	1,01	1,16	0,94	0,81	1,80	0,51	718,2
ILL0860B	EMM	7,92	0,31	-2,37	-3,02	-2,16	-1,55	0,51	449,1
ILL0860B	EMM	7,20	0,94	0,81	0,54	0,51	1,46	0,51	709,8
ILL0860B	EMM	7,02	1,05	1,38	1,19	1,00	2,01	0,50	787,4
ILL0860B	EMM	7,09	0,92	0,71	0,43	0,44	1,37	0,51	737,0
ILL0860B	EMM	7,63	0,57	-1,06	-1,56	-1,06	-0,31	0,51	599,3
ILL0860B	EMM	7,02	1,01	1,18	0,96	0,83	1,82	0,51	749,7
	Mínimo			-2,37	-3,02	-2,16	-1,55		449,1
	Máximo			1,38	1,19	1,00	2,01		787,4
	Promedio			0,46	0,15	0,22	1,14		692,2
	Desv. Estandar			1,16	1,30	0,98	1,10		95,4
ILL0860B	RC	7,02	1,03	1,27	1,06	0,91	1,90	0,48	785,3
ILL0860B	RC	7,26	0,86	0,43	0,11	0,20	1,10	0,48	731,4
ILL0860B	RC	7,18	0,97	0,96	0,71	0,65	1,61	0,61	684,0
ILL0860B	RC	7,04	1,26	2,43	2,36	1,88	3,00	0,23	717,0
	Mínimo			0,43	0,11	0,20	1,10		684,0
	Máximo			2,43	2,36	1,88	3,00		785,3
	Promedio			1,27	1,06	0,91	1,90		729,4
	Desv. Estandar			0,85	0,95	0,71	0,80		42,2
ILL0877A	RC	7,10	0,94	0,81	0,55	0,52	1,47	0,58	713,9
ILL0877A	RC	6,95	1,12	1,73	1,58	1,29	2,34	0,54	749,8
ILL0877A	RC	7,24	0,81	0,13	-0,21	-0,05	0,83	0,54	697,3
ILL0877A	RC	7,53	0,55	-1,15	-1,66	-1,13	-0,39	0,54	629,6
ILL0877A	RC	7,17	0,88	0,53	0,23	0,28	1,20	0,54	711,2
ILL0877A	RC	7,01	1,04	1,30	1,09	0,93	1,93	0,54	739,1
	Mínimo			-1,15	-1,66	-1,13	-0,39		629,6
	Máximo			1,73	1,58	1,29	2,34		749,8
	Promedio			0,56	0,26	0,31	1,23		706,8
	Desv. Estandar			1,01	1,13	0,85	0,96		42,4

