

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA
FACULTAD DE CIENCIAS
INSTITUTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

TRABAJO FINAL DE LA LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

**“ESTUDIO PETROLÓGICO DE LOS DIQUES BÁSICOS
MESOZOICOS DE LA REGIÓN DE SAN
GREGORIO DE POLANCO”**

FERNANDO NORBERTO SCAGLIA CORTELLEZZI

TUTORA: DRA. ROSSANA MUZIO SAUER

MONTEVIDEO

2010

AGRADECIMIENTOS

Dejo aquí expresado, mis más sinceros agradecimientos a las personas y entidades que, directa o indirectamente, colaboraron en la realización del presente trabajo.

A toda mi familia, en especial a mis padres, por el todo el apoyo brindado durante toda la carrera y por estar siempre presentes.....

A Rossana por todos los conocimientos transmitidos, el constante apoyo, consejos, seguimiento del trabajo y por todas las oportunidades brindadas para el crecimiento personal y profesional.....

A la Agencia Nacional de Investigación e Innovación (ANII) proyecto FCE-038 por el apoyo financiero que permitió la realización del presente trabajo....

A Henri por su disposición, consejos y ayuda en las salidas de campo.....

A los amigos bioquímicos Gustavo, Tania, Martin, Natalia, Fiorela, Amelia y Fede por el aguante durante la tesis y por estar siempre a la vuelta.....

A los amigos Adrián y Pablo C. por la ayuda en los temas informáticos y puesta en orden de la pc.....

A Bruno por las clases intensivas de Map Info.....

A Alejandro Márquez por la paciencia y las charlas multidisciplinarias en las largas esperas durante el procesamiento de las muestras en el SEM.....

INDICE

CAPÍTULO	PÁGINA
1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES.....	1
1.1 Objetivos.....	2
1.2 Localización del área de estudio.....	2
1.3 Vías de acceso.....	4
1.4 Aspectos fisiográficos.....	5
1.4.1 Geomorfología.....	5
1.4.2 Hidrografía.....	6
1.4.3 Suelos.....	7
2- METODOLOGIA.....	9
2.1 Etapas del trabajo.....	9
2.2 Materiales.....	10
2.3 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM – EDS).....	12
2.3.1 Partes del SEM.....	13
2.3.2 Funcionamiento del SEM.....	15
2.3.3 Mapas composicionales.....	19
3- GEOLOGÍA REGIONAL.....	20
3.1 Magmatismo Mesozoico - Marco tectónico.....	20
3.2 Edad de la Provincia Magmática Paraná (PMP).....	23
3.3 Clasificación química de los lavas de la PMP.....	23
3.4 Magmatismo Intrusivo de la PMP.....	25
3.5 Magmatismo Mesozoico en Uruguay.....	30

4- GEOLOGÍA DEL ÁREA.....	34
4.1 Unidades geológicas presentes en el área.....	34
4.1.1 Formación Cordobés.....	34
4.1.2 Formación La Paloma.....	34
4.1.3 Formación San Gregorio.....	35
4.1.4 Formación Tacuarembó.....	35
4.1.5 Magmatismo Juro-cretácico.....	36
4.1.6 Unidades sedimentarias Cenozoicas.....	36
4.2 Generalidades de los diques.....	37
4.2.1 Fotointerpretación de los diques.....	37
4.2.2 Geomorfología de los diques.....	39
4.2.3 Mapas geológicos de semidetalle.....	41
4.2.4 Características geológicas de los segmentos del área.....	47
4.2.5 Clasificación de los diques.....	50
5- CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DE LOS DIQUES.....	52
5.1 Petrografía de los diques.....	52
5.2 Microscopio Electrónico de Barrido.....	60
5.3 Consideraciones mineralógico – texturales.....	65
6- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	78
6.1 Introducción.....	78
6.2 Criterios teóricos de la fracturación.....	78
6.2.1 Propagación de las fracturas tensionales e inyección magmática.....	79
6.2.2 Modelo de fracturación hidráulica.....	80
6.3 Análisis estructural de la región estudiada.....	82

7- GEOQUÍMICA.....	86
7.1 Introducción.....	86
7.1.1 Diagramas de clasificación.....	87
7.1.2 Diagramas de afinidad química.....	88
7.1.3 Diagramas clasificatorios de la Provincia Magmática Paraná.....	90
7.1.4 Diagramas bivariantes.....	92
7.1.5 Diagramas de Elementos Tierras Raras (o Lantánidos).....	95
7.1.6 Diagramas de elementos incompatibles normalizados (o Diagramas tipo Spider).....	97
7.1.7 Diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos.....	99
7.1.8 Diagramas de interrelación entre rocas extrusivas e intrusivas de la PMP.....	101
7.2 Comparación con fuentes magmáticas corteza superior e inferior.....	103
7.3 Índice de Diferenciación y Parámetros físicos.....	104
7.4 Interpretación de los datos.....	106
8- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	110
9- BIBLIOGRAFÍA.....	117
ANEXO I - COORDENADAS DE LOS PUNTOS DE MUESTREO Y/O OBSERVACIÓN.....	125
ANEXO II - DATOS QUÍMICOS DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS.....	126

INDICE DE FIGURAS

	PÁGINA
Figura N° 1: Mapa de ubicación del área de estudio y vías de acceso.....	3
Figura N° 2: Detalle del área de estudio y las cartas topográficas comprendidas.....	4
Figura N° 3: Mapa geomorfológico del Uruguay y localización del área de estudio.....	6
Figura N° 4: Suelos presentes en el área de estudio.....	8
Figura N° 5: Microscopio petrográfico, Depto. de Evolución de Cuencas, Facultad de Ciencias.....	10
Figura N° 6: Microscopio Electrónico de Barrido (SEM – EDS), Facultad de Ciencias.....	11
Figura N° 7: Molino de mandíbulas y de discos; Facultad de Ciencias.....	11
Figura N° 8: Sistemas componentes del SEM.....	14
Figura N° 9: Platina del SEM.....	14
Figura N° 10: Ejemplo con espectro de Rayos X de un piroxeno (augita).....	15
Figura N° 11: Esquema del detector tipo Everhart-Thornley utilizado en SEM.....	16
Figura N° 12: Gráfico de variación del n en función de Z.....	16
Figura N° 13: Z promedios de los minerales.....	17
Figura N° 14: Efecto producido de los electrones en las irregularidades de la superficie.....	18
Figura N° 15: Esquema geológico general y principales controles estructurales de la Cuenca de Paraná.....	22
Figura N° 16: Mapa de isópacas de los derrames basálticos de la PMP y distribución de los diferentes tipos de basaltos y sus posibles sistemas de diques generadores.....	24
Figura N° 17: Mapa simplificado del enjambre de diques del Arco de Ponta Grossa.....	26
Figura N° 18: Mapa simplificado del enjambre de diques de Serra do Mar.....	27
Figura N° 19: Mapa simplificado del enjambre de diques de Florianópolis.....	28
Figura N° 20: Mapa de ubicación de los diques del este de Paraguay.....	29
Figura N° 21: Mapa geológico simplificado de la región de afloramiento de la Formación Cuaró.....	32
Figura N° 22: Ubicación de los sectores cartografiados en el área de estudio.....	39
Figura N° 23: Geomorfología típica de los diques.....	40
Figura N° 24: Afloramiento de los diques.....	41
Figura N° 25: Mapa geológico simplificado del Sector Achar.....	43
Figura N° 26: Mapa geológico simplificado del Sector San Gregorio de Polanco.....	44
Figura N° 27: Mapa geológico simplificado del Sector La Paloma.....	45
Figura N° 28: Mapa geológico simplificado del Sector San Jorge.....	46
Figura N° 29 y 30: Diagramas de correlación espesor-longitud de cada uno de los diques mapeados.....	50
Figura N°31: Clasificación de los cuerpos intrusivos tabulares en base a la longitud o espesor.....	51
Figuras N° 32-35: Microfotografías de las doleritas.....	56-59
Figura N° 36: Clasificación de los óxidos de hierro y titanio.....	60
Figuras N° 37 y N° 38: Imágenes SEM de los óxidos de hierro y titanio.....	61-62
Figura N° 39: Imágenes SEM de mineral Barita.....	63
Figura N° 40: Arenisca de la Formación Tacuarembó macro, micro e imagen SEM.....	64

Figura N° 41: Diferentes variaciones texturales observadas en secciones transversales de los diques.....	66
Figura N° 42: Texturas de las doleritas en muestra de mano.....	66
Figura N° 43: Diagrama esquemático de las relaciones entre las tasas de nucleación y de crecimiento de los cristales en función del grado de enfriamiento.....	67
Figura N° 44: Doleritas de grano fino con estructuras de flujo magmático en zonas de acuñamiento de los diques.....	68
Figura N° 45: Fuentes de fluidos hidrotermales.....	69
Figura N° 46: Aumento de la densidad del fluido en función de la temperatura, presión y profundidad.....	70
Figura N° 47: Esquema de cristalización de magma predominantemente de composición silicática.....	71
Figura N° 48: Sistema diópsido-anortita-albita-forsterita.....	72
Figura N° 49: Diagrama ternario diópsido-albita-anortita.....	73
Figura N° 50 y N° 51: Mapas composicionales.....	75-76
Figura N° 52: Planos de fractura en relación con los esfuerzos principales y tipos de fracturas.....	79
Figura N° 53: Mecanismo de intrusión a través de fracturación hidráulica por presión magmática y formación del dique en una roca sin fracturas preexistentes.....	81
Figura N° 54: Diagrama de transición de dique-sill por el cambio de dirección de σ_1 y σ_3 según la profundidad.....	82
Figura N° 55: Proyección estereográfica equiangular Wulff.....	83
Figura N° 56: Vista panorámica del dique y sus fracturas.....	84
Figura N° 57: Esquema de los diferentes patrones de diques y su relación con las fracturas persistentes.....	85
Figura N° 58: Diagrama TAS.....	87
Figura N° 59: Diagrama SiO ₂ (%) vs. K ₂ O(%).....	88
Figura N° 60: Diagrama AFM.....	89
Figura N° 61: Diagrama Qzo-Di-Hy para clasificación de basaltos.....	89
Figura N° 62: Diagrama TiO ₂ (%) vs. Sr (ppm).....	90
Figura N° 63: Diagrama Sr (ppm) vs. Ti/Y.....	91
Figura N° 64: Diagrama Zr (ppm) vs. SiO ₂ (%).....	91
Figura N° 65: Diagramas de elementos mayores y menores en función de MgO como índice de diferenciación.....	93
Figura N° 66: Diagramas de los elementos trazas en las rocas básicas analizadas en función del índice de evolución magmática (MgO).....	94
Figura N° 67: Diagramas de los principales elementos de importancia económica en rocas básicas en función del índice de evolución magmática (MgO).....	95
Figura N° 68: Diagramas de Tierras Raras normalizado a Condrito.....	96
Figura N° 69: Diagrama multielementos normalizado al manto primitivo.....	97
Figura N° 70: Diagrama multielementos normalizado al manto primitivo.....	97

Figura N° 71: diagrama multielementos normalizado a condrito.....98

Figura N° 72: Diagrama multielementos normalizado al MORB.....98

Figura N° 73:Diagrama Ti-Zr-Y discriminante de ambientes geotectónicos.....99

Figura N° 74: Diagrama discriminante para basaltos en base a variaciones de Ti-Zr100

Figura N° 75: Diagrama discriminante Ti-Zr-Sr para basaltos.....100

Figura N° 76: Diagrama discriminante Nb-Zr-Y para basaltos.....101

Figura N° 77: Diagramas Y, Ce, La en función de Zr.....102

Figura N° 78: Escenarios posibles para los diques en la corteza continental.....111

Figura N° 79: Modelo de fracturación y flujo magmático.....112

INDICE DE TABLAS

	PÁGINA
Tabla I: Principales características químicas de los basaltos de la PMP.....	24
Tabla II: Dataciones de las Fm. Arapey y Fm. Cuaró.....	31
Tabla III: Principales características geológica de los diques y su ubicación.....	48
Tabla IV: Datos de los análisis químicos empleados para cálculo de la norma CIPW y minerales normativos formados.....	90
Tabla V: Valores obtenidos para las muestras analizadas.....	92
Tabla VI: Valores basados en la normalización a condrito.....	96
Tabla VII: Relaciones de los diferentes elementos incompatibles y sus respectivos valores promedio de las muestras.....	103
Tabla VIII: Relaciones de los diferentes elementos incompatibles y su comparación con los datos de corteza continental inferior (CCI) y superior (CCS).....	103
Tabla IX: Parámetros hallados para cada una de las muestras.....	104

RESUMEN

El área de estudio se localiza en la región de San Gregorio de Polanco (centro geográfico del país) abarcando la porción sur del Departamento de Tacuarembó y la porción norte del Departamento de Durazno. Los diques en el área de estudio están comprendidos dentro de la Formación Cuaró. Los mismos integran regionalmente la Provincia Magmática Paraná-Etendeka relacionada al volcanismo y tectónica predecesora a la apertura del Océano Atlántico Sur, durante los eventos distensivos del Jurásico superior-Cretácico inferior. Se realizaron mapas geológicos de semidetalle a escala 1:50.000 con especial énfasis en la distribución geográfica de los diques. En el relevamiento cartográfico se identificaron 17 segmentos de diques que alcanzan dimensiones máximas de 12 km de longitud y 20 m de espesor. Estos se concentran en cuatro sectores: Achar, San Gregorio de Polanco, La Paloma y San Jorge, e intruyen a las Formaciones Cordobés, La Paloma, San Gregorio, Tacuarembó y Arapey siendo cubiertos parcialmente por unidades sedimentarias cenozoicas. Los diques son paralelos a subparalelos, con rumbos predominantemente N140°-170° y en forma subordinada N80°-110°. El análisis estructural indica que los esfuerzos compresivos máximos se encontraban en dirección NO-SE mientras que los esfuerzos compresivos mínimos (extensionales máximos) se encontraban en dirección NE-SO. Petrográficamente, los diques se caracterizan por plagioclasas cálcicas (labradorita y andesina), clinopiroxenos cálcicos (augita-pigeonita), minerales opacos, olivino (fayalita); ocasionalmente vidrio y apatito como minerales accesorios. Los análisis por SEM y EDS permitieron la identificación de los minerales opacos como titanomagnetitas así como también la presencia de cristales de barita producto de los fluidos hidrotermales. Los diques son de ambiente tectónico de intraplaca, tholeíticos, con bajo contenido en TiO₂ (tipo Gramado-Esmeralda) y con concentraciones de elementos mayores, menores y trazas características para las rocas de la porción sur de la Provincia Magmática Paraná. También se constatan procesos de fraccionamiento de minerales de cristalización temprana (olivino, piroxenos y plagioclasas). De acuerdo con los datos químicos disponibles los magmas serían producto de fusión de la corteza continental inferior con una importante contaminación-asimilación de componentes de la corteza continental superior.

Palabras claves: petrografía – geoquímica – diques – Mesozoico – Uruguay

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La denominada Provincia Magmática Paraná-Etendeka (PMP-E, Peate, 1997) es considerada como una de las de mayor extensión continental a nivel mundial, con un volumen preservado de aproximadamente 1 millón de km³ (Cordani & Vadoros, 1967).

Su génesis está relacionada a los eventos distensivos predecesores de la apertura del Océano Atlántico Sur desarrollados fundamentalmente durante el Jurásico superior-Cretácico inferior. La misma está compuesta por derrames volcánicos de carácter bimodal de importante extensión superficial, así como también por cuerpos intrusivos (diques y *sills*). Estos cuerpos son testigos directos de la ruptura y fragmentación cortical que permitieron el ascenso magmático hacia la superficie dando lugar a la actividad volcánica efusiva y en muchos casos explosiva (Piccirillo & Melfi, 1988).

En Uruguay, el magmatismo mesozoico de la Cuenca Norte (extensión sur de la Cuenca de Paraná; De Santa Ana & Veroslavsky, 1993), está registrado por la presencia de los derrames basálticos correspondientes a la Formación Arapey (Bossi, 1966), con una extensión aproximada de 90.000 km², y por la actividad intrusiva básica reunida en la Formación Cuaró (Preciozzi *et al.* 1985), ésta última con ocurrencia restringida a la porción centro-este del país.

Los primeros relevamientos geológicos de los diques básicos y las primeras dataciones fueron realizadas por Umpierre (1965) *apud* Bossi (1966). Posteriormente, Preciozzi *et al.* (1985), agruparon formalmente a los diques y *sills* mesozoicos en la unidad estratigráfica denominada Formación Cuaró. En su definición, la misma fue descrita como “*efusivas hipoabisales básicas con estructuras en filones y filones capa caracterizada por microgabros y doleritas de afinidad tholeítica*”. Si bien, se han llevado a cabo posteriores investigaciones (Féraud *et al.*, 1999; Bossi & Schipilov, 2007) las mismas se centran mayormente en los *sills* y diques de las regiones de Melo y Tacuarembó, siendo los menos estudiados aquellos comprendidos en la región de San Gregorio de Polanco. La poca información acerca de éstos últimos comprende tan sólo mapas generales a gran escala de ubicación y muy escasos estudios petrográficos. Por otra parte, en lo que se refiere a la caracterización química de los diques de la Formación Cuaró (incluidas las regiones Melo, Tacuarembó y San Gregorio de

Polanco) sólo se disponen de pocos datos, los cuales no están referenciados geográficamente.

1.1 - Objetivos

El presente trabajo tiene como objetivo central la continuación en el estudio sistemático del magmatismo Mesozoico, ampliando y profundizando el conocimiento de los cuerpos intrusivos básicos, particularmente en la región de San Gregorio de Polanco (Dpto. de Tacuarembó).

A su vez, los objetivos específicos propuestos en este trabajo son:

- relevamiento cartográfico de semidetalle (a escala 1:50.000) de los diques presentes en los alrededores de la región de San Gregorio de Polanco y sus principales características;
- caracterización petrográfica detallada con metodología tradicional y aplicación de nuevas herramientas (Microscopio electrónico de Barrido con EDS acoplado);
- análisis estructural en el marco tectónico de la PMP y principalmente el de la Cuenca Norte uruguaya;
- aporte de datos geoquímicos.

A través de estos objetivos se pretende caracterizar de manera integral a los diques comprendidos en la región de San Gregorio de Polanco. Esta nueva información contribuirá al desarrollo de modelos petrogenéticos así como también en la correlación con los restantes diques mesozoicos en el territorio nacional y en el resto de la PMP.

1.2 -Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en el centro geográfico del país, abarcando la porción sur del Departamento de Tacuarembó y la porción norte del Departamento de Durazno, separadas por el lago artificial Rincón del Bonete. Sus coordenadas locales *Datum Yacaré* son x: 472, x':530; y: 6364, y': 6416 km, y en coordenadas globales, el área se ubica entre los paralelos 32°24'02'' - 32°51'07''S y los meridianos 56°05'52'' - 55°28'55''O (Figura N° 1). El área mencionada abarca mayormente las cartas topográficas San Benito (J-16), San Gregorio de Polanco (J-17), La Paloma de Durazno

(H-17) y parcialmente las cartas topográficas de San Jorge (J-18), Paso Ramírez (H-16) y Blanquillo (H-18), a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico Militar (Figura N° 2).

Si bien el área de estudio es de gran extensión (aprox. 2.500 km²), debe tenerse en cuenta que el objeto de estudio (los diques) tan sólo ocupa una pequeña porción de la misma, dado que los diques poseen espesores variables que no superan los 20 m y apenas algunas decenas de km de longitud.

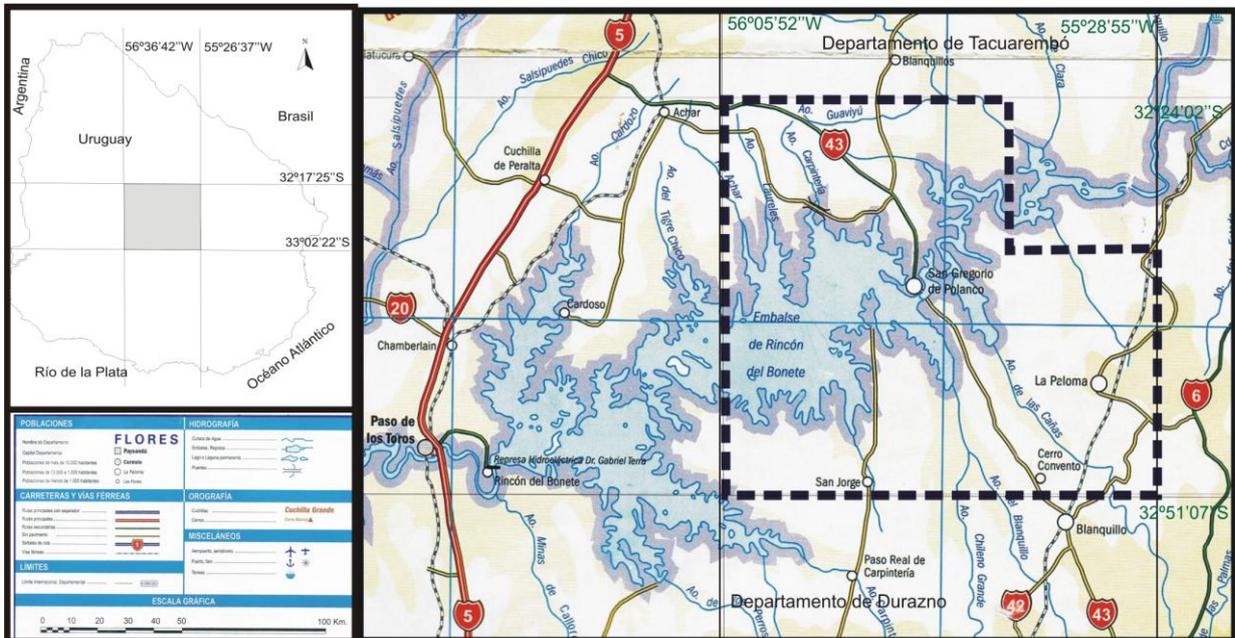


FIGURA N° 1: Mapa de ubicación del área de estudio (recuadro línea punteada) y vías de acceso a la misma.

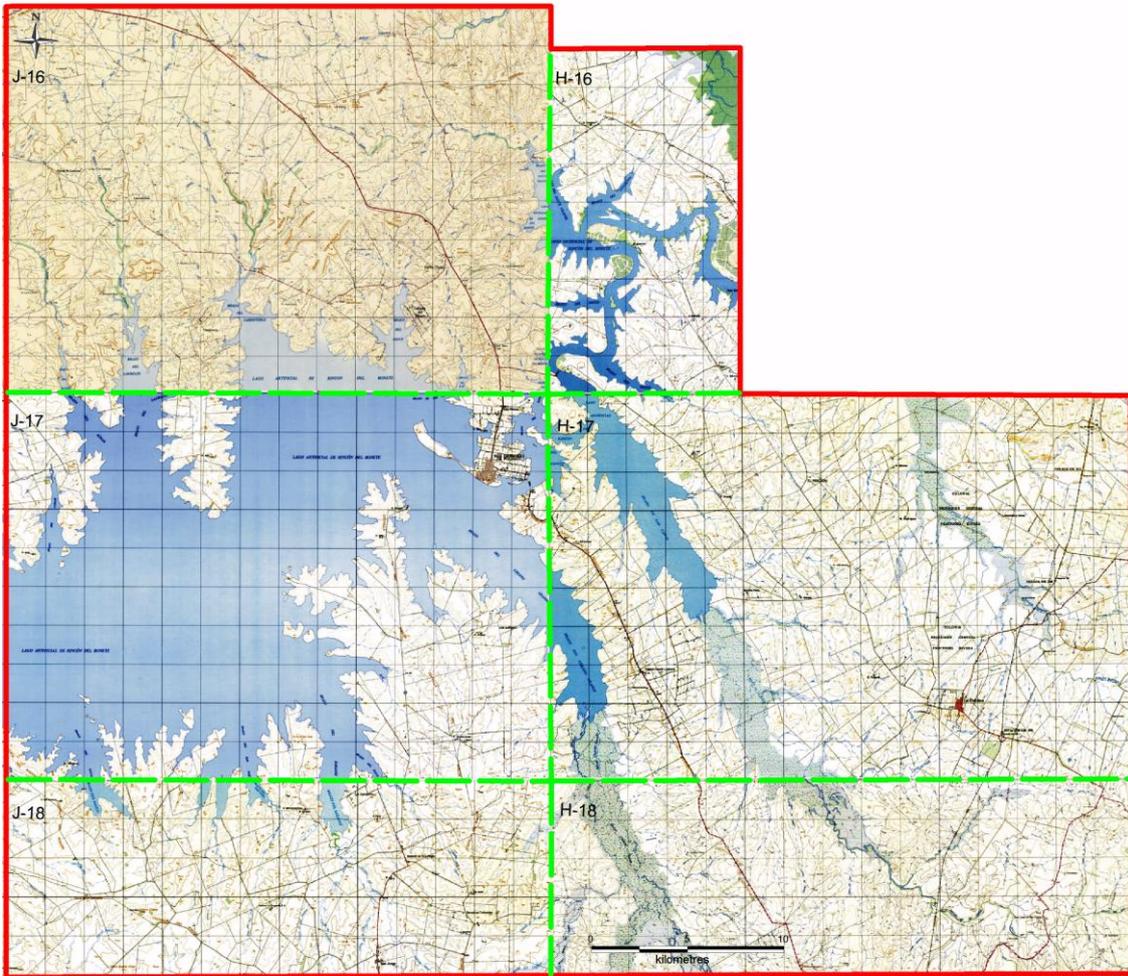


Figura N° 2: Detalle del área de estudio indicando los límites (líneas verdes punteadas) y numeración de las cartas topográficas comprendidas.

1.3 - Vías de acceso

El área de trabajo se encuentra ubicada aproximadamente a 250 km al norte de la ciudad de Montevideo y se accede a través de la Ruta Nacional N°5, tomando posteriormente la ruta N°43 (Figura N° 2). Esta última se encuentra en excelente estado hasta la ciudad de San Gregorio de Polanco (Depto. de Tacuarembó) y a partir de la misma tan sólo posee revestimiento pétreo. El pasaje desde la localidad de San Gregorio de Polanco hacia el Departamento de Durazno se realiza por vía fluvial (balsa). La existencia de caminos vecinales en buen estado permite recorrer con facilidad gran parte del área. Sin embargo, estos poseen alto riesgo de ser cubiertos por agua, debido al aumento de nivel del lago artificial “Rincón del Bonete” durante períodos de intensas lluvias.

El acceso a la localidad de La Paloma (Dpto. de Durazno), puede ser realizado por caminos vecinales, luego del cruce en balsa o por la ruta N°42 desde la localidad de Blanquillo. Cabe señalar que no existen caminos directos que comuniquen entre sí las localidades San Jorge (Dpto. de Durazno) y San Gregorio de Polanco, siendo el acceso principal a la primera la Ruta Nacional N°5, tomando posteriormente el empalme con la Ruta Nacional N°14 hacia Villa del Carmen. En esta localidad se debe desviar hacia la ruta N°100 que conduce directamente al Poblado de San Jorge. Las localidades anteriormente mencionadas son las de mayor población en el área de estudio.

1.4 - Aspectos fisiográficos

1.4.1 - Geomorfología

El área de estudio está comprendida, al oeste, en la denominada Ladera Basáltica y, al este, en la Cuenca Sedimentaria del Noreste (Panario, 1988) (Figura N° 3). Posee relieve moderado, dado por colinas continuas y que forman parte de las denominadas Cuchilla Santo Domingo y Sierra de Carpintería hacia el norte del área; Cuchilla de Manantiales en el centro-sur; Cuchilla del Arbolito al sureste; y por último Cuchilla del Rincón en el sector suroeste.

La máxima elevación del relieve es próxima a los 100 metros alcanzando, en ciertos lugares específicos, alturas de 150m. El relieve es suavemente ondulado (donde afloran areniscas) a escarpado (donde afloran los basaltos) que gradúa a zonas de planicies, pequeños valles, bañados y depósitos litorales.

