



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**PETROGÉNESIS DEL BATOLITO DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA, COSTA OCCIDENTAL DEL EXTREMO
NORTE DE LA PENINSULA ANTÁRTICA E ISLAS ALEDAÑAS: IMPLICANCIAS TECTÓNICAS**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

HERNÁN FELIPE BOBADILLA RODRÍGUEZ

PROFESOR GUÍA:

FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MAURICIO CALDERÓN NETTLE

MIGUEL ANGEL PARADA

SANTIAGO DE CHILE

2011

RESUMEN

La Península Antártica (PA) es un bloque de corteza continental que ha sido sometido a diversos procesos de subducción en tiempos Meso-Cenozoicos y cuyo crecimiento cortical es atribuido a procesos de magmatismo y acreción.

Se han realizado estudios geocronológicos, petrográficos, geoquímicos y geotermobarométricos en plutones pertenecientes al Batolito de la Península Antártica (BPA) en su extremo norte.

Los plutones estudiados son de edad Cretácica Superior, Terciaria Inferior y Miocena, observándose una tendencia de plutones más jóvenes hacia el NW.

Éstos son de composición esencialmente intermedia a ácida, subalcalinos, magnésicos, cálcicos a calcoalcalinos, metaluminosos a ligeramente peraluminosos y sódicos. Han sido clasificados como granitoides tipo-I, componentes de un Batolito Cordillerano.

Los patrones de REE y arcanogramas sugieren una fuente mántélica tipo peridotita o gabro, en una corteza de espesor entre 35 y 40 km.

La composición isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de los plutones sugiere una evolución temporal de las fuentes, haciéndose más mantélicas hacia el Mioceno y, en consecuencia, hacia el NW. Esto ha sido interpretado como una disminución del espesor cortical en dicha dirección.

Los plutones se emplazaron en la corteza superior, entre 7 y 4 km de profundidad, a temperaturas entre 680 y 740 °C. Las tasas de exhumación son crecientes hacia el Mioceno, alcanzando valores de hasta 600 m/Ma.

Los plutones Miocenos poseen componentes corticales, siendo esencialmente ácidos, peraluminosos y con una dispersión de valores ϵNd que va de 2 a 6. Por otro lado, también hay evidencias de fuentes progresivamente más mantélicas hacia el Mioceno, particularmente las evoluciones de las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Se ha interpretado que hacia el Mioceno los magmas generados provendrían de un manto modificado.

La evolución isotópica de los plutones estudiados es afín con aquella de plutones del Batolito Sur Patagónico, donde también se aprecian tasas de exhumación similares crecientes hacia el Mioceno. Se atribuyen evoluciones afines para ambos batolitos.

AGRADECIMIENTOS

En la base, desde siempre y hasta siempre, mi familia. Gracias por su amor incondicional, por sus virtudes y vicios. Gracias por todos nuestros momentos. Hoy, más lejos de ustedes, expuesto a muchos otros mundos, siguiendo con mi continuo crecimiento, de manera mucho más independiente que en aquellos años que vivíamos juntos, me doy cuenta que estoy adecuadamente provisto, que tengo grandes herramientas, valores y aptitudes que, no sólo a mí, sino también a muchas personas que me rodean, generan felicidad. Ustedes son, en gran medida, la razón de quién soy y de quien quiero ser. Un sentimiento de gratitud infinito, imperecible, morará en mi hasta que se extinga la vida... y quizás un poco más.

A mis más constantes, pacientes, desafiantes y cómplices amigos, quienes han sabido quererme y odiarme en su justa medida, cuidarme y dejarme sólo en los momentos precisos, enseñarme, cual maestros, sus visiones del devenir, y escucharme, atenderme, cuando he precisado respaldo. No sé qué nos depara el futuro; si podremos seguir construyendo castillos juntos, cambiando el mundo en nuestros sueños y proyectando aquello a la realidad. Lo cierto es que nuestros cimientos están firmes y diligentemente contruidos. ¿Quién dijo que la amistad es una planta que hay que regar día a día? Nosotros somos edificios. Nuestras bases están contruidas de la más resistente y pura emocionalidad, y cuando nuestros caminos coincidan... más aún, cuando nuestras expectativas se sobrepongan a la realidad, nuestra experiencia conjunta develará todo su sentido. Edificios dinámicos, sin último piso, jamás.

A mis maestros, quienes llenaron de sentido mis vacíos, aun provisoriamente, mientras llegaban a mí algunas 'respuestas'. Toda mi vida he sido estudiante. Me temo que no sé, realmente, con hechos, como me desempeño en otros aspectos de la vida. Más aún, apelando a la ausencia de falsa modestia, siempre he sido un buen estudiante, por lo que tiendo a ver procesos educativos en cada instancia de mi vida y construyo maestros en todo aquel que nade en mi vida. A todos ellos que me han tocado con su experiencia e ingenuidad, su mesura y locura, les doy mil gracias. No saben lo importante que son estos personajes en mi personalidad.

De manera particular deseo agradecer a maestros más atingentes a este pequeño logro personal. A Francisco Hervé, Pancho, de quien nadie con sensatez puede tener dudas sobre sus capacidades y habilidades como geólogo Íntegro e interdisciplinario. Fue un privilegio trabajar contigo haciendo geología. Pero más aún, fue un honor el conocer tu imaginario respecto de tan disímiles aspectos de la vida. Tu humildad frente a las vicisitudes del destino me ha llegado profundamente. A Mauricio Calderón, Caldera, a quien admiro por su compromiso, constancia y arduo trabajo. Muchas gracias por confiar en mí, querer trabajar conmigo, hacerme sentir válido y por tu paciencia inagotable.

Gracias a todos aquellos estudiantes con los que tuve la oportunidad de compartir experiencias como 'profesor auxiliar'. Sin duda que fui yo el más beneficiado en esta relación. Gracias por hacerme reforzar la idea de que, en cuanto al conocimiento, no es posible jerarquizar, pues eso implicaría que todas las formas que la sabiduría puede adoptar irían sobre la misma línea, delimitándola con criterios vanos... no podría la realidad ser más lejana; la sabiduría es un laberinto misterioso en el que espero estar perdido por siempre, buscando una salida que posiblemente no exista, pero cuya inexistencia no inhabilita el ímpetu de buscarla.

Deseo agradecer al Instituto Antártico Chileno (INACH) por el apoyo económico que entregó al proyecto M_06-10: "Estudios Petrográficos y Geoquímicos en el Batolito de la Península Antártica, Extremo Norte de la Península Antártica: Implicaciones Petrogenéticas y Tectónicas." En particular, deseo agradecer al personal del Departamento de Proyectos, quienes confiaron en mí, nuestro equipo y proyecto. Sin su ayuda, gestión y paciencia, este trabajo no habría podido concretarse.

Muy agradecido estoy de la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONICYT) quienes me entregaron la oportunidad de realizar este trabajo con el beneficio de una beca. No saben la cantidad de cambios que hubo en mi vida y de momentos que debo a dicho reconocimiento. Sin quererlo quizás, no sólo me ayudaron a terminar esta tesis, sino que me abrieron las posibilidades a un mundo de experiencias y crecimiento invaluable.

Gracias a la Sociedad Geológica de Chile (SGCH) por concederme la posibilidad de asistir a cursos de capacitación de primer nivel en la materia que compete este trabajo.

Gracias al Proyecto Anillo Antártico (CONICYT - ARTG-04 y ACT-105) y las personas involucradas en él por permitirme disponer de la colección de rocas utilizadas en este trabajo y llevarme a conocer los más bellos lugares que he visto en mi vida.

Gracias a todos aquellos en la Universidad de Sao Paulo y Centro de Pesquisas Geocronológicas, que me ayudaron con mi trabajo y me trajeron nuevos conocimientos y alegrías. Fue una experiencia inolvidable. Gracias a mi primo Daniel y familia, quienes me recibieron en Sao Paulo y me hicieron sentir en casa.

A tod@s aquell@s que fueron parte de mi crecimiento, de mi formación, de mis momentos, tristes y felices, les estoy agradecido, pues soy feliz.

“La gratitud es el pilar de una vida valiosa. Transforma una comida en un festín. Una casa de pronto se vuelve hogar. Y un extraño se vuelve maestro y amigo”

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN.....	14
1.1.	BREVE MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO	14
1.2.	PROBLEMA CONCEPTUAL	16
1.3.	HIPÓTESIS DE TRABAJO	19
1.4.	OBJETIVOS.....	20
	ESPECÍFICOS	20
	GENERALES.....	20
1.5.	ZONA DE ESTUDIO.....	21
2.	MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO	22
2.1.	BASAMENTO	22
2.2.	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS MESO-CENOZOICAS	24
2.3.	BATOLITO DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA	27
2.4.	HISTORIA TECTÓNICA.....	31
3.	METODOLOGÍA	35
3.1.	CAMPAÑA DE MUESTREO.....	35
3.2.	PETROGRAFÍA.....	36
3.3.	GEOQUÍMICA	38
3.3.1.	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS (ÓXIDOS) MAYORES EN ROCA TOTAL	38
3.3.2.	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MENORES Y TRAZAS EN ROCA TOTAL.....	40
3.3.3.	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Rb-Sr Y Sm-Nd EN ROCA TOTAL	42
3.3.4.	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS (ÓXIDOS) MAYORES DE MINERALES	43
3.4.	GEOTERMOBAROMETRÍA	45
4.	RESULTADOS	48
4.1.	CAMPAÑA DE MUESTREO.....	48
4.2.	PETROGRAFÍA.....	51
	RESULTADOS	51
	<i>Mineralogía, alteración y clasificación</i>	51
	<i>Aspectos texturales</i>	53

INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES.....	56
4.3. GEOCRONOLOGÍA.....	57
EADADES.....	57
DEFINICIÓN DE GRUPOS	59
INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES.....	60
<i>Discusión de resultados originales inéditos</i>	60
<i>Discusión ampliada a resultados bibliográficos</i>	61
4.4. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS (ÓXIDOS) MAYORES EN ROCA TOTAL	63
4.4.1. RESULTADOS	63
4.4.2. CLASIFICACIÓN	63
<i>Clasificación según gráficos óxidos vs. óxidos</i>	64
<i>Clasificación usando la norma CIPW</i>	65
<i>Clasificación usando cationes</i>	68
CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA.....	70
<i>Índice de Hierro (Fe*)</i>	70
<i>MALI (Modified Alkali-Lime Index)</i>	71
<i>ASI (Aluminium Saturation Index) y PI (Peralcaline Index)</i>	72
<i>Alcalinidad</i>	73
INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES.....	75
<i>Discusión de resultados originales inéditos</i>	75
<i>Discusión ampliada a resultados bibliográficos</i>	78
4.5. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MENORES Y TRAZAS EN ROCA TOTAL.....	79
RESULTADOS	79
<i>Tierras raras</i>	79
<i>Elementos Traza y Aracnogramas</i>	84
INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES.....	90
<i>Tierras raras: Eu</i>	90
<i>Tierras raras: fraccionamiento LREE y HREE</i>	91
<i>Elementos traza</i>	93
<i>Aracnogramas: normalización a Manto Primitivo</i>	94

	<i>Aracnogramas: normalización a meteorito condrítico y MORB</i>	96
4.6.	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Rb-Sr Y Sm-Nd EN ROCA TOTAL	97
	RESULTADOS	97
	INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES.....	100
	<i>Discusión de resultados originales inéditos</i>	100
	<i>Discusión ampliada a resultados bibliográficos</i>	100
4.7.	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS (ÓXIDOS) MAYORES DE MINERALES	106
	ASPECTOS GENERALES	106
	ANFÍBOLAS	106
	<i>Clasificación</i>	106
	<i>Características composicionales y texturales</i>	110
	<i>Sustituciones simples y acopladas</i>	117
	<i>Fugacidad de oxígeno</i>	127
	PLAGIOCLASA	129
	<i>Clasificación</i>	129
	<i>Características composicionales y texturales</i>	131
4.8.	GEOTERMOBAROMETRÍA	133
	SELECCIÓN DE MODELOS Y ANÁLISIS.....	133
	<i>Selección de modelos</i>	133
	<i>Selección de análisis</i>	135
	RESULTADOS	137
	INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES.....	143
	<i>Discusión de resultados originales inéditos</i>	143
	<i>Discusión ampliada a resultados bibliográficos</i>	146
5.	DISCUSIONES GENERALES	149
5.1.	COMPONENTE CORTICAL EN PLUTONES MIOCENOS	149
5.2.	PROCESOS DE EXHUMACIÓN	153
5.3.	ESTUDIOS PROPUESTOS.....	155
5.4.	SÍNTESIS Y PALABRAS FINALES	156
6.	CONCLUSIONES	158

7.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	160
8.	ANEXOS.....	177
8.1.	NOMBRES POR MUESTRA.....	177
8.2.	COMPOSICIÓN MINERAL POR MUESTRA (ROCAS INTRUSIVAS).....	179
8.3.	CARACTERÍSTICAS TEXTURALES POR MUESTRA (ROCAS INTRUSIVAS).....	182
8.4.	ANÁLISIS GEOQUÍMICA MINERAL.....	192

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1-1: Modelo simplificado del desarrollo de características extensionales cenozoicas en la litosfera continental durante el cese de la subducción (Garret et al. 1987).	17
Fig. 1-2: Zona de estudio. Extremo norte de la PA.	21
Fig. 2-1: Modelos de relación entre Patagonia y PA durante el Jurásico.....	34
Fig. 4-1: Colección de muestras facilitada por el proyecto ARTG-04 “Anillo Antártico”.	49
Fig. 4-2: Afloramiento de granodiorita de biotita en Isla Cornwallis.	50
Fig. 4-3: Geositio en Isla Torres.....	50
Fig. 4-4: Muestra AA0806. Nicles cruzados. 10x. Diorita de anfíbola alterada	52
Fig. 4-5: Muestra AA0826B. Nicles cruzados. 4x. Diorita de anfíbola fresca.	52
Fig. 4-6: Muestra AA0801. Nicles cruzados. 4x. Granodiorita de biotita.....	53
Fig. 4-7: Muestra AA0805. Nicles cruzados. 20x. Diorita de anfíbola.....	54
Fig. 4-8: Muestra AA0837A. Nicles cruzados. 4x. Granodiorita de anfíbola y biotita.....	54
Fig. 4-9: Muestra AA0801. Nicles cruzados. 4x. Granodiorita de biotita.....	55
Fig. 4-10: Muestra AA0835A. Nicles cruzados. 4x. Cuarzo monzonita de anfíbola..	55
Fig. 4-11: Distribución de edades de rocas estudiadas en el norte del BPA.....	60
Fig. 4-12: Clasificación según TAS para selección de muestras AA08.....	64
Fig. 4-13: Clasificación de Streckeisen y LeMaitre (1979) según mineralogía normativa.....	67
Fig. 4-14: Clasificación de Barker (1979) basada en mineralogía normativa de rocas ácidas.	67
Fig. 4-15: Clasificación de rocas plutónicas según la Roche et al. (1980).	68
Fig. 4-16: Índice de Hierro vs. SiO ₂ para plutones estudiados	70
Fig. 4-17: MALI vs. SiO ₂ para plutones estudiados.....	71
Fig. 4-18: Índice de Peralcalinidad vs. Índice de Saturación de Aluminio.....	72
Fig. 4-19: Razón Na ₂ O/K ₂ O vs SiO ₂ para plutones estudiados	73
Fig. 4-20: Na ₂ O vs K ₂ O para plutones estudiados	74
Fig. 4-21: Abundancia de REE normalizadas a Condrito (Boynton , 1984).	81
Fig. 4-22: Gráficos bivariantes de Ni, Cr, V y Sc vs. MgO. Ni, Cr, V y Sc en ppm. MgO en wt%. ..	85
Fig. 4-23: Aracnogramas normalizados a manto primitivo, según edad de las muestras.	87
Fig. 4-24: Aracnogramas normalizados a meteorito condrítico, según edad de las muestras.	88

Fig. 4-25: Aracnogramas normalizados a MORB, según edad de las muestras	89
Fig. 4-26: Sr vs. Sílice para plutones estudiados	91
Fig. 4-27: CaO/Na ₂ O vs. MgO[%] para rocas plutónicas estudiadas.....	94
Fig. 4-28: Gráfico εNd vs. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr según edad de los plutones estudiados.....	98
Fig. 4-29: Gráfico ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. edad. Valores corregidos a la edad de los granitoides.....	99
Fig. 4-30: Gráfico εNd vs. edad. Valores corregidos a la edad de los granitoides.	99
Fig. 4-31: Gráfico εNd vs. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr según edad de plutones del BPA y BP.....	102
Fig. 4-32: Gráfico ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. edad. Valores corregidos a la edad del plutón.....	103
Fig. 4-33: Gráfico εNd vs. edad. Valores corregidos a la edad del plutón.	103
Fig. 4-34: Gráfico ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. SiO ₂ [%].....	105
Fig. 4-35: Clasificación de anfíbolos según Criterio II (Leake et al. 1997).	108
Fig. 4-36: Clasificación de anfíbolos según Criterio I (Leake et al. 1997).	109
Fig. 4-37: Fotografía BSE. Diorita de piroxeno/anfíbola (AA0826A)	112
Fig. 4-38: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0829).	113
Fig. 4-39: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0830B2).	114
Fig. 4-40: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0834A).	115
Fig. 4-41: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0837A)	116
Fig. 4-42: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0846).	117
Fig. 4-43: Gráfico (Mn+Fe ²⁺) vs. Mg. Sustitución simple.....	118
Fig. 4-44: Gráfico (Mn+Fe ²⁺) vs. Mg. Sustitución simple	119
Fig. 4-45: Ocupación del sitio A vs. ^[4] Al.	121
Fig. 4-46: Fe ³⁺ vs. ^[4] Al.	122
Fig. 4-47: ^[6] Al vs. ^[4] Al.	123
Fig. 4-48: Ti vs. ^[4] Al.....	123
Fig. 4-49: Si vs. ^[4] Al+ ^[A] (K+Na). Sustitución edenítica.	124
Fig. 4-50: Si+R ²⁺ vs. ^[4] Al+ ^[6] Al. Sustitución tschermakítica.....	125
Fig. 4-51: ^[6] Al+Fe ³⁺ +2Ti+A-Site vs. ^[4] Al. Reconocimiento de sustituciones significativas.....	126
Fig. 4-52: Diagrama ternario □A - Al ^{VI} - Al ^{IV}	126
Fig. 4-53: Valores de Fe ³⁺ /FeT [R] y Fe/(Fe+Mg) promedio por muestra.	129
Fig. 4-54: Diagrama ternario Ab – An – K-spar para análisis de feldespato.....	130

Fig. 4-55: Temperatura (Colombi, 1989) vs. Profundidad (Schmidt, 1992).	138
Fig. 4-56: Temperatura (Otten, 1984) vs. Profundidad (Schmidt, 1992).	138
Fig. 4-57: Temperatura (Colombi, 1989) vs. Profundidad (Anderson & Smith, 1995).	139
Fig. 4-58: Temperatura (Otten, 1984) vs. Profundidad (Anderson & Smith, 1995).	139
Fig. 4-59: Temperatura (Colombi, 1989) vs. Profundidad (Schmidt, 1992). Valores promedio por muestra.	140
Fig. 4-60: Temperatura (Otten, 1984) vs. Profundidad (Schmidt, 1992). Valores promedio por muestra.	141
Fig. 4-61: Temperatura (Colombi, 1989) vs. Profundidad (Anderson & Smith, 1995). Valores promedio por muestra.	141
Fig. 4-62: Temperatura (Otten, 1984) vs. Profundidad (Anderson & Smith, 1995). Valores promedio por muestra.	142
Fig. 4-63: Temperatura (Otten, 1984) vs. Presión (Anderson & Smith, 1995). Valores promedio por muestra.	143
Fig. 5-1: Resultados de experimentos numéricos respecto de la evolución temporal que muestran plumas frías de sedimentos fundidos (en amarillo) que se anexan a la litósfera continental de la placa superior mediante ‘underplating’ (Castro et al., 2010).	151

INDICE DE TABLAS

Tabla 3-1: Desviaciones estándar típicas. _____	40
Tabla 4-1: Edades aproximadas SHRIMP U-Pb _____	58
Tabla 4-3: Porcentaje en peso de óxidos mayores _____	63
Tabla 4-4: Porcentaje en peso de minerales normativos por muestra. _____	66
Tabla 4-5: Clasificaciones para rocas plutónicas _____	69
Tabla 4-6: Concentraciones de REE según plutones agrupados por edad _____	80
Tabla 4-7: Resumen de Anomalías de Eu en colección de muestras AA08 _____	82
Tabla 4-8: Valores La_N/Yb_N , Ce_N/Yb_N , Sm_N/Yb_N e Yb_N para plutones estudiados, según edad _____	83
Tabla 4-9: Concentraciones de elementos traza según plutones agrupados por edad _____	84
Tabla 4-10: Resultados análisis composición isotópica ($^{87}Sr/^{86}Sr$) _____	97
Tabla 4-11: Resultados análisis composición isotópica (ϵNd) _____	98
Tabla 4-12: Resumen de clasificación de análisis de anfíbolos. _____	109
Tabla 4-13: Clasificación de análisis de plagioclasas. _____	131
Tabla 4-14: Resumen de tasas de exhumación de plutones. _____	145

1. INTRODUCCIÓN

1.1. BREVE MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO

La Península Antártica (PA) es un bloque de corteza continental, el cual ha sido afectado por distintos procesos tectónicos asociados a la subducción desde el oeste de la placa Phoenix desde tiempos Mesozoicos tempranos a Cenozoicos (Garret & Storey, 1987; Leat et al., 1995; Brix et al., 2007). También se han propuesto períodos de subducción desde el este a lo largo del margen del Mar de Wedell durante el Jurásico tardío – Cretácico temprano (Grunow, 1993).

Los actuales modelos de evolución tectónica de la PA proponen un crecimiento cortical, tanto en espesor como en ancho, debido a procesos de acreción y magmatismo sobre un fragmento de basamento cristalino más antiguo. Estos procesos se habrían mantenido durante el Mesozoico y Cenozoico, aunque con variaciones geográficas (Barker, 1982; Garret & Storey, 1987; Storey et al., 1996; Vaughan & Storey, 2000).

El basamento que aflora en el extremo norte de la PA corresponde a un complejo de turbiditas con metamorfismo de bajo grado, agrupadas en el Grupo Península Trinidad, de edad Carbonífera tardía – Pérmica temprana a Triásica tardía – Jurásica (?) (Smellie, 1991; SERNAGEOMIN, 2003; Hervé et al., 2006), el que se ha interpretado como parte de un antiguo margen continental activo de la placa Antártica (Brix et al., 2007). Hacia el sur, en el área entre Graham y Palmer Land (~70°S) el basamento corresponde a rocas metamórficas (gneises y metabasitas) de protolito Pérmico a Triásico y metamorfismo Jurásico a Cretácico, junto a intrusivos (granitos y granodioritas) de edad Pérmica – Triásica (Millar et al., 2002; SERNAGEOMIN, 2003). Por otro lado, el basamento en la Isla Alexander corresponde al complejo sedimentario volcánico Grupo LeMay, de edad Triásica – Cretácica, interpretado como el prisma de acreción del Mesozoico (Storey et al., 1996; SERNAGEOMIN, 2003).

El basamento es cubierto en discordancia por sucesiones volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Jurásico-Terciario correspondientes al Grupo Volcánico Península Antártica (GVPA) (Hawkes, 1981) e intruido por el Batolito de la Península Antártica (BPA) de edad principalmente Jurásica - Cretácica (Pankhurst, 1982; SERNAGEOMIN, 2003) y con menores intrusiones más jóvenes, limitadas al norte de la PA, de edad Terciaria – Miocena (Calderón et al., 2010). Estas unidades representan los remanentes de un arco magmático calcoalcalino asociado a la subducción de la Placa Phoenix bajo la Placa Antártica (Leat et al., 1995; Leat et al., 2002). La actividad volcánica en el norte de la PA sigue continua hasta hoy (Hawkes, 1981), aunque con características distintas; el volcanismo presente es esencialmente alcalino, no relacionado a subducción (Barker, 1982).

En el borde oriental de la Isla Alexander afloran sucesiones sedimentarias de edad Jurásica media – Cretácica media, pertenecientes al Grupo Fossil Bluff, que representarían los depósitos de la cuenca de antearco en el Mesozoico (Storey et al., 1996; SERNAGEOMIN, 2003).

Además en las Islas Elefante y Smith afloran rocas metamórficas (esquistos, metabasitas, cuarcitas y mármoles) correspondientes al Complejo Metamórfico de Scotia, de edad Jurásica – Terciaria, asociados a la subducción de la Placa Phoenix en sentido sureste (Brix et al., 2007). No hay evidencias de un metamorfismo regional mayormente extendido a lo largo y ancho de la PA (Hawkes, 1981).

1.2. PROBLEMA CONCEPTUAL

Los modelos tectónicos actualmente aceptados para la evolución del margen Pacífico de la PA, plantean la colisión sucesiva, de sur a norte, de segmentos de la Dorsal de Phoenix (también llamada Aluk) con la fosa tectónica, en el borde occidental de la PA (Barker, 1982).

Estas colisiones se habrían iniciado hace 50 Ma en el extremo sur de la PA y habrían cesado hace 4 Ma en la zona de la Isla Anvers (Barker, 1982), coincidiendo con reducciones en las tasas de apertura de las dorsales y la posterior extinción de la dorsal de Phoenix entre 8.1 y 3.3 Ma (Eagles, 2003; Galindo-Zaldívar et al., 2004). Esto es consistente con un aumento en el stress de cizalle a lo largo del margen de la Zona de Fractura Shakleton.

Estudios anteriores han mostrado que las colisiones progresivas de segmentos de la dorsal de Phoenix coinciden temporalmente con el término o mitigación del magmatismo en la respectiva zona de impacto, mientras que la última colisión coincide temporalmente con la detención de la expansión de segmentos de dorsales más al norte, antes que éstos llegasen a colisionar con la fosa, y apertura del Estrecho de Bransfield (Barker, 1982; Garret et al., 1987) (Fig. 1-1). Otros estudios proponen variaciones transversales importantes en la zona del Estrecho de Gerlache (Parada et al., 1992). Entre ellas se puede contar: un decrecimiento de Este a Oeste en edad de los plutones (desde Cretácico temprano a Mioceno), un aumento de SE a NW de las tasas de exhumación y un amplio rango de variación composicional, siendo los granitoides del Este más félsicos (Parada et al., 1992). Estos estudios sugieren una relación entre la subducción de los distintos segmentos de dorsal oceánica y los procesos de magmatismo y exhumación, afectando los regímenes tectónicos y geodinámicos.

Sin embargo, un estudio regional de trazas de fisión en apatito en plutones del Batolito Sur Patagónico (BSP) muestra que la subducción de segmentos de expansión oceánica correspondientes a la Dorsal de Chile, poco influye en la denudación de la placa superior e incluso coincide con una baja en dicha tasa (Thomson et al., 2001). La elevada denudación que manifiesta esta zona desde el Oligoceno, es interpretada como resultado de un aumento en el

alzamiento tectónico, conducido por un gran aumento en las tasas de convergencia entre los 28 y 26 Ma que se tradujo en mayores precipitaciones al lado oeste de los Andes Patagónicos, permitiendo así una acentuada erosión mediante incisión fluvial y procesos de transporte (Thomson et al., 2001). Luego, no existe un consenso respecto de cómo la subducción de segmentos de dorsales oceánicas afectan la tectónica, paleogeografía y geodinámica de la placa superior.

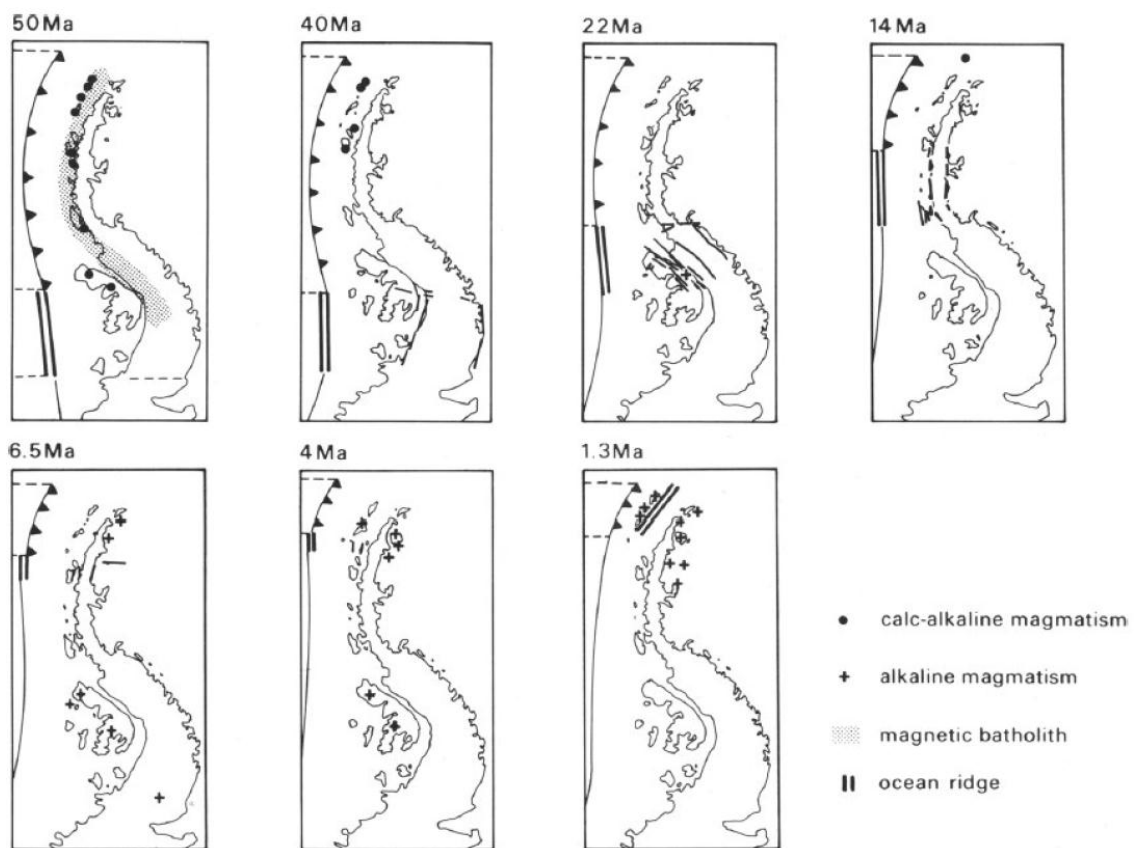


Fig. 1-1: Modelo simplificado del desarrollo de características extensionales cenozoicas en la litósfera continental durante el cese de la subducción (Garret et al. 1987). Puntos: magmatismo calco-alkalino, rombos: magmatismo alcalino, zonas grises: anomalía magnética interpretada como manifestación del batolito, líneas paralelas: dorsal oceánica.

A esto hay que agregar que el conocimiento respecto de los procesos tectónicos y petrogenéticos que afectaron el margen occidental septentrional de la PA es aun incompleto,

por lo que la discusión respecto de su naturaleza, evolución y condicionantes está aún en desarrollo.

Luego, principalmente hay dos aspectos a los cuales abocarse:

1. Aumentar y mejorar el conocimiento respecto de la evolución tectónica, geodinámica y petrogenética del BPA en su extremo norte.
2. Estudiar la relación que puede existir entre la subducción de segmentos de dorsales y los regímenes tectónicos y geodinámicos característicos, poniendo especial atención a los procesos de magmatismo y exhumación.

Este trabajo de tesis, mediante estudios petrográficos, geocronológicos, geoquímicos e isotópicos, permitirá:

1. Proporcionar información e interpretaciones respecto de los contextos geodinámicos y petrogenéticos en los que los magmas que dan origen a los plutones del BPA se generaron.
2. Estudiar las firmas isotópicas de plutones del BPA para así establecer las distintas fuentes de los magmas y su evolución, tanto espacialmente como temporalmente.
3. Estimar presiones y temperaturas de emplazamiento de los distintos cuerpos plutónicos del norte del BPA.

Por otro lado, actualmente se desarrollan numerosos estudios respecto de las relaciones geológicas entre el extremo sur de Sudamérica (Patagonia) y Antártica. Existe un debate intenso respecto de la naturaleza de algunas de estas relaciones, en particular en términos geocronológicos y paleogeográficos. Así, este trabajo se constituye como una pieza de un proyecto aún mayor que pretende ser un aporte en cuanto al establecimiento de las relaciones geológicas entre Patagonia y Antártica (Proyecto Anillo Antártico ARTG-04 y ACT-105).

1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

Respecto de la problemática conceptual involucrada se plantean las siguientes hipótesis de trabajo:

1. La PA ha sido sometida a procesos de subducción desde tiempos Mesozoicos a Cenozoicos, los que han evolucionado temporal y espacialmente (Machado et al., 2005).
2. La génesis de los granitoides del extremo norte del BPA estaría asociada a la subducción de la placa Phoenix bajo el borde Pacífico de la PA (Millar et al., 2001).
3. La subducción de la placa Phoenix ha involucrado la colisión de distintos segmentos de dorsales oceánicas con la PA. Estas colisiones coinciden con cambios en las tasas de convergencia y en la producción de magmas de los terrenos contiguos (Barker, 1982; Parada et al., 1992).
4. Existe una exhumación diferencial en la costa occidental septentrional de la PA provocada por las colisiones de los segmentos de dorsales con la fosa (Parada et al., 1992).
5. La PA y Patagonia se habrían encontrado en continuidad geográfica antes del desmembramiento de Gondwana (Lawver et al, 1998; Hervé et al., 2003; Jokat et al. 2003; Hervé et al., 2005).

1.4. OBJETIVOS

ESPECÍFICOS

1. Poder establecer las condiciones geodinámicas y tectónicas en las que los cuerpos plutónicos del BPA en su extremo norte se formaron.
2. Indicar las fuentes de los magmas que dieron origen a los distintos cuerpos intrusivos del BPA en la zona de estudio y los distintos regímenes tectónicos que propiciaron dicha magmagénesis.
3. Deducir las condiciones de presión y temperatura en las que se emplazaron los granitoides del BPA en la zona de estudio y, a través de ellas, la profundidad de emplazamiento.

GENERALES

1. Contribuir al entendimiento de los procesos de génesis de magmas en zonas de subducción, en particular para aquellas con características afines a las de la PA.
2. Integrar los resultados e interpretaciones de esta tesis a las teorías respecto de la evolución tectónica y geodinámica de la PA y Patagonia.

1.5. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio para este trabajo corresponde, en términos generales, al territorio insular y continental del extremo norte de la PA.

En cuanto a las coordenadas geográficas en las cuales se enmarca el espacio muestral (Fig. 1-2), éste se comprende entre los paralelos 61°S y 65°S y meridianos 54°W y 64,5°W.

Las muestras estudiadas fueron obtenidas de las islas Cornwallis, Greenwich, Livingston, Snow, Brabant, Anvers, Melchior y Torres. Por otra parte, en el continente, parte de la costa occidental fue muestreada en la Costa Danco y Península Trinidad.

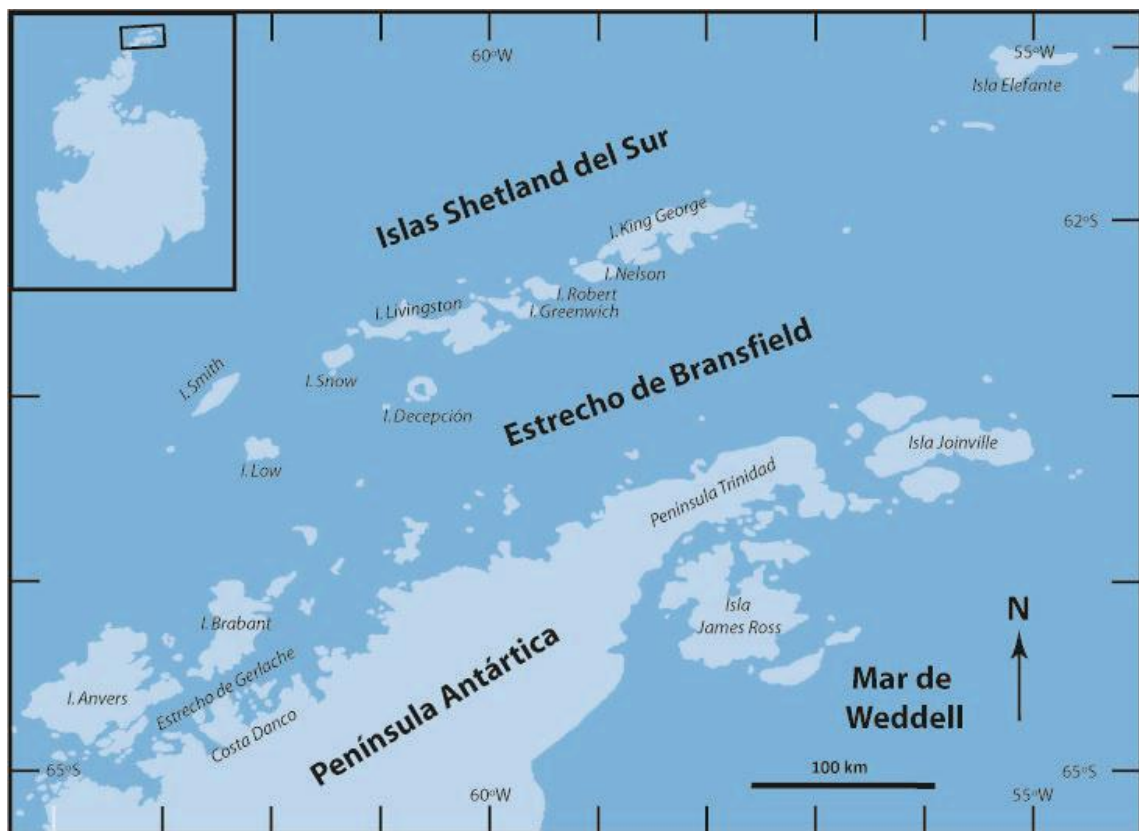


Fig. 1-2: Zona de estudio. Extremo norte de la PA.

2. MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO

2.1. BASAMENTO

Storey & Garret (1985) han propuesto que se denomine 'basamento' a aquellas rocas corticales continentales previas al sistema de acreción-subducción que prevaleció desde el Mesozoico al presente. Es en este mismo sentido que se referirá al basamento en esta tesis.

Existe un grupo amplio de rocas sedimentarias marinas del Paleozoico Superior (?Carbonífero a Triásico), conocido como el Grupo Península Trinidad (GPT) (previamente la "Serie Peninsula Trinidad") (Adie, 1957; Dalziel, 1982; Smellie, 1991; Smellie & Millar, 1995; Hervé et al., 2006) que está conformado por las formaciones Legoupil, View Point, Bahía Esperanza y Bahía Paraíso (Poblete, 2010). Se encuentra típicamente expuesto en la Península Trinidad (extremo norte de la PA), mientras que en las Islas Shetland del Sur sólo de manera aislada (Brix et al., 2007). El GPT ha sido descrito como un complejo de metaturbiditas compuesto por fangolitas siliciclásticas, limolitas, areniscas y restringidos depósitos más gruesos, que han sido sometidos a procesos de metamorfismo de bajo grado (Aitkenhead, 1975). Sobreyace en discordancia a rocas metamórficas de edad Devónica temprana a Carbonífera tardía (Willan, 2003). Este grupo representaría a los depósitos de antearco de un antiguo margen continental activo, derivados del arco y terrenos continentales adyacentes (Storey & Garret, 1985; Smellie, 1987).

En la Isla Livingston, el equivalente al GPT es conocido como Formación Miers Bluff (previamente "Serie Miers Bluff") (British Antarctic Survey, 1985), que consiste en sucesiones de fangolitas y conglomerados intradeformacionales, con restos vegetales, metamorizadas en bajo grado. Ha sido interpretada como depósitos turbidíticos del Triásico (Willian et al., 1994), aunque su génesis también ha sido atribuida también al post-Carbonífero (Hobbs, 1968; Schopf, 1973) y Jurásico Medio (Hervé et al., 2005).

En Palmer Land y en el extremo sur de Graham Land, el basamento se ve mayormente constituido por intrusivos y gneisses Triásicos de protolitos Paleozoicos a Triásicos (Leat et al., 1995; Millar et al., 2002) concentrados en el borde oriental de la PA. Ortogneisses con protolito de edad cercana a 450-500 Ma afloran en pequeñas áreas del este de Graham Land y nor-oeste de Palmer Land (Millar et al., 2001). Paragneisses intruidos por granitos Triásicos en el borde oriental de Palmer Land poseen una edad máxima Cámbrica Tardía. Unos pocos cuerpos graníticos han intruido en Graham Land oriental a 400 Ma (Milne & Millar, 1989). Localmente, el basamento ha sido afectado por metamorfismo, migmatización y emplazamiento de granitos durante el Carbonífero y Pérmico (Millar et al., 2001).

2.2. UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS MESO-CENOZOICAS

A lo largo de la PA están expuestas varias sucesiones volcano-sedimentarias de ante y tras-arco (Storey & Garret, 1985; Leat et al., 1995; Hathway, 2000), de diversas edades y características, que permiten entender la evolución tectónica y paleogeográfica de la PA.

Gran parte de los depósitos sedimentarios presentes en la PA corresponden a secuencias constitutivas de la Cuenca de Larsen, la cual se habría comenzado a desarrollar en tiempos Jurásicos como resultado de rifting continental durante las etapas tempranas del quiebre de Gondwana (Hathway, 2000).

Un grupo importante de rocas estratificadas está compuesto de rocas sedimentarias continentales del Jurásico Temprano, siendo el Grupo Bahía Botany (GBB) uno de los más representativos (Rees, 1993). Consiste en conglomerados de abanicos aluviales y brechas subaéreas, intercaladas con lutitas, areniscas y fangolitas lacustres, con presencia de restos vegetales y escasos gastrópodos (Bibby, 1966; Farquharson, 1984; Leat et al., 1995; Hathway, 2000). El GBB correspondería a la base de los depósitos sedimentarios de la Cuenca de Larsen, dispuestos sobre una discordancia de edad Triásica Tardía – Jurásica Temprana desarrollada en el GPT y otras antiguas rocas cratónicas (Hathway, 2000).

Al GBB lo sobreyacen discordantemente (?) lavas riolíticas, ignimbritas, aglomerados y tobas de caída, intercalados con lutitas ricas en radiolarios, las cuales contienen maderas fósiles en la zona de Bahía Esperanza (Hathway & Kelley, Sedimentary record of explosive silicic volcanism in a Cretaceous deep marine conglomerate succession, northern Antarctic Peninsula, 2000). Se le atribuye a estos depósitos una edad Jurásica Media y ambientes de origen subaéreos a submarinos (Farquharson, 1982). Estos depósitos se denominan Formación Nordenskjöld (en Isla Joinville) y Glaciar Kanney (en Bahía Esperanza) (Farquharson, 1982; Birkenmajer, 2001). Esta sucesión principalmente volcánica representaría parte de una gran provincia ígnea que se extiende hasta el sur de Sudamérica (Pankhurst et al., 1998) y representaría el resultado de anatexis cortical durante episodios de extensión (Hathway, 2000).

La Formación Lataday, de edad Jurásica Temprana a Tardía, corresponde a una secuencia transgresiva de depósitos de cuenca extensional de trasarco (Thomson, 1983; Storey et al., 1992; Hathway, 2000). Esta formación presenta facies más someras que sus homólogas del norte (Hathway, 2000). En la Península Byers (Isla Livingston), ha sido definida la Formación Byers, de edad Cretácica Inferior, consistente en depósitos marinos (areniscas y lutitas con radiolarios) con intercalaciones de tobas y flujos piroclásticos (Valenzuela & Hervé, 1972; Hathway & Lomas, 1998).

Las rocas volcánicas relacionadas a la subducción de la placa Phoenix con edades Jurásico Temprano a Terciario Temprano, ampliamente distribuidas en afloramientos de la PA e islas de la costa oeste, han sido agrupadas en el Grupo Volcánico de la Península Antártica (GVPA) (Rex, 1976; Thomson, 1982; Leat et al., 1995). Otros autores han considerado al GVPA como volcanitas de edad Jurásico Medio a Cretácico Inferior (British Antarctic Survey, 1985), cuyos episodios más importantes habrían ocurrido a 188-178 Ma, 172-162 Ma y 157-153 Ma (Pankhurst et al., 2000). El GVPA tiene hasta 3 km de potencia y comprende principalmente lavas subaéreas y depósitos volcanoclásticos (Hooper, 1962; Elliot, 1966; Elliot, 1967; Valenzuela & Hervé, 1972; West, 1974; Aitkenhead, 1975). En Península Trinidad el GVPA sobreyace al GBB y al GPT, a este último en discordancia (Farquharson, 1984). Las rocas del GVPA tienen un amplio rango composicional, desde basaltos a riolitas, siendo esencialmente de carácter calco-alcálido (Leat et al. 1995). El GVPA es intruido por plutones del BPA, lo que se puede interpretar como la presencia de episodios volcánicos e intrusivos distintivos (Leat et al., 1995). Las relaciones de discordancia interna son ocasionales, sugiriendo que la actividad volcánica habría superado con creces la actividad erosiva durante el desarrollo del arco (Leat et al., 1995). Paleogeográficamente, las rocas volcánicas que son flanqueadas por rocas sedimentarias marinas al oeste, habrían formado un arco de islas subaéreo, cuya extensión areal aumentaría progresivamente desde el Jurásico Tardío al Terciario Temprano.

Por otro lado, hay un grupo de rocas volcánicas con características distintas a las del GVPA. Estas rocas son esencialmente lavas y tobas, principalmente máficas a intermedias. Son alcalinas y se encuentran principalmente limitadas al extremo norte de la PA e Islas Shetland

del Sur (Barker, 1982). Su edad se limita a unos 7 Ma hasta el presente (Hole et al, 1991). Se habrían formado en un ambiente extensional. Parte importante de estas rocas se han agrupado en el Grupo Volcánico Isla James Ross (Nelson, 1975).

2.3. BATOLITO DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

El Batolito de la Península Antártica (BPA) comprende complejos plutónicos e hipabisales que afloran dispersamente en la PA e islas aledañas, estén deformadas o no, y que tengan una edad acorde al continuo plutonismo que ha habido desde el Triásico (Leat et al., 1995). Tiene una superficie cercana a 1350 km de largo y 210 km de ancho (Leat et al., 1995). Una importante anomalía magnética en el borde occidental de la PA es interpretada como expresión del BPA (Garret & Storey, 1987; Leat et al., 1995). Los plutones son de una amplia composición, incluyendo granitos, granodioritas, dioritas, cuarzodioritas, tonalitas, gabros y dunitas (Tilley, 1930; British Antarctic Survey, 1985).

Previamente, todos los cuerpos intrusivos en el área eran agrupados bajo el nombre de Conjunto Intrusivo Andino (Andean Intrusive Suite) (Adie, 1955; British Antarctic Survey, 1985), considerado de edad Cretácica Tardía a Terciaria Temprana. Sin embargo, estudios posteriores sugieren que el rango de edad del ahora denominado BPA sería más extenso, desde el Jurásico Inferior al Terciario Inferior (Rex, Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula, 1976), existiendo plutones excepcionalmente jóvenes de edad Terciaria Superior (Fig. 1-1) (Rex & Baker, 1973) y otros excepcionalmente antiguos de posible edad Devónica-Carbonífera (Rex, 1976) que, según las definiciones entregadas (Storey & Garret, 1985; Leat et al., 1995) se considerarían parte del basamento.

El emplazamiento del BPA habría sido epizonal y lineal (Leat et al., 1995). Las rocas plutónicas de la PA e islas adyacentes representan un arco magmático de edad Mesozoica – Cenozoica (Storey & Garret, 1985; Vaughan & Storey, 2000), formado por la subducción hacia el este de la placa Phoenix, con su peak en el Cretácico (Leat et al., 1995). Al parecer la mayor actividad se habría generado a los 110, 90 y 50 Ma (Brix et al., 2007). Se han descrito episodios magmáticos en diferentes regiones para tiempos específicos; estudios proponen que no se aprecia un patrón temporal de distribución claro a escala regional (Leat et al., 1995; Brix et al., 2007). Sin embargo, se ha deducido una migración noreste de los centros magmáticos en las Islas Shetland del Sur (Pankhurst & Smellie, 1983). También se ha planteado una migración E-W

del eje del magmatismo en la PA, especialmente en su extremo norte, concentrándose los plutones más jóvenes en la costa oeste (Garret & Storey, 1987; Parada et al., 1992). Además se ha propuesto que el plutonismo cesó de sur a norte, a lo largo de la PA, desde 50 Ma (Barker, 1982).

El BPA, de manera similar a los varios batolitos que bordean la costa pacífica de América del Norte y Sur, es cálcico a calco-alcálico y metaluminoso, características propias de Batolitos Cordilleranos (Frost et al., 2001). Los granitoides que le componen son en su mayoría tipo I (Leat et al., 1995).

A continuación se plantea una síntesis de la evolución temporal y espacial del BPA:

- Pre-Jurásico: no con todo consenso, cuerpos de esta edad pueden ser considerados parte del BPA (Rex, 1976; Leat et al., 1995). Ortogneisses y granitos Triásicos a Jurásicos Tempranos, principalmente en el borde oriental de la PA (Pankhurst, 1982; Hole et al., 1991), previos a la ruptura del supercontinente gondwánico. El emplazamiento de granitoides y migmatización del basamento son ampliamente distribuidos en el norte del Palmer Land en estos tiempos (230-200 Ma). Los plutones más tempranos son peraluminosos, con características tipo-S y relativamente altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y se habrían formado por fusión local del basamento paragneissico (Wever et al., 1994). Hacia 205 Ma, granitoides metaluminosos tipo I fueron emplazados. Es posible que este magmatismo represente la iniciación de la subducción en el margen Pacífico del Gondwana en el Mesozoico (Pankhurst, 1982; Leat et al., 1995).
- Jurásico Temprano (208-178 Ma): reducida exposición de plutones del Jurásico Inferior (Leat et al., 1995). La mayoría se presenta lejos de la zona de estudio, al sur de Graham Land y Palmer Land. Se trata de dioritas, granitos, monzogranitos, leucogranitos y ortogneisses de edades Triásicas a Jurásicas Tempranas (Wever et al., 1995). Se interpreta un gap plutónico entre 199 y 181 Ma (Pankhurst, 1982; Storey et al., 1992) que corresponde con un período de compresión en el arco.

- Jurásico Medio (178-157 Ma): la mayor parte del magmatismo Jurásico está asociado al quiebre del Gondwana (Millar et al., 2001) y estaría representado por un volcanismo silíceo y un plutonismo subvolcánico asociado. La mayoría del plutonismo en este período se concentró en el área este de Graham Land y norte de Palmer Land. Se observa un desplazamiento hacia la fosa del plutonismo, que habría empezado en el interior del continente hacia 185 Ma, para llegar el margen occidental de la PA hacia 155 Ma (Pankhurst et al., 1999). Esta característica se observa especialmente desarrollada en el área de Bahía Margarita (Leat et al., 1995). El plutonismo en Graham Land oriental es principalmente ácido, peraluminoso, con altas razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (de hasta 0.7162), interpretándose su composición como resultado de fusión de gneises de la corteza superior (Hole et al., 1991).
- Jurásico Tardío (157-145 Ma): escasez de rocas intrusivas de esta edad (Leat et al., 1995). Se interpreta un gap plutónico entre 156 y 142 Ma (Pankhurst, 1982; Storey et al., 1992) que corresponde a un período de compresión en el arco. Sin embargo la presencia de rocas volcánicas contemporáneas es amplia (Leat et al., 1995). Esto coincide con el diagnóstico hecho en plutones Mesozoicos de los Andes en el norte de Chile, los que se habrían emplazado en tiempos de extensión, separados por períodos de compresión, en los cuales la actividad volcánica aumentó (Grocott et al., 1994).
- Cretácico Temprano (145-97 Ma): período de plutonismo más intenso (Leat et al., 1995), cubriendo gran parte de la PA. Empezó hace 142 Ma, aunque Saunder, Weaver y Tarney (1982) proponen que el peak del plutonismo habría ocurrido entre 100 y 90 Ma. Las rocas son de composición principalmente intermedia, aunque el rango va desde gabros a granodioritas. Son dominantes las composiciones metaluminosas, cálcicas y sobresaturadas en sílice (Millar et al., 2001). Este magmatismo, de manera inequívoca, está asociado a la subducción hacia el este de la placa Phoenix bajo la PA (Suarez, 1976; Storey et al., 1992).
- Cretácico Tardío (97-65 Ma): la mayoría de los plutones son calco-alcalinos, aunque se han registrado cuerpos alcalinos al norte del BPA (Hamer & Hyden, The geochemistry and age of the Danger Islands pluton, Antarctic Peninsula, 1984). Algunos granitos de composición variada en

el sur de Graham Land son ligeramente peralcalinos, interpretados como intrusiones en un nivel alto de la corteza (Davies, 1984). Se registran valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7042 en complejos plutónicos de gabros subalcalinos - granitos peralcalinos al este del BPA, valores menores a los de plutones Jurásicos cercanos (Pankhurst, 1982). Se propone que estos plutones se habrían formado en un contexto de trasarco, sugiriendo que se habría desarrollado una zona de rift paralela a la fosa, probablemente relacionada con la migración del arco hacia la misma (Thomson et al., 1983), dejando una cuenca marina de variable profundidad tras el arco (Ineson, 1989; Macdonald & Butterworth, 1990).

- Terciario (<65 Ma): intrusiones restringidas a la costa oeste de la PA, Islas Shetland del Sur y Alexander (Millar et al., 2001). Se interpretan como el registro de una migración del arco hacia la fosa (Saunders et al., 1982; Pankhurst, 1982; Thomson et al., 1983). Las rocas son intermedias a silícicas con bajos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Pankhurst, 1982), cercano a valores astenosféricos, implicando una componente derivada de magmas basálticos (Hole et al., 1991). Aunque algunos plutones en Isla Cornwallis y en Graham Land occidental, además de ciertos diques en las Islas Shetland del Sur, poseen edades Miocenas excepcionalmente jóvenes (10-24 Ma), en general los plutones más jóvenes tienen edad de 35 Ma (Gledhill et al., 1982). Se ha atribuido a la intrusión de cuerpos plutónicos Terciarios la existencia de una anomalía magnética extensa en el borde occidental de la PA. Esta anomalía se habría formado en las etapas iniciales de la separación de arco continental, durante un régimen tectónico extensional Cenozoico (Garret & Storey, 1987).

2.4. HISTORIA TECTONICA

Para la historia de subducción Mesozoica en la PA se proponen dos escenarios: el primero propone que la subducción de la placa Phoenix bajo la PA habría empezado en el Cretácico Temprano, tiempo de mayor actividad magmática (reflejado en el BPA y GVPA), y todo magmatismo previo habría sido intra-placa, en el proceso de ruptura de Gondwana (Leat et al., 1995). El segundo escenario es aquel que propone que la subducción habría permanecido continua, probablemente desde tiempos Triásicos tardíos. Razones que sustentan esta mirada son: i) patrones de tierras raras en rocas ígneas máficas del Carbonífero al Cenozoico, consistentes con extracción de un manto hidratado con anfíbola, implicaría subducción (Leat et al., 1993); ii) andesitas magnesianas del Jurásico Tardío que representarían la subducción de placa oceánica joven y caliente (Millar et al., 1990); iii) la edad Jurásica Media de un complejo metamórfico en Isla Alexander, interpretado como acreción relacionada a subducción (Doubleday et al., 1993); iv) relleno de la cuenca de antearco en Isla Alexander (Fossil Bluff Group) de edad Jurásica Media (Doubleday et al., 1993). Rocas aún más antiguas (silúricas – carboníferas) pueden estar relacionadas a subducción más temprana (Milne & Millar, 1989). Garret & Storey (1987) proponen que la subducción de la litosfera oceánica del proto-Pacífico habría empezado al menos en el Triásico.

En el Cenozoico, la historia de subducción es relativamente simple. La subducción de la placa Phoenix habría cesado de manera sucesiva de sur a norte, desde 50 Ma hasta cerca de 7 Ma, a la vez que segmentos de dorsal oceánica de Aluk arribaban al margen continental (Barker, 1982). En términos de dinámica de placas, la generación de suelo oceánico del Ridge de Aluk decreció notablemente desde los 50 Ma, momento en que comenzaron las colisiones de los segmentos de dorsales con la PA, traduciéndose en una disminución de la tasa de subducción, la cual a su vez habría provocado un aumento en el ángulo de subducción y un “roll back” asociado (Barker, 1982; Pankhurst et al., 1988; Parada et al., 1992; Galindo-Zaldivar et al., 2004). Mientras Barker (1982) propone que la subducción de Phoenix bajo la PA se habría detenido hace 4 Ma en el extremo norte de la PA (Islas Shetland del Sur), otros estudios sugieren que la subducción se mantiene, aunque a tasas muy bajas (Yegorova et al., 2011).

Los distintos segmentos de dorsales oceánicas estarían limitados por zonas de fractura con una dirección NNW (Hawkes, 1981). Una hipótesis que relaciona la existencia de zonas de fractura en la placa subductada con una segmentación en la placa superior, propone cambios en la inclinación del nivel de despegue en la placa superior en el Terciario, llevando a un colapso del prisma de acreción y a la formación de nuevos 'altos' estructurales (Jabaloy et al., 2003). Esta hipótesis es descartada por los resultados de edades de trazas de fisión en apatito obtenidas por Brix et al. (2007).

Brix et al. (2007) proponen un episodio de denudación regional uniforme en el Cretácico Tardío, a todo lo largo de la PA. Esta proposición se basa en la concentración de edades trazas de fisión de zircón en torno a 80 y 90 Ma, independiente de la locación del análisis. Este proceso sería concomitante al evento orogénico de Palmer Land y a la acreción del Complejo Metamórfico de Scotia (Kellogg & Rowley, 1991; Grunow, 1993; Vaughan et al., 2002). A una mayor escala, es incluso contemporáneo a un período de deformación que afectó todo el dominio oriental de la Antártica.

Por otro lado las edades trazas de fisión en apatito, que van de 72 a 19 Ma, no parecen presentar gradiente de edad en dirección alguna. Se propone que la colisión de segmentos de dorsal con la PA no tendría relación con la denudación, al menos en la parte norte de la Península, pareciendo más probable una relación con la desaparición del volcanismo (Brix et al., 2007).

Durante el Mesozoico el arco habría sido más recto. Mediante datos paleomagnéticos se sugiere que Palmer Land habría experimentado una deformación oroclinal post-Cretácica (Kellogg, 1980). En tiempos posteriores de la evolución del arco, la fosa no habría sido paralela, lo que habría determinado una cuenca de antearco más amplia hacia el sur de la PA (Isla Alexander) (Leat et al., 1995). En este mismo plano, se ha aceptado una rotación Jurásica-Cretácica en sentido anti-horario para el bloque de la PA (Pankhurst et al., 2000).

El régimen de esfuerzos habría sido probablemente extensivo durante la mayor parte del Mesozoico, asociado al quiebre de Gondwana, con eventos compresionales intermitentes y períodos de deformación transcurrente (Meneilly et al., 1987; Storey & Nell, 1988; Whitman & Storey, 1989; Wever et al., 1995) .

Dalziel (1982) propone que desde el Triásico al Jurásico Temprano se habría desarrollado una discordancia general en el norte de la PA, entre el basamento y toda la estratigrafía del Jurásico Medio y posterior. Ésta se relacionaría con el quiebre de Gondwana (Dalziel et al., 1987; Franzese & Spalletti, 2001). Sin embargo, evidencias de metamorfismo, plegamiento y alzamiento contemporáneos sugieren un episodio compresivo: el Orógeno de la PA (Storey et al., 1987).