Muestra		Si	AIT	P1(+/-3kb)	P2 (+/-1 kb)	P3(+/- 0,5 kb)	P4(+/-0,6 kbar)	%Ab	T(+/- 75°C)
ILL0879A	EMM	7,00	1,09	1,57	1,39	1,15	2,18	0,52	746,4
ILL0879A	EMM	7,73	0,44	-1,68	-2,25	-1,58	-0,89	0,49	595,3
ILL0879A	EMM	7,14	1,06	1,40	1,20	1,01	2,02	0,53	711,2
ILL0879A	EMM	7,61	0,48	-1,49	-2,03	-1,42	-0,71	0,44	635,6
ILL0879A	EMM	7,09	1,04	1,34	1,13	0,96	1,96	0,44	757,8
ILL0879A	EMM	7,00	1,08	1,52	1,33	1,11	2,13	0,44	779,4
ILL0879A	EMM	7,01	1,10	1,60	1,43	1,19	2,22	0,44	775,2
ILL0879A	EMM	6,90	1,14	1,82	1,68	1,37	2,42	0,48	808,1
	Mínimo			-1,68	-2,25	-1,58	-0,89		595,3
	Máximo			1,82	1,68	1,37	2,42		808,1
	Promedio			0,76	0,49	0,47	1,42		726,1
	Desv. Estandar			1,45	1,63	1,22	1,38		74,5
ILL0879C	EMM	6,98	1,04	1,31	1,11	0,94	1,94	0,51	758,4
ILL0879C	EMM	6,99	1,12	1,70	1,54	1,26	2,30	0,60	722,7
ILL0879C	EMM	6,76	1,32	2,73	2,70	2,13	3,28	0,47	826,4
ILL0879C	EMM	7,04	1,11	1,65	1,49	1,23	2,26	0,55	724,6
ILL0879C	EMM	6,95	1,15	1,89	1,75	1,42	2,49	0,47	791,4
ILL0879C	EMM	6,98	1,09	1,56	1,38	1,15	2,18	0,56	738,6
ILL0879C	EMM	7,04	1,13	1,79	1,64	1,34	2,39	0,56	720,0
ILL0879C	EMM	7,53	0,59	-0,94	-1,42	-0,95	-0,19	0,56	621,8
ILL0879C	EMM	7,05	1,12	1,69	1,53	1,26	2,30	0,55	722,7
ILL0879C	EMM	7,62	0,50	-1,39	-1,93	-1,33	-0,62	0,47	637,8
ILL0879C	EMM	7,08	1,01	1,17	0,95	0,82	1,81	0,47	769,3
ILL0879C	EMM	7,00	1,11	1,64	1,48	1,22	2,25	0,59	724,2
ILL0879C	EMM	7,57	0,51	-1,34	-1,87	-1,29	-0,57	0,51	625,4
ILL0879C	EMM	6,97	1,06	1,42	1,22	1,03	2,04	0,51	758,3
ILL0879C	EMM	7,56	0,50	-1,43	-1,97	-1,36	-0,65	0,40	643,4
ILL0879C	EMM	7,31	0,83	0,26	-0,07	0,06	0,95	0,39	702,8
ILL0879C	EMM	7,71	0,39	-1,97	-2,57	-1,82	-1,16	0,39	588,0
ILL0879C	EMM	7,24	0,89	0,56	0,26	0,31	1,23	0,39	719,0
ILL0879C	EMM	7,07	1,08	1,49	1,31	1,09	2,11	0,39	753,2
ILL0879C	EMM	7,40	0,78	0,02	-0,35	-0,15	0,72	0,47	694,3
ILL0879C	EMM	6,97	1,15	1,86	1,72	1,40	2,46	0,47	787,3
ILL0879C	EMM	7,08	1,08	1,49	1,31	1,09	2,11	0,54	722,0
ILL0879C	EMM	7,87	0,34	-2,21	-2,84	-2,02	-1,39	0,42	498,3
ILL0879C	EMM	7,19	0,91	0,65	0,37	0,38	1,32	0,42	736,1
ILL0879C	EMM	6,96	1,16	1,91	1,78	1,45	2,51	0,42	778,6
	Mínimo			-2,21	-2,84	-2,02	-1,39		498,3
	Máximo			2,73	2,70	2,13	3,28		826,4
	Promedio			0,70	0,42	0,43	1,36		710,6
	Desv. Estandar			1,42	1,59	1,19	1,34		73,0