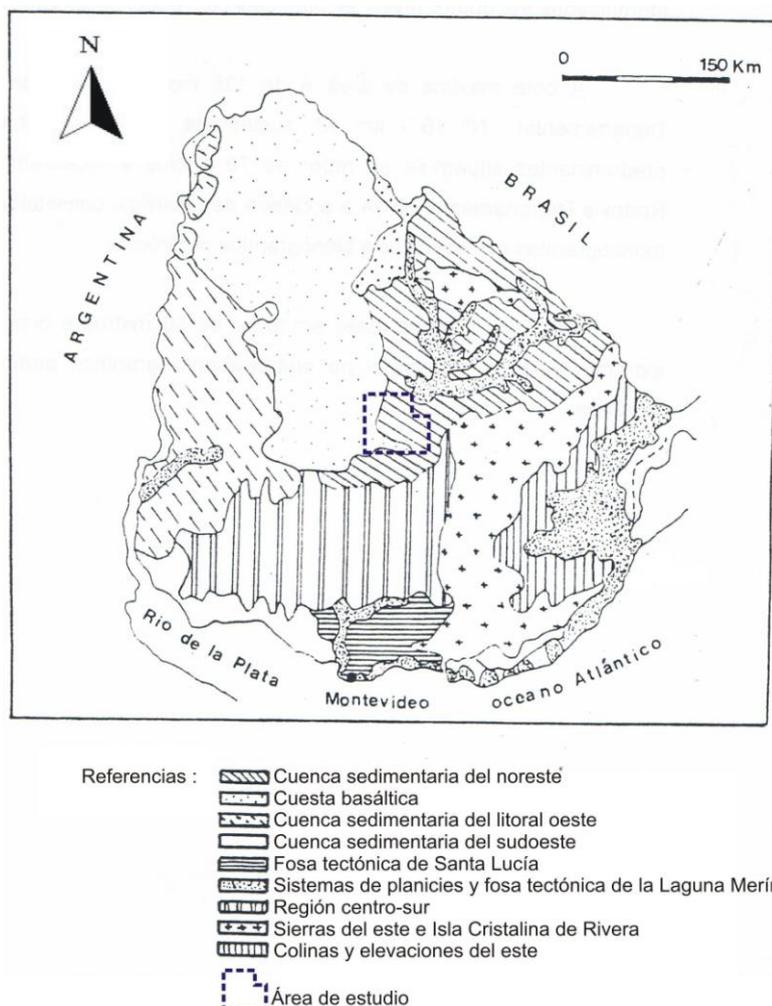


Figura N° 3: Mapa geomorfológico del Uruguay y localización del área de estudio.

(Modificado de Panario, 1988).

1.4.2 - Hidrografía

El área es recorrida por gran número de cursos de agua de diversos tamaños y caudales (Figura N° 2). El principal cuerpo de agua es el lago artificial de la Represa Hidroeléctrica “Dr. Gabriel Terra” ubicada en la localidad de Rincón del Bonete, aproximadamente 30 km al oeste del límite occidental del área de estudio. El lago artificial Rincón del Bonete posee diferentes brazos que reciben y concentran el agua proveniente de los arroyos y cañadas, y es en base a ellos que han sido nombrados. De esta manera, en el sector norte del área de estudio, los principales cursos de agua son: Ayo. Achar, Ayo. Laureles, Ayo. Carpintería, Ayo. Guaviyú y Ayo. Sauce Grande. Los tres primeros poseen dirección NO-SE mientras que los dos últimos poseen dirección E-O. Por otra parte, en el sector sur del área, se encuentran el: Ayo. del Sauce, Ayo.

Sarandí, Ayo. de las Cañas, Ayo. Chileno Grande y Ayo. San José con direcciones predominantes NO-SE.

En lo que respecta a los cursos de agua de menor porte (secundarios e intermitentes), los mismos poseen direcciones principales NO-SE y NE-SO; y en forma subordinada direcciones N-S y E-O.

Debido a la gran abundancia de cursos de agua complementada con el bajo relieve, varios sectores de la región son fácilmente anegados durante períodos de lluvias imposibilitando el acceso a los mismos.

Es de destacar que las redes hidrográficas presentes están vinculadas con la litología, observándose un patrón regular en las zonas donde afloran areniscas y basaltos, mientras que la red de drenaje es más densa y menos espaciada en las zonas donde afloran sedimentos pelíticos. De todas maneras se observa que los principales cursos de agua están adaptados a un fuerte control estructural.

1.4.3 - Suelos

En base a la Carta de Suelos del Uruguay (División de Suelos y Aguas, MGAP, 1976) los suelos comprendidos en el área de estudio han sido clasificados como: poco desarrollados, brunosoles y argisoles (Figura N° 4).

- ❖ Los suelos poco desarrollados se encuentran en el sector noroeste del área de estudio, poseen perfil incompleto tipo A/C o A/R faltando los horizontes eluviales. Son suelos de poco espesor, baja fertilidad e incluye a los litosoles, arenosoles, incepsosoles y fluviosoles.
- ❖ Los brunosoles se ubican en el sector este del área, poseen color oscuro, alto contenido de materia orgánica y alta saturación de bases. Texturalmente varían desde puramente francos a franco arcillo limosos. Son muy fértiles y presentan buen drenaje.
- ❖ Los argisoles se ubican en el sector centro-sur del área, son suelos de pobre drenaje que han sido generados por la lixiviación de las arcillas pudiendo presentar una fina capa de materia orgánica de breve duración.

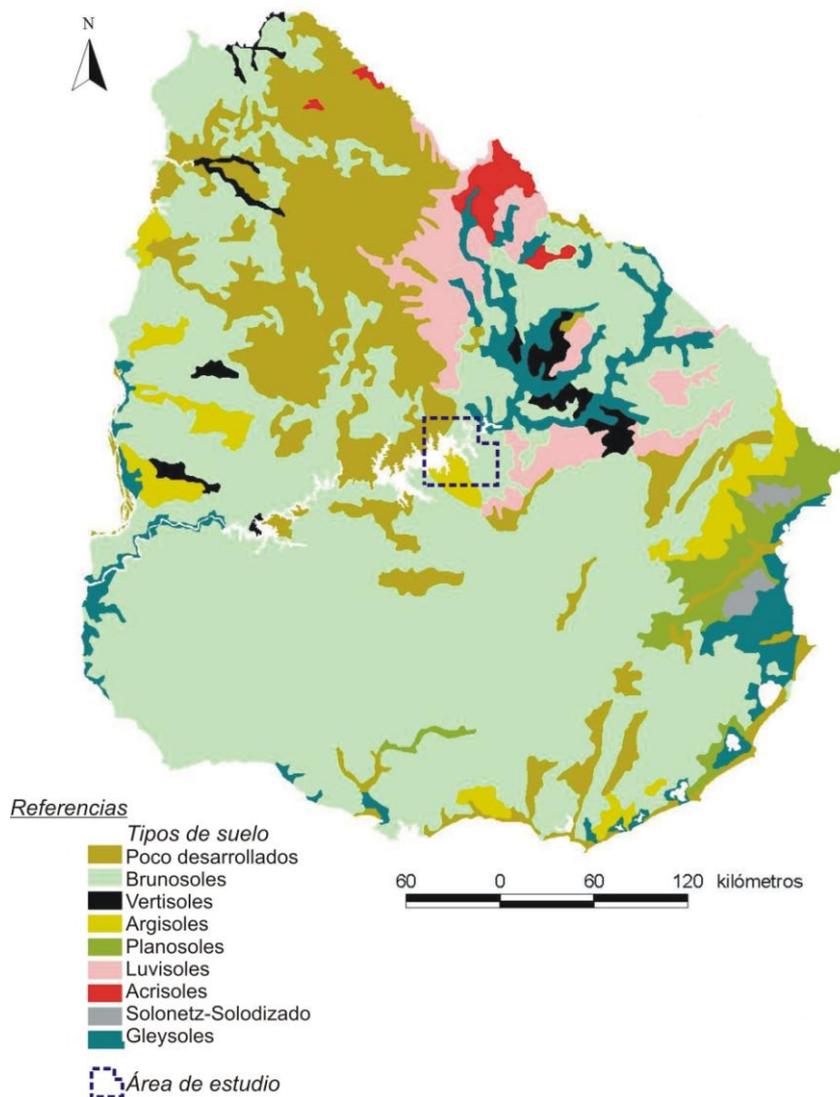


Figura N° 4: Suelos presentes en el área de estudio.

Fuente: División Suelos y Agua, MGAP (1976).

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA

2.1 - Etapas del trabajo

A continuación se detallan las etapas cumplidas para la elaboración del presente trabajo:

- 1-Definición de objetivos generales y específicos
- 2-Revisión y análisis de antecedentes bibliográficos del área y tema seleccionados, de carácter local y regional.
- 3-Delimitación del objeto de estudio.
- 4-Fotointerpretación del área de estudio mediante utilización de fotografías Google Earth y, en zonas específicas, fotografías aéreas en blanco y negro a escala 1:20.000 y 1:40.000 del Servicio Geográfico Militar.
- 5-Planificación de las salidas de campo, con selección de afloramientos claves.
- 6-Realización de salidas de campo. Recopilación de datos estructurales en diques y rocas encajantes. Colecta de muestras para estudios petrográficos y litoquímicos.
- 7-Procesamiento de la información relevada.
- 8-Realización de láminas delgadas para estudios petrográficos y molienda de las muestras para análisis químicos.
- 9-Evaluación de los nuevos datos recopilados y planificación de nueva salida de campo.
- 10-Procesamiento de nuevos datos de campo y laboratorio.
- 11-Envío de muestras para análisis químicos.
- 12-Selección, visualización y análisis de las muestras mediante uso del Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) y espectrómetro (EDS).
- 13-Procesamiento, unificación e interpretación de la información obtenida durante todo el proyecto.
- 14-Elaboración del Trabajo Final de la Licenciatura.

Los trabajos de campo fueron realizados en un total de 9 días completos en la zona de trabajo.

2.2 - Materiales

Para la realización de las etapas mencionadas se contó con los siguientes equipos y materiales:

- (a) Las láminas delgadas para estudios petrográficos fueron realizadas en el laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias, siguiendo el protocolo de rutina correspondiente y fueron observadas mediante el uso del Microscopio óptico Leitz Laborlux 12 POL-S (Figura N° 5).



Figura N° 5: Microscopio petrográfico, Depto. de Evolución de Cuencas, Facultad de Ciencias

- (b) Los estudios petrográficos de detalle, con énfasis en los minerales opacos, se llevaron a cabo utilizando el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM-*Scanning Electron Microscope*), modelo Jeol 5900-Low Vacuum de la sección de Microscopía Electrónica de la Facultad de Ciencias (Figura N° 6). Para los mismos fueron utilizadas secciones pulidas de las muestras.

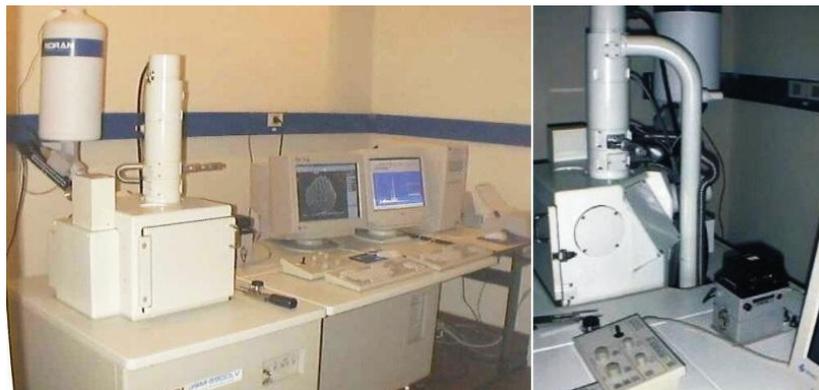


Figura N° 6: Microscopio Electrónico de Barrido (SEM – EDS), Facultad de Ciencias.

- (c) La preparación de las muestras para análisis químicos se realizó en el laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias siguiendo el protocolo correspondiente. El mismo consta básicamente de tres etapas sucesivas: trituración manual de las muestras y selección de porciones sin rasgos de alteración; trituración mecánica del material seleccionado con molino modelo Reitsch BB100 Rostfrei y por último, molienda del material particulado utilizando molino modelo Reitsch RS 100 (Figura N° 7).

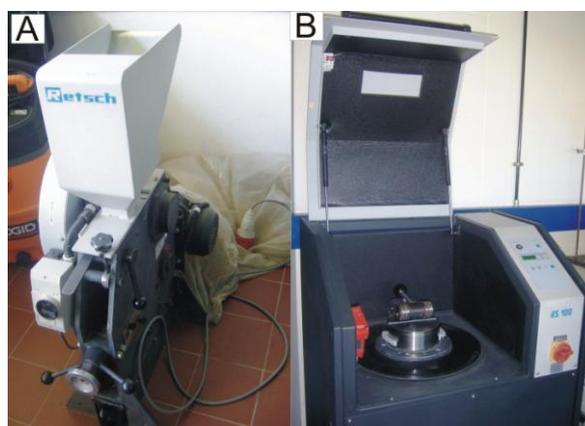


Figura N° 7: A) Molino de mandíbulas, modelo Reitsch BB100 Rostfrei. B) Molino de discos, modelo RS 100; Facultad de Ciencias.

- (d) Los análisis químicos realizados comprenden elementos mayores, menores y trazas en roca total. Los mismos fueron llevados a cabo por los Laboratorios ACME, sede Vancouver (Canadá), de acuerdo a las técnicas analíticas descritas a continuación. Para la determinación de los elementos mayores y traza fueron procesados 0,2 g de muestras que fueron sometidas a una fusión por metaborato-tetraborato de Litio y

posterior digestión con ácido nítrico diluído. Una vez tratadas, los elementos mayores fueron determinados mediante ICP-ES (*Emission Spectrometry*) mientras que las Tierras Raras y elementos refractarios fueron determinados mediante ICP-MS (*Mass Spectrometry*). Por otra parte, una alícuota de 0,5 g de muestra fue digerida en Aqua Regia y analizada mediante ICP-MS para la determinación de los metales bases y metales preciosos.

2.3 – Microscopía Electrónica de Barrido (SEM – EDS)

Actualmente, la incorporación y disponibilidad de las nuevas tecnologías para la investigación permite profundizar el conocimiento de los objetos de estudio. En este caso, la utilización del SEM con EDS acoplado fue de gran importancia para el reconocimiento de determinadas fases minerales y sus relaciones texturales. Debido a que estas tecnologías han sido poco explotadas en el ámbito local se describen a continuación, en forma sintética, los componentes de este equipamiento, su funcionamiento e interpretación de las imágenes obtenidas, basado en Reed (2005).

El microscopio electrónico de barrido (SEM- *Scanning Electron Microscope*) está diseñado primariamente para la obtención de imágenes en tres dimensiones (3D) más que para análisis químicos cuantitativos (en los cuales se utiliza la Microsonda Electrónica, EMP-*Electron Microprobe*).

Entre sus principales ventajas, se destacan su alta resolución espacial (del orden de 1 μ m), gran aumento, técnica no destructiva, simplicidad en la preparación de las muestras, breve tiempo de análisis (entre 1-5 min) y alta sensibilidad (principalmente en elementos químicos con número atómico “Z” mayor que 10). Es así que en Geología éste puede ser utilizado para estudiar la morfología de los minerales y sus relaciones. El SEM en general posee anexado un espectrómetro de Rayos X que proporciona un análisis cualitativo de los elementos químicos presentes en un punto determinado de la muestra o la distribución de ciertos elementos en un sector de la misma.

La información de la muestra obtenida mediante el uso del SEM es complementaria a la información obtenida previamente con el microscopio de luz polarizada.

2.3.1. Partes del SEM

El SEM consiste en tres sistemas: el sistema electrón-óptico compuesto por una fuente de electrones y lentes magnéticas; el sistema óptico compuesto por el microscopio óptico y la platina; y por último, el sistema óptico de Rayos X que consiste en un espectrómetro de Rayos X.

1-Sistema electrón-óptico

La fuente de electrones consiste de un disparador de electrones que los emite a una potencia negativa de varios Kilovoltios acelerándolos hacia la muestra. La energía termal de los mismos es elevada como para vencer la barrera de potencial en la superficie. El filamento emisor de electrones, generalmente compuesto de Tungsteno de 0.1mm de diámetro, actúa como cátodo del disparador mientras que el ánodo consiste de una placa con una apertura en el centro que permite el pasaje de los electrones hacia la muestra. (Figura N° 8).

2-Lentes magnéticas

Las lentes magnéticas son utilizadas para proyectar una imagen de la fuente hacia la superficie de la muestra, siendo la imagen demagnificada en un factor entre 10^2 a 10^4 . Las mismas se componen por un alambre de cobre conductor de corriente rodeado por una chaqueta de hierro con un espacio en centro donde es concentrado el campo magnético. Los electrones al pasar por las lentes son desviados hacia el eje, al igual que sucedería al pasar la luz a través de una lente convexa. Los dos primeros pares de lentes se denominan condensadoras y el último par se denomina objetivos con forma cónica con espacio libre para detectores de electrones, espectrómetros de Rayos X entre otros.

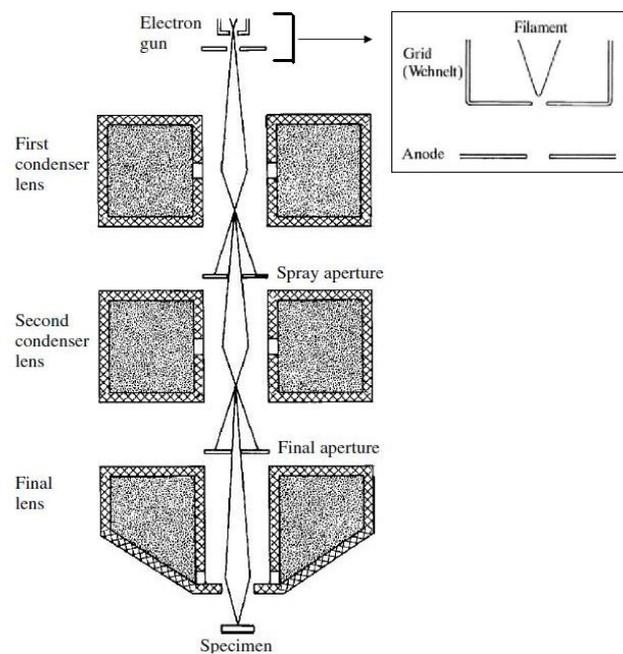


Figura N° 8: Sistemas componentes del SEM. (Modificado de Reed, 2005)

3-Sistema óptico:

El sistema óptico se ocupa básicamente de la visualización del material y de la selección de los puntos de interés analítico. El microscopio óptico es el componente principal de este sistema y el segundo es la platina en la cuál se coloca la muestra a analizar. La platina puede trasladarse horizontalmente en los ejes x e y, verticalmente según eje z o simplemente rotar (Figura N° 9).

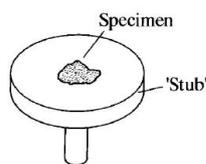


Figura N° 9: Platina del SEM en la cual se coloca la muestra.

4- Sistema óptico de Rayos X:

Este sistema consta de espectrómetros de Rayos X, los cuales pueden ser de dos tipos: los de difracción de Rayos X (WDS-*Wavelength Dispersive Spectrometry*) o el de energía dispersiva (EDS-*Energy Dispersive Spectrometry*). El equipo utilizado para el microanálisis de las muestras fue el Vantage (EDS). El mismo consiste en un detector

que produce pulsos proporcionales en tamaño a la energía del fotón de Rayos X, el cual es clasificado electrónicamente por espesor. El espectro obtenido es de carácter cualitativo siendo la señal producida por la muestra promediada un cierto tiempo para la obtención de picos de mayor precisión.

El espectro consta de varios canales los cuales serán asignados los pulsos en base a su altura (nº de cuentas) y energía. Una vez obtenido el espectro se lo compara automáticamente con espectros patrones de los diferentes elementos químicos y se asignan los correspondientes elementos a cada uno de los picos mayores registrados en el mismo (Figura N° 10).

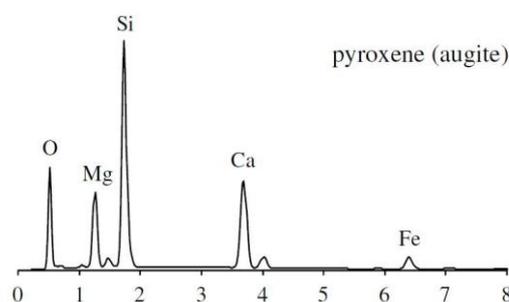


Figura N° 10: Ejemplo con espectro de un piroxeno (augita). Fuente: Reed (2005).

2.3.2. Funcionamiento del SEM

A manera de síntesis, cuando los electrones emitidos por la fuente entran en contacto con la superficie de la muestra, se liberan dos clases de electrones: los electrones reflejados (BSE- *Backscattered Electrons*) y los electrones secundarios (SE- *Secondary Electrons*).

Los primeros (BSE) son aquellos reflejados por la muestra en un ángulo mayor a 90° y que se desplazan en líneas rectas. Esta fracción de BSE que provienen de la muestra es conocida como coeficiente de reflexión (n) y depende del número atómico (Z). Es así que cuanto mayor sea el Z del elemento, mayor será n (Figura N° 11).

Los BSE son captados por el detector ubicado a un lado de la muestra causando un efecto de sombras (tonos de grises) en la imagen obtenida. Esto se debe a que los electrones, provenientes de las partes de la muestra más alejadas, no son captados por el detector (a diferencia de los secundarios que son atraídos).

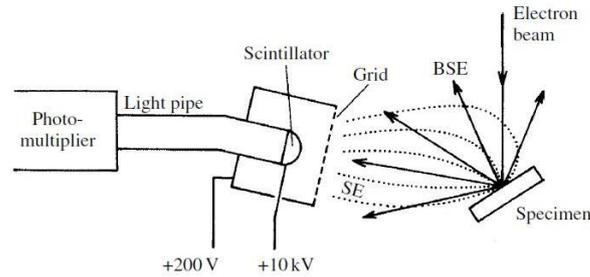


Figura N° 11: Esquema del detector tipo Everhart-Thornley utilizado en SEM: los SE son atraídos mientras que tan sólo se detectan ciertos BSE. El detector consta de un centellador produce una luz blanca que pasa a través de un tubo transparente hacia el fotomultiplicador que la convierte en una señal eléctrica. (Fuente: Reed, 2005).

La fracción de BSE que son captados por el detector BSE (que no capta electrones secundarios) es dependiente del Z del elemento químico y por ende será el tono en la imagen (Figura N° 12). Cuanto mayor sea el Z del elemento más clara será ese punto en la imagen. De esta manera imágenes BSE son utilizadas en estudios petrográficos como ayuda en la selección de puntos para análisis de Rayos X.

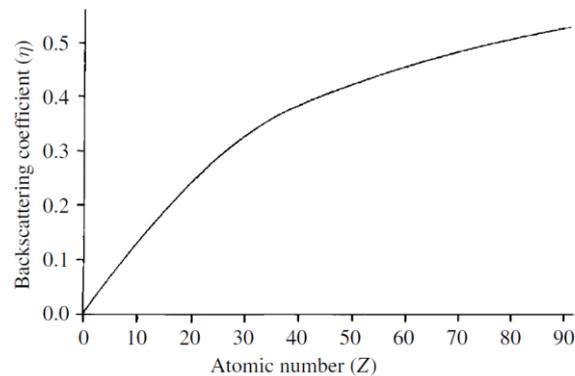


Figura N° 12: n en función de Z. Observe el aumento de n cuanto mayor es Z del elemento químico. (Reed, 2005)

En general todos los minerales tienen valores de Z promedio y en función de ellos será la luminosidad de la imagen obtenida. Cuanto mayor sea el contraste del Z promedio de los minerales mayor será el contraste de tonos, siendo más claros los de mayor Z promedio. Sin embargo, este fenómeno muchas veces limita la identificación

de minerales, especialmente cuando se tienen minerales con Z promedio muy próximos, observándose bajo contraste en la tonalidad de los diferentes minerales presentes.

En general, los silicatos con elevado contenido de Fe poseen altos valores de Z promedio (entre 16-28, Ej. Fayalita Z promedio=18); los silicatos con bajo contenido en hierro poseen Z promedios entre 10 y 11, mientras que los silicatos ricos en K, Ca y Fe, tienen valores intermedios (entre 11 y 16). Por otra parte los óxidos Fe-Ti, de interés en el presente trabajo, poseen Z promedios mayores que los silicatos (entre 19 y 21), y a la vez, poco menores que los sulfuros (Figura N° 13; Reed, 2005).

Mean Z	Mineral	Mean Z	Mineral
6.0	Graphite	16.4	Brookite
7.7	Borax	16.4	Rutile
9.4	Magnesite	16.5	Perovskite
10.0	Zoisite	16.5	Siderite
10.0	Spodumene	16.9	Ferrosilite
10.2	Clinocllore	17.2	Tephroite
10.3	Serpentine	18.6	Malachite
10.4	Humite	18.7	Fayalite
10.4	Kaolinite	19.0	Ilmenite
10.4	Periclase	19.9	Chromite
10.5	Analcite	20.0	Ulvospinel
10.6	Forsterite	20.6	Haematite
10.6	Glaucophane	20.7	Pyrite
10.6	Spinel	21.0	Magnetite
10.6	Topaz	22.2	Pyrrhotite
10.7	Albite	22.9	Pentlandite
10.7	Andalusite	23.5	Chalcopyrite
10.7	Corundum	23.7	Celestine
10.7	Enstatite	24.2	Apophyllite
10.7	Jadecite	24.2	Xenotime
10.7	Kyanite	24.6	Columbite
10.7	Pyrope	24.6	Willemite
10.7	Sillimanite	24.8	Zircon
10.8	Quartz	25.3	Bornite
11.1	Lepidolite	25.4	Sphalerite
11.1	Mullite	25.6	Strontianite
11.1	Muscovite	26.4	Chalcocite
11.1	Sodalite	26.7	Cuprite
11.9	Anorthite	26.8	Benitoite
11.9	Orthoclase	27.2	Celsian
12.1	Leucite	27.3	Arsenopyrite
12.4	Aragonite	27.6	Cobaltite
12.4	Calcite	29.0	Copper
12.4	Gypsum	31.7	Baddeleyite
12.9	Grossular	32.5	Tetrahedrite
13.4	Anhydrite	37.3	Barite
13.6	Wollastonite	38.7	Monazite
13.8	Montcellite	41.1	Cassiterite
14.1	Apatite	41.1	Stibnite
14.2	Arfvedsonite	41.3	Witherite
14.7	Fluorite	43.0	Argentite
14.7	Titanite	59.4	Anglesite
15.0	Riebeckite	55.3	Cerussite
15.2	Spessartine	55.4	Tantalite
15.3	Hercynite	70.5	Bismuthinite
15.3	Uvarovite	73.2	Galena
15.6	Almandine	78.0	Platinum
15.8	Andradite	79.0	Gold
15.9	Rhodochrosite	82.0	Uraninite

Figura N° 13: Z promedios de los minerales (Reed, 2005).

Además de los electrones BSE, son emitidos también un segundo tipo de electrones denominados electrones secundarios (ES). Estos últimos se refieren a los electrones expulsados de la muestra como resultado del bombardeo de electrones desde la fuente y se distinguen de los BSE por su menor energía (en general unos pocos electronvolts). A diferencia de estos últimos, los ES no dependen del Z del elemento químico. Solo aquellos ES producidos dentro de unos pocos nanómetros de la superficie de la muestra serán capaces de escapar debido a su baja energía.

Una vez liberados, éstos son captados por el detector que actúa como cátodo atrayéndolos, e incluso los electrones producidos en partes alejadas de la muestra del detector. Esto produce una sensación de imágenes 3D (denominada topográfica) y sería un efecto análogo a iluminar parcialmente un objeto con una luz direccional y parcialmente con una luz difusa. La cantidad de electrones secundarios liberados de la muestra es mayor cuanto más irregular sea la superficie de la muestra (Figura N° 14), ocasionando que las porciones con límite abrupto de los cristales aparezcan de tonos más claros.

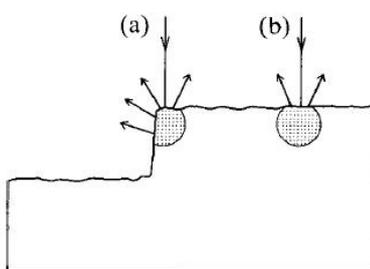


Figura N° 14: Efecto producido en las irregularidades de la superficie (a) comparado con una superficie plana (b). (Fuente: Reed, 2005).

Entonces, es de destacar la dependencia del tipo de imagen con la clase de electrones detectados y en base al conocimiento del proceso físico ocurrido proceder a la correcta interpretación de la misma. De esta manera las imágenes composicionales se obtienen detectando los BSE (la luminosidad de la misma está en función del Z promedio del mineral) y que en general tienen menor resolución espacial que las imágenes ES. Por otra parte, las imágenes topográficas se obtienen a partir de la detección de los ES y en las cuales se evidencia contraste topográfico en forma de efecto de sombras. Esta última no diferencia, ni posee relación, con el número atómico de los elementos químicos.