El Jurásico Medio fue un período de extensión, relacionado con el quiebre de Gondwana (Storey et al., 1992). Es probable que haya existido un evento tectónico compresivo entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano que habría plegado los sedimentos de la Formación Lataday (Jurásica Tardía) (Thomson M. R., 1983) antes que fuera intruída por plutones del Cretácico Temprano (Rowley et al., 1983). A este evento también se le atribuye el engrosamiento cortical en este período, el que a su vez explicaría una mayor expresión del arco subareo hacia el Cretácico Temprano (Thomson et al., 1983). Por otro lado, una discordancia del Cretácico Temprano en la cima de las Formaciones President Beaches y Nordenskjöld ha sido atribuida a un descenso en el nivel global del mar más que a un alzamiento tectónico (Crame et al., 1993).

Se sugiere un cambio a régimen extensional en el Cretácico Temprano, asociado al inicio del quiebre entre Australia y Antártica (Fitzgerald, 2002), que permitiría el emplazamiento del BPA en su momento más intenso (Leat et al., 1995). Fallas normales interpretadas como Cretácicas Temprana al noroeste de Palmer Land respaldan esta idea (Meneilly et al., 1987; Wever et al., 1995).

En el Cretácico Tardío se habría desarrollado principalmente un régimen extensional (Leat et al., 1995), que sería el responsable principal de la separación entre Antártica occidental y oriental, mediante fallas extensionales de bajo ángulo (Fitzgerald, 2002). Sin embargo, se propone al menos un evento compresivo en el Cretácico Temprano o Tardío (Meneilly, 1988).

La tectónica Cenozoica ha sido esencialmente extensional en un margen convergente, reflejada en la apertura del Estrecho de Gerlache y Bransfield y varias estructuras de horst y graben, particularmente manifiestas como medio de separación entre la Isla Alexander y Palmer Land por medio del canal de George VI (Garret & Storey, 1987). A diferencia de lo que proponen Brix et al. (2007), Garret & Storey (1987) proponen que la colisión de los distintos segmentos de dorsales tendría una relación con el alzamiento y la extensión de los bloques adyacentes en la PA.

Antes de cerrar este capítulo, se presentan los modelos tectónicos de relación entre Patagonia y la PA durante el Jurásico, los que darán el marco teórico para una mejor discusión posterior. Se cuenta con tres modelos que presentan a la PA en continuidad NS con Patagonia (Suarez, 1976), al costado oriental de Patagonia (Norton & Sclater, 1979) y en el margen occidental de Patagonia (König & Jokat, 2006).

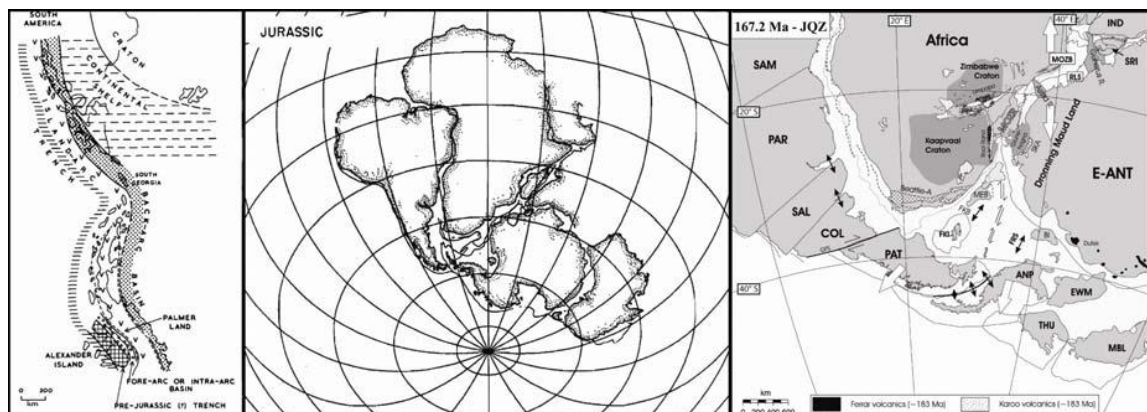


Fig. 2-1: Modelos de relación entre Patagonia y PA durante el Jurásico. Izq.: PA en continuidad con Patagonia. Centro: PA se ubica al costado oriental de Patagonia (Norton & Sclater, 1979). Der.: PA se ubica en el margen occidental de Patagonia (manteniendo Sud África fija) (König & Jokat, 2006).

3. METODOLOGÍA

3.1. *CAMPAÑA DE MUESTREO*

Con el fin de dar respuesta a las interrogantes planteadas, y otras varias no abordadas por este trabajo, el Proyecto Anillo Antártico (ARTG-04 y ACT-105) ha planificado y efectuado varias campañas de estudio en campo y muestreo en distintas locaciones de la PA.

Este trabajo de tesis hace uso de muestras de rocas colectadas en la campaña ECA-2008, liderada por los geólogos Mauricio Calderón y Mark Fanning, desde el 20 de enero al 5 de febrero de 2008. Los lugares a muestrear fueron las Islas Shetland del Sur (principalmente la Isla Livingston), Islas Brabant y Anvers (junto a islas asociadas de menor tamaño), Costa Danco y Península Trinidad (Fig. 1-2).

En la campaña de muestreo se realizaron descripciones geológicas de los afloramientos, incluyendo la litología de los sitios muestreados, estructuras observadas, disposición de los cuerpos de roca, etc.

3.2. PETROGRAFÍA

82 muestras de la colección “Expedición Científica Antártica 2008” fueron analizadas petrográficamente, tanto a escala macroscópica como microscópica. Esto, en parte, para hacer una contribución mayor al Proyecto Anillo Antártico, dejando un registro inédito de clasificación y caracterización de las muestras para futuros trabajos con ellas. Por otra parte, este trabajo sirvió para tener una noción general de la geología de la zona.

El análisis petrográfico a escala macroscópica se inició con una observación preliminar de las muestras, con el fin de clasificarlas según su origen (ígneas intrusivas o volcánicas, sedimentarias o metamórficas). Una vez establecido el tipo de roca de cada muestra, el procedimiento y los aspectos a estudiar se adaptarían a la roca por analizar, sin más herramientas que lupa, rayador y ácido clorhídrico.

En el caso de las rocas ígneas, los objetivos más importantes del análisis fueron el reconocimiento de asociaciones minerales presentes en la roca, forma y tamaño de los mismos, estructuras, fábrica, texturas interminerales, grado y tipo de alteración, etc. Este trabajo permitió la clasificación de las muestras, interpretación provisoria de procesos magmáticos que podrían haber originado las características descritas en las rocas, interpretación de algunos procesos post-magmáticos que las pudieron haber afectado (metamorfismo y alteración) y efectuar una selección mejor documentada de muestras para los futuros análisis geoquímicos, según criterios como el grado de alteración y minerales presentes.

En el caso de las rocas sedimentarias, al no ser la principal fuente de información para esta tesis, se les clasificó y describió de manera general, considerando características particulares y de interés en cuanto a su madurez, selección, fósiles, etc.

No se describieron rocas como metamórficas, a pesar de la presencia de indicios de metamorfismo presentes en algunas rocas ígneas. El criterio para asignarlas como rocas ígneas

fue que, en mayor medida, la mineralogía original y la fábrica ígnea se mantenían por sobre aquella huella metamórfica.

El análisis petrográfico a escala microscópica, tanto de las rocas ígneas como de las sedimentarias, permitió ir aún más lejos en cuanto a la descripción de las muestras. Mediante la realización de cortes transparentes al total de las muestras y gracias al uso del microscopio óptico tradicional, se pudo reforzar la información respecto de la composición mineral de las rocas, definir las características texturales de los minerales con mayor exactitud y establecer relaciones texturales entre minerales que habían sido inadvertidas a escala macroscópica.

3.3. GEOQUÍMICA

La geoquímica ha sido, es, y probablemente seguirá siendo una herramienta ampliamente utilizada en estudios pertinentes a ciencias de la Tierra (Rollinson, 1993). Particularmente, la geoquímica es una técnica muy útil para estudiar diversos procesos magmáticos involucrados en la petrogénesis de las rocas, pudiendo establecer así implicaciones tectónicas para su origen (Rollinson, 1993). En este trabajo, los estudios geoquímicos se aplicarán a rocas ígneas intrusivas de diversas características mineralógicas, composicionales y texturales.

Este estudio dispone de información geoquímica en torno a cuatro ámbitos, que serán desglosados a continuación:

- Geoquímica de elementos (óxidos) mayores en roca total
- Geoquímica de elementos menores y trazas en roca total
- Geoquímica isotópica de Rb-Sr y Sm-Nd en roca total
- Geoquímica de elementos (óxidos) mayores de minerales

3.3.1. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS (ÓXIDOS) MAYORES EN ROCA TOTAL

Se ha seleccionado un total de 19 muestras para estudiar su composición geoquímica de elementos (óxidos) mayores. Ellas han sido elegidas por su idoneidad para el proceso (bajo grado de alteración, tamaño, representatividad, etc.) y por la disponibilidad de información geocronológica (edades U-Pb SHRIMP en circones y trazas de fisión en apatito) (Calderón et al., 2010).

Las muestras fueron pulverizadas en las dependencias del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (agradecimientos a Juan Vargas), en molino de ágata, para luego ser analizadas por ICP-AES en las mismas dependencias (agradecimientos a Jaime Martínez),

obteniendo así el porcentaje de óxidos mayores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, MnO, TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅ y PPC a 950°C).

Para la determinación de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, MnO₂ y TiO₂ se usó 0.25g de muestra, fusión en crisol de Pt con 1g de la mezcla Li₂B₄O₇ + Na₂CO₃ (1:2), en mechero Bunsen, para luego enfriarla y disolverla con dos ml de HNO₃ conc. + 20ml de agua destilada, con agitador magnético. Se afora en 100ml en dilución 25. Se determinan estos elementos mayores en ICP-AES (Perkin Elmer, Optima 7300V).

Para la determinación de Na₂O, K₂O y P₂O₅ se usó 0.5g de muestra en vaso de teflón con 10ml HF + 10ml HNO₃ + 7ml de HClO₄. Luego se calienta en plancha calefactor a 160C° por toda la noche. Al día siguiente se aumenta la temperatura de la plancha calefactor a 260C°, a sequedad total. Posteriormente se enfría y se agrega 10ml de HCl conc., se hierve, se enfría y se afora en 100ml. La determinación catiónica de esta solución se realiza con ICP-AES (Perkin Elmer, Optima 7300V).

En cada secuencia el instrumento ICP-AES, fue calibrado con soluciones diluidas multi-elementales a partir de patrones de 1000ppm. Por cada muestra leída se intercaló una roca estándar disuelta al igual que las muestras. Los valores informados de estas rocas fueron comparados con la muestra de roca estándar internacional, BHVO 2 (USGS- basalt). En el proceso de lectura, los valores recomendados de las rocas estándares, cuando no concuerdan con los valores leídos por el espectrofotómetro, se recalibra hasta lograr su equivalencia. La desviación estándar y el promedio se calculan sobre la base de 4 lecturas.

Se exponen las desviaciones estándar típicas obtenidas en el laboratorio (Tabla 3-1):

BHVO 2	SD [%]	BHVO 2	SD [ppm]	W- 2	SD [ppm]
SiO ₂ %	± 0,30	La ppm	1.0	Ba ppm	5
Al ₂ O ₃	± 0,12	Ce	1.2	Co	3
TiO ₂	± 0,02	Nd	1.0	Cr	4
CaO	± 0,11	Sm	0.08	Cu	3
Fe ₂ O ₃	± 0,10	Eu	0.03	Ni	4
MgO	± 0,08	Gd	0.07	Sr	6
MnO	± 0,014	Dy	0.06	V	5
Na ₂ O	± 0,12	Ho	0.02	Zn	3
K ₂ O	± 0,04	Er	0.03	Zr	10
P ₂ O ₅	± 0,012	Yb	0.03		
		Lu	0.01		
		Y	2.0		
		Sc	1.8		

Tabla 3-1: Desviaciones estándar típicas.

La geoquímica de elementos u óxidos mayores es usada en este trabajo para establecer clasificaciones de las muestras (según diversos criterios), para ‘caracterizar’ procesos magmáticos mediante diagramas de variación de óxidos y para proponer condiciones petrogenéticas de primer orden que, posteriormente, se verán sometidas a prueba junto al resto de análisis geoquímicos. Serán así presentados los distintos resultados, según diversos gráficos y tablas, propuestos por la bibliografía utilizada en este trabajo. Dada la amplia cantidad de propuestas para clasificación e interpretación de resultados, se ha optado por presentar una amplia gama de formatos para luego, en el apartado de discusión, proceder a plantear las ventajas y desventajas de los distintos métodos e intentar limitar el universo de interpretaciones posibles.

3.3.2. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MENORES Y TRAZAS EN ROCA TOTAL

Las muestras utilizadas son las mismas empleadas para el análisis geoquímico de óxidos mayores. Se obtuvieron las concentración (ppm) de elementos trazas (Zn, Co, Ni, V, Ba, Sr, Cu, Cr, Zr) y tierras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Y, Sc, Hf).

Para la determinación de Zr se usó 0.25g de muestra, fusión en crisol de Pt con 1g de la mezcla $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ (1:2), en mechero Bunsen, para luego enfriarla y disolverla con dos ml de HNO_3 conc. + 20ml de agua destilada, con agitador magnético. Se afora en 100ml en dilución 25. Se determinan estos elementos mayores en ICP-AES (Perkin Elmer, Optima 7300V).

Para la determinación de Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sc, V, Y y Zn se usó 0.5g de muestra en vaso de teflón con 10ml HF + 10ml HNO_3 + 7ml de HClO_4 . Luego se calienta en plancha calefactor a 160°C por toda la noche. Al día siguiente se aumenta la temperatura de la plancha calefactor a 260°C , a sequedad total. Posteriormente se enfría y se agrega 10ml de HCl conc., se hierve, se enfría y se afora en 100ml. La determinación catiónica de esta solución se realiza con ICP-AES (Perkin Elmer, Optima 7300V).

Para la determinación de tierras raras se usó 0.5 g de muestra, fusión en crisol de Pt con 2g de la mezcla $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ (1:2), en mechero Bunsen. Luego se enfría y se disuelve con 3ml de HNO_3 conc. + 20 ml de agua destilada. Disuelto el fundido, se agregan 80ml de agua destilada, se trasvasija a una columna de vidrio con resina de intercambio iónico catiónica fuerte (Amberlite CG-120, 100-200 mesh). Escurrida toda la solución, se agregan 100 ml de HCl 1,75 N. Escurrida esta solución, se agrega 100 ml HNO_3 1,75 N. Estas soluciones se eliminan y luego se agrega 100ml de HNO_3 8 N. Esta solución se recoge en vaso de precipitado de 250 ml, se evapora en plancha calefactor hasta los 10 ml. En esta solución se determinan las tierras raras con ICP-AES (Perkin Elmer, Optima 7300V).

En cada secuencia el instrumento ICP-AES, fue calibrado con soluciones diluidas multi-elementales a partir de patrones de 1000ppm. Por cada muestra leída se intercaló una roca estándar disuelta al igual que las muestras. Los valores informados de estas rocas fueron comparados con la muestra de roca estándar internacional, BHVO 2 (USGS- basalt). En el proceso de lectura, los valores recomendados de las rocas estándares, cuando no concuerdan con los valores leídos por el espectrofotómetro, se recalibra hasta lograr su equivalencia. La desviación estándar y el promedio se calculan sobre la base de cuatro lecturas.

En cuanto a la geoquímica de elementos menores y traza, se le usó de igual manera para interpretar la naturaleza de los procesos magmáticos que experimentaron las rocas. Quizás el uso más destacado de estos resultados sea el de observar los patrones de estos elementos, normalizados a manto primitivo, condrito y MORB, en arcnogramas, para poder interpretar la probables fuentes de los magmas que generan los plutones del BPA.

3.3.3. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Rb-Sr Y Sm-Nd EN ROCA TOTAL

Según varios estudios, la composición isotópica de algunos elementos en una roca puede ser utilizada con fines petrogenéticos, entregando información respecto de las fuentes de los magmas que le dieron origen (Leat et al., 1995, Millar et al., 2001).

Un total de 10 muestras fueron seleccionadas para estos estudios. Fueron pulverizadas en las dependencias del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en molino de ágata. Posteriormente se efectuaron análisis isotópicos Sr/Sr y Nd/Nd en roca total en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

El procedimiento para la obtención de la razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ consiste, básica y sucintamente, en el pesaje y disolución total de las muestras pulverizadas (roca total) por vía ácida y separación de los elementos Sr y Nd en columnas de intercambio iónico para la posterior determinación de las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en espectrómetro de masas. Previo a la obtención de los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se obtuvieron las concentraciones de Rb y Sr por medio de FRX.

El error con el que se trabajó en los análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2σ) es del orden de 10^{-5} , mínimo $4,4 \times 10^{-5}$, máximo $9,1 \times 10^{-5}$ y promedio $5,6 \times 10^{-5}$. Las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron normalizadas al valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,1194$. Como valor medio de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se usó el patrón NBS987= $0,710268 \pm 0,000031$ (Centro de Pesquisas Geocronológicas, USP, Enero-Mayo, 2011). Los valores actuales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron corregidos a la edad del plutón (t) según la siguiente fórmula:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} * (e^{\lambda_{\text{Rb}}*t*10^6} - 1))$$

donde λ_{Rb} : constante de decaimiento radiactivo del Rb; t: edad del plutón en Ma(en este caso se usó la edad SHRIMP U-Pb en circones).

Las razones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron normalizadas al valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$ (De Paolo, 1981). El error con el que se trabajó en los análisis $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ) es del orden de 10^{-5} a 10^{-6} , mínimo 8×10^{-6} , máximo $1,2 \times 10^{-5}$ y promedio 1×10^{-5} . El parámetro $\epsilon\text{Nd}(0)$ corresponde al valor actual (t=0) y es calculado según la ecuación $\{ [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}] / [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}] - 1 \} * 10^4$, donde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}=0,512638$ (Hamilton et al., 1983) Como valor medio de la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se usó el patrón JNDi=0,512098±0,000010 (Centro de Pesquisas Geocronológicas, USP, Enero-Mayo, 2011). El cálculo de ϵNd corregido a la edad del plutón (t) se efectuó según la siguiente fórmula:

$$\epsilon\text{Nd}(t) = (\{ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0) / [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} * (e^{\lambda_{\text{Sm}}*t*10^6} - 1))] \} - 1) * 10^4$$

donde λ_{Sm} : constante de decaimiento radiactivo del Sm; t: edad del plutón en Ma (en este caso se usó la edad SHRIMP U-Pb en circones).

3.3.4. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS (ÓXIDOS) MAYORES DE MINERALES

La posibilidad tecnológica de analizar la composición química, de manera puntual, en un mineral, de manera no destructiva, se ha transformado en una herramienta de alta utilidad en geología. Conocer la composición de un mineral, la cual puede cambiar dentro del mismo según diversos patrones, no sólo permite clasificarlo, sino también entender mejor la evolución compleja a la que están sujetos los minerales que se desarrollan en un magma. Además, la composición de algunos minerales (anfíbolos particularmente) ha sido utilizada para poder interpretar las presiones y temperaturas a las que éstos alcanzan el equilibrio termodinámico (Capítulo 4.8).

Se efectuó una selección de 9 muestras, hecha bajo los criterios de integridad y homogeneidad de los minerales a analizar. Dados los objetivos de este trabajo, se procuró particularmente elegir muestras que contaran con anfíbolos homogéneos y frescos, minerales claves para el trabajo geotermobarométrico posterior. Sin embargo, también fueron aceptados minerales que estuvieran zonados, pero con grados de alteración bajos.

Los análisis fueron llevados a cabo mediante microsonda electrónica (EPMA) en los laboratorios del Institut für Mineralogie und Kristallchemie de la Universität Stuttgart (agradecimientos a Fernanda Soto). Obtenidos los análisis, se procedió a usar la clasificación de Leake et al. (1997) para anfíbolos. Se usó el criterio 13eCNK para la fórmula estructural de las hornblendas.

3.4. GEOTERMobarOMETRÍA

La geotermobarometría es una técnica ampliamente usada en geología para determinar las condiciones de presión y temperatura a las que se han formado algunos minerales. Esta técnica puede ser usada tanto para estimar las condiciones físicas a las que han sido expuestos distintos cuerpos de roca, en el caso del metamorfismo, cómo a las que han sido expuestos magmas, en el caso de la cristalización de cuerpos ígneos (Dzogolyk, 2007). En este trabajo se procederá a trabajar con aquellas propuestas que apuntan a develar las condiciones de emplazamiento de un cuerpo plutónico.

Son varios los geotermobarómetros propuestos por distintos estudios. Ellos usan distintos argumentos para deducir las presiones y temperaturas de formación, es decir, se basan en distintos equilibrios termodinámicos y criterios composicionales de una vasta gama de minerales. Es de esperar, entonces, que este apartado esté íntegramente relacionado a los resultados geoquímicos minerales (Capítulo 4.7).

En este trabajo se utilizó un geobarómetro ampliamente utilizado en estudios de petrología ígnea intrusiva, el que relaciona el contenido de aluminio en hornblenda con la presión a la que ésta cristalizó. Éste se basa en la idea de que, dado que la hornblenda se equilibraría en la presencia de un fundido cercano a la temperatura del solidus del magma, el contenido de aluminio en la hornblenda representaría la profundidad de solidificación de la intrusión o la presión de equilibrio de una cámara magmática antes de la erupción (Schmidt, 1992). Para aclarar más aún esta idea, según la regla de las fases de Gibbs, si se considera un sistema de 10 componentes y 9 fases minerales, se tiene un sistema trivariante, donde los grados de libertad corresponden a las variables intensivas temperatura, presión y fugacidad de oxígeno. Para el caso de rocas portadoras de anfíbolos, los 10 componentes corresponden a SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O , MgO , Na_2O , CaO , TiO_2 y H_2O y las 9 fases minerales son anfíbola, biotita, plagioclasa, ortoclasa, cuarzo, esfeno, óxidos de Fe-Ti, fundido y fase fluida. Considerando que la fugacidad de oxígeno puede estar constreñida por un segundo óxido de

Fe-Ti o epidota y que la temperatura debe ser cercana a la del solidus (presencia de fundido granítico), la única variable libre es la presión.

El geobarómetro está formulado a partir de los cálculos desarrollados a partir del estudio de la mineralogía metamórfica en aureolas de contacto (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987). Con posterioridad, varias calibraciones se han desarrollado sobre los primeros modelamientos, utilizando métodos y variables distintas, ampliando el espectro de presiones bajo el cual es posible aplicar los cálculos (Johnson & Rutherford, 1989; Blundy & Holland, 1990; Thomas & Ernst, 1990; Schmidt, 1992; Anderson & Smith, 1995). Varias de estas calibraciones parecen ser congruentes unas con otras, conectándose en aquellos dominios de presiones en que las otras no están definidas de manera coherente. Sin embargo, al comparar los resultados de ciertos modelos, pueden darse diferencias de hasta 2 kbars (Anderson & Smith, 1995).

Por otro lado, los geotermómetros utilizados en este trabajo son dos. El primero relaciona el contenido de titanio en hornblenda (Otten, 1984; Colombi, 1989) mientras que el segundo está basado en el equilibrio hornblenda-plagioclasa en la muestra (Blundy & Holland, 1990; Holland & Blundy, 1994). Adicionalmente, se considerarán nuevas propuestas formuladas en torno al equilibrio químico de anfíbola en magmas calco-alcalinos para volcanes relacionados a subducción, como caso límite del escenario intrusivo (Ridolfi et al., 2010).

Se procederá a trabajar con todas las calibraciones citadas, verificando el cumplimiento de las condiciones planteadas por los modelos, para poder realizar una interpretación amplia, con varias estimaciones, para finalmente optar por aquellos resultados que parezcan más sensatos, ya sea por la fiabilidad de la información, condiciones de las muestras, satisfacción de las restricciones del modelo, o por la coherencia que muestren los resultados con aquello planteado por estudios anteriores, desde una perspectiva estadística.

Dado que se cuenta con varios análisis puntuales en anfíbolos y plagioclasas, se procederá a entregar resultados generales que, dependiendo el caso, pueden ser producto de

un promedio de datos o de la selección de datos particulares dadas las características petrográficas de la muestra, de manera de sintetizar la información y poder trabajar con ella de mejor manera.

Una vez calculadas las presiones de cristalización de las anfíbolas, se procederá a usar esa información para deducir las profundidades de formación de las anfíbolas que, con cierto grado de sesgo, pueden ser consideradas como equivalentes a las profundidades de emplazamiento de los plutones. Para ello, este cálculo asumirá un estado de presión litoestática como primera aproximación, es decir una relación del tipo $P=\rho gD$, donde P es la presión de cristalización de anfíbolas, que será utilizada como equivalente a la presión de emplazamiento del plutón, ρ es la densidad de la roca encajante, g es la aceleración de gravedad y D es la profundidad de emplazamiento del plutón respectivo. Se ha estimado apropiado usar una densidad de $2,8 \text{ g/cm}^3$, equivalente a un promedio entre granodiorita, tonalita y diorita (Daly, 1935), rocas intrusivas de composición media a félsica que, no sólo representan ampliamente la composición de las muestras obtenidas del BPA, sino que además representan fielmente la petrología general del BPA en su extremo norte y corresponden a una aproximación usada en la bibliografía con buenos resultados (e.g. Dzogolyk, 2007). En este contexto se han propuesto valores similares ($2,87 \text{ g/cm}^3$) para la corteza media de la PA (Yegorova et al., 2011).

La obtención de las profundidades de emplazamiento de los plutones, junto a las temperaturas deducidas y las edades obtenidas por método SHRIMP U-Pb en circones (Calderón et al., 2010), permitirá proponer gradientes geotermales y tasas de exhumación máximas promedio.

4. RESULTADOS

4.1. CAMPAÑA DE MUESTREO

La campaña de terreno AA08 del Proyecto Anillo Antártico (ARTG-04) se ha configurado como un real y significativo aporte que ha posibilitado el buen y expedito desarrollo de este trabajo, el de otros en forma paralela y sin duda el de muchos otros en el futuro. El producto final de la expedición abarca muestras de roca extraídas in situ de afloramientos en 60 sitios geológicos distribuidos en el territorio insular del noroeste de la PA (Cornwallis, Greenwich, Livingston, Snow, Brabant, Anvers, Melchior y Tower) (Fig. 4-1) y en la misma PA en su extremo norte continental (Península Trinidad), costa oeste (Costa Danco). Además se realizaron descripciones geológicas de estructuras advertidas y disposición de afloramientos. Algunos de los sitios más interesantes y complejos fueron desglosados en sub-sitios para un mejor muestreo y descripción, lo que dio un total de 82 muestras.

Gracias a la información proporcionada por las notas de terreno de los geólogos involucrados en la expedición y aquella expuesta en el mapa “Northern Graham Land and South Shetland Islands, 1:500.000” del British Antarctic Survey, se puede entregar información preliminar respecto de la litología y edades.

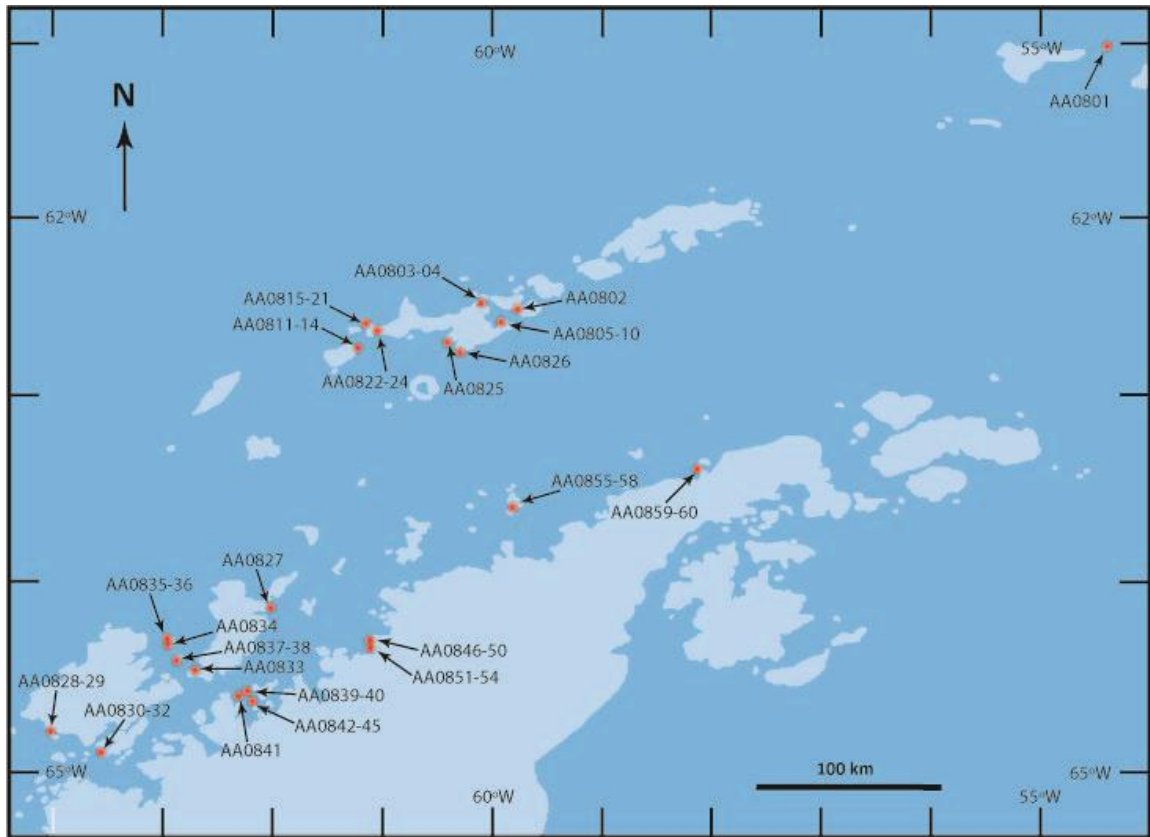


Fig. 4-1: Colección de muestras facilitada por el proyecto ARTG-04 “Anillo Antártico”.

Las muestras corresponden a ejemplares de rocas intrusivas (41) del Batolito de la Península Antártica (BPA), volcánicas (21) del Grupo Volcánico de la PA y sedimentarias (20) principalmente de la formación Miers Bluff.

Dados los objetivos de este trabajo, se profundizará en torno al BPA. Las muestras de rocas intrusivas son bastante heterogéneas, tanto en composición, texturas y edades (Fig. 4-3) (Leat et al., 1995). Fueron recolectados desde gabros a granitos/granodioritas (Fig. 4-2) en plutones de diversos tamaños, filones y diques, con edades que van desde Cretácico Medio a Mioceno (British Antarctic Survey, 1985; Calderón et al., 2010).



Fig. 4-2: Afloramiento de granodiorita de biotita en Isla Cornwallis.



Fig. 4-3: Geositio en Isla Torres, ejemplo de sobreimplicación de diversos procesos magmáticos, con fundidos de distintas composiciones y rocas de diversas características texturales.

4.2. PETROGRAFÍA

RESULTADOS

Una gran cantidad de información se obtuvo del análisis petrográfico de las muestras. El detalle de este trabajo se encuentra en el anexo (Capítulo 8). En términos generales se puede decir que se confirmaron algunas descripciones de campo, mientras que otras pudieron ser complementadas o corregidas. En total se cuenta con 41 muestras de rocas intrusivas, 21 de rocas volcánicas y 20 de rocas sedimentarias. Se procederá a presentar los resultados de rocas intrusivas (para mayor detalle respecto de lavas y rocas sedimentarias, ver Capítulo 8.1).

Mineralogía, alteración y clasificación

Respecto de las rocas intrusivas, sus composiciones son variables, hallándose gabros, dioritas, granitos y granodioritas (ver Capítulo 8.1), reconociéndose una ligera mayoría en muestras intermedias a intermedias-ácidas (dioritas-cuarzodioritas-granodioritas), según los criterios de Streckeisen (1967). La gran mayoría de las rocas posee una asociación mineral común formada por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, anfíbola, biotita y óxidos de hierro y/o titanio (ver Capítulo 8.2). Circón, apatito y esfeno son los minerales accesorios (<1%) más importantes.

El grado de alteración en las rocas es variable (Fig. 4-4, Fig. 4-5). Se pueden observar rocas absolutamente frescas y otras alteradas, incluso llegando a tener pseudomorfos formados por los minerales de alteración. En general, los feldespatos son los minerales más alterados. Estos se alteran a arcillas y sericita principalmente. Por otro lado, minerales ferromagnesianos (anfíbolos, piroxenos y biotitas) suelen estar alterados a clorita (Fig. 4-3) y, en menor medida, a epidota (pistachita) (Fig. 4-6).

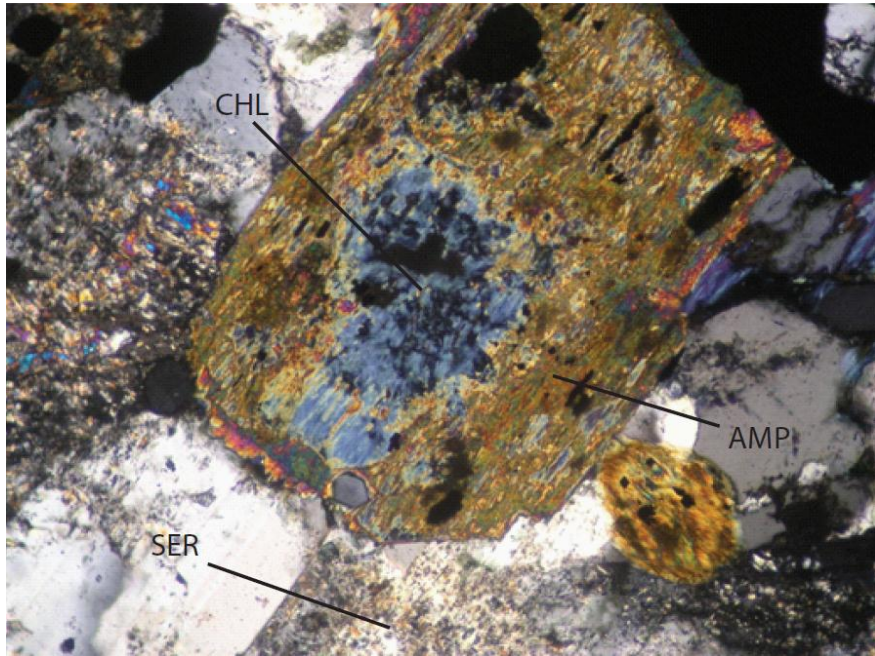


Fig. 4-4: Muestra AA0806. Nicoles cruzados. 10x. Diorita de anfíbola alterada. Feldespatos alterados a arcilla-sericita. Anfíbola (hornblenda) alterada a clorita. CHL: clorita, AMP: anfíbola, SER: sericita.

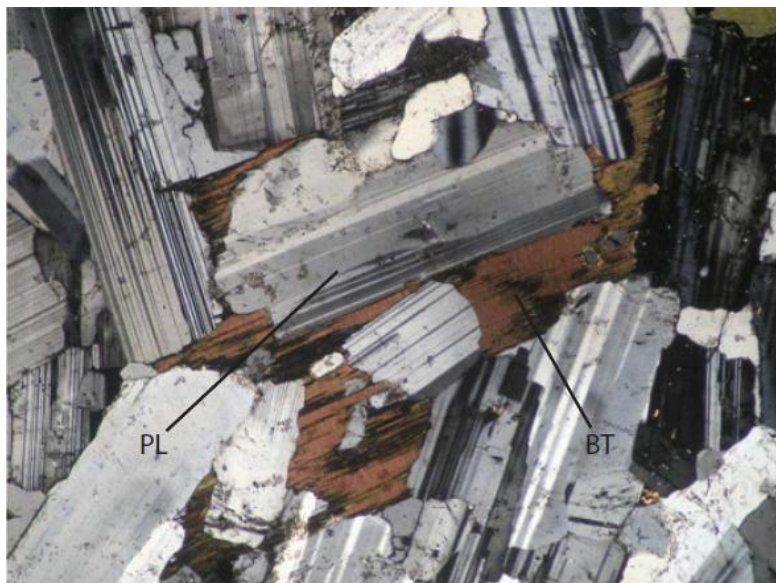


Fig. 4-5: Muestra AA0826B. Nicoles cruzados. 4x. Diorita de anfíbola fresca. En la imagen, cristales de plagioclasa subhedrales y biotita ligeramente cloritizada. PL: plagioclasa, BT: biotita.

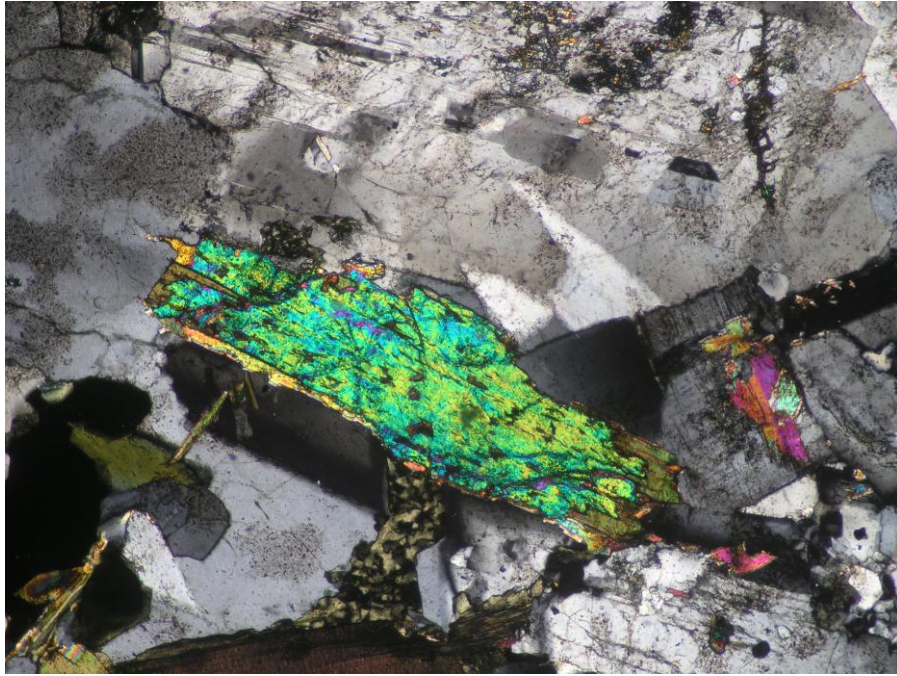


Fig. 4-6: Muestra AA0801. Nícoles cruzados. 4x. Granodiorita de biotita. Reemplazo de epidota en biotita; pseudomorfo.

Aspectos texturales

Los plutones estudiados son, en su mayoría, holocristalinos, faneríticos, de grano medio a medio-fino, aunque los hay también afaníticos, de grano fino. En general, las rocas son inequigranulares, pudiendo apreciarse varias poblaciones de tamaño, en especial en cristales de plagioclasas. En general los minerales presentan un desarrollo subhedral a euhedral, a excepción de minerales más tardíos (con menores temperaturas de cristalización), como el cuarzo y feldespatos potásicos, que presentan un desarrollo anhedral a subhedral, con textura intersticial (para más detalle, ver Capítulo 8.3).

Se aprecia en las plagioclasas una zonación discreta y, en menor medida, continua (Fig. 4-8). Las anfíbolos (principalmente hornblendas) también presentan zonación concéntrica (Fig. 4-7), aunque también se diagnosticó zonación parchada. Se aprecian texturas poikiliticas (Fig. 4.10) en que minerales como piroxenos, olivinos y plagioclasas son contenidos por oicocristales

de anfíbola y biotita. Se observa extinción ondulosa (Fig. 4.9) en minerales tardíos como cuarzo y feldespato potásico. Las texturas gráficas son escasas.

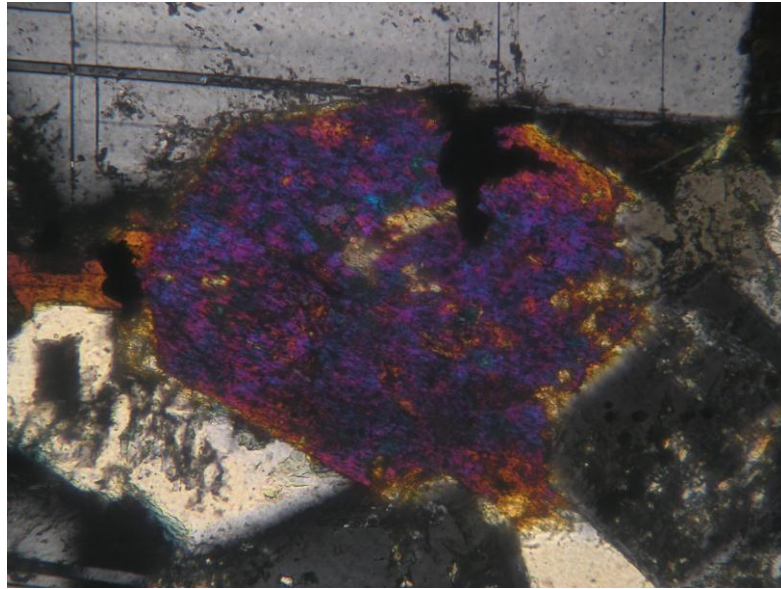


Fig. 4-7: Muestra AA0805. Nicoles cruzados. 20x. Diorita de anfíbola. Anfíbola con zonación concéntrica, ligera cloritización.

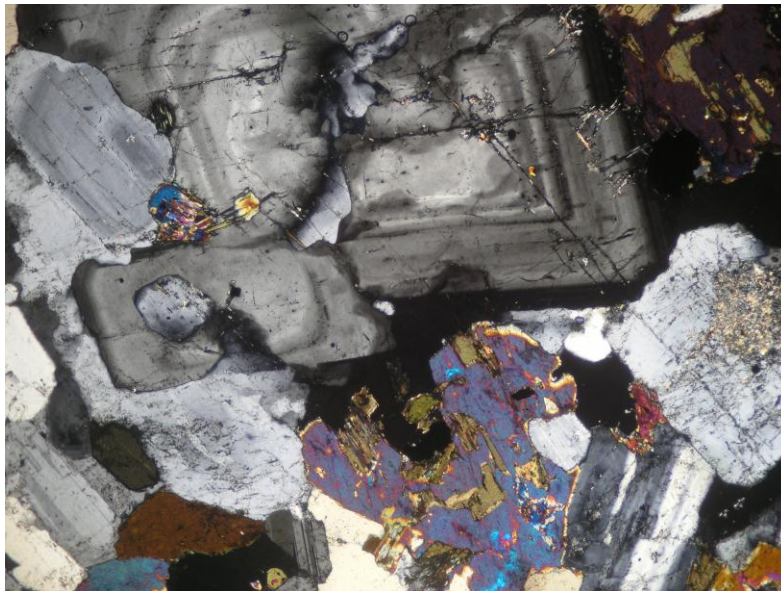


Fig. 4-8: Muestra AA0837A. Nicoles cruzados. 4x. Granodiorita de anfíbola y biotita. Zonación concéntrica cíclica en plagioclasas.

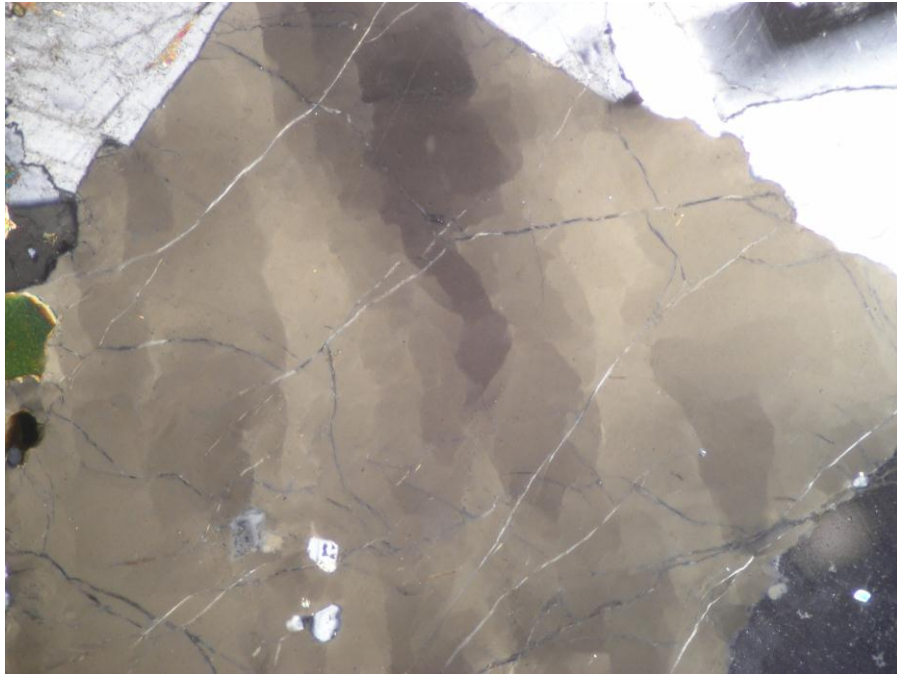


Fig. 4-9: Muestra AA0801. Nicoles cruzados. 4x. Granodiorita de biotita. Cuarzo con extinción ondulosa y microfracturas.

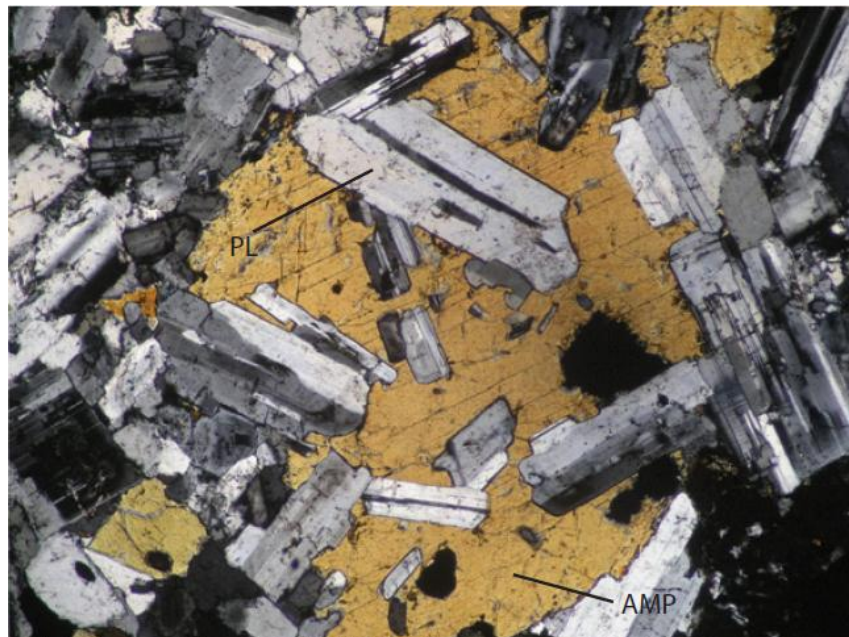


Fig. 4-10: Muestra AA0835A. Nicoles cruzados. 4x. Cuarzo monzonita de anfíbola. Textura poikilítica (poikilofítica) donde hornblenda es oikocristal. PL: plagioclasa, AMP: anfíbola.

INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

Las texturas poikilíticas, junto a la zonación principalmente discreta de las plagioclasas, puede interpretarse como una manifestación de episodios distintivos de enfriamiento de magmas y crecimiento mineral. Probablemente el ascenso de los magmas no haya sido continuo. En distintos momentos de su historia los magmas se habrían acomodado en la corteza, cristalizando minerales de alta temperatura (piroxeno y olivino) y desarrollado zonas cálcicas en la plagioclasa, para posteriormente pasar a nuevas condiciones en la corteza, de menor temperatura, en que anfíbolos y otros minerales con menores temperaturas de fusión, crecen encerrando a minerales previos y se desarrollan nuevas zonas, cada vez más sódicas, en las plagioclasas (ver Capítulo 4.7). Un respaldo a esta teoría la constituye las distintas poblaciones de tamaño de plagioclasa que se observan en las rocas.

Aquellas rocas afaníticas de grano fino han sido interpretadas como intrusiones hipabisales, cuyos afloramientos corresponden especialmente a diques.

Por otro lado la extinción ondulosa de minerales de baja temperatura, sugiere procesos deformacionales latentes de grado moderado-bajo.

Al disponer la información petrográfica recopilada en su contexto geográfico, no se reconoce un patrón de distribuciones o tendencia en el BPA, ya sea en cuanto a la composición de los plutones o a las texturas observadas.

4.3. GEOCROLOGÍA

EDADES

Este apartado puede parecer ajeno a este estudio ya que no fue introducido en el Capítulo 3, donde se expusieron los varios procedimientos de trabajo para los distintos aspectos a tratar en esta Tesis. En parte, esta impresión está bien fundada. A pesar de que este estudio precisa de información geocronológica para entregar sus varias interpretaciones en cuanto a la petrogénesis y contexto tectónico en que se formó el BPA, lo cierto es que las dataciones usadas fueron realizadas 'con anterioridad' a la gestación de esta Tesis, en los laboratorios de la *Research School of Earth Sciences* en *The Australian National University*, guiadas por el Dr. Mark Fanning (Calderón et al., 2010).

Los resultados se exponen en la siguiente tabla (Tabla 4-1):

Muestra	Edad de Cristalización SHRIMP U-Pb en Zircón (Ma)	Edad Central Trazas de Fisión en Apatito (Ma)	Grupo Edad
AA0801	11	11	Mio
AA0805	-	34	P
AA0806	-	28	P
AA0826A	42	24	P
AA0827A	16	-	Mio
AA0827B	-	18	Mio
AA0828A	20	17	Mio
AA0828D	-	19	Mio
AA0830A	56	-	P
AA0830B1	-	16	P
AA0830B2	-	16	P
AA0833B	50	21	P
AA0834A	10	14	Mio
AA0837A	20	18	Mio
AA0839	-	68	Ks
AA0840	85	-	Ks
AA0848	-	68	Ks
AA0853	-	15	Mio
AA0857	64	57	P

Tabla 4-1: Edades aproximadas SHRIMP U-Pb en circones y trazas de fisión en apatito seleccionadas de la colección de muestras AA08. Tercera columna muestra clasificación de muestras.

DEFINICIÓN DE GRUPOS

Parece conveniente agrupar los plutones estudiados en función de su edad, para así poder establecer evoluciones temporales y caracterizaciones pertinentes. Ciertamente, lo más práctico parece ser usar las edades de cristalización SHRIMP U-Pb en circones para establecer las categorías. Según esto se han propuesto tres categorías: Mioceno (Mio) (5-23 Ma), Paleogeno (P) (23-65 Ma) y Cretácico Superior (Ks) (65-100 Ma) (Tabla 4-1):

En cuanto a las muestras con edad de cristalización SHRIMP U-Pb en circones, el criterio de clasificación fue la sola atribución de la época respectiva según su edad en la Carta Estratigráfica Internacional (International Commission on Stratigraphy, 2010). Para aquellas muestras sin edad de cristalización, sólo con edad Traza de Fisión en Apatito, la clasificación ha significado un problema no menor. Se procedió a clasificarlas usando la información cruzada de otras muestras que poseen ambas edades (U-Pb en circones y FT en apatito) extrapolando a plutones que se encuentren en un contexto geográfico y geológico similar. Reconociendo que este criterio no está exento de posibles errores, se ha constituido como una forma razonable para disponer la información geoquímica de manera más ordenada, y así poder desarrollar caracterizaciones especiales según época y evoluciones temporales del magmatismo.

INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

Discusión de resultados originales inéditos

Las edades calculadas para los plutones y los grupos definidos en base a ellas, parecen distribuirse, al menos en el norte de la PA, según un patrón claro. La dirección más sistemática de decrecimiento en las edades es SE-NW (Fig. 4-11), normal a la fosa y a los lineamientos regionales.

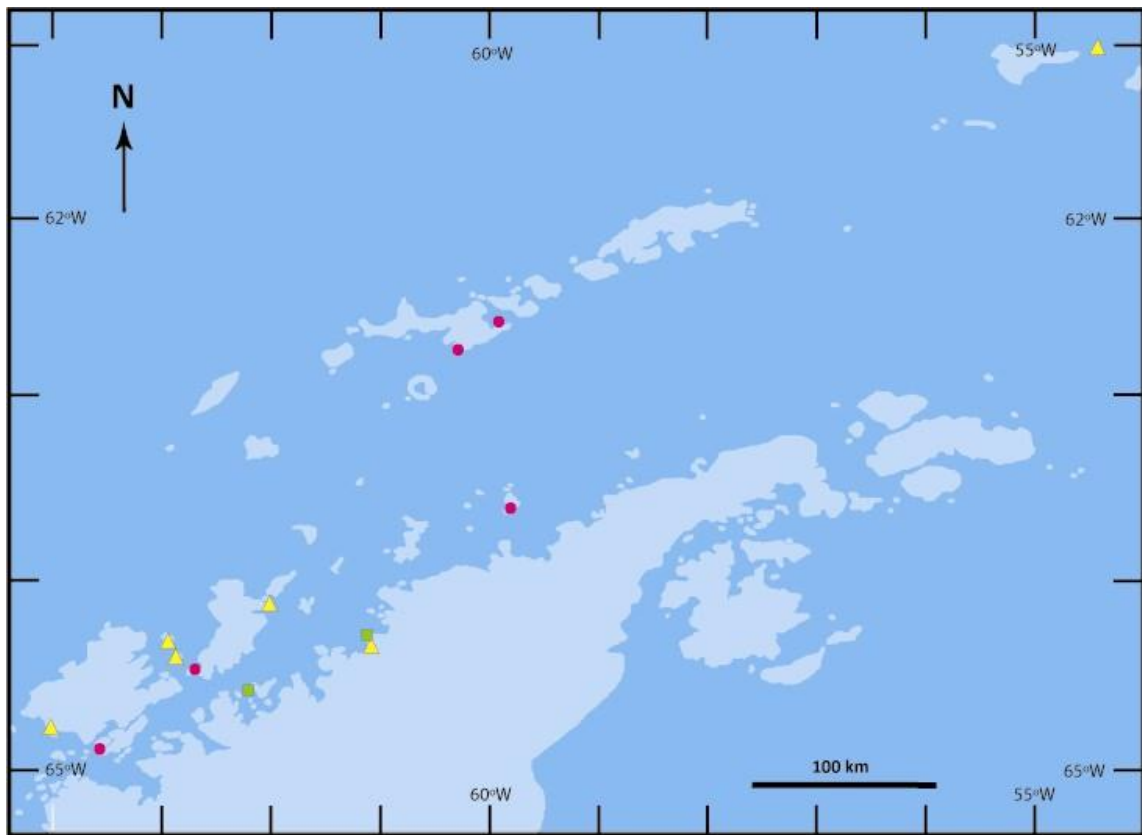


Fig. 4-11: Distribución de edades de rocas estudiadas en el norte del BPA. Triángulo amarillo: Mioceno; Círculo fucsia: Terciario Inferior; Cuadrado verde: Cretácico Superior.

El único plutón que se aparta de dicha tendencia es el AA0853, cuya edad ha sido 'interpretada' como Miocena. Es necesario recordar que el plutón AA0853 no cuenta con edad

de cristalización U-Pb en circón, por lo que su definición de edad de cristalización se estableció según su edad FT en apatito y la extrapolación de esta información respecto de los otros plutones cercanos.

Por otro lado el decrecimiento de edades de los plutones hacia el NW se desarrolla también en las Islas Shetland del Sur; en el borde SE se presentan plutones con edades Terciaria Inferior, nuevamente, mientras que en una franja paralela más hacia el NW aparece un plutón de edad Miocena en la Isla Cornwallis. Parece así haber una repetición de la secuencia decreciente en edad de plutones hacia el lado NW del Estrecho de Bransfield. Considerando que la apertura del Estrecho de Bransfield habría comenzado hace 1.3 Ma (Garret & Storey, 1987), aunque otros estudios sugieren una edad Pliocena (Kraus et al., 2008), toma sentido que esta configuración espacial de plutones de edad decreciente hacia el NW haya estado unida a la PA previa a la apertura del Estrecho de Bransfield.

Discusión ampliada a resultados bibliográficos

Los resultados e interpretaciones obtenidos en esta tesis no coinciden con las interpretaciones propuestas por trabajos anteriores que sugieren una tendencia E-W en el decrecimiento de edades de los plutones, o sea, una orientación N-S de los cordones plutónicos (Pankhurst, 1982; Parada et al., 1992).

De las 6 edades K-Ar expuestas en Parada et al. (1992), 4 de ellas (al sur de Isla Anvers y en Costa Danco) no presentan conflicto con la interpretación expuesta en esta tesis. Sólo dos de ellas, en el extremo NE de la Isla Anvers, presentan conflicto con la interpretación expuesta aquí.

Sin perjuicio de que hipótesis se considere en el desarrollo del trabajo (un decrecimiento en edades de los plutones con dirección E-W o SE-NW), una cosa es clara: los plutones disminuyen de edad hacia el Pacífico, alejándose del continente. Esta condición ha sido explicada según un aumento del ángulo de subducción y asociado roll back,

probablemente debido a una disminución en la tasa de subducción de la placa Phoenix bajo la PA desde el inicio de las colisiones de segmentos de dorsales de Aluk, hace 50 Ma (Barker, 1982; Pankhurst et al., 1988; Parada et al., 1992).

Varios autores han establecido comparaciones entre el BPA y el BSP, estableciendo que en ambos se observa una migración progresiva del plutonismo hacia el W con el tiempo (Gonzalez Díaz, 1980). Por otro lado, considerando edades a todo lo largo de la PA, se observa que tanto en el BPA como en el BSP, el peak plutónico habría ocurrido en tiempos Cretácicos, hace 100 Ma (Pankhurst, 1982; Leat et al. 1995; Hervé et al. 2007).

4.4. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS (ÓXIDOS) MAYORES EN ROCA TOTAL

4.4.1. RESULTADOS

Los resultados correspondientes a los porcentajes de los elementos (óxidos) mayores en roca total se pueden apreciar en la siguiente tabla (Tabla 4-2):

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PPC	TOTAL
AA0801	68,9	0,31	15,8	1,02	2,1	0,097	1,55	4,09	3,43	1,56	0,11	0,83	99,797
AA0805	55,02	1,09	17,55	3,21	5,28	0,19	3,13	7,19	3,59	1,09	0,3	2,02	99,66
AA0806	53,5	1,16	18	3,78	5,52	0,2	3,46	7,48	3,56	0,82	0,33	1,84	99,65
AA0826A	57,9	0,65	18,24	2,38	3,6	0,13	3,34	7,16	3,95	1,15	0,21	0,85	99,56
AA0827A	66,85	0,38	16,77	1,06	2,2	0,04	1,61	5,07	3,3	1,22	0,07	1,15	99,72
AA0827B	53,62	1,17	17,91	4,98	4,4	0,22	4,02	8,72	3,44	0,38	0,22	0,69	99,77
AA0828A	67,5	0,34	16,15	1,6	2,08	0,01	1,33	4,23	3,67	2,27	0,15	0,5	99,83
AA0828D	65,4	0,38	16,9	2,02	2,32	0,13	1,62	4,59	3,62	2,03	0,18	0,62	99,81
AA0830A	57,23	0,86	17,08	2,43	4,92	0,16	3,4	7,11	3,4	1,65	0,16	1,11	99,51
AA0830B1	58,3	0,85	16,62	2,41	4,88	0,16	3,28	6,96	3,28	1,5	0,2	1,19	99,63
AA0830B2	58,82	0,84	16,4	2,28	4,92	0,15	3,28	6,78	3,15	1,53	0,21	1,17	99,53
AA0833B	59,8	0,7	17,23	2,63	3,48	0,15	3,61	6,38	3,85	1	0,18	0,55	99,56
AA0834A	57,2	1,03	17,39	2,9	4,08	0,16	3,37	7,7	3,71	1,16	0,23	0,63	99,56
AA0837A	61,9	0,59	16,27	2,27	3,2	0,13	3,48	5,7	3,91	1,44	0,23	0,72	99,84
AA0839	48,57	1,68	17,72	5,41	5,24	0,18	5,1	10,32	2,68	0,56	0,24	2,05	99,75
AA0840	57,2	1,7	13,86	6,86	2,52	0,11	1,85	5,67	3,24	2,55	0,63	3,74	99,93
AA0848	64,49	0,79	15,11	2,02	3,16	0,12	1,93	4,37	3,67	2,47	0,24	1,2	99,57
AA0853	63,78	0,85	16,1	1,45	4,64	0,14	1,83	4,5	3,61	2,24	0,28	0,45	99,87
AA0857	59,7	1,6	16,15	2,45	4,24	0,19	2,09	5,22	4,52	1,48	0,52	1,39	99,55

Tabla 4-2: Porcentaje en peso de óxidos mayores para selección de muestras AA08.