Muestra		Si	AIT	P1(+/-3kb)	P2 (+/-1 kb)	P3(+/- 0,5 kb)	P4(+/-0,6 kbar)	%Ab	T(+/- 75°C)
ILL09120B	Xenolito	7,49	0,56	-1,10	-1,60	-1,09	-0,34	0,69	609,0
ILL09120B	Xenolito	7,45	0,75	-0,14	-0,52	-0,28	0,57	0,91	575,2
ILL09120B	Xenolito	7,34	0,83	0,24	-0,09	0,04	0,93	0,87	600,8
ILL09120B	Xenolito	7,39	0,69	-0,46	-0,88	-0,55	0,27	0,88	596,2
ILL09120B	Xenolito	6,44	1,71	4,70	4,91	3,79	5,15	0,84	734,0
ILL09120B	Xenolito	7,47	0,64	-0,72	-1,17	-0,77	0,02	0,83	585,0
ILL09120B	Xenolito	6,57	1,51	3,65	3,73	2,91	4,16	0,83	725,9
ILL09120B	Xenolito	7,49	0,65	-0,64	-1,08	-0,70	0,09	0,83	579,9
ILL09120B	Xenolito	7,81	0,30	-2,41	-3,06	-2,19	-1,58	0,88	476,3
ILL09120B	Xenolito	7,27	0,85	0,35	0,03	0,13	1,03	0,88	615,4
ILL09120B	Xenolito	6,28	1,85	5,41	5,70	4,38	5,82	0,68	796,4
ILL09120B	Xenolito	7,15	1,02	1,19	0,97	0,84	1,83	0,68	669,9
ILL09120B	Xenolito	7,69	0,49	-1,48	-2,02	-1,41	-0,70	0,68	545,8
ILL09120B	Xenolito	7,27	0,91	0,64	0,36	0,38	1,31	0,68	648,9
ILL09120B	Xenolito	7,47	0,66	-0,59	-1,03	-0,66	0,14	0,68	609,2
ILL09120B	Xenolito	6,45	1,75	4,88	5,11	3,94	5,32	0,68	768,4
ILL09120B	Xenolito	7,11	1,07	1,46	1,28	1,07	2,09	0,68	676,4
ILL09120B	Xenolito	7,38	0,68	-0,48	-0,91	-0,57	0,24	0,68	633,6
ILL09120B	Xenolito	7,12	1,08	1,51	1,33	1,11	2,13	0,67	675,4
ILL09120B	Xenolito	6,20	1,95	5,87	6,21	4,77	6,25	0,67	811,5
ILL09120B	Xenolito	7,02	1,15	1,84	1,70	1,38	2,44	0,68	692,5
ILL09120B	Xenolito	6,32	1,82	5,22	5,49	4,23	5,64	0,68	793,5
ILL09120B	Xenolito	6,58	1,62	4,23	4,37	3,39	4,70	0,68	751,2
	Mínimo			-2,41	-3,06	-2,19	-1,58		476,3
	Máximo			5,87	6,21	4,77	6,25		811,5
	Promedio			1,44	1,25	1,05	2,07		659,6
	Desv. Estandar			2,53	2,84	2,13	2,39		88,6
ILL09121D	EMM	7,04	0,95	0,85	0,59	0,55	1,51	0,62	715,7
ILL09121D	EMM	7,01	1,09	1,57	1,39	1,15	2,18	0,57	727,0
ILL09121D	EMM	7,13	0,93	0,76	0,49	0,48	1,42	0,57	708,7
ILL09121D	EMM	7,68	0,43	-1,76	-2,34	-1,65	-0,97	0,52	586,7
ILL09121D	EMM	7,45	0,94	0,80	0,53	0,51	1,46	0,52	637,0
ILL09121D	EMM	7,22	0,95	0,86	0,60	0,56	1,51	0,64	667,8
ILL09121D	EMM	7,00	1,12	1,69	1,53	1,26	2,30	0,64	709,4
ILL09121D	EMM	7,60	0,49	-1,48	-2,02	-1,41	-0,70	0,64	586,9
ILL09121D	EMM	7,06	1,10	1,59	1,42	1,18	2,21	0,53	728,5
ILL09121D	EMM	7,36	0,76	-0,12	-0,50	-0,26	0,59	0,53	672,9
ILL09121D	EMM	7,43	0,81	0,18	-0,17	-0,01	0,87	0,55	642,5
	Mínimo			-1,76	-2,34	-1,65	-0,97		586,7
	Máximo			1,69	1,53	1,26	2,30		728,5
	Promedio			0,45	0,14	0,21	1,12		671,2
	Desv. Estandar			1,17	1,31	0,98	1,11		52,4

Muestra		Si	AIT	P1(+/-3kb)	P2 (+/-1 kb)	P3(+/- 0,5 kb)	P4(+/-0,6 kbar)	%Ab	T(+/- 75°C)
ILL09123A	EMM	7,25	0,81	0,16	-0,18	-0,03	0,85	0,54	695,4
ILL09123A	EMM	6,98	1,10	1,63	1,47	1,21	2,25	0,42	778,9
ILL09123A	EMM	6,86	1,14	1,79	1,65	1,34	2,40	0,47	818,0
ILL09123A	EMM	6,92	1,18	1,99	1,87	1,51	2,58	0,47	799,0
ILL09123A	EMM	6,92	1,15	1,86	1,72	1,40	2,46	0,57	744,8
ILL09123A	EMM	6,87	1,10	1,60	1,43	1,18	2,21	0,53	774,1
ILL09123A	EMM	7,23	0,89	0,56	0,26	0,30	1,23	0,34	711,3
ILL09123A	EMM	7,15	0,93	0,77	0,50	0,48	1,43	0,52	720,1
ILL09123A	EMM	7,02	1,01	1,16	0,94	0,82	1,80	0,53	742,4
ILL09123A	EMM	6,96	1,11	1,68	1,52	1,25	2,29	0,77	687,5
	Mínimo			0,16	-0,18	-0,03	0,85		687,5
	Máximo			1,99	1,87	1,51	2,58		818,0
	Promedio			1,32	1,12	0,95	1,95		747,1
	Desv. Estandar			0,63	0,70	0,53	0,59		44,4
ILL09130A	EMM	7,06	1,04	1,33	1,13	0,96	1,96	0,60	710,3
ILL09130A	EMM	6,94	1,09	1,54	1,36	1,13	2,16	0,60	736,0
	Mínimo			1,33	1,13	0,96	1,96		710,3
	Máximo			1,54	1,36	1,13	2,16		736,0
	Promedio			1,44	1,25	1,04	2,06		723,1
	Desv. Estandar			0,15	0,16	0,12	0,14		18,2
ILL09130A	RC	7,12	0,91	0,67	0,39	0,40	1,33	0,51	730,7
ILL09130A	RC	7,10	0,97	0,96	0,71	0,64	1,61	0,51	731,9
ILL09130A	RC	6,94	1,15	1,85	1,71	1,39	2,45	0,51	758,0
ILL09130A	RC	6,89	1,21	2,17	2,06	1,66	2,75	0,51	766,8
ILL09130A	RC	7,03	0,96	0,93	0,68	0,62	1,58	0,51	749,4
ILL09130A	RC	7,07	0,98	1,01	0,77	0,69	1,66	0,47	773,7
	Mínimo			0,67	0,39	0,40	1,33		730,7
	Máximo			2,17	2,06	1,66	2,75		773,7
	Promedio			1,26	1,05	0,90	1,90		751,8
	Desv. Estandar			0,60	0,67	0,50	0,56		15,9