2.3.3. Mapas composicionales

Los mapas composicionales se obtienen por análisis mediante EDS en un sector de la muestra con el fin de conocer la distribución de los elementos químicos. Una vez escaneada la muestra se analiza el espectro e identificando aquellos elementos más abundantes o de interés por el usuario. Si bien la información composicional es también obtenida con imágenes BSE éstas solamente hacen referencia al número atómico promedio y no es específica a elementos individuales (Reed, 2005). La información obtenida mediante estos mapas es un complemento para la interpretación y comprensión de los procesos petrogénéticos.

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA REGIONAL

3.1 – Magmatismo Mesozoico - Marco Tectónico

Los diques de la región de San Gregorio de Polanco integran regionalmente la denominada Provincia Magmática Paraná-Etendeka (PMPE; Peate, 1997). La misma es considerada como una de las de mayor extensión continental a nivel mundial, con un volumen preservado de aproximadamente 1 millón de km³ (Cordani & Vadoros, 1967). Su génesis está relacionada al volcanismo y tectónica predecesora a la apertura del Océano Atlántico Sur, durante los eventos distensivos del Jurásico superior-Cretácico inferior (Piccirillo & Melfi, 1988).

La Cuenca de Paraná (CP) se ubica en el sector centro-este de América del Sur y posee dirección general NE controlada por una mayor subsidencia del basamento cristalino (Fulfaro *et al.* 1982). Ocupa un área total de aproximadamente 1.600.000 km² abarcando la porción meridional de Brasil (1.000.000 km²), la Mesopotamia Argentina (400.000 km²), la porción oriental de Paraguay (100.000 km²) y el centro-norte de Uruguay (100.000 km²), de los cuales el 75% de su superficie (cerca de 1.200.000 km²) corresponden a rocas volcánicas preservadas (Northfleet *et al.* 1969; Melfi *et al.* 1988). La mayor parte de la información sobre espesores y distribución de las rocas volcánicas han sido obtenidos mediante testigos de perforación debido a la extensa cobertura sedimentaria cuaternaria, principalmente en la porción oeste (Argentina) y norte (Brasil) de la CP. En Uruguay las rocas volcánicas ocupan un área de aproximadamente 90.000 km², estando cubiertas por depósitos sedimentarios cenozoicos en el litoral oeste del país.

Este gran fenómeno tecto-magmático, que dio lugar a la formación de la PMPE, se habría iniciado a través de movimientos diferenciales en el interior de los núcleos cratónicos gondwánicos, siendo denominado “Reactivación Wealdeniana” por Almeida (1972). Los movimientos tectónicos promovieron la reactivación de antiguas fallas con el consecuente levantamiento de bloques y arcos a nivel cortical, así como la formación de cuencas marginales y la intensificación de la subsidencia en la CP. Hacia los bordes de las cuencas se desarrollaron o fueron reactivados arcos, flexuras o zonas de falla, procesándose en ese ambiente tectónico volcanismo alcalino en la región meridional de la plataforma. Esta fase magmática fue contemporánea al margen tholeítico

predominante de la CP distribuyéndose hacia los bordes de la misma y extendiéndose hacia el interior del cratón (Almeida, 1972; Muzio, 2004).

En consecuencia, la configuración de la CP está condicionada por estructuras antiguas del basamento cristalino representadas por arcos, flexuras y lineamientos y áreas de mayor subsidencia con orientaciones generales NNE y NO. Estas estructuras limitan los flancos oriental y occidental de la cuenca (Figura N° 15). En el flanco oriental estas estructuras están representadas por antiguos lineamientos mientras que en el flanco occidental, la mayor estructura es el Arco de Asunción que se extiende aproximadamente 800 km sobre el borde meridional del cratón Amazónico. Las estructuras de dirección NO, transversales al eje o a los bordes de la cuenca, están caracterizados por arcos de los cuales se destacan los de Campo Grande, Ponta Grossa y Rio Grande (Peate, 1997).

El Arco de Ponta Grossa posee 600 km de extensión, buzando hacia el interior de la cuenca y se destaca la acentuada curvatura del basamento cristalino por condicionar la sedimentación a partir del Devónico y por el enjambre de diques básicos mesozoicos asociados (Piccirillo & Melfi, 1988).

Además de estos arcos, las estructuras de dirección NO están también representadas por lineamientos tectónicos o magnéticos incluyendo el del Río Uruguay, Paranapanema y Araxá-Río Grande, con direcciones coincidentes con zonas de alta fracturación.

El espesor máximo estimado de las lavas de la PMP varía entre 1.5 - 1.7 km, ubicado al centro-norte de la CP (Figura N° 15). En el continente Africano, los relictos de las lavas mesozoicas y cuerpos intrusivos relacionados poseen una extensión de 80.000 km² ubicándose principalmente al norte de Namibia, aunque también se reconocen afloramientos en Luanda y Angola (Peate, 1997).

Las lavas Paraná (nombre genérico para todo el conjunto de rocas volcánicas de la PMP; Peate, 1997) han sido agrupadas en formaciones de distintos nombres dependiendo del país donde afloran, siendo Formación Serra Geral en Brasil, Formación Curuzú Cuatiá - Miembro Posadas en Argentina, Formación Alto Paraguay en Paraguay y Formación Arapey en Uruguay.

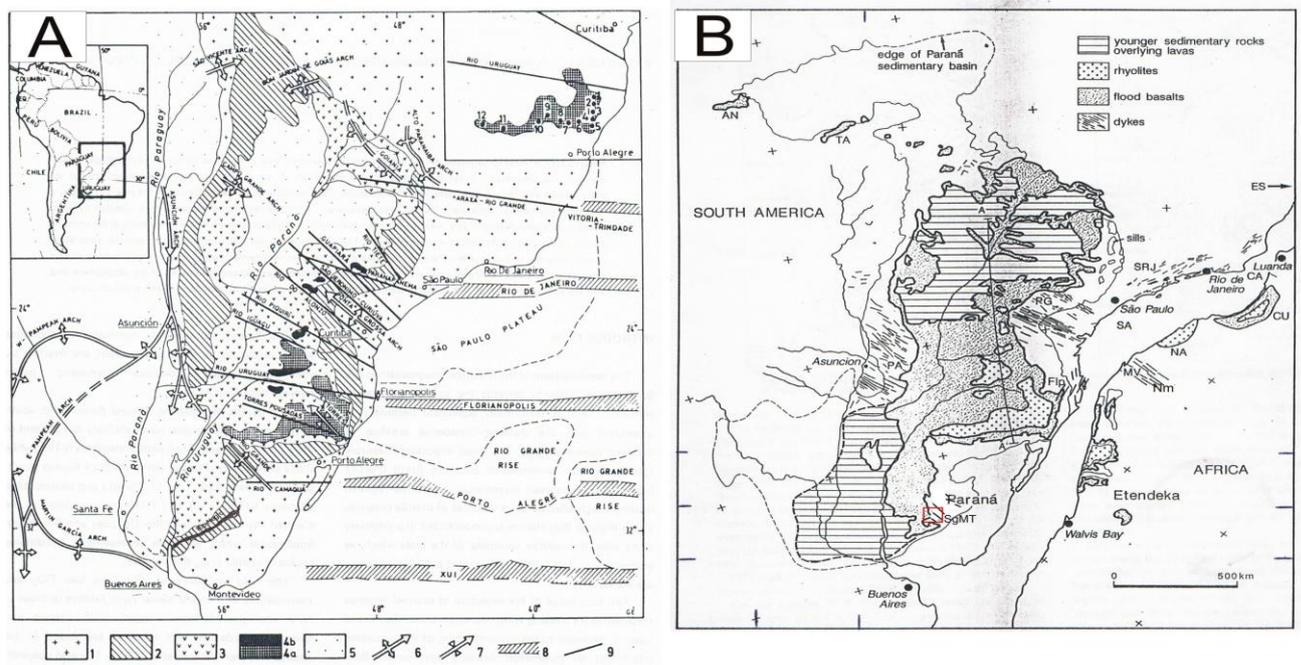


Figura N° 15: A) Esquema geológico general y principales controles estructurales de la Cuenca de Paraná: 1- basamento cristalino predevónico, 2- sedimentos prevolcánicos, 3- volcanismo básico a intermedio (Fm. Serra Geral), 4-volcanicas ácidas de Fm. Serra Geral: tipo Palmas (4a) y Chapecó (4b), 5- sedimentos post-volcánicos, 6-estructura tipo arco, 7- estructura tipo sinclinal, 8-lineamientos oceánicos, 9- lineamientos tectónicos o magnéticos B) Reconstrucción de Gondwana Pre-rift mostrando la extensión de la PMP en relación a la Cuenca Sedimentaria del Paraná y el Rift proto-Atlántico. Los diques están concentrados en cinco áreas: Ponta Grossa (PG), San Pablo-Río de Janeiro (SRJ), Este del Paraguay (PA), Centro-Este de Uruguay (SgMT) y Norte de Namibia (Nm). Demás abreviaciones: Cuenca de Santos (SA), Cuenca de Campos (CA), Cuenca de Espiritu Santo (ES), Cuenca de Namibia (NA), Cuenca de Cuanza (CU) y Morro Velho (MV). Modificado de Piccirillo & Melfi (1988).

Desde el punto de vista petrológico, la Provincia Magmática Paraná-Etendeka corresponde a magmatismo tipo bimodal representado principalmente por basaltos y andesitas (más del 90% del total de las rocas que conforman la PMPE), de afinidad toleítica mientras que las rocas ácidas (riolitas y dacitas) conforman tan sólo el 3% de la provincia (Bellieni *et al.* 1986).

3.2 - Edad de la PMP

Piccirillo & Melfi (1988) realizaron una gran recopilación de datos geocronológicos, que fueron complementados con datos más recientes por Peate (1997) y Soares & Ernesto (2004). En general, se reconoce que el magmatismo Paraná-Etendeka se concentra entre el Triásico superior y Cretácico inferior, no ocurriendo diferencias significativas entre las edades de las fases extrusivas e intrusivas relacionadas. Renne *et al.* (1992), en base a estudios geocronológicos realizados en lavas del sur de Brasil, concluyeron que el magmatismo Paraná-Etendeka comenzó aproximadamente hace 133 Ma y duró menos que 1 Ma., con una tasa de erupción estimada de 1.5 km³/año. Por otro lado, Turner *et al.* (1994) propusieron que el magmatismo tuvo una duración próxima a los 10 Ma (entre 127 y 137Ma), con una tasa de erupción de 0.1 km³/año. Si bien, esta última hipótesis es la más aceptada. Casi todos los autores reconocen una fase magmática principal comprendida entre los 130-132 Ma, a la cual se la asocia la mayor tasa de erupción.

3.3 -Clasificación química de los lavas de la PMP

Piccirillo & Melfi (1988) separaron a las lavas de la PMP en función de la concentración de TiO₂, en dos clases: bajo TiO₂ (TiO₂ menor a 2%) y de alto TiO₂ (TiO₂ mayor a 2%). Posteriormente, en base a mayor información de análisis químicos de las lavas, Peate *et al.* (1992) realizaron una mayor subdivisión de los basaltos separándolos en 6 clases. La misma se basó en las concentraciones de TiO₂ y los elementos trazas incompatibles (Sr, Y, Zr) agrupándose en: basaltos de bajo Ti (BTi, Tipo *Gramado* y *Esmeralda*), basaltos intermedios Titanio (ITi, Tipo *Paranapanema*) y basaltos de alto Ti (ATi, Tipo *Urubici*, *Pitanga* y *Ribeira*).

A continuación en la Tabla I se presentan las principales características químicas de los diferentes tipos de basaltos mencionados

Tipo	Característica	TiO ₂ (%)	Ti/Y	Ti/Zr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sr (ppm)	Nb/La	cNdi	206Pb/204Pb	Clase
Gramado	Bajo Ti/Y & Ti (sur)	0.7-1.9	<300	<70	0.7075-0.7167	140-400	0.5-0.8	Bajo (-8 a -3)	18.4-19.1	BTi
Esmeralda	Bajo Tu/Y & Ti (sur)	1.1-2.0	<310	>60	0.7046-0.7086	120-250	0.5-0.8	-4 a +3	18.6-18.8	BTi
Ribeira	Alto Ti/Y, bajo Ti (norte)	1.5-2.0	>310	>65	0.7055-0.7060	200-370	~0.64	-1.6 a -3.6	17.81-18.12	ATi
Paranapanema	Alto Ti/Y, bajo Ti (norte)	1.7-3.0	>330	>65	0.7055-0.7063	200-450	~0.64	-1.6 a -3.6	17.81-18.12	ITi
Pitanga	Alto Ti/Y, bajo Ti (norte)	>3.0	>350	>60	0.7055-0.7060	>350	~0.64	-1.6 a -3.6	17.81-18.12	ATi
Urubici	Alto Ti/Y & Ti (sur)	>3.3	>500	>57	0.7048-0.7065	>550	-	-	17.46-18.25	ATi

Tabla I: Principales características químicas de los basaltos de la PMP. BTi (basaltos con menos del 2% TiO₂), ITi (basaltos con 2-3% TiO₂) y ATi (basaltos con más del 3% de TiO₂).

Modificado de Peate (1997).

Es importante destacar que los tipos basálticos mencionados poseen una distribución específica dentro de la CP (Figura N° 16). Los basaltos de bajo Titanio (BTi) se ubican al sur del lineamiento Río Uruguay, abarcando los basaltos de la Formación Arapey en Uruguay, los del sur de Brasil y los del nordeste de Argentina. Por el contrario, los basaltos de alto Titanio (ATi) ocurren predominantemente en la porción brasileña de la CP, al norte del lineamiento Piquirí y también en territorio Paraguayo (Peate, 1997; Muzio, 2004).

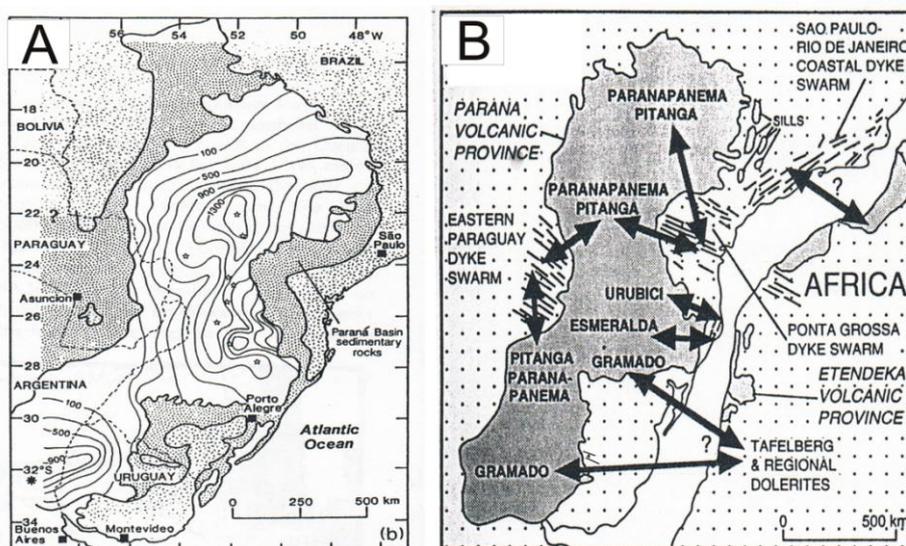


Figura N° 16: A) Mapa de isopácas de los derrames basálticos de la PMP. B) Distribución de los diferentes tipos de basaltos y sus posibles sistemas de diques generadores (flechas negras), según Piccirillo & Melfi (1988).

3.4 -Magmatismo Intrusivo de la PMP

En estrecha asociación temporal con la actividad volcánica mencionada anteriormente, existen relictos de magmatismo intrusivo representado por diques y *sills*, mayoritariamente básicos y de afinidad tholeítica. Los *sills* afloran principalmente en el sector noreste de la CP y de la CN (Cuenca Norte) por extenso, mientras que los diques se encuentran en el borde este continental de Brasil, en la porción oriental de Paraguay y en el centro-noreste de Uruguay (Soares & Ernesto, 2004).

Los principales enjambres de diques mesozoicos se ubican en territorio brasileño (Ponta Grossa, Serra do Mar y Florianópolis) y al oeste de territorio paraguayo. A continuación se realiza una breve descripción de los mismos, en base a datos relevados por Piccirillo *et al.* (1988) y complementados por Soares & Ernesto (2004).

(a) Diques de Ponta Grossa

Estos diques se encuentran en la región de Ponta Grossa concentrados entre dos lineamientos estructurales de gran escala denominados Piquirí y Guapiara (Ferreira *et al.* 1981) (Figura N° 17). Los mismos poseen dirección NO-SE similares a las estructuras del basamento cristalino con espesores entre 20 y 50 m y longitudes predominantemente entre 1 y 50 km, pero pudiendo alcanzar los 200 km. La mayoría son de composición básica (~87%), ocurriendo en menor escala rocas intermedias (~10%) y ácidas (~3%).

Los diques de BTi corresponden, en los diagramas de clasificación, a basaltos tholeíticos mientras que los diques de ITi y ATi corresponden a andesi-basaltos o latibasaltos, además de un menor contenido en álcalis. Piccirillo *et al.* (1988) concluyeron que la composición de estos diques es muy similar a la de los basaltos del norte de la CP y muy diferente de los del sector sur de la cuenca.

Las edades de estos diques están comprendidas entre 119 y 132 Ma (Soares & Ernesto, 2004).

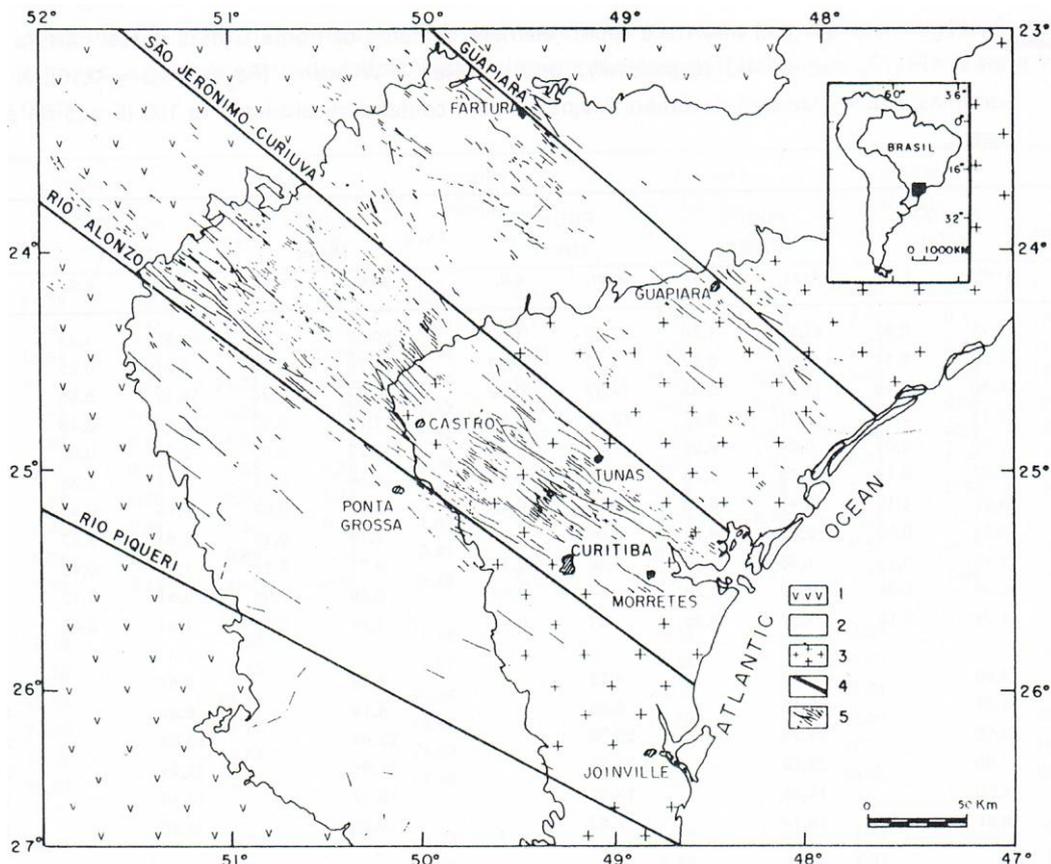


Figura N° 17: Mapa simplificado del enjambre de diques del Arco de Ponta Grossa: 1-Volcánicas de Fm. Serra Geral, 2-Rocas sedimentarias pre-volcánicas, 3-Basamento cristalino, 4-Lineamientos tectónicos y/o magnéticos, 5-diques (Piccirillo & Melfi, 1988).

(b) Diques de Serra do Mar

Este conjunto de diques se encuentra a lo largo de la región costera de los Estados de San Pablo, Río de Janeiro y parte del Estado de Espírito Santo (Figura N° 18). Está constituido por centenares de diques básicos con rumbos N50°-60°E, sub-verticales a verticales, con espesores de hasta 90 m y longitudes de más de 15 km, siendo los más comunes aquellos con espesores inferiores a 50 m y afinidad tholeítica (Valente, 1997). Sus orientaciones estructurales coinciden con los lineamientos del basamento relevados por Almeida (1972). Las doleritas intruyen principalmente gneises y granitoides del Orógeno Ribeira de edad Neoproterozoico/Cámbrico-Ordovícico (Heilbron *et al.* 2004).

Datos geocronológicos recopilados por Soares & Ernesto (2004) comprenden edades entre 119-132 Ma para estos diques.

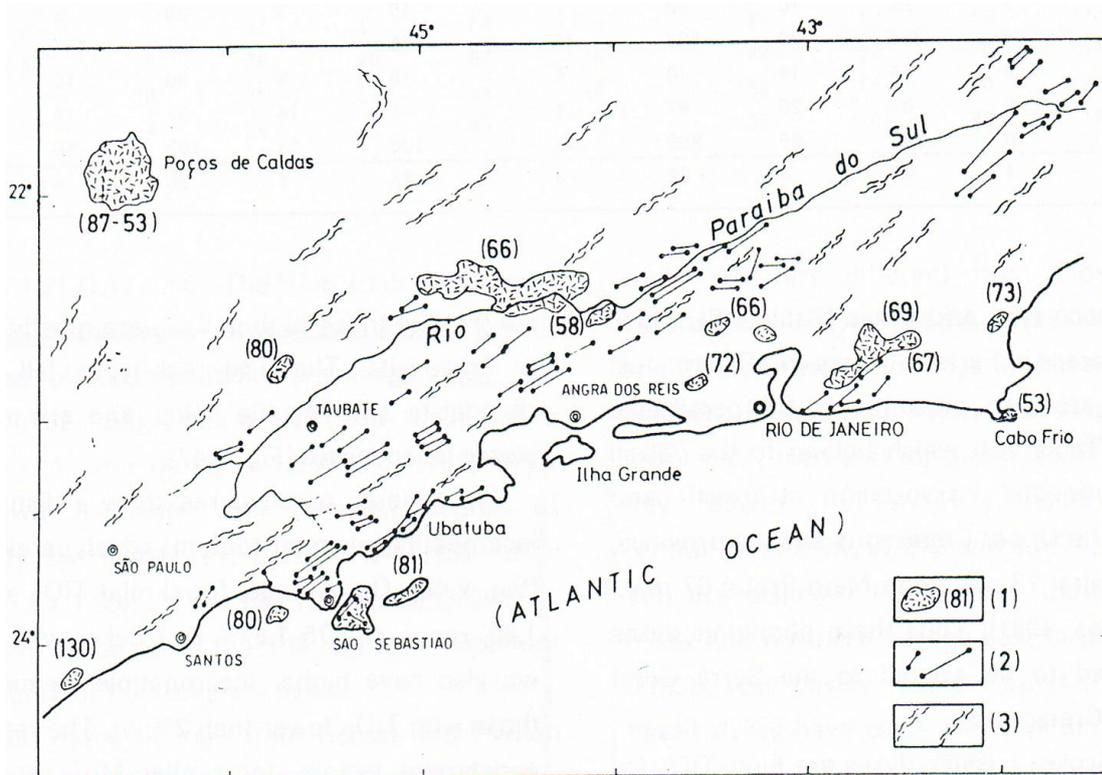


Figura N° 18: Mapa simplificado del enjambre de diques de Serra do Mar: 1-Lineamientos del basamento cristalino, 2- Diques, 3-Intrusiones alcalinas y edad (Ma). Tomado de Piccirillo & Melfi (1988).

(c) Enjambre de diques de Florianópolis

Se encuentra localizado en la Isla de Santa Catarina y en el área continental contigua (Figura N° 19). Poseen orientaciones N30°-50°E y de manera subordinada N10°-45°W, ambos verticales a subverticales, con espesores que varían desde 1 a 10 m y longitudes de más de 10 km. Están representados predominantemente por rocas básicas de ATi y rocas ácidas. Los mismos intruyen granitos alcalinos, rocas volcánicas e hipobasales mesozoicas predominantemente ácidas que componen la denominada Suite Plutono-Volcánica Cambirela (Zanini *et al.* 1997).

Las edades de estos diques varían entre 119-129 Ma (Raposo *et al.* 1998; Tomazzoli & Marcel, 2008).

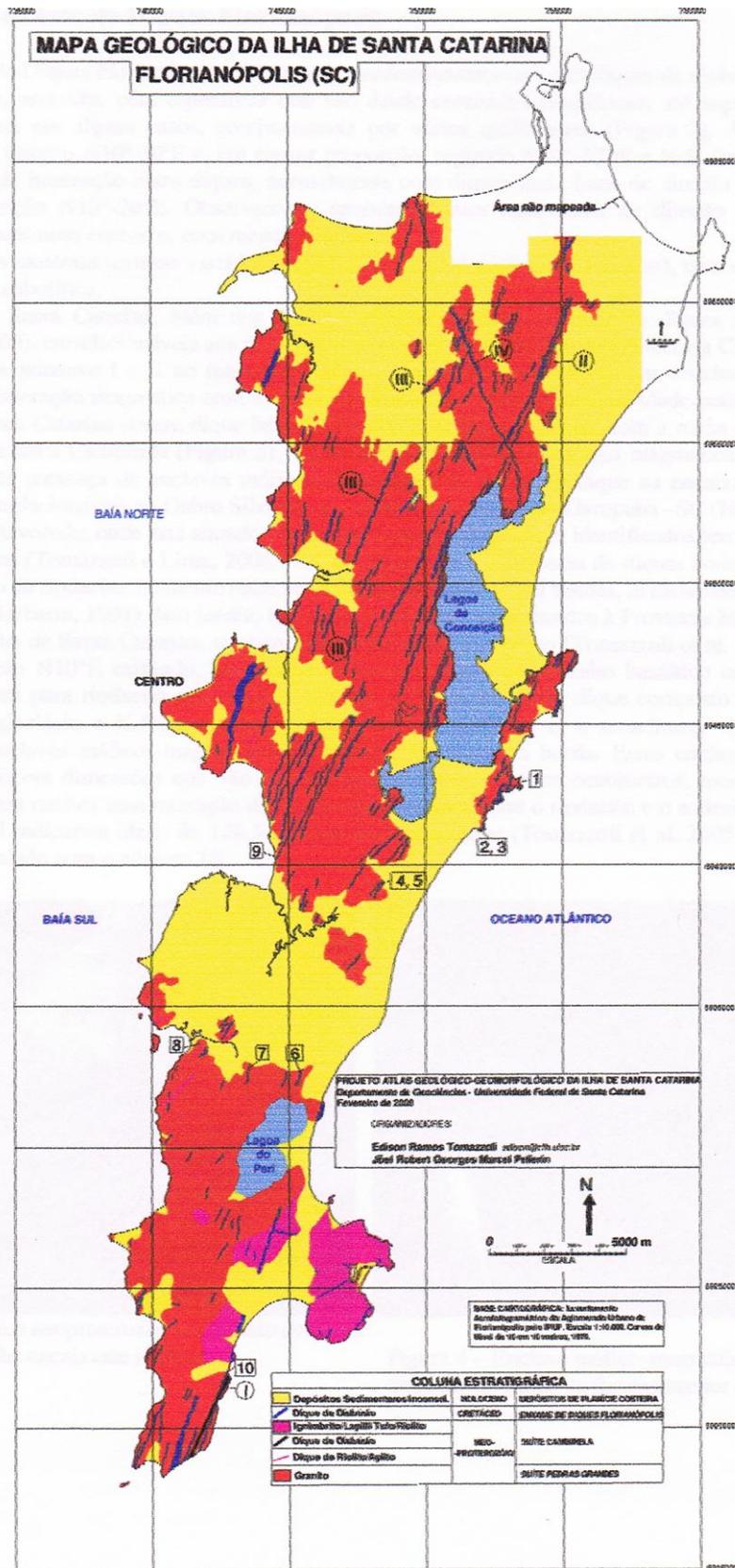


Figura Nº 19: Mapa geológico simplificado de la Isla de Santa Catarina, mostrando la ubicación del enjambre de diques de Florianópolis. Tomado de Tomazzoli & Marcel (2008).