4.4.2. CLASIFICACIÓN

Muchas veces, por la cuantía de información disponible y de no inmediata asimilación, se hace útil, y hasta necesario, clasificar las muestras analizadas geoquímicamente, para

sintetizar así la información composicional. Los criterios para llevar a cabo clasificaciones geoquímicas son varios, y no parece haber un sólo esquema de clasificación que se haya impuesto por sobre el resto (Barbarin, 1990; Barbarin, 1999; Frost et al., 2001).

Clasificación según gráficos óxidos vs. óxidos

A pesar de que estos métodos de clasificación han sido acomodados principalmente para clasificación de rocas volcánicas, se han diseñado versiones para rocas plutónicas de manera eficiente (Rollinson, 1993). Uno de los gráficos más usados es el de álcali total vs. sílice (TAS), en su versión para rocas plutónicas (Cox et al., 1979; Wilson, 1989)(Fig. 4-12):

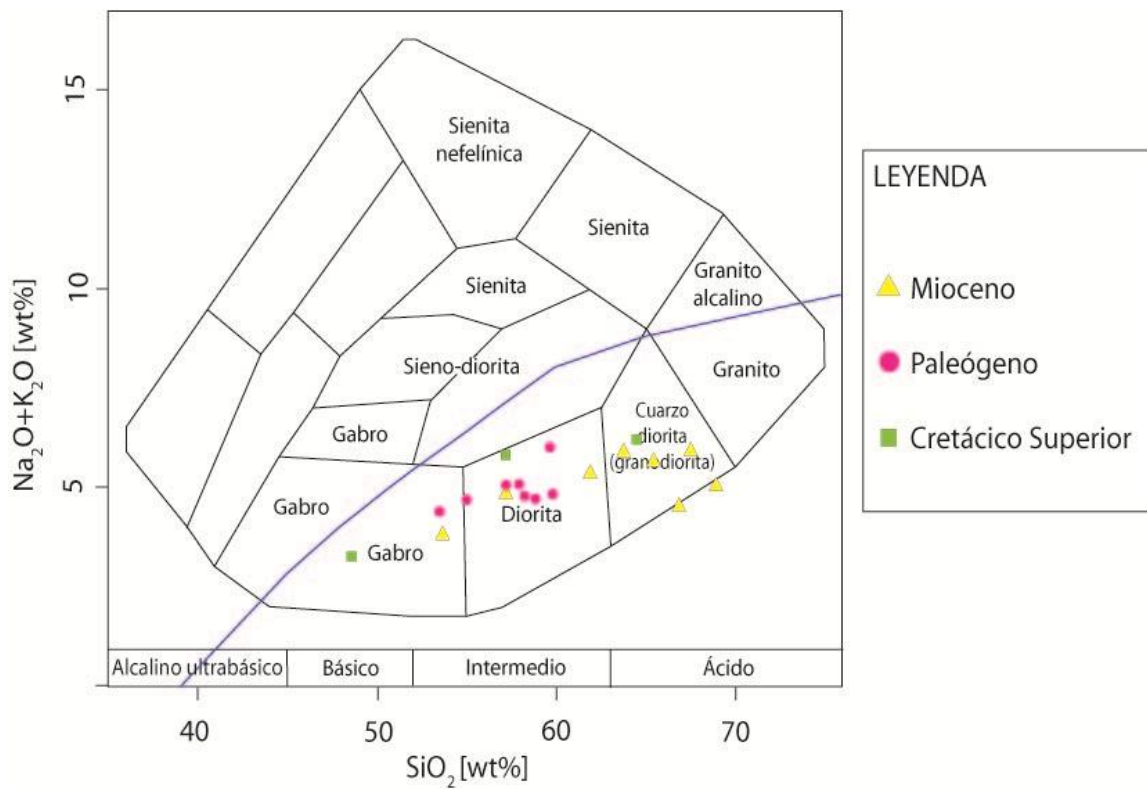


Fig. 4-12: Clasificación según TAS para selección de muestras AA08. Línea azul: división entre rocas alcalinas (mayor $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) y subalcalinas (menor $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$).

Como se observa en el gráfico (Fig. 4-11), los plutones son principalmente de composición intermedia a intermedia ácida y en menor medida básicos. Todos los plutones son clasificados como subalcalinos. Es notable que mientras los plutones Paleógenos son esencialmente intermedios, los plutones Miocenos son intermedios-ácidos.

Clasificación usando la norma CIPW

El cálculo de la norma es una forma de obtener la mineralogía de una roca, en particulares condiciones ideales, a partir de su composición. En el contexto de la clasificación de rocas, hace posible una clasificación pseudo-mineralógica. La norma más ampliamente utilizada es la CIPW (Rollinson, 1993), razón por la cual será usada en este trabajo. Los resultados se exponen en la siguiente tabla (Tabla 4-3).

Usando los cálculos de porcentaje en peso de los minerales normativos, se expondrán dos clasificaciones basadas en la mineralogía normativa de los plutones. La primera de Streckeisen y LeMaitre (1979) (Fig. 4-13; Tabla 4-4) y la segunda de Barker (1979) basada en los porcentajes de anortita, albita y ortoclasa normativas (Fig. 4-14; Tabla 4-4).

Muestra	Q	C	Or	Ab	An	Di	Hy	Mt	Il	Hm	Ap	Sum
AA0801	30,99	1,30	9,22	29,02	19,57	0	6,54	1,48	0,59	0	0,26	98,97
AA0805	9,31	0	6,44	30,38	28,55	4,22	11,33	4,65	2,07	0	0,71	97,66
AA0806	7,82	0	4,85	30,12	30,71	3,46	12,40	5,48	2,20	0	0,78	97,83
AA0826A	10,25	0	6,80	33,42	28,64	4,45	9,98	3,45	1,24	0	0,50	98,72
AA0827A	28,73	1,00	7,21	27,92	24,70	0	6,62	1,54	0,72	0	0,17	98,58
AA0827B	9,04	0	2,25	29,11	32,31	7,58	8,85	7,22	2,22	0	0,52	99,10
AA0828A	25,95	0,32	13,42	31,06	20,01	0	5,27	2,32	0,65	0	0,36	99,34
AA0828D	23,83	0,83	12,00	30,63	21,60	0	6,24	2,93	0,72	0	0,43	99,20
AA0830A	10,27	0	9,75	28,77	26,47	6,35	11,27	3,52	1,63	0	0,38	98,41
AA0830B1	13,09	0	8,87	27,75	26,20	5,75	11,22	3,49	1,62	0	0,47	98,45
AA0830B2	14,40	0	9,04	26,65	26,10	5,06	11,73	3,31	1,60	0	0,50	98,37
AA0833B	14,31	0	5,91	32,58	26,78	2,97	10,91	3,81	1,33	0	0,43	99,02
AA0834A	10,64	0	6,86	31,39	27,37	7,53	8,46	4,21	1,96	0	0,55	98,95
AA0837A	16,31	0	8,51	33,09	22,59	3,36	10,32	3,29	1,12	0	0,55	99,13
AA0839	3,79	0	3,31	22,68	34,67	11,89	9,78	7,84	3,19	0	0,57	97,73
AA0840	17,25	0	15,07	27,42	15,74	6,44	1,62	3,55	3,23	4,41	1,49	96,23
AA0848	21,31	0	14,60	31,06	17,46	2,16	6,80	2,93	1,50	0	0,57	98,38
AA0853	19,81	0,23	13,24	30,55	20,50	0	10,74	2,11	1,62	0	0,66	99,44
AA0857	14,00	0	8,75	38,25	19,41	2,53	7,44	3,55	3,04	0	1,23	98,19

Tabla 4-3: Porcentaje en peso de minerales normativos por muestra. Q: cuarzo, C: Corindón, Or: Ortoclasa, Ab: albita, An: anortita, Di: diópsido, Hy: hiperstena, Mt: magnetita, Il: ilmenita, Hm: hematita, Ap: apatito, Sum: suma total.

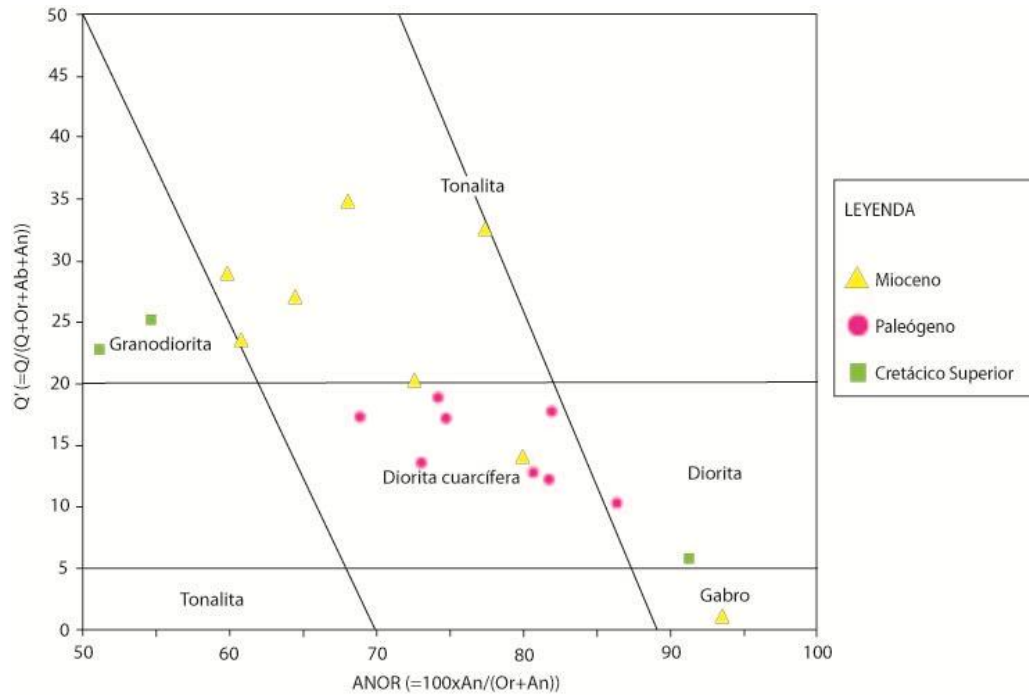


Fig. 4-13: Clasificación de Streckeisen y LeMaitre (1979) según mineralogía normativa.

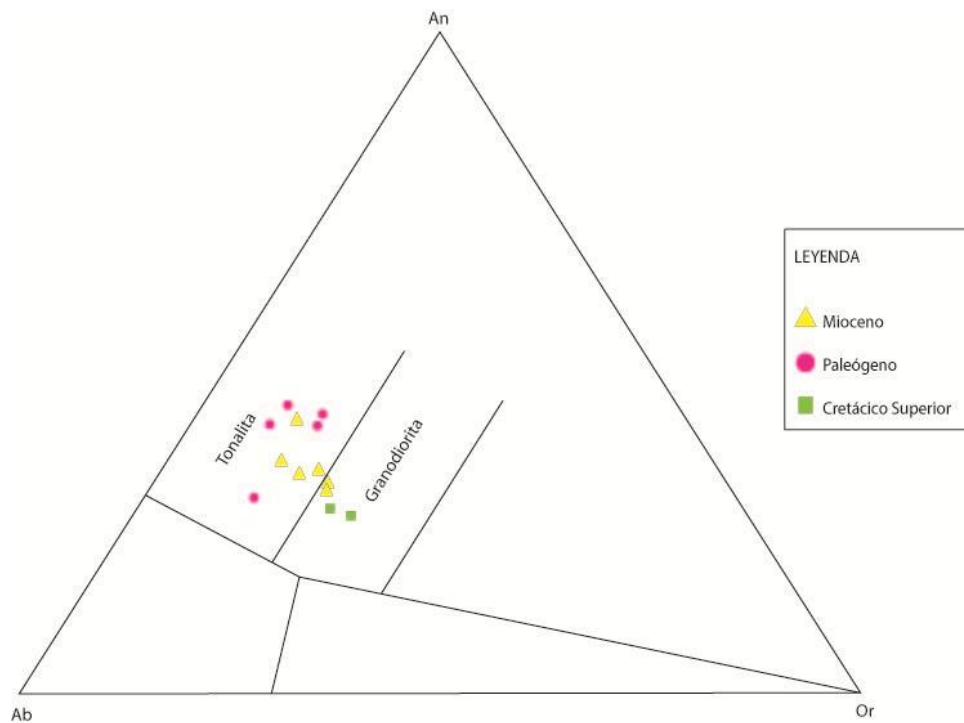


Fig. 4-14: Clasificación de Barker (1979) basada en mineralogía normativa de rocas ácidas.

Clasificación usando cationes

Para evitar el criticismo respecto de que los porcentajes en peso de los óxidos no reflejan fielmente la distribución catiónica de una muestra, varios autores prefieren recalcular la composición de la roca en términos de cationes (De la Roche et al., 1980). Los resultados se exponen a continuación (Fig. 4-15; Tabla 4-4).

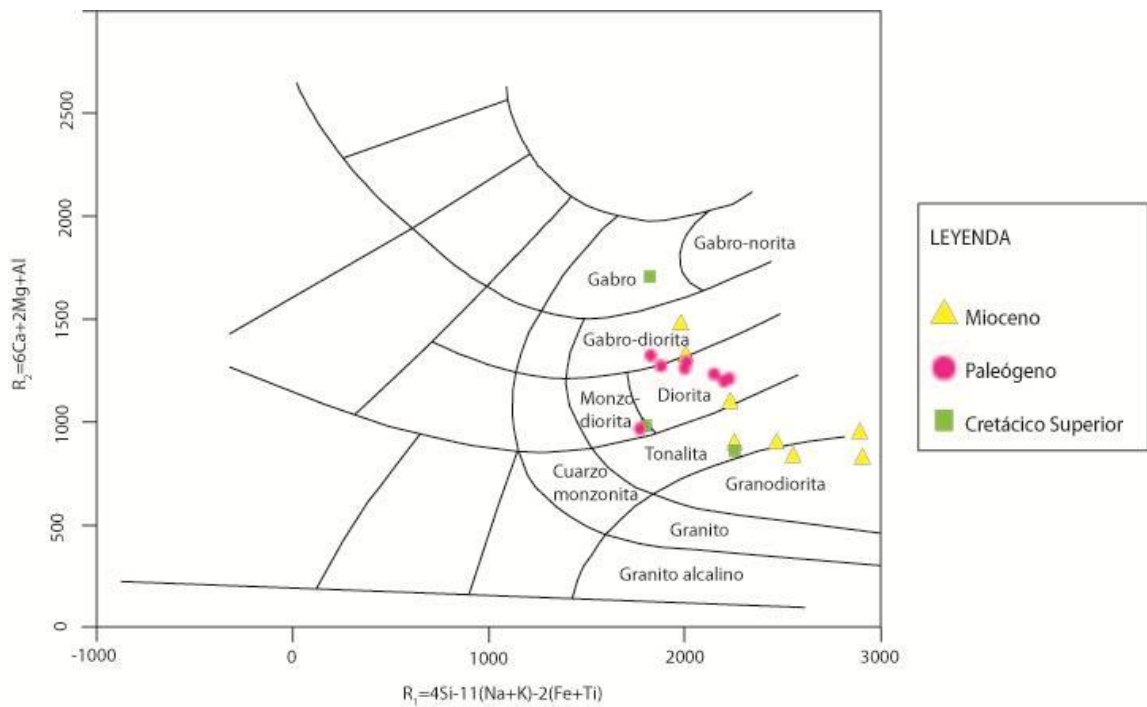


Fig. 4-15: Clasificación de rocas plutónicas según la Roche et al. (1980).

Muestra	Nombre (a)	Nombre (b)	Nombre (c)	Nombre (d)
AA0801	Cuarzodiorita (Granodiorita). <i>Ácido</i>	Tonalita	Tonalita	Granodiorita
AA0805	Diorita. <i>Intermedio</i>	Diorita cuarzosa	Tonalita	Diorita / Gabrodiorita
AA0806	Gabro. <i>Intermedio</i>	Diorita	XXXX	Gabrodiorita
AA0826A	Diorita. <i>Intermedio</i>	Diorita cuarzosa	XXXX	Diorita
AA0827A	Cuarzodiorita (Granodiorita). <i>Ácido</i>	Tonalita	Tonalita	Granodiorita / Tonalita
AA0827B	Gabro. <i>Intermedio</i>	Gabro	XXXX	Gabrodiorita
AA0828A	Cuarzodiorita (Granodiorita). <i>Ácido</i>	Tonalita	Granodiorita	Granodiorita
AA0828D	Cuarzodiorita (Granodiorita). <i>Ácido</i>	Tonalita	Tonalita	Tonalita
AA0830A	Diorita. <i>Intermedio</i>	Diorita cuarzosa	XXXX	Diorita
AA0830B1	Diorita. <i>Intermedio</i>	Diorita cuarzosa	Tonalita	Diorita
AA0830B2	Diorita. <i>Intermedio</i>	Diorita cuarzosa	Tonalita	Diorita
AA0833B	Diorita. <i>Intermedio</i>	Diorita cuarzosa	Tonalita	Diorita
AA0834A	Diorita. <i>Intermedio</i>	Diorita cuarzosa	XXXX	Diorita
AA0837A	Diorita. <i>Intermedio</i>	Tonalita	Tonalita	Diorita
AA0839	Gabro. <i>Básico</i>	Diorita	XXXX	Gabro
AA0840	Diorita. <i>Intermedio</i>	Granodiorita	Tonalita	Monzodiorita
AA0848	Cuarzodiorita (Granodiorita). <i>Ácido</i>	Granodiorita	Granodiorita	Tonalita
AA0853	Cuarzodiorita (Granodiorita). <i>Ácido</i>	Tonalita	Granodiorita	Tonalita
AA0857	Diorita. <i>Intermedio</i>	Diorita cuarzosa	Granodiorita	Monzodiorita

Tabla 4-4: a) Clasificación TAS modificado para rocas plutónicas (Cox, Bell, & Pankhurst, 1979); b) Clasificación de Streckeisen y LeMaitre (1979) según mineralogía normativa; c) Clasificación de Barker (1979) basada en mineralogía normativa de rocas ácidas donde XXXX son muestras con menos del 10% de cuarzo normativo, no aptas para esta clasificación; d) Clasificación de rocas plutónicas de Roche et al. (1980).

Como se puede observar en la tabla, las diferencias entre las distintas clasificaciones son menores, por lo que en lo sucesivo se usará la clasificación TAS modificada de rocas plutónicas para la descripción de plutones, más ampliamente usada en la bibliografía.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Indice de Hierro (Fe^*)

Esta es una variable que entrega información respecto de la historia de diferenciación del magma granítico (Fe-number, Frost et al., 2001). Está definida como $[Fe^* = FeO^{tot} / (FeO^{tot} + MgO)]$ y permite clasificar los plutones como ferroanos y magnesianos. Los valores de Índice de Hierro se correlacionan bastante bien con el contexto tectónico de los granitoides. Frost et al. (2001) muestran en su estudio que el 96% de los llamados granitoides tipo-A son ferroanos, mientras que el 83% de los granitoides cordilleranos son magnesianos, concentrándose los problemas sólo en los granitoides con contenido de sílice superior al 70 wt%. Los conceptos de plutones ferroanos y magnesianos se presentan así como alternativas a los nombres de toleítico y calcoalcalino, desechados como “nombres engañosos” pues el Índice de Hierro no se relaciona con la alcalinidad del plutón.

Los valores de Índice de Hierro según edad de los plutones se pueden ver en el siguiente gráfico (Fig. 4-16). Como se puede apreciar, todos los plutones son magnesianos, excepto uno, ligeramente ferroano, de edad Cretácica Superior.

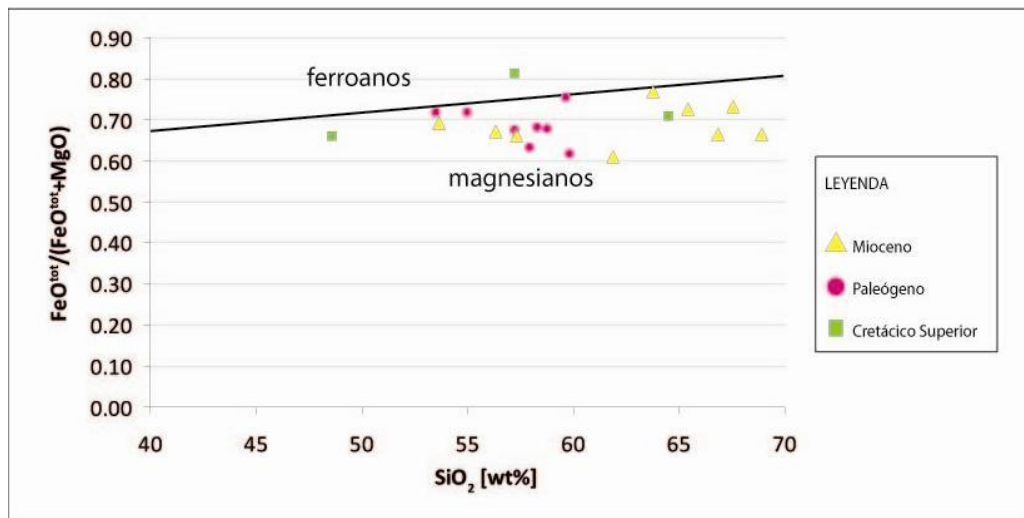


Fig. 4-16: Índice de Hierro vs. SiO_2

MALI (Modified Alkali-Lime Index)

Esta es una variable que está sujeta a la composición de la roca y la abundancia de feldespatos en la misma y se puede relacionar con la fuente de los magmas o la historia de diferenciación (Frost et al., 2001). Se define como $[\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}]$ y permite clasificar los plutones como cálcicos, calco-alcálicos, alcalinos-cálcicos y alcalinos. Dicha clasificación se basa en el trabajo hecho por Peacock (1931), pero es más sencilla, en el sentido que prescinde de una variable, y además se puede usar en un rango mayor de contenidos de sílice.

En el siguiente gráfico se puede apreciar los resultados del MALI para los plutones en estudio (Fig. 4-17). Se puede apreciar que la mayoría de las muestras son cálcicas. Hay cuatro muestras que se clasifican como calco-alcálicas, tres del Terciario Inferior y una del Cretácico Superior, que coincide con ser la única muestra ferroana.

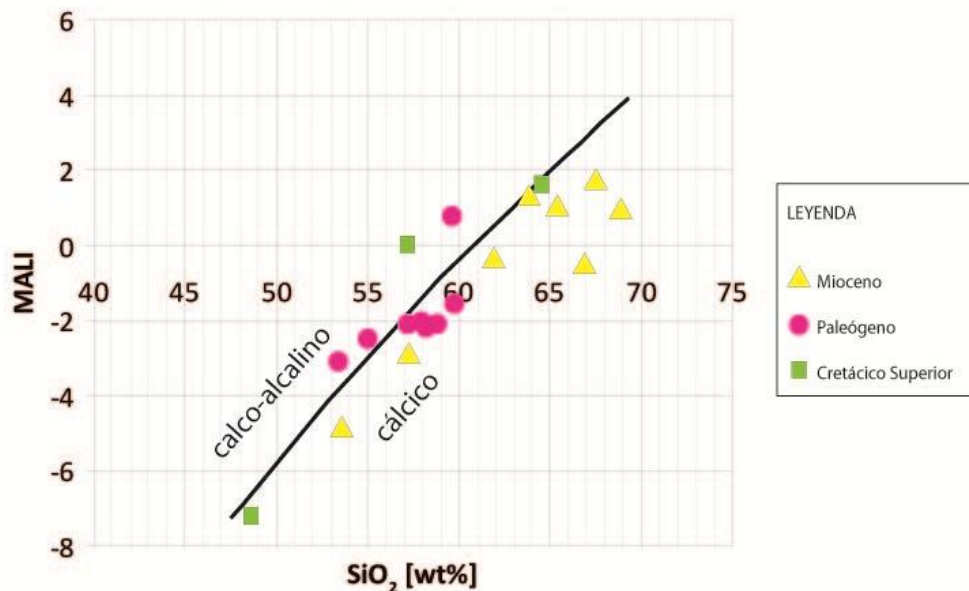


Fig. 4-16: MALI vs. SiO₂

ASI (Aluminium Saturation Index) y PI (Peralcaline Index)

El ASI es una variable que está sujeta a la presencia de micas y otros minerales menores en la roca. Está principalmente determinado por la fuente de los magmas y las condiciones de fusión (Frost et al., 2001). Se define como $[Al/(Ca-1,67P+Na+K)]$ y junto al PI, definido como $[Al/(Na+K)]$, permite clasificar los plutones en metaluminosos, peraluminosos y peralcalinos.

En el gráfico de Índice de Peralcalinidad vs Índice de Saturación de Aluminio (Fig. 4-18) se aprecia que no hay plutones peralcalinos. Por otro lado, la gran mayoría son metaluminosos, habiendo sólo cuatro plutones que son ligeramente peraluminosas y uno en el límite de ambos campos. Estos plutones también poseen corindón normativo (Tabla 4-3), lo que es esperable de plutones peraluminosos. Estas muestras son de edad Miocena y representan más de la mitad de los plutones Miocenos abordados en este estudio.

Los plutones peraluminosos son además aquellos que poseen menores concentraciones de MgO (ver Tabla 4.2). Las decrecientes concentraciones de MgO han sido utilizadas como índice de diferenciación de magmas (Bilal & Giret, 1999).

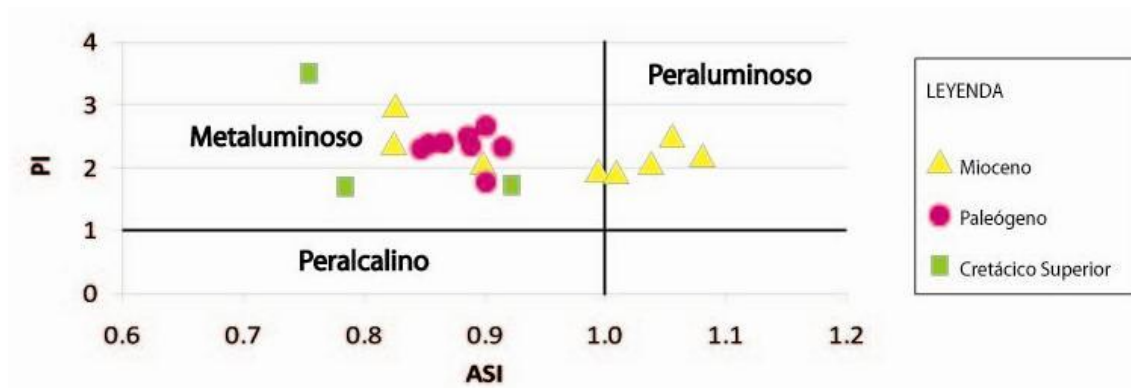


Fig. 4-17: Índice de Peralcalinidad vs. Índice de Saturación de Aluminio

Alcalinidad

La alcalinidad de un plutón es una característica que se ha relacionado con la fuente y grado de fusión parcial de los magmas parentales (Chappell & White, 1974; Mpodozis & Kay, 1990; White & Chappell, 1983; Chappell et al., 1988).

En el siguiente gráfico se observa que el total de las muestras son sódicas (Fig. 4-19). Chappell & White (1974) proponen que los granitoides tipo-I serían relativamente sódicos. Se adjunta así un segundo gráfico (Fig. 4-20), basado en los estudios de White & Chappell (1983), en el que comparando el porcentaje de Na_2O con el de K_2O se establecen campos relativos a las fuentes de los magmas (IAS) (Mpodozis & Kay, 1990). En éste, las muestras son interpretadas como granitoides tipo-I.

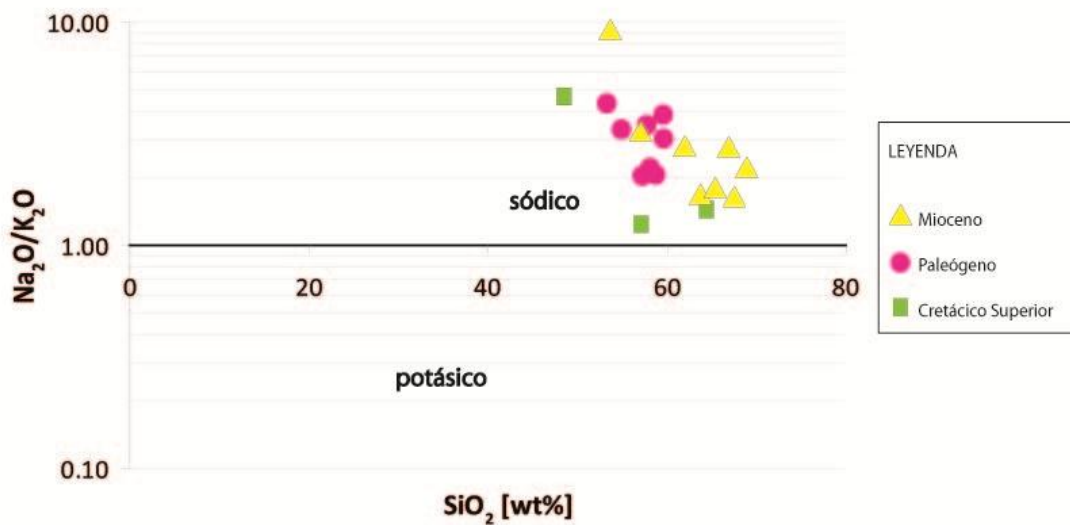


Fig. 4-18: Razón $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2

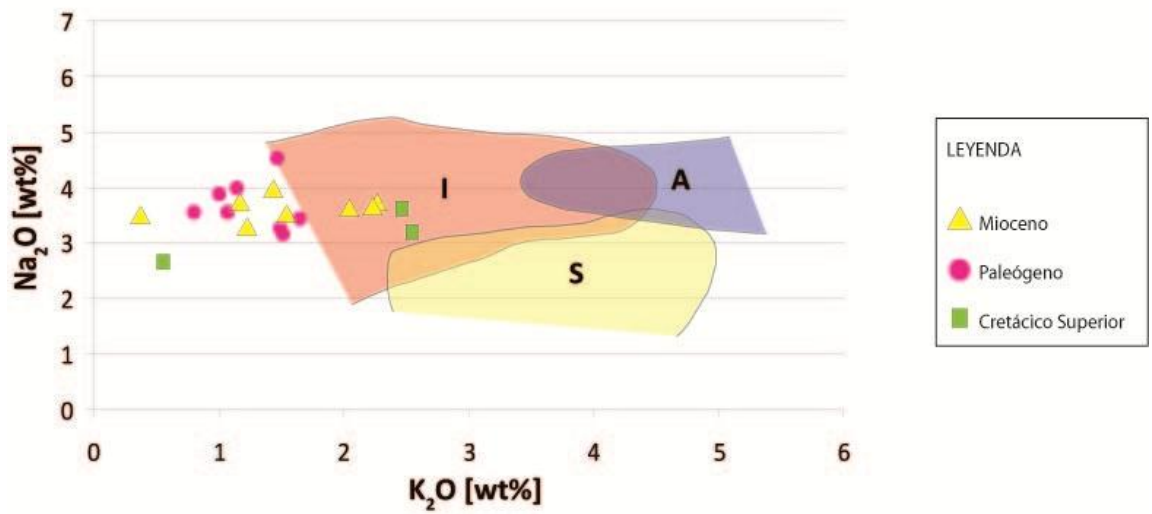


Fig. 4-19: Na_2O vs K_2O

INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

Discusión de resultados originales inéditos

En cuanto a los aspectos de clasificación petrológica de los plutones, no se aprecia ninguna tendencia espacial en la distribución de los cuerpos. Por otro lado, si se aprecia un comportamiento relativamente transversal en todos los criterios de clasificación. Mientras los plutones del Cretácico Superior presentan un amplio rango de composición, los del Terciario Inferior son esencialmente intermedios, de composición diorítica y los del Mioceno son más ácidos, con composición tonalítica a granodiorítica.

En otro ámbito, según el criterio de Chappell & White (1974), los plutones estudiados califican como granitoides tipo-I: son metaluminosos a débilmente peraluminosos, sódicos y poseen un amplio rango de contenido de sílice. No hay conflicto con la posibilidad de clasificarlos de otra manera, dado que sus características son impropias de otros tipos de granitoides (S, A, M y C). Los granitoides tipo-I son plutones que se habrían formado a partir de una fuente probablemente máfica, meta-ígneas (Chappell & White, 1974).

Sin embargo esta clasificación, basada en la interpretación petrogenética de la composición geoquímica, ha sido ampliamente criticada (Miller, 1985; Frost et al., 2001), pues se ha mostrado que una amplia variedad de fuentes, mediante historias de fusión parcial distintas, pueden generar plutones de composiciones similares.

Luego parece pertinente recurrir a la clasificación de Frost et al. (2001), la cual se basa en las variables que ya se han revisado en este apartado (Fe^* , MALI y ASI). Entre las ventajas que cuenta esta clasificación se puede mencionar que:

- Sólo se basa en la composición química de los plutones. El conocimiento a priori de las condiciones de formación de los plutones no sería requerido. De manera inversa, la

clasificación química de Frost et al. (2001) no necesariamente podría decirnos mucho sobre las condiciones tectónicas en que se formaron los plutones.

- Es lo suficientemente flexible como para aplicarse a un amplio rango de composiciones de rocas graníticas
- Se basa en elementos mayores. Varios problemas asoman al usar elementos traza para clasificar plutones (éstos serían más dependientes de la presencia de ciertas fases en la roca que la composición de fundido original).

Se observa en los gráficos 4-16 a 4-20 que la mayoría de los plutones se clasifican de manera similar, con algunas excepciones. Los plutones estudiados son esencialmente magnesianos, cálcicos y metaluminosos.

Los granitoides magnesianos se correlacionan con aquellos de arcos magmáticos de ambientes de subducción, los que tienden a seguir patrones de diferenciación oxidante. Se han propuesto situaciones especiales que mantendrían el Fe* bajo, como la cristalización temprana de magnetita (Osborn, 1959).

Todos los plutones son de carácter cálcico, a excepción de cuatro que son calco-alcalinos. Se ha planteado previamente que los plutones cálcicos tienden a estar en la porción más próxima a la fosa de la zona de subducción, mientras que los plutones calco-alcalinos se tenderían a concentrar en la porción más interna del batolito; hacia el continente (Moore, 1959; Bateman & Dodge, 1970). Al revisar la locación geográfica de los plutones calcoalcalinos se registra que dos de ellos, efectivamente, se encuentran en la porción más suroriental de la franja plutónica. Considerando que el borde de la PA en el extremo norte posee una orientación NE-SW, se puede afirmar que se encuentran en la porción más interna del batolito, en comparación con los plutones cálcicos. Por otro lado, los otros dos plutones calco-alcalinos se encuentran en la parte más suroriental de la Isla Livingston. Si se considera que estos plutones son previos a la apertura del Estrecho de Bransfield, al hacer una reconstrucción se reconoce que estos plutones también habrían estado en la parte más interna del BPA, hacia el continente. Luego se verifica la observación de Moore (1959) y Bateman & Dodge (1970). En

general los plutones tienden a hacerse más alcalinos al alejarse de la zona de subducción, al estar más expuesto a contribución cortical. Esto lo confirma el estudio hecho por Parada et al. (1992), en que se muestra un incremento sutil del valor K_2O/SiO_2 de plutones del BPA hacia el continente, reconociendo que sería un rasgo típico de Batolitos Cordilleranos. Sin embargo, al menos una parte de esta variación es probablemente contribuida por un componente derivado del manto, dado que este patrón también se reconoce en arcos de isla donde la contribución cortical está ausente. Luego, al menos una parte de los magmas cálcicos y calco-alcalinos, debieran tener origen en el manto (Frost et al., 2001).

Los plutones son esencialmente metaluminosos, a excepción de cuatro de edad Miocena que son ligeramente peraluminosos. Respecto de los plutones metaluminosos, es común identificar un exceso de Ca en su composición, luego de que el aluminio ha sido acomodado en los feldespatos (Frost et al., 2001). La constante presencia de hornblenda y piroxenos cálcicos (augita) verifican así el diagnóstico.

Las clasificaciones dadas a los plutones estudiados se correlacionan bastante bien con las de Batolitos Cordilleranos, es decir, la parte plutónica expuesta de los arcos magmáticos. Éstos son principalmente magnesianos y cálcicos a calco-alcalinos (Frost et al., 2001; Castro et al., 2010).

A pesar de que la clasificación otorgada por Frost et al. (2001) es completamente química, ésta posee implicaciones tectónicas. En este caso particular, se puede decir que los plutones magnesianos reflejan una fuerte afinidad con fuentes y magmas relativamente hidratados y en condiciones oxidantes, condiciones que son ampliamente consistentes con un origen en zonas de subducción.

Discusión ampliada a resultados bibliográficos

Parada et al. (1992) y Pankhurst (1982) dan cuenta de un amplio rango de composición en los plutones Cretácicos, tanto en la Costa Danco como en la costa este de la PA, respectivamente, respaldando así los resultados obtenidos en esta tesis. Por otro lado, los mismos estudios proponen que los plutones Terciarios en la zona del Estrecho de Gerlache y resto de Graham Land son esencialmente máficos a intermedios, siendo las dioritas y granodioritas las rocas más comunes, de igual manera que los plutones del Terciario Inferior considerados en esta tesis. Finalmente, respecto del estudio de Parada et al. (1992) se comparte el diagnóstico en que las principales litologías en el extremo norte de la PA corresponde a dioritas y tonalitas de hornblenda y piroxeno. Por otro lado el volcanismo, de manera paralela a la actividad plutónica, posee un amplio rango de composiciones, aunque esencialmente intermedias a intermedias-básicas (Machado et al., 2005).

Un aspecto en el que no se verifican los resultados del trabajo de Parada et al. (1992) es en la distribución espacial de las litologías, en la que se propone tendencia a la acidificación de los plutones hacia el este.

En cuanto a la interpretación petrogenética de los plutones, parece importante establecer el contexto de trabajos anteriores en que se presenta a los granitos Jurásicos, derivados probablemente de la corteza superior por sus valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, como peraluminosos, y tendrían características mineralógicas y geoquímicas de granitoides tipo S (Leat et al., 1995). Esto marca un contraste importante con los granitos post-jurásicos, los cuales poseen en su gran mayoría características de granitoide tipo-I, es decir, metaluminosos y cálcicos a calcoalcalinos.

4.5. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MENORES Y TRAZAS EN ROCA TOTAL

RESULTADOS

Tierras raras

Las tierras raras (REE, Rare Earth Elements) son elementos trazas ampliamente utilizados en estudios de petrología ígnea (Rollinson, 1993). Las REE poseen propiedades químicas y físicas similares, dado que la mayoría forman iones estables de valencia 3+ y poseen tamaños afines. Sin embargo, se han notado comportamientos químicos distintivos para éstos, como consecuencia del decrecimiento ligero, pero continuo, del radio iónico al aumentar el número atómico. Además existe un pequeño número de REE que se pueden encontrar en otros estados de oxidación (Ce^{4+} y Eu^{2+}). Estas diferencias determinan patrones de fraccionamiento particulares, que varían dependiendo de las condiciones petrogenéticas a las que las rocas en juego se ven sometidas.

Los resultados de concentración de REE se exponen en la siguiente Tabla 4-5:

	Muestra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Mioceno	AA 08 34 ^a	16	37	21	4,67	1,42	4,62	4,42	0,87	2,51	2,45	0,39
	AA 08 01	13	24	8,1	1,81	0,62	1,9	1,96	0,43	1,3	1,28	0,2
	AA 08 27 ^a	10	21	7,8	1,36	0,6	1,58	1,73	0,38	1,16	1,14	0,19
	AA 08 53	25	47	19	3,09	0,9	2,89	2,89	0,56	1,22	1,16	0,14
	AA 08 28 ^a	16	33	11	2,4	0,86	2,06	2,05	0,45	1,27	1,26	0,2
	AA 08 37 ^a	13	29	14	3,07	0,96	3,29	3,15	0,68	2	2	0,31
	AA 08 27B	8,5	14	9,3	2,46	1,06	3,02	3,27	0,6	1,55	1,49	0,24
	AA 08 28D	20	35	14	2,36	0,77	1,97	1,7	0,36	0,88	0,86	0,12
Terciario Inferior	AA 08 26 ^a	14	33	15	3,03	1,06	3,04	2,53	0,56	1,56	1,52	0,24
	AA 08 33B	10	23	12	2,82	1,06	3,26	3,33	0,73	2,08	2,04	0,32
	AA 08 30 ^a	12	27	12	3,35	1,09	3,76	3,75	0,82	2,3	2,27	0,35
	AA 08 30B1	11	24	12	2,64	0,87	3,08	2,88	0,6	1,68	1,65	0,25
	AA 08 30B2	12	26	14	2,85	0,89	3,36	3,24	0,68	1,7	1,65	0,23
	AA 08 06	11	25	14	3,65	1,38	3,66	3,67	0,75	1,9	1,85	0,28
	AA 08 05	12	27	16	3,64	1,48	4,27	4,01	0,81	2,2	2,12	0,31
	AA 08 57	21	47	26	6,37	2,14	6,4	5,88	1,14	3,2	3,11	0,45
Cretácico Superior	AA 08 40	29	57	33	7,1	1,76	6,43	5,35	0,95	2,53	2,5	0,4
	AA 08 39	12	22	12	2,64	1,07	2,96	2,78	0,58	1,4	1,34	0,22
	AA 08 48	25	54	24	4,87	1,17	4,62	4,55	0,89	2,4	2,3	0,35

Tabla 4-5: Concentraciones de REE según plutones agrupados por edad. Concentraciones en ppm.

Para presentar las REE se suelen normalizar sus concentraciones con los valores de meteoritos condriticos. Éstos han sido propuestos como elemento normalizador, ya que se piensa que representarían la composición del sistema solar en su núcleo-síntesis original, no fraccionadas. Los propósitos de la normalización son eliminar las variaciones de abundancia entre elementos de número atómico par e impar, según una abundancia cósmica con patrón zigzagueante, y la de obtener una representación del fraccionamiento de REE que ha tenido una determinada roca respecto de la composición de meteoritos condriticos. En este trabajo se ha optado por normalizar las REE usando los valores de concentración de REE en meteorito condritico propuestos por Boynton (1984), valores ampliamente utilizados y recomendados pues representan al 'condrito promedio' (Rollinson, 1993) (Fig. 4-21).

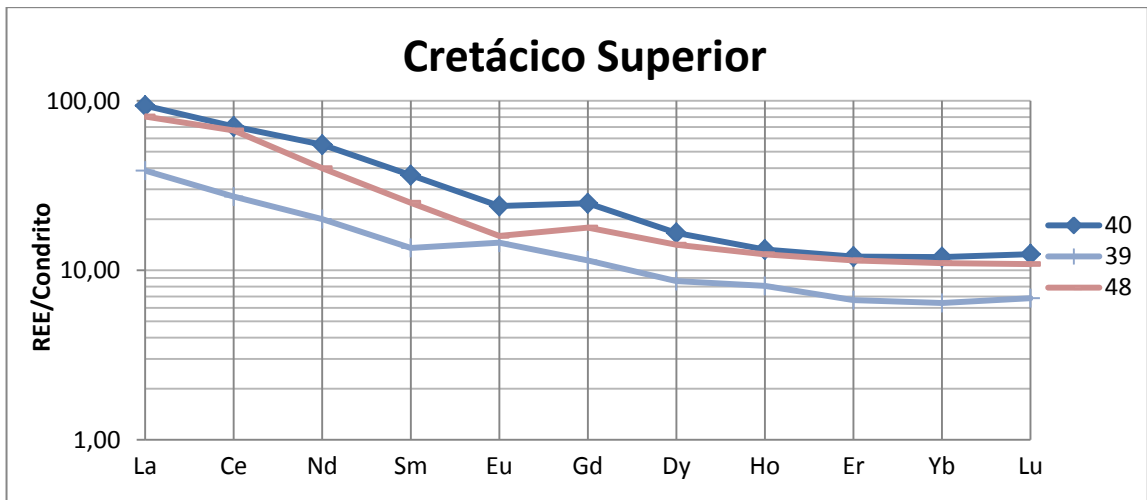
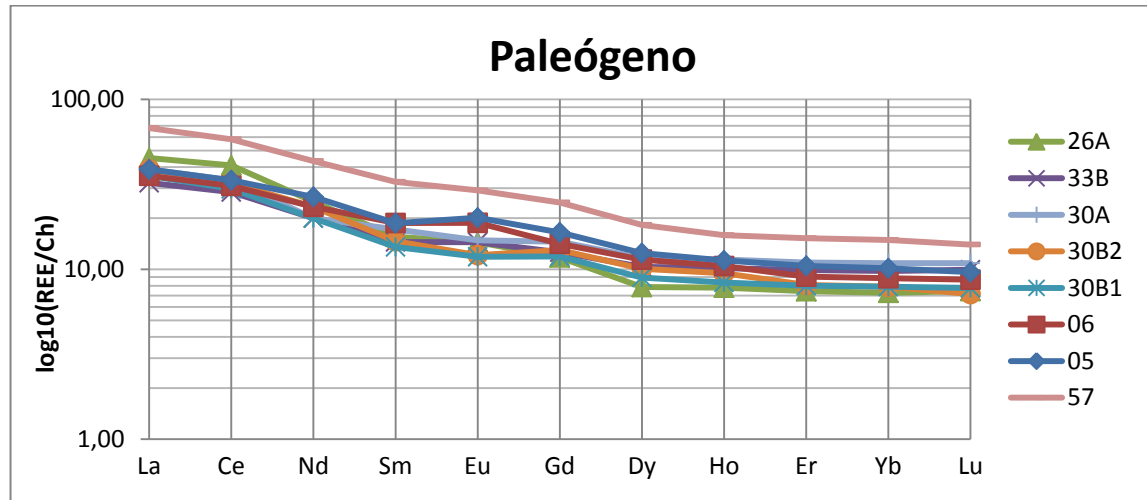
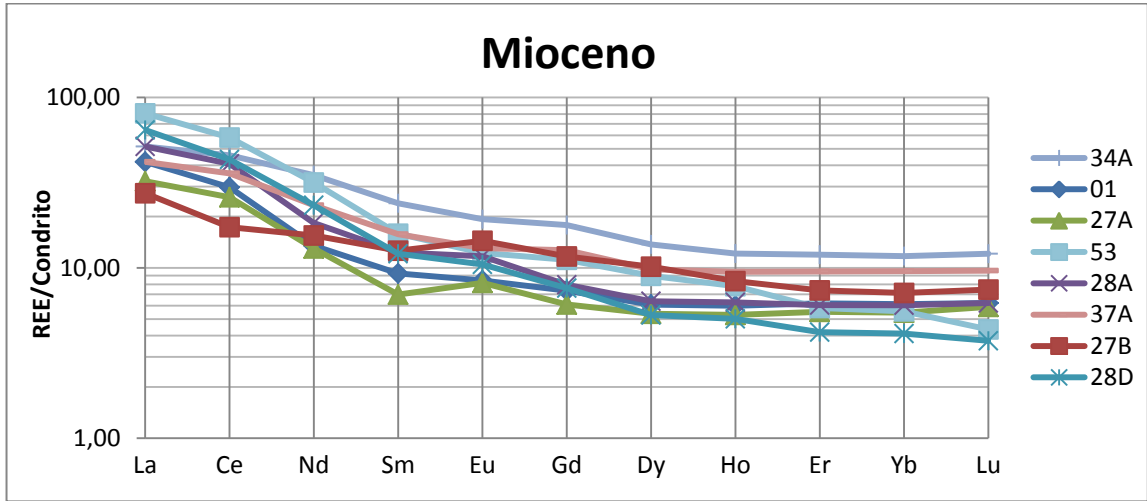


Fig. 4-20: Abundancia de REE normalizadas a Condrizo (Boynton, 1984).

A pesar de que los plutones en estudio poseen un grado variable de alteración, la relativamente alta inmovilidad y baja solubilidad de las REE, permite asumir que los procesos hidrotermales no tienen un mayor efecto en el contenido de REE, a menos que la razón agua/roca sea muy alta. Por ello, se han descartado procesos post-ígneos para explicar el patrón de fraccionamiento de las REE.

Un aspecto interesante de analizar es la llamada anomalía de Eu. El criterio que se usa aquí es el de considerar el valor de Eu/Eu^* , donde Eu^* es la raíz cuadrada del producto del Sm y Gd. Si el valor va entre 0,9 y 1,1, se considerará que no hay anomalía. Por otro lado, si el valor es mayor a 1,1, se considera que la anomalía de Eu es positiva y si el valor es menor a 0,9, se considera una anomalía negativa. Se puede apreciar que, mientras en el Cretácico hay anomalías, negativas y positivas, hacia el Mioceno las anomalías tienden a desaparecer y, en algunos casos, a ser estrictamente positivas (Tabla 4-6).

Edad	Muestra	Eu_N/Eu^*_N	Anomalía Eu
Mioceno	AA 08 34 ^a	0,93	nula
	AA 08 01	1,02	nula
	AA 08 27 ^a	1,25	positiva
	AA 08 53	0,92	nula
	AA 08 28 ^a	1,18	positiva
	AA 08 37 ^a	0,92	nula
	AA 08 27B	1,19	positiva
	AA 08 28D	1,09	nula
Paleógeno	AA 08 26 ^a	1,07	nula
	AA 08 33B	1,07	nula
	AA 08 30 ^a	0,94	nula
	AA 08 30B2	0,88	negativa
	AA 08 30B1	0,93	nula
	AA 08 05	1,15	positiva
	AA 08 06	1,15	positiva
AA 08 57	1,02	nula	
Cretácico Superior	AA 08 40	0,80	negativa
	AA 08 39	1,17	positiva
	AA 08 48	0,75	negativa

Tabla 4-6: Resumen de Anomalías de Eu en colección de muestras AA08.

Otro aspecto a analizar es la dimensión del fraccionamiento entre LREE y HREE (tierras raras livianas y pesadas, respectivamente). El fraccionamiento entre LREE y HREE no supera, en general, un orden de magnitud. En el mismo plano de esta discusión, los plutones que manifiestan un mayor fraccionamiento (medido por la razón La/Yb) corresponden a plutones Miocenos (AA0828D y AA0853), llegando a valores cercanos a 15 (Tabla 4.7). En promedio la razón La/Yb tiene un valor cercano a 6, lo que representaría un fraccionamiento bajo (Murra & Baldo, 2006). La razón Ce/Yb , usada también con fines de interpretación petrogenética (Castro et al., 2010), es consistentemente menor a la razón La/Yb (Tabla 4.7), con un promedio ligeramente inferior a 5, aunque hacia el Cretácico Superior los valores son mayores, cercanos a 7. Otro valor relevante para la interpretación petrogenética es la razón Sm/Yb (Kay & Kay, 1991; Kay & Mpodozis, 2001), la cual no varía ampliamente según la edad, teniendo un valor promedio de 2 y un valor máximo de 3 (Tabla 4.7). Finalmente, una característica interesante para considerar en la interpretación petrogenética es la presencia de diseños o patrones ‘planos’ de HREE (Fig. 4-21).

Edad	Muestra	La_N/Yb_N	Ce_N/Yb_N	Sm_N/Yb_N	Yb_N
Mioceno	AA 08 34A	4,40	3,91	2,04	11,72
	AA 08 01	6,85	4,85	1,52	6,12
	AA 08 27A	5,91	4,76	1,28	5,45
	AA 08 53	14,53	10,48	2,86	5,55
	AA 08 28A	8,56	6,77	2,04	6,03
	AA 08 37A	4,38	3,75	1,65	9,57
	AA 08 27B	3,85	2,43	1,77	7,13
	AA 08 28D	15,68	10,53	2,94	4,11
Paleógeno	AA 08 26A	6,21	5,62	2,14	7,27
	AA 08 33B	3,30	2,92	1,48	9,76
	AA 08 30A	3,56	3,08	1,58	10,86
	AA 08 30B2	4,90	4,08	1,85	7,89
	AA 08 30B1	4,49	3,76	1,71	7,89
	AA 08 05	3,82	3,29	1,84	10,14
	AA 08 06	4,01	3,50	2,11	8,85
Cretácico Superior	AA 08 57	4,55	3,91	2,20	14,88
	AA 08 40	7,82	5,90	3,04	11,96
	AA 08 39	6,04	4,25	2,11	6,41
PROMEDIO	AA 08 48	7,33	6,07	2,27	11,00
		6,33	4,94	2,02	8,56

Tabla 4-7: Valores La_N/Yb_N , Ce_N/Yb_N , Sm_N/Yb_N e Yb_N para plutones estudiados, según edad.

Elementos Traza y Aracnogramas

Se exponen en la siguiente tabla el resto de los elementos traza analizados en las muestras de los plutones, sin considerar las REE (Tabla 4-8):

	Muestra	Y	Sc	Hf	Zn	Co	Ni	Ba	Cr	V	Cu	Sr	Zr
Mioceno	AA 08 34A	27	23	3,3	74	24	9	311	6	226	45	491	86
	AA 08 01	9,3	9,3	2,3	50	7	3	370	10	65	7	260	66
	AA 08 27A	10	7,4	2,8	35	3	4	390	6	69	4	367	90
	AA 08 53	31	19	3,3	102	15	10	580	17	124	8	371	188
	AA 08 28A	12	5,6	3,4	44	8	3	524	8	51	10	455	96
	AA 08 37A	23	14	3	51	14	3	440	7	134	16	378	110
	AA 08 27B	31	43	1,1	77	21	9	170	33	243	48	360	28
	AA 08 28D	14	6,9	2,3	68	9	<2	530	7	96	12	470	135
Paleógeno	AA 08 26A	15	15	4,4	75	17	11	360	17	147	134	660	146
	AA 08 33B	22	16	2,1	61	16	7	300	11	132	28	466	128
	AA 08 30A	26	26	3,7	78	21	11	327	24	184	102	398	160
	AA 08 30B1	25	26	2,5	91	23	10	300	19	214	63	400	114
	AA 08 30B2	26	26	2,9	88	22	11	310	21	205	70	390	118
	AA 08 06	27	30	1,8	130	26	10	290	12	218	62	421	75
	AA 08 05	28	29	2,2	123	24	7	310	9	194	42	420	92
	AA 08 57	38	21	4,3	97	18	3	472	5	94	13	474	139
Cretácico Superior	AA 08 40	31	9,3	3,1	59	33	7	335	2	102	272	403	72
	AA 08 39	17	34	1,7	105	40	60	197	103	434	78	540	79
	AA 08 48	36	18	4,4	80	15	10	660	19	117	14	332	209

Tabla 4-8: Concentraciones de elementos traza según plutones agrupados por edad. Todas las concentraciones en ppm.

Algunos aspectos interesantes para reconocer en la tabla son los bajos valores de elementos como Ni, Co y Cr, mientras que los más abundantes son Ba y Sr. En la siguiente Fig. se aprecia una correlación positiva entre la concentración de MgO con Ni, Cr, Sc y V (Fig. 4-22).

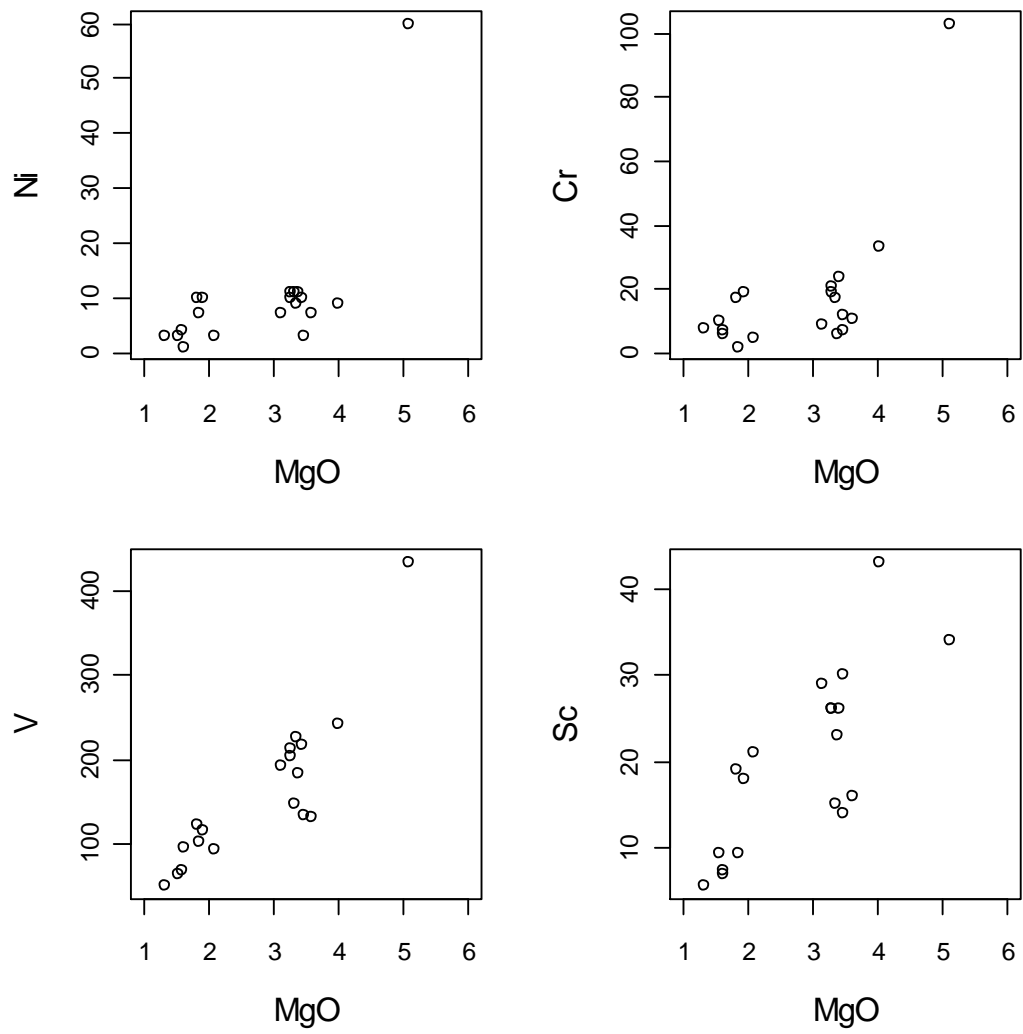


Fig. 4-21: Gráficos bivariantes de Ni, Cr, V y Sc vs. MgO. Ni, Cr, V y Sc en ppm. MgO en wt%.

Los diagramas multi-elementos normalizados, también llamados 'Spider' o aracnogramas, pueden ser entendidos como una extensión de los diagramas recién estudiados en el apartado anterior, donde ahora no sólo se considerarán las REE sino otros varios elementos incompatibles con respecto a una mineralogía mantélica típica. La normalización de las concentraciones de los varios elementos no sólo se limita a usar los valores reconocidos para meteorito condrítico. Varios estudios han preferido normalizar en torno a la composición del manto primitivo o de MORB. Tanto la normalización a condrito como a manto primitivo apuntan a lo mismo: dos miradas de la Tierra primitiva indiferenciada.

Para el diagrama spider normalizado a manto primitivo se ha usado la base de datos de concentraciones propuesta por McDonough et al. (1991). Para el diagrama spider normalizado a meteorito condrítico se ha usado la base de datos de concentraciones propuesta por Thompson (1982). Para el diagrama spider normalizado a MORB se ha usado la base de datos de concentraciones propuesta por Pearce et al. (1982) y Pearce et al. (1983). Los resultados se muestran a continuación (Fig. 4-23, Fig. 4-24, Fig. 4-25).

Para algunas muestras se cuenta con las concentraciones de Rb, obtenidas en los laboratorios del Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de Sao Paulo. Los valores se muestran en la tabla 4-9 (Capítulo 4.6). Donde corresponda, dichos valores han sido considerados en los aracnogramas.