Muestra		Si	AIT	P1(+/-3kb)	P2 (+/-1 kb)	P3(+/- 0,5 kb)	P4(+/-0,6 kbar)	%Ab	T(+/- 75°C)
ILL09131A	EMM	6,94	1,15	1,88	1,74	1,42	2,48	0,54	747,8
ILL09131A	EMM	7,06	1,07	1,48	1,30	1,09	2,10	0,57	717,9
ILL09131A	EMM	7,27	0,81	0,14	-0,21	-0,05	0,83	0,68	654,5
ILL09131A	EMM	6,91	1,18	2,02	1,90	1,53	2,61	0,59	737,5
ILL09131A	EMM	7,48	0,69	-0,44	-0,86	-0,53	0,28	0,55	634,1
	Mínimo			-0,44	-0,86	-0,53	0,28		634,1
	Máximo			2,02	1,90	1,53	2,61		747,8
	Promedio			1,02	0,77	0,69	1,66		698,4
	Desv. Estandar			1,10	1,24	0,93	1,04		51,0
ILL09131A	RC	7,28	0,75	-0,16	-0,54	-0,30	0,55	0,53	694,8
ILL09131A	RC	6,85	1,23	2,27	2,18	1,75	2,85	0,53	768,0
ILL09131A	RC	7,08	1,02	1,21	1,00	0,86	1,85	0,49	771,8
ILL09131A	RC	7,41	0,74	-0,22	-0,61	-0,34	0,50	0,49	698,2
ILL09131A	RC	7,22	0,84	0,30	-0,02	0,09	0,99	0,66	670,8
ILL09131A	RC	7,32	0,79	0,04	-0,32	-0,13	0,74	0,66	648,1
	Mínimo			-0,22	-0,61	-0,34	0,50		648,1
	Máximo			2,27	2,18	1,75	2,85		771,8
	Promedio			0,58	0,28	0,32	1,24		708,6
	Desv. Estandar			0,98	1,10	0,83	0,93		50,8
ILL09136	RC	7,55	0,40	-1,91	-2,50	-1,77	-1,10	0,86	570,7
ILL09136	RC	6,92	1,14	1,83	1,69	1,37	2,43	0,86	673,4
ILL09136	RC	7,83	0,33	-2,27	-2,90	-2,07	-1,44	0,82	473,0
ILL09136	RC	6,95	1,04	1,33	1,13	0,96	1,96	0,93	664,0
ILL09136	RC	7,63	0,50	-1,40	-1,93	-1,34	-0,62	0,93	532,6
ILL09136	RC	7,71	0,56	-1,11	-1,61	-1,10	-0,35	0,87	508,8
	Mínimo			-2,27	-2,90	-2,07	-1,44		473,0
	Máximo			1,83	1,69	1,37	2,43		673,4
	Promedio			-0,59	-1,02	-0,66	0,14		570,4
	Desv. Estandar			1,73	1,94	1,46	1,64		82,6

P1 – Hammarstrom y Zen (1986)

P2 – Hollister et al. (1987)

P3 – Johnson y Rutherford (1989)

P4 – Schmidt (1992)

La temperatura en base a Blundy y Holland (1990)