(d) Diques de Paraguay

Estos diques afloran principalmente en el sector este de Paraguay, aunque la mayoría fueron delimitados en base a lineamientos de anomalías gravimétrica (Druecker & Gay, 1987) (Figura N° 20). Los mismos poseen direcciones NW-SE (direcciones de fracturación coincidentes con aquellas del basamento cristalino), que estarían muy relacionadas a los diques del Arco de Ponta Grossa en Brasil. Sus espesores varían entre 1 a 10m y longitudes entre 5 a 150 km. Los mismos han sido clasificados como basaltos tholeiíticos. Las similares direcciones entre los diques y las fracturas relevadas en el basamento cristalino sugieren la reactivación de las mismas durante Jurásico tardío-Cretácico inferior (Peate, 1997).

Los escasos datos cronológicos indican edades de los diques en el entorno de los 127 Ma (Comte & Hasui, 1971).

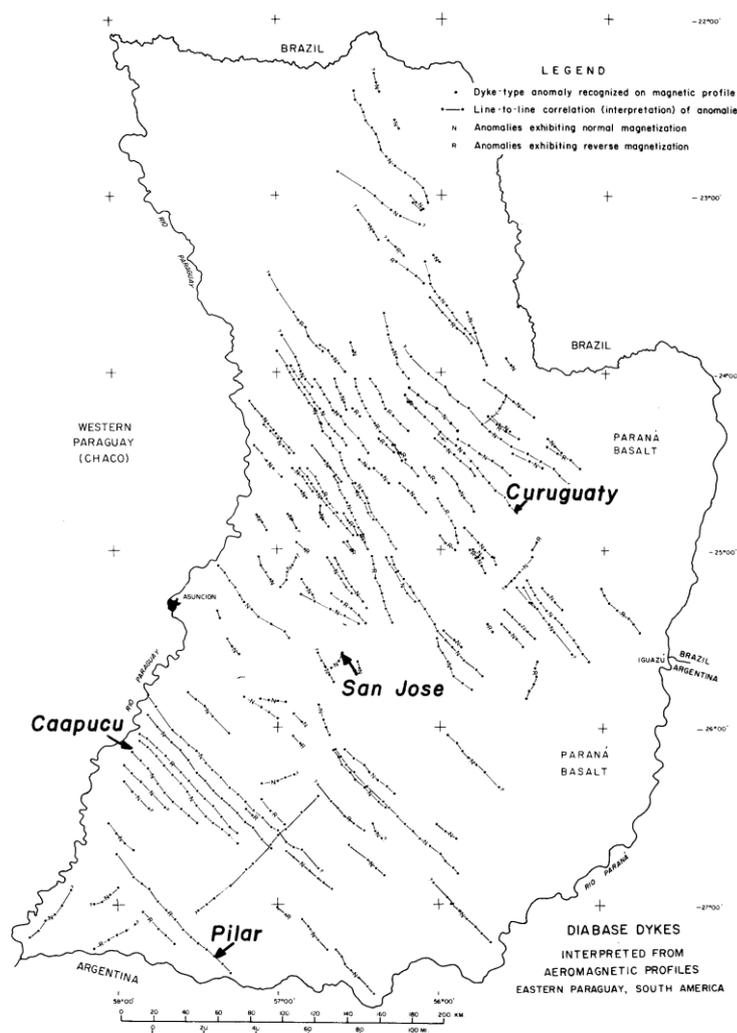


Figura N° 20: Mapa de ubicación de los diques del este de Paraguay, interpretados por geofísica (Druecker & Gay, 1987).

3.5 - Magmatismo Mesozoico en Uruguay

El magmatismo mesozoico en Uruguay se encuentra distribuido en dos regiones. Las mismas se diferencian en características químicas e isotópicas de los magmas y en los mecanismos de emplazamiento, relacionado a diferentes etapas distensivas (Muzio, 2004):

1) En la región meridional (sur y sureste del país) asociados a la tectónica de cuencas tipo *rift*, se encuentran las lavas básicas de la Formación Puerto Gómez (Bossi, 1966), las lavas ácidas de la Formación Arequita (Bossi, 1966) y las manifestaciones hipoabisales del macizo alcalino de Valle Chico (Muzio, 2000).

2) La región septentrional (norte del país) se asocia a la evolución de la Cuenca Norte y el magmatismo está compuesto por las lavas básicas de la Formación Arapey (Bossi, 1966), los cuerpos intrusivos básicos de la Formación Cuaró (Preciozzi *et al.* 1985) y la Formación Gaspar (De Santa Ana & Veroslavsky, 2004).

A continuación, se detallarán algunas características generales de las Formaciones Arapey y Cuaró por ser objeto de estudio, fundamentalmente la última, en el presente trabajo.

La Formación Arapey (Bossi, 1966) está compuesta por basaltos tholeíticos BTi (*Tipo Gramado*), que alcanzan espesores máximos de 1000 m en el NO del país. Las edades de la Formación varían entre 126 a 145 Ma (Tabla II).

Edad	Método	Autor/es
Formación Arapey		
126.8 ± 3.1 Ma	K/Ar	Creer <i>et al.</i> (1965)
145.6 ± 5.1 Ma	K/Ar	Creer <i>et al.</i> (1965)
152.4 ± 8.2 Ma	K/Ar	Creer <i>et al.</i> (1965)
131.1 ± 3.9 Ma	K/Ar	Umpierre (1965, <i>apud</i> Bossi 1966)
132.9 ± 1.3 Ma	⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
132.2 ± 0.5 Ma	⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
131.8 ± 0.4 Ma	⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
129.9 ± 1.1 Ma	⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
Formación Cuaró		
121.0 ± 6.0 Ma	K/Ar	De Santa Ana & Veroslavsky (2004)
131.8 ± 6.4 Ma	K/Ar	De Santa Ana & Veroslavsky (2004)
121.5 ± 15.1 Ma	K/Ar	Umpierre (1965, <i>apud</i> Bossi 1966)
122.1 ± 9.8 Ma	K/Ar	Umpierre (1965, <i>apud</i> Bossi 1966)
132.1 ± 1.1 Ma	⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
131.6 ± 1.3 Ma	⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)

Tabla II: Dataciones de las Fm. Arapey y Fm. Cuaró (Modificado de Muzio, 2004).

Los primeros relevamientos de diques básicos fueron realizados por Umpierre (1965, *apud* Bossi, 1966) y Bossi (1966) pero fueron asignados formalmente como unidad estratigráfica por Preciozzi *et al.* (1985). En esta definición, la Formación Cuaró fue descrita como “*efusivas hipoabisales básicas con estructuras en filones y filones capa caracterizada por microgabros y doleritas de afinidad tholeítica*”. Los diques se emplazan de manera discordante con el basamento cristalino, rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas, e incluso en los basaltos de la Formación Arapey.

Las áreas aflorantes de la Formación Cuaró se encuentran distribuidas en los Departamentos de Rivera, Tacuarembó, Durazno y Cerro Largo (Preciozzi *et al.* 1985). Si bien en su definición, la Formación Cuaró fue asimilada al Triásico, nuevos datos geocronológicos indican edades entre 121 a 132 Ma (Cretácico inferior) (Féraud *et al.* 1999; De Santana & Veroslavsky, 2004) (Figura N° 21).

Bossi & Shipilov (1998) subdividen a la Formación Cuaró en dos miembros, con similar petrografía pero diferente forma de emplazamiento que son:

- 1) el Miembro Paso de los Novillos: compuesto por *sills* que alcanzan extensiones máximas de 1200 km² y aflora en los departamentos de Rivera, Tacuarembó y

Cerro Largo, encontrándose la sección tipo de este miembro en el *Sill* Los Novillos sobre las márgenes del Río Tacuarembó.

- 2) el Miembro Bañado de Medina: está compuesto por diques verticales y subverticales con rumbos predominante NO-SE y de manera subordinada NE-SO y E-O (Montaña, 1992; Bossi & Schipilov, 1998; Masquelín *et al.* 2009; Scaglia *et al.* 2009). Poseen extensiones de varias decenas de km y espesores máximos de 50 m.

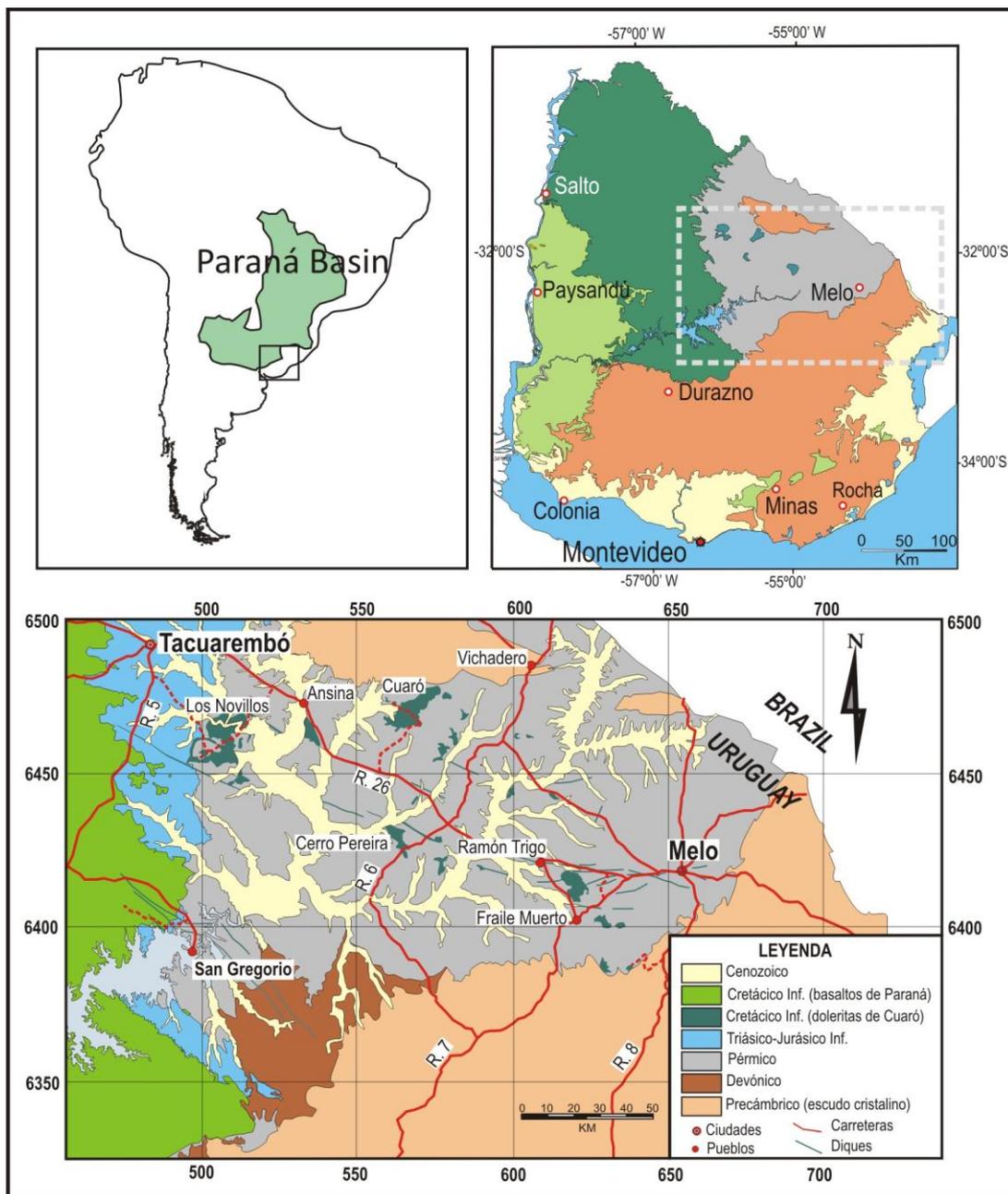


Figura N° 21: Mapa geológico simplificado de la región de afloramiento de la Formación Cuaró
Tomado de Masquelín *et al.* (2009).

Masquelin *et al.* (2009) realizaron estudios de detalle de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) en los diques y *sills*, principalmente en la región de Melo y Tacuarembó, demostrando un emplazamiento claramente horizontal para los magmas en los *sills* mientras que en los diques indican emplazamiento vertical a horizontal. Esta última variación es explicada por la existencia de fábricas magnéticas superpuestas impresas por los minerales magnéticos cristalizados primariamente respecto a aquellos de cristalización tardía. Por otra parte también se consideran limitaciones de las medidas de AMS debido a procesos hidrotermales en las doleritas, que afectaron la fábrica magmática original.

CAPÍTULO 4

GEOLOGÍA DEL ÁREA

4.1 – Unidades geológicas presentes en el área

En este capítulo serán presentadas con una breve descripción las diferentes unidades geológicas presentes en el área de estudio, de acuerdo a su orden cronoestratigráfico, haciendo especial énfasis en la distribución y características generales de los diques básicos mesozoicos.

4.1.1- Formación Cordobés (Bossi, 1966)

Se reúne en esta formación geológica a una sucesión monótona de pelitas (a veces intercaladas con areniscas), grises oscuras, laminadas a macizas, fosilíferas, micáceas con piritita y ocasional presencia de yeso. Entre los fósiles presentes en esta unidad se encuentran trilobites, braquiópodos, gasterópodos, bivalvos, todos de origen marino (Veroslavsky *et al.* 2006). De acuerdo a los estudios realizados por Bossi & Navarro (1991) la composición mineralógica de la arcilla que conforma los bancos lutíticos es predominantemente caolínica y de manera subordinada illita y esmectita. Esta formación posee un espesor máximo de 90m en el pozo La Paloma (I.G.U n°186) y las litologías y estructuras presentes sugieren un ambiente depositacional de plataforma marina somera con eventos episódicos de tormentas (Veroslavsky *et al.* 2006). Esta Formación se encuentra en el sector sureste del área de estudio (Sector La Paloma, Figura N° 29) siendo la de mayor superficie aflorante en la misma. Si bien en algunos lugares se detectó evidencia de procesos térmicos (calcinación) de las pelitas en contacto con los diques, en general estos aparecen muy alterados y difusos.

4.1.2- Formación La Paloma (Bossi, 1966)

Esta formación consiste en una sucesión de areniscas finas a medias, con estratificación plana a macizas, rojizas a violáceas, cuarzo-feldespáticas con micas, con intercalación de niveles pelíticos en la base y hacia la parte superior con niveles de areniscas gruesas a conglomerádicas. De acuerdo a los datos existentes, posee poco contenido en fósiles y refleja depósitos de condiciones regresivas de marinas someras

hacia planicies litorales (Preciozzi *et al.*, 1985). El espesor máximo es de 55m en el pozo Rincón del Bonete (Dpto. de Durazno) y 36m en el pozo La Paloma (Veroslavsky *et al.*, 2006). Esta Formación se encuentra en el sector sureste del área de estudio (Sector La Paloma, Figura N° 29) ocupando una importante superficie aflorante pero que es menor respecto a la Formación Cordobés.

4.1.3- Formación San Gregorio (Preciozzi *et al.*, 1985)

Esta formación constituye la base del Grupo Cerro Largo (Goso, 1995), una megasecuencia de rocas sedimentarias silicoclásticas depositadas durante el Carbonífero tardío-Pérmico temprano bajo. Se apoya en discordancia sobre la Formación La Paloma o directamente sobre el basamento cristalino. Está compuesta por diamictitas, tillitas, pelitas a conglomerados y ritmitas, con arreglos granodecrecientes de color rojo, púrpura, marrón y gris. Esta secuencia corresponde a depósitos glaciogénicos alcanzando un máximo espesor de 330 metros en el pozo Salsipuedes (Dpto. Tacuarembó) (Veroslavsky *et al.*, 2006). Esta Formación ocupa mayormente la región central del área de estudio abarcando casi la totalidad del sector San Gregorio de Polanco (Figura N° 26), la porción sureste del Sector Achar (Figura N° 25) y parcialmente en el sector La Paloma (Figura N° 27) apoyadas en concordancia sobre las areniscas de la Formación La Paloma. Las litologías en las cuáles los diques intruyen varían desde diamictitas a conglomerados.

4.1.4- Formación Tacuarembó (Bossi, 1966)

Se caracteriza por una sucesión de areniscas blancas, bermejas, verdosas, cuanto a cuarzo-feldespáticas de grano fino a medio, que presentan estratificación cruzada y horizontal, con intercalación con pelitas de colores variables. Corresponden a depósitos de ambientes fluviales. Esta Formación se encuentra aflorando tanto en región norte apoyadas en discordancia sobre la Formación San Gregorio (Sector Achar, Figura N° 25) como en el sector sur (Sector San Jorge, Figura N° 28).

4.1.5- Magmatismo Juro-cretácico.

Formación Cuaró (Preciozzi et al., 1985)

Está compuesta por diques y sills de microgabros/doleritas, de naturaleza tholeítica. La distribución y características generales que presentan estos diques, objetivo del estudio, serán detalladas en el ítem 4.2. Los sills no están presentes dentro de la zona del trabajo.

Formación Arapey (Bossi, 1966)

Esta unidad está representada por derrames basálticos de composición homogénea y de naturaleza tholeítica, pertenecientes a la Provincia Magmática Paraná (Peate, 1997). En Esta Formación aflora principalmente en la región noroeste del área de estudio (Sector Achar, Figura N° 25) recortando niveles masivos como vacuolares (amígdalas de cuarzo, ceolita y calcita). Es de destacar, la importante alteración de estos últimos niveles. Geomorfológicamente, los basaltos se presentan como capas de espesores variables sobre las areniscas de la Formación Tacuarembó conformando cerros planos.

4.1.6 Unidades sedimentarias Cenozoicas

Formación Libertad (Goso, 1965).

Esta unidad se caracteriza por contener lodolitas, loess y arenas, de coloración parda rojiza, incorporando carbonato de calcio multiforme. Algunos sondeos indican que no supera los 30 metros de potencia (Martínez & Ubilla, 2004). De acuerdo con estos autores, estos depósitos continentales con geformas onduladas estarían asociados a un clima semiárido con períodos húmedos. Los depósitos de esta unidad geológica afloran principalmente en los alrededores de la localidad de San Jorge (Sector San Jorge, Figura N° 28) representados fundamentalmente por lodolitas pardas y arenas en menor proporción conformando geformas onduladas.

Formación Dolores (Goso 1972)

Esta unidad corresponde a sedimentos arcillo-limosos y limo-arcillosos, con arenas y gravas (fangolitas), de color pardo a gris verdoso. Esta formación se diferencia de la Formación Libertad por su geomorfología generando superficies planas. En general, se le asigna una edad para su sedimentación y se la relaciona a condiciones climáticas áridas y frías vinculadas al último período glacial. Entre los fósiles se encuentran

tortugas, mamíferos y moluscos de agua dulce (Martínez & Ubilla, 2004). Esta Formación, al igual que la Formación Libertad, aflora en las proximidades de la localidad de San Jorge (Sector San Jorge, Figura N° 28).

Reciente y Actual (Preciozzi et al., 1985)

Bajo esta denominación se agrupa a una asociación muy heterogénea de materiales sedimentarios acumulados en épocas muy recientes por los actuales cursos de agua. Los mayores depósitos aluvionales están localizados en las inmediaciones de los principales arroyos comprendidos al norte (Sector Achar, Fig. N° 25) y al sureste del área de estudio (Sector La Paloma, Figura N° 27). Por su parte, se encuentran campos de dunas en toda la zona costera próxima a la localidad de San Gregorio de Polanco (Sector San Gregorio de Polanco, Figura N° 26) compuestas por arenas blancas, finas a muy finas, bien seleccionadas.

4.2 - Generalidades de los diques

4.2.1- Fotointerpretación de los diques

La fotogeología es una de las tareas esenciales y primarias a realizar en el marco de los estudios geológicos. Ella presenta las ventajas de inferir las diferentes litologías que componen el área de estudio así como también una rápida ubicación de los afloramientos y las vías de acceso. En el presente trabajo se utilizaron básicamente dos clases de imágenes remotas. Por un lado, se fotointerpretaron imágenes monocromáticas (blanco y negro) a escalas 1:20.000 y 1:40.000 elaboradas por el Servicio Geográfico Militar, las cuales fueron utilizadas en áreas específicas de la zona de estudio. Sin embargo estas fotografías, por sus tonos, no permiten la identificación de diques de pequeños espesores ni definir claramente la continuidad de los mismos. En consecuencia, se procedió a utilizar fotografías satelitales obtenidas por el navegador *Google Earth*^{RTM}. Esta magnífica herramienta posee las siguientes ventajas: bajo costo; rápida obtención de las imágenes, fácil identificación de diques y su continuidad; posibilidad de aumentar o alejar (*zoom*) en una determinada área; rasterización de los diques y su continuidad; obtención de coordenadas para su identificación en los posteriores trabajos de campo; fotografías a color con variedad de tonos aumentando el contraste entre las diferentes texturas del área observada, superposición y georeferenciamiento de las cartas topográficas seleccionadas.

Una vez concluidos los trabajos de fotointerpretación y realizadas las salidas de campo se procesaron los datos relevados y se elaboraron los mapas geológicos de semidetalle presentados en la Figura 22. En base a los trabajos realizados, se relevaron un total de 17 segmentos de diques, considerando como *segmento* a cada traza de dique aflorante. Es así que, posteriormente, varios segmentos con igual rumbo han sido correlacionados entre sí como formando parte de un mismo dique de mayores dimensiones. La posible unión de los segmentos y por ende la continuidad del dique se ha marcado en las respectivas figuras con línea punteada y fue indicada como “diques no aflorante”. Por otra parte, ciertas geoformas que fueron fotointerpretadas como segmentos de diques no pudieron corroborarse en el campo debido a la ausencia de afloramientos. Sin embargo, debido a su geomorfología, dimensiones y continuación espacial (característica de los diques) permiten categorizar a los mismos como “diques inferidos”.

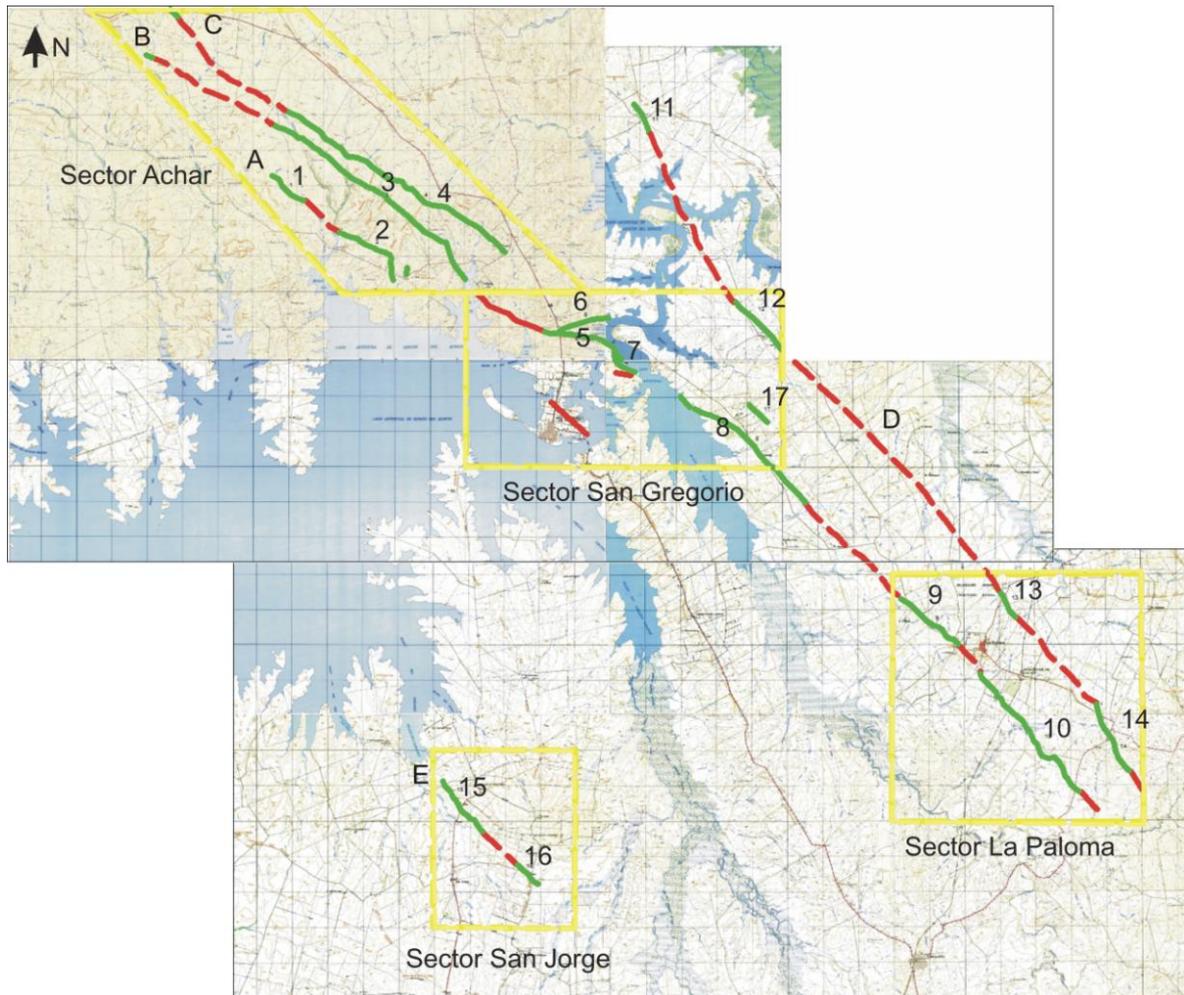


Figura N° 22: Ubicación de los sectores cartografiados en el área de estudio, numeración de los segmentos de diques (1 a 17) y diques (A, B, C, D y E). Líneas verdes continuas: diques aflorantes; líneas rojas punteadas: posible continuación de los diques, líneas rojas continuas: diques inferidos. Base Topográfica a escala 1:50.000.

4.2.2 - Geomorfología de los diques

Los diques resaltan en varios sectores del área por su geomorfología lineal pronunciada, en forma de lomas con pequeños espesores, continuas en largas distancias (Figura N° 23 A). Es común que las lomas estén parcialmente erosionadas, fracturadas o falladas, por donde circulan arroyos o cañadas (Figura N° 23 B). En diferentes segmentos se encontraban zonas de afloramientos aislados pero próximos entre sí, verificándose la existencia del dique y permitiendo una buena colecta de muestras (Figura N° 23 C y 23 D).

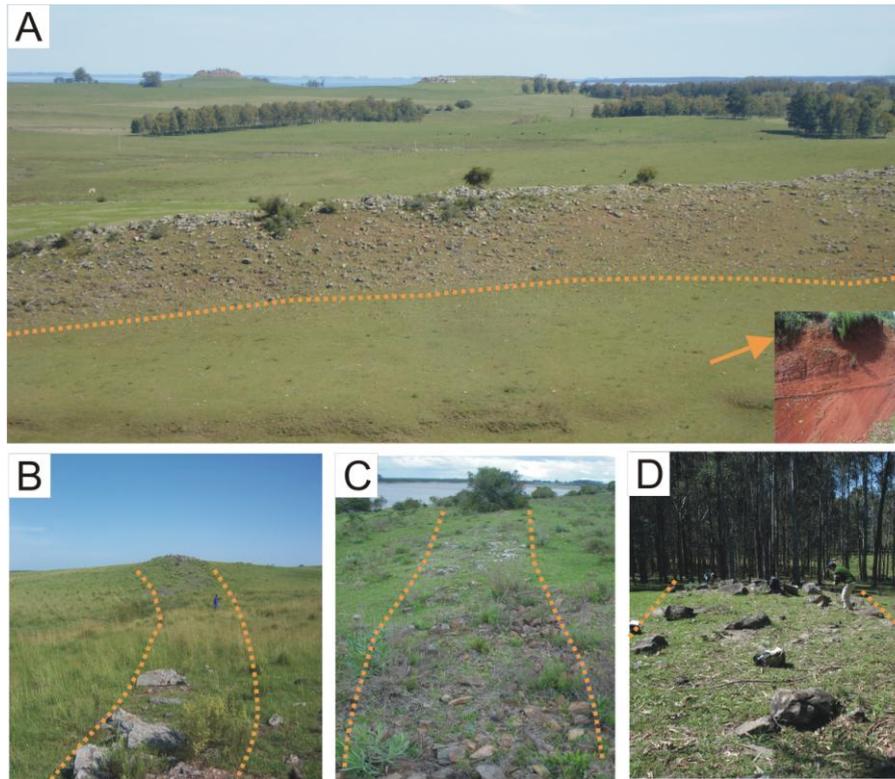


Figura N° 23: A) Geomorfología típica de los diques (Segmento 4, sector Achar). Observe detalle de estratificación cruzada de la Formación Tacuarembó aflorante a orillas de arroyo próximo. B) Dique cuya continuidad es parcialmente truncada por cursos de agua con rumbo perpendicular al dique (Segmento 3, sector Achar). C-D) Diques con afloramientos aislados pero continuos de grano fino y grano medio respectivamente (Segmentos 5 y 7, sector San Gregorio de Polanco).