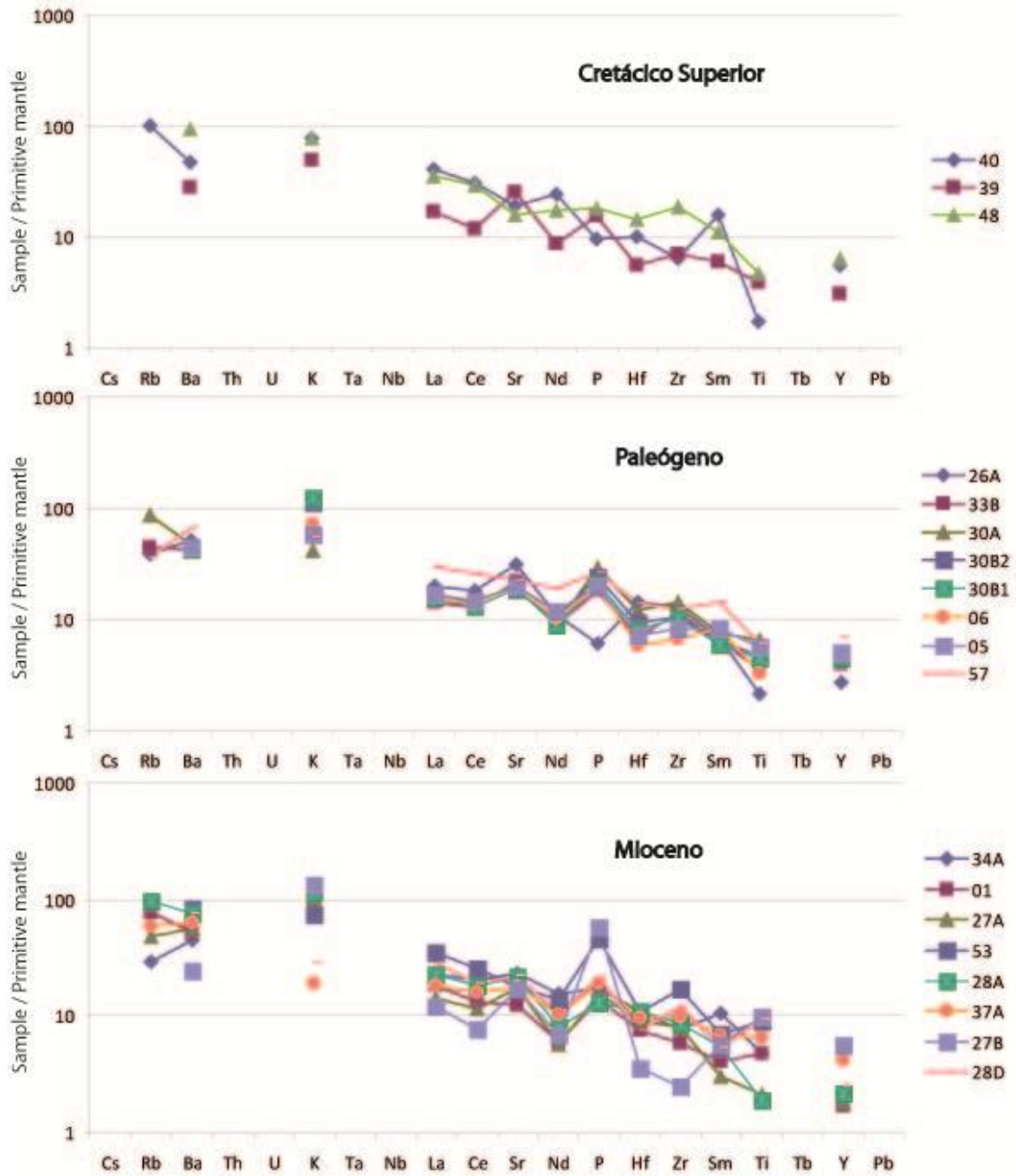


Fig. 4-22: Aracnogramas normalizados a manto primitivo, según edad de las muestras (McDonough, Sun, Ringwood, Jagoutz, & Hofmann, 1991).

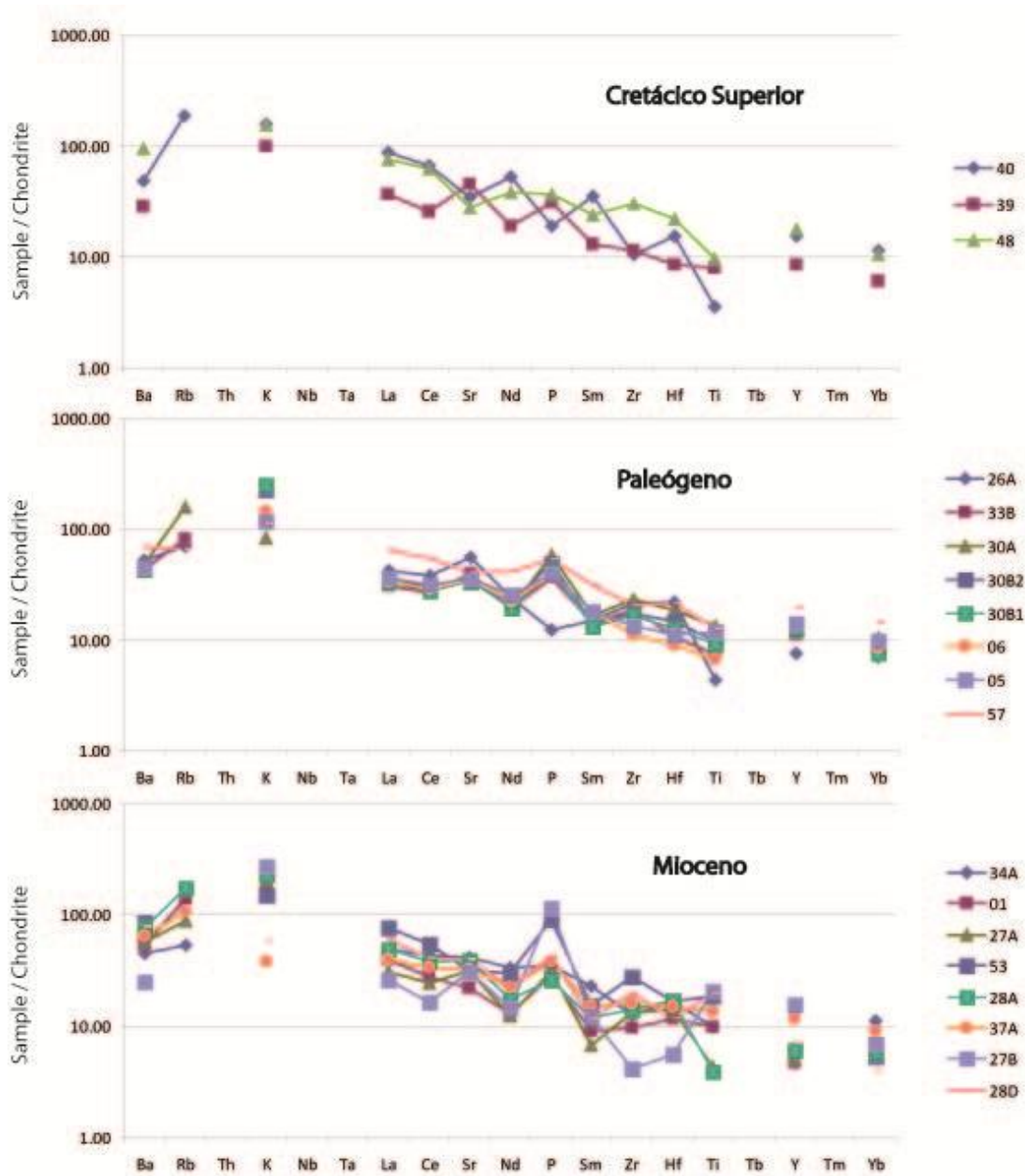


Fig. 4-23: Arcnogramas normalizados a meteorito condritico, según edad de las muestras (Thompson, 1982).

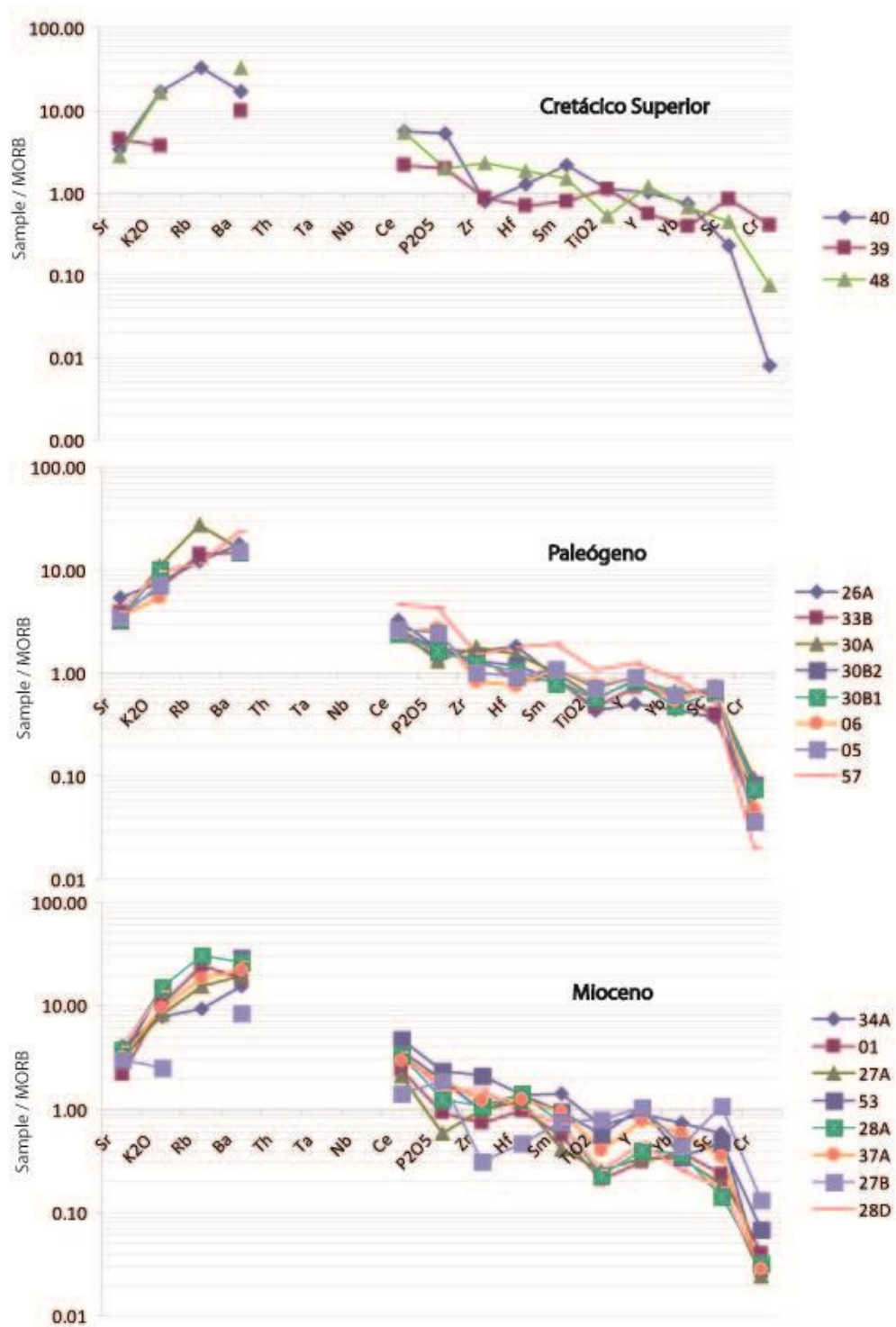


Fig. 4-24: Aracnogramas normalizados a MORB, según edad de las muestras (Pearce, 1983) (Pearce, 1982)

INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

Tierras raras: Eu

Las anomalías positivas de Eu en un magma han sido generalmente interpretadas como la concreta fusión de plagioclasas cálcicas en la fuente (“cumulados”), fase que concentra Eu^{2+} en su red cristalina (Terekhov & Shcherbakova, 2006). Las plagioclasas no serían estables a profundidades mayores a 40 kilómetros, por lo que la existencia de anomalías de Eu bien podría ser considerada una manifestación de procesos corticales (Terekhov & Shcherbakova, 2006). Luego, que hacia el Mioceno las anomalías de Eu tiendan a hacerse nulas, puede atribuirse a una profundización de las fuentes de los magmas (corteza inferior/manto litosférico). Por otro lado, que las pocas anomalías de Eu presentes en los plutones sean positivas se puede atribuir a la fusión parcial de rocas con una alta acumulación de plagioclasas. En este contexto, en que se sugieren altas profundidades por la mayoría de anomalías nulas, las anortositas, rocas con un alto contenido en plagioclasas cálcicas, se muestran como la mejor explicación para las pocas anomalías positivas de Eu, aunque también se puede proponer la existencia de gabros ricos en anortita. Así, lo que se propone es que desde el Cretácico superior, tiempo en que las anomalías de Eu, principalmente negativas, sugieren procesos de fusión parcial cortical, donde ha cristalizado plagioclasa para luego ser separada del resto del fundido, los procesos de generación de magmas se han profundizado, hasta llegar a profundidades de hasta 40 kilómetros o más, situándose en el manto litosférico y, probablemente en menor medida, corteza inferior.

Es necesario aclarar que el análisis de anomalías de Eu posee problemas teóricos importantes al aplicarse en rocas plutónicas. Sin embargo, los resultados expuestos aquí son comparables con aquellos descritos en rocas volcánicas calco-alcalinas de edad Meso-Cenozoica en las Islas Shetland del Sur (Machado et al., 2005) que sugieren que no habría fraccionamiento de plagioclasa en la evolución del magma. Esto se ve respaldado por la baja variabilidad de los valores de Sr respecto de la concentración de SiO_2 (Fig. 4-26).

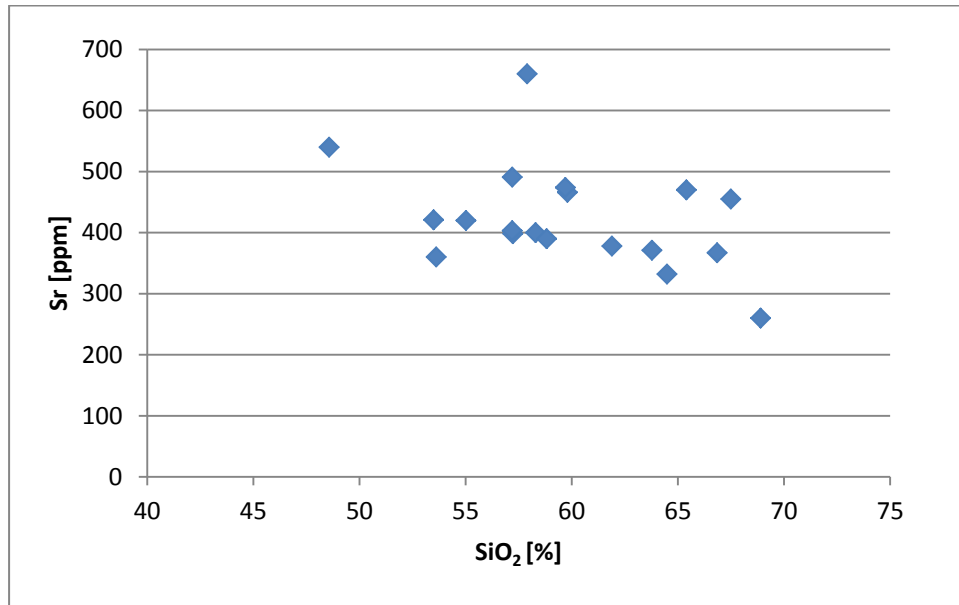


Fig. 4-25: Sr vs. Sílice para plutones estudiados

Por otro lado, en plutones del Cretácico Temprano se sugiere que si habría un fraccionamiento de plagioclasa en la evolución magmática, lo que ha sido interpretado como generación de magmas en condiciones corticales (Leat et al., 1995), respaldando los resultados obtenidos en esta tesis.

Tierras raras: fraccionamiento LREE y HREE

Por su parte, el enriquecimiento de LREE respecto de HREE sugiere fases minerales retentivas de HREE en la fuente. La dimensión del fraccionamiento entre LREE y HREE, que en general no supera un orden de magnitud, puede atribuirse a la presencia de fases como olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno en la roca fuente de los magmas (Rollinson, 1993). Es improbable la presencia significativa de granate en la fuente, al menos como fase principal, dado que usualmente genera cerca de dos órdenes de magnitud de fraccionamiento de HREE en líquidos de composición andesítica (Rollinson, 1993) y razones La_N/Yb_N de hasta 40 (Mpodozis & Kay, 1990). Se descartan minerales como feldespatos o anfíbolos en la fuente que no generarían patrones de fraccionamiento similares a los observados (Rollinson, 1993). El fraccionamiento

observado (Fig. 4.21), es comparable con el comportamiento geoquímico de rocas volcánicas calco-alcaldas de edad Mesozoica a Cenozoica en las Islas Shetland del Sur (Machado et al., 2005).

Lo mismo se aplica para las razones Ce_N/Yb_N (ver Tabla 4.8). Castro et al. (2010) sugieren que razones $Ce_N/Yb_N > 10$ e $Yb_N < 15$ representarían un fraccionamiento de REE por producción de magmas en equilibrio con granate. En este caso, las razones Ce_N/Yb_N son consistentemente menores a 10 (sólo un par de plutones cretácicos tiene valores ligeramente mayores a 10). Otro argumento para descartar la presencia de granate en la fuente es el diseño plano de las HREE en la composición de los plutones (Mpodozis & Kay, 1990) (ver Fig. 4-21). El bajo fraccionamiento en HREE también queda plasmado en los bajos valores de Sm_N/Yb_N (Tabla 4.7).

Se ha propuesto que las rocas involucradas en la generación de magmas en la corteza inferior corresponderían a granulitas máficas (Millar et al., 2001; Yegorova et al., 2011). Dados los resultados e interpretaciones desarrollados en esta tesis, el granate no parece ser una fase importante en la roca fuente, en desmedro del clinopiroxeno y del olivino, fases típicas de peridotitas y gabros, pero que también se encuentran en granulitas. La ausencia de granate en la fuente ha sido interpretada como evidencia de procesos de adelgazamiento cortical (Mpodozis & Kay, 1990). Así, granulitas máficas, ricas en piroxeno, de la corteza inferior, parecen ser fuente de magmas para los plutones estudiados del BPA.

Se ha sugerido que la abundancia de granate no sólo depende de una alta presión en la fuente. También se puede deber a condiciones bajas de temperatura en la producción de magmas (1050-1100°C) (Castro et al., 2010). Estas predicciones coinciden con los patrones de REE observados en plutones naturales, donde aquellos menos fraccionados son también menos silícicos (mayor temperatura de cristalización), mientras que aquellos más fraccionados son más silícicos. La génesis de los plutones estudiados en este trabajo parece no involucrar un fraccionamiento de granate, dadas todas las evidencias expuestas. Además son de composición

intermedia. Esto permite proponer que los fundidos generados tendrían que haberse generado a condiciones de alta temperatura ($>1100^{\circ}\text{C}$), para que el entorno estuviera libre de granate.

La razón Sm/Yb también sirve para establecer con mayor claridad los minerales involucrados en el fraccionamiento magmático. Valores inferiores a 2.5, como los de los plutones del BPA, sugieren presencia de piroxeno en la fuente (Kay & Kay, 1991). Kay & Mpodozis (2001) proponen un espesor cortical asociado a la razón Sm/Yb que, para el caso del piroxeno, es de 35 km. Por su parte, Yegorova et al. (2011) han propuesto un espesor cortical en el extremo norte de la PA de 38-40 km. Así, los minerales más idóneos para generar este fraccionamiento (olivinos y piroxenos) son minerales típicos de zonas profundas de la corteza, incluso mantélicos, típicos en rocas como peridotitas, gabros de olivino o piroxeno y granulitas máficas ricas en piroxeno.

Elementos traza

Respecto de los elementos traza, los bajos valores obtenidos de Ni, Co y Cr en los plutones estudiados, han sido utilizados para interpretar los magmas como evolucionados, es decir, no representarían magmas primitivos con un mínimo de fraccionamiento y contaminación (Leat et al., 2002; Machado et al., 2005). Esta interpretación se ve respaldada por los valores de $\text{FeO}^*/\text{MgO} > 1$ en la totalidad de los plutones estudiados (Leat et al., 2002). Harrison & Piercy (1990) han propuesto que los bajos valores de Cr y Ni representarían un fraccionamiento de olivino y piroxeno.

Por otro lado, la correlación positiva que tienen elementos como el Ni, Cr, Sc y V con el MgO reflejaría la sustracción de olivinos y clinopiroxenos cristalizados durante la evolución magmática. La correlación positiva entre la razón $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ y la concentración de MgO respaldan el fraccionamiento de clinopiroxeno (Fig. 4-27) (Machado et al., 2005).

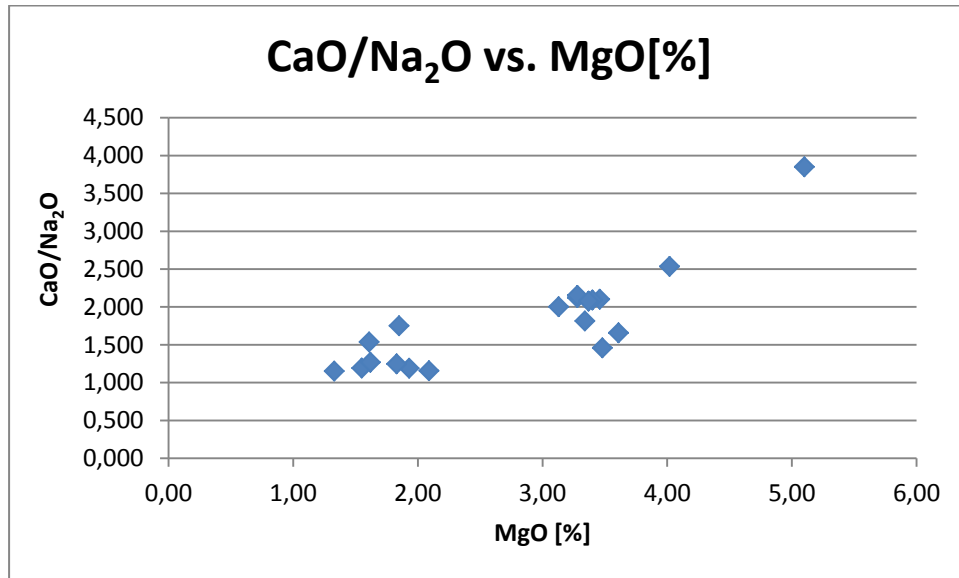


Fig. 4-26: CaO/Na₂O vs. MgO[%] para rocas plutónicas estudiadas. El valor CaO/Na₂O es virtualmente independiente del fraccionamiento de olivino, pero muy sensible al de clinopiroxeno.

Aracnogramas: normalización a Manto Primitivo

En cuanto a los resultados expuestos en los aracnogramas, se analizará en primer lugar aquellos datos normalizados a Manto Primitivo (ver Fig. 4-23). En este caso, los elementos considerados (valores de la abcisa) aumentan de izquierda a derecha en compatibilidad con el manto, siendo así los de la izquierda, los más incompatibles. En el **Cretácico Superior** se puede apreciar que la concentración normalizada de elementos incompatibles es alta (mayor a 10, llegando a 100 en algunos casos), mientras que la de los compatibles es baja (menor a 10, en torno a 5), por lo que se descartan fuentes tipo MORB u OIB, sugiriendo aportes corticales. Esta propuesta se ve respaldada por los particularmente altos valores de Rb y K que tienen los plutones de dicha edad.

Es necesario considerar que el criterio de concentración de elementos más incompatibles es falible, en la medida que se trata de elementos bastante móviles (K y Rb particularmente). Es posible que la concentración de estos elementos no refleje la identidad de los procesos magmáticos, sino de procesos post magmáticos de alteración hidrotermal o

metamorfismo incipiente. En el caso de las muestras Cretácicas, se observa un grado de alteración medio a medio alto, por lo que se sugiere un cierto grado de incerteza en la conclusión del párrafo anterior. En dicho sentido, si el resultado se debe a una alteración hidrotermal, se estaría subvalorando la real profundidad de generación de los plutones, debiendo atribuirlos a zonas aún más profundas en la corteza. Es necesario explicitar que el grado de alteración en ningún caso es extremo.

Como se puede apreciar en la Fig. 4-23, la muestra AA0839 posee notablemente valores menores de elementos incompatibles y una mayor concentración de Sr. La muestra AA0839 también resulta tener una anomalía de Eu positiva, en contraste con las otras dos que poseen anomalías negativas. La mayor concentración de Sr sería afín a la anomalía positiva de Eu que tiene el plutón. Así, en concordancia con el diagnóstico de las anomalías de Eu, se propone que los plutones Cretácicos se habrían formado a partir de magmas generados en la corteza a distintas profundidades.

En el **Terciario Inferior** se puede observar un patrón similar al expuesto por los plutones Cretácicos. Lamentablemente, al igual que éstos, los plutones del Terciario Inferior también poseen un grado de alteración medio que obliga a tomar las concentraciones de elementos móviles con resquemor. Por ello, se propone dar prioridad al análisis efectuado según las anomalías de Eu, el que no se ve afectado por procesos de alteración hidrotermal (REE esencialmente inmóviles y poco solubles). Así, se propone que los plutones terciarios se habrían originado en el manto y habrían sufrido procesos de alteración post-magmáticos que afectaron su perfil geoquímico en el diagrama spider.

En cuanto a los plutones del **Mioceno**, se trata de cuerpos intrusivos esencialmente frescos, por lo que el patrón observado en los diagramas spider debiera reflejar la naturaleza de los procesos magmáticos que le dieron origen. Mientras que el diagnóstico de anomalías de Eu sugiere un origen profundo, en el manto superior, el patrón observado en el diagrama spider sugiere una componente cortical.

Aracnogramas: normalización a meteorito condrítico y MORB

Analizar de manera aislada y exhaustiva los diagramas spider normalizados según Meteorito Condrítico y MORB se muestra como una tarea redundante, luego del extenso análisis hecho en torno a los diagramas spider normalizados a Manto Primitivo. Efectivamente, los patrones que se pueden apreciar en ellos respaldan la discusión previa (Fig. 4-24 y 4-25). Se observa que para todas las edades (Cretácico Superior, Terciario Inferior y Mioceno) los plutones muestran patrones afines a generación de magmas en la corteza.

Para el caso de plutones **Cretácicos** se ha propuesto que esto es efectivo, puesto que coincide con el diagnóstico hecho según las anomalías de Eu, aunque probablemente la alteración de los plutones haga subvalorar la real profundidad dentro de la corteza a la que se han generado.

En cuanto a los plutones del **Paleógeno**, se propone que este carácter cortical de su perfil en el diagrama spider se debería netamente a una alteración posterior. Se propone que su origen puede ser rastreado hacia el manto, dado el análisis de anomalías de Eu y su composición isotópica (ver Capítulo 4.6).

Finalmente, los plutones del **Mioceno** deberían su alta concentración en elementos incompatibles a una componente cortical. No se puede atribuir este carácter a procesos de alteración significativos, ya que las muestras son bastante frescas.

Una idea interesante para explicar el enriquecimiento en LILE es aquella de una modificación metasomática del manto empobrecido mediante fluidos derivados de la subducción (Machado et al., 2005).

4.6. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Rb-Sr Y Sm-Nd EN ROCA TOTAL

RESULTADOS

Los resultados de los análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se adjuntan en las siguientes tablas (Tabla 4-9, Tabla 4-10). Además se adjuntan gráficos ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. edad y ϵNd vs. edad, para visualizar de manera más directa la información y la evolución de la geoquímica isotópica en el tiempo (Fig. 4-28, Fig. 4-29, Fig. 4-30). Se aprecia en la Tabla 4-9, que los valores de Sr analizados en las dependencias de la Universidad de Chile son consistentemente menores que aquellos obtenidos en los laboratorios de la Universidad de Sao Paulo.

MUESTRA	Rb ppm	Sr ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t)	Error (2s)
	USP	USP	UCH			
AA0801	48,8	279,8	260	0,70392	0,70384	0,000065
AA0826A	24,5	662,6	660	0,70386	0,70380	0,000058
AA0827A	30,7	379,0	367	0,70376	0,70371	0,000044
AA0828A	61,1	481,1	455	0,70346	0,70336	0,000050
AA0830A	54,6	468,2	398	0,70389	0,70362	0,000046
AA0833B	28,5	603,4	466	0,70409	0,70399	0,000052
AA0834A	18,7	543,2	491	0,70361	0,70360	0,000048
AA0837A	37,2	432,4	378	0,70362	0,70355	0,000055
AA0840	65,1	443,7	403	0,70525	0,70473	0,000091
AA0857	23,0	563,8	474	0,70430	0,70419	0,000079

Tabla 4-9: Resultados análisis composición isotópica. USP: dato obtenido en laboratorios de Universidad de Sao Paulo. UCH: dato obtenido en laboratorios de Universidad de Chile. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presente. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corregido a la edad del plutón.

MUESTRA	Sm ppm UCH	Nd ppm UCH	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2s)	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(t)$
AA0801	1,81	8,1	0,51273	0,000010	1,7	1,8
AA0826A	3,03	15	0,51296	0,000010	6,2	6,6
AA0827A	1,36	7,8	0,51286	0,000011	4,3	4,5
AA0828A	2,4	11	0,51292	0,000009	5,5	5,7
AA0830A	3,35	12	0,51289	0,000010	4,9	5,1
AA0833B	2,82	12	0,51289	0,000012	4,8	5,2
AA0834A	4,67	21	0,51292	0,000008	5,5	5,6
AA0837A	3,07	14	0,51286	0,000010	4,3	4,4
AA0840	7,1	33	0,51274	0,000008	2,0	2,9
AA0857	6,37	26	0,51287	0,000008	4,6	5,3

Tabla 4-10: Resultados análisis composición isotópica. UCH: dato obtenido en laboratorios de Universidad de Chile. $\epsilon\text{Nd}(0)$: ϵNd presente. $\epsilon\text{Nd}(t)$: ϵNd corregido a la edad de la muestra.

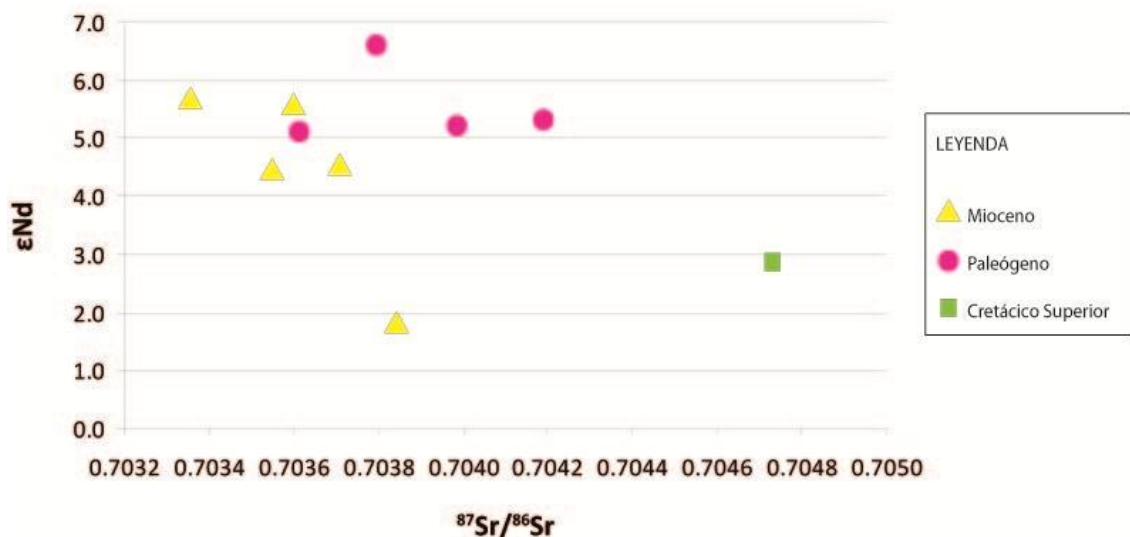


Fig. 4-27: Gráfico ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ según edad de los plutones estudiados. Valores corregidos a la edad del plutón.

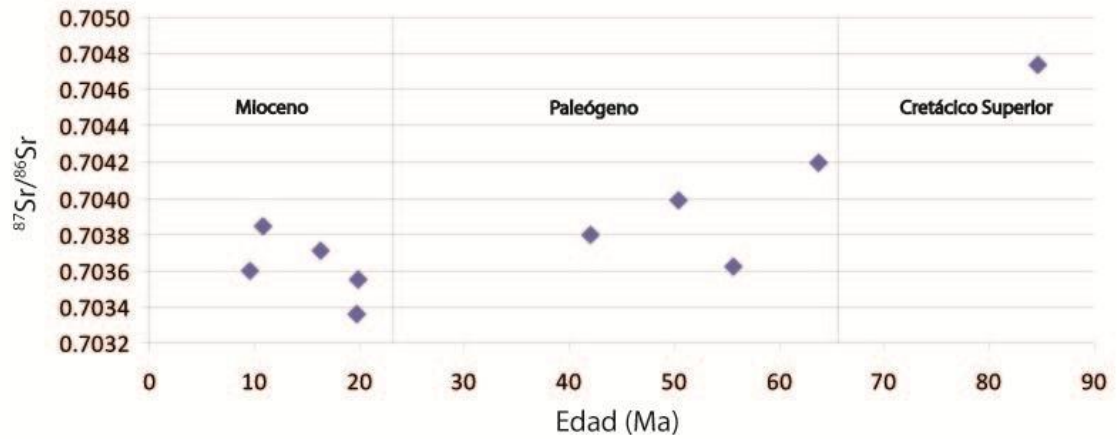


Fig. 4-28: Gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. edad. Valores corregidos a la edad de los granitoides.

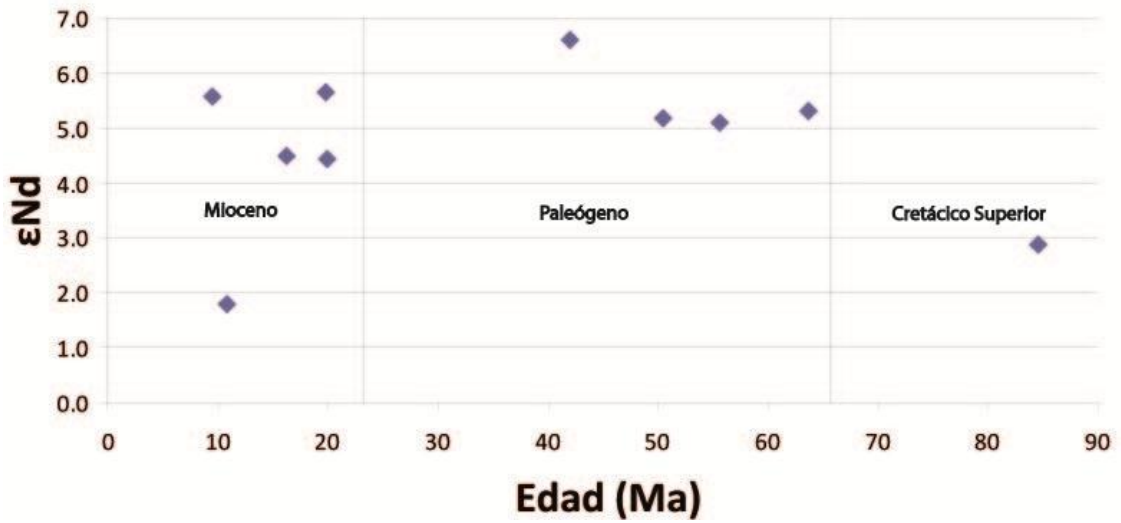


Fig. 4-29: Gráfico ϵNd vs. edad. Valores corregidos a la edad de los granitoides.

INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

Discusión de resultados originales inéditos

En la Fig. 4-28 se aprecia que las muestras de los plutones estudiados se proyectan en el cuadrante correspondiente a reservorios mantélicos (Zindler & Hart, 1983; Rollinson, 1993). Esto sugiere atribuir las fuentes de los magmas al manto. Leat et al. (2002) estudiaron la composición isotópica de diques que representarían magmas primitivos de la PA e interpretaron que valores de ϵNd entre +5.4 y +8.7 representarían magmas del manto astenosférico.

En cuanto a la evolución en el tiempo de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4-29), se aprecia una tendencia a que ésta disminuya hacia el Mioceno. Por otro lado, en cuanto al ϵNd (Fig. 4-30), se observa que la tendencia es que éste aumente hacia el Mioceno, aunque con una dispersión mayor de valores en plutones más jóvenes. Patrones de comportamiento similares han sido descritos previamente y atribuidos a contaminación cortical, principalmente en márgenes continentales adyacentes a zonas de subducción (Voicu et al., 2000), aunque fueron descritos según la composición isotópica de minerales y no de roca total.

La información representada en los gráficos sugiere una decreciente participación de la corteza como reservorio de los magmas que conformarían los plutones del BPA. Millar et al. (2001) concluyen de igual manera que el incremento en ϵNd y decrecimiento en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podría reflejar una disminución de fusión cortical con el tiempo, aunque proponen como más probable la dilución del componente cortical inferior proterozoico dada la voluminosa producción de magmas de arco emplazada a lo largo del Mesozoico.

Discusión ampliada a resultados bibliográficos

La evolución temporal que ha sido diagnosticada en la composición isotópica de los plutones del BPA, puede entenderse también como una evolución espacial, dado que, según lo

que se ha planteado, existe una distribución de edades de plutones tal que los más jóvenes se encuentran hacia la fosa, aunque Pankhurst (1982) propone que no hay un patrón de evolución isotópica en términos geográficos. Pankhurst et al. (1988) notaron que las razones iniciales de Sr de los plutones del Terciario Temprano y Cretácico Tardío se comprenden en el rango de 0.7038-0.7045, mientras que aquellos del Triásico y mediados del Cretácico tendrían valores superiores a 0.7055. Estos últimos se encuentran en la zona más interna de Graham Land, hacia el este, mientras que los primeros se encuentran más cercanos a la fosa. Esta evolución isotópica ha sido atribuida a un adelgazamiento cortical hacia el eje de subducción (hacia el NW) (Parada et al., 1992; Yegorova et al.; 2011).

Por otra parte, Millar et al. (2001) definen un grupo de plutones (GL-I) pertenecientes al Graham Land, particularmente limitado al archipiélago occidental de la PA, cuya edad de emplazamiento va desde 40 a 80 Ma y comprende desde gabros, dioritas, granodioritas y granitos. Sus valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ van desde 0,7037 a 0,7045 y ϵNd entre +0,8 y +5,5. Se propone que las rocas plutónicas estudiadas en esta tesis se enmarcan en el grupo definido por Millar et al. (2001). Pankhurst (1982) sugiere que estos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son característicos de magmas calco-alcálicos de márgenes continentales donde la corteza continental es delgada. Se les considera a estos plutones como derivados del manto litosférico, ligeramente enriquecido en ^{87}Sr comparado con el manto sub-oceánico, posiblemente debido a la adición de volátiles de la placa oceánica subductada (Hawkesworth, 1979).

Los resultados obtenidos en el extremo norte del BPA adquieren un sentido aún más profundo si se les analiza en conjunto con algunos resultados de composición isotópica obtenidos en el Batolito Sur Patagónico (BSP) (Hervé et al., 2007). Se adjuntan así los siguientes tres gráficos que equivalen a los presentados en el apartado anterior con la adición de la geoquímica de plutones patagónicos (Fig. 4-31, 4-32, 4-33).

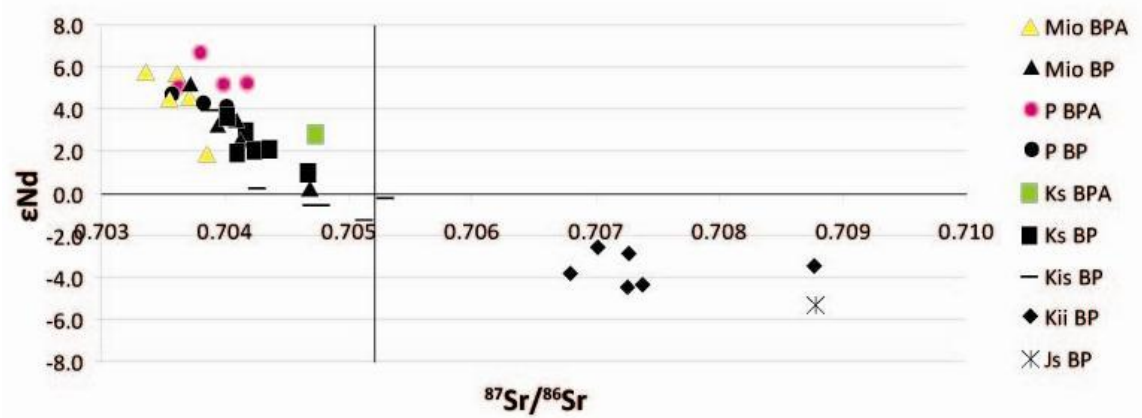


Fig. 4-30: Gráfico ϵNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ según edad de plutones del BPA y BP. Valores corregidos a la edad del plutón. Mio: Mioceno. Ti: Terciario Inferior. Ks: Cretácico Superior.

En la Fig. 4-31 se observa que tanto los plutones del BPA como los del BP se acomodan en una tendencia lineal. Esta tendencia ha sido documentada previamente para plutones del BPA a todo lo largo de la PA, con sólo algunas excepciones de edad Triásica a Jurásica Media, cuyos valores de ϵNd y $^{87}Sr/^{86}Sr$ son excepcionalmente bajos y altos, respectivamente (Millar et al., 2001). Esta tendencia lineal ha sido atribuida a una génesis de los magmas, en que se han mezclado componentes máficos de alto ϵNd y bajo $^{87}Sr/^{86}Sr$, derivados probablemente del manto o del 'underplate' basáltico, y componentes de ϵNd bajo y $^{87}Sr/^{86}Sr$ moderado (Millar et al., 2001). En términos petrogenéticos, este patrón lineal inclinado ha sido atribuido a procesos de fusión y asimilación en la corteza inferior o a la movilización de un manto litosférico (Hildreth & Moor bath, 1988; Rogers & Hawkesworth, 1989; Pankhurst et al., 1999). En contraposición al patrón observado, una tendencia cóncava 'hacia arriba' en el gráfico ϵNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ ha sido atribuida a procesos de mezcla en zonas medias a superiores de la corteza con magmas máficos (Pankhurst et al., 1988; Hole et al., 1991; Wever et al., 1994; Millar et al., 2001).

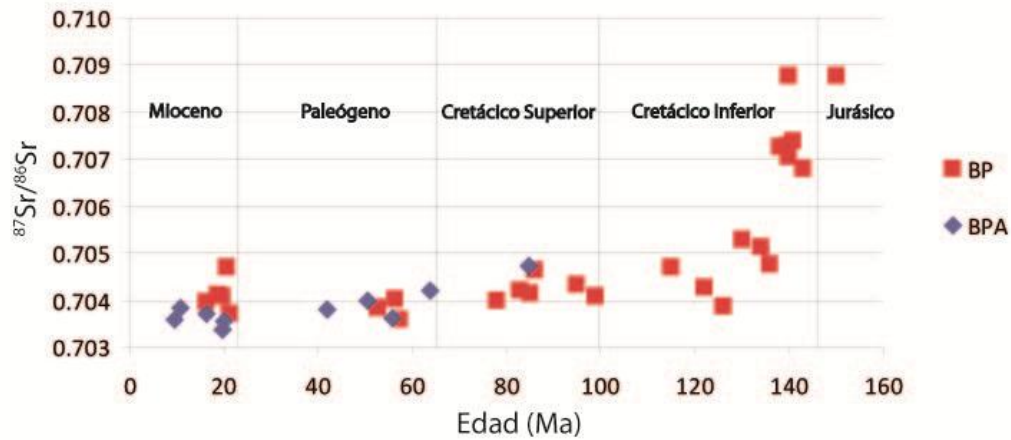


Fig. 4-31: Gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. edad. Valores corregidos a la edad del plutón. BP: rocas plutónicas del Batolito Patagónico. BPA: rocas plutónicas del Batolito de la Península Antártica.

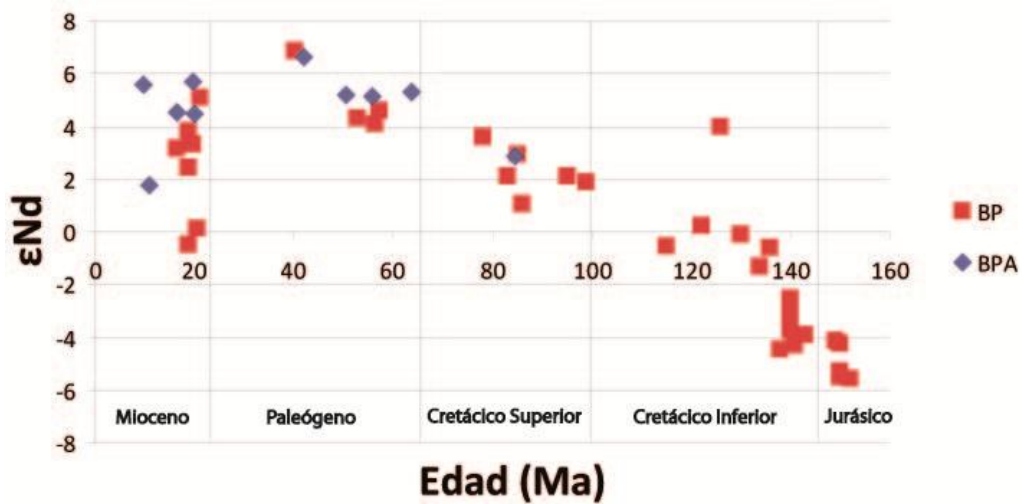


Fig. 4-32: Gráfico ϵNd vs. edad. Valores corregidos a la edad del plutón. BP: rocas plutónicas del Batolito Patagónico. BPA: rocas plutónicas del Batolito de la Península Antártica.

Al analizar estos gráficos se torna interesante notar que la evolución que ha tenido la geoquímica de los plutones del norte del BPA se correlaciona fuertemente con la evolución del Batolito Sur Patagónico (BSP). En ambos batolitos se percibe así una disminución del

componente cortical como fuente de los magmas, hasta hacer más significativo y exclusivo el aporte mantélico. Este comportamiento ha sido diagnosticado para la gran mayoría de los batolitos encontrados en el margen occidental de las Américas, en que la evolución de los isótopos de Sr y Nd denotan un aumento de la contribución mantélica con el tiempo (Castro et al., 2010).

Se observa una dispersión considerable de varias unidades en los valores de ϵ_{Nd} en el Mioceno, aspecto compartido por el BPA y el BP. Como se planteó previamente, este fenómeno ha sido interpretado como contaminación cortical de los magmas. Sin embargo, la tendencia lineal observada en la Fig. 4-31 sugiere que no habría procesos de mezcla o asimilación en la corteza. Luego, sólo se puede hablar de la existencia de una 'componente cortical' en la generación de magmas de plutones Miocenos, componente que no habría sido asimilada en la corteza. Esta componente cortical se observa también en los valores normalizados de elementos traza (Fig. 4-23, 4-24 y 4-25), respecto de una alta concentración de elementos incompatibles en los plutones Miocenos, sin presencia de alteración hidrotermal, además de una mayor peraluminosidad de los mismos respecto de plutones más antiguos. Es decir, existen evidencias de un mayor aporte cortical en muestras aisladas del Mioceno.

Se observa que la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$ no aumenta con la concentración de SiO_2 (Fig. 4-34), lo que ha sido interpretado como una ausencia de asimilación cortical, al menos como un proceso significativo en la evolución de los magmas (Leat et al., 1995). Millar et al. (2001) también proponen que la fusión y asimilación de magmas en porciones altas de la corteza no sería un proceso importante, al menos en gran parte de los granitoides de la PA, concluyendo que los procesos de fusión y asimilación estarían controlados en la corteza inferior.

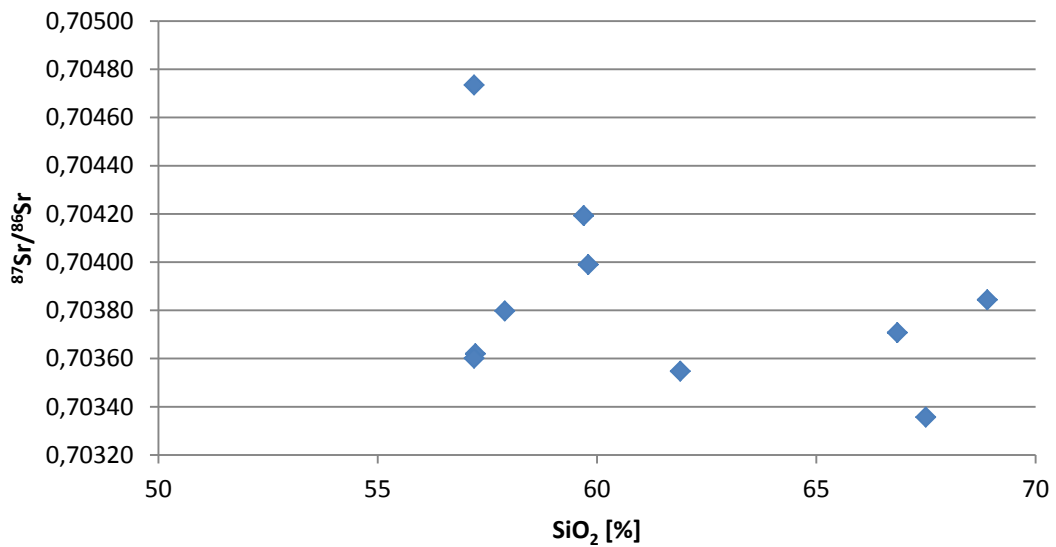


Fig. 4-33: Gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 [%].

Se ha propuesto que la petrogenesis de plutones del BPA del Cretácico Temprano puede modelarse como un sistema de dos componentes en el cual los magmas graníticos se formaron a partir de una mezcla de magmas derivados de un reservorio cortical con altos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y un reservorio mantélico con bajos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Pankhurst, 1982; Pankhurst et al., 1988; Hole et al., 1991). Leat et al. (1995) propone un tercer reservorio para la producción de magmas silícicos del Cretácico Temprano, correspondiente a una corteza inferior meta-ígneas.

De momento parecen haber algunas contradicciones o problemas de interpretación. La discusión respecto de las fuentes de los magmas que dieron origen a los plutones del norte del BPA y su respectiva evolución será mayormente desarrollada en el Capítulo 5.

4.7. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS (ÓXIDOS) MAYORES DE MINERALES

ASPECTOS GENERALES

Se han estudiado nueve muestras de rocas plutónicas con la intención de caracterizar la composición de sus anfíbolos y, por medio de esto, deducir temperaturas y presiones de cristalización. Estas muestras fueron elegidas mediante inspección de cortes transparentes según un bajo grado de alteración de las anfíbolos observadas. Los resultados finales comprenden un total de 314 análisis puntuales de minerales (ver Capítulo 8.4). Al estudiar los resultados geoquímicos de óxidos mayores en minerales, junto a las fotografías de los puntos analizados y una segunda revisión de los cortes utilizados para el trabajo, se concluyó que se contaba con un total de 114 análisis de anfíbolos, 20 de biotitas, 3 de carbonatos cálcicos, 7 de cloritas, 21 de óxidos de hierro, 15 de ilmenita, 16 de feldespato potásico, 5 de olivino, 71 de plagioclasa, 25 de piroxeno, 5 de cuarzo, 3 de titanita, 1 de rutilo y 8 análisis con datos que no representan la química de ningún mineral particular. Esto último puede deberse a grados de alteración variable o a problemas técnicos de medición; es necesario recordar que un análisis puntual en EPMA no sólo posee una precisión superficial, sino que también penetra en el mineral a analizar y puede detectar minerales que estén por debajo del que se pretendió analizar.

ANFÍBOLAS

Clasificación

A partir de los resultados porcentuales de los óxidos mayores en EPMA, se obtuvo la fórmula estructural de las anfíbolos, según el método aceptado por la Asociación Mineralógica Internacional (IMA) (Leake et al., 1997).

Para trabajar con estos datos se procedió a clasificar los análisis según la ocupación de cationes en posición B en cuatro grupos (Leake et al., 1997):

1. Anfíbolos de hierro-magnesio-manganeso-litio:

$$(Ca+Na)_B < 1$$

$$(Mg+Fe+Mn+Li)_B \geq 1$$

2. Anfíbolos cálcicas:

$$(Ca+Na)_B \geq 1$$

$$Na_B < 0,5$$

3. Anfíbolos sódico-cálcicas:

$$(Ca+Na)_B \geq 1$$

$$0,5 \leq Na_B < 1,5$$

4. Anfíbolos sódicas:

$$Na_B \geq 1,5$$

Mediante esta clasificación, se procederá a seleccionar a aquellos análisis de anfíbola que califican para ser utilizadas para geotermobarometría de Al en hornblenda.

La totalidad de las muestras de anfíbolos son cálcicas (Leake et al., 1978; Hawthorne, 1981; Leake et al., 1997). Respecto de éstas, se sabe que usualmente el Ca_B es mayor o igual a 1,5 (aunque no constituye una regla) (Leake et al., 1997). En el anterior informe de la Asociación Mineralógica Internacional (IMA), el límite inferior usual para Ca_B era de 1,3 (Leake et al., 1978). Hay un sólo análisis que contienen un valor para Ca_B menor a 1,5. Respecto de éste, se propone usarlo de todas formas, pues su distancia al límite de 1997 está dentro del error de medición. Además, este análisis tiene un valor Ca_B que está por sobre el límite puesto en 1978. Finalmente, citando el informe de 1997, que el valor Ca_B sea menor a 1.5 es sólo un escenario común en hornblendas; no constituye una regla. Con posterioridad, al interpretar los resultados geotermobarométricos, se considerará esta licencia.

Para clasificar las anfíbolas cálcicas (114 análisis), se usarán dos criterios de nomenclatura, dependientes de los contenidos en álcali, calcio, titanio (Leake et al., 1997):

1. Criterio I: $(\text{Na}+\text{K})_A < 0,50$; $\text{Ca}_A < 0,50$
2. Criterio II: $(\text{Na}+\text{K})_A \geq 0,50$; $\text{Ti} < 0,50$
3. Criterio III: $(\text{Na}+\text{K})_A < 0,50$; $\text{Ca}_A \geq 0,50$
4. Criterio IV: $(\text{Na}+\text{K})_A \geq 0,50$; $\text{Ti} \geq 0,50$

Dada la composición química estructural de las anfíbolas, sólo se precisará de los dos primeros criterios de clasificación: sólo siete cristales de anfíbola de dos muestras fueron clasificadas según el criterio II (Fig. 4-35). El resto de las anfíbolas (107) fueron clasificadas según el criterio I (Fig. 4-36).

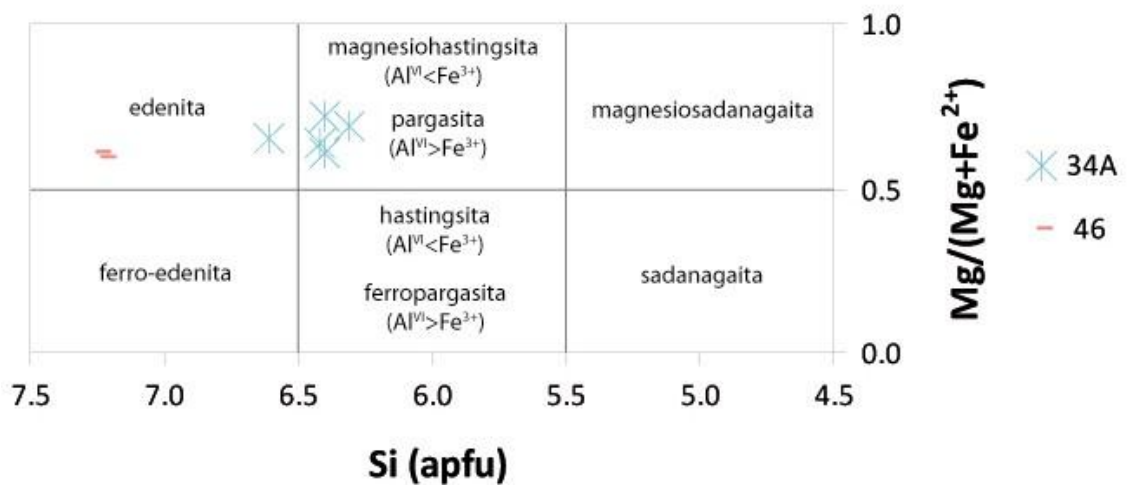


Fig. 4-34: Clasificación de anfíbolas según Criterio II (Leake et al. 1997).

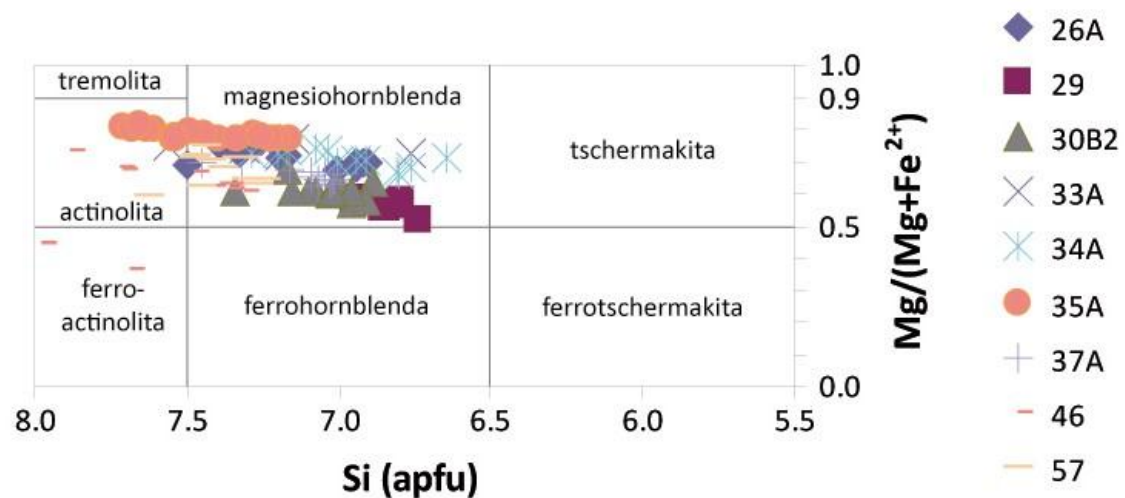


Fig. 4-35: Clasificación de anfíbulas según Criterio I (Leake et al. 1997).

Un resumen de los resultados de la clasificación de anfíbulas cálcicas es entregado en la siguiente tabla (Tabla 4-11):

Criterio Clasificación Anfibolas Cálcicas	Anfibolas Cálcicas	Cantidad de Análisis
Criterio I	Fe-Actinolita	2
	Actinolita	13
	Mg-Hornblenda	92
Criterio II	Edenita	3
	Mg-Hastingsita	4

Tabla 4-11: Resumen de clasificación de análisis de anfíbulas.

Se distingue pues que la principal composición de anfíbola es Mg-hornblenda, y en menor medida actinolita y otras. Este es un aspecto que trasciende a la edad de los plutones o su ubicación geográfica. Este mismo diagnóstico fue reconocido en los plutones Cretácicos y Terciarios estudiados por Parada et al. (1992) en el estrecho de Gerlache, donde la gran mayoría de las anfíbulas también clasifican como Mg-hornblenda.

Características composicionales y texturales

Diorita de piroxeno/anfíbola (AA0826A): en la muestra se haya cristales con bordes de composición anfibolítica y núcleos de composición y características de piroxeno (ortopiroxeno). Esto puede interpretarse como un reemplazo de piroxenos por anfíbola (sobre/intercrecimiento) (Fig. 4-37). No se puede descartar la posibilidad de anfíbola posteriores creciendo en torno a piroxenos (texturas poikilítica). Todos los análisis son Mg-hornblendas. La mayoría de los análisis fueron realizados en los bordes de cristales (10 de 11). No se observa una zonación composicional de las anfíbolas.