Por otra parte, la existencia de canteras de doleritas sobre los diques fue de importante ayuda en la ubicación y muestreo de los segmentos. Las mismas poseen diferentes dimensiones que siguen el rumbo de los diques y que exponen claramente el contacto con la roca caja (Figura N° 24 C y 24 D).

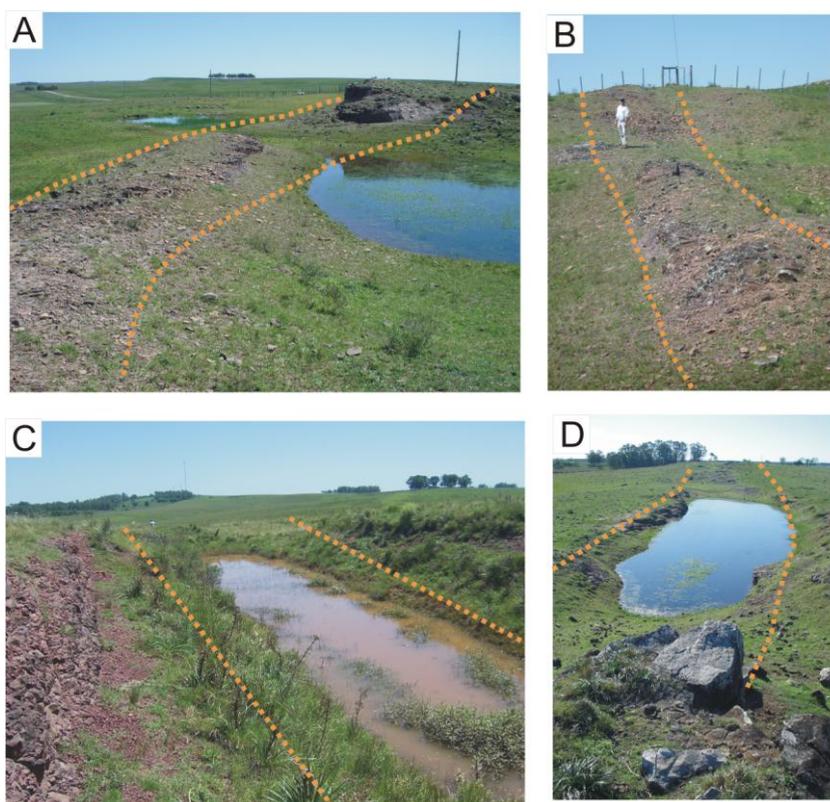


Figura N° 24: A-B) Dique intruyendo en los basaltos de la Fm. Arapey (Punto 164). C) Cantera de doleritas (Punto 171, Segmento 10- sector La Paloma). D) Cantera de doleritas (Punto 167, Segmento 8- sector San Gregorio de Polanco).

4.2.3 - Mapas geológicos de semidetalle

A partir de los segmentos de diques relevados, se procedió a la realización de mapas geológicos simplificados en las áreas de afloramiento de los mismos. Los mapas geológicos de semidetalle obtenidos están centralizados y enfocados en la ubicación geográfica y distribución de cada uno de los segmentos de diques, indicando las litologías en las que intruyen. La extensión y límite de las restantes unidades geológicas presentes en el área de estudio está basada en la Carta Geológica del Uruguay (Preciozzi *et al.* 1985). Si bien existen nuevas versiones cartográficas a escala regional, estas no fueron utilizadas para mantener un único criterio de nomenclatura formal y por considerar que el establecido en la carta geológica mencionada es el que mantiene mayor vigencia y arraigo de acuerdo a la mayoría de los autores que trabajan en la cuenca (De Santa Ana *et al.* 2006; Muzio, 2004; De Santa Ana & Veroslavsky, 2004; Goso, 1995).

Los mapas geológicos de semidetalle corresponden a cuatro sectores (denominados en función de la localidad con mayor jerarquía más próxima a los mismos) que son:

- Sector Achar (NO del área de estudio, Figura N° 25)
- Sector San Gregorio de Polanco (región central del área de estudio, Figura N° 26)
- Sector La Paloma (SE del área de estudio, Figura N° 27)
- Sector San Jorge (SW del área de estudio, Figura N° 28)

A continuación se presentan los mapas geológicos simplificados de los cuatro sectores, con los segmentos comprendidos en el área de estudio. Las características de los mismos se encuentran resumidas en la Tabla III.

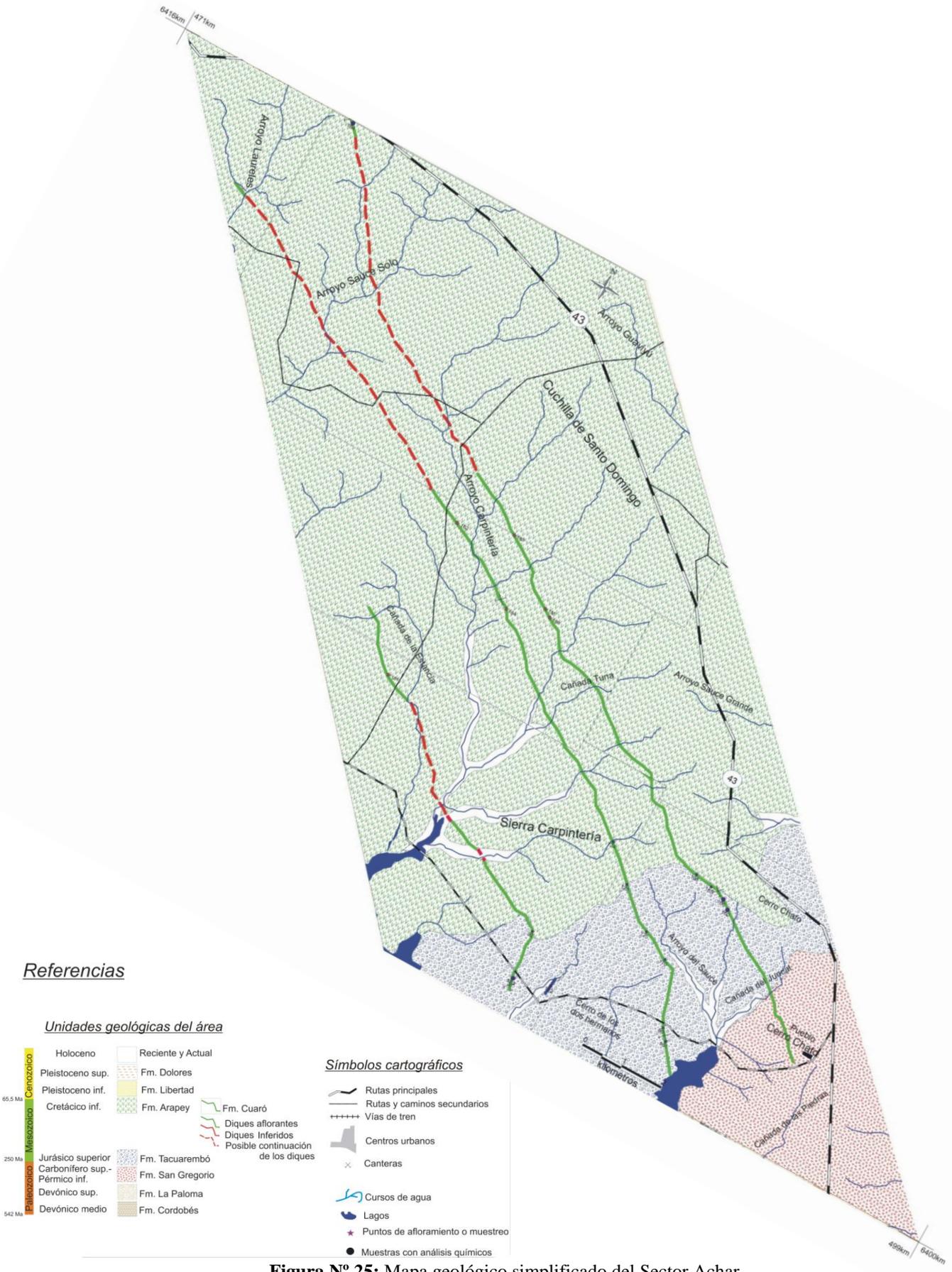


Figura Nº 25: Mapa geológico simplificado del Sector Achar

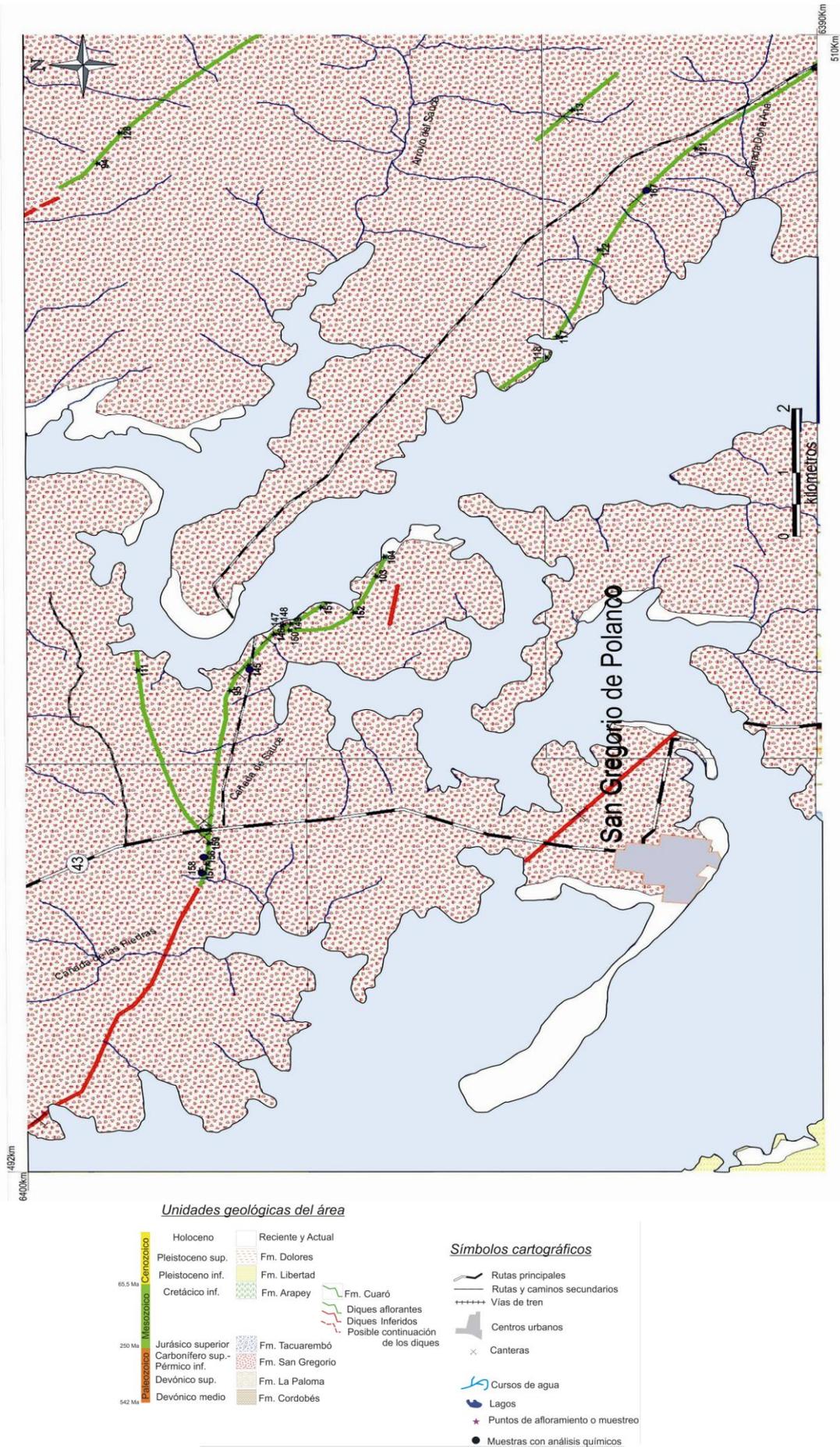
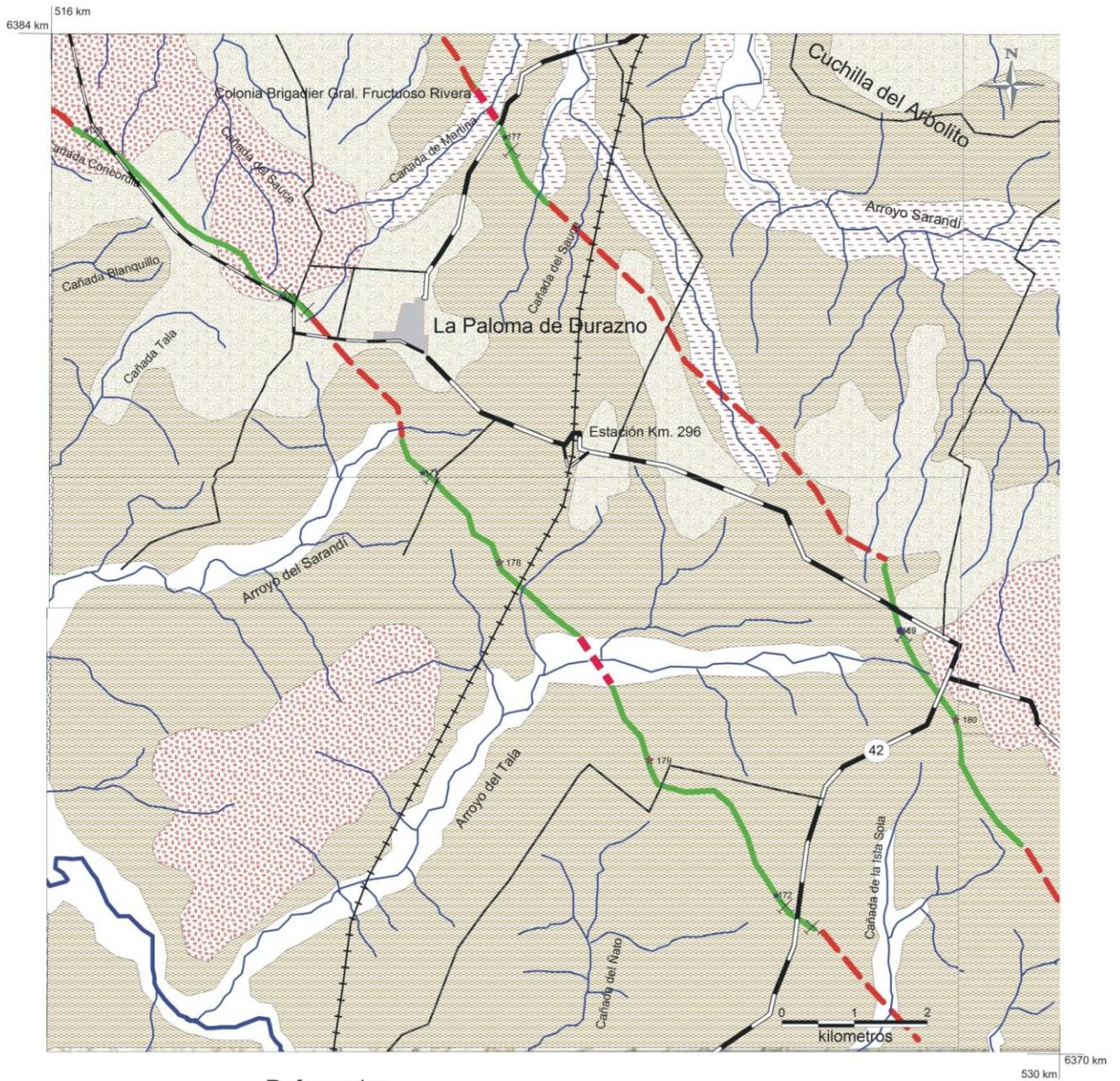


Figura N° 26: Mapa geológico simplificado del Sector San Gregorio de Polanco



Referencias

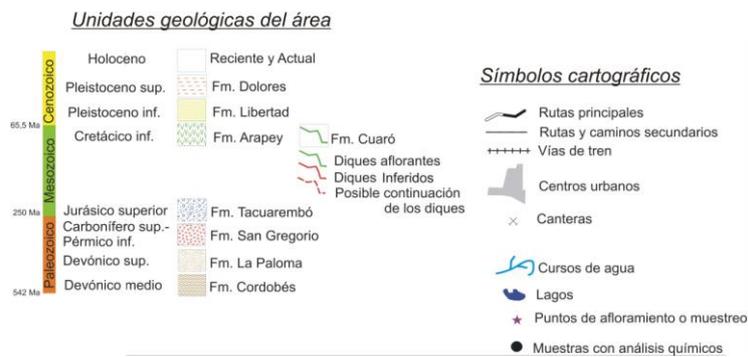
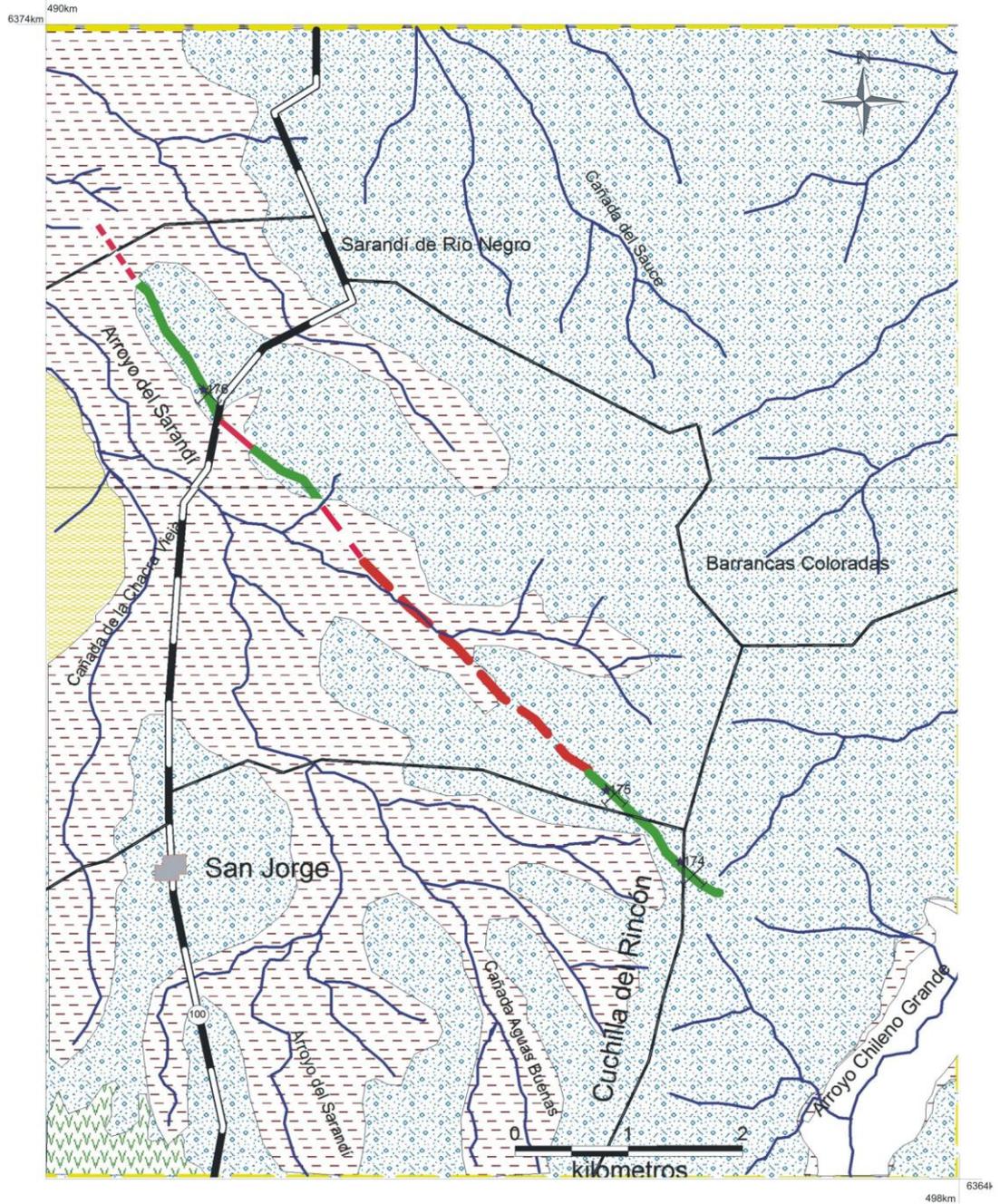


Figura N° 27: Mapa geológico simplificado del Sector La Paloma



Referencias

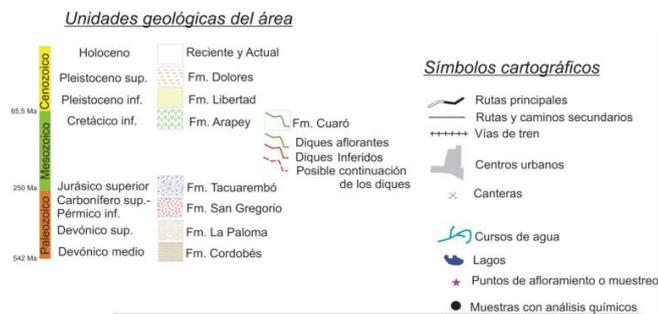


Figura N° 28: Mapa geológico simplificado del Sector San Jorge

4.2.4 - Características geológicas de los segmentos

Los diferentes segmentos relevados pueden ser unificados en base a su similitud estructural (rumbo), proximidad y características petrográficas similares. Esta unificación de los segmentos permitió el reconocimiento de cinco grandes diques, identificados en los mapas con las letras A, B, C, D y E. A continuación se describen las principales características de cada uno de los 17 segmentos relevados en el área de estudio.

Es importante destacar que los segmentos relevados son aquellos que fueron relevados e identificados en campo lo cual no significa que sean los únicos, sino que probablemente exista una mayor cantidad pero que se encuentren cubiertos por materiales recientes o suelo debido a su fácil alteración en las zonas húmedas. A su vez, la importante alteración en determinados segmentos no permitió la extracción de muestras representativas.

Entre las diferentes litologías en las cuales intruyen los diques, explicitadas en la Tabla III se encuentran los derrames basálticos de la Formación Arapey. En los mismos se observó el contacto entre doleritas con niveles masivos y vacuolares de los basaltos. La intrusión de las doleritas en derrames basálticos es clara evidencia de que los procesos de la actividad extrusiva (derrames) e intrusiva son simultáneas y son producto de los mismos fenómenos distensivos corticales reinantes hace aproximadamente 130 Ma.

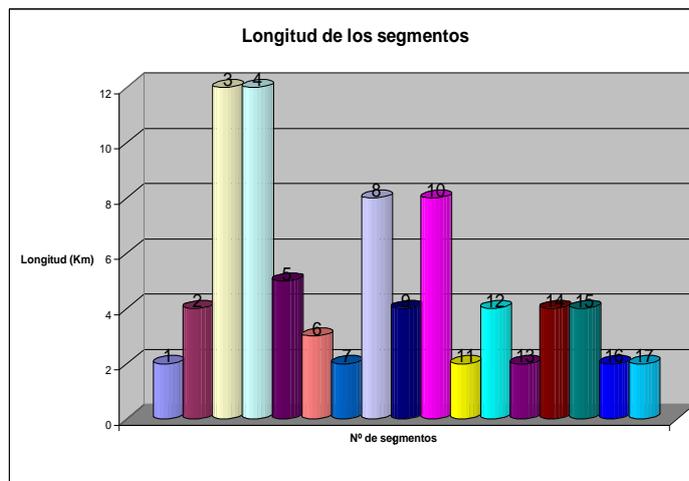
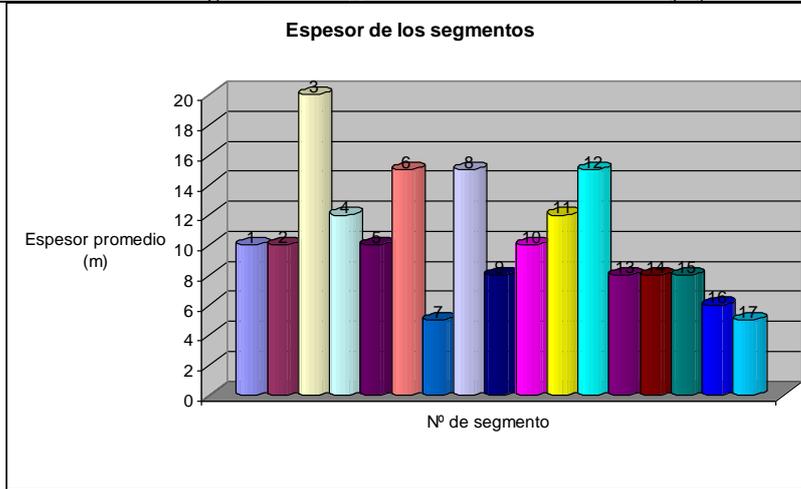
N° de segmento	Coordenadas X (Km)	Y (Km)	Rumbo	Longitud (Km)	Ubicación en mapa parcial	Espesor promedio (m)	Dique al cual pertenece	Fracturas	Litología a la cual intruye
1	481,900	6,405,600	N140	2	Achar	10	A	N140, N170, N50E vert.	Fm. Tacuarembó, Fm. Arapey,
2	486,600	6,402,500	N140-180	4	Achar	10	A	N120, N140, N160	Fm. Tacuarembó, Fm. Arapey,
3	486,700	6,405,800	N140-160	12	Achar	20	B	N110, N130, N80E verticales	Fm. San Gregorio, Fm. Tacuarembó
4	487,400	6,406,500	N140-160	12	Achar	12	C	N100, N40	Fm. San Gregorio Fm. Tacuarembó, Fm. Arapey,
5	500,100	6,397,400	N110	5	San Gregorio	10	B	N50E, N130	Fm. San Gregorio
6	498,800	6,398,200	N50E	3	San Gregorio	15	B	N150, N60E	Fm. San Gregorio
7	500,800	6,395,700	N150	2	San Gregorio	5	B	N140, N70E	Fm. San Gregorio
8	508,8	6,390,600	N140-150	8	San Gregorio	15	B	N150, N60E	Fm. San Gregorio
9	518,100	6,381,400	N150	4	La Paloma	8	B	N140, N50E	Fm. San Gregorio, Fm. La Paloma
10	523,800	6,375,100	N140	8	La Paloma	10	B	N150, N70E	Fm. Cordobés
11	502,100	6,409,800	N170	2	Mapa General	12	D	N150, N70	Fm. San Gregorio
12	508,700	6,398,100	N145	4	San Gregorio	15	D	N140, N50E	Fm. San Gregorio
13	522,600	6,382,300	N140	2	La Paloma	8	D	N150, N70E	Fm. Cordobés
14	528,600	6,374,500	N170	4	La Paloma	8	D	N170, N90E	Fm. Cordobés, Fm. La Paloma
15	491,400	6,370,600	N130-150	4	San Jorge	8	E	N150, N70E	Fm. Tacuarembó
16	495,200	6,366,900	N150	2	San Jorge	6	E	N150, N70E	Fm. Tacuarembó
17	508,700	6,393,100	N150	2	San Gregorio	5	C	N150, N60E	Fm. San Gregorio

Tabla III: Principales características geológicas de los diques y ubicación de los segmentos

En general, los diques presentes en la región de estudio son paralelos a subparalelos, con rumbos predominantemente N140-170 y en forma subordinada N110. Este último rumbo es característico en los diques de los alrededores de la localidad de San Gregorio (Figura N° 26, Sector San Gregorio de Polanco). Los segmentos allí comprendidos corresponderían a una inflexión del dique mayor B que continúa hacia la localidad de La Paloma. El dique B es el único que presenta bifurcación hacia diques de menores dimensiones, principalmente en el área de San Gregorio siendo estos de 2 a 5 km de longitud y entre 5-15 metros de espesor.

Los segmentos alcanzan longitudes máximas de 12 km (segmentos 3 y 4) ubicándose en el NW del área de estudio. Por otra parte, los espesores máximos registrados alcanzan los 20 metros (Tabla III).

Se realizaron histogramas de espesores y longitudes de los diferentes segmentos relevados con la finalidad de comparar ambos parámetros (Figura N° 29 y 30). En base a ellos, se observa que no se cumple en todos los casos que los segmentos de mayores longitudes sean, a la vez, los de mayores espesores según lo estipulado por Rickwood (1990) sino por el contrario, varios segmentos de pequeñas longitudes alcanzan elevados espesores (Ej. Segmentos n° 5, 6 y 12) y viceversa (Ej. Segmento n° 4).



Figuras Nº 29 y 30: Diagrama de correlación espesor-longitud de cada uno de los segmentos mapeados

4.2.5 - Clasificación de los diques

Si bien existen diversas clasificaciones de diques, en el presente trabajo se adopta la clasificación realizada por Rickwood (1990), que tiene en cuenta los parámetros de longitud y espesor de cada segmento. La misma es una de las más utilizadas actualmente debido a su precisión y simplicidad de los parámetros.

De esta manera, los diferentes segmentos relevados en el área de estudio estarían comprendidos dentro de la categoría de *diques (Dykes)* (Figura Nº 31). La unión de los segmentos permitiría clasificar a los diques B y D como *macro diques (Macro-dykes)* y mientras que los restantes (A, C y E) seguirían dentro de la clase de *diques*.

		PREDICTED LENGTH	
		If L:W = 1000:1	If L:W = 200:1
MICRO-DYKE	W < 1cm		L < 2m
MINI-DYKE	W = 1 to 10cm		L = 2m to 20m
DYKE	W = 10cm to 50m	L = 100m to 50km	
MACRO-DYKE	W = 50m to 250m	L = 50km to 250km	
MEGA-DYKE	W > 250m	L > 250km	
GIANT DYKE	W > 150 m and possessing synformal cumulate layering.		
GREAT DYKE	Reserved for the Zimbabwe dyke.		

Figura N° 31: Clasificación de los cuerpos intrusivos tabulares en base su longitud (L) o espesor (W).

Tomado de Rickwood (1990).

Al describirse la longitud de un dique se considera la suma de todos estos segmentos, que en conjunto permiten identificar al dique. Delaney & Pollard (1981) han interpretado que los segmentos se unen en profundidad formando un dique con mayor continuidad.

CAPÍTULO 5

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DE LOS DIQUES

Los diques identificados en los diferentes sectores del área de estudio presentan desde el punto de vista petrográfico homogeneidad composicional y leves variantes en cuanto a sus características texturales, de acuerdo a la sección del dique que fue analizada. Por este motivo, la caracterización petrográfica macro y microscópica será realizada en forma global para todos los diques de la región de estudio, en vez de trabajar en forma particular en cada sector.

5.1 – Petrografía de los diques

Se analizaron petrográficamente un total de 50 afloramientos a partir de los cuales se confeccionaron 30 láminas delgadas para su estudio con microscopio.

Las muestras presentan diversas texturas: levemente porfíricas a gloméruloporfíricas de grano medio, con matriz de grano fino; levemente porfíricas de grano fino. Microscópicamente la matriz presenta texturas ofíticas a subofíticas, de grano medio a fino y a veces textura intersertal de grano fino. Cada una de ellas está relacionada con el sector del dique del cual se extrajo la muestra (centro o borde) y su génesis será discutida más adelante.

En base a las descripciones de láminas delgadas fueron identificadas las siguientes fases minerales (en orden decreciente de abundancia): plagioclasas cálcicas, clinopiroxenos cálcicos, minerales opacos y relictos de olivino; ocasionalmente vidrio y apatito como minerales accesorios.

A continuación se describen las características de las diferentes fases minerales presentes y sus relaciones:

➤ Plagioclasas:

Las plagioclasas son de composición predominantemente An₅₀-An₇₀ (Labradorita) y de forma subordinada An₃₀-An₅₀ (Andesina). Se presentan tanto como fenocristales como en la matriz. Cuando se encuentran como fenocristales, estos cristales ocupan entre el 5

y 10 % del volumen total de la roca, siendo automorfos a subautomorfos. Frecuentemente presentan zonación oscilatoria (Figura N° 32 C) siendo cristales prismáticos, con tamaños promedios entre 1 – 3 mm y con maclas de Albita o Albita-Carlsbad combinadas. En varias muestras los fenocristales están agrupados formando glomérulos de disposición radial (Figura N° 32 B).

Los fenocristales presentan fracturas espaciadas perpendiculares a su eje mayor, probablemente originadas en zonas de debilidad y por acción de la fuerza ejercida por el flujo magmático (Figura N° 32 A). En estas fracturas es común observar finos cristales de sericita como producto de alteración de las plagioclasas (procesos de sauritización). A su vez, los cristales de plagioclasa presentan bordes corroídos, particularmente en aquellos presentes en muestras correspondientes al centro de los diques, no siendo así en las muestras próximas a los contactos con la roca caja (Figura N° 32 A). Es común observar orientación de los fenocristales indicando dirección de flujo magmático, no pudiéndose establecer el sentido del mismo (Figura N° 33 A).

Por su parte, las plagioclasas de la matriz, son de igual composición que los fenocristales, están poco fracturadas, son automorfas a subautomorfas y en su mayoría no presentan orientación preferencial. Los tamaños oscilan entre 0.5 y 1.5 mm e incluso a veces menor que 0.5mm, principalmente en las muestras de borde del dique, contacto roca caja-doleritas. En general, se encuentran en similares porcentajes que los piroxenos (aproximadamente 40% del volumen total de la roca). En contacto con los piroxenos, forman texturas ofíticas a subofíticas, mientras que en contacto con vidrio (mayormente en muestras de contacto doleritas-roca encajante), conforman texturas intersertales.

➤ Piroxenos:

Los piroxenos son incoloros a verde pálido a luz natural, presentan extinción oblicua entre 23-46° (clinopiroxenos) y de composiciones predominantemente cálcicas (Augita) y subcálcicas (Pigeonita), de manera subordinada. Se encuentran como fenocristales (no superando el 5% del volumen total de la roca) y mayormente en la matriz junto con las plagioclasas (Figura N° 32 y N° 33). En general, son automorfos con forma prismática a xenomorfos, con forma granular, ocupando intersticios entre las plagioclasas o englobándolas parcialmente. Los piroxenos, cuando forman parte de la matriz varían entre 0.5 y 1 mm, mientras que como fenocristales pueden llegar hasta los 2 mm. Es

común la presencia de maclas de Carlsbad (Figura 33 B) y en ciertos cristales se observan opacos en los planos de clivaje.

Los clinopiroxenos han sido clasificados como augita, que ocupa aproximadamente el 30-35% y pigeonita que ocupa tan sólo entre 5-10% del volumen total de la roca e incluso no observándose en varias muestras. Esta última se diferencia de la augita por presentar menor valor del ángulo 2V (menos de 20°), cristales límpidos, bordes claros y por la partición (001) levemente curvada. Es de destacar la presencia de exsolución de augita en cristales subautomorfos de pigeonita (Figuras N° 33 C).

➤ Minerales opacos

Estos minerales corresponden entre un 5 y 10% del volumen total de la roca. Si bien existe una variación en el tamaño de los cristales, estos pueden subdividirse básicamente en dos poblaciones. La primera se compone por cristales automorfos (rómicos, rectangulares o cuadrados), con tamaños máximos de 0.5 mm y en ciertos casos con golfos de corrosión que fueron posteriormente ocupados por cristales de plagioclasas o piroxenos. Es común observar formas esqueléticas en los mismos, probablemente como consecuencia de reacción con el líquido magmático residual.

La segunda población de minerales opacos presenta formas cuadradas, rómicas o esféricas, de tamaños que varían entre 0.1 a 0.3 mm, alojándose en fracturas y planos de clivaje de los fenocristales o en espacios intergranulares.

Los minerales opacos poseen distribución uniforme, no observándose zonas con concentración de estos en las muestras. Las principales características mencionadas se presentan en las Figuras N° 34 C-D y N° 35 A-D.

➤ Olivino:

Este mineral ocurre generalmente formando fenocristales poligonales, alterados parcialmente en los bordes o en su totalidad a iddingsita (color pardo a rojizo) y a celadonita (verde a amarillo claro) en el centro de los cristales. Esta última sólo aparece en cristales que hayan sido completamente alterados. En aquellos cristales que han sido alterados se reconoce la forma original de los cristales de olivino (Figuras N° 33 D y N° 34 A y B).

Los cristales de olivino corresponden sólo a un 4% del volumen total de la roca y alcanzan tamaños promedios de 1.5 mm. Suelen presentar bordes con golfos de corrosión.

➤ Vidrio:

Esta fase ocupa entre el 3 y 5% del volumen total de la roca, encontrándose el mayor contenido de vidrio en las muestras obtenidas del contacto dolerita-roca caja (Figura N° 34 C y Figura N° 35 D). La textura que desarrolla con otros minerales es de tipo intersertal, no observándose el desarrollo de esferulitas u otras texturas asociadas a procesos de desvitrificación.

➤ Apatito:

Estos cristales aparecen como cristales muy pequeños (aprox. 0.1 mm), de formas hexagonales y tabulares (Figura N° 35 E) y representan cerca del 1% del volumen total de la roca.

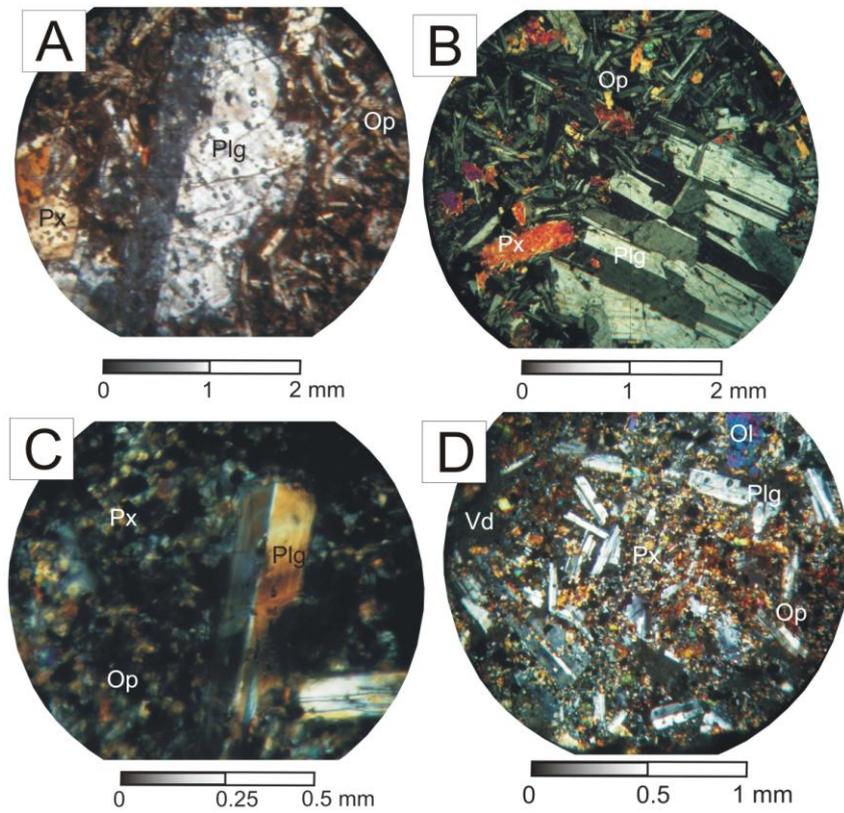


Figura N° 32: A) Fenocristal de labradorita con fracturas perpendiculares a su eje mayor indicando la debilidad del mismo durante cristalización del líquido magmático residual. Luz polarizada, Muestra (M) 161. B) Glomérulos de labradorita inmersos en una matriz ofítica. Luz polarizada, M169. C) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento oscilatorio, las zonas claras corresponden a composiciones más sódicas (Andesina). Luz polarizada, M168. D) Textura porfírica con matriz ofítica. Los fenocristales de plagioclasas y olivino están orientados al azar. Luz polarizada, M161. Referencias: Plagioclasas (Plg), Piroxenos (Px), Olivino (Ol), Opacos (Op), Vidrio (Vd).

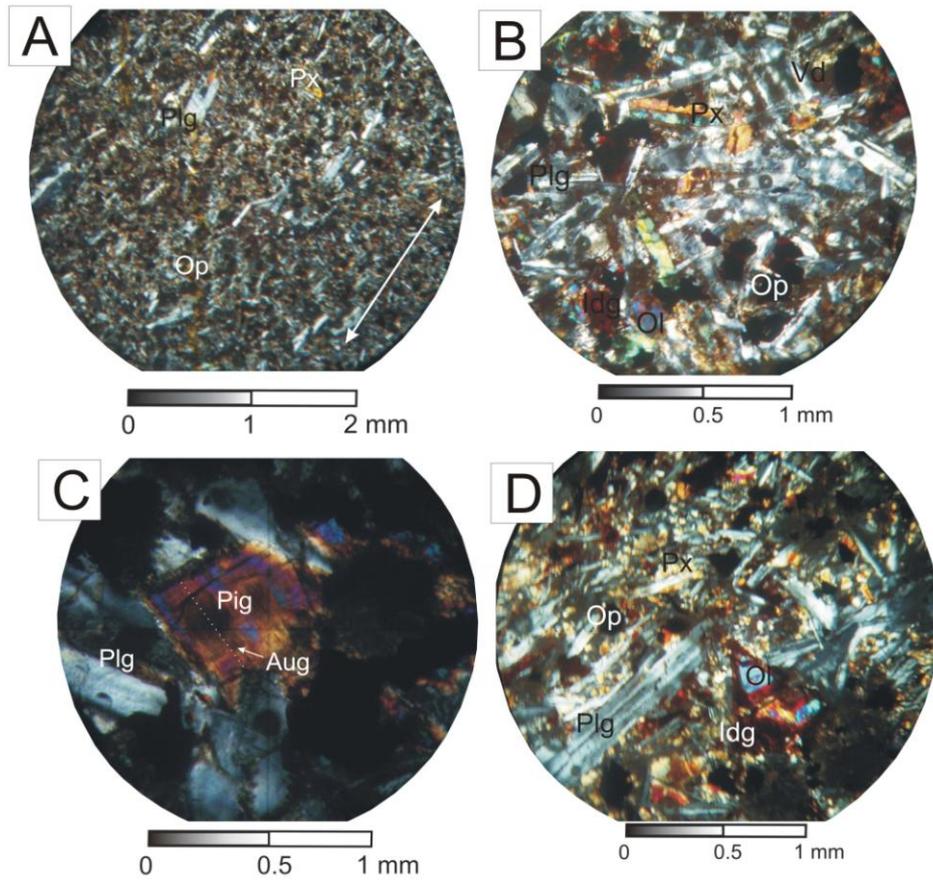


Figura N° 33: A) Fenocristales de plagioclasa (Labradorita) orientados. La flecha blanca indica dirección de flujo magmático. Luz polarizada, M165. B) Textura ofítica. Observe los piroxenos (Augita) automorfos con maclas de Carlsbald. Luz polarizada, M159. C) Cristal de Pigeonita con *lamellae* de exsolución de augita. Luz polarizada, M161. D) Fenocristal de olivino parcialmente alterado a iddingsita en los bordes. Luz polarizada, M165. Referencias: Plagioclasas (Plg), Piroxenos (Px), Augita (Augita), Pigeonita (Pig), Olivino (Ol), Opacos (Op), Vidrio (Vd).

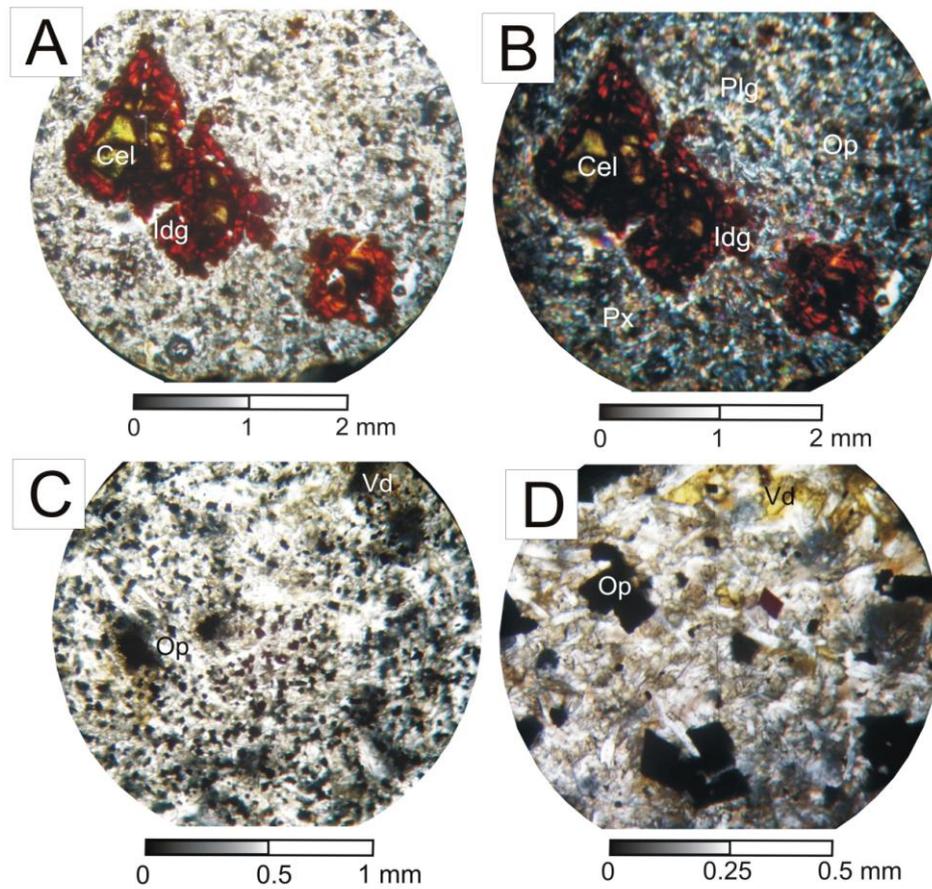


Figura N° 34: A) Fenocristales pseudomorfos de olivino alterados a iddingsita (tono rojizo) y celadonita (tono verde amarillo en el centro) inmersos en matriz subofítica. Luz natural, M164. B) Idem, Luz polarizada. C) Distribución uniforme de la segunda población de los minerales opacos. Luz natural, M168. D) Morfometría rómbica, rectangular y cuadrada de los cristales de titanomagnetita. Luz natural, M167. Referencias: Plagioclasas (Plg), Piroxenos (Px), Olivino (Ol), Iddingsita (Idg), Celadonita (Cel), Opacos (Op), Vidrio (Vd).

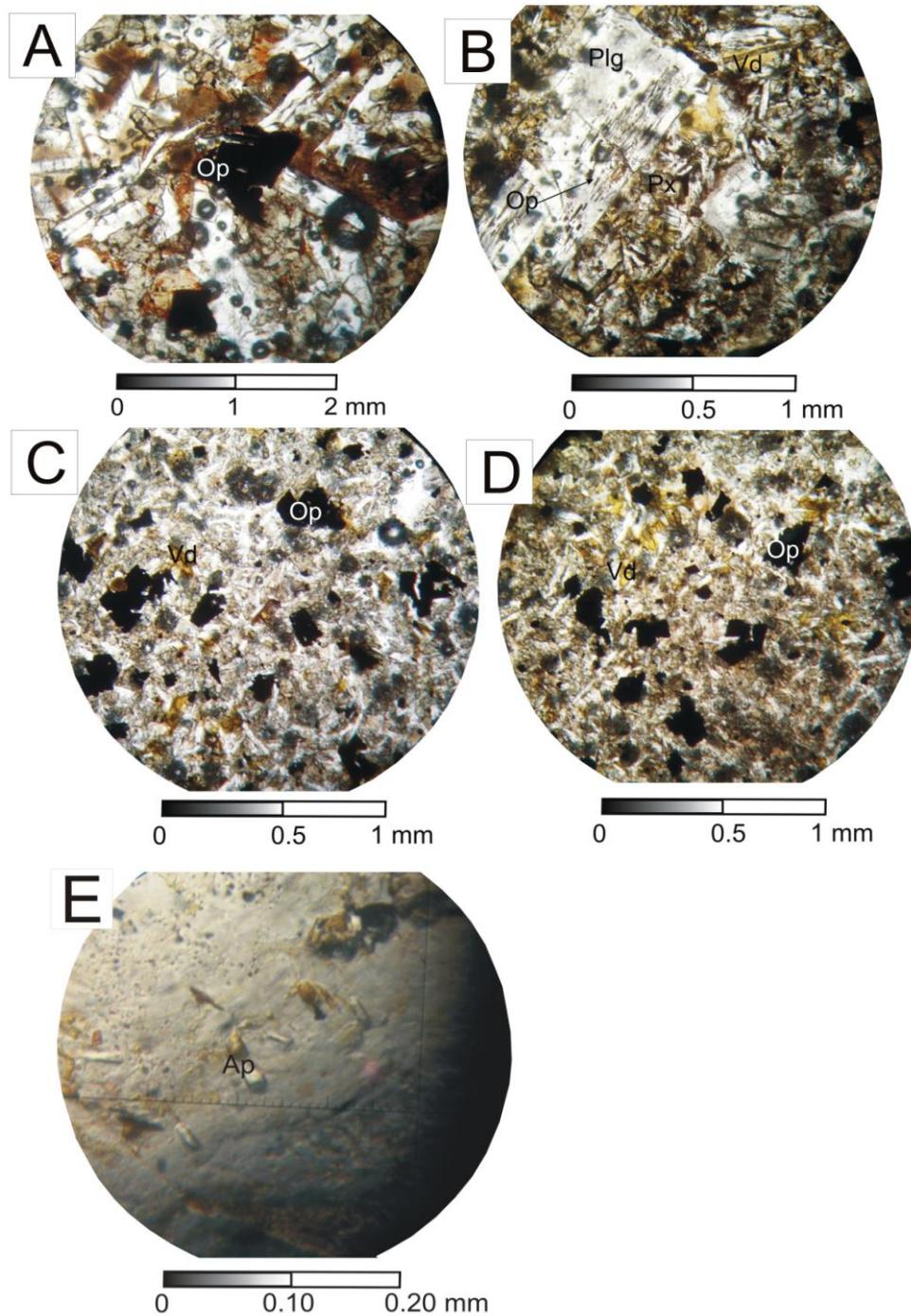


Figura N° 35: A) Titanomagnetita esqueletal de la primera población. Luz natural, M154. B) Minerales Titanomagnetitas en planos de clivaje de fenocristal de plagioclasa. Luz natural, M164. C) Predominancia de Titanomagnetitas con formas esqueletales. Luz natural, M147. D) Titanomagnetitas inmersas en una matriz predominantemente intersectal. Luz natural, M155. E) Microcristales de apatito con formas tabulares y hexagonales. Luz natural, M159. Referencias: Plagioclasas (Plg), Piroxenos (Px), Opacos (Op-Titanomagnetita), Vidrio (Vd).

5.2 – Microscopio Electrónico de Barrido

Con el fin de realizar un estudio más detallado de los minerales opacos, se seleccionaron muestras representativas de los diques, en base a descripciones petrográficas, para analizarse con el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los criterios en la selección de muestras fueron los siguientes: variación en el tamaño de los opacos, porcentaje, morfometría y relaciones de contacto con las fases silicáticas.

Una vez analizadas las muestras en el SEM, las imágenes producidas eran de colores grises desde tenues a claros. Cuanto mayor es el Z promedio de los minerales mayor es la claridad en ese punto. En base a este principio, y en la información relevada en la literatura, se procedió a la visualización y análisis de los minerales de diferentes tonos con EDS de manera de identificar los diferentes minerales. Una vez identificados y asignados a un tono de gris, se observó su morfometría y sus relaciones de contacto con las demás fases minerales.

Resultados obtenidos:

En base a la información obtenida mediante utilización del SEM y EDS se observó que los minerales opacos de las dos poblaciones corresponden a Titanomagnetita (también denominado Ulvospinelio) cuya fórmula química es $2\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$ (Figura N° 36).

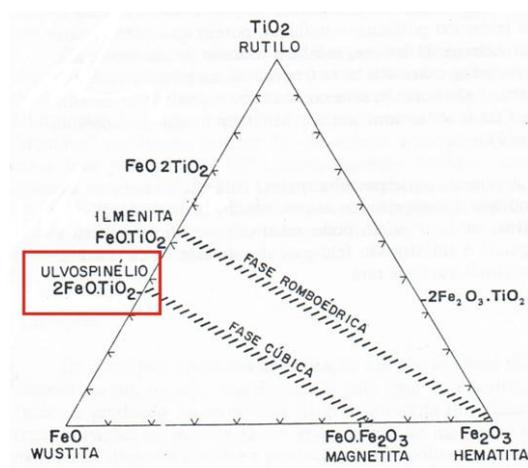


Figura N° 36: Óxidos de hierro y titanio (Fuente: Sial, 1984).

El Z promedio de este mineral es próximo a 20, siendo casi el doble del Z promedio de los silicatos a su alrededor, es por ello que es mayor el contraste en los tonos en la imagen BSE. A diferencia de la Ilmenita, que presenta un pico máximo correspondiente

a Ti, el espectro obtenido presenta un pico máximo que corresponde al elemento Fe, uno intermedio asignado al elemento Ti y el menor corresponde al elemento O. (Figura N° 37). Presentan formas rómbicas, rectangulares y cuadradas e incluso englobando parcialmente cristales de piroxeno indicando cristalización simultánea a posterior.

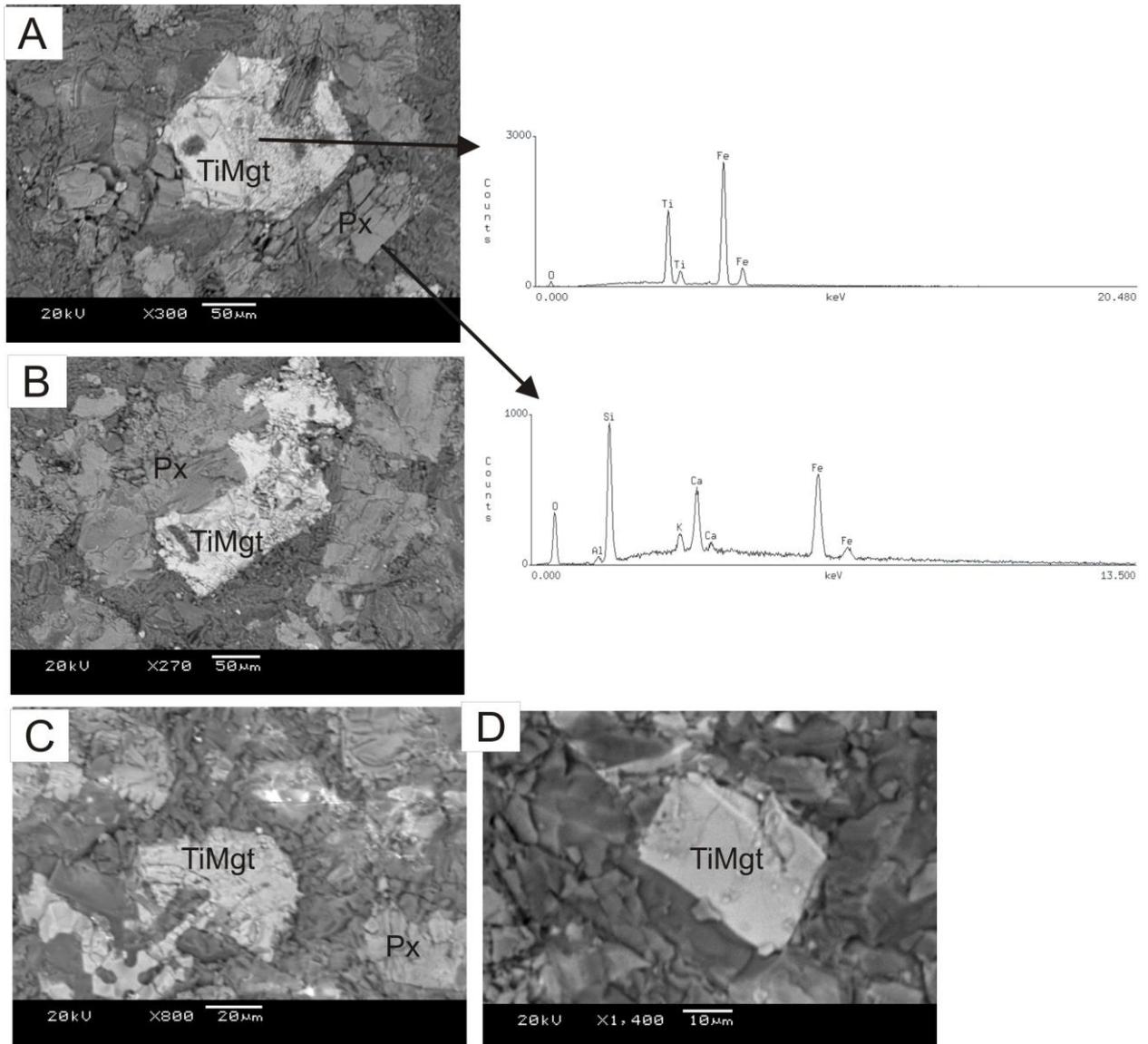


Figura N° 37: A) Titanomagnetita con forma rómbica de la primera población englobando parcialmente fenocristal de Augita. Imagen BSE. Observe los espectros (EDS) de la Titanomagnetita, Augita y Pigeonita característicos. M160. B) Titanomagnetita con forma rectangular a cuadrada, con bordes corroídos, englobando parcialmente fenocristal de Augita. Imagen BSE, M145. C) Titanomagnetitas con formas esqueletales. Imagen BSE, M148. D) Titanomagnetitas con formas geométricas definidas correspondientes a la segunda población. Luz natural, M155. Referencias: Titanomagnetita (TiMgt), Piroxenos (Augita-Pigeonita).