Diorita de anfíbola (AA0829): en la muestra los análisis de anfíbolas se definen todos como Mg-hornblendas. Son homogéneas, por lo que independiente de la posición del análisis en el cristal, la clasificación es la misma (Fig. 4-38).

Diorita de anfíbola (AA0830B2): se encuentran análisis de anfíbolas, clasificadas como Mg-hornblenda. Mientras hay anfíbolas homogéneas, también las hay con texturas poikiloblásticas, pudiendo contener piroxenos y plagioclasas, sin zonación (Fig. 4-39). Por otro lado, también se observan anfíbolas sin zonación, contenidas en biotita (xenocristal).

Diorita de anfíbola (AA0833A): anfíbolas sobrecrecidas o intercrecidas con minerales máficos de mayor temperatura (piroxeno y olivino). Sólo un análisis corresponde a actinolita, el resto (6) son Mg-hornblendas.

Diorita de anfíbola (AA0834A): los cristales de anfíbola analizados presentan sectores de tonalidades de grises distintas. En algunos cristales, estas zonas no parecen seguir un patrón concéntrico; se manifiestan como parches no homogéneos ni regularmente distribuidos (Fig. 4-40). En otros cristales se puede apreciar una zonación concéntrica (entendiendo por bordes del cristal también los límites de éste con fracturas principales y con xenocristales). Se puede deducir un patrón: los puntos clasificados como Mg-hornblendas son de un mismo tono de gris (sea este claro u oscuro) y aquellos clasificados como Mg-hastingstita/edenita tienen un tono

de gris distinguible del anterior. Este tipo de zonación 'parchada' ha sido reconocida en estudios anteriores e interpretada como una señal de cristalización subsolidus (Vyhnal et al., 1991; Anderson & Smith, 1995).

Diorita de anfíbola (AA0835A): se aprecian anfíbolas zonadas. Éstas, al igual que en AA0834A, no parecen seguir un patrón concéntrico; se manifiestan como parches no homogéneos ni regularmente distribuidos. Los puntos analizados en zonas oscuras han sido clasificados como 'actinolita', mientras que aquellos analizados en las zonas claras han sido clasificados como 'Mg-hornblendas'; este patrón de tonalidades es muy persistente en cada uno de los cristales analizados. Se sugiere también una cristalización subsólidus (Vyhnal et al., 1991; Anderson & Smith, 1995).

Diorita de anfíbola (AA0837A): los análisis considerados como anfíbolas, han sido tomados tanto en el borde del cristal (12), como en el cuerpo interior del cristal (2) (no necesariamente el centro). Todos los análisis fueron clasificados como Mg-hornblendas, independiente de su posición dentro del cristal. Esto es coherente con la apariencia homogénea de las anfíbolas de la muestra (Fig. 4-41).

Diorita de anfíbola (AA0846): anfíbola se caracterizan por estar zonadas, de manera parchada, donde las zonas oscuras son actinolita, las medias son Mg-hornblenda y las claras son edenita, y también concéntricamente, donde hacia el borde del cristal de anfíbola, los análisis corresponden a Mg-hornblendas (Fig. 4-42). Es probable que esta muestra, dado su estilo de zonación, también haya cristalizado en condiciones subsolidus.

Diorita de anfíbola (AA0857): la mayoría de los análisis resultaron ser Mg-hornblendas. Se hallaron pocos cristales con zonación parchada, donde se encuentran pocos análisis de actinolita en Mg-hornblenda.

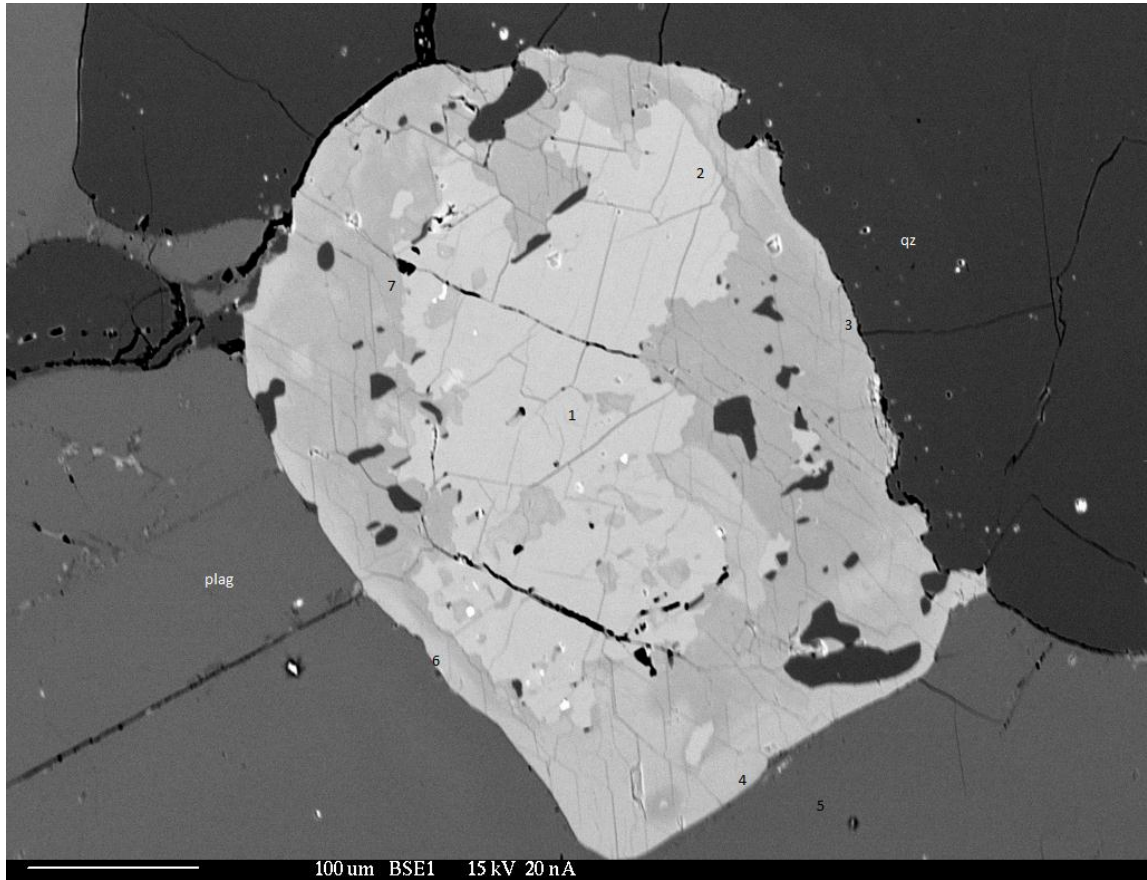


Fig. 4-36: Fotografía BSE. Diorita de piroxeno/anfíbola (AA0826A): cristal de piroxeno ('1') con borde de anfíbola ('4'). Escala en parta inferior de fotografía.

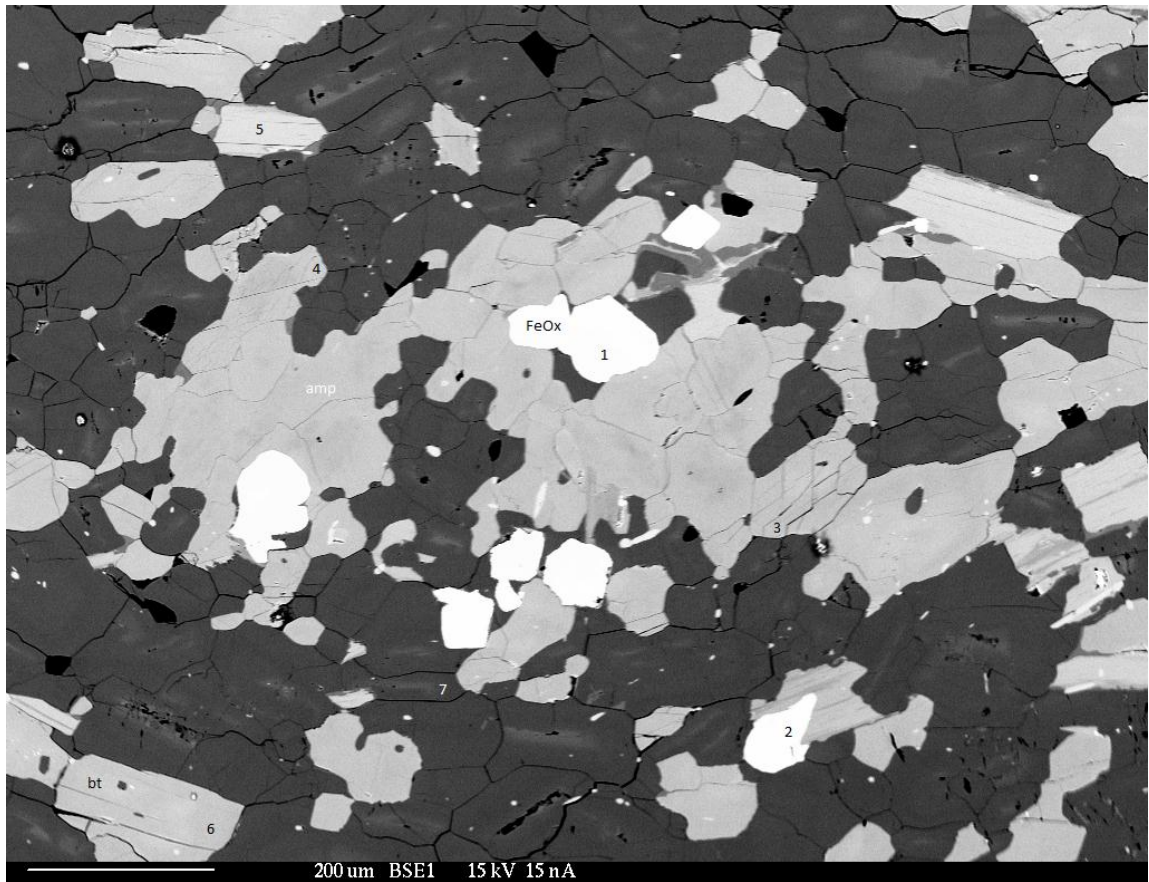


Fig. 4-37: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0829): anfíbolos homogéneas (en 'amp' y '3', por ejemplo). Color gris claro en fotografía. Escala en parta inferior de fotografía.

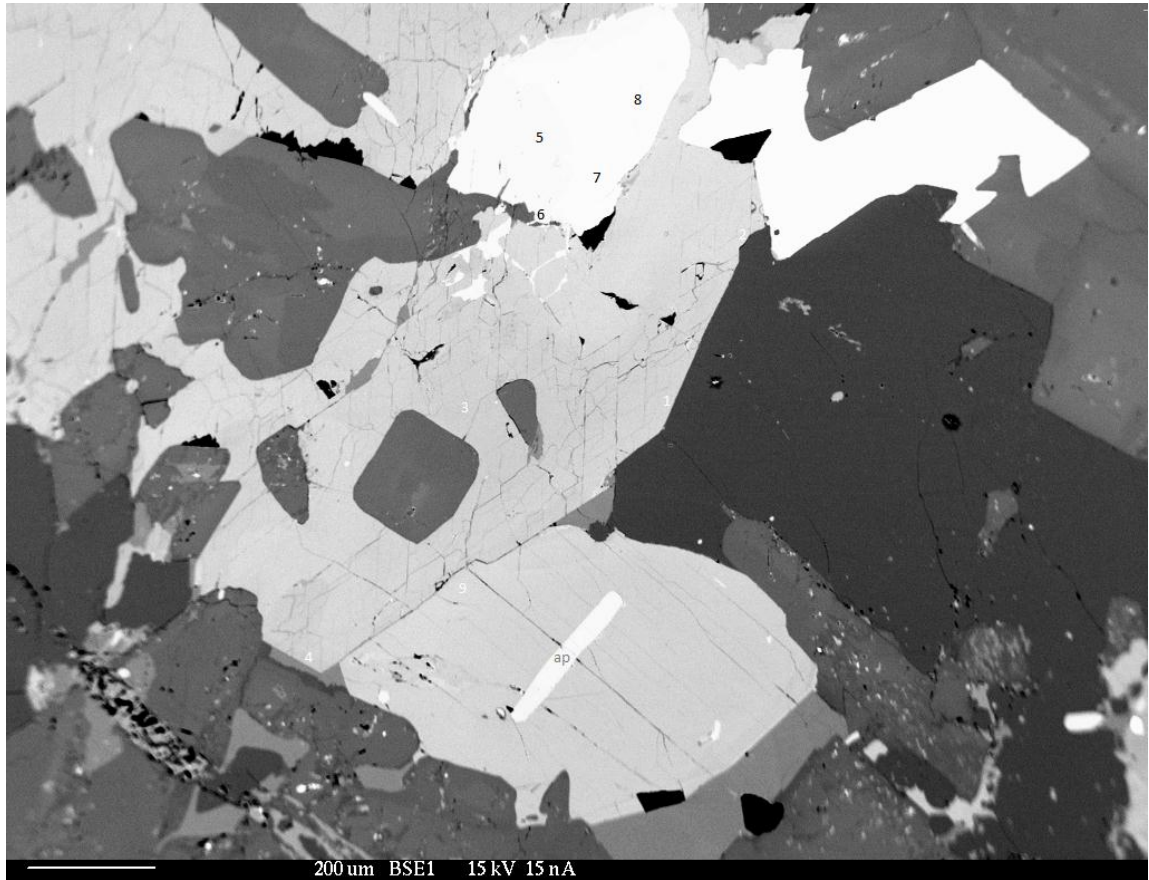


Fig. 4-38: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0830B2): Cristal de Mg-hornblenda homogéneo con inclusiones de plagioclasa. Escala en parte inferior de fotografía.

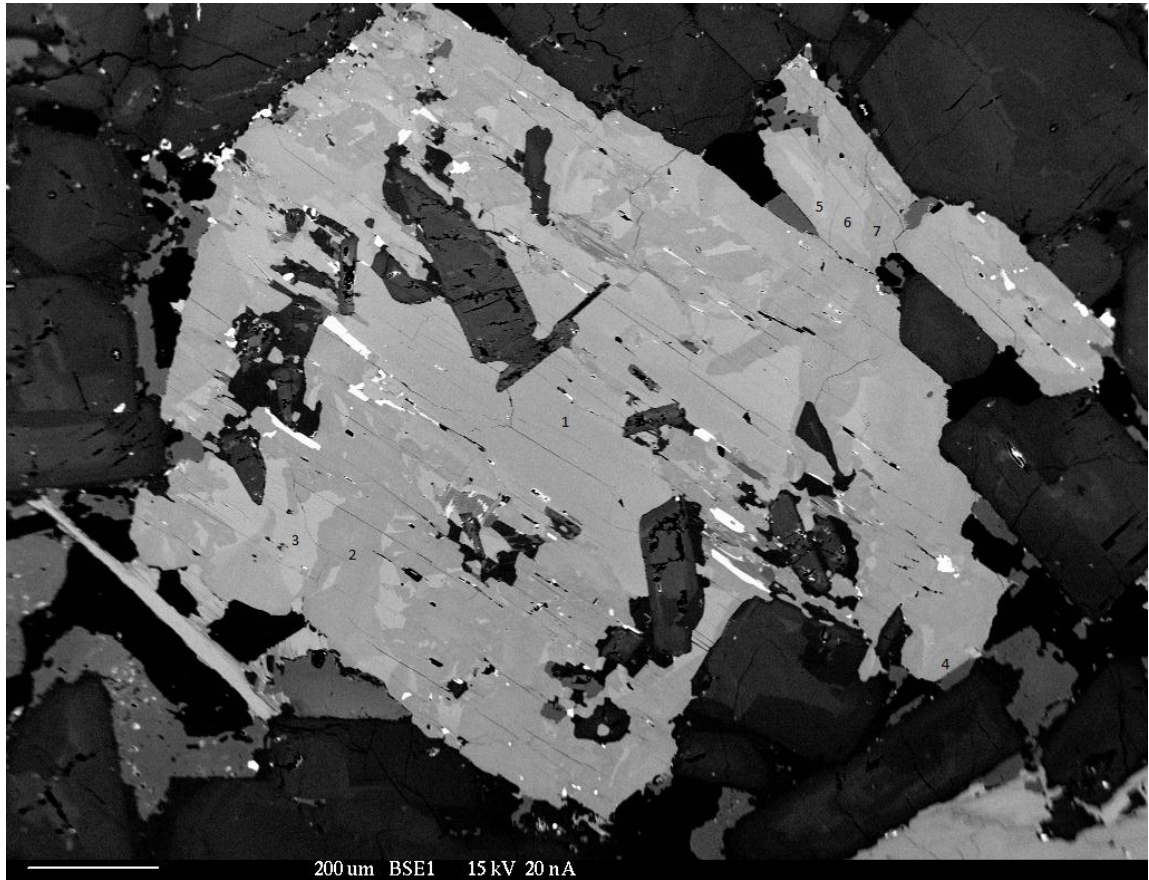


Fig. 4-39: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0834A): Zonación irregular en cristal de anfíbola. Gris claro: edenita/Mg-hastingsita. Gris medio: Mg-hornblenda. Escala en parta inferior de fotografía.

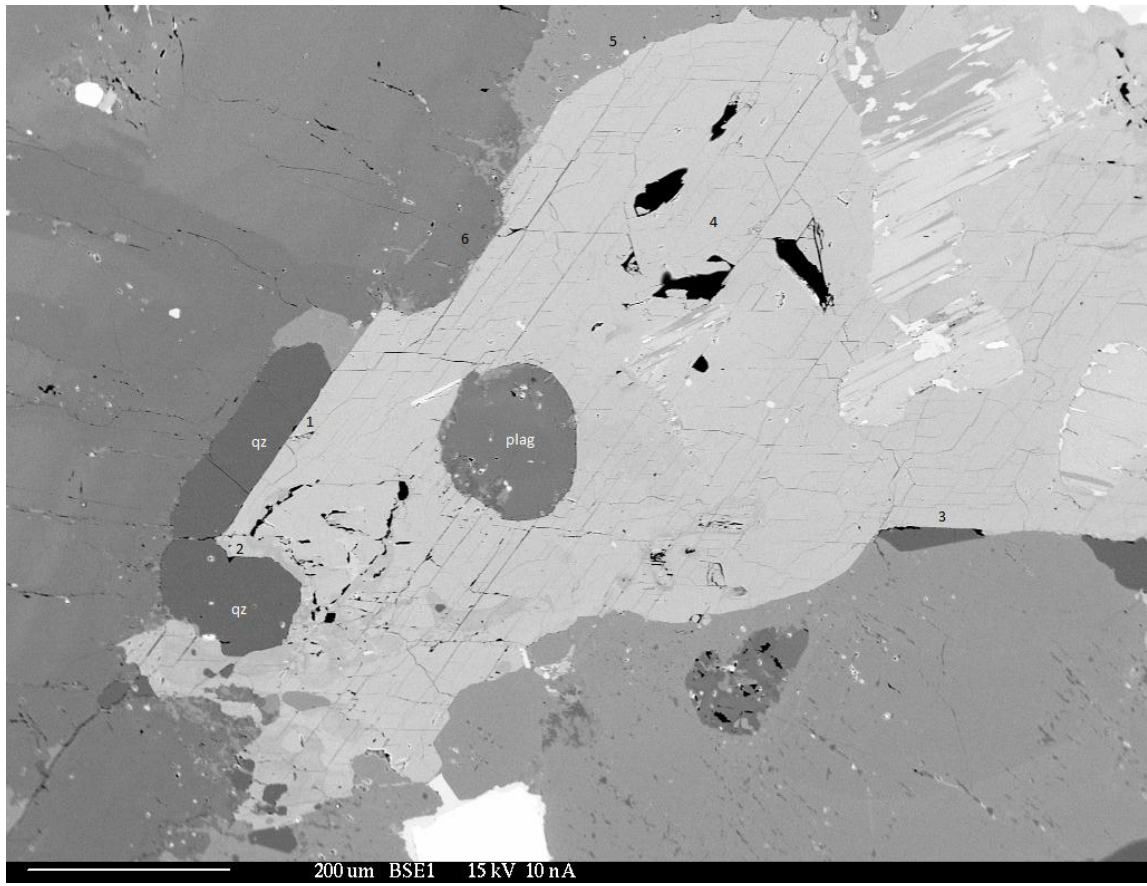


Fig. 4-40: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0837A): Mg-hornblenda homogénea composicionalmente. Escala en parta inferior de fotografía.

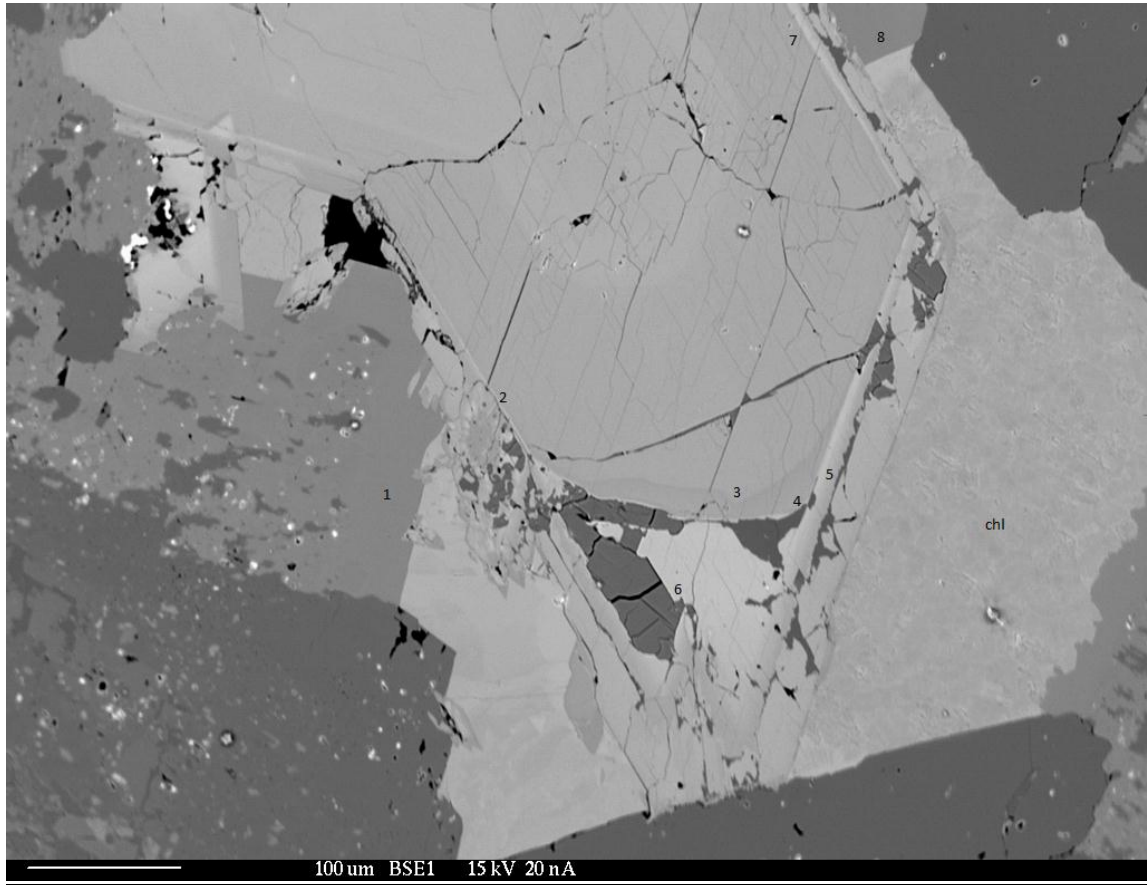


Fig. 4-41: Fotografía BSE. Diorita de anfíbola (AA0846): Cristal de anfíbola zonado, donde '2' y '7' son Mg-hornblenda, '3' edenita, '4' y '6' Fe-act. Escala en parte inferior de fotografía.

Sustituciones simples y acopladas

Dados los objetivos de este trabajo, es necesario concentrar la atención del estudio en la composición de cristales de hornblenda, la que será utilizada para la geotermobarometría de Al en hornblenda (ver Capítulo 4.8). Respecto del análisis de hornblendas, es posible interpretar cuales fueron las sustituciones simples y acopladas que le dieron su particular composición (Blundy & Holland, 1990; Vyhnal et al., 1991).

Una sustitución simple de importancia en las hornblendas es aquella en la que participan los cationes octaédricos divalentes. Se aprecia una situación interesante en el

siguiente gráfico (Fig. 4-43), donde se grafica $(\text{Mn} + \text{Fe}^{2+})$ contra Mg en las hornblendas. Gran parte de los análisis manifiestan una correlación lineal bastante aceptable, en que se cumple: $(\text{Mn} + \text{Fe}^{2+}) + \text{Mg} \approx 4$. Esta relación es coherente con la fórmula química de los miembros extremos de las hornblendas: Mg-hornblenda ($\square\text{Ca}_2[\text{Mg}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})]\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$) y Fe-hornblenda ($\square\text{Ca}_2[\text{Fe}^{2+}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})]\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$) (Leake, y otros, 1997).

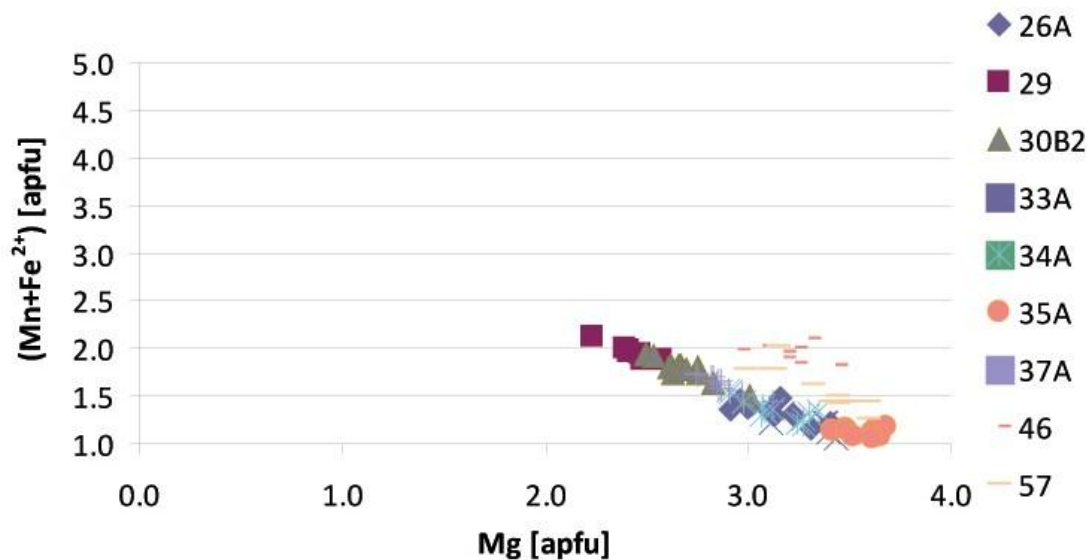


Fig. 4-42: Gráfico $(\text{Mn} + \text{Fe}^{2+})$ vs. Mg. Sustitución simple.

Sin embargo los análisis en las muestras AA0846 y AA0857 escapan a dicha tendencia, no porque la relación entre ambas variables no sea 1:1 (ya que se agrupan de manera paralela al 'trend' principal definido anteriormente) sino porque la suma de las variables es mayor a 4. En la muestra AA0857 la suma de las variables es ligeramente superior a 4,5, mientras que en la muestra AA0846 es ligeramente inferior a 5. Junto a estas dos muestras, podemos mencionar la AA0835A, que también escapa, aunque en menor medida, a la restricción de la suma, siendo ligeramente superior a 4.

Al excluir estas tres muestras del gráfico, se puede reconocer una buena correlación entre las variables, respaldada por un buen índice de correlación ($R^2=0,94$) (Fig. 4-44). La ecuación de la línea de tendencia tiene como pendiente -0,86 (cercano a -1), lo que revela la

relación 1:1 de ambas variables ($[\text{Mn}+\text{Fe}^{2+}]$ y Mg) y corta al eje de la ordenada en 4,07 (cercano a 4), respetando la constricción de suma para los cationes divalentes (R^{2+}) en las hornblendas.

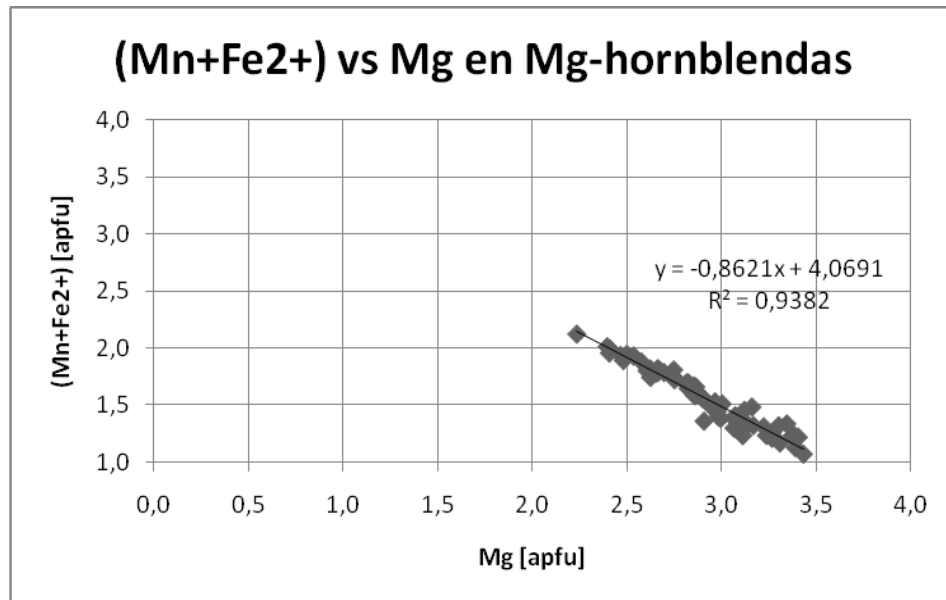


Fig. 4-43: Gráfico $(\text{Mn}+\text{Fe}^{2+})$ vs. Mg. Sustitución simple. Exclusión de análisis conflictivos para desarrollo de regresión lineal.

La condición de que exista una sustitución simple entre los cationes divalentes octaédricos (R^{2+}) es un aspecto importante: si sustituciones dioctaédricas tuvieran lugar ($3\text{R}^{2+} = 2\text{R}^{3+}$) la reformulación 13eCNK se hace inválida pues el balance de cargas podría ser mantenido a pesar de las vacantes en los sitios octaédricos. La Fig. 4-44 muestra que los cationes R^{2+} están acoplados entre ellos y no con los R^{3+} , por lo que la reformulación 13eCNK es válida (Vyhnal et al., 1991; Dzogolyk, 2007).

Dada la limitada cantidad de muestras disponibles para realizar los trabajos geotermobarométricos, las muestras AA0835A, AA0846 y AA0857 no serán descartadas, a pesar de la cuestionable base en que fue calculada su fórmula estructural. Se ha tomado esta determinación por lo siguiente:

- Es atribuible la desviación de la tendencia principal a la alteración de las anfíbolas, considerando que la mayoría de los análisis clasificados como NO-Mg-hornblendas (actinolita, edenita, etc.) se encuentran en dichas muestras (AA0835A y AA0846 particularmente).
- Toda información respecto de los resultados geotermobarométricos puede ser útil, siempre que la interpretación sea contextualizada y tome en consideración las condiciones bajo las cuales se trabajó.
- La tendencia de estas muestras no escapa de manera excesiva a la tendencia principal. Además lo que parece fallar no es la relación de intercambio 1:1 entre las variables, sino la restricción de suma que hace que la adición de Mn, Fe²⁺ y Mg (apfu) pueda llegar a valores de hasta 5, lo que es coherente con una alteración a actinolita ($\square\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) o edenita ($\text{NaCa}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$) (Leake et al., 1997).

Por otra parte, hay una gran cantidad de mecanismos de sustitución catiónica acoplada con diferentes estados de valencia para mantener el balance de cargas (Blundy & Holland, 1990; Vyhnal et al., 1991). Respecto de las sustituciones acopladas, podemos analizar una serie de gráficos en búsqueda de correlaciones que nos permitan proponer su presencia.

En el primer gráfico de Ocupación del Sitio-A v/s ^[4]Al (Fig. 4-45), se muestran distintos miembros extremos, indicados para diversas sustituciones, y los resultados de este trabajo.

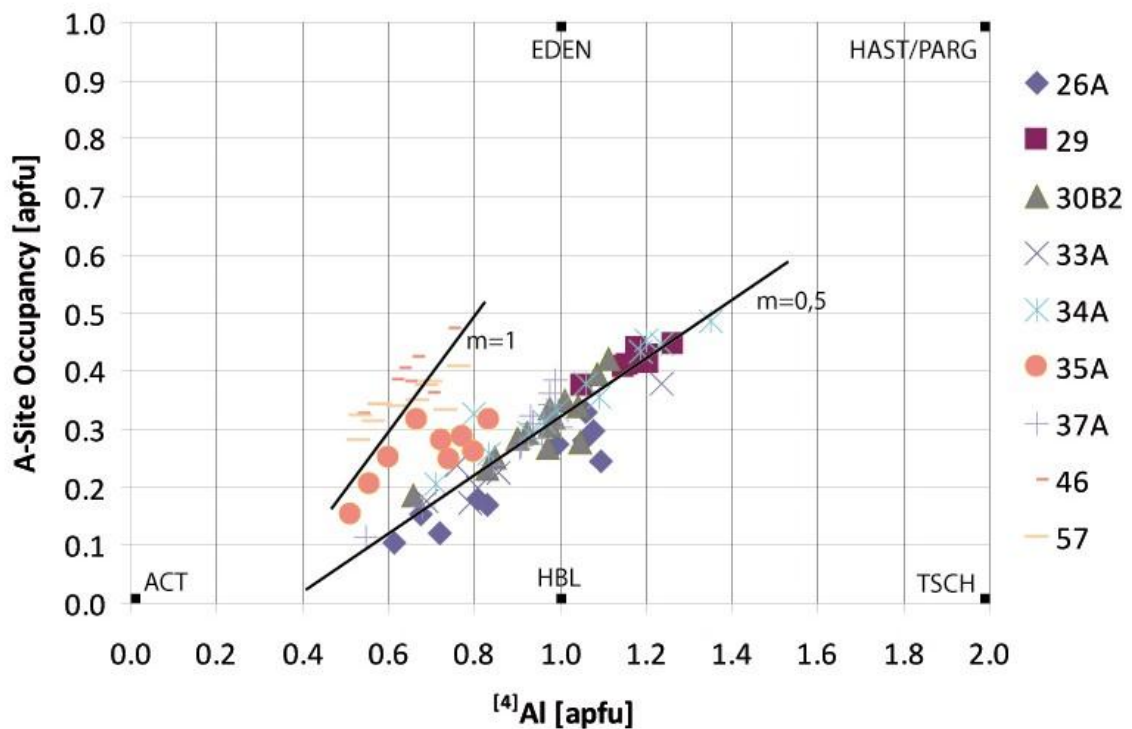


Fig. 4-44: Ocupación del sitio A vs. $^{[4]}\text{Al}$. m: pendiente de la recta de tendencia. ACT: actinolita. HBL: hornblenda. TSCH: tschermakita. EDEN: edenita. HAST: hastingsita. PARG: pargasita.

Se puede observar dos tendencias en el gráfico. La primera corresponde a un agrupamiento de análisis en torno a una línea de pendiente ligeramente menor a 0,5. La segunda posee una pendiente más cercana a la unidad. La primera implicaría una dominancia de sustitución hastingsita-pargasita, combinación lineal de edenita y tschermakita (Vyhnal et al., 1991). Dado que el Fe^{3+} es el catión R^{3+} dominante, el componente hastingsítico domina sobre el pargasítico, por lo que no se hablará más de sustitución hastingsita-pargasita, sino sólo de sustitución hastingsítica. La segunda tendencia, por su parte, implicaría un mayor componente de sustitución edenítica. En la primera se ven bien representadas las muestras AA0826A, AA0829, AA0830B2, AA0833A, AA0834A y AA0837A, mientras que en la segunda se ven mejor representadas las muestras AA0846 y AA0857. La muestra AA0835A parece estar bien representada por ambas tendencias; en particular hay minerales en dicha muestra que parecen mostrar una mayor contribución de una sustitución que otra.

El hecho de que el intercepto de las regresiones con la abscisa no sea $^{[4]}\text{Al} \approx 0$ permite inferir que no todo el $^{[4]}\text{Al}$ estaría acoplado únicamente a los elementos alcalinos del sitio A (Vyhnal et al., 1991). Acoplamientos de $^{[4]}\text{Al}$ con cationes octaédricos (Fig. 4-46, Fig. 4-47, Fig. 4-48) sostienen esta inferencia, aunque este acoplamiento sería más débil. La baja pendiente que muestran las regresiones de los análisis en la Fig. 4-47, para cada una de las muestras, no hace más que reforzar la idea de la importancia del componente edenítico en la sustitución.

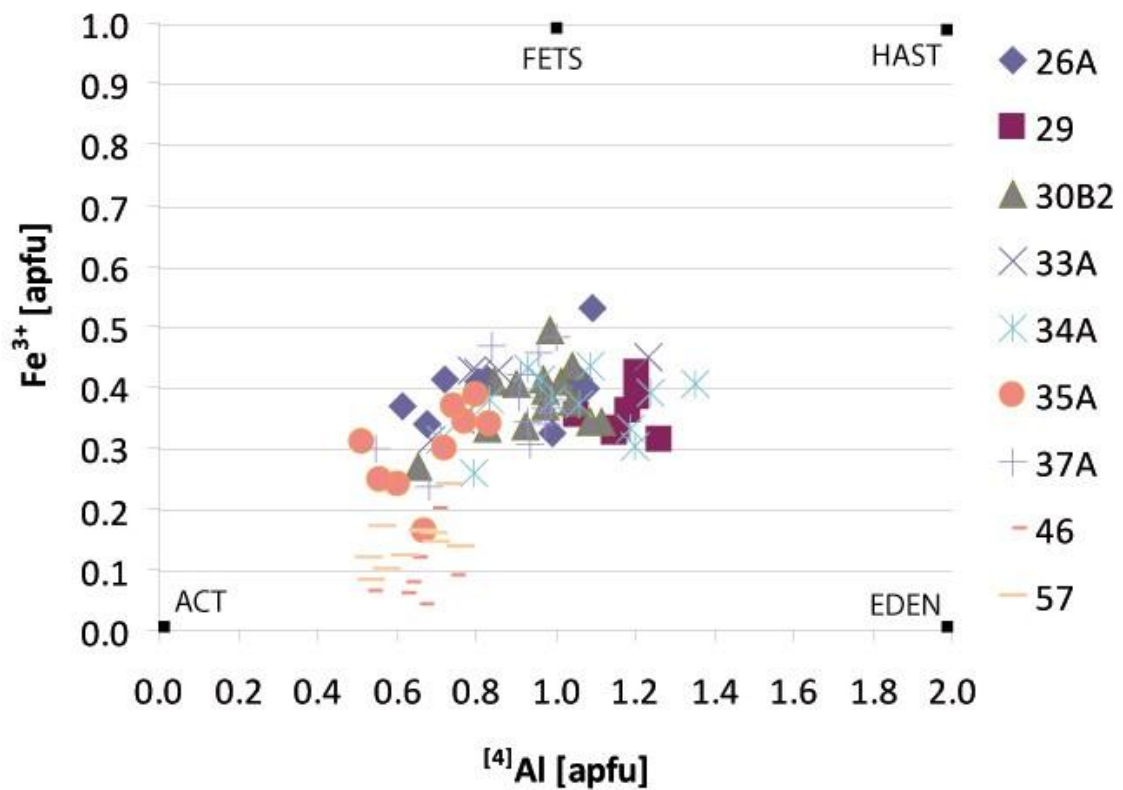


Fig. 4-45: Fe³⁺ vs. $^{[4]}\text{Al}$. ACT: actinolita. EDEN: edenita. FETS: Fe-tschermakita. HAST: hastingsita.

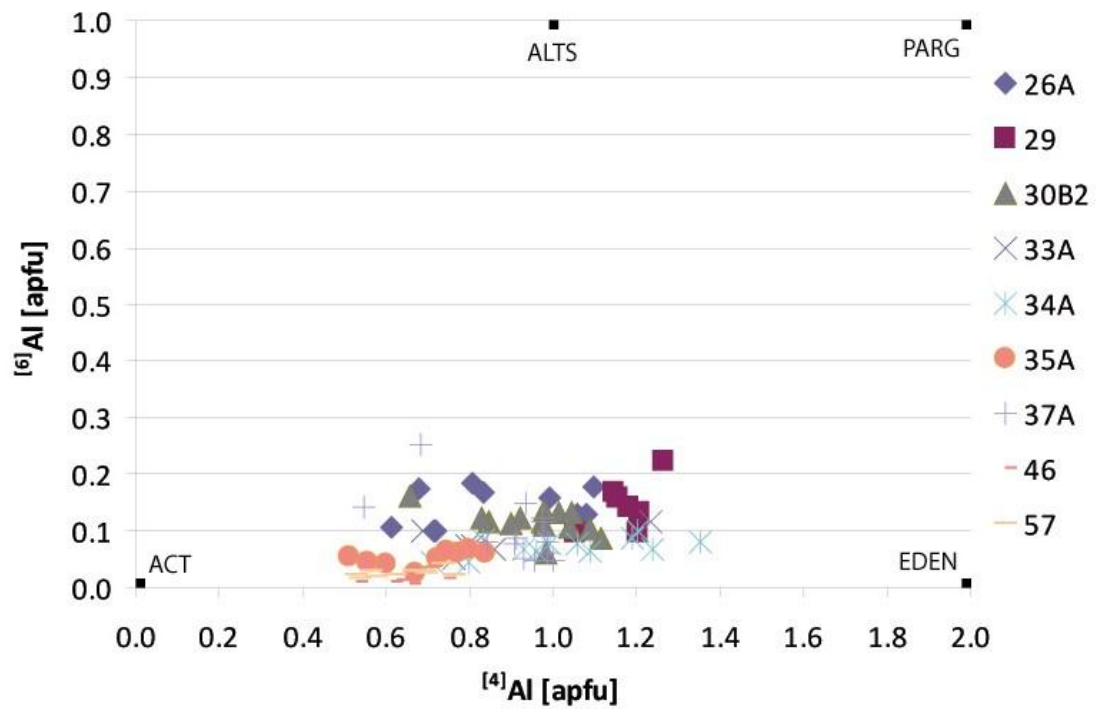


Fig. 4-46: ^{6}Al vs. ^{4}Al . ACT: actinolita. EDEN: edenita. ALTS: Al-tschermakita. PARG: pargasita.

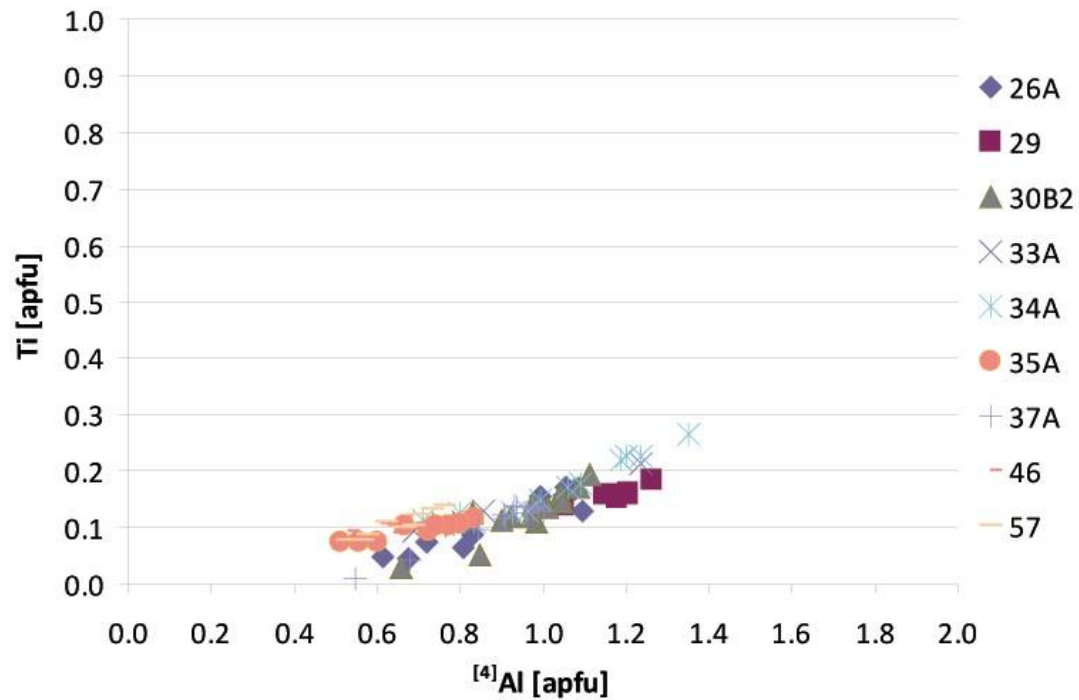


Fig. 4-47: Ti vs. ^{4}Al

Como se puede apreciar en la Fig. 4-45, junto a la Fig. 4-35 y 4-36, las muestras que manifiestan estar mayormente controladas por una sustitución edenítica, dependiente de la temperatura, son aquellas también más alteradas (no clasifican como Mg-hornblendas, a pesar de que análisis en el mismo cristal y/o roca corresponden a Mg-hornblendas). Dado el tipo de sustitución, se propone así que algún agente geotermal (fluido hidrotermal, por ejemplo), en condiciones isobáricas, habría provocado la alteración de las anfíbolas, seguramente Mg-hornblendas, en alguna etapa posterior al emplazamiento de los plutones.

En las siguientes Figs.s se exponen dos otras alternativas para analizar la presencia de sustitución tschermakítica y edenítica (Fig. 4-49, Fig. 4-50). Los gráficos revelan que ambos mecanismos de sustitución son importantes.

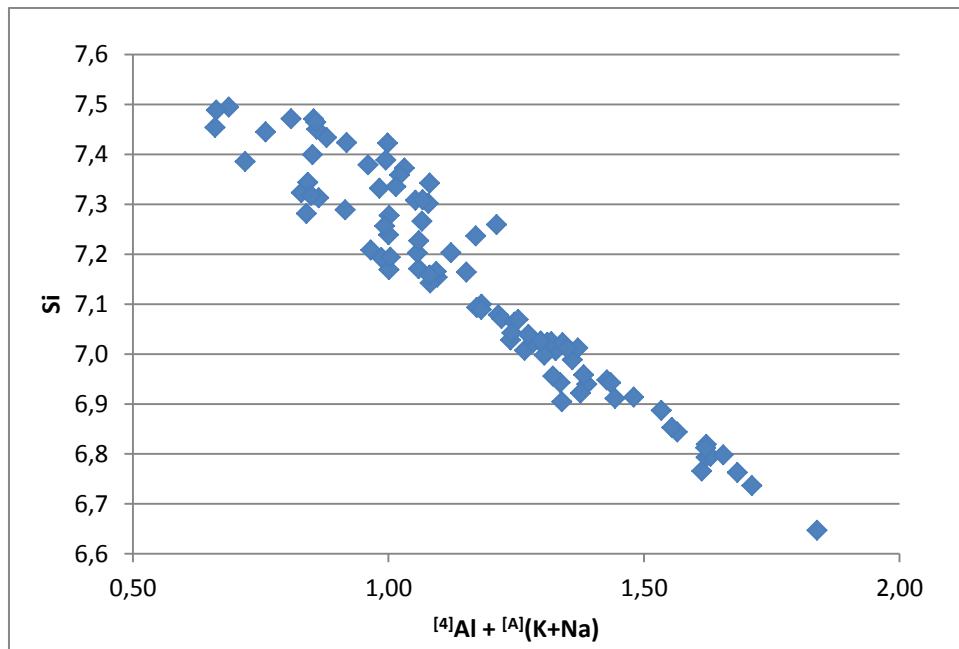


Fig. 4-48: Si vs. $^{[4]}Al + ^{[A]}(K+Na)$. Sustitución edenítica.

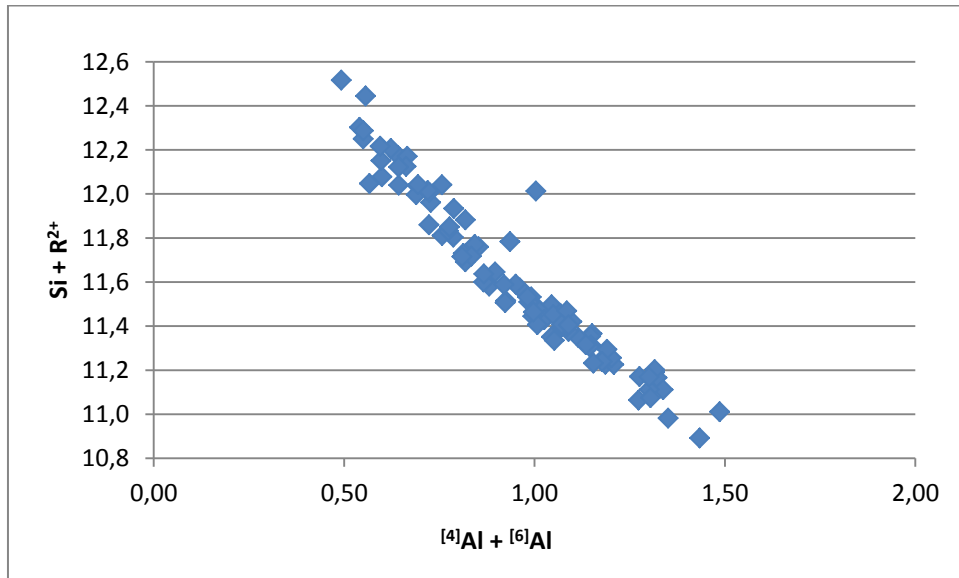


Fig. 4-49: Si+R²⁺VS. [⁴]Al+[⁶]Al. Sustitución tschermakítica.

Por otra parte, en la Fig. 4-51, se puede apreciar una fuerte correlación positiva con una pendiente muy cercana a la unidad, entre el [⁴]Al y [⁶]Al+Fe³⁺+2Ti+A-Site, lo que permite atribuir que las sustituciones implicadas son una combinación de componentes de edenita, hastingsita, pargasita, tschermakita y hornblenda (Blundy & Holland, 1990; Schmidt, 1992). Aquellas sustituciones que acomodan Fe³⁺, [⁶]Al o Na^A via Na^{M4} son despreciables (Richterita, glaucofano o riebeckita) (Blundy & Holland, 1990; Vyhnal et al., 1991). Esto se ve respaldado por la Fig. 4-52 donde la totalidad de los análisis se proyectan en el triángulo definido por Ed/Hs, Act y Hb. En esta Fig. se hace notable la relevancia de la sustitución edenítica en las muestras.

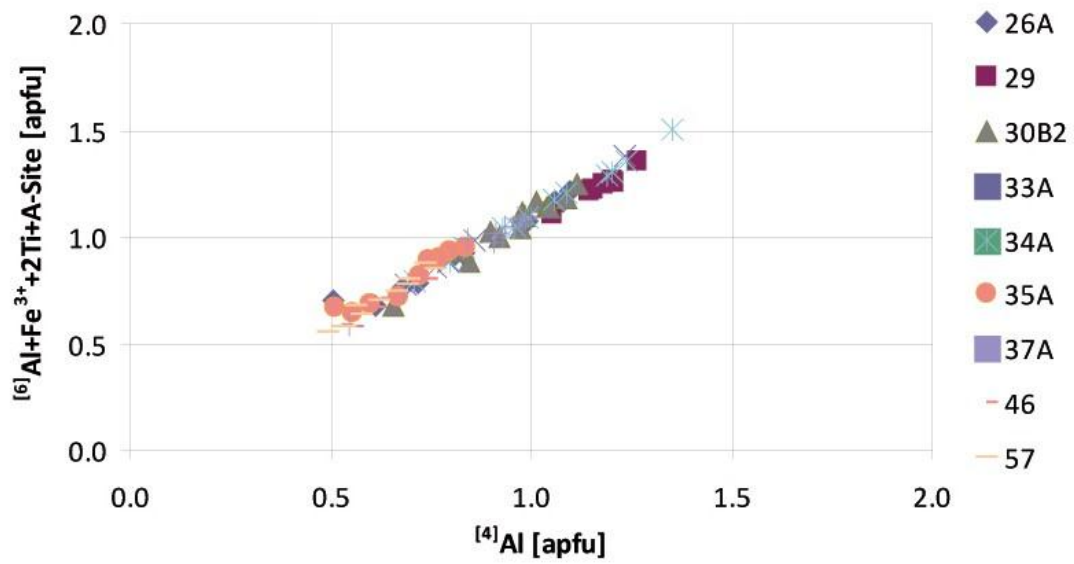


Fig. 4-50: $[6]Al+Fe^{3+}+2Ti+A-Site$ vs. $[4]Al$. Reconocimiento de sustituciones significativas.

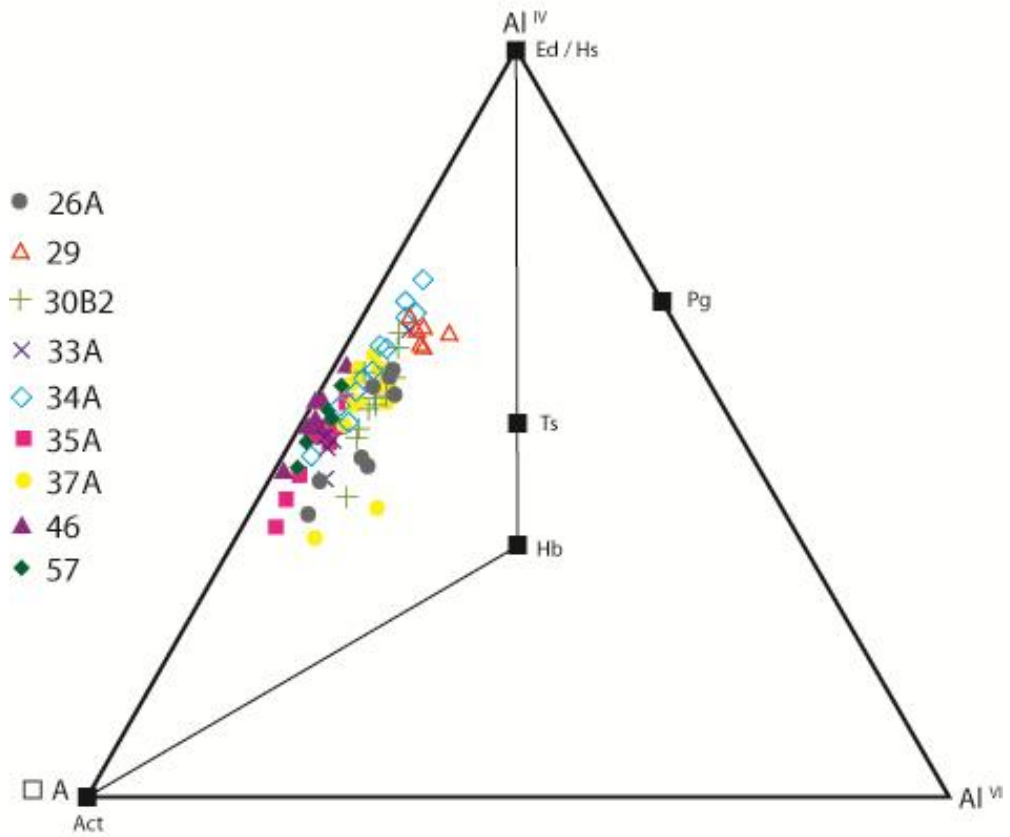


Fig. 4-51: Diagrama ternario $\square A - Al^{VI} - Al^{IV}$. Ed: edenita. Hs: hastingsita. Pg: pargasita. Ts: tschermakita. Hb: hornblenda. Act: actinolita.

El hecho de que las sustituciones acopladas puedan atribuirse a una sustitución del tipo hastingsita, que es una combinación lineal de las componentes edenítica y tschermakítica, es un escenario favorable para el análisis geotermobarométrico, dado que el carácter edenítico de las sustituciones acopladas está mayormente controlado por la temperatura (Spear, 1981; Dzogolyk, 2007). Por otro lado, la sustitución tschermakítica, componente de la sustitución hastingsítica, es aquella que controla principalmente la variación de Al^T , variable directamente proporcional a la presión (Schmidt, 1992; Ague & Brandon, 1996). La importancia del componente hastingsítico en las sustituciones de la hornblenda en rocas graníticas ya había sido reconocida en trabajos anteriores (Czamanske & Wones, 1973).

Fugacidad de oxígeno

Un aspecto de gran importancia en la correcta interpretación de los próximos resultados geotermobarométricos (Capítulo 4.8) es la consideración de las condiciones de fugacidad de oxígeno a las que se encontraba el magma al momento de la cristalización de las anfíbolos (Anderson & Smith, 1995). La fugacidad de oxígeno no sólo ejerce un control sobre el contenido de aluminio en las anfíbolos, sino también sobre la química de todos los silicatos máficos, por lo que es necesario asegurarse que este valor se encuentre dentro de los rangos de calibración de cada geotermobarómetro (Anderson & Smith, 1995; Dzogolyk, 2007).

Como primera aproximación se puede proponer que los plutones se enmarcan en la serie de magnetita de Ishihara (1977), dada la amplia presencia de este mineral en todas las muestras, en coexistencia con ilmenita. Sin embargo esta información no es suficiente dado que granitos portadores de magnetita pueden generarse en condiciones de bajas fugacidades de oxígeno (Anderson & Smith, 1995).

Dada la escasa información respecto de los óxidos de hierro con la que se cuenta, se propone usar los criterios con los que trabajaron Schmidt (1992) y Anderson & Smith (1995) para restringir sus geotermobarómetros. Esto corresponde a estudiar la cantidad de Fe^{3+} respecto del Fe total en la hornblenda. Es claro que esto no da un valor concreto respecto de la

fugacidad de oxígeno, pero si proporciona un marco respecto de las condiciones oxidantes del entorno bajo las cuales se forma la hornblenda (Dzogolyk, 2007).

Por otro lado, los valores de $Fe/(Fe+Mg)$ en los análisis de anfíbola, que poseen una relación inversamente proporcional con la fugacidad de oxígeno, se encuentran en el rango de 0,25 a 0,52, con un promedio de 0,37. Anderson y Smith (1995) proponen que en la aplicación de geobarómetro de Al en hornblenda, no se debería trabajar con anfíbolos que pertenezcan a granitos de baja fugacidad de oxígeno, con una razón $Fe/(Fe+Mg)$ superior a 0,65. Las anfíbolos con las que se trabaja en este estudio no presentan dicho problema. Sin embargo, también se propone un límite inferior para la razón $Fe/(Fe+Mg)$ de 0,40. En general, los análisis se encuentran en torno o por debajo a este límite inferior, que representa la fugacidad de oxígeno máxima para la cual han sido calibrados los barómetros de Al en hornblenda. En dicho sentido es necesario considerar que las profundidades de aquellos análisis con razones $Fe/(Fe+Mg)$ muy bajas podrían subestimar la real profundidad de emplazamiento.

Se puede desarrollar un análisis similar usando la variable $R (=Fe^{3+}/FeT)$. Anderson y Smith (1995) proponen que R debiera ser mayor a 0,25, o a 0,2 para el caso hornblendas pobres en Fe (Schmidt, 1992). Como las composiciones de las hornblendas usadas en este estudio son principalmente Mg-hornblendas, se ha decidido usar el límite inferior de Schmidt como criterio. La mayoría de las muestras presentan cristales de hornblenda que se encuentran por sobre o en torno a este límite inferior para R . Sólo dos muestras poseen valores muy por debajo de este límite. Éstas son muestras que también presentan problemas con el criterio de la razón $Fe/(Fe+Mg)$ (Fig. 4-53).