La presencia de titanomagnetitas (TiMgt) que comprenden básicamente dos poblaciones evidencia que su precipitación ha ocurrido en diferentes estadios de la cristalización magmática. A su vez, la presencia de cristales de TiMgt en los planos de clivaje de los fenocristales de plagioclasas y piroxenos también indica una cristalización relativamente temprana. La morfometría definida de los cristales de TiMgt se presenta tanto en el centro como en el borde del dique, no encontrándose grandes diferencias.

Sin embargo, las TiMgt de las muestras correspondientes al centro de los diques, predominantemente los cristales de la primera población, poseen mayor porcentaje de formas esqueléticas, que conservan parcialmente la morfometría original (rómica, cuadrada o rectangular; Figura N° 38). Lo anterior tendría fundamento en el hecho de que las TiMgt cristalizadas tempranamente podrían haber reaccionado con el fundido magmático residual y así haber sido reabsorbidas en determinados sectores.

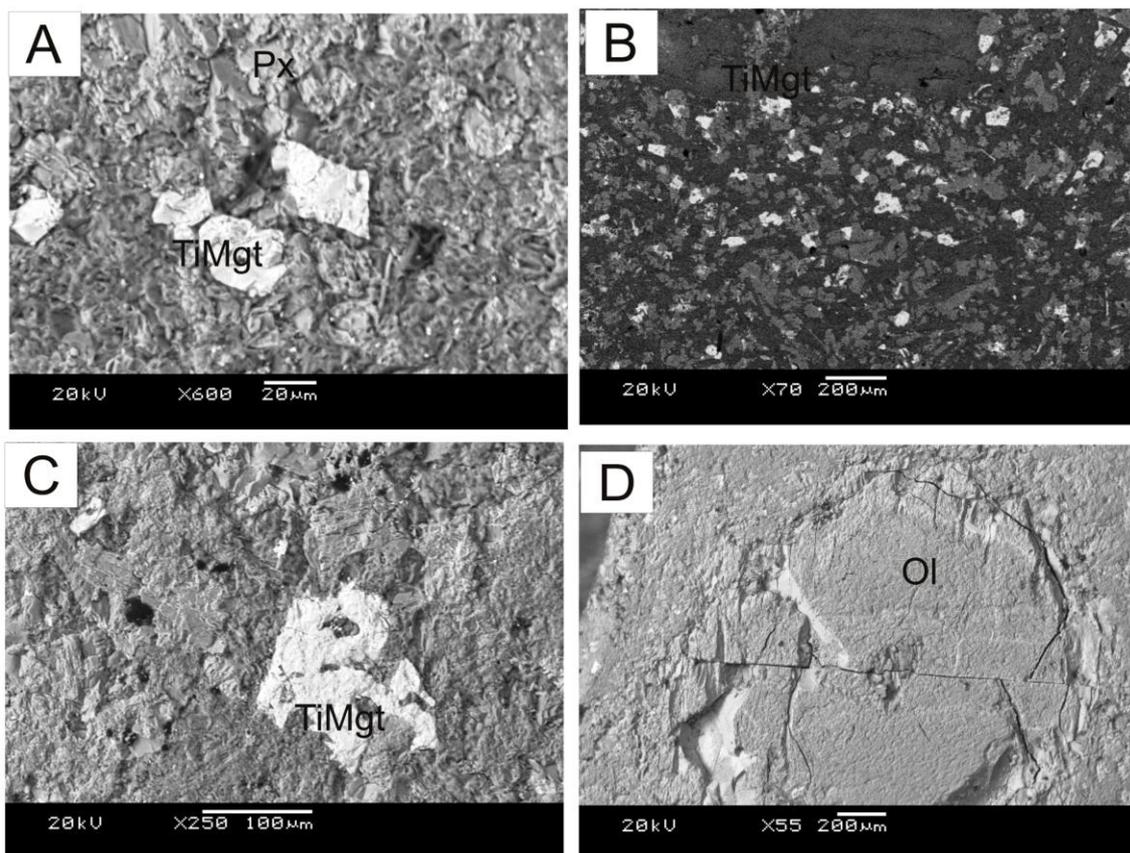


Figura N° 38: A) Titanomagnetita con forma rómica de la segunda población. Imagen BSE. B) Distribución uniforme de los cristales de Titanomagnetita de la primera población, observe la abundancia de formas esqueléticas producto de reacción de los cristales con el fundido magmático residual. C) Titanomagnetitas con formas esqueléticas. Imagen BSE. D) Fenocristal de olivino fracturado (Imagen SE). Referencias: Titanomagnetita (TiMgt), Piroxenos (Px), Olivino (Ol).

Entre los análisis SEM se identificaron cristales xenomorfos de tonos muy claros (muy cercanos al blanco), localizados en espacios intersticiales. Estos cristales resaltan claramente debido al gran contraste de tono con los demás minerales a su alrededor. Posteriores análisis por EDS permitieron identificar a estos minerales como Barita (o Baritina, BaSO_4). El Z promedio de la Barita ($Z=38$) es aproximadamente cuatro veces superior a los silicatos en la muestra (véase Capítulo 2, Figura N° 13) causando un efecto de gran contraste de la tonalidad observada en la imagen. Los picos máximos observados en el espectro corresponden a los elementos Ba, S y O (Figura N° 39).

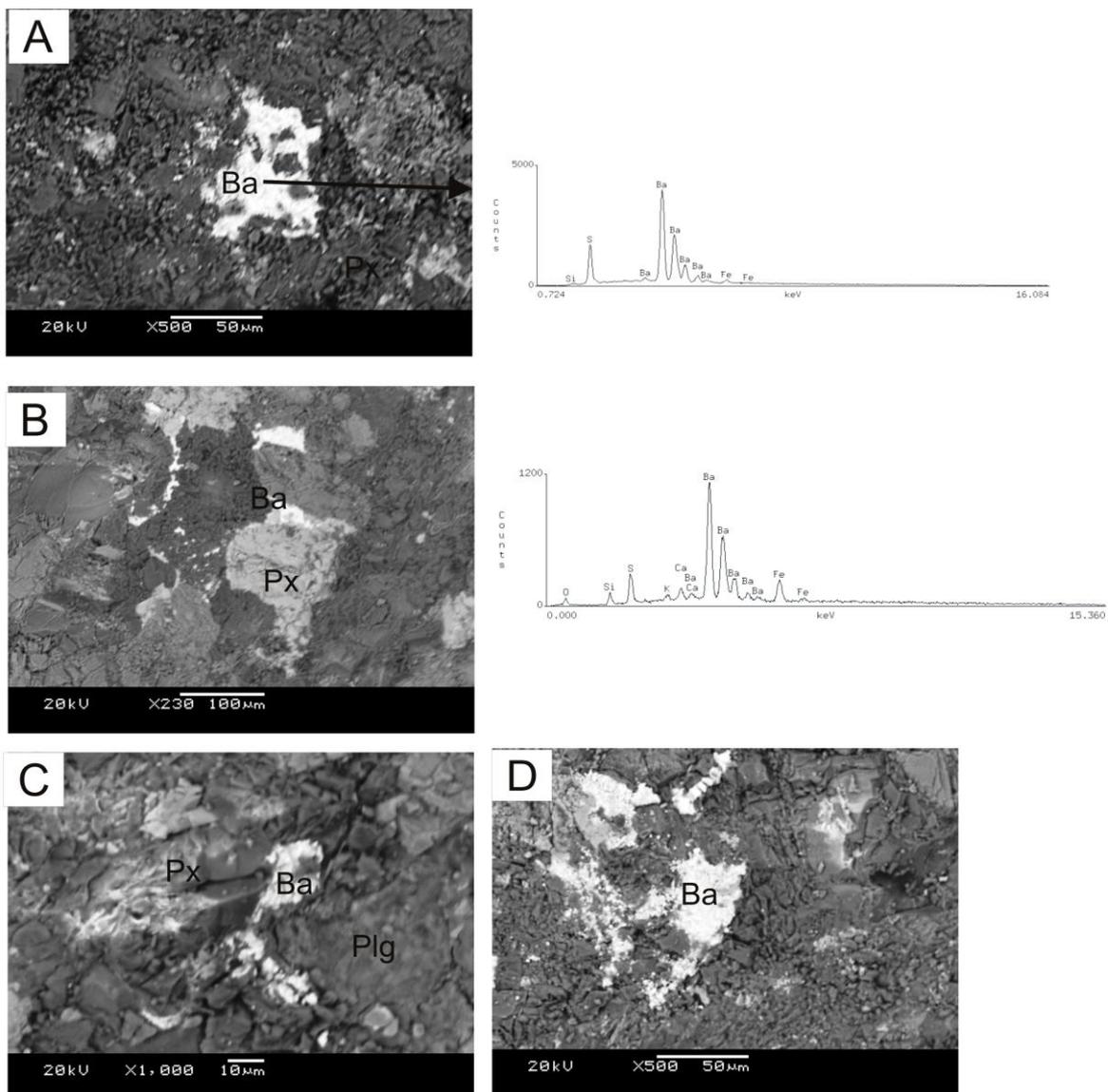


Figura N° 39: A) Barita englobando a cristales de piroxenos y Titanomagnetitas de la segunda población Imagen BSE. Observe su espectro (EDS) característico a su derecha. M145. B-D) Barita ocupando espacios intersticial entre cristales de plagioclasa y piroxenos. Observe la ausencia de formas geométricas sino que ocurren como agregados. M145 y M151. Imagen BSE. Referencias: Barita (Ba), Plagioclasas (Plg), Piroxenos (Px).

En ciertos cristales se observa la presencia de contenidos muy bajos de otros elementos como Fe, Ca y Si, que estarían contenidos en los últimos estadios de cristalización del líquido magmático residual. Los cristales de Barita alcanzan tamaños máximos de hasta 50 μ m en las muestras del centro del dique (Muestra 151). Sin embargo, la Barita no ha sido detectada en las muestras del contacto dolerita-roca caja.

Además, se extrajeron muestras correspondientes a las zonas de contacto entre las areniscas de la Formación Tacuarembó y los diques, para observar óxidos de Fe-Ti. Los estudios petrográficos indican metamorfismo de grado muy bajo (Figura N° 40 C), dado por la presencia finos granos de illita entre los clastos de cuarzo y feldespatos. Los análisis e interpretación de las imágenes SEM y espectros de rayos X evidencia penetración magmática hacia la roca caja, hecho que es verificado aún por la presencia de minerales de piroxeno y titanomagnetitas en láminas delgadas de las areniscas (Figura N° 40 B).

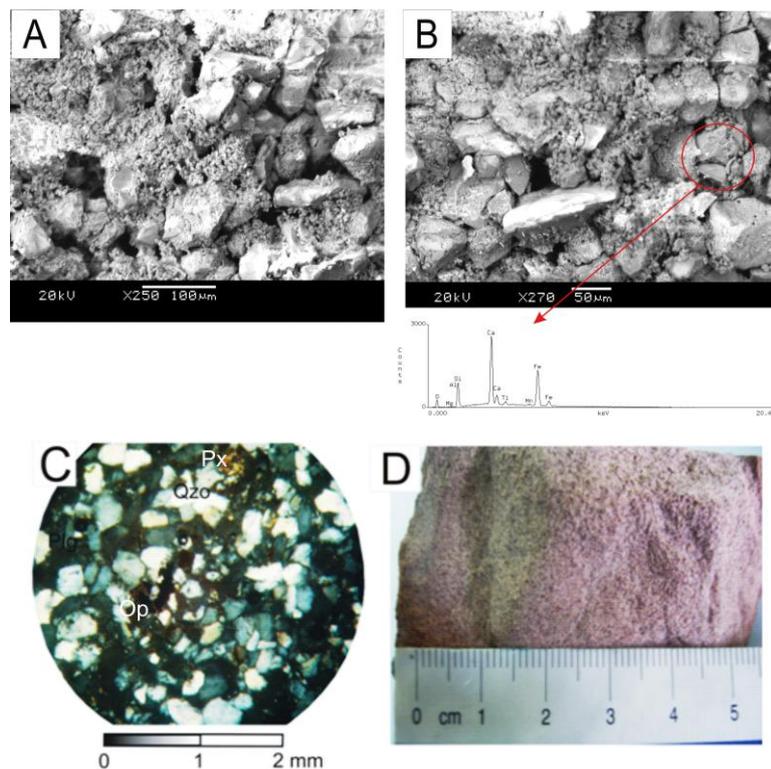


Figura N° 40: A) Arenisca Formación Tacuarembó en contacto con el dique. Las zonas claras corresponden a estática de la superficie de los minerales y no a minerales con elevado Z promedio. Imagen SE. B) Penetración de magma en las areniscas. Imagen SE. C) Fotomicrografía de arenisca en contacto con dique con cristales de piroxeno (Px) y opacos (Op) en la porción central. Metamorfismo de grado muy bajo. Luz polarizada. D) Muestra de arenisca respectiva. Note el color rojizo de la misma.

5.3 – Consideraciones mineralógico - texturales

La presencia de barita, el alto porcentaje de formas esqueléticas en cristales de titanio-magnetita, la presencia de fenocristales de plagioclasa y olivino con bordes y golfos de corrosión, fenocristales de plagioclasa con zonación oscilatoria e incluso parcialmente alterados a sericita son claras evidencias de que la mayor concentración de fluidos ocurrió en el centro de los diques (Hibbard, 1995; Rickwood, 1990). Esto se explicaría por un rápido aumento de la viscosidad del magma en el borde del dique debido al fuerte contraste de temperaturas entre el magma y las rocas de caja. Este rápido aumento de viscosidad en ambos bordes del dique actuaría como “pared” poco permeable que provocarían la migración y retención del fundido residual y fluidos en la zona central del dique. A su vez, la elevada concentración de fluidos en la porción central del dique habría tenido un lapso de tiempo importante para permitir su reacción con los minerales cristalizados tempranamente. Posteriormente con la disminución gradual de la temperatura habría ocurrido la cristalización de la segunda población de TiMgt en los últimos estadios de cristalización magmática.

Las variaciones texturales de los diques podrían ser atribuidas a la variación de la tasa de flujo (*flowage differentiation*) propuesta por Komar (1976). Se trata de un fenómeno en el cual los fenocristales son transportados hacia la parte central del dique (donde el flujo magmático es mayor) alejándose de esta manera de las zonas de menor flujo (bordes del dique). Por supuesto que cuando la viscosidad aumenta velozmente, los fenocristales no serán desplazados sino que son englobados en una matriz hipocristalina (conformada mayoritariamente por minerales y vidrio). Este hecho es constatado en varias muestras donde los fenocristales están inmersos en una matriz de grano fino conformada por plagioclasa-piroxeno-vidrio (Figura N° 35).

La diferencia de la distribución en abundancia de los fenocristales se representa (Figura N° 41).

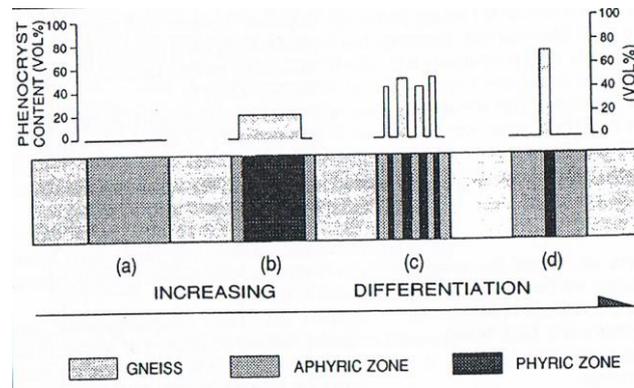


Figura N° 41: Diferentes variaciones texturales observadas en secciones transversales de los diques. Situación (c) corresponde a diferentes pulsos magmáticos (Cadman *et al.* 1990).

La situación observada en los distintos diques estudiados corresponde a la situación b de la Figura N° 41. Cadman *et al.* (1990) interpretaron a la anterior distribución de los fenocristales como resultado de breves períodos de tiempo de flujo rápido durante el emplazamiento, seguido por un extenso período de estancamiento y solidificación, siendo la distribución de los fenocristales un registro del transcurso del flujo dentro del dique (Figura N° 42).

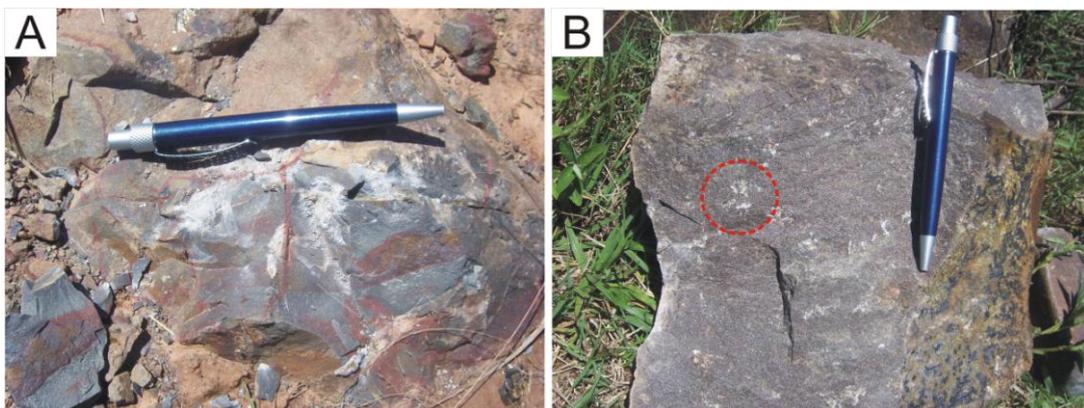


Figura N° 42: A) Dolerita equigranular de grano fino (borde del dique). B) Dolerita con textura glomérulo porfírica (círculo en línea punteada) inmersos en una matriz de grano fino (centro del dique).

Por otra parte, en base a estudios petrográficos comparativos entre las muestras extraídas del centro y del borde del dique, se reconoce claramente un mayor tamaño de

los cristales en aquellas correspondientes al centro del dique. Este fenómeno se basa en dos situaciones termodinámicas distintas:

- 1- En el caso del centro de los diques: la temperatura disminuye paulatinamente, y por ende un aumento gradual de la viscosidad del magma, lo cual favorece que los iones se desplacen libremente hacia los núcleos minerales que se hayan formado (baja tasa de nucleación y alta de crecimiento (Figura 43). Esto provoca crecimiento de los cristales minerales originados a partir de los núcleos formados.
- 2- En el caso de los bordes de los diques: la rápida disminución de la temperatura del magma (producto del contacto entre el magma y las rocas caja con menor temperatura) provoca un brusco aumento de su viscosidad, evitando que los iones se desplacen hacia los núcleos cristalinos recién formados. Este fenómeno ocasiona elevadas tasas de nucleación pero con poco crecimiento resultando en cristales de menor tamaño.

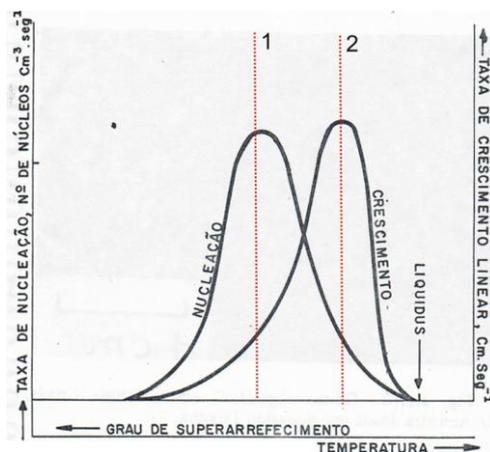


Figura N° 43: Diagrama esquemático de las relaciones entre las tasas de nucleación y de crecimiento de los cristales en función del grado de enfriamiento. Las líneas punteadas indican las tasas de nucleación y crecimiento de los cristales con una disminución de la temperatura rápida (línea punteada 1) o gradual (línea punteada 2). Tomado de Sial & McReath (1984).

A su vez, el pasaje lateral de texturas glomérulo porfiríticas a finas inequigranulares, evidencia velocidades de flujo distintas. Aquellos magmas próximos a las zonas de propagación de la fractura habrían tenido mayor velocidad debido al nuevo espacio generado para su movilidad (Figura N° 44). Esto también habría sido responsable de las texturas de grano fino presentes en las doleritas.

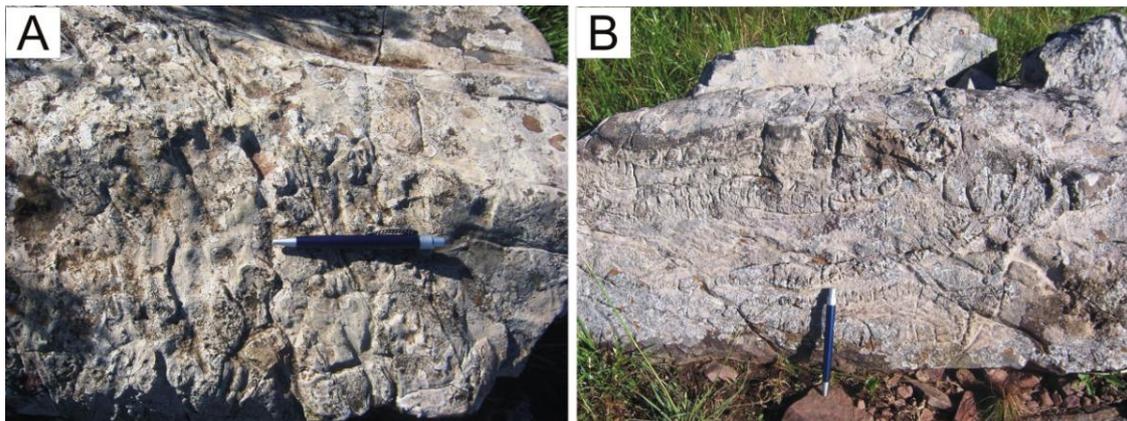


Figura N° 44: A-B) Doleritas de grano fino con estructuras de flujo magmático en zonas de acuñaamiento de los diques.

Por otra parte, el proceso de desmezcla en estado sólido de augita en la pigeonita es común en rocas intrusivas e hipoabisales durante el enfriamiento de los cuerpos, separándose lamelas ricas en calcio en una matriz ortorómbica pobre en calcio (Sial & McReath, 1984). Su presencia tanto en la matriz como en fenocristales exhibiendo efectos de exsolución, sugiere que son soluciones sólidas metaestables a bajas presiones y temperaturas. Además, la existencia del par augita-pigeonita es utilizado como geotermómetro indicando que los procesos de exsolución habrían ocurrido entre 950-1100 °C (Brown, 1967).

En relación con la presencia de barita en las muestras analizadas, el bario al ser un elemento incompatible, será retenido en la fase líquida durante la cristalización del magma mientras que el anión sulfato (SO_4^{2-}) tendrá preferencia hacia la fase acuosa más que por la silicática. Esto se debe a que los aniones de sulfato y bisulfato (HSO_4^{-1}) pueden formar junto a un catión de carga +2 (Ca o Ba) complejos moleculares estables a altas temperaturas (Guilbert & Park, 1986).

Uno de los sistemas acuosos más comunes en magmas es el sistema $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ (o Anhidrita- H_2O) en el cual la anhidrita se forma según la reacción: $\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} = \text{CaSO}_4$ que es estable a elevadas temperaturas (Hibbard, 1995). Sin embargo a medida que aumenta la cristalización de los silicatos cálcicos, el catión Ca^{2+} es disociado progresivamente del anión sulfato e incorporado a la estructura cristalina de los silicatos. Por el contrario, el anión sulfato se mantiene en la fase líquida debido a su elevada solubilidad a altas condiciones de presión y temperatura. A medida que

continúa la cristalización del magma, el líquido residual se enriquece en sulfato y bario producto de la asimilación de rocas corticales o proveniente de los fluidos hidrotermales (aguas connatas de elevada temperatura) (Figura N° 45). Es así que, el sulfato y el bario, contenidos en los fluidos residuales, se combinan y cristalizan como barita a bajas condiciones de presión y temperatura.

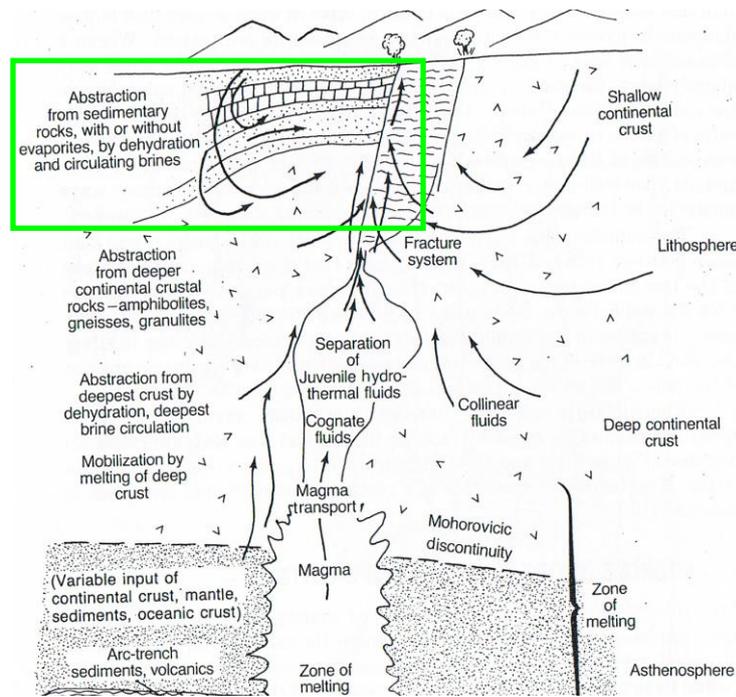


Figura N° 45: Fuentes de fluidos hidrotermales indicando la más adecuada (recuadro verde) al modelo estipulado en el presente trabajo. Tomado de Guilbert & Park (1986).

Las fuentes de fluidos hidrotermales pueden ser de origen magmático o contenido en las rocas caja, denominándose fluidos hidrotermales juveniles a la fase acuosa contenida en el magma derivada del manto, y a los fluidos hidrotermales propiamente dicho a la mezcla de agua magmática con agua subterráneas o connatas (Guilbert & Park, 1986).

En base a las litologías que recortan los diques, la Formación San Gregorio contiene anomalías de SO_4^{-2} , Cl, F y Ba (Montaño *et al.* 2006). De esta manera el agua subterránea, suponiendo constancia en su contenido químico, habría sido una importante fuente de estos elementos hacia el magma. La apertura primaria de las fracturas producto de los fenómenos distensivos juro-cretácicos, habrían provocado la expulsión de agua contenida en las rocas sedimentarias de la Fm. San Gregorio hacia el

nuevo espacio generado. La acumulación de agua en las fracturas habría interactuado con el magma a medida que este último ascendía.