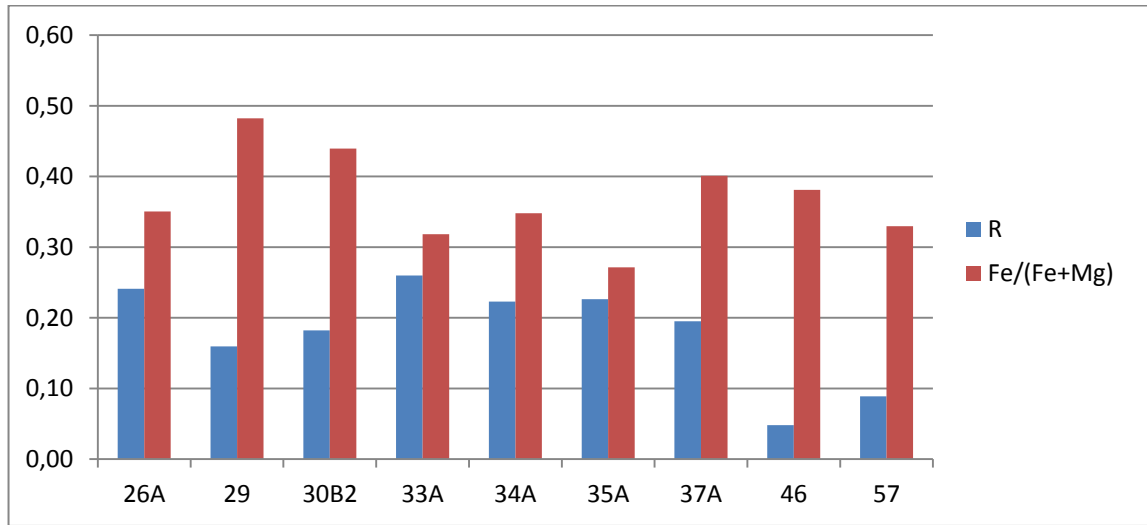


Fig. 4-52: Valores de $\text{Fe}^{3+}/\text{FeT}$ [R] y $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ promedio por muestra.

Dada la poca disponibilidad de muestras, se ha optado por hacer el desarrollo geotermobarométrico con todo el material a disposición (Capítulo 4.8). Sin embargo, es claro que habrá muestras cuyos resultados serán cuestionables. En dicho sentido, si los límites inferiores prudentes para R y $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ son 0,2 y 0,4 respectivamente, es notable que hay muestras que escapan a dicho criterio. Las muestras 46 y 57 son aquellas con los valores más bajos de R, mientras que la 35A posee el más bajo valor de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Como se verá más adelante, en el Capítulo 4.8, estas muestras presentan valores para los geotermobarómetros no coherentes (presiones negativas, alejadas de las tendencias, etc.).

PLAGIOCLASA

Clasificación

A partir de los resultados porcentuales de los óxidos mayores en EPMA, se obtuvo la fórmula estructural de feldespatos, según el método de cálculo de miembros extremos para el modelo de mezcla de plagioclasa (PLAG) ajustado a 8 oxígenos (Brandelik & Massonne, 2004), el cual es el método empleado por la aplicación Visual Basic CALCMIN para EXCEL™ con la que

se trabajó (Brandelik, 2009), obteniéndose el porcentaje de composición albítica, anortítica o potásica que tiene un feldespato.

Usando la clasificación de feldespatos en el sistema ternario Or-Ab-An (Kerr, 1965) se concluye un total de 71 análisis de plagioclasas y 17 análisis de feldespatos alcalinos (Fig. 4-54). Es respecto de las primeras que centraremos nuestra atención.

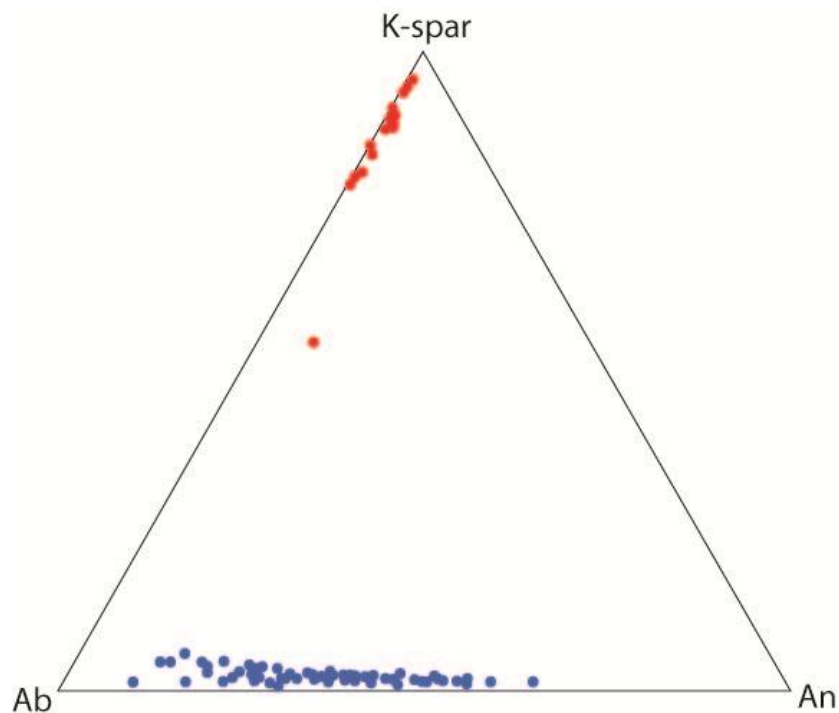


Fig. 4-53: Diagrama ternario Ab – An – K-spar para análisis de feldespato. Ab: albita. An: anortita. K-spar: feldespato potásico. Puntos azules: plagioclasas; puntos rojos: feldespatos alcalinos.

Los análisis de plagioclasas han resultado en su mayoría tener composiciones intermedias entre los extremos albítico y anortítico, aunque se aprecia una ligera mayoría en análisis sódicos (Tabla 4-12).

Nombre de Plagioclasa	Componente Albítico [%]	Número de análisis
Albita	90-100	0
Oligoclasa	70-90	27
Andesina	50-70	33
Labradorita	30-50	11
Bytownita	10-30	0
Anortita	0-10	0

Tabla 4-12: Clasificación de análisis de plagioclasas.

Características composicionales y texturales

En las imágenes BSE se ha podido detectar un patrón mediante el cual las composiciones más sódicas se perciben con tonalidades de grises más oscuras que las cálcicas. Esto permite inspeccionar las plagioclasas de manera cómoda. Sin embargo, toda conclusión seguirá basándose en la información objetiva dada por los análisis.

Se observan plagioclasas en cinco condiciones texturales: cristales homogéneos, cristales con zonación concéntrica (sea esta cíclica o no), cristales con zonación parchada, en textura de intercrecimiento con otro mineral (principalmente feldespato alcalino) y como xenocristales (“chadacrysts”) en textura poikilítica.

La zonación es primordialmente normal en todas las muestras; aquellos análisis clasificados como oligoclasas están ubicados preferencialmente en los bordes de los cristales, mientras que aquellos de labradorita se encuentran en los núcleos.

Es importante considerar que se encuentran variaciones composicionales en los cristales de plagioclasas cuyos bordes se encuentran en contacto con hornblendas. Esto implica que la cristalización del par hornblenda-plagioclasa ocurrió en un rango composicional y temporal amplio durante la cristalización del magma, por lo tanto debió tenerse en cuenta para

la selección de los análisis que posteriormente fueron seleccionados en la geotermobarometría, eligiéndose aquellos pares más evolucionados o tardíos como representativos de la cristalización (Dzogolyk, 2007).

4.8. GEOTERMOBAROMETRÍA

SELECCIÓN DE MODELOS Y ANÁLISIS

Selección de modelos

Una premisa importante para el geobarómetro de Al-en-hornblenda es que la temperatura de equilibrio de la anfíbola se encuentre en la vecindad del solidus de la roca, ya que el equilibrio de la hornblenda se espera mientras reste fundido en el sistema, además de que la ortoclasa, mineral partícipe del arreglo mineral con el cual se han calibrado los modelos, es sólo estable en estos rangos de temperaturas (Schmidt, 1992). Se ha enfatizado que la temperatura del solidus en un sistema de composición tonalítica es independiente de la presión, en un rango de 2 a 15 kbar, estando ésta en un rango de 630 a 685°C (Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992). Dada la composición de las muestras usadas en este trabajo (tonalitas, granodioritas y dioritas principalmente), se puede adoptar este rango de temperaturas como la temperatura del solidus. Sin embargo, varios estudios han resuelto temperaturas del solidus de hasta 800°C para sistemas de composición similar (Anderson & Smith, 1995). Eso se debería a variaciones en la composición y concentración de la fase fluida. Las temperaturas obtenidas con los geotermómetros de Otten (1984) y Colombi (1989) son cercanas a dichas temperaturas (650-780°C). Sin embargo, las obtenidas con los modelos de Blundy y Holland se alejan de dicha vecindad (900-1050°C) e incluso alcanzan temperaturas que estarían fuera del campo de estabilidad de la anfíbola (1040-1050°C entre 13 y 16 kbar) (Allen & Boettcher, 1978). Por esta razón, se ha optado por preferenciar las aproximaciones de Otten (1984) y Colombi (1989) en cuanto a la temperatura. Además, el modelo de Blundy y Holland ha recibido críticas respecto del sesgo composicional de las anfíbolas con las cuales se ha calibrado y por la sobresimplicidad con la que se abordan las interacciones no ideales en las anfíbolas (Schmidt, 1992). La respuesta a las críticas al modelo de Blundy y Holland (Holland & Blundy, 1994) trabaja sobre estas debilidades mencionadas, aunque no proporciona mejores resultados al respecto en este estudio, o sea, entrega temperaturas lejanas al solidus de un sistema de composición tonalítico.

Antes de descartar del todo el modelo de Blundy y Holland, es pertinente exponer un escenario al que nos vemos enfrentados. El gráfico Al^{vi} vs Al^{iv} (Fig. 4-47) revela que estas dos variables no estarían fuertemente correlacionadas, como se esperaría en muestras que experimentan sustitución tschermakítica. Por el contrario, parece haber una ligera superioridad de sustitución edenítica, lo que sugiere mayores temperaturas del solidus. Este escenario es abordable, al menos, por tres razones: (1) se asume una temperatura del solidus del sistema como si este fuera de composición tonalítica. Esta asunción puede menospreciar la real temperatura del solidus, ya que la mayoría de las muestras son de composición diorítica; (2), la composición de la fase fluida no está del todo bien definida. Una fase fluida compuesta de H₂O y CO₂ respecto de otra compuesta por sólo H₂O, puede provocar un aumento de la temperatura del solidus en casi 100°C; (3) la subsaturación del magma en la fase fluida elevaría la temperatura del solidus. Por esto, no es del todo correcto descartar los resultados según Blundy y Holland. Sin embargo, el limitado universo de muestras estudiadas y datos obtenidos, no permite acertar una sola interpretación con mayor seguridad.

En cuanto a los geobarómetros, se ha decidido desechar los modelos de Hammarstrom y Zen (1986) y el de Hollister et al. (1987), para dar espacio al de Schmidt (1992). Esta decisión se tomó basándose en que el geobarómetro de Schmidt, un trabajo más reciente e integrador que los descartados, no sólo está calibrado en un rango de presiones mayor, obteniendo una relación entre la presión y el Al^T que es afín a la de los otros dos modelos en el rango de calibración común, sino que además no obtiene resultados sin sentido físico (presiones negativas) como ocurre con las otras calibraciones. Por otro lado, el geobarómetro de Johnson y Rutherford (1989) entrega consistentemente presiones menores que las de Hollister y Hammarstrom & Zen, lo que significa algunos resultados de presión negativos, por lo que también fue descartado. En cuanto al geobarómetro de Anderson & Smith (1995) será considerado ya que, además de proporcionar una corrección respecto de la influencia de la temperatura en el contenido de Al^T , está calibrado para funcionar en un rango mayor de temperaturas que el de Schmidt. Al ser el modelo de Anderson & Smith función de la temperatura, se usarán los resultados obtenidos por medio de los modelos de Otten y Colombi para calcular la presión.

En cuanto al modelo de Ridolfi (Ridolfi et al., 2010), las temperaturas obtenidas están dentro del rango obtenido mediante otros geotermómetros (700-850°C). El aspecto donde entra en conflicto la aproximación de Ridolfi con los otros modelos es en cuanto a las presiones que obtiene, ya que éstas son subestimadas, llegando a la mitad de los valores de otros modelos. Esto no debiera ser extraño, ya que esta calibración está hecha con rocas volcánicas. De esta manera se ha proporcionado un caso como límite inferior para la presión de cristalización de las muestras.

Selección de análisis

Como se expuso en el Capítulo 3.4, este trabajo considera varios modelos geotermobarométricos para llevar a cabo sus desarrollos y conclusiones. Todos los plutones estudiados poseen la asociación mineralógica buffer para la aplicación del principio geobarométrico (ver 4.2 RESULTADOS: Mineralogía, alteración y clasificación). Se procedió a trabajar con todas las Mg-hornblendas de manera indiscriminada. La inspección de los resultados reveló la existencia de análisis problemáticos para la interpretación; problemas como presiones negativas, temperaturas y presiones alejadas de la tendencia general y muestras que exhibían una dispersión muy amplia en sus resultados, fueron algunos de los escollos que hubo que superar y explicar. Se procedió a seleccionar aquellos análisis de hornblenda que otorgaran resultados “coherentes” y tratar de entender las razones por las cuales algunas hornblendas entregaron resultados estadísticamente particulares.

Respecto de los resultados de presión, se presentaron análisis con resultados de presiones negativas. Dadas las fórmulas que sustentan los modelos, que manifiestan una relación lineal entre el Al^T y la presión, como una función creciente, con intersección a la ordenada en valores negativos, esto implicaría que el Al^T en dichos análisis no fue el suficiente para superar el umbral de presión igual a cero. Dado que estos geobarómetros están calibrados para funcionar en hornblenda, surge la interrogante respecto de por qué estos análisis no entregaron resultados coherentes (presión mayor a cero).

Revisando los casos conflictivos de análisis de hornblenda, coincide que éstos se encuentran ubicados en muestras con un gran número de análisis que no corresponden a hornblendas (actinolita, Fe-actinolita y edenita particularmente). Por otra parte, la gran mayoría de los análisis que si entregan buenos resultados, se encuentran en muestras que sólo presentan análisis correspondientes a hornblenda. Se sabe por las fórmulas estructurales de la actinolita, Fe-actinolita y edenita que éstas poseen menos Al^T que la Mg-hornblenda (Leake et al., 1997). Se propone que las Mg-hornblendas que entregaron valores negativos de presión, es decir, que poseen bajo Al^T (valor variable dependiendo del geobarómetro en consideración) serían hornblendas parcialmente alteradas a anfíbola con menor contenido de Al, pero no lo suficientemente alteradas como para dejarlas fuera de la clasificación de hornblenda. Así, se ha decidido, con argumento, dejar fuera sólo los casos conflictivos de manera selectiva, es decir, aun serán considerados aquellos análisis de la muestra que den valores coherentes, considerando que estos valores pueden estar reflejando un escenario de reacción subsolidus.

Este no fue el único problema con los resultados geobarométricos. Se obtuvieron algunos resultados de presiones alejadas de la tendencia promedio observada en los análisis de una muestra particular. Al inspeccionar la naturaleza de dichos análisis, se reconoció que ellos habían sido recuperados en zonas internas del cristal, siendo estos zonados, por lo que no representarían la química de la anfíbola cristalizada en equilibrio con el resto de las fases minerales de la muestra.

Un último problema respecto a la utilización de los geobarómetros fue la amplia dispersión que mostró una muestra (AA0834A) en los resultados de presión. Revisando los análisis en dicha muestra, se aprecia que varios análisis en ella, además de los de Mg-hornblenda usados para la geobarometría, son de Mg-hastingsita, anfíbola con mayor contenido de Al^T que la Mg-hornblenda, según fórmula estructural (Leake et al., 1997). Considerando que algunos de estos análisis fueron efectuados en los mismos cristales en que fueron obtenidos los de Mg-hornblenda, no es de extrañar que algunos de estos tengan valores anómalamente altos de Al^T , lo que proporcionarían valores de presión mayores a los de la

cristalización de hornblenda. Por otra parte, el reconocimiento de un análisis de edenita, anfíbola con menor contenido de Al^T que la hornblenda, también permite explicar la amplia dispersión de los análisis hacia el extremo de bajas presiones. Este escenario promueve así la exclusión de los valores extremos en dicha muestra.

En cuanto a los resultados de temperatura, hay análisis que escapan a la tendencia general, tanto del gradiente geotermal, como de las condiciones de presión y temperatura promedio de la muestra. El escenario es tal que dichos análisis presentan temperaturas menores a las esperadas por la tendencia general. Al revisar la ubicación de los análisis se constata que todos ellos se encuentran en la parte más externa del borde de las anfíbolas. Se propone que estos análisis representan la composición de anfíbolas reequilibradas en condiciones subsólidas, posiblemente alteradas. Por otra parte, la muestra AA0829, que escapa a la tendencia observada por el resto de las muestras, presenta una fábrica planar que permite proponer que ésta habría experimentado procesos incipientes de metamorfismo y/o alteración hidrotermal.

Considerando todas estas situaciones expuestas, se hizo una selección de análisis, uno a uno, para contar con un universo de resultados coherentes y estadísticamente compatibles.

RESULTADOS

Según lo expuesto en el apartado anterior, se ha reducido el número de análisis a interpretar. Se han elegido dos modelos de geotermómetros (Otten y Colombi) y dos de geobarómetros (Schmidt y Anderson & Smith). Para presentar los resultados se ha optado por usar gráficos Temperatura vs. Profundidad. (Fig. 4-55, Fig. 4-56, Fig. 4-57, Fig. 4-58). La transformación de presión a profundidad puede revisarse en el apartado 3.4.

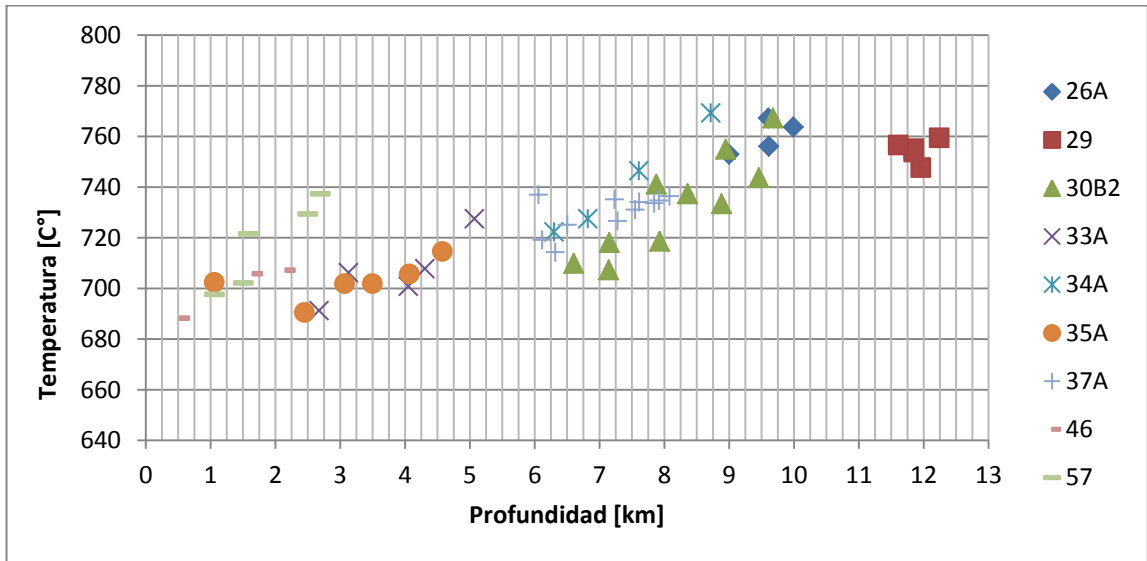


Fig. 4-54: Temperatura (Colombi, 1989) vs. Profundidad (Schmidt, 1992).

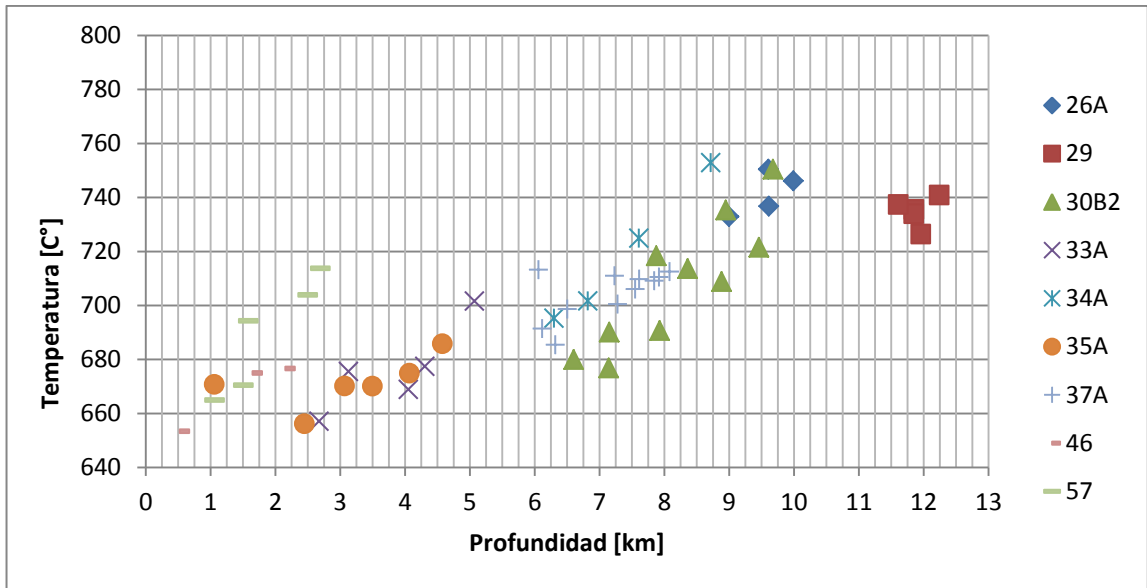


Fig. 4-55: Temperatura (Otten, 1984) vs. Profundidad (Schmidt, 1992).

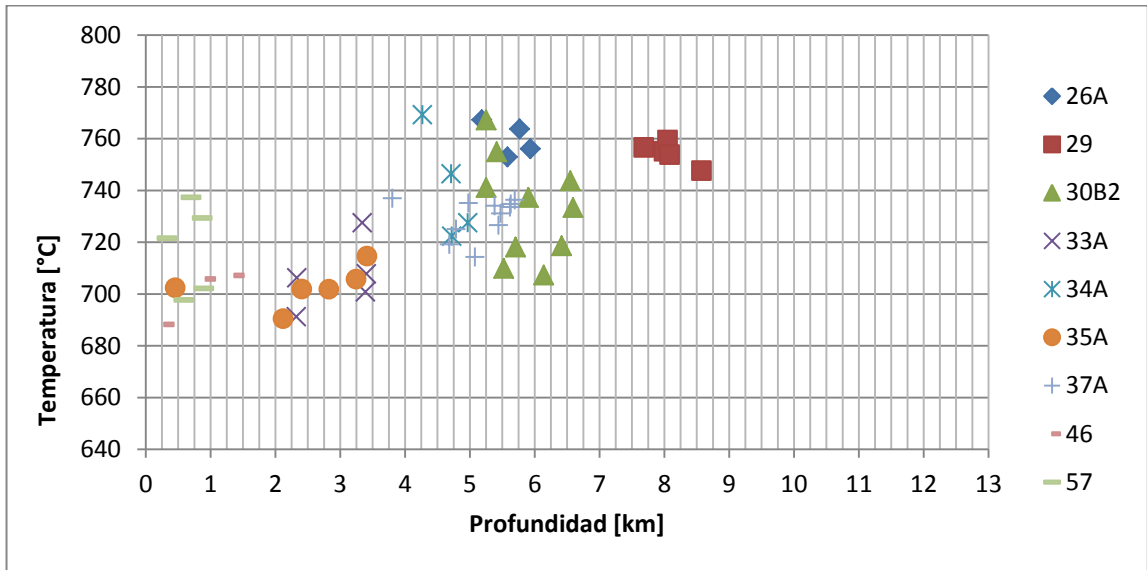


Fig. 4-56: Temperatura (Colombi, 1989) vs. Profundidad (Anderson & Smith, 1995).

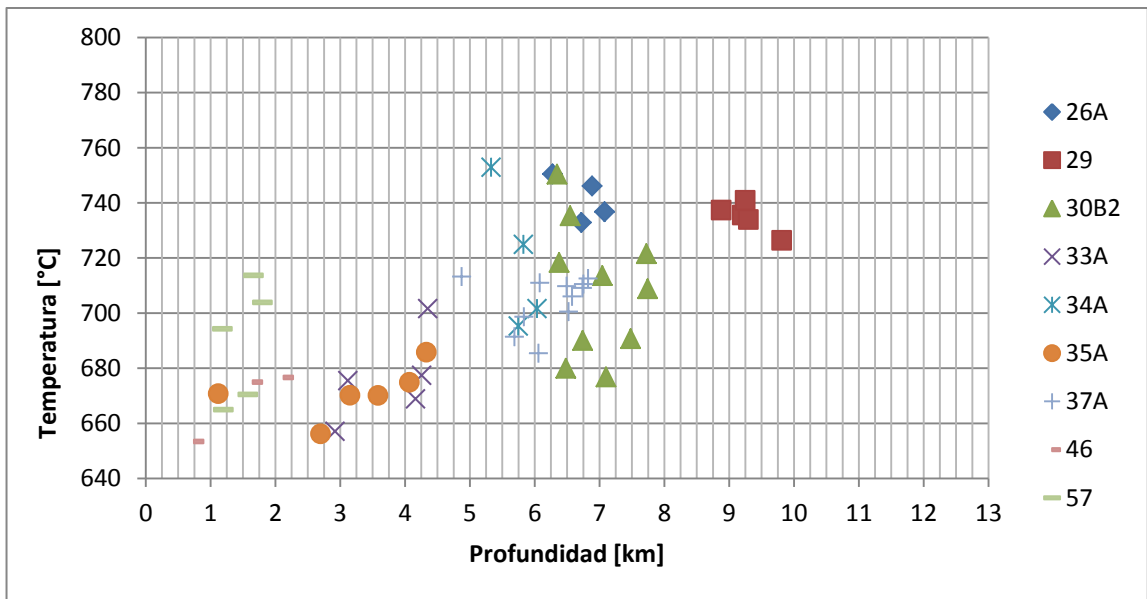


Fig. 4-57: Temperatura (Otten, 1984) vs. Profundidad (Anderson & Smith, 1995).

Se observa que entre el geotermómetro de Otten y el de Colombi se aprecia una diferencia que en promedio no supera los 30°C. Por ello, se hace bastante difícil preferenciar uno de ellos a priori. Por otro lado los geobarómetro de Schmidt y Anderson & Smith muestran diferencias de hasta 4 km en aquellas muestras de mayor temperatura. Además, al usar la variable temperatura en el modelo de Anderson & Smith calculada por el modelo de Otten y el de Colombi, las profundidades de cristalización de la anfíbola cambian en 1 km.

Este aspecto se aprecia mejor si se grafican los valores promedio de los análisis por muestra (Fig. 4-59, Fig. 4-60, Fig. 4-61, Fig. 4-62).

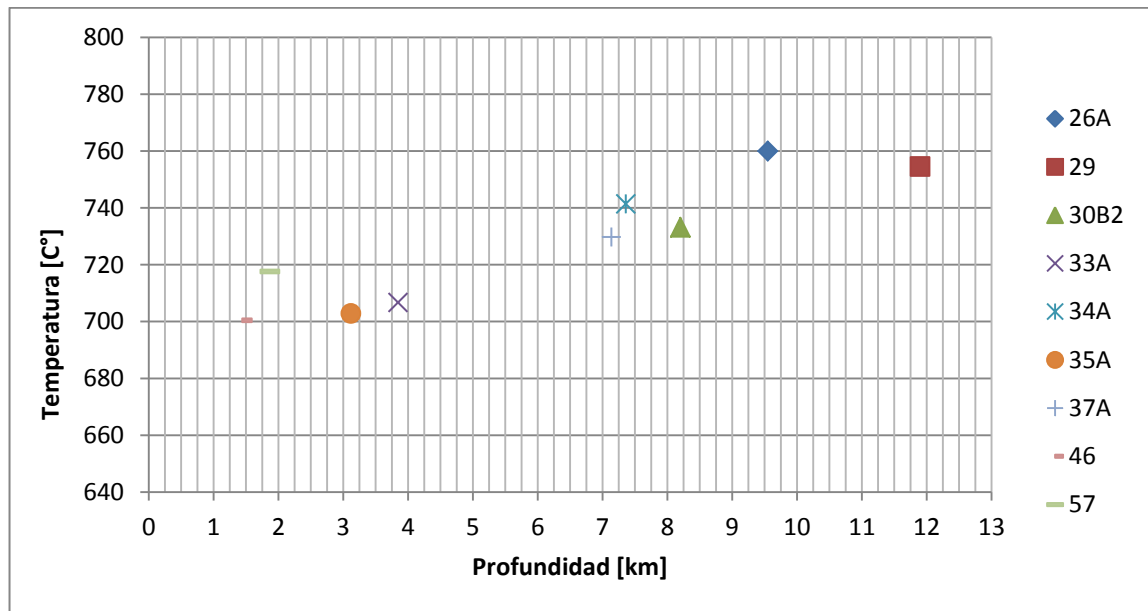


Fig. 4-58: Temperatura (Colombi, 1989) vs. Profundidad (Schmidt, 1992). Valores promedio por muestra.

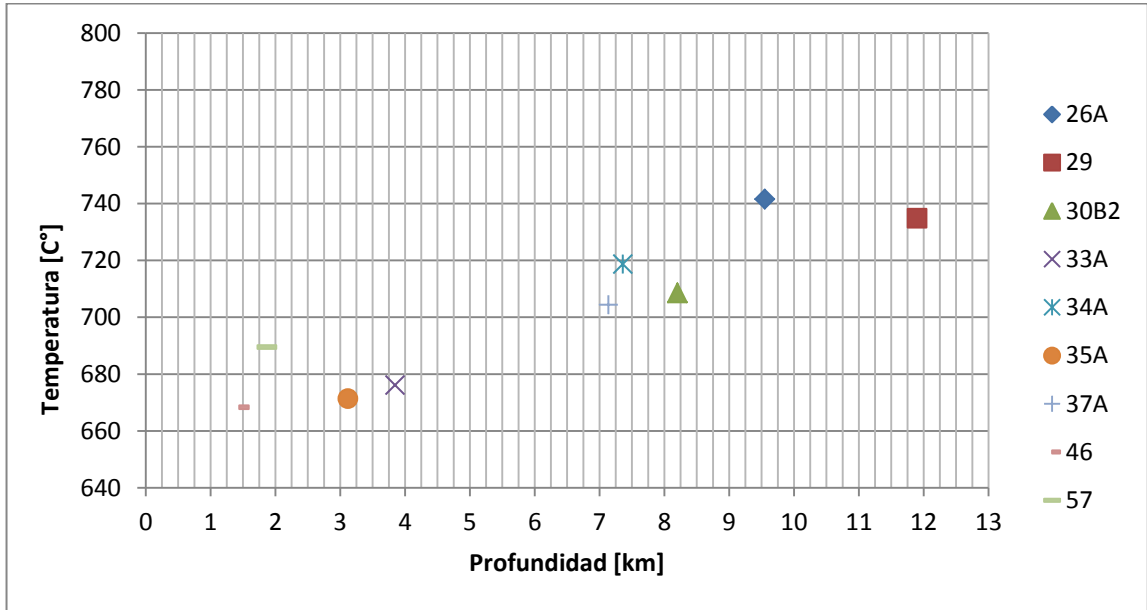


Fig. 4-59: Temperatura (Otten, 1984) vs. Profundidad (Schmidt, 1992). Valores promedio por muestra.

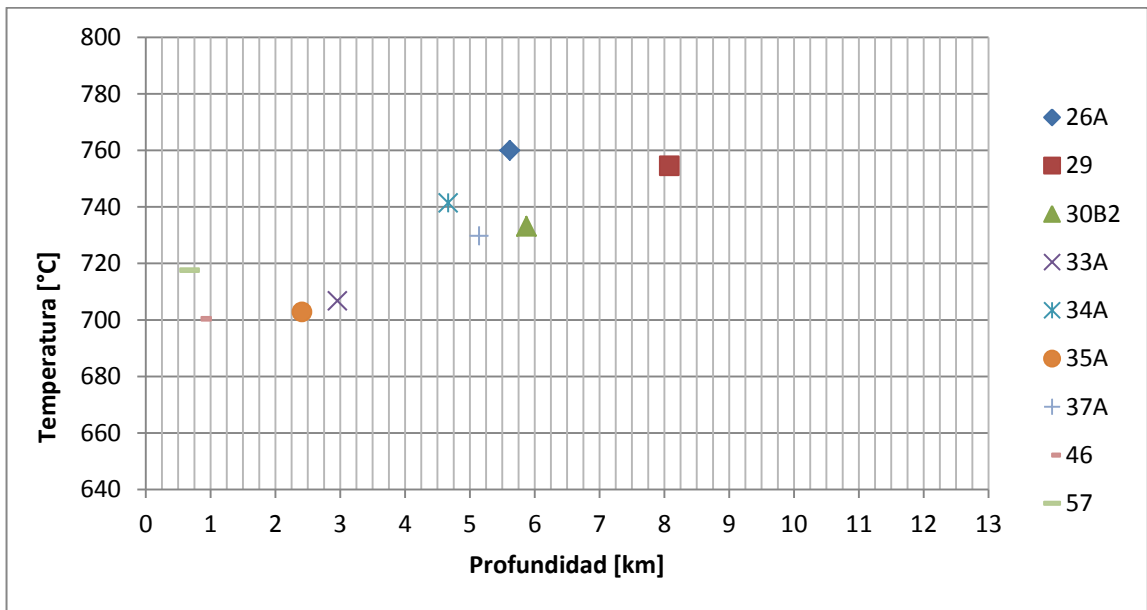


Fig. 4-60: Temperatura (Colombi, 1989) vs. Profundidad (Anderson & Smith, 1995). Valores promedio por muestra.

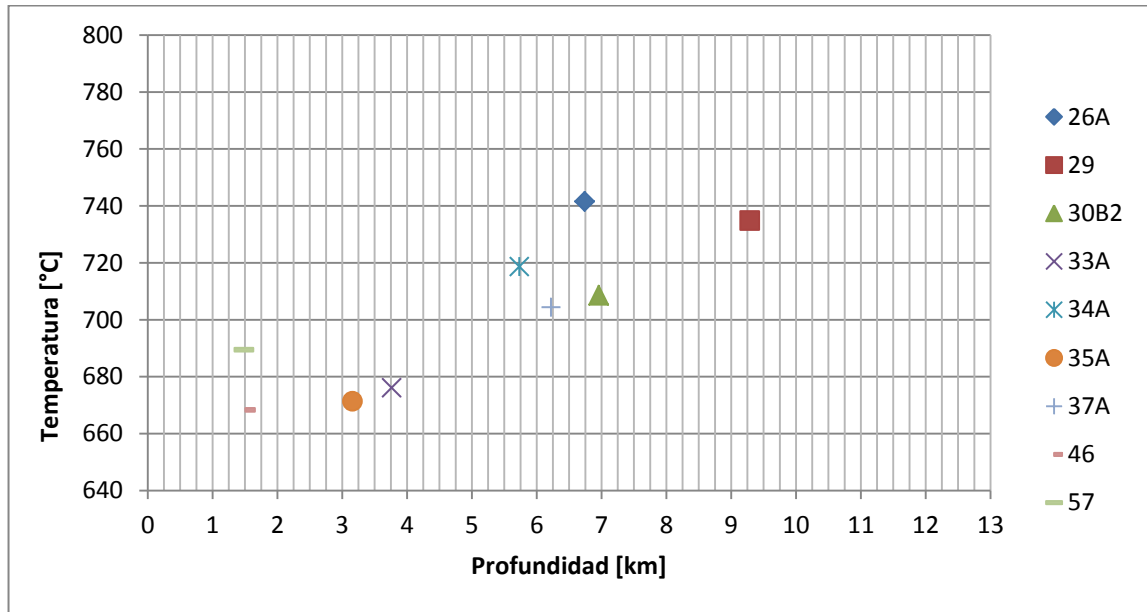


Fig. 4-61: Temperatura (Otten, 1984) vs. Profundidad (Anderson & Smith, 1995). Valores promedio por muestra.

En estos gráficos se pueden observar de mejor manera algunas situaciones interesantes. Nótese que al usar la temperatura del modelo de Otten, las profundidades deducidas por el modelo de Anderson & Smith y el de Schmidt son prácticamente las mismas para aquellas muestras que entregaron temperaturas de formación menores a 680°C. Este es precisamente el límite superior de temperatura bajo el cual ha sido calibrado el modelo de Schmidt. Luego, para desarrollar las interpretaciones y discusiones, se ha decidido finalmente proceder con el geotermómetro de Otten, más ampliamente usado en la bibliografía, y el geobarómetro de Anderson y Smith, el cual es consecuente con el de Schmidt en su rango de definición, pero lo supera hacia rangos de temperaturas mayores. Se adjunta así el gráfico Temperatura vs. Presión, basadas en Otten y Anderson & Smith, respectivamente (Fig. 4-63).

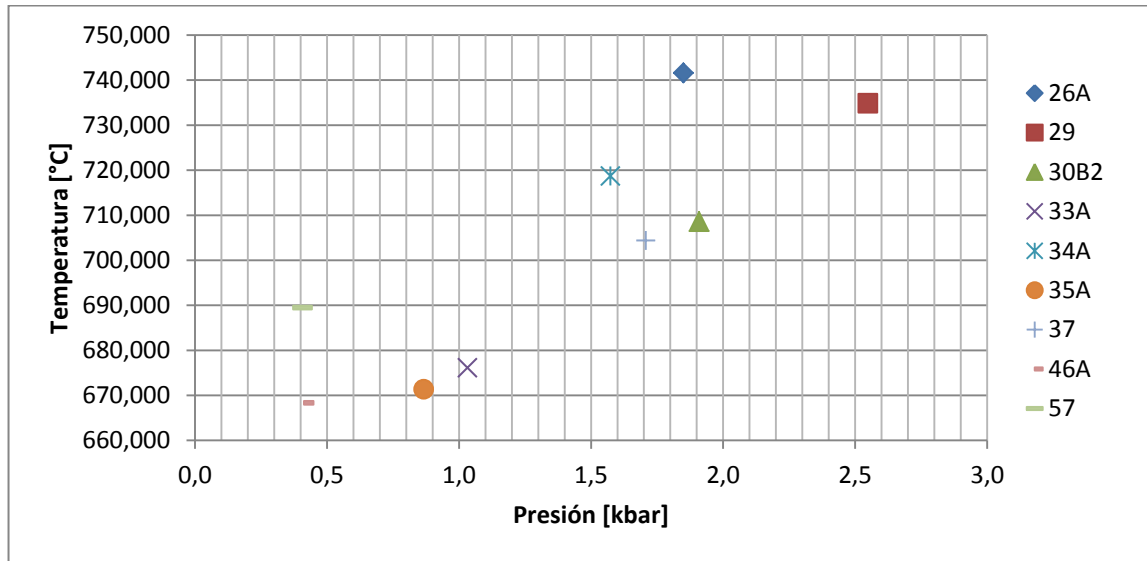


Fig. 4-62: Temperatura (Otten, 1984) vs. Presión (Anderson & Smith, 1995). Valores promedio por muestra.

INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

Discusión de resultados originales inéditos

Según todo lo planteado en el apartado anterior, se aprecia que aquellas muestras que reportaron menores profundidades de formación son también las que tienen mayor cantidad de análisis en anfíbola no correspondientes a Mg-hornblenda. Como se planteó anteriormente, se propone que estas muestras habrían sufrido una alteración posterior al emplazamiento del plutón. Luego, la química de la anfíbola no revelaría ni su temperatura ni presión de cristalización. Así, se propone no considerar dichas muestras en el cálculo de las tasas de exhumación y del gradiente geotermal.

Por otro lado, la muestra que presenta una mayor profundidad (29) revela una fábrica planar que sugiere habría estado sujeta a procesos de metamorfismo. Se propone que esta profundidad revelaría la profundidad de las condiciones de metamorfismo del plutón. Por ello,

se propone descartar esta muestra para interpretar el gradiente geotermal y las tasas de exhumación.

Respecto de las 5 muestras restantes se puede sintetizar las condiciones de emplazamiento generales de los plutones. El rango de temperaturas de emplazamiento varía desde 680 a 740 °C, mientras que la presión varía desde 1 a 2 kbar, lo que equivale a una profundidad de 4 a 7 km, asumiendo presión litosférica.

Es pertinente proponer constricciones en cuanto al gradiente geotermal y tasas de exhumación. Es cierto que son pocas las muestras finales a considerar (5), por lo que esta información tiene que ser de alguna manera contrastada y puesta en contexto junto al resto de los resultados obtenidos por este estudio y a la bibliografía afín.

En áreas de escudos, zonas tectónicamente estables, y cuencas sedimentarias, el gradiente geotermal promedio puede variar en un amplio rango, aunque se reconoce un rango común de 15-30°C/km (Best & Christiansen, 2001). En zonas de convergencia de placas, como Japón el gradiente geotermal varía ampliamente y en cortas distancias horizontales, desde 10 a 80°C/km. Generalmente los mayores gradientes termales se suelen encontrar en zonas de dorsales oceánicas, con cerca de 200°C/km (Best & Christiansen, 2001). Otros valores obtenidos para arcos continentales activos corresponden a 30-35°C/km para los primeros 35 km de corteza y hasta 50°C/km para los primeros 12 km de corteza (Morgan, 1984; Henry & Pollack, 1988; Giesse, 1994).

Aplicando una regresión lineal a las muestras consideradas (Fig. 4-63) se obtiene un gradiente de cristalización de anfíbola de 20°C/km. Este gradiente bien podría ser considerado el límite inferior de gradiente geotermal para el caso de estudio. A pesar de que se han propuesto gradientes geotermales con valores próximos en otros arcos estudiados (Rothstein & Manning, 2003), los valores obtenidos deben ser tomados con cuidado dada la escasez de puntos muestrales y su baja dispersión.

En cuanto a las tasas de exhumación media, la información relevante ha sido resumida en la siguiente tabla (Tabla 4-13):

Muestras	T[°C]	Profundidad [km]	Edad A [Ma]	Error [±Ma]	Edad B [Ma]	Error [±Ma]	Tasa ¹ [km/Ma]	Tasa ² [km/Ma]
AA0830B2	709	7,0	55,8	0,5	16,1	1,8	0,13	0,10
AA0833A	676	3,9	50,4	0,6	20,8	2,3	0,08	0,03
AA0826A	742	6,7	42,0	0,5	24,0	2,0	0,16	0,21
AA0837A	704	6,2	20,0	0,3	17,6	3,0	0,31	1,35
AA0834A	719	5,7	9,6	0,1	9,5	1,3	0,60	54,67

Tabla 4-13: Resumen de tasas de exhumación de plutones. Edad A: Edades de cristalización SHRIMP U-Pb en circones. Edad B: Edades traza de fisión en apatito. ¹Tasa promedio de exhumación (Profundidad / EdadA). ²Tasa promedio de exhumación ((Profundidad-3)/[EdadA-EdadB])

En la tabla se aprecian dos cálculos para la tasa de exhumación media. La primera consiste en dividir la profundidad obtenida por la presión del método de Anderson & Smith por la edad de cristalización. Este procedimiento es análogo a calcular una velocidad media, donde se conoce la distancia recorrida y el tiempo empleado. Como la temperatura de cierre del sistema U-Pb en circones es cercana a los 800°C, mayor que las temperaturas de cristalización de anfífolas, es factible que se esté subvalorando la tasa de exhumación.

Una segunda tasa se ha considerado, tomando la distancia recorrida por los plutones entre la profundidad de emplazamiento y la de ‘fission track annealing’ en apatito, dividida por la diferencia entre las edades calculadas por el método SHRIMP U-Pb en circones y trazas de fisión en apatito. Asumiendo que las trazas de fisión en apatito no perduran a temperaturas mayores a 120°C, siendo 98°C la temperatura de pérdida del 50% de las trazas (Gleadow & Duddy, 1981; Sell et al., 2004), y considerando un gradiente geotermal de 30-40°C/km (Rothstein & Manning, 2003), se propone una profundidad de ‘fission track annealing’ cercana a 3 km. Los resultados de esta aproximación son cercanos a las tasas medias de exhumación calculadas anteriormente (ver Tabla 4-13). Sin embargo se aprecia que son mayores para plutones más jóvenes. La alta tasa de enfriamiento determinada para el plutón AA0834A,

debida a la proximidad de los valores de edad U-Pb en circón y FT en apatito, podría corresponder a un enfriamiento adiabático.

Cuando la exhumación total es dividida por la edad de la roca, se obtiene una tasa de exhumación promedio máxima. Esta tasa puede ser vista como una tasa de erosión promedio, tanto espacialmente como temporalmente, pero esta evidencia debe ser tomada con especial cuidado (Ring et al., 1999). En primer lugar, es poco probable que la exhumación total se deba a la sola erosión, dado el clima frío polar hiper-árido que ha tenido la PA desde mediados del Mioceno (Barker, 2001; Fitzgerald, 2002). Se propone que la exhumación diagnosticada se debería a un proceso complejo y conjunto de erosión, fallamiento normal y adelgazamiento cortical. Estos aspectos, ampliamente reconocidos como factores determinantes de los procesos de exhumación (Ring et al., 1999), son esperables en el contexto tectónico de la PA en su extremo norte, el cual, al menos en tiempos Cenozoicos, ha sido esencialmente extensional (Garret & Storey, 1987).

A sabiendas de que estas aproximaciones no representan hechos realistas respecto de la real historia de exhumación de los plutones, estas 'velocidades medias' permiten hacerse una idea de un escenario bien concreto, Independiente de la aproximación que se considere: las tasas de exhumación han crecido progresivamente hacia el Mioceno. Desde el Paleoceno, dichas tasas se han, al menos, cuadruplicado.

Discusión ampliada a resultados bibliográficos

Los rangos de temperatura y presión calculados para el emplazamiento de plutones en esta tesis, se condicen con aquellos determinados por Parada et al. (1992), trabajo en el que se propuso temperaturas de 660 a 740 °C y presiones en el rango de 0.9 a 2.4 kbar.

Las propuestas respecto de las 'tasas medias de exhumación' pueden ser contrastadas con aquellas del Batolito Patagónico (Dzogolyk, 2007) ya que en ellas también se observa un crecimiento sostenido desde el jurásico al neógeno. Dzogolyk (2007) propone además una

exhumación diferencial de oeste a este. Parada et al. (1992) propone un gradiente espacial de presión, mediante el cual se observarían plutones de mayores presiones hacia el noroeste, lo que implicaría mayores tasas de exhumación en la misma dirección. Esto coincide con una escasez o ausencia de cobertura sedimentaria sobre las rocas plutónicas hacia el NW. Probablemente la exhumación habría sido reforzada por una mayor glaciación hacia 23 Ma (Meissner et al., 1988). Lamentablemente la limitada cantidad de muestras y resultados en nuestro estudio hace muy riesgosa la zonificación de tasas de exhumación, por lo que parece más prudente no refutar ni verificar dichas hipótesis. Sin embargo, al afirmar que las tasas de exhumación aumentarían hacia el Mioceno y, por lo que se ha discutido previamente, hay una mayor concentración de plutones jóvenes (Miocenos) hacia la costa oeste de la PA, podríamos decir que los resultados presentados en esta tesis se adhieren a las propuestas de Parada et al. (1992).

Algunos antecedentes interesantes para la discusión se presentan en el trabajo de Leat et al. (1995), en el que se propone que, desde 95 Ma en adelante, las rocas datadas se vuelven progresivamente más hipabisales. Consideremos también que los plutones más jóvenes del BPA son de 35 Ma, salvo contadas excepciones (Gledhill et al., 1982). Esto podría significar una disminución en el magmatismo durante las últimas etapas de subducción, pero también podría indicar que la exposición por alzamiento y erosión tarda cerca de 35 Ma después del emplazamiento (Leat et al., 1995), lo que permitiría deducir tasas de exhumación acordes.

Por su parte, Sell et al. (2004) sugieren que la preservación de trazas de fisión en plutones de las Islas Livingston y King George, del Eoceno Temprano y Tardío, respectivamente, sería contemporánea al fin del último episodio plutónico en las Islas Shetland del Sur, durante el Oligoceno. Además, proponen que habría historias de exhumación-denudación distintas para los diferentes bloques tectónicos aledaños al Estrecho de Bransfield.

Finalmente, Storey et al. (1996) sugieren un emplazamiento a altos niveles de la corteza para plutones de edad Cretácica Tardía a Terciaria en la zona de la Isla Alexander. Además

proponen un enfriamiento rápido dadas las similitudes entre las edades de cristalización de los plutones y las de FT en apatito.

5. DISCUSIONES GENERALES

A lo largo de este trabajo se han planteado una serie de discusiones particulares atinentes a la materia tratada en cada capítulo y apartado. Sin embargo, hacia el final de esta tesis, parece ser necesario integrar la discusión para poder concluir aspectos de la evolución petrogenética y tectónica del BPA de manera más categórica.

5.1. COMPONENTE CORTICAL EN PLUTONES MIOCENOS

La evolución de la composición isotópica sugiere una evolución hacia fuentes magmáticas progresivamente más mantélicas. Esto no necesariamente hace referencia a una profundización de las fuentes, ya que, como se ha planteado anteriormente, parece haber un gradiente de espesor cortical, según el cual hacia el NW, la corteza se vuelve más delgada, pudiendo presentarse el manto litosférico a profundidades relativamente menores. Esto coincide con una migración de los plutones en el tiempo, que se refleja en una mayor concentración de plutones Miocenos hacia el NW. Esta migración tendría relación con un aumento en el ángulo de subducción y roll back de la fosa tectónica asociado.

Como fenómeno colateral, la tectónica Cenozoica en la PA en su extremo norte ha sido esencialmente extensional. Esto permite entender como cada vez las fuentes de los magmas se vuelven más mantélicas y conectar así las interpretaciones de Leat et al. (1995) en las que se sugiere una migración de las fuentes de los magmas según la cual los plutones Jurásicos se habrían formado en la corteza superior, con fuentes meta-sedimentarias, mientras que los plutones Cretácicos se habrían formado en la corteza inferior a partir de fuentes meta-ígneas. Esta evolución ha sido principalmente atribuida a un aumento del gradiente geotermal (Leat et al., 1995). A ello, se agrega en esta tesis un progresivo adelgazamiento cortical como factor determinante de la evolución petrogenética.

Sin embargo, ya se han expuesto varios ejemplos de componentes corticales en los plutones Miocenos. Estos, a diferencia de los plutones del Cretácico Superior y Terciario

Inferior, presentan una dispersión bastante notable en los valores de ϵNd . Esto ha sido interpretado como manifestación de una componente cortical en los magmas. Para avalar aquella conclusión se puede apelar a las altas concentraciones en elementos incompatibles que poseen los plutones Miocenos, en particular de K. Ciertamente estos elementos LILE son altamente móviles, pero cabe plantear esta posibilidad dada la baja alteración diagnosticada en los plutones Miocenos. A eso debemos agregar que los plutones Miocenos son los únicos de composición peraluminosa, y son sistemáticamente más silíceos que los más antiguos.

Es interesante cuestionarse de donde proviene esta componente cortical. La idea de una contaminación en la corteza se ve desfavorecida dada la delgada corteza que se ha diagnosticado en el extremo norte de la PA (<25km), la cual incluso disminuiría su espesor hacia la fosa, dirección en la que aumenta la concentración de plutones Miocenos (Hamer & Moyes, 1982; Parada et al., 1992). Otro aspecto que ayudaría a respaldar la idea de una corteza delgada son los bajos valores de Sm/Yb (Kay & Kay, 1991; Kay & Mpodozis, 2001). Siendo la corteza relativamente delgada, los grandes volúmenes de magmas producidos son más probablemente atribuibles a la fusión de porciones del manto ascendente (Machado et al., 2005).

Luego, es necesario preguntarse cómo se compatibiliza la idea de una cada vez mayor participación mantélica en la generación de los magmas del extremo norte de la PA con una creciente manifestación de componentes corticales en la composición de los magmas. Hay modelos extra-corticales que proponen la generación de magmas silíceos en el manto litosférico, ya sea por diferenciación de magmas basálticos-andesíticos parentales o por la fusión de materiales silíceos que fueron subductados y emplazados en la zona supra-subducción de la cuña mantélica mediante estructuras de diapiros o 'plumas' enraizadas en el canal de subducción (Gerya & Meilick, 2011) (ver Fig. 5.1).

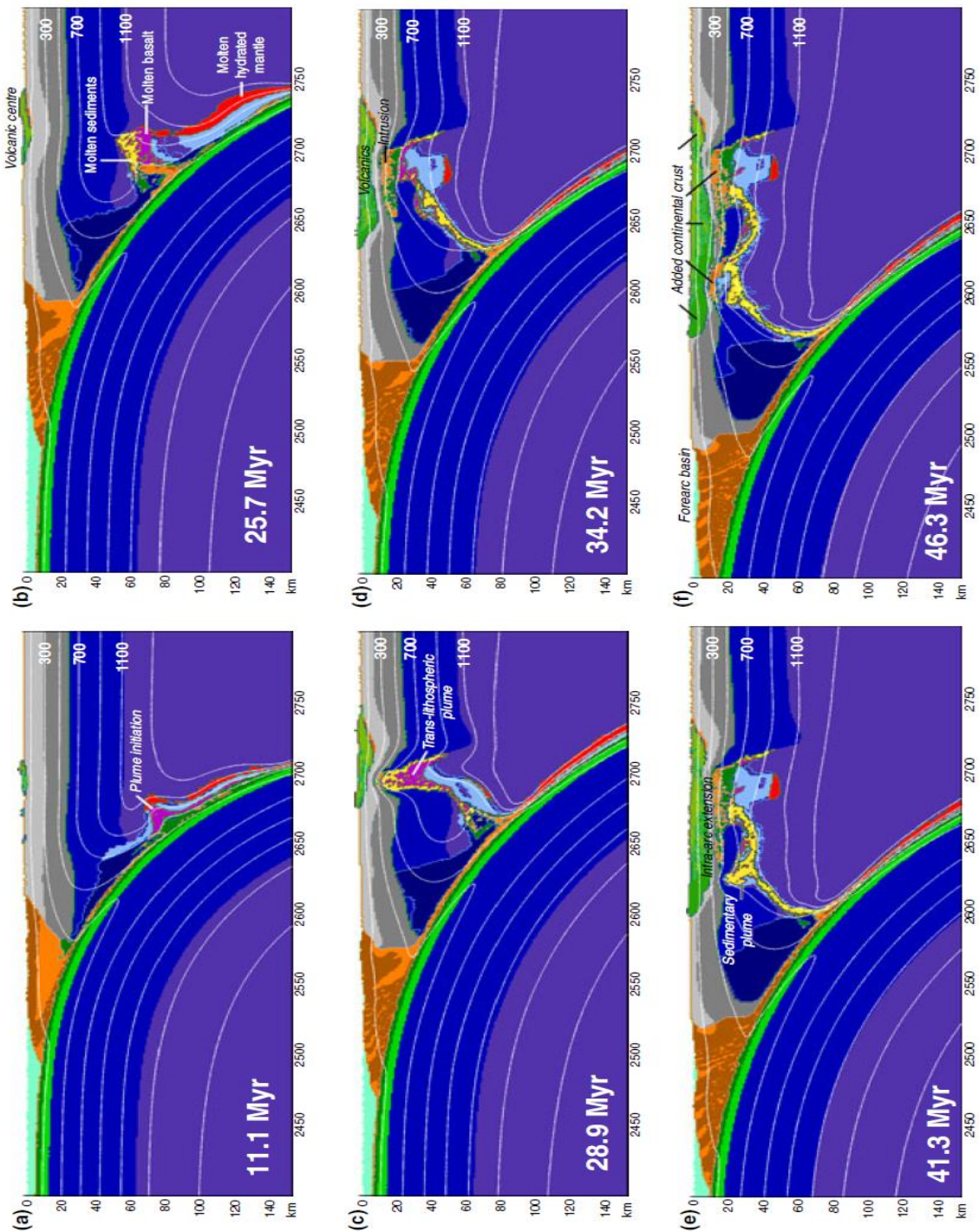


Fig. 5-1: Resultados de experimentos numéricos respecto de la evolución temporal que muestran plumas frías de sedimentos fundidos (en amarillo) que se anexas a la litósfera continental de la placa superior mediante 'underplating' (Castro et al., 2010).

Pankhurst (1982) y Hole et al. (1991) han propuesto que la mezcla o asimilación de componentes corticales en complejos plutónicos de Graham Land habría ocurrido con anterioridad a los procesos de diferenciación. Esto es consistente con el modelo de Wyllie (1983) que propone que las interacciones manto-corteza ocurrirían en el límite manto-corteza o corteza inferior.

Así, algunas soluciones que se han planteado a la paradoja expuesta hacen referencia a la existencia de un manto modificado con presencia de material reciclado. Los valores obtenidos en este trabajo son comparables con los obtenidos por Millar et al. (2001), en los que se propone que valores de $\epsilon\text{Nd} > 6$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7040$ provendrían de un manto litosférico modificado por procesos de subducción o del 'underplate' basáltico asociado. Como algunos de los plutones estudiados se encuentran al límite de estos rangos, o ligeramente fuera de estos, no se puede descartar la presencia de un componente proveniente de la corteza inferior proterozoica (Millar et al., 2001). Se ha propuesto que habría dos reservorios corticales de bajo ϵNd y alto $\delta^{18}\text{O}$ que también influirían en la generación de magmas. El primero correspondería a granulitas de la corteza inferior asociadas al 'underplating' basáltico de la corteza. El segundo corresponde a porciones medias y altas de la corteza, pero este componente sólo tendría influencia en granitoides de edad Triásica a Jurásica Media (Millar et al., 2001).

En el mismo contexto de esta discusión, es interesante referirse a los basaltos del Estrecho de Bransfield, cuya composición isotópica se muestra como la extensión de las tendencias mostradas por los granitoides de la PA. Los basaltos del Estrecho de Bransfield poseen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7030 y 0.7035, ϵNd entre 4.7 y 7.4, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.74 y 18.76, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.6 y 15.62, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.5, 38.56 (Keller et al., 1991). Dado que la concentración de Pb en el manto empobrecido (0.043 ppm) es menor que la de sedimentos subducidos (13-52 ppm) se propone que la signatura isotópica de Pb está controlada por el ingreso de sedimentos subductados (Keller et al., 1991). Además, se puede observar que los valores de Pb poseen variaciones menores en el tiempo, lo que se ha atribuido a una homogeneidad en las razones de isótopos de Pb, tanto en los sedimentos como en el manto. Keller et al. (1991) proponen que las características isotópicas y químicas de los

basaltos del Estrecho de Bransfield pueden ser explicadas por medio de una contaminación de un manto empobrecido, con un pequeño porcentaje de material derivado de la corteza continental, reciclado en el manto vía subducción. Dado que las características isotópicas y químicas de los basaltos del Estrecho de Bransfield se presentan como la extensión de las tendencias observadas para los granitoides del BPA, las hipótesis para su génesis deben ser altamente consideradas para explicar las características y la génesis de los plutones estudiados en esta tesis.

Se sugiere que los plutones estudiados se habrían generado en un manto empobrecido con una componente cortical reciclada en el manto, ingresada al sistema vía subducción, que puede referirse a los sedimentos transportados por el slab o a rocas de la corteza inferior. Los plutones Miocenos denotarían un momento en que esta componente cortical sería más significativa que para plutones más antiguos. Según los trabajos de Castro et al. (2010), la componente cortical presente en los magmas generados en contexto extra-cortical, corresponde a material reciclado de la corteza, es decir, sedimentos, que pueden ser inyectados esporádicamente en la cuña mantélica, junto a porciones de la corteza oceánica subductada, como parte de un mélangé tectónico. Este material se emplazaría en la base de la litósfera continental de la placa superior mediante 'plumas frías', cuyas 'cabezas' constituyen grandes repositorios de larga residencia en la cuña mantélica (Castro et al., 2010).

Revisando los modelos de dinámicas de subducción propuestos por Gerya & Meilick (2011), se sugiere que el régimen geodinámico de subducción actual en el norte de la PA se adecúa a aquel de una subducción en retiro con extensión distribuida en el intra-arco y plumas sedimentarias trans-litosféricas

5.2. PROCESOS DE EXHUMACIÓN

Una idea interesante para desarrollar, quizás en un próximo trabajo de investigación, es la siguiente. Como se ha discutido antes, los plutones Miocenos presentan evidencias de una componente cortical más significativa que la que se puede evidenciar en plutones anteriores

(rocas más ácidas, peraluminosas y con un amplio rango de valores ϵNd). Como sugieren Castro et al. (2010), la componente cortical más importante en la generación de magmas en la cuña mantélica es el material reciclado de la corteza (i.e. sedimentos). Luego, es válido preguntarse si esto significa un mayor ingreso de sedimentos al canal de subducción hacia el Mioceno, y de ser así, por qué ocurre esto.

En zonas de subducción un proceso importante es el reciclaje de material erodado, transportado hacia la cuña mantélica (Ring et al., 1999). La disponibilidad de material para reciclar (sedimentos) es función de los procesos de exhumación, denudación y erosión. El hecho de que se hayan estimado tasas de exhumación crecientes hacia el Mioceno, implicaría una mayor denudación, la cual, además, está concentrada bastante cerca de la zona de subducción (costa oeste de PA). Yegorova et al. (2011) han sugerido que en la fosa frente a las Islas Shetland del Sur se ha acumulado un total de 5 a 8 km de sedimentos acrecionarios, sobreyacidos por un nivel menos potente de sedimentos oceánicos. Se propone así que las crecientes tasas de exhumación hacia el Mioceno tendrían un efecto directo en la composición de los magmas generados en el manto.

Otra idea importante en la discusión es si acaso las tasas de exhumación crecientes hacia el Mioceno están relacionadas con la aproximación de los fragmentos de dorsales oceánica a la PA. En esta tesis los antecedentes aportados al respecto son exigüos. Sin embargo, se muestra una correlación entre el aumento de las tasas de exhumación y la aproximación de los segmentos de dorsales a la parte norte de la PA, ambos aumentando hacia el Mioceno. Esto sugiere una relación entre ambos procesos.

Storey et al. (1996) sugieren que las colisiones de segmentos de dorsales al sur de la PA (Isla Alexander) serían responsables del alzamiento del prisma y formación de altos cordones montañosos. DeLong et al. (1978) propusieron que la subducción de centros de expansión oceánica bajo arcos de islas provocaría, entre otros escenarios, la elevación y emergencia subaérea de la cima del arco, junto al decrecimiento del magmatismo relacionado a subducción. Barker (1982) ya se ha referido al cese del plutonismo en los sectores aledaños a

las colisiones de segmentos de dorsales oceánicas. Por su parte, Parada et al. (1992) sugieren un aumento de las tasas de exhumación en el norte de la PA hacia el NW, exponiendo así plutones de edad Miocena.

Por otro lado, se ha propuesto que la subducción de segmentos de dorsales tiene poca influencia en los procesos de denudación en la placa superior (Thomson et al., 2001) y de hecho, en el caso de los Andes Patagónicos, coincidiría con un decrecimiento en las tasas de denudación. Por su parte, Brix et al. (2007) proponen que no hay relación entre la colisión de segmentos de dorsales oceánicas con la fosa de las Islas Shetland del Sur y la exhumación de los bloques corticales aledaños, ya que no reconocen una tendencia de distribución o gradiente en las edades FT en apatito calculadas para cuerpos plutónicos al norte de la PA.

Es necesario cuestionarse la universalidad de las conclusiones de Thomson et al. (2001) e indagar aún más respecto de las diferencias y similitudes entre la PA y Patagonia. Esta tesis no cuenta con suficientes argumentos sólidos para rebatir las conclusiones de Thomson et al. (2001). Por su parte, Brix et al. (2007) aceptan que la información disponible en cuanto a edades FT en apatito no permite establecer afirmaciones del todo concluyentes.

En particular, los resultados de esta tesis avalan la idea de una exhumación mayor de los terrenos aledaños a la fosa tectónica, lugar de colisión de segmentos de dorsal oceánica. Así, se propone una relación entre la colisión de fragmentos de dorsales oceánicas con la PA y la composición de los magmas generados. Para esclarecer esta relación, sería prudente proceder a estudiar la composición de plutones más al sur en la PA, cuyas edades coincidan con la de las colisiones de los segmentos de dorsales oceánicas ocurridos en el área de estudio.

5.3. ESTUDIOS PROPUESTOS

Para esclarecer la real naturaleza de la evolución magmática del BPA se precisa aún de más estudios. Se propone, para futuros trabajos, estudiar la razón isotópica $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en circones, no sólo porque los circones son menos propensos a perturbaciones isotópicas que

han afectado estudios en rocas antiguas, sino también porque la razón $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en circones es cercana a aquella del magma circundante al momento de la cristalización (Hawkesworth & Kemp, Evolution of the continental crust, 2006).

Por otro lado, en cuanto a la presencia de componentes corticales (sedimentos) en los plutones Miocenos, se propone realizar estudios de isótopos de oxígeno en circones. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ de materiales reciclados en la superficie terrestre son más altos que aquellos de rocas ígneas que han escapado a interacciones de baja temperatura con la hidrosfera. Así, usando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en circones se podría distinguir entre circones cristalizados a partir de magmas que contienen contribución sedimentaria de aquellos cristalizados a partir de magmas con fuentes ígneas subcorticales (Hawkesworth & Kemp, Evolution of the continental crust, 2006).

5.4. SÍNTESIS Y PALABRAS FINALES

A modo de síntesis, el escenario que se propone es el siguiente. Hace aproximadamente 50 Ma empezaron a colisionar segmentos de dorsal oceánica con el borde occidental de la PA (Barker, 1982). Esto se habría traducido en un régimen tectónico extensional, en parte debido a la gran disminución en las tasas de convergencia entre las placas involucradas, lo que implicaría un mayor ángulo de subducción y roll back asociado (Garret & Storey, 1987; Galindo-Zaldívar et al., 2004). El régimen extensional determinaría una corteza delgada, provocando una evolución de las fuentes de los magmas, cada vez más mantélicas. Este régimen también habría posibilitado crecientes tasas de exhumación hacia el Mioceno, mediante procesos tales como fallamiento normal y adelgazamiento cortical (Ring et al., 1999). Las tasas de exhumación crecientes se tradujeron en una mayor producción de material erodado (sedimentos), el cual fue transportado a la fosa tectónica y de ahí al canal de subducción. Así, los sedimentos se reciclarían en el manto, manifestándose una componente cortical especialmente manifiesta en los plutones Miocenos.

Quizás, para cerrar la discusión, sea bueno establecer que la generación y subsecuente evolución de los magmas en zonas de subducción es un proceso ampliamente reconocido como multivariable que involucra posibles aportes de la litosfera oceánica subductada y de los sedimentos que ella trae, además de los componentes astenosférico y litosférico de la cuña mantélica sobre la zona de subducción (Tatsumi & Eggins, 1995; Machado et al., 2005). Todos los procesos posteriores a la generación de fundido, tales como cristalización fraccionada, acumulación o asimilación cortical, enturbian la real naturaleza de la fuente del magma. En palabras simple, los magmas generados en zonas de subducción son complejas mixturas geoquímicas (Taylor & McLennan, 1985).

6. CONCLUSIONES

1. Los plutones del BPA, en su extremo norte, tienen un amplio rango de edades que van, al menos, desde el Cretácico Superior al Mioceno.
2. Las edades de los plutones se vuelven progresivamente menores hacia el NW, es decir hacia la fosa tectónica, lo que ha sido explicado mediante la decreciente tasa de convergencia de la placa Phoenix que provocaría un aumento en el ángulo de subducción y un roll back asociado. Este gradiente también se observa en las Islas Shetland del Sur, el cual se explica de igual manera, considerando que la apertura del estrecho de Bransfield habría ocurrido hace sólo 1.3 Ma.
3. Los plutones del norte del BPA poseen un amplio rango de composiciones, desde gabros a granodioritas, siendo especialmente importantes las composiciones intermedias (diorita) a intermedias-ácidas (granodioritas)
4. Los plutones son esencialmente magnesianos, cálcicos a ligeramente calco-alcalinos, metaluminosos a ligeramente peraluminosos y sódicos. Estas características permiten clasificar al BPA en su extremo norte como un Batolito Cordillerano, cuyos plutones serían granitoides tipo-I.
5. Se propone un adelgazamiento de la corteza continental en dirección al NW, lo que se traduciría en firmas isotópicas cada vez más mantélicas en la misma dirección.
6. Los plutones estudiados se habrían generado en un manto empobrecido, a partir de rocas tipo granulita máfica, con una componente cortical reciclada en el manto, ingresada al sistema vía subducción. Se propone que esta componente cortical estaría principalmente integrada por sedimentos transportados por el slab en el canal de subducción, aunque no se descarta la participación de rocas de la corteza inferior.
7. Los plutones Miocenos muestran evidencias de una mayor componente cortical en comparación con plutones más antiguos. Esta componente cortical habría sido reciclada en el manto mismo y no corresponde en gran medida a procesos de fusión y asimilación en la corteza media o superior.
8. Se propone que la aparición de esta componente cortical especialmente importante en plutones Miocenos reflejaría un mayor ingreso de sedimentos a la cuña mantélica, por

medio del canal de subducción. Esto puede explicarse mediante mayores tasas de exhumación y denudación en la costa oeste de la PA hacia el Mioceno.

9. Los plutones se han emplazado en la corteza superior, a profundidades entre 4 y 7 km, a temperaturas entre 675 y 745 °C y presiones entre 1 y 2 kbar.
10. Las tasas de exhumación aumentan en el tiempo, llegando a un máximo para plutones Miocenos, es decir, hacia el borde NW de la PA, alcanzando valores de hasta 600 m/Ma.
11. Se aprecia que el BSP presenta características afines con las del BPA, en particular en términos de evolución de signatura isotópica, tasas de exhumación y distribución de edades de los cordones plutónicos. Se atribuye así condiciones petrogenéticas similares para ambos batolitos.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adie, R. J. (1955). The petrology of Graham Land II: The Andean granite - gabbro Intrusive Suite. *Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Report* , 12, 39.
- Adie, R. J. (1957). The petrology of Graham Land III. Metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series. *Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Report* , 20, 1-26.
- Ague, J. J., & Brandon, M. T. (1996). Regional tilt of the Mount Stuart batholith, Washington, determined using aluminum-in-hornblende barometry: Implications for northward translation of Baja British Columbia. *GSA Bulletin* , 108 (4), 471-488.
- Aitkenhead, N. (1975). The geology of the Duse Bay - Larsen Inlet area, north-east Graham Land (with particular reference to the Trinity Peninsula Series). *Scientific Reports British Antarctic Survey* , 51, 1-62.
- Allen, J. C., & Boettcher, A. L. (1978). Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P-T-fH₂O-fO₂. *American Mineralogist* , 63, 1074-1087.
- Anderson, J. L., & Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* , 80, 549-559.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* , 46, 605-626.
- Barbarin, B. (1990). Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal* , 25, 227-238.
- Barker, F. (1979). Trondhjemite: Definition, environment and hypothesis of origin. En F. Barker, *Trondhjemites, dacites and related rocks* (págs. 1-12). Amsterdam: Elsevier.
- Barker, P. F. (2001). Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews* , 55, 1-39.
- Barker, P. F. (1982). The cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. *Journal of the Geological Society* , 139, 787-801.
- Bateman, P. C., & Dodge, F. C. (1970). Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada batholith. *Geological Society of America Bulletin* , 81, 409-420.

- Best, M. G., & Christiansen, E. H. (2001). *Igneous Petrology*. Blackwell Science.
- Bibby, J. S. (1966). The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island Group. *Scientific Report British Antarctic Survey*, 53, 37.
- Bilal, E., & Giret, A. (1999). The aluminium saturation index and the Mg/TiO₂ ratio: two parameters influenced by PH₂O and their use to discriminate magma series. *Revista Brasileira de Geociencias*, 29 (1), 55-58.
- Birkenmajer, K. (2001). Mesozoic and Cenozoic stratigraphic units in parts of the South Shetland Islands and Northern Antarctic Peninsula (as used by the Polish Antarctic Programme). En K. Birkenmajer, *Studia Geologica Polonica* (Vol. 118, págs. 5-188).
- Blundy, J. D., & Holland, T. J. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- Boynton, W. V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En P. Henderson, *Rare earth element geochemistry* (págs. 63-114). Elsevier.
- Brandelik, A. (2009). CALCMIN - an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses. *Computers & Geosciences*, 35, 1540-1551.
- Brandelik, A., & Massonne, H. J. (2004). PTGIBBS - an EXCEL™ Visual Basic program for computing and visualizing thermodynamic functions and equilibria of rock-forming minerals. *Computers & Geosciences*, 30, 909-923.
- British Antarctic Survey. (1985). *Northern Graham Land and South Shetland Islands. 1:500.000. Series BAS 500G. Sheet 2. Edition 1.*
- Brix, M., Faundez, V., Hervé, F., Solari, M., Fernández, J., Carter, A., et al. (2007). Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the western Antarctic Peninsula in late Mesozoic and Cenozoic times. In A. K. Cooper, & C. R. Raymond (Eds.), *Antarctica: A keystone in a changing world - Online Proceedings of the 10th ISAES*.
- Calderón, M., Fanning, C. M., Hervé, F., Faúndez, V., & Sánchez, A. (2010). Spatial distribution of miocene plutonic rocks in the northern Antarctic Peninsula Batholith. *IV OSC SCAR Open Science Conference Buenos Aires*. Buenos Aires, Argentina.

- Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., y otros. (2010). Melting relations of MORB-sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes; implications for the origin of cordilleran-type batholiths. *Journal of Petrology*, 51 (6), 1267-1295.
- Chapell, B. W., White, A. J., & Hine, R. (1988). Granite provinces and basement terranes in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 35 (4), 505-521.
- Chappell, B. W., & White, A. J. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Colombi, A. (1989). *Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales. Mémoire n°4*. Lausanne, Suiza: Université de Lausanne.
- Cox, K. G., Bell, J. D., & Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. Londres: George, Allen and Unwin.
- Crame, J. A., Pierre, D., Crampton, J. S., & Duane, A. M. (1993). Stratigraphy and regional significance of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 150, 1075-1087.
- Czamanske, G. K., & Wones, D. R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Osla area, Norway: Part 2, The mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14, 349-380.
- Czamanske, G. K., & Wones, D. R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2, The mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14, 349-380.
- Daly, R. A. (1935). Densities of Rocks Calculated from Their Chemical Analyses. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 21 (12), 657-663.
- Dalziel, I. W. (1972). K-Ar dating of rocks from Elephant Island, south Scotia Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1887-1894.
- Dalziel, I. W. (1982). The early (pre-Middle Jurassic) history of the Scotia arc region: a review and progress report. En C. Craddock, *Antarctic Geoscience* (págs. 111-126). Madison: University of Wisconsin Press.

- Dalziel, I. W., Grunow, A. M., Storey, B. C., Garret, S. W., Herrod, L. D., & Pankhurst, R. J. (1987). Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland. *Geological Society, Special Publications*, 28, 433-441.
- Davies, T. G. (1984). The geology of part of northern Palmer Land. *British Antarctic Survey Scientific Report*, 103, 1-46.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- De Paolo, D. J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10470-10488.
- DeLong, S. E., Fox, P. J., & McDowell, F. W. (1978). Subduction of the Kula Ridge at the Aleutian Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 83-95.
- Doubleday, P. A., Macdonald, D. I., & Nell, P. A. (1993). Sedimentology and structure of the trench-slope to fore-arc basin transition in the Mesozoic of Alexander Island, Antarctica. *Geological Magazine*, 130, 737-754.
- Dzogylyk, E. I. (2007). *Termobarometría de aluminio en hornblenda en el Batolito Sur Patagónico*. Santiago de Chile: Universidad de Chile.
- Eagles, G. (2003). Tectonic evolution of the Antarctic-Phoenix plate system since 15 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 97-109.
- Elliot, D. H. (1966). Geology of the Nordenskjöld Coast and a comparison with north west Trinity Peninsula, Graham Land. *Bulletin of the British Antarctic Survey*, 10, 1-43.
- Elliot, D. H. (1967). The geology of Joinville Island. *Bulletin British Antarctic Survey*, 12, 23-40.
- Farquharson, G. W. (1982). Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the Southern Andes. *Journal of the Geological Society*, 139, 721-727.
- Farquharson, G. W. (1984). Late Mesozoic, non-marine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (the Botany Bay Group). *British Antarctic Survey Bulletin*, 65, 1-32.

- Fitzgerald, P. (2002). Tectonics and landscape evolution of the Antarctic plate since the breakup of Gondwana, with an emphasis on the West Antarctic Rift System and the Transantarctic Mountains. *Royal Society of New Zealand Bulletin* , 35, 453-469.
- Franzese, J. R., & Spalletti, L. A. (2001). Late Triassic- early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* , 14, 257-270.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* , 42 (11), 2033-2048.
- Galindo-Zaldívar, J., Gamboa, L., Maldonado, A., Nakao, S., & Bochu, Y. (2004). Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctica Peninsula. *Marine Geology* , 206, 267-282.
- Garret, S. W., & Storey, B. C. (1987). Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction. *Geological Society Special Publications* , 28, 419-431.
- Gerya, T. V., & Meilick, F. I. (2011). Geodynamic regimes of subduction under an active margin: effects of rheological weakening by fluids and melts. *Journal of Metamorphic Geology* , 9, 7-31.
- Giesse, P. (1994). Geothermal structure of the central Andean crust-implications for heat transport and rheology. En K. J. Reutter, E. Scheuber, & P. J. Wigger, *Tectonics of the southern central Andes: structure and evolution of an active continental margin* (págs. 69-76). Berlin: Springer-Verlag.
- Gleadow, A. J., & Duddy, I. R. (1981). A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks* , 5, 169-174.
- Gledhill, A., Rex, D. C., & Tanner, P. W. (1982). Rb-Sr and K-Ar geochronology of rocks from the Antarctic Peninsula between Anvers Island and Marguerite Bay. En C. Craddock, *Antarctic Geoscience* (págs. 315-323). Madison: University of Wisconsin Press.
- Gonzalez Díaz, E. F. (1980). Geochronological zonation in the northern Patagonian Andes of Argentina: the migration of intrusive cycles. *26th International Geology Congress* , 46.
- Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R. D., Taylor, G. K., & Treloar, P. J. (1994). Mechanisms of continental growth in extensional arcs: an example from the Andean plate-boundary zone. *Geology* , 22, 391-394.

- Grunow, A. M. (1993). Creation and destruction of Wedell Sea Floor in the Jurassic. *Geology*, *21*, 647-650.
- Hamer, R. D., & Hyden, G. (1984). The geochemistry and age of the Danger Islands pluton, Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, *64*, 1-19.
- Hamer, R. D., & Moyes, A. B. (1982). Composition and origin of garnet from the Antarctic Peninsula Volcanic Group of Trinity Peninsula. *Journal of the Geological Society*, *139*, 713-720.
- Hamilton, P. J., O'Nions, R. K., Bridgwater, D., & Nutman, A. (1983). Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Science Letters*, *62* (2), 263-272.
- Hammarstrom, J. M., & Zen, E. (1986). Aluminium in hornblende: An empirical igneous barometer. *American Mineralogist*, *71*, 1297-1313.
- Harrison, S. M., & Piercy, B. A. (1990). The evolution of the Antarctic Peninsula magmatic arc: evidence from the northwestern Palmer Land. En S. M. Kay, & S. W. Rapela, *Plutonism from Antarctica to Alaska* (págs. 9-25). Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 241.
- Hathway, B. (2000). Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, *157*, 417-432.
- Hathway, B., & Kelley, S. P. (2000). Sedimentary record of explosive silicic volcanism in a Cretaceous deep marine conglomerate succession, northern Antarctic Peninsula. *Sedimentology*, *47*, 451-470.
- Hathway, B., & Lomas, S. A. (1998). The Upper Jurassic - Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revisited stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research*, *19*, 43-67.
- Hawkes, D. D. (1981). Tectonic segmentation of the northern Antarctic Peninsula. *Geology*, *9*, 220-224.
- Hawkesworth, C. J., & Kemp, A. I. (2006). Evolution of the continental crust. *Nature*, *443* (19), 811-817.

- Hawkesworth, C. J., Norry, M. J., Roddick, J. C., Baker, P. E., Francis, P. W., & Thorpe, R. S. (1979). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth planet. Sci. Lett.* , 42, 54-57.
- Hawthorne, F. C. (1981). Crystal chemistry of the amphiboles. En D. R. Veblen, *Reviews in mineralogy* (Vols. 9A: Amphiboles and other hydrous pyriboles - mineralogy, pág. 372). Mineralogical Society of America.
- Henry, S. G., & Pollack, H. N. (1988). Terrestrial heat flow above the Andean subduction zone in Bolivia and Peru. *Journal of Geophysical Research* , 93, 15,153-15,162.
- Hervé, F., Faúndez, V., Brix, M., & Fanning, M. (2006). Jurassic sedimentation of the Miers Bluff Formation, Livingston Island, Antarctica: evidence from SHRIMP U-Pb ages of detrital and plutonic zircons. *Antarctic Science* , 18, 229-238.
- Hervé, F., Miller, H., & Pimpirev, C. (2005). Patagonia-Antarctica connections before Gondwana break-up. En D. K. Fütterer, D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller, & F. Tessensohn, *Antarctica: Contributions to global earth sciences* (págs. 215-226). New York: Springer-Verlag.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C. M., Calderón, M., & Yaxley, G. M. (2007). The South Patagonian Batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* , 97, 373-394.
- Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* , 98, 455-489.
- Hobbs, G. J. (1968). The geology of the South Shetland Islands: IV. The geology of Livingston Island. *Scientific Report British Antarctic Survey* , 47, 34.
- Hole, M. J., Pankhurst, R. J., & Saunders, A. D. (1991). Geochemical evolution of the Antarctic Peninsula magmatic arc: the importance of mantle-crust interactions during granitoid genesis. En M. R. Thomson, J. A. Crame, & J. W. Thomson, *Geological Evolution of Antarctica* (págs. 369-374). Cambridge: Cambridge University Press.
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* , 116, 433-447.

- 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*, 72, 231-239.
- Hooper, P. R. (1962). The petrology of Anvers Island and adjacent islands. *Scientific Report Falkland Islands Dependencies Survey*, 34, 69.
- Ineson, J. R. (1989). Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. *Sedimentology*, 36, 793-819.
- International Commission on Stratigraphy. (2010). *International Stratigraphic Chart*. International Union of Geological Sciences (IUGS).
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293-305.
- Jabaloy, A., Balanyá, J. C., Barnolas, A., Galindo-Zaldívar, J., Hernandez-Molina, F. J., Maldonado, A., y otros. (2003). The transition from an active to a passive margin (SW end of the South Shetland Trench, Antarctic Peninsula). *Tectonophysics*, 366, 55-81.
- Johnson, M. C., & Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera. *Geology*, 17, 837-841.
- Kay, R. W., & Kay, S. M. (1991). Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80, 259-278.
- Kay, S. M., & Mpodozis, C. (2001). Central andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11, 4-9.
- Keller, R. A., Fisk, M. R., White, W. M., & Birkenmajer, K. (1991). Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 111, 287-303.
- Kellogg, K. S. (1980). Paleomagnetic evidence for oroclinal bending of the southern Antarctic Peninsula. *Geological Society of America Bulletin*, 91 (1), 414-420.
- Kellogg, K., & Rowley, P. D. (1991). Tectonic evolution of the south-eastern Antarctic Peninsula. En M. R. Thomson, *Geological evolution of Antarctica* (págs. 225-230). New York: Cambridge University Press.
- Kerr, P. F. (1965). *Mineralogía Óptica*. Madrid: Ediciones del Castillo.

- König, M., & Jokat, W. (2006). The Mesozoic breakup of the Wedell Sea. *Journal of Geophysical Research* , 111, B12102.
- Kraus, S., Miller, H., Dimov, D., Hegner, E., McWilliams, M., & Pecskay, Z. (2008). Structural geology of the Mesozoic Miers Bluff Formation and crosscutting Paleogene dikes (Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica) - Insights into the geodynamic history of the northern Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences* , 26, 498-512.
- Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist* , 501-520.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., y otros. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* , 82, 1019-1037.
- Leat, P. M., Riley, T. R., Wareham, C. D., Millar, I. L., Kelley, S. P., & Storey, B. C. (2002). Tectonic setting of primitive magmas in volcanic arcs: an example from the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society* , 159, 31-44.
- Leat, P. T., Scarrow, J. H., & Millar, I. L. (1995). On the Antarctic Peninsula Batholith. *Geological Magazine* , 132 (4), 399-412.
- Leat, P. T., Storey, B. C., & Pankhurst, R. J. (1993). Geochemistry of Palaeozoic-Mesozoic Pacific rim orogenic magmatism, Thurston Island area, West Antarctica. *Antarctic Science* , 5, 281-296.
- Macdonald, D. I., & Butterworth, P. J. (1990). The stratigraphy, setting and hydrocarbon potential of the Mesozoic sedimentary basins of the Antarctic Peninsula. En B. St. John, *Antarctic as an Exploration Frontier* (Vol. 31, págs. 101-125). American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology.
- Machado, A., Lima, E. F., Chemale Jr. , F., Moarata, D., Oteiza, O., Almeida, D. P., y otros. (2005). Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences* , 18, 407-425.
- McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E., & Hofmann, A. W. (1991). K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta, Ross Taylor Symposium volume* .

- Meissner, R., Henriot, J. P., & Grape-team. (1988). Tectonic features northwest of the Antarctic Peninsula: new evidence from magnetic and seismic studies. *Serie Científica INACH* , 38, 89-105.
- Meneilly, A. W. (1988). Reserved fault step at Engle Peaks, Antarctic Peninsula. *Journal of Structural Geology* , 10, 393-403.
- Meneilly, A. W., Harrison, S. M., Piercy, B. A., & Storey, B. C. (1987). Structural evolution of the magmatic arc in northern Palmer Land, Antarctic Peninsula. En G. D. McKenzie, *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics* (págs. 209-219). Washington DC: American Geophysical Union.
- Millar, I. L., Milne, A. J., & Whitman, A. G. (1990). Implications of Sm-Nd garnet ages for the stratigraphy of northern Graham Land. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* , 1, 97-104.
- Millar, I. L., Pankhurst, R. J., & Fanning, C. M. (2002). Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Paleozoic Gondwana Margin. *Journal of the Geological Society* , 159, 145-157.
- Millar, I. L., Willian, R. C., Wareham, C. D., & Boyce, A. J. (2001). The role of crustal and mantle sources in the genesis of granitoids of the Antarctic Peninsula and adjacent crustal blocks. *Journal of the Geological Society* , 158, 855-867.
- Miller, C. F. (1985). Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology* , 93, 673-689.
- Milne, A. J., & Millar, I. L. (1989). The significance of mid-Palaeozoic basement in Graham Land, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society* , 146, 207-210.
- Moore, J. G. (1959). The quartz diorite boundary line in the Western United States. *Journal of Geology* , 67, 198-210.
- Morgan, P. (1984). The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. En H. N. Pollack, *Structure and evolution of the continental lithosphere: physics and chemistry of the Earth* (Vol. 15, págs. 107-193).
- Mpodozis, C., & Kay, S. M. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile* , 17 (2), 153-180.

- Murra, J. A., & Baldo, E. G. (2006). Evolución tectonotermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano: metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de la Huerta de Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina). *Revista Geológica de Chile*, 33 (2), 277-298.
- Nelson, P. (1975). The James Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. *Scientific Report British Antarctic Survey*, 54, 62.
- Norton, I. O., & Sclater, J. G. (1979). A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *Journal of Geophysical Research*, 84, 6803-6830.
- Osborn, E. F. (1959). Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *American Journal of Science*, 257, 609-647.
- Otten, M. T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 189-199.
- Pankhurst, R. J. (1982). Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 139, 701-711.
- Pankhurst, R. J., & Smellie, J. L. (1983). K-Ar geochronology of the South Shetland Islands, Lesser Antarctica: apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary island arc volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 66, 214-222.
- Pankhurst, R. J., Hole, M. J., & Brook, M. (1988). Isotope evidence for the origin of Andean Granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 123-133.
- Pankhurst, R. J., Leat, P. T., Sruoga, P., Rapela, C. W., Marquez, M., Storey, B. C., y otros. (1998). The Chon Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 113-136.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M., & Kelley, S. P. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41 (5), 605-625.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the Northern Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156, 673-694.

- Parada, M. A., Orsini, J. B., & Ardila, R. (1992). Transverse variations in the Gerlache Strait plutonic rocks: effects of the Aluk ridge-trench collision in the northern Antarctic Peninsula. En Y. Yoshida, *Recent Progress in Antarctic Earth Science* (págs. 395-403). Tokyo: TERRAPUB.
- Peacock, M. A. (1931). Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39, 54-67.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C. J. Hawkesworth, & M. J. Norry, *Continental basalts and mantle xenoliths* (págs. 230-249). Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A. (1982). Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En R. S. Thorpe, *Andesites* (págs. 525-548). Wiley, Chichester.
- Poblete, F. A. (2010). *Estudio paleomagnético de las Islas Shetland del Sur y Península Antártica: implicancias tectónicas*. Santiago de Chile: Universidad de Chile.
- Rees, P. M. (1993). Revised interpretations of Mesozoic palaeogeography and volcanic arc evolution in the northern Antarctic Peninsula region. *Antarctic Science*, 5, 77-85.
- Rex, D. C. (1976). Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 43, 49-58.
- Rex, D. C., & Baker, P. E. (1973). Age and petrology of the Cornwallis Island Granodiorite. *Bulletin of the British Antarctic Survey*, 32, 55-61.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willet, S. D., & Lister, G. S. (1999). Exhumation processes. *Geological Society Special Publications*, 154, 1-27.
- Rogers, G., & Hawkesworth, C. J. (1989). A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 91, 271-285.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London, England: Longman Group UK Limited.

- Rothstein, D. A., & Manning, C. E. (2003). Geothermal gradients in continental magmatic arcs: Constraints from the eastern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. En S. E. Johnson, S. R. Paterson, J. M. Fletcher, G. H. Girty, D. L. Kimbrough, & A. Marín-Barajas, *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special* (Vol. 374, págs. 337-354).
- Rowley, P. D., Vennum, W. R., Kellogg, K. S., Laudon, T. S., Carrara, P. E., Boyles, J. M., y otros. (1983). Geology and plate tectonic setting of the Orville coast and eastern Ellworth Land, Antarctica. En R. L. Oliver, P. R. James, & J. B. Jago, *Antarctic Earth Science* (págs. 245-250). Canberra: Australian Academy of Science.
- Saunders, A. D., Weaver, S. D., & Tarney, J. (1982). The pattern of Antarctic Peninsula plutonism. En C. Craddock, *Antarctic Geoscience* (págs. 305-314). Madison: University of Wisconsin Press.
- 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*, 110, 304-310.
- Schopf, J. M. (1973). Plant material from the Miers Bluff Formation of the South Shetland Islands. *Report of the Institute of Polar Studies Ohio State University*, 45, 45.
- Sell, I., Poupeau, G., Gonzalez-Casado, J. M., & López-Martínez, J. (2004). A fission track thermochronological study of King George and Livingston islands, South Shetland Islands (west Antarctica). *Antarctic Science*, 16 (2), 191-197.
- SERNAGEOMIN. (2003). *Mapa geológico de Chile: versión digital*. Publicación geológica digital, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Smellie, J. L. (1987). Sandstones detrital modes and basinal setting of the Trinity Peninsula Group, northern Graham Land, Antarctic Peninsula: a preliminary survey. En G. D. McKenzie, *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics* (págs. 199-207). Washington DC: American Geophysical Union.
- Smellie, J. L., & Millar, I. L. (1995). New K-Ar isotopic ages of schists from Nordenskjöld Coast, Antarctic Peninsula: oldest part of the Trinity Peninsula Group? *Antarctic Science*, 7, 191-196.

- Smellie, J. (1991). Stratigraphy, provenance and tectonic setting of (?) late Paleozoic - Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge. En M. R. Thomson, A. Crame, & J. Thomson, *Geological Evolution of Antarctica* (págs. 411-417).
- Spear, F. S. (1981). Amphibole-plagioclase equilibria: An empirical model for the relation albite+tremolite=edenite+4quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* , 77 (4), 355-364.
- Storey, B. C., & Alabaster, T. (1991). Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. *Tectonics* , 10, 1274-1288.
- Storey, B. C., & Garret, S. W. (1985). Crustal Growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geological Magazine* , 122, 65-82.
- Storey, B. C., & Nell, P. A. (1988). Role of strike-slip faulting ion the tectonic evolution of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society* , 145, 333-337.
- Storey, B. C., Alabaster, T., Hole, M. J., Pankhurst, R. J., & Wever, H. E. (1992). Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. En B. C. Storey, T. Alabaster, & R. J. Pankhurst, *Magmatism and the Causes of Continental Break-Up* (Vol. 68, págs. 149-163). Londres: Geological Society Special Publication.
- Storey, B. C., Brown, R. W., Carter, A., Doubleday, P. A., Hurford, A. J., Macdonald, D. I., y otros. (1996). Fission track for the thermotectonic evolution of a Mesozoic-Cenozoic fore-arc, Antarctica. *Journal of the Geological Society* , 153, 65-82.
- Storey, B. C., Thomson, M. R., & Meneilly, A. W. (1987). The Gondwanian orogeny within the Antarctic Peninsula: a discussion. En G. D. McKenzie, *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics* (págs. 191-198). Washington DC: American Geophysical Union.
- Streckeisen, A. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* , 107, 144-204.
- Streckeisen, A. L., & Le Maitre, R. W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen* , 136, 169-206.

- Suarez, M. (1976). Plate tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology*, 4, 211-214.
- Tatsumi, Y., & Eggins, S. (1995). *Subduction Zone Magmatism*. Cambridge: Blackwell Science.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell.
- Terekhov, E. N., & Shcherbakova, T. F. (2006). Genesis of Positive Eu Anomalies in Acid Rocks from the Eastern Baltic Shield. *Geochemistry International*, 44 (5), 439-455.
- Thomas, W. M., & Ernst, W. G. (1990). The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. En R. J. Spencer, & I. M. Chou (Edits.), *Fluid-mineral interactions: A tribute to H. P. Eugster* (Vol. 2, págs. 59-63). Geochemical Society Special Publication.
- Thompson, R. N. (1982). British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Thomson, M. R. (1983). Late Jurassic ammonites from the Orville Coast, Antarctica. En R. L. Oliver, P. R. James, & J. B. Jago, *Antarctic Earth Sciences* (págs. 328-333). Canberra: Australian Academy of Science.
- Thomson, M. R. (1982). Mesozoic palaeogeography of West Antarctica. En C. Craddock, *Antarctic Geoscience* (págs. 331-337). Madison: University of Wisconsin Press.
- Thomson, M. R., Pankhurst, R. J., & Clarkson, P. D. (1983). The Antarctic Peninsula - a late Mesozoic - Cenozoic arc (review). En R. L. Oliver, P. R. James, & J. B. Jago, *Antarctic Earth Science* (págs. 289-294). Canberra: Australian Academy of Science.
- Thomson, S. N., Hervé, F., & Stöckhert, B. (2001). Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20 (5), 693-711.
- Tilley, C. E. (1930). Petrographical notes on rocks from Elephant Island, South Shetlands. En T. o. Museum, *Report on the geological collections made during the voyage of the "Quest" on the Shackleton-Rowett Expedition to the South Atlantic ad Wedell Sea in 1921-1922* (págs. 55-62). Londres.

- Valenzuela, E., & Hervé, F. (1972). Geology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. En R. Adie, *Antarctic Geology and Geophysics* (págs. 83-89). Oslo: Universitetsforlaget.
- Vaughan, A. P., & Storey, B. C. (2000). The eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, *157*, 1243-1256.
- Vaughan, A. P., Pankhurst, R. J., & Fanning, C. M. (2002). A mid-Cretaceous age for the Palmer Land event, Antarctic Peninsula: implications for terrane accretion timing and Gondwana palaeolatitudes. *Journal of the Geological Society*, *159*, 113-116.
- Voicu, G., Bardoux, M., Stevenson, R., & Jébrak, M. (2000). Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, *35*, 302-314.
- Vyhnal, C. R., McSween, H. Y., & Speer, J. A. (1991). Hornblende chemistry in the southern Appalachian granitoids: Implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, *76*, 176-188.
- West, S. M. (1974). The geology of the Danco Coast, Graham Land. *Scientific Report British Antarctic Survey*, *84*, 58.
- Wever, H. E., Millar, I. L., & Pankhurst, R. J. (1994). Geochronology and radiogenic isotope geology of mesozoic rocks from eastern Palmer Land, Antarctic Peninsula: crustal anatexis in arc-related granitoids genesis. *Journal of South American Earth Sciences*, *7*, 69-83.
- Wever, H. E., Storey, B. C., & Leat, P. (1995). Peraluminous granites in NE Palmer Land, Antarctic Peninsula: early Mesozoic crustal melting in a magmatic arc. *Journal of the Geological Society*, *152*, 85-96.
- White, A. J., & Chappell, B. W. (1983). Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoir*, *159*, 21-34.
- Whitman, A. G., & Storey, B. C. (1989). Late Jurassic - Early Cretaceous strike slip deformation in the Nordenskjöld Formation of Graham Land. *Antarctic Science*, *1*, 269-278.

- Willan, R. C. (2003). Provenance of Triassic-Cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: Implications for terrane models during Gondwana Breakup. *Journal of Sed. Res.* , 6, 1062-1077.
- Willian, R. C., Pankhurst, R. J., & Herve, F. (1994). A probable Early Triassic age for the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science* , 6, 401-408.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Londres: Unwin Hyman.
- Wyllie, P. J. (1983). Experimental and thermal constraints on the deep seated parentage of some granitoid magmas at subduction zones. En M. P. Atherton, & C. Gribble, *Migmatites, melting and metamorphism* (págs. 37-51). Nantwich: Shiva Publishing.
- Yegorova, T., Bakhmutov, V., Janik, T., & Grad, M. (2011). Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin. *Geophysical Journal International* , 184, 90-110.
- Zindler, A., & Hart, S. R. (1983). Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* , 14, 493-571.

8. ANEXOS

8.1. NOMBRES POR MUESTRA

	Nombre (Micropetrografía) H. Bobadilla	Nombre (Macropetrografía) M. Calderón	Unidades BAS 1985
AA0801	Tonalita/Granodiorita de Bt	Granito de Qz	Gd
AA0802	Andesita basáltica de Opx	Andesita Basáltica	v
AA0803	Arenisca Lítica fina	Arenisca fina - media (muestra con fósiles)	C-Tr
AA0804	Arenisca Lítica media	Arenisca fina - media	C-Tr
AA0805	Diorita de Anfíbula	Microgranodiorita	To
AA0806	Diorita de Anfíbula	Microgranodiorita	To
AA0807	Diorita de Anfíbula	Diorita	Ga
AA0808	Basalto	Basalto	Mv
AA0809	Andesita	Diorita microcristalina (Dique)	Mv
AA0810	Gabro de cpx	Gabro	Ga
AA0811	Arenisca	Andesita	Mv
AA0812	Fangolita/Limolita	Toba fina	Mv
AA0813	Fangolita	Carbón	Mv
AA0814	Basalto de cpx	Andesita silicificada (dacita)	Mv
AA0815	Fangolita y Arenisca fina	Toba fina	Mv
AA0816	Arenisca con gradaciones	Arenisca	Mv
AA0817	Andesita	Andesita basáltica (sill)	Mv
AA0818	Lutita/Arenisca fina	Areniscas gradas con tramos de limolita	Mv
AA0819	Lutita	Fósiles	Mv
AA0820	Basalto de px	Andesita (posible relación con sill AA0817)	Mv
AA0821	Fangolita	Limolita verde (grauwacka)	Mv
AA0822a	Arenisca Gruesa	Arenisca	Mv
AA0822b	Fangolita	Arenisca fina	Mv
AA0822c	Conglomerado	Conglomerado	Mv
AA0822d	Arenisca fina	Fósiles	Mv
AA0823a	Arenisca fina	Arenisca verde con fósiles	Mv
AA0823b	Arenisca fina	Areniscas con fósiles	Mv
AA0824	Toba de lapilli lítica soldada	Toba soldada	Mv
AA0825a	Andesita	Arenisca	Corta a C-Tr
AA0825b	Arenisca	Arenisca	C-Tr
AA0825c	Andesita basáltica	Dique porfírico	Corta a C-Tr
AA0826a	Cuarzo diorita de anfíbola	Granito	To
AA0826b	Diorita de anf	Vena leucocrática	To
AA0827a	Granodiorita de Bt	Granodiorita/Tonalita	!Gd
AA0827b	Granodiorita/granito de anf	Diorita/Gabro	!Gd
AA0828a	Granito de bt	Granodiorita	To
AA0828b	Granodiorita de anf	Enclaves máficos	To
AA0828c	Diorita de anf	Dique	To

AA0828d	Granodiorita de anf	(M.O)	To
AA0829	Cuarzo monzodiorita de anf	Xenolito metasedimentario (?)	To
AA0830a	Cuarzo monzodiorita de anf	Granitoide	To
AA0830b1	Cuarzo monzodiorita de anf	Andesita basáltica (M.O)	To
AA0830b2	Cuarzo monzodiorita de anf	Andesita basáltica (M.O)	To
AA0831c	Toba de lapilli cristalina	Dique andesítico	Corta a To
AA0831a	Andesita	Bordes de dique con bandeamiento	Corta a To
AA0831b	Toba de lapilli cristalina	Fragmento brechoso	Corta a To
AA0832	Andesita basáltica de px	Dique afanítico homogéneo	Corta a To
AA0833a	Granodiorita de anf	Granodiorita	I?Gd
AA0833b	Granodiorita de anf	(M.O)	I?Gd
AA0834a	Diorita de anf	Granitoide	I?Gd
AA0834b	Diorita de anf	(M.O)	I?Gd
AA0835a	Cuarzo monzonita de anf	Granito	I?Gd
AA0835b	Granodiorita de Anf	Enclave 1	I?Gd
AA0835c	Granito de anf	Enclave 2	I?Gd
AA0836	Diorita de anf	Dique Máfico	I?Gd
AA0837a	Granodiorita de anf y bt	Granitoide	I?Gd
AA0837b	Monzonita de anf	Enclave	I?Gd
AA0837c	Granitoide rico en cuarzo	(M.O)	I?Gd
AA0838	Diorita de anf / andesita de anf	Dique	I?Gd
AA0839	Cuarzodiorita de piroxeno	Gabro	II/III
AA0839a	Cuarzodiorita de piroxeno	Gabro	II/III
AA0840	Cuarzomonzonita	Late stage pegmatoid phase	II/III
AA0841	Toba de lapilli cristalina	Volcanic breccia	Mv
AA0842	Arenisca	Arenisca masiva	C-Tr
AA0843	Arenisca	Arenisca con lutita intercalada	C-Tr
AA0844	Diorita	Dique	Corta a C-Tr
AA0845	Diorita	Vena Qz-Ep	Corta a C-Tr
AA0846	Granito de anf	Granito fino-medio de Bt	I?G
AA0847	Granodiorita	Granodiorita de Bt	En C-Tr (?)
AA0848	Granito de anf	Granito	I?G
AA0849	Cuarzo monzodiorita de anf	Enclave	I?G
AA0850	Granito de anf	Vena granítica	I?G
AA0851	Andesita brechosa	Brecha volcánica con fragms<5cm	En I?G (?)
AA0852	Andesita brechosa	Brecha Volcánica fina/media	En I?G (?)
AA0853	Andesita brechosa	Fragmentos líticos (heterogéneo)	En I?G (?)
AA0854	Basalto de cpx	Basalto afanítico	En I?G (?)
AA0855	Andesita	Enclave máfico (septos)	En Gd (?)
AA0856	Andesita de cpx	Andesita verde	En Gd (?)
AA0857	Cuarzo monzodiorita de anf	Granito	Gd
AA0858	Granito de bt	Granito rosado	Gd
AA0859	Arenisca/limolita	Arenisca interbedded with siltstone	C-Tr
AA0860	Andesita basáltica de cpx	Andesita	En C-Tr (?)

En naranja: rocas ígneas, celeste: rocas volcánicas, amarillo pálido: sedimentarias.

8.2. COMPOSICIÓN MINERAL POR MUESTRA (ROCAS INTRUSIVAS)

	Composición Mineral	Observaciones
AA0801	Pl(35%), Bt(10%), MB*(10%), Qz(35%), Epi(2%), Opacos(1%), Hbl(1%), Chl(6%). Accesorios: circ, ap.	*Mica Blanca
AA0805	Opacos(5%), pl(48%), ser (10%), anf(20%)(cumingtonita?), chl(10%), qz(5%), carbonato(2%)(cc?). Accesorios: Zr, Ap.	
AA0806	Pl(40%), opacos(10%), anf(15%), MB (ser?)(10%), chl(10%), arcillas(10%), ap(5%). Accesorio: Zr	
AA0807	Pl(40%), cpx(30%), chl(15%), ser(5%), opacos(5%), anf(5%). Accesorio: carbonato (cc?). Serp(?).	En general hay muchas dudas respecto de los minerales que se alteran a chl.
AA0810	pl(65%), opacos(2%), chl(7%), cc(2%), qz(2%), epi(2%), anf(hbl?)(20%)	
AA0826a	pl(43%), opacos(5%), bt(10%), anf(10%), ser(5%), qz(15%), chl(5%), espinela(1%), casiterita(1%), Fdk (5%). Accesorios: Circ, Ap (Hay más ap que circ)	
AA0826b	pl(74%), anf(3%), ser(5%), bt(3%), opacos(1%), casiterita(1%), fdk(5%), chl(2%), ap(1%), qz(5%).	Similar a AA0826a (más pl's y menos alteración)
AA0827a	bt(7%), opacos(1%), pl(35%), chl(4%), qz(40%), fdk(10%), ser(1%), casiterita(2%). Accesorio: Siderita, Ap, Circ.	
AA0827b	Opacos(5%), pl(22%), bt(4%), chl(8%), anf(4%), qz(22%), fdk(33%), ser(2%). Accesorio: siderita, circ.	Similar a AA0827a
AA0828a	pl(34%), bt(5%), chl(5%), opacos(3%), fdk(30%), casiterita(1%), epi(1%), arcillas(2%), ser(1%), qz(15%), anf(3%). Accesorios: Circ, ap.	
AA0828b	Bt(6%), pl(40%), opacos(5%), anf(7%), fdk(17%), chl(5%), qz(17%), ser(1%), arcilla(1%), casiterita(1%). Accesorios: ap	
AA0828c	Anf(hbl)(45%), pl(40%), opacos(10%), chl(2%), qz(3%). Accesorios: Carbonato (siderita?), epi(en vetila)	
AA0828d	Casiterita(1%), pl(40%), bt(7%), anf(8%), opacos(3%), chl(3%), qz(20%), fdk(15%), ser(1%), arcillas(2%). Accesorios: Ap, circ.	
AA0829	Ser(1%), pl(50%), bt(12%), anf(hbl)(15%), fdk(9%), qz(9%), opacos(2%), arcillas(2%),	

AA0830a	pl(40%), ser(2%), opacos(3%), anf(hbl)(15%), chl(5%), bt(10%), casiterita*(2%), fdk(15%), qz(8%). Accesorios: Circ, Ap, siderita(?)	*será posible que si veo bt en eje C se vea uniaxial (+)??
AA0830B1	pl(50%), anf(15%), ser(5%), bt(10%), chl(5%), epi(1%), opacos(3%), qz(5%), esfeno(1%), fdk(5%). Accesorio: ap, circ	
AA0830B2	pl(50%), anf(15%), ser(5%), bt(10%), chl(5%), epi(1%), opacos(3%), qz(5%), esfeno(1%), fdk(5%). Accesorio: ap, circ	
AA0833a	opacos(5%), pl(40%), anf(hbl)(10%),px(6%), fdk(10%), ser(2%), qz(17%), bt(3%), casiterita(1%), chl(5%), arcilla(1%). Accesorio: ap	
AA0833b	opacos(5%), pl(40%), anf(hbl)(16%), fdk(10%), ser(2%), qz(17%), bt(3%), casiterita(1%), chl(5%), arcilla(1%). Accesorio: ap	
AA0834a	pl(63%), anf(hbl)(20%), opacos(5%), chl(5%), bt(2%), casiterita(1%), fdk(4%). Accesorios: ap, circ	
AA0834b	pl(63%), anf(hbl)(20%), opacos(5%), chl(5%), bt(2%), casiterita(1%), fdk(4%). Accesorios: ap, circ	
AA0835a	fdk(30%), pl(40%), hbl(10%), chl(5%), qz(10%), bt(2%), opacos(2%), ser(1%). Accesorios: carbonato (siderita?), circ, ap	
AA0835b	anf(hbl)(15%), pl(35%), opacos(5%), chl(5%), qz(17%), fdk(20%), bt(2%), ser(1%). Accesorios: carbonatos (siderita?)	
AA0835c	qz(18%), fdk(18%), bt(2%), chl(5%), ser(2%), pl(25%), opacos(10%), anf(20%). Accesorios: circ, esfeno	
AA0836	anf(hbl)(35%), ser(10%), pl(35%), chl(10%), bt(10%), opacos(5%), arcillas(3%). Accesorios: circ, ap, cc	
AA0837a	opacos(3%), pl(33%), bt(8%), casiterita(2%), chl(5%), ser(1%), fdk(20%), anf(8%), qz(20%). Accesorio: ap	
AA0837b	chl(5%), anf(15%), bt(10%), pl(29%), ser(1%), opacos(1%), fdk(39%), casiterita(1%). Accesorio: ap	
AA0837c	epi(10%), ser(19%), pl(5%), qz(48%), fdk(5%), X*(10%), opacos**(1%), arcilla(2%). Accesorios: ap, circ	*Mx pardo fino. **en observación macroscópica se observaron sulfuros (cpy y pyr)
AA0838	pl(35%), opacos(2%), anf(5%), arcilla(3%), chl(1%), ser*(1%), epi**(10%), vidrio*** (20%), palagonita*** (5%), fdk*** (15%), qz*** (3%).	*(verdosa?). ** Considerese genericamente, pues parece que además de pistachita tb hay zoicita. ***exclusivos del dominio hipocristalino.

	Accesorio: ap	
AA0839	opacos(10%), chl(6%), epi(3%), pl(45%), ser(20%), cpx(9%), sílice(7%), anf(3%), opx(2%). Accesorio: circ.	
AA0839a	opacos(10%), chl(6%), epi(3%), pl(45%), ser(20%), cpx(9%), sílice(7%), anf(3%), opx(2%). Accesorio: circ.	
AA0840	pl(25%), epi(8%), fdk(25%), opacos(10%), ser(2%), carbonato*(2%), arcilla(6%), ceolita(3%), qz(10%), X**(1%), chl(8%)	*Podría ser esfeno (es más probable). **Mx fibroso (Chl?)
AA0846	opacos(2%), pl(30%), epi(3%), anf(7%), arcillas(20%), ser(3%), fdk(15%), qz(15%), chl(5%). Accesorio: ap, circ.	
AA0847	opacos(2%), pl(30%), epi(3%), anf(7%), arcillas(20%), ser(3%), fdk(15%), qz(15%), chl(5%). Accesorio: ap, circ.	
AA0848	pl(25%), opacos(2%), arcillas(30%), ser(5%), anf(5%), epi(2%), chl(4%), fdk(16%), qz(11%), esfeno(1%). Accesorio: ap, circ.	
AA0849	pl(40%), opacos(5%), chl(10%), bt(2%), anf(22%), qz(5%), opx(1%), epi(2%), casiterita(1%), esfeno(1%), ceolitas(1%), fdk(5%), arcillas(2%), ser(3%). Accesorios: ap	
AA0850	arcillas(10%), opacos(2%), chl(5%), ser(10%), anf(10%), pl(25%), qz(15%), carbonato(1%), fdk(22%). Accesorio: circ.	
AA0857	anf(7%), chl(7%), opacos(5%), pl(45%), ser(4%), arcilla(7%), qz(12%), cpx(2%), fdk(11%). Accesorio: ap*, circ	*Quizás llega al 1%
AA0858	Dom1: bt(3%), opacos(1%), arcilla(10%), bt(1%), qz(23%), ser(1%), fdk(30%), chl(1%), pl(30%)	
(Dos dominios)	Dom2: opacos(20%), pl(40%), bt(1%), epi(17%), pump(15%), chl(2%), cpx(5%). Accesorio: circ, titanita, ap.	

ABREVIACIONES: Bt: biotita, pl: plagioclasa, epi: epidota, pump: pumpellita, cpx: clinopiroxeno, circ: circón, anf: anfíbola, chl: clorita, fdk: feldespato potásico, qz: cuarzo, ser: sericita, ap: apatito

8.3. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES POR MUESTRA (ROCAS INTRUSIVAS)

	Cristalinidad	Granularidad	Forma de Cristales	Relaciones mutuas o arreglos de cristales y material amorfo.
AA0801	Holocrystalina	Fanerítica (a excepción de opacos y minerales de alteración). Grano medio (1-5mm). Inequigranular.	Bt euh a subh. Qz anh. Pl subh a anh. Parte del qz en la roca está roto y sus fragmentos ligeramente separados.	Pl zonadas, particularmente alteradas en su zona central a ser. Textura consertal en qz. Bt alterada a mica blanca (en bordes; Textura de Corona (?)). Bt alterada a chl. Textura Poikilítica (qz:oikocx; bt+pl: chadacx). Maclas polisintéticas en pl's. Qz con extinción ondulosa.
AA0805	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio a fino. Pl's son los cxs de mayor tamaño. Equigranular.	Pl's euh, subh y anh. Opacos subh. Anf subh a anh.	Macla polisintética en pl. Pl's muy alteradas. Textura micrográfica (encontrada en un solo sitio del corte). En general roca muy alterada: Anf->chl y pl->ser+arcillas. Pl's y anf's crecen en todas direcciones. Textura Poikilítica (típicamente opacos como chadacxs). Textura consertal en qz (no muy representativo). En sectores se observa crecimiento paralelo de pl's. Pl's zonadas (5-10%). Algunas pocas anf's con textura coronítica (<5%). Opacos con textura esqueletal (20-30%)
AA0806	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio a fino. Pl's son los cxs de mayor tamaño. Equigranular. Apatitos de hasta 0.5 mm.	Pl's subh a anh. Opacos subh. Opacos con textura esqueletal (de posible origen genético y no por degradación) (40%). Ap euhedrales.	Anf alterada a chl. Textura poikilítica (chadacxs: opacos; oikocxs: anf y, en menor grado, pl). Pl's alteradas a micas y arcillas. Pl's zonadas (<5%). Pl's no orientadas.
AA0807	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio a fino. Dos poblaciones de tamaño de cxs separadas por 1mm ("equigranular").	Opacos esqueletales. Pl's muy fracturadas. Cxs anh. Pl's llegan a subh. Pseudomorfos de chl reemplazando inosilicatos.	Alta alteración a chl y ser. Textura poikilítica (opacos: chadacxs; anf (?); oikocx; opacos se acomodan en el clivaje del oikocx). No hay orientación de cxs. También hay pl's pequeñas (0.1 del tamaño promedio) como chadacxs en inosilicatos (anf?).

				Vetillas rellenas con chl y ser.
AA0810	Holocristalina	Fanerítica. Equigranular. Grano medio.	Pl's muy fracturadas. Todos los cxs son subh.	Fracturas rellenas particularmente con chl. Pl's zonadas (10% de ellas). Vetillas de chl y qz, epi,cc. Anf's alteradas a chl. Anf's son oikocxs para opacos de tamaños distintos. En menor grado las anf's son oihocxs para cxs de pl <0,5mm. En muy menor grado, las pl's tb son oikocxs. Pl's no están tan alteradas como anf's, de hecho, están relativamente frescas, aunque muy fracturadas. Text ligermente consertal en pl's y anf's. Intercrecimiento lamelar en anf's.
AA0826a	Holocristalina	Fanerítica. Grano medio (1-5mm). Inequigranular. Algunas pl's llegan hasta 4mm y otras no llegan a 1mm. Mientras los feldespatos son los mxs más grandes, los opacos no superan los +-0,4mm. ->Serjada.	Sólo ap y circ califican como euh. Pl subh y todo el resto anh (algunas bt y anf llegan a subh). Anf y bt (y menor casiterita) esqueletales. Embahamientos en bt, anf, espinela y casiterita.	Bt y anf visiblemente alteradas a chl. Feldespatos (pl's) alteradas a ser. Text poikiloblástica: opacos chadacxs; bt y anf oikocxs (tb espinela y casiterita). Pl zonadas; con macla albita y carlsbad-ab (5-10% de pl's zonadas). Principios de pseudomorfismo de chl reemplazando anf y bt. Text consertal.
AA0826b	Holocristalina	Fanerítica. Grano medio (1-5mm). Inequigranular seriada	Cxs anh. Algunas pl's llegan a subh. Anf y bt esqueletales.	Bt y anf alteradas a chl. Pl alterada a ser. Text poikiloblástica: opacos en by y anf. 1-5% pl's zonadas. Text consertal.
AA0827a	Holocristalina	Fanerítica. Grano medio a fino. Inequigranular seriada: hay un background de grano medio (pl-qz-fdk), pero hay sectores concentrados de cxs tamaño fino de bt y qz que se sugiere son otra generación de cxs. Sin	Cxs anh. +-30% de pl's llegan a subh. Población de bt's pequeñas son subh a euh. Bt de mayor tamaño llegan a manifestarse esqueletalmente.	Pseudomorfos de chl reemplazando bt. Text consertal. Zonación de pl's (10%); incluso alteración es selectiva según zonación. Opacos asociados a bt y casiterita. Las bt alteradas a chl son prioritariamente las de mayor tamaño (1era generación?). Fdk con extinción ondulosa. Qz con extinción

		<p>embargo no constituyen vetillas. Que puede ser? Me recuerda a las texturas miarolíticas (drusa) con la diferencia de que estos cxs en cuestión son más pequeños que la media de la roca. Puede ser tb un circulación de fluidos posterior en un estado no frágil de la roca (recalco, no tiene forma de vetilla).</p>		<p>ondulosa. Fdk fracturados. Algunas fracturas rellenas con ser. En menor grado qz fracturado. Arreglo zonal de inclusiones fluidas en pl.</p>
AA0827b	Holocrystalina	<p>Fanerítica. Grano medio a fino. Inequigranular seriada. Situación similar a AA0827a, pero menos evidente. Pequeñas bt, menor qz pequeño que en AA0827a. Opacos de mayor tamaño que en AA0827a.</p>	<p>Cxs anh a excepción de algunas pl's (10%) que llegan a ser subh y pequeños cxs de bt que son euh - subh. Anf esqueletales (hbl?).</p>	<p>Mayor presencia de opacos que en AA0827a. Opacos asociados a bt y chl. Mayor cloritización que en AA0827a. Extinción ondulosa en fdk y qz. Pl zonadas (10%). Anf alteradas a chl, algunas hasta el punto de ser pseudomorfos. Opacos y bordes cloritizados parecen hacerse espacio entre los bordes de fdk y qz mayores. Pseudomorfos de chl reemplazando anf. Opacos como chadacxs en anf y bt. Textura consertal. Textura 'de esponja' en anf (preguntar por nombre de esta textura). Intercrecimiento granofírico (?) de qz y fdk. Menor fracturamiento que en AA0827a.</p>
AA0828a	Holocrystalina	<p>Fanerítica. Grano medio a fino. Inequigranular. Seriada (situación similar a AA0827). Dominios de distinto tamaño de grano. Qz, fdk, pl y bt grano medio. Anf, bt y pl grano fino.</p>	<p>Cxs anh. Pl's llegan a subh (10%). Bt's esqueletales. Anf esqueletales.</p>	<p>Pseudomorfos de chl reemplazando anf. Mucha alteración en los bordes de fdk (arcillas). Zonación de pl's. Arreglo zonado de inclusiones en pl. Alteración zonada en pl's. Textura consertal, Opacos como chadacxs en bt</p>
AA0828b	Holocrystalina	<p>Fanerítica. Inequigranular. Dos dominios de tamaños (se encuentran bien definidos)</p>	<p>Cxs anh. Bt's y anf's esqueletales.</p>	<p>Zonación de pl's (10%). Opacos son chadacxs en bt y anf. Pseudomorfos de chl reemplazando a anf. Extinción ondulosa en fdk. Extinción ondulosa en Qz. Textura consertal.</p>

AA0828c	Holocrystalina	Afanítica. Microcristalina. Grano fino. Equigranular (anf y pl's +/-0,2/0,3mm; opacos 0,05mm). Unas pocas anf escapan del tamaño promedio (hasta 1mm). Carbonatos accesorios tb llegan hasta 1mm.	Cxs subh a euh.	Parte de los opacos existen como chadacxs en anf (40%). Vetillas de qz y chl y menor epi. Crecimiento variolítico de pl's. Roca fresca (al menos más que las otras AA0828)
AA0828d (similar a AA0828b)	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio y fino. Inequigranular. Misma situación que en cortes anteriores: dominios de población de tamaños en cxs.	Cxs anh. Población de menor tamaño llega a ser subh. Anf y bt esqueletales	Zonación de pl. Textura consertal. Opacos como chadacxs en bt y anf de manera casi exclusiva (90%). Pseudomorfos de chl reemplazando anf y bt. Alteración zonada en pl's.
AA0829	Holocrystalina	Afanítico. Microcristalina. Grano fino. Inequigranular. A la media escapan algunas pl's de hasta 6mm. Otras del orden de 1mm.	Cxs subh	Anf, bt y pl's orientadas (foliada? Estratificación magmática?). Alteración zonada en pl's. Opacos como chadacxs en anf. Textura traquítica (o es la foliación?). Textura consertal entre fdk, qz y pl.
AA0830a	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio a fino. Equigranular.	Pl sunh a anh. Circ y ap euh. Todos los demás anh. Anf y bt esqueletales. Pl's fracturadas.	Bt y anf alteradas a chl. Pseudomorfos de chl alterando anf. Pl chadacxs en anf. Opacos como chadacxs en anf y en bt. Pl zonadas. Pl alterada a ser de manera zonada. Pseudomorfos de ser alterando pl. Fracturas de pl's rellenadas con ser. Text consertal. Algunos opacos están dispuestos con una forma (hábito) que recuerda texturas micrográficas o simplectíticas ¿Que será?
AA0830B1	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio a fino. Equigranular.	Pl sunh a anh. Circ y ap euh. Todos los demás anh. Anf y bt esqueletales. Pl's fracturadas.	Bt y anf alteradas a chl. Pseudomorfos de chl alterando anf. Pl chadacxs en anf. Opacos como chadacxs en anf y en bt. Pl zonadas. Pl alterada a ser de manera zonada. Pseudomorfos de ser alterando pl. Fracturas de pl's rellenadas con ser. Text consertal. Algunos opacos están dispuestos con una forma (hábito)

				que recuerda texturas micrográficas o simplectíticas ¿Que será?
AA0830B2	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio a fino. Equigranular.	Pl sunh a anh. Circ y ap euh. Todos los demás anh. Anf y bt esqueletales. Pl's fracturadas.	Bt y anf alteradas a chl. Pseudomorfos de chl alterando anf. Pl chadacxs en anf. Opacos como chadacxs en anf y en bt. Pl zonadas. Pl alterada a ser de manera zonada. Pseudomorfos de ser alterando pl. Fracturas de pl's rellenas con ser. Text consertal. Algunos opacos están dispuestos con una forma (hábito) que recuerda texturas micrográficas o simplectíticas ¿Que será?
AA0833a	Holocrystalina	Fanerítico. Grano medio, casi fino (1-2mm). Equigranular.	Cxs anh. Pl's llegan a subh. Anf y bt's esqueletales	Ser alterando pl, a veces zonadamente. Pl's zonadas (10%). Textura consertal entre félsicos. Opacos como chadacxs en anf (80% de ellos)
AA0833b	Holocrystalina	Fanerítico. Grano medio, casi fino (1-2mm). Equigranular.	Cxs anh. Pl's llegan a subh. Anf y bt's esqueletales	Ser alterando pl, a veces zonadamente. Pl's zonadas (10%). Textura consertal entre félsicos. Opacos como chadacxs en anf (80% de ellos). Pl's como chadacxs en anf.
AA0834a	Holocrystalina	Fanerítica, grano medio a medio fino (+-1-2mm). Equigranular.	Anf subh. Pl's subh a euh. Opacos anh a subh. Algunas anf esqueletales.	Pl's como chadacxs en anf mayores (Textura ofítica/poikilofítica). Opacos como chadacxs en anf. La poca bt presente aparece asociada a los boprdes de la hbl (alteración?). Textura consertal entre feldespatos. Algunos pseudomorfos de chl reemplazando anf (chl en general alterando anf).

AA0834b	Holocrystalina	Fanerítica, grano medio a medio fino (+-1-2mm). Equigranular.	Anf subh. Pl's subh a euh. Opacos anh a subh. Algunas anf esqueletales.	Pl's como chadacxs en anf mayores (Textura ofítica/poikilofítica). Opacos como chadacxs en anf. La poca bt presente aparece asociada a los boprdes de la hbl (alteración?). Textura consertal entre feldespatos. Algunos pseudomorfos de chl reemplazando anf (chl en general alterando anf).
AA0835a	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio a medio fino (1-2mm). Equigranular.	Cxs anh. Pl llegan hasta subh. Algunos cxs de anf son esqueletales.	Extinción ondulosa en fdk. Anf cloritizada hasta el punto de presentarse algunos pseudomorfos. Bt tb está cloritizada. Pl's zonadas. Textura consertal. Opacos como chadacxs en anf (30%). Pl's más alterqadas que el resto de los feldespatos. Pero en general el corte no está tan alterado (medianamente fresco).
AA0835b	Holocrystalina	Dos dominios de tamaños de cxs (ambos iguales en extención). Dom1: Fanerítico. Equigranular. Grano medio a fino. Dom2: Afanítico. Inequigranular (Excepcional inclusión de pl's de tamaño medio (no es representativo); hay cxs de hasta 1mm de pl y anf.). Grano fino a medio fino.	Cxs anh. Pl en Dom2 (las pequeñas) llegan a ser subh. Anh y bt tb llegan algunas a ser subh.	Extinción ondulosa en fdk. Textura consertal. Pseudomorfos de chl en anf y bt. Pl's zonadas (30% de ellas). Ambos dominios poseen esencialmente la mismo mineralogía. Opacos como chadacxs en anf. Alteración de chl en anf y bt media a media intensa. Alteración suave de ser en pl y en menor grado en fdk. Arreglo zonal de inclusiones fluidas y opacos criptocxs en pl's.
AA0835c	Holocrystalina	Dos dominios. Dom1: Afanítico. Grano fino. Equigranular (presencia de cxs de fdk, pl y anf excepcionalmente mayores (+-1mm)). Dom2: Fanerítico. Grano medio a medio fino. Equigranular.	Cxs anh. Anf y pl llegan algunas a subh. Opacos subh. Cxs esqueletales de anf.	Qz y fdk con extinción ondulosa. Textura consertal entre félsicos. Chl alterando bt. Pl alteradas a ser. Opacos como chadacxs en anf (10%). Dom1: se ven más opacos y están más dispersos.

AA0836	Holocristalina	Fanerítica. Grano medio fino a fino (+-1mm). Inequigranular seriada.	Cxs anh a subh. Cxs esquelatales de anf y pl's.	Chl alterando bt. Anf alterandose a chl. Pseudomorfos de chl en hbl. Pl alterando a ser (muestra muy alterada en general). Textura consertal. Opacos como chadacxs en hbl. Zonación de pl's y alteración zonada en las mismas.
AA0837a	Holocristalina	Fanerítica. Grano medio. Equigranular.	Cxs anh. Bt esquelatales. En menos grado, anf esquelatales.	Bt alterada a chl. Textura consertal. Pl's zonadas. Alteración de pl's a ser. En algunos casos alteración zonada. Anf alteradas a bt. Opacos como chadacxs en bt y anf. Anf alterando a chl hasta casi ser pseudomorfos. Félsicos relativamente más frescos que máficos
AA0837b	Holocristalina	Dos dominios (1/3). Dom1: Grano medio. Fanerítico. Menos presencia de máficos. Grano fino. Mayor presencia de máficos.	Cxs anh. Cxs esquelatales de anf.	Pl alteradas a ser (no es muy intenso). Pl zonadas. Extinción ondulosa en fdk. Opacos como chadacxs en... Alteración zonada en pl. Arreglo zonal de inclusiones fluidas en pl. Textura consertal.
AA0837c	Holocristalina	Fanerítica. Grano medio. Inequigranular.	Cxs anh.	Muestra muy alterada. Extinción ondulosa en qz. Textura consertal. Vetillas con sílice y sílice/epi. Opacos como chadacxs en máficos. Se observan fragmentos angulosos de qz en zonas limitadas de alta alteración (vetillas?). Pl's y fdk fuertemente alteradas a ser. Zonas de recristalización dinámica en qz. Fuerte fracturamiento de qz, sujetos en una masa.
AA0838. (Dos dominios)	Dom1 (50% del corte): Holocristalino	Fanerítico. Grano medio. Equigranular.	Cxs anh.	Textura consertal. Epi se encuentra en las proximidades con dom2 (alteración hidrotermal?). Arreglo zonado de inclusiones fluidas en pl. Opacos como chadacxs en máficos.
	Dom2 (50% del corte): Hipocristalino	Afanítico. Grano fino. Inequigranular. Porfírico	Cxs anh. Pl subh.	En límite entre dominios, el vidrio se encuentra menos alterado que entrando en dom2. Vidrio alterando a arcillas y palagonita. Textura

				hialopilitica suave, acentuada en el límite de los dominios (flujo?).
AA0839	Holocristalina.	Fanerítica. Grano medio. Equigranular.	Cxs anh. Cpx subh. Pl subh. Opacos subh. Anf y opacos esqueléticos. En general los cxs están fracturados.	Px con fracturas rellenas con opacos. Px alterándose en los bordes a chl. Muestra intensamente alterada. Pl fracturadas y alteradas a ser. Opacos como chadacxs en máficos. En fracturas se encuentra chl, sílice, opacos, epi y ser. Chl alterando anf.
AA0839a	Holocristalina.	Fanerítica. Grano medio. Equigranular.	Cxs anh. Cpx subh. Pl subh. Opacos subh. Anf y opacos esqueléticos. En general los cxs están fracturados.	Px con fracturas rellenas con opacos. Px alterándose en los bordes a chl. Muestra intensamente alterada. Pl fracturadas y alteradas a ser. Opacos como chadacxs en máficos. En fracturas se encuentra chl, sílice, opacos, epi y ser. Chl alterando anf.
AA0840	Holocristalina	Fanerítica. Grano medio. Equigranular.	Cxs anh. Pl subh. Opacos y epi con apariencia esquelética	Pl's alteradas a arcillas y epi. Carbonato asociado a chl. Rx muy alterada. Vetillas de ceo. Pseudomorfos de opacos reemplazando anf (?). Se observa que no todos los fdk están igualmente alterados. En general las pl's si están todas alteradas. Textura consertal. Hay opacos con apariencia de textura simplectítica. En proximidades de vetillas se concentran chl y epi.
AA0846	Holocristalina	Fanerítica. Grano medio. Equigranular	Cxs subh a anh. Cxs fracturados	Textura de intercrecimiento micrográfica. Pl's zonadas (10%). Cxs fracturados, particularmente pl's. Fracturas rellenas con ser. Textura coronítica en feldspatos alterados a arcilla. Pseudomorfos de chl en anf. Opacos como chadacxs en pl y máficos. Fracturamiento y dislocación de fragmentos. Arcillas se concentran en superficies y fracturas. Alteración zonada en pl's

AA0847	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio. Equigranular	Cxs subh a anh. Cxs fracturados	Textura de intercrecimiento micrográfica. Pl's zonadas (10%). Cxs fracturados, particularmente pl's. Fracturas rellenas con ser. Textura coronítica en feldespatos alterados a arcilla. Pseudomorfos de chl en anf. Opacos como chadacxs en pl y máficos. Fracturamiento y dislocación de fragmentos. Arcillas se concentran en superficies y fracturas. Alteración zonada en pl's
AA0848	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio. Equigranular	Cxs subh a anh. Anf y opacos esqueléticos.	Textura consertal entre félsicos. Pl's alteradas a ser y arcillas. Pl zonadas. Feldespatos fracturados, especialmente pl's. Fracturas con ser. Textura de intercrecimiento granofírico. Opacos como chadacxs en máficos y en menor grado en pl. Muestra muy alterada (arcillas y ser). Pseudomorfos de chl en anf.
AA0849	Holocrystalina	Afanítica. Microcxs. Grano fino. Equigranular, aunque hay contadas excepciones de cxs grano grueso.	Cxs anh a subh (pl y opacos). Anf esqueléticos.	Pl's zonadas. Pl's alteradas a ser. A veces zonadamente. Pseudomorfos de chl en anf. Ceo relleno de fracturas. Opacos son chadacxs en pl y máficos. Textura consertal. Textura acumulada (obs. Macro). Nucleos semiredondeados de pl's y qz.
AA0850	Holocrystalina	Fanerítica. Grano medio. Inequigranular seriada.	Cxs. Anh. Opacos hasta subh. Anf esqueléticos	Pl's alteradas a ser y arcillas. Fuerte fracturamiento de pl. Textura granofírica. Pseudomorfos de chl en anf. Opacos como chadacxs en anf y pl. Textura consertal. Textura de corona en anf alterando a chl. Pl alteradas zonalmente. Se han visto casos de alteración sericítica en el centro y arcillas en el borde (corona?)
AA0857	Holocrystalina	Fanerítica. Inequigranular. Máficos más pequeños que pl's. Grano medio a fino: pl+-2mm, máficos y opacos fracciones de mm.	Cxs anh. Anf esqueléticos. Pl's muy fracturadas	Pseudomorfos de anf alterando a chl. Pl's muy fracturadas. Fracturas rellenas con arcilla. Pl's alteradas a ser. En general los opacos se presentan como chadacxs y en

				máficos. Textura consertal. Textura granofírica. Pl zonadas (muy pocas; 5%)
AA0858 (Dos dominios)	Dom1 (70% del corte): Holocrystalino	Fanerítico. Grano medio. Equigranular.	Cxs anh. Titanita y bt subh	Textura granofírica. Textura consertal. Feldesptaod smuy argilizados. Menos ser. Bt ligeramente alterada a chl. Esfeno como chadacxs en bt. En general los opacos se presentan como cahadacxs en pl y máficos. Contacto nítido entre dominios: contemporaneidad.
	Dom2 (30% del corte): Holocrystalino	Afanítica. Microcx (grano fino). Equigranular.	Cxs anh.	Text intergranular. Ligera orientación de pl's. Vetillas felsosídicas. Se presentan puntuales cúmulos de mxs mayores (textura glomeroporfirica?)

8.4. ANALISIS GEOQUÍMICA MINERAL

MUESTRA-ANÁLISIS	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	H2O	Total
AA-08-26A-amp1-1	54,366	0,052	0,342	19,122	1,896	19,006	2,012	0,023	0	0,031	3,145	100
AA-08-26A-amp1-10	56,056	0,015	27,244	0,138	0	0	9,601	6,093	0,151	0,01	0,688	100
AA-08-26A-amp1-11	36,394	3,463	14,246	17,257	0,329	12,951	0	0,084	9,486	0,325	5,46	100
AA-08-26A-amp1-12	36,18	3,681	14,135	17,424	0,262	13,339	0,049	0,058	9,493	0,32	5,058	100,001
AA-08-26A-amp1-2	54,64	0,077	0,363	19,026	1,852	19,353	1,664	0,047	0,007	0	2,967	99,999
AA-08-26A-amp1-3	54,212	0,2	1,92	10,711	0,576	17,522	11,759	0,267	0,092	0	2,734	100,001
AA-08-26A-amp1-4	47,31	1,401	6,594	14,012	0,487	13,396	11,672	0,809	0,636	0,003	3,673	99,999
AA-08-26A-amp1-5	49,306	0,809	5,827	13,634	0,497	14,425	11,557	0,7	0,381	0,007	2,851	99,999
AA-08-26A-amp1-6	47,054	1,436	6,826	14,376	0,471	13,523	11,435	1,061	0,676	0,03	3,11	100
AA-08-26A-amp1-7	54,342	0,302	13,492	7,95	0,439	7,191	8,063	3,115	2,348	0,048	2,708	100
AA-08-26A-amp1-8	49,116	0,602	5,744	13,656	0,602	14,258	11,393	0,716	0,413	0	3,494	99,999
AA-08-26A-amp1-9	60,2	0,003	24,748	0,199	0,028	0,015	6,407	7,96	0,251	0,032	0,152	100
AA-08-26A-amp2-1	46,632	1,174	7,295	14,591	0,653	13,177	11,193	0,883	0,581	0,031	3,78	99,999
AA-08-26A-amp2-10	57,339	0,032	26,123	0,166	0,023	0	8,713	6,565	0,205	0,018	0,813	100,002
AA-08-26A-amp2-11	51,15	0,013	30,405	0,143	0	0	13,114	3,87	0,113	0	1,188	100
AA-08-26A-amp2-12	0	0	0	92,332	0	0	0,136	0	0	0,006	7,524	99,999
AA-08-26A-amp2-13	55,57	0,03	27,374	0,202	0,009	0	10,207	5,911	0,201	0	0,491	100
AA-08-26A-amp2-14	56,642	0,025	27,089	0,165	0,013	0,007	9,344	6,082	0,241	0,047	0,349	100,002

AA-08-26A-amp2-2	47,15	1,541	6,834	14,104	0,599	13,595	11,388	0,915	0,669	0,026	3,172	100
AA-08-26A-amp2-3	50,357	0,674	4,801	12,471	0,589	15,357	12,082	0,466	0,299	0	2,895	99,999
AA-08-26A-amp2-4	46,743	1,5	6,923	13,938	0,426	13,573	11,623	0,911	0,631	0,05	3,673	99,999
AA-08-26A-amp2-5	55,358	0,073	0,913	10,728	0,794	18,546	11,167	0,137	0,031	0	2,252	100,001
AA-08-26A-amp2-6	51,152	0,435	4,246	12,424	0,691	15,836	11,557	0,456	0,222	0	2,976	100
AA-08-26A-amp2-7	36,201	3,78	13,812	17,312	0,205	13,014	0,02	0,135	9,664	0,343	5,514	100,001
AA-08-26A-amp2-8	0	39,761	0	53,471	1,311	0,01	0,013	0	0,001	1,238	4,191	100
AA-08-26A-amp2-9	57,155	0,023	26,512	0,161	0	0	8,813	6,535	0,202	0,039	0,554	100
AA-08-26A-px-1	53,106	0,08	0,576	7,665	0,435	14,412	23,179	0,291	0	0	0,25	100
AA-08-26A-px-2	52,648	0,078	0,673	7,845	0,536	14,465	22,741	0,268	0	0,042	0,697	100
AA-08-26A-px-3	67,18	0,022	1,02	9,872	0,425	6,455	6,624	0,212	0,064	0,013	8,105	99,999
AA-08-26A-px-4	52,273	0,372	5,938	11,249	0,624	14,797	11,024	0,585	0,997	0	2,136	100,001
AA-08-26A-px-5	57,945	0,027	26,048	0,131	0	0	8,245	6,866	0,24	0,02	0,474	100
AA-08-26A-px-6	50,215	0,419	4,962	12,96	0,557	14,833	11,638	0,609	0,354	0	3,449	100
AA-08-26A-px-7	54,708	0,108	1,069	10,113	0,608	17,675	12,328	0,116	0,025	0	3,244	100,001
AA-08-29-zone1-1	44,837	1,379	7,312	17,707	0,54	10,587	11,49	1,085	0,783	0,021	4,254	100
AA-08-29-zone1-2	44,854	1,318	7,376	17,505	0,568	10,882	11,536	1,209	0,769	0,009	3,968	100,001
AA-08-29-zone1-3	44,097	1,611	8,253	18,595	0,511	9,809	11,135	1,194	0,967	0,052	3,771	100
AA-08-29-zone1-4	35,343	4,519	13,409	21,266	0,269	10,237	0,041	0,105	9,988	0,426	4,397	100,001
AA-08-29-zone1-5	52,629	0	28,538	0,268	0,03	0	11,223	4,867	0,11	0,025	2,305	99,999

AA-08-29-zone2-1	0	0,255	0,164	92,399	0,061	0	0,055	0	0	0	7,068	100,001
AA-08-29-zone2-2	0	49,875	0	41,691	6,323	0,234	0,052	0	0,006	1,532	0,286	100
AA-08-29-zone2-3	44,863	1,429	7,497	17,894	0,617	10,663	11,724	1,059	0,809	0,003	3,431	99,998
AA-08-29-zone2-4	45,118	1,374	7,348	17,825	0,582	10,58	11,507	1,085	0,805	0	3,771	100,001
AA-08-29-zone2-5	35,664	4,447	13,585	20,979	0,362	10,391	0,01	0,039	9,908	0,411	4,2	100
AA-08-29-zone2-6	45,062	1,409	7,323	17,804	0,569	11,038	11,643	1,182	0,746	0,025	3,19	99,999
AA-08-29-zone2-7	59,042	0	24,95	0,235	0,006	0,002	7,029	7,493	0,334	0,045	0,858	100
AA-08-29-zone2-8	58,809	0	25,532	0,183	0	0	7,705	7,364	0,282	0,015	0,107	100
AA-08-29-zone3-1	0	0,092	0,111	93,172	0,049	0,035	0	0	0,018	0	6,523	100,001
AA-08-29-zone3-2	0	49,277	0	43,568	5,423	0,154	0,06	0,022	0	1,59	0	100,096
AA-08-29-zone3-3	34,599	4,674	13,354	20,944	0,31	9,937	0,074	0,082	9,57	0,432	6,014	99,999
AA-08-29-zone3-4	58,664	0	24,956	0,458	0	0,013	7,346	7,451	0,277	0	0,831	100,001
AA-08-29-zone3-5	58,509	0,007	25,383	0,306	0,037	0,003	7,544	7,195	0,312	0,039	0,661	100
AA-08-29-zone3-6	58,112	0	25,696	0,117	0,012	0,04	7,599	7,217	0,278	0	0,929	100
AA-08-29-zone3-7	46,41	1,241	6,505	17,284	0,58	11,545	11,81	1,034	0,689	0,064	2,833	100
AA-08-30B2-amp1-1	100,087	0,018	0	0,201	0,026	0	0,038	0,018	0	0	0	100,39
AA-08-30B2-amp1-2	99,381	0,037	0	0,322	0,023	0,003	0,064	0	0	0	0,17	100,001
AA-08-30B2-amp1-3	46,283	1,745	6,853	15,682	0,316	12,731	11,081	1,368	0,844	0,065	3,029	100
AA-08-30B2-amp1-4	49,629	0,252	4,691	16,388	0,413	12,457	12,369	0,51	0,323	0	2,958	99,998
AA-08-30B2-amp1-5	30,305	34,389	2,555	1,389	0,101	0,018	28,412	0	0,006	1,08	1,743	100

AA-08-30B2-amp1-6	29,997	35,067	2,347	1,193	0,034	0,013	28,518	0,007	0,005	1,084	1,734	100
AA-08-30B2-amp1-7	0	47,9	0	41,91	7,869	0,169	0,05	0,027	0,022	1,553	0,5	100
AA-08-30B2-amp1-8	2,462	83,95	0,111	5,403	0,079	0,02	1,899	0,004	0	2,834	3,235	100
AA-08-30B2-amp1-9	46,217	1,396	6,471	17,957	0,504	11,134	11,227	1,053	0,695	0,038	3,306	100
AA-08-30B2-amp2-1	52,517	0,057	0,431	11,021	0,682	12,588	22,145	0,342	0,008	0	0,206	99,999
AA-08-30B2-amp2-10	46,874	1,243	6,311	17,119	0,542	11,747	10,869	1,099	0,667	0,015	3,512	99,999
AA-08-30B2-amp2-11	46,85	0,972	5,916	17,364	0,474	12,321	10,802	1,105	0,584	0,006	3,601	100,001
AA-08-30B2-amp2-12	47,043	1,218	6,537	17,099	0,557	11,99	10,848	1,279	0,711	0,051	2,663	99,999
AA-08-30B2-amp2-2	52,111	0,152	0,51	10,629	0,67	12,963	21,745	0,298	0	0	0,92	100
AA-08-30B2-amp2-3	47,402	1,073	5,935	16,723	0,524	11,983	11,62	0,879	0,6	0,05	3,208	99,999
AA-08-30B2-amp2-4	52,13	0,085	0,414	11,369	0,724	12,761	21,568	0,271	0	0	0,67	100
AA-08-30B2-amp2-5	52,346	0,098	0,425	10,393	0,644	13,162	21,532	0,216	0,001	0	1,18	100
AA-08-30B2-amp2-6	47,212	1,081	6,209	17,249	0,54	11,744	11,732	0,764	0,606	0,036	2,824	100
AA-08-30B2-amp2-7	57,928	0,005	26,227	0,194	0,012	0	8,034	6,903	0,212	0,029	0,456	100
AA-08-30B2-amp2-8	0	0,108	0,038	93,055	0,106	0	0,013	0,022	0	0	6,657	100
AA-08-30B2-amp2-9	47,573	0,999	5,759	17,259	0,56	11,961	11,034	1,012	0,601	0,052	3,181	100
AA-08-30B2-amp3-1	45,712	1,5	6,677	17,451	0,535	11,245	11,21	1,192	0,736	0,017	3,717	100
AA-08-30B2-amp3-2	46,596	1,306	6,694	16,958	0,497	11,797	11,371	0,859	0,658	0,073	3,19	100,001
AA-08-30B2-amp3-3	47,882	0,474	5,459	17,128	0,474	11,963	12,05	0,693	0,455	0,028	3,387	100
AA-08-30B2-amp3-4	48,748	1,134	5,483	14,622	0,35	13,702	11,417	0,78	0,608	0,01	3,145	100,002

AA-08-30B2-amp3-5	0	0,402	0,057	92,364	0,048	0	0,008	0	0	0	7,122	100
AA-08-30B2-bt-1	36,443	4,168	13,371	20,698	0,227	10,91	0	0,101	9,882	0,361	3,834	100
AA-08-30B2-bt-2	46,989	1,281	6,167	16,804	0,442	12,101	11,033	1,177	0,628	0,02	3,36	100,001
AA-08-30B2-bt-3	36,124	4,405	13,224	21,096	0,249	10,774	0,024	0,117	9,802	0,506	3,673	99,999
AA-08-30B2-bt-4	56,197	0,022	26,839	0,125	0	0,002	9,218	6,624	0,163	0,001	0,804	100
AA-08-30B2-bt-5	56,529	0,033	26,966	0,16	0,021	0,002	9,165	6,264	0,251	0,011	0,599	99,999
AA-08-30B2-pl1-1	58,818	0	25,619	0,113	0	0	7,61	7,193	0,154	0	0,491	100,001
AA-08-30B2-pl1-2	56,488	0,037	26,79	0,139	0,017	0,01	8,909	6,476	0,284	0,039	0,804	99,999
AA-08-30B2-pl1-3	58,741	0,035	25,766	0,17	0	0,002	7,758	7,115	0,311	0,05	0,054	100,001
AA-08-30B2-pl1-4	58,672	0	25,64	0,256	0,01	0,007	7,507	7,325	0,261	0	0,322	100,001
AA-08-33A-amp1-1	49,48	1,006	5,139	13,888	0,461	14,626	11,47	0,824	0,424	0,012	2,663	100
AA-08-33A-amp1-2	54,633	0,022	0,225	20,633	1,62	19,161	1,033	0,015	0	0	2,654	100,001
AA-08-33A-amp1-3	54,99	0,007	27,945	0,257	0	0	10,515	5,744	0,178	0	0,357	99,999
AA-08-33A-amp1-4	49,903	0,947	5,086	12,345	0,515	15,752	11,522	0,67	0,431	0,018	2,806	100
AA-08-33A-amp1-5	50,562	0,856	4,614	12,351	0,398	15,652	11,603	0,66	0,452	0	2,842	99,999
AA-08-33A-amp1-6	63,573	0,005	22,533	0,237	0	0,012	4,118	9,124	0,536	0,023	0	100,165
AA-08-33A-amp1-7	52,635	0,037	29,373	0,167	0	0	12,208	4,621	0,153	0	0,804	100
AA-08-33A-amp2-1	0	48,261	0	47,081	2,779	0,25	0	0	0,014	1,492	0,125	100,001
AA-08-33A-amp2-2	46,249	1,952	7,835	13,275	0,461	14,279	11,045	1,642	0,299	0,045	2,913	99,999
AA-08-33A-amp2-3	53,099	0,047	0,217	22,71	1,462	22,422	0,515	0	0	0	0	100,477

AA-08-33A-amp2-4	49,261	1,193	5,411	11,951	0,378	15,894	11,254	0,979	0,391	0,022	3,262	100
AA-08-33A-amp2-5	62,195	0,013	23,333	0,31	0,013	0	4,858	8,685	0,317	0	0,277	100,001
AA-08-33A-amp2-6	64,947	0,03	18,339	0,062	0	0,008	0,027	1,738	14,825	0,406	0	100,385
AA-08-33A-amp2-7	54,742	0,063	1,982	21,46	1,108	18,857	0,83	0,084	0,26	0	0,608	100
AA-08-33A-amp3-1	52,051	0,1	0,406	22,212	1,338	21,686	0,863	0,023	0	0	1,314	100
AA-08-33A-amp3-2	49,422	0,984	4,708	12,452	0,421	15,52	11,329	0,853	0,495	0,026	3,789	100,002
AA-08-33A-amp3-3	52,229	0,085	0,51	22,517	1,462	21,644	0,845	0,015	0,013	0	0,67	99,998
AA-08-33A-amp3-4	52,196	0,292	0,99	9,274	0,659	14,317	20,76	0,434	0	0,022	1,046	99,998
AA-08-33A-amp3-5	52,455	0,337	3,197	11,59	0,447	16,483	11,726	0,407	0,272	0	3,083	100
AA-08-33A-amp3-6	60,784	0,002	22,376	0,807	0,001	0,987	5,972	8,134	0,143	0,008	0,786	100
AA-08-33A-amp4-1	91,519	0,027	0,484	2,591	0,028	2,044	2,475	0,123	0,04	0	0,67	100,002
AA-08-33A-amp4-2	51,707	0,192	1,956	10,45	0,372	14,128	18,459	0,301	0,136	0,017	2,279	100
AA-08-33A-amp4-3	51,88	0,269	1,103	9,349	0,387	14,632	20,534	0,328	0	0	1,51	100
AA-08-33A-amp4-4	53,292	0,158	0,977	8,16	0,466	15,803	19,344	0,272	0,028	0	1,492	99,999
AA-08-33A-amp4-5	53,39	0,18	1,128	8,399	0,436	16,541	17,441	0,276	0,065	0,03	2,109	100,001
AA-08-33A-amp4-6	60,991	0,025	23,274	0,21	0,015	0,017	5,313	8,271	0,404	0	1,474	99,999
AA-08-33A-amp4-7	54,843	0,01	28,105	0,25	0	0,007	10,509	5,457	0,182	0,018	0,617	100
AA-08-33A-amp4-8	61,385	0	23,903	0,14	0	0,06	5,5	8,384	0,248	0,02	0,357	100
AA-08-33A-op-1	0	0,145	0,255	93,482	0	0,061	0	0,028	0	0	6,023	99,999
AA-08-33A-op-2	0	46,411	0	49,354	1,79	0,539	0,014	0,034	0	1,466	0,393	100,001

AA-08-33A-op-3	0	0,756	0,164	93,106	0	0,036	0,014	0,043	0,017	0,016	5,844	100
AA-08-33A-op-4	0,16	0,007	0	0,386	0,124	0	56,139	0,005	0,001	0	43,17	100,001
AA-08-33A-op-5	34,898	4,791	13,798	16,561	0,169	14,644	1,771	0,097	6,525	0,189	6,55	100
AA08-34A-amp1-1	47,644	1,171	5,889	12,762	0,557	14,71	11,54	1,179	0,358	0,022	4,164	100
AA08-34A-amp1-2	0	48,548	0	43,991	4,958	0,071	0,004	0,036	0,002	1,487	0,903	99,999
AA08-34A-amp1-3	0	0,329	0,538	90,421	0,128	0,032	0	0	0	0	8,552	100
AA08-34A-amp1-4	43,004	3,164	9,634	12,501	0,354	13,797	11,038	2,181	0,516	0,102	3,708	100
AA08-34A-amp1-5	46,746	1,546	6,483	13,469	0,464	14,11	11,158	1,461	0,402	0,023	4,137	100,002
AA08-34A-amp2-1	52,787	0,125	0,484	21,08	1,459	22,062	0,922	0,031	0,014	0	1,028	99,999
AA08-34A-amp2-1a	89,2058	0,2881	1,2000	3,3578	0,0726	2,9738	2,6154	0,2190	0,0826	0,0000	0,0000	100,0150
AA08-34A-amp2-2	52,498	0,173	0,671	20,685	1,267	22,782	1,121	0,03	0,002	0,025	0,742	100,001
AA08-34A-amp2-2a	45,6027	2,0207	7,4644	14,3666	0,4220	13,4771	11,1483	1,6773	0,4488	0,1112	3,2617	100,0010
AA08-34A-amp2-3	44,544	2,375	8,151	13,202	0,436	13,79	10,813	1,932	0,423	0,085	4,245	100
AA08-34A-amp2-3a	44,5338	2,4716	8,5533	14,7876	0,4938	12,7709	11,1249	1,9326	0,5052	0,0292	2,7971	100,0000
AA08-34A-amp2-4	48,765	1,123	4,843	12,429	0,471	15,201	11,385	1,103	0,507	0,039	4,128	100
AA08-34A-amp2-5	51,891	0,185	0,935	8,754	0,684	14,216	20,856	0,333	0,007	0,007	2,127	100,001
AA08-34A-amp2-6	52,113	0,12	0,569	8,779	0,757	13,765	22,103	0,334	0	0	1,457	100
AA08-34A-amp2-7	51,685	0,082	0,472	8,516	0,847	14,109	22,317	0,233	0	0	1,734	100
AA08-34A-amp3-1	49,0748	1,0060	5,3430	12,9344	0,4502	15,0136	11,4396	1,0559	0,3862	0,0449	3,2525	100,0010
AA08-34A-amp3-2	47,1494	1,5999	6,6835	14,0768	0,5065	14,1018	11,2532	1,3958	0,4220	0,0441	2,7671	100,0000

AA08-34A-amp3-3	60,7401	0,7136	3,9062	10,9221	0,2867	8,8252	7,8361	0,4021	0,3030	0,0163	6,0497	100,0010
AA08-34A-bt1-1	42,354	3,479	10,694	12,388	0,331	13,09	11,459	2,282	0,473	0,121	3,324	100
AA08-34A-bt1-2	48,104	1,129	5,746	12,864	0,471	14,919	11,329	1,181	0,377	0,018	3,86	100,001
AA08-34A-bt1-3	42,527	3,054	9,447	14,623	0,453	12,154	11,133	2,108	0,565	0,084	3,851	100,001
AA08-34A-bt1-4	47,225	1,339	6,124	13,953	0,453	13,895	11,391	1,194	0,482	0,035	3,905	99,999
AA08-34A-bt1-5	42,405	2,732	9,746	15,83	0,491	11,502	11,272	2,014	0,642	0,105	3,253	99,999
AA08-34A-bt1-6	45,652	1,957	7,254	14,517	0,465	13,105	11,272	1,558	0,46	0,046	3,708	100
AA08-34A-bt1-7	50,104	1,046	4,417	12,941	0,474	15,236	11,654	0,731	0,452	0,021	2,913	99,998
AA08-34A-bt2-1	36,911	4,252	12,716	14,973	0,199	14,546	0	0,206	9,393	0,59	6,211	100
AA08-34A-bt2-2	35,861	4,639	13,432	15,92	0,177	13,875	0,013	0,171	9,281	0,566	6,059	99,999
AA08-34A-bt2-3	36,625	4,782	13,243	16,118	0,2	14,055	0	0,189	9,655	0,643	4,486	100,001
AA08-34A-bt2-4	36,124	4,694	13,184	15,361	0,181	13,958	0,053	0,205	9,397	0,691	6,148	100,001
AA08-34A-bt2-5	31,865	2,854	15,514	17,582	0,284	16,3	0,388	0,084	3,322	0,152	11,653	100,002
AA08-34A-myr1-1	64,067	0,008	18,322	0,086	0	0	0,077	1,127	15,691	0,362	0,25	99,998
AA08-34A-myr1-2	64,647	0,027	18,344	0,148	0	0	0,062	2,314	13,742	0,064	0,652	100,002
AA08-34A-myr1-3	61,83	0	23,327	0,197	0	0,01	4,792	8,973	0,155	0,001	0,715	100,001
AA08-34A-myr1-4	36,028	5,124	13,273	16,207	0,181	13,198	0,056	0,148	9,462	0,705	5,612	100
AA08-34A-myr1-5	45,582	2,017	7,401	14,486	0,431	13,047	11,303	1,632	0,463	0,109	3,53	100,002
AA08-34A-op1-1	0	0,192	0,297	91,298	0	0,012	0	0	0,018	0	8,185	100
AA08-34A-op1-2	0	48,187	0	45,62	4,133	0,113	0,01	0	0,004	1,461	0,474	100,001

AA08-34A-op1-3	0	0,395	0,402	90,769	0,127	0,028	0	0,013	0,006	0	8,257	100
AA08-34A-op1-4	0	0,38	0,266	91	0,139	0,02	0,029	0,007	0,018	0	8,141	100,002
AA08-34A-op1-5	1,26	47,278	0,788	42,44	5,316	0,492	0,029	0,012	0,022	1,436	0,929	100,002
AA08-34A-plag1-1	64,581	0,005	18,023	0,086	0	0	0,112	1,279	15,232	0,145	0,536	100
AA08-34A-plag1-2	63,657	0,018	19,831	0,134	0,043	0,007	1,581	4,456	9,766	0,207	0,295	100,001
AA08-34A-plag1-3	58,815	0,002	25,008	0,161	0,001	0,007	7,092	7,35	0,332	0,057	1,171	100
AA08-34A-plag1-4	55,889	0,023	26,977	0,269	0	0,015	9,429	5,947	0,292	0	1,153	100
AA08-34A-plag1-5	58,09	0	25,235	0,22	0,013	0,03	7,581	7,144	0,404	0	1,278	100
AA08-34A-plag1-6	54,299	0,017	28,324	0,239	0	0,017	10,827	5,428	0,196	0,021	0,626	99,999
AA08-34A-plag1-7	61,575	0,012	23,391	0,244	0	0	5,208	8,737	0,314	0,015	0,5	100
AA08-34A-plag1-8	64,221	0,037	18,263	0,125	0,006	0	0,153	2,069	14,186	0,143	0,795	100
AA08-34A-plag2-1	53,245	0,027	28,445	0,28	0	0,002	11,343	5,132	0,161	0,02	1,34	99,999
AA08-34A-plag2-2	58,509	0,133	21,086	1,308	0,059	1,645	6,158	7,72	0,192	0	3,181	100
AA08-34A-plag2-3	53,116	0,015	28,634	0,259	0,01	0,041	11,619	4,981	0,236	0,006	1,081	99,999
AA08-34A-plag2-4	57,885	0	25,498	0,323	0	0	7,617	7,147	0,44	0,001	1,081	99,998
AA08-34A-plag2-5	53,901	0,038	27,895	0,189	0	0,015	10,705	5,403	0,207	0	1,644	100
AA08-35A-amp1-1	26,767	0,028	18,276	22,966	0,664	17,725	0,032	0,004	0,034	0,007	13,493	100
AA08-35A-amp1-2	52,376	0,435	2,575	9,601	0,9	17,469	11,181	0,635	0,187	0	4,638	100
AA08-35A-amp1-3	26,427	0,072	18,928	21,429	0,569	18,227	0,059	0,011	0,025	0	14,253	100,002
AA08-35A-amp1-4	50,729	0,672	3,741	10,74	0,832	16,695	11,241	0,971	0,322	0,015	4,039	100,002

AA08-35A-amp1-5	50,019	0,844	4,51	10,728	0,963	16,672	11,045	1,13	0,295	0,021	3,762	99,999
AA08-35A-amp1-6	63,167	0	18,305	0,093	0,014	0,01	0,024	0,677	16,42	0,152	1,135	99,999
AA08-35A-amp2-1	50,605	0,959	4,06	10,352	0,776	17,04	11,547	1,119	0,257	0	3,28	100
AA08-35A-amp2-2	51,568	0,672	3,52	10,44	0,607	16,955	11,699	0,886	0,251	0,044	3,351	99,999
AA08-35A-amp2-3	52,4	0,545	2,742	10,024	0,702	18,01	11,539	0,723	0,19	0,028	3,092	100
AA08-35A-amp2-4	49,015	1,064	5,202	11,322	0,974	15,961	11,01	1,349	0,272	0,032	3,789	99,998
AA08-35A-amp2-5	53,007	0,37	2,271	9,108	0,887	18,211	11,578	0,611	0,167	0,041	3,744	100
AA08-35A-amp3-1	52,5574	0,7014	3,3722	10,6627	0,9172	17,0210	11,2417	0,9494	0,2568	0,0000	2,3212	100,0010
AA08-35A-amp3-2	54,3057	0,3465	2,1836	8,9665	0,8881	18,1952	11,4680	0,6201	0,1718	0,0000	2,8544	100,0000
AA08-35A-amp3-3	54,2278	0,3328	2,1907	9,9893	1,0756	18,3266	10,8422	0,6200	0,1209	0,0000	2,2731	99,9990
AA08-35A-bt1-1	36,706	4,218	12,899	14,342	0,382	15,523	0,008	0,271	9,609	0,569	5,469	100
AA08-35A-bt1-2	28,93	0,197	16,024	20,577	0,424	19,711	0,095	0,031	0,122	0	13,887	99,999
AA08-35A-bt1-3	46,686	0,013	17,303	9,161	0,196	8,723	0,034	0,106	9,607	0,373	7,792	99,999
AA08-35A-bt1-4	64,072	0,01	18,256	0,313	0,006	0,005	0,004	1,7	15,061	0,002	0,563	99,997
AA08-35A-bt1-5	26,36	0,047	18,889	22,257	0,714	18,093	0,025	0	0,014	0,004	13,592	100,001
AA08-35A-bt1-6	34,83	4,048	13,642	15,467	0,465	16,01	0,125	0,16	7,65	0,515	7,086	100,001
AA08-35A-op1-1	0	0,34	0,036	92,266	0,111	0	0	0,034	0,036	0	7,176	100,001
AA08-35A-op1-2	0	47,133	0	42,503	7,83	0,096	0	0,016	0,049	1,53	0,84	99,999
AA08-35A-op1-3	0	0,145	0,042	92,389	0,022	0,015	0,029	0,015	0,008	0	7,336	100
AA08-35A-op1-4	0	48,327	0	40,286	8,602	0,123	0,175	0	0	1,455	1,028	100

AA08-35A-op1-5	0	0,612	0,07	91,561	0,089	0,003	0	0,062	0	0,038	7,56	99,999
AA08-35A-op2-1	0	0,142	0,108	91,421	0,077	0,025	0,006	0,07	0	0,001	8,15	99,999
AA08-35A-op2-2	0	0,183	0,07	91,231	0,084	0,02	0	0,004	0,001	0	8,4	99,999
AA08-35A-op2-3	0	43,474	0	47,044	4,749	0,104	0,069	0	0	1,333	3,226	99,999
AA08-35A-op2-4	38,274	0,065	0	1,099	0,017	0	0	0	0	0	60,533	99,999
AA08-35A-op2-5	0	51,502	0	35,701	10,531	0,179	0,077	0,034	0,005	1,587	0,384	100
AA08-35A-plag1-1	64,649	0,003	21,439	0,1	0	0,01	2,79	9,827	0,652	0	0,527	100,001
AA08-35A-plag1-10	64,052	0	18,148	0,1	0,015	0,012	0,05	2,217	14,066	0	1,331	99,999
AA08-35A-plag1-2	62,76	0,007	22,469	0,192	0,008	0	3,779	9,118	0,699	0,099	0,867	100
AA08-35A-plag1-3	60,893	0,017	23,671	0,198	0,001	0	5,352	8,471	0,601	0,025	0,768	99,998
AA08-35A-plag1-4	60,957	0,012	23,818	0,216	0	0	5,482	8,27	0,548	0,011	0,679	99,999
AA08-35A-plag1-5	56,396	0,013	25,167	0,252	0	0,025	8,489	6,943	0,276	0,019	2,413	99,999
AA08-35A-plag1-6	59,53	0,003	24,306	0,196	0	0,015	6,489	7,77	0,353	0,016	1,323	100
AA08-35A-plag1-7	57,528	0	25,857	0,216	0,008	0,015	7,943	6,895	0,322	0,051	1,162	99,999
AA08-35A-plag1-8	59,968	0,003	24,217	0,225	0	0,025	6,182	8,035	0,475	0,033	0,831	100
AA08-35A-plag1-9	53,777	0,058	27,818	0,515	0	0,01	10,476	5,296	0,149	0,016	1,877	99,999
AA08-35A-plag2-1	99,757	0,002	0	0,023	0,014	0	0,001	0,003	0,014	0,002	0,179	100,001
AA08-35A-plag2-2	64,119	0	18,182	0,057	0,058	0	0,013	0,979	15,862	0,057	0,67	100
AA08-35A-plag2-3	62,548	0	22,609	0,135	0	0,003	4,028	9,167	0,354	0,074	1,072	99,999
AA08-35A-plag2-4	99,438	0,002	0	0	0,006	0,008	0	0,008	0	0,004	0,527	100

AA08-35A-plag2-5	99,682	0,012	0	0	0	0	0,011	0	0,018	0	0,277	100,001
AA08-35A-X-1	49,392	0,984	5,043	11,692	0,786	15,692	11,217	1,177	0,334	0,013	3,664	100,001
AA08-35A-X-1a	54,1534	0,4300	2,2872	9,1262	0,9014	18,4122	11,5265	0,7395	0,1736	0,0149	2,2351	100,0000
AA08-35A-X-2	49,616	0,949	4,858	11,272	0,841	16,083	11,146	1,256	0,313	0,017	3,646	100,001
AA08-35A-X-2a	52,4752	0,4804	2,6597	10,3912	0,8290	17,8839	11,5818	0,6606	0,2142	0,0075	2,8165	100,0000
AA08-35A-X-3	54,254	0,138	1,328	9,714	0,66	18,103	11,966	0,415	0,092	0	3,324	99,999
AA08-35A-X-3a	50,2774	0,9580	4,7566	11,2650	0,8126	16,3342	11,0270	1,2394	0,2928	0,0000	3,0381	100,0010
AA08-35A-X-4	63,34	0,022	18,135	0,129	0	0,017	0,116	1,185	15,71	0,419	0,929	100
AA08-35A-X-5	51,852	0,587	2,709	10,207	0,946	17,584	11,252	0,74	0,231	0,019	3,869	100,001
AA08-35A-X-6	26,446	0,035	18,938	22,412	0,643	17,035	0,078	0,016	0,028	0	14,36	100
AA-08-37A-amp1-1	47,116	1,241	6,25	15,53	0,602	12,706	11,205	1,1	0,722	0	3,521	100
AA-08-37A-amp1-2	47,779	1,089	5,629	15,317	0,767	12,918	11,805	0,768	0,582	0,064	3,28	100,001
AA-08-37A-amp1-3	47,107	1,193	6,076	15,623	0,687	12,669	11,531	1,134	0,63	0,04	3,306	100
AA-08-37A-amp1-4	47,165	1,233	5,988	15,564	0,73	12,882	11,461	1,201	0,683	0,046	3,038	99,998
AA-08-37A-amp1-5	64,707	0,005	18,271	0,19	0	0	0,001	1,002	15,699	0,467	0	100,345
AA-08-37A-amp1-6	60,484	0,002	24,697	0,163	0,03	0,003	6,396	7,942	0,223	0	0,054	100
AA-08-37A-amp2-1	47,584	1,221	6,199	15,9	0,683	12,401	11,354	1,016	0,652	0,031	2,958	100,001
AA-08-37A-amp2-2	49,657	0,385	5,385	15,052	0,617	12,862	11,938	0,605	0,293	0	3,199	100,001
AA-08-37A-amp2-3	51,27	0,102	4,021	13,875	0,555	14,409	12,394	0,462	0,116	0,046	2,743	100
AA-08-37A-amp2-4	0	0,44	0,07	92,114	0,385	0,022	0,071	0	0,019	0	6,881	100,001

AA-08-37A-amp2-5	63,689	0,018	18,273	0,358	0	0	0,018	1,124	15,393	0,655	0,474	100,002
AA-08-37A-amp2-6	61,308	0,025	24,088	0,19	0,003	0,003	5,669	8,169	0,369	0,017	0,161	100,001
AA-08-37A-amp3-1	47,687	1,149	5,787	15,749	0,758	13,001	11,567	0,9	0,62	0	2,779	100
AA-08-37A-amp3-2	48,282	1,056	5,759	15,435	0,723	13,258	11,493	0,918	0,597	0,017	2,457	100,002
AA-08-37A-amp3-3	47,402	1,246	5,585	15,442	0,629	12,885	11,708	0,942	0,629	0,012	3,512	100
AA-08-37A-amp3-4	47,133	1,223	6,11	15,681	0,639	12,847	11,216	1,17	0,722	0,05	3,208	100
AA-08-37A-amp3-5	64,286	0	18,35	0,078	0,004	0	0,015	1,128	15,669	0,537	0	100,072
AA-08-37A-amp3-6	59,65	0	24,939	0,147	0	0,008	6,888	7,919	0,265	0,029	0,152	100,001
AA-08-37A-amp3-7	55,414	0,003	27,844	0,224	0	0	10,28	5,718	0,158	0,017	0,34	99,999
AA-08-37A-amp3-8	48,517	0,887	5,307	15,381	0,812	13,49	10,809	1,031	0,475	0	3,288	100,001
AA-08-37A-amp3-9	46,818	1,149	5,972	15,847	0,711	12,815	11,254	0,946	0,635	0,029	3,816	99,999
AA-08-37A-bt1-1	36,477	4,372	13,502	20,011	0,504	10,965	0	0,105	9,619	0,564	3,878	100
AA-08-37A-bt1-2	36,58	3,756	13,349	19,868	0,413	11,406	0	0,104	9,676	0,171	4,674	100
AA-08-37A-bt1-3	0	48,282	0	45,27	5,016	0,262	0,022	0	0,005	1,554	0	100,413
AA-08-37A-bt1-4	61,239	0,015	23,89	0,239	0	0	5,612	8,198	0,302	0	0,5	100
AA-08-37A-bt1-5	36,456	4,018	13,485	19,904	0,489	11,384	0	0,088	9,797	0,343	4,03	100
AA-08-37A-bt1-6	47,242	1,229	6,212	16,081	0,721	12,414	11,27	1,041	0,699	0,032	3,056	99,999
AA-08-37A-bt1-7	60,976	0	24,156	0,199	0	0	5,741	8,254	0,328	0	0,34	100
AA-08-46-amp1-1	54,522	0,162	0,586	13,159	0,678	16,184	11,35	0,244	0,071	0	3,038	100
AA-08-46-amp1-10	53,104	0,052	28,402	0,495	0,022	0,003	11,468	5,005	0,198	0	1,251	100,001

AA-08-46-amp1-11	53,046	0,427	1,7	13,414	0,396	15,646	11,602	0,608	0,207	0,017	2,931	100
AA-08-46-amp1-12	52,727	0,444	1,636	13,282	0,354	15,984	11,64	0,67	0,186	0	3,074	100
AA-08-46-amp1-13	49,144	0,984	4,346	15,25	0,492	14,674	10,361	1,525	0,49	0,046	2,681	99,998
AA-08-46-amp1-14	0	3,156	0,523	88,773	0,918	0,027	0,06	0,034	0,005	0,073	6,425	99,999
AA-08-46-amp1-15	26,604	0,053	18,77	22,877	0,42	18,383	0,011	0	0	0	12,877	100
AA-08-46-amp1-16	3,243	0,145	1,306	86,064	0,081	1,043	0,467	0,051	0	0,015	7,587	100,001
AA-08-46-amp1-17	0,137	0,01	0	0,431	0,189	0,012	56,324	0,133	0,012	0	42,741	99,998
AA-08-46-amp1-18	49,447	0,932	3,65	16,023	0,697	14,54	9,292	1,438	0,354	0	3,619	99,999
AA-08-46-amp1-19	26,906	0,042	18,39	24,249	0,316	16,98	0,05	0,022	0,02	0	13,02	100,001
AA-08-46-amp1-2	48,949	0,961	4,134	16,933	0,622	13,246	9,954	1,378	0,448	0,059	3,315	100,001
AA-08-46-amp1-20	50,63	0,837	3,106	14,515	0,706	15,588	9,675	1,109	0,346	0,013	3,467	100
AA-08-46-amp1-3	48,395	1,134	4,3	16,581	0,682	13,704	10,187	1,763	0,502	0,026	2,717	100
AA-08-46-amp1-4	49,738	1,073	3,824	15,685	0,541	14,45	10,325	1,36	0,478	0	2,52	99,999
AA-08-46-amp1-5	54,592	0,168	0,676	11,474	0,656	17,65	11,102	0,313	0,042	0	3,315	99,998
AA-08-46-amp1-6	49,319	0,802	3,768	16,634	0,581	13,817	10,026	1,259	0,42	0,02	3,351	100
AA-08-46-amp1-7	55,012	0,153	0,489	11,933	0,527	17,168	11,865	0,233	0,045	0	2,565	99,999
AA-08-46-amp1-8	65,623	0,023	20,903	0,332	0	0,003	2,202	10,665	0,177	0	0,063	99,998
AA-08-46-amp1-9	57,157	0,04	25,828	0,488	0	0,008	8,3	6,856	0,247	0,011	1,063	100
AA08-46-amp2-1	64,1334	0,0115	17,6863	0,1514	0,0306	0,0077	0,0027	0,5728	16,2379	0,1689	0,9959	99,9990
AA08-46-amp2-2	50,0955	0,9751	3,5810	15,4278	0,4973	14,4379	10,6297	1,3152	0,3661	0,0292	2,6451	100,0000

AA08-46-amp2-3	48,4537	1,2273	4,2169	15,7873	0,4901	14,0304	10,5531	1,5407	0,4233	0,0000	3,2754	99,9980
AA08-46-amp2-4	54,7644	0,1147	5,3769	17,0530	0,6607	9,5178	9,7890	0,6663	0,4300	0,0000	1,6271	100,0000
AA08-46-amp2-5	57,3941	0,1235	12,7517	5,1561	0,2940	4,4011	5,8562	0,5982	1,1102	0,0190	12,2968	100,0010
AA08-46-amp2-6	49,8913	0,1382	1,7151	24,7365	1,2659	7,7227	11,2607	0,4768	0,1865	0,0000	2,6064	100,0000
AA08-46-amp2-7	50,0718	0,8895	3,1843	15,4200	0,5085	14,9372	10,6125	1,2959	0,3669	0,0000	2,7124	99,9990
AA08-46-amp2-8	63,8573	0,0000	17,9126	0,3455	0,0000	0,0000	0,0133	0,4411	16,3735	0,2263	0,8303	100,0000
AA-08-57-amp1-1	49,039	1,184	4,446	15,912	0,506	13,522	10,448	1,374	0,434	0,012	3,119	100
AA-08-57-amp1-2	49,343	1,114	4,149	15,054	0,545	14,087	10,79	1,403	0,416	0,013	3,083	100,001
AA-08-57-amp1-3	51,227	0,721	3,488	11,415	0,362	16,599	11,332	1,225	0,412	0	3,217	100
AA-08-57-amp1-4	48,714	1,254	4,499	14,999	0,449	14,132	10,677	1,464	0,383	0	3,422	100
AA-08-57-amp1-5	0	47,26	0	47,484	3,24	0,08	0	0	0	1,517	0,42	100,001
AA-08-57-amp1-6	62,765	0,005	22,788	0,21	0	0	4,128	9,205	0,441	0,04	0,411	99,999
AA-08-57-amp1-7	50,254	0,984	3,715	13,806	0,36	15,16	10,978	1,229	0,39	0,017	3,101	100
AA-08-57-amp1-8	0	0,684	0,276	92,372	0,036	0,01	0	0	0	0,009	6,613	100
AA-08-57-amp2-1	64,992	0	21,094	0,291	0,004	0,005	2,595	9,839	0,748	0,051	0,375	100
AA-08-57-amp2-10	0,075	0,01	0	0,306	0,079	0,038	55,859	0,031	0,001	0	43,59	99,999
AA-08-57-amp2-11	64,671	0,018	21,77	0,251	0	0,018	3,115	9,159	0,938	0	0,054	100
AA-08-57-amp2-12	64,36	0,017	21,74	0,199	0	0,003	3,017	9,162	0,936	0,109	0,456	100,001
AA-08-57-amp2-13	49,649	0,941	4,145	12,664	0,334	15,52	11,269	1,299	0,471	0,021	3,682	99,998
AA-08-57-amp2-14	63,858	0,038	20,931	0,765	0	0,577	3,53	9,259	0,184	0	0,858	100,001

AA-08-57-amp2-15	51,559	0,34	2,256	17,338	0,436	13,367	11,101	0,634	0,173	0,009	2,779	99,999
AA-08-57-amp2-2	50,337	0,909	4,038	12,718	0,364	15,863	11,228	1,228	0,434	0,011	2,868	100,001
AA-08-57-amp2-3	47,103	0,741	2,641	13,531	0,56	13,371	12,157	0,956	0,367	0,012	8,552	100
AA-08-57-amp2-4	50,977	0,714	3,184	12,409	0,314	16,053	11,343	0,973	0,299	0,028	3,7	99,999
AA-08-57-amp2-5	63,261	0,005	22,569	0,333	0	0	4,122	9,116	0,481	0,001	0,107	100
AA-08-57-amp2-6	0	0,522	0,1	92,561	0,116	0,028	0,083	0,004	0	0	6,586	99,999
AA-08-57-amp2-7	51,223	0,714	3,203	12,236	0,365	16,526	11,126	1,066	0,348	0,008	3,172	99,998
AA-08-57-amp2-8	30,198	37,577	1,12	0,993	0,008	0	27,221	0	0	1,177	1,698	99,999
AA-08-57-amp2-9	50,731	0,782	3,446	12,834	0,365	15,768	11,364	1,158	0,385	0,001	3,163	100,001
AA-08-57-plag1-1	62,003	0,023	23,225	0,072	0	0	4,908	8,491	0,465	0,093	0,715	99,999
AA-08-57-plag1-2	60,786	0,017	23,792	0,338	0	0,018	5,531	8,086	0,599	0,045	0,786	100
AA-08-57-plag1-3	57,153	0,068	26,068	0,202	0	0,018	8,293	6,769	0,34	0	1,081	100,001
AA-08-57-plag1-4	62,2	0,008	22,726	0,208	0	0,003	4,262	8,518	0,699	0,019	1,349	100
AA-08-57-plag1-5	57,393	0,063	26,244	0,351	0,013	0,003	8,194	6,818	0,317	0,035	0,563	100,001
AA-08-57-plag1-6	65,019	0,005	21,407	0,239	0	0,025	2,878	9,575	0,743	0	0,107	100
AA-08-57-plag1-7	52,815	0,028	0,147	9,649	0,515	12,588	23,372	0,187	0,005	0	0,688	99,999