Los fluidos hidrotermales en general poseen alto contenido en sales (entre 60-70% de NaCl) y con pH neutro, pero este depende de la temperatura y de la constante de disociación (K) del agua. De esta manera, si la constante de disociación (K) aumenta con la presión, el pH de la solución a valores menores que 7. Por el contrario, la adición de soluciones básicas disminuye rápidamente K, aumentando el pH y por ende favoreciendo la precipitación de minerales tardíos como barita y apatito.

Los fluidos hidrotermales en magmas básicos suelen tener valores de pH menor a 7 pero a medida que asciende, este asimila rocas caja (mayormente de composición silicática) que reaccionan con las soluciones ácidas consumiendo hidrogeniones (H^+) y por ende elevando el valor de pH. A su vez, existen dos fenómenos de gran importancia en el transporte de los minerales (Figura N° 46):

1-La densidad del fluido: a medida que asciende el magma disminuye la presión y por lo tanto la densidad del fluido y la solubilidad de los elementos químicos.

2-A medida que la densidad disminuye, los complejos se disocian quedando libres los cationes y aniones para una posterior combinación con otros elementos y formar compuestos estables a bajas condiciones de presión y temperatura (White, 1968).

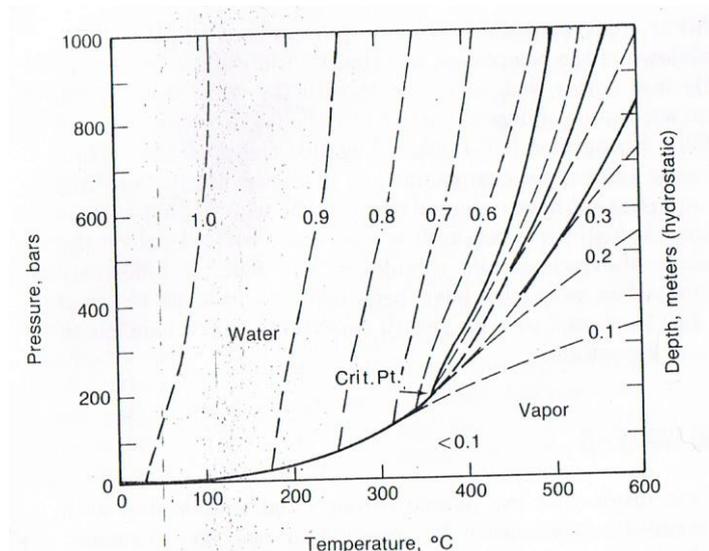


Figura N° 46: Aumento de la densidad del fluido en función de la temperatura, presión y profundidad (Helgeson, 1964).

5.4 – Secuencia de cristalización

En primer lugar, es importante destacar que los magmas no son sistemas estáticos ni cerrados en los cuáles deberíamos considerar un equilibrio general. Así, Smith (1963), realizó un diagrama ternario isobárico que intentó explicar la secuencia de cristalización de un magma de composición predominantemente silicática con bajo contenido de las fases óxido y sulfúrica (Figura N° 47). De acuerdo al mismo, en los estadios iniciales comenzarían a cristalizar olivino, plagioclasas y piroxenos cálcicos. A medida que continúa la cristalización el líquido se aleja del vértice de los silicatos y se dirige en línea recta hacia la línea cotéctica ternaria (línea que une los puntos eutécticos de los tres sistemas binarios que lo componen). Al alcanzar esta línea comienza la cristalización de la fase óxido (en nuestro caso óxidos ricos en Fe-Ti, titanomagnetita). En el presente trabajo los cristales de titanomagnetita corresponderían a aquellos de la primera población, es decir los de mayor tamaño. Posteriormente, el líquido residual se desplaza por la línea cotéctica cristalizando silicatos (plagioclasas y piroxenos) y óxidos (titanomagnetita). El agotamiento progresivo de los elementos y el poco espacio remanente entre los minerales ya formados conduce a que los cristales minerales sean de menor tamaño (segunda población de titano-magnetitas descrita previamente). Por último, el líquido magmático residual al alcanzar la temperatura del punto eutéctico ternario cristaliza bajo la forma de silicatos, óxidos y la fase sulfato (barita) simultáneamente.

En general esta última fase se mantiene como líquido inmiscible en el magma predominantemente silicático hasta que las condiciones termodinámicas permitan la cristalización de los minerales.

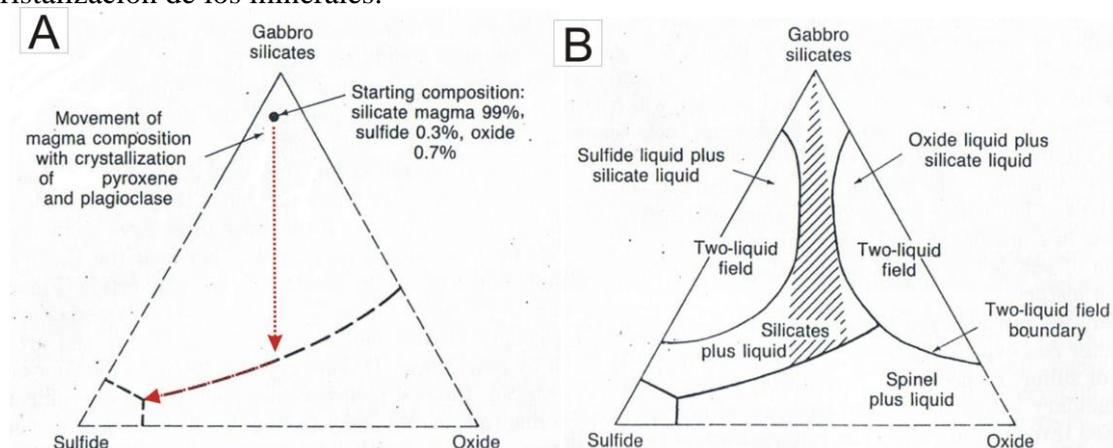


Figura N° 47: A) Esquema de cristalización de magma predominantemente de composición silicática. B) Campos de inmiscibilidad de las fases óxidas y sulfúrica en la fase silicática. Tomado de Guilbert & Park (1986).

Si aplicamos el sistema cuaternario *anortita-albita-diópsido-olivino* (*An-Ab-Di-Fo*), con las precauciones que corresponden al uso de diagramas de fases, también logramos una aproximación de la secuencia de cristalización de las doleritas, en concordancia con los observaciones petrográficas realizadas.

Para la utilización del siguiente diagrama, se plantea sustituir el vértice de diópsido (Di) por augita (Aug), con el argumento de que ambos clinopiroxenos poseen características muy similares pero la augita es mucho más abundante en las rocas ígneas básicas. Por otra parte el vértice albita (Ab) será sustituido por el término andesina (An) dado que este es la plagioclasa con mayor contenido en sodio encontrada en las muestras de los diques.

En base al diagrama (Figura N° 48) y partiendo del volumen de las plagioclasas, se desplaza hacia el enlace olivino-plagioclasa (Fo-Plg) donde cristaliza primariamente olivino y plagioclasa. Posteriormente el fundido continúa su trayectoria, a través de la superficie Fo-Plg hacia una línea ternaria cotéctica, donde el clinopiroxeno (Augita) comienza a cristalizar simultáneamente con la plagioclasa y el olivino como fenocristales.

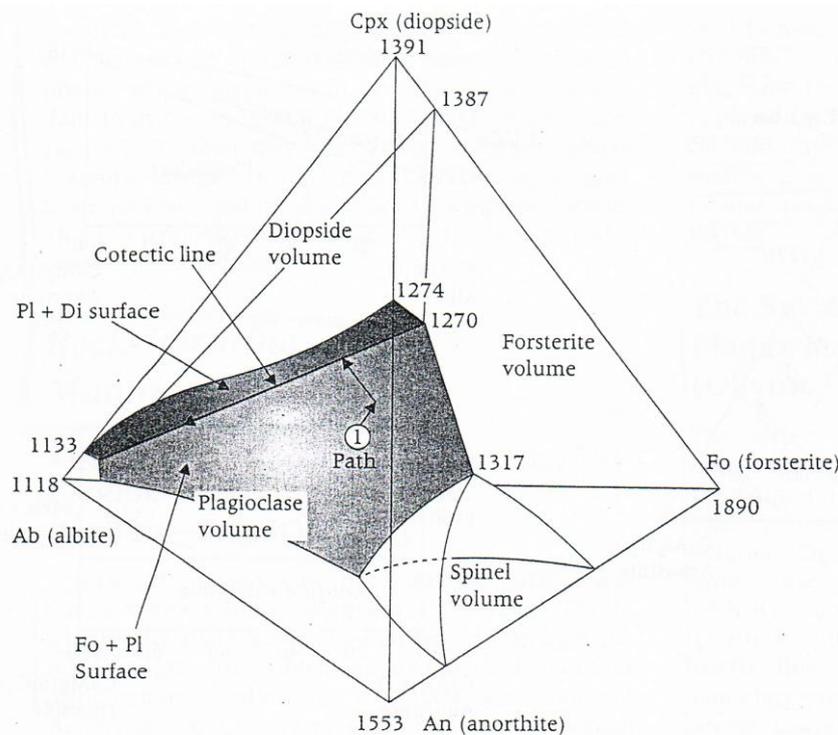


Figura N° 48: Sistema diópsido-anortita-albita-forsterita. Tomado de Yoder & Tilley (1962).

Las siguientes etapas de cristalización podrían explicarse mediante el uso simplificado del diagrama ternario isobárico albíta (Ab) - anortita (An) - clinopiroxeno (Di) representado en la Figura N° 49. Este sistema ternario está compuesto por tres sistemas binarios que son: Ab-An, An-Di y Ab-Di.

Con la disminución de la cristalización de olivino, continúa la cristalización de plagioclasas y clinopiroxenos cálcicos. La presencia de texturas subofíticas en los diques estudiados indica que la tasa de nucleación y crecimiento de los cristales de piroxeno fueron apropiadas, pudiendo englobar parcialmente los cristales de plagioclasa. Por su parte las doleritas que presentan texturas ofíticas indican que la tasa de nucleación y crecimiento de los piroxenos fue relativamente alta concentrándose los mismos en los intersticios de los cristales de plagioclasa (Hibbard, 1995).

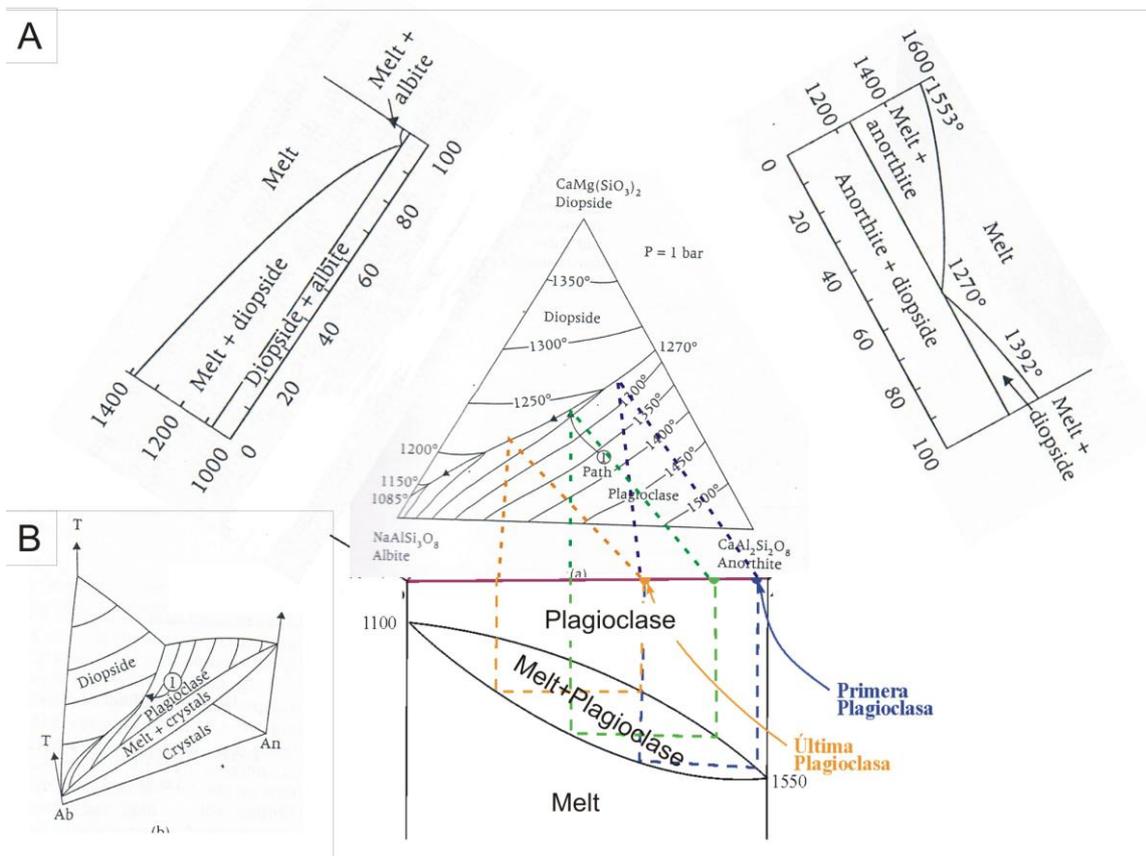


Figura N° 49: A) Diagrama ternario diópsido-albíta-anortita. Modificado de Bowen (1914). B) Modelo tridimensional del sistema (Hibbard, 1995).

A su vez, las plagioclasas con zonación oscilatoria indican un desequilibrio en la cristalización donde ocurre parcialmente incorporación de sodio o de calcio. De todas maneras se observa que los anillos ricos en calcio cada vez son de menor espesor hacia el borde del cristal, al contrario de lo que ocurre con los anillos ricos en sodio.

En base a los resultados obtenidos y a manera de resumen se plantea la siguiente secuencia de cristalización para los diques del área de estudio:

- 1) Cristalización de los fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxenos cálcicos.
- 2) precipitación de la primera población de Ti-Mgt a entre 800-600°C*. Posible precipitación casi simultánea en ciertos casos.
- 3) Cristalización de plagioclasas y piroxenos a partir del fundido magmático residual que conforman la matriz.
- 4) Disolución parcial de los cristales de Ti-Mgt de la primera población al reaccionar con el fluido residual.
- 5) Cristalización de la segunda población de Ti-Mgt a partir del Ti contenido en el fluido y cuya fuente principal habrían sido las TiMgt de la primer población. Las condiciones necesarias para la depositación de esta segunda generación serían reductoras (baja fugacidad de oxígeno) y próximas a 450°C.
- 6) Cristalización de los fluidos hidrotermales ricos en S y Ba bajo la forma de barita. La precipitación de barita indica estabilidad en las condiciones reductoras y temperaturas entre 350 y 100°C*.

*Valores de temperaturas obtenidos de Guilbert & Park (1986).

5.4 – Mapas composicionales

Los estudios petrográficos, mediante la utilización del Microscopio Electrónico de Barrido, fueron complementados con la realización de mapas composicionales en muestras representativas de los diques estudiados en el presente trabajo. Este tipo de imágenes es resultado del registro de la intensidad de Rayos X durante el escaneado de un sector de la muestra e identificando los elementos químicos presentes en la misma. Las imágenes obtenidas presentan la distribución de los elementos químicos más abundantes en el sector de muestra analizado, siendo en este caso Si, Ca, Fe y Ti.

Las muestras fueron seleccionadas en base a estudios petrográficos convencionales y SEM. Se eligieron dos muestras: una representativa de los diques con las dos poblaciones de titanomagnetitas (Muestra N° 164) y la otra representativa de diques con presencia de barita (Muestra N° 145). Los mapas composicionales obtenidos se muestran en las Figuras N° 50 y N° 51.

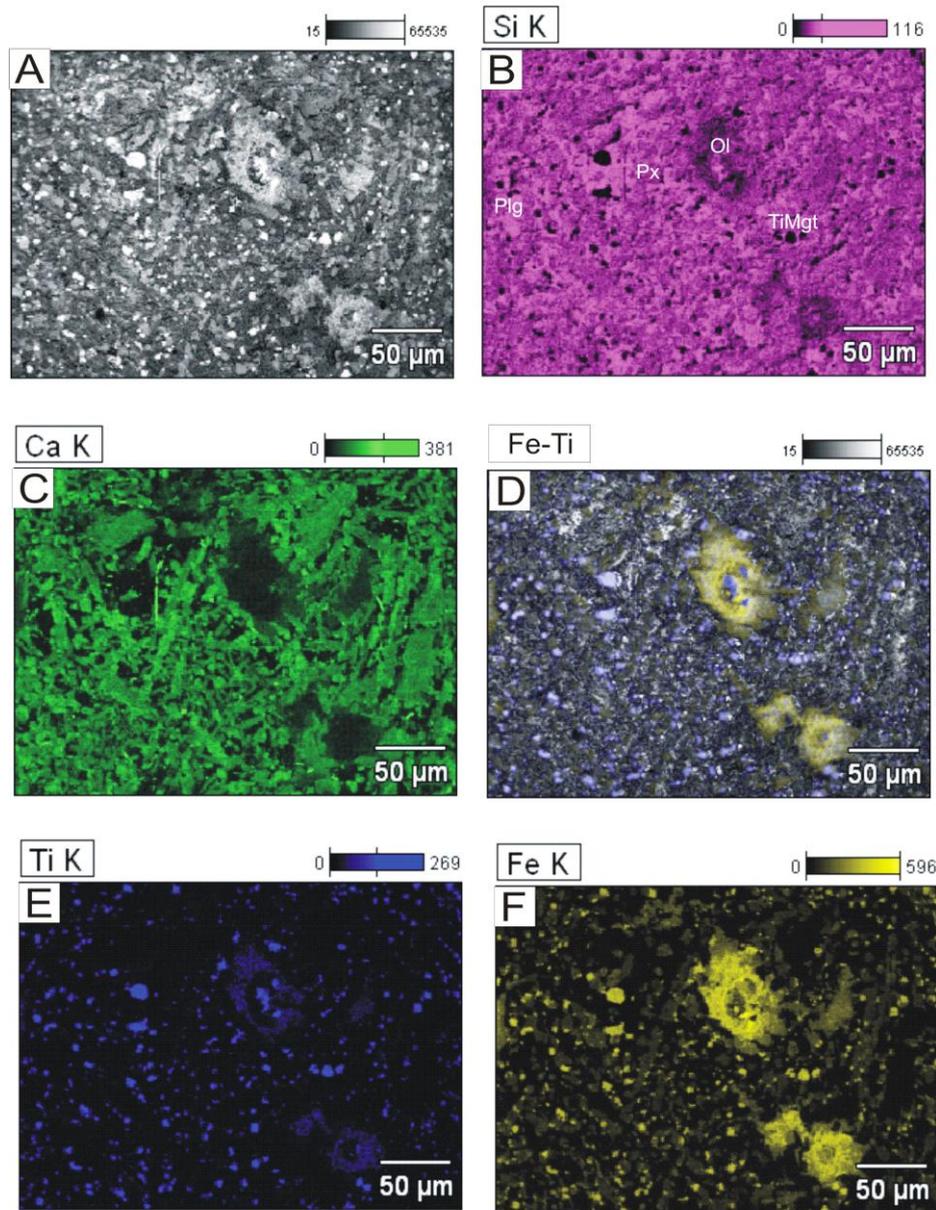


Figura N° 50: A) Imagen BSE. B, C, E y F) Distribución de los elementos Si, Ca, Ti y Fe respectivamente en la sección en estudio. D) Superposición de imágenes de distribución de Fe y Ti sobre imagen BSE.

Al identificar las fases minerales presentes en los diques con las imágenes composicionales se observa que las mayores concentraciones de Si se encuentran en las plagioclasas (Plg), valores menores corresponden a cristales de olivino (Ol) y piroxeno

(Px) mientras que existen áreas de ausencia de Si que corresponden a cristales de Titanomagnetitas (TiMgt) Figura N° 50 B.

La Figura N° 50 C muestra una distribución similar para el Ca, registrándose las mayores concentraciones en las plagioclasas y piroxenos en sus típicas formas tabulares. Las Figuras N° 50 E y F presentan claramente las mayores concentraciones de Ti y Fe restringidas a determinadas áreas de la muestra, coincidentes con los cristales de Titanomagnetitas.

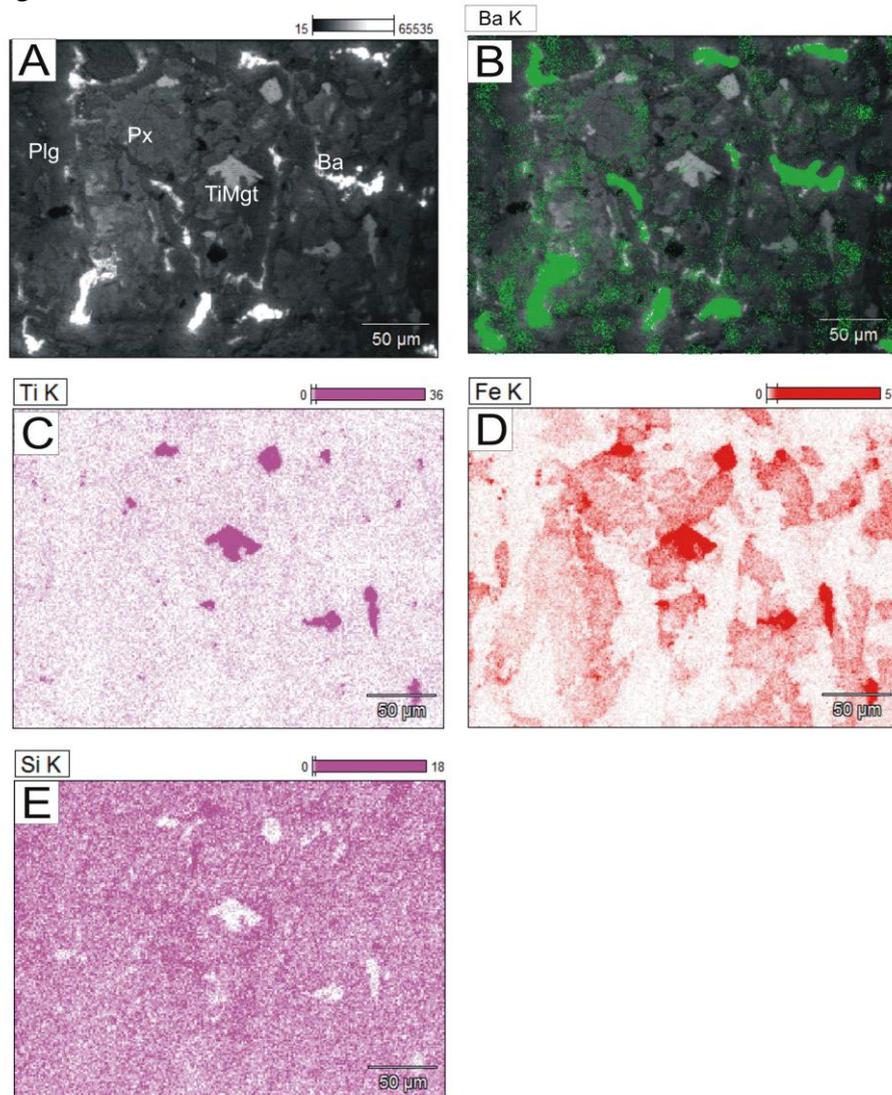


Figura N° 51: A) Imagen BSE del sector de la muestra N° 145 analizado. B-E) Mapas composicionales de los elementos químicos Ba, Ti, Fe y Si. Los tonos intensos indican las mayores concentraciones de cada elemento. Referencias: Plagioclasas (Plg), Olivino (Ol), Piroxenos (Px), Titanomagnetitas (TiMgt) y Ba (Barita).

La distribución de los elementos Ti, Fe y Si que se observa en la Figura N° 51 C, D y E respectivamente, coincidiendo con las observaciones realizadas en la Figura anterior.

También se observan elevadas concentraciones del elemento Ba (Figura N° 51 B), por lo que estaríamos en presencia del mineral Barita.

CAPÍTULO 6

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

6.1 – Introducción

Los cuerpos ígneos tabulares son aquellos que se caracterizan por tener una relación longitud/espesor significativamente menor a 1, alta relación superficie/volumen y están constituidos por dos superficies planas, paralelas entre si (Gudmunsson, 1990). Entre ellos se encuentran los diques y los *sills* diferenciándose por las relaciones de contacto con las rocas caja. Los primeros son cuerpos tabulares verticales, de longitudes variables y discordantes con las rocas caja. Por el contrario los *sills* son cuerpos tabulares horizontales, de extensión variable pero, en general menor que la de los diques, y concordantes con las rocas caja (Llambías, 2008). Ambos tipos de emplazamiento están intrínsecamente relacionados a las fracturación de las diferentes litologías. De esta manera el estudio sistemático de las fracturas y rumbo de los diques no solamente nos permite identificar la dirección de los esfuerzos principales (indicando zonas de compresión y extensión), sino también conocer la dirección de propagación de la fractura y por ende del flujo magmático en el dique.

6.2 –Criterios teóricos de la fracturación

Las diferentes litologías pueden sufrir ruptura cuando están sometidas a esfuerzos diferenciales. Anderson (1951), demostró que la fracturación de las rocas está dada por la actuación de tres esfuerzos principales perpendiculares entre sí (Figura N° 52 A). Ellos son: el esfuerzo compresivo horizontal máximo (σ_1) ubicado en el eje X; el esfuerzo compresivo intermedio (σ_2) ubicado en el eje Y; y el esfuerzo compresivo mínimo (σ_3) ubicado en el eje Z.

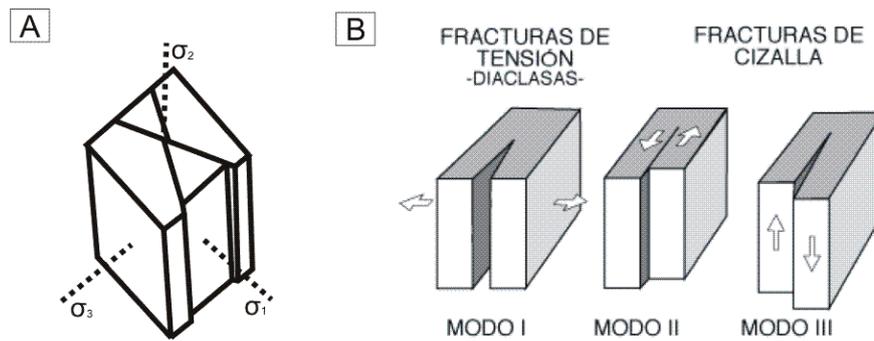


Figura N° 52: A) Planos de fractura en relación con los esfuerzos principales; B) Tipos de fracturas (Anderson, 1951).

Una vez identificados los esfuerzos principales, las fracturas se dividen en dos clases: las fracturas de tensión y las fracturas de cizalla (Anderson, 1951) (Figura N° 52 B).

1- Fracturas de tensión (Modo I): son aquellas que se producen según superficies aproximadamente perpendiculares a la dirección de aplicación del esfuerzo compresivo mínimo (máximo esfuerzo tensional; σ_3). Esto causa la separación de las dos partes del cuerpo a ambos lados de la fractura, dejando un espacio vacío entre ellas que podría ser ocupado por magmas generando un dique. En general, el magma se desplaza en un plano perpendicular a la dirección del mínimo esfuerzo (σ_3) a medida que ocurre la propagación y crecimiento de la fractura (Gudmunsson, 1990).

2- Fracturas de cizalla (Modo II y III): en este caso los bloques no tienden a separarse sino que se deslizan uno respecto al otro como producto de los esfuerzos de cizalla.

6.2.1 - Propagación de las fracturas tensionales e inyección magmática

Este modelo, válido para esfuerzos tensionales, tiene en cuenta la existencia de pequeñas imperfecciones en las rocas, generalmente espacios vacíos o grietas microscópicas. Estas pequeñas fisuras comienzan a crecer y extenderse producto de la elevada concentración de los esfuerzos tensionales en los extremos de las mismas (perpendiculares al esfuerzo mayor). La validez del modelo está representada por la siguiente ecuación:

$$K_I = \sigma_t Y(\pi c)^{\frac{1}{2}}$$

donde:

K_I es el factor de intensidad de esfuerzo para fracturas de extensión (Modo I)

σ_t es el esfuerzo tensional remoto

Y es una variable adimensional que es función de la forma de la fractura

c es la semilongitud de la fractura

Para que ocurra la propagación de las fracturas se debe superar un valor crítico (denominado resistencia a la fractura) de K_I y que es alcanzado por el aumento progresivo del esfuerzo tensional (σ_I). Además, cuanto mayor sea la longitud de la fractura menor será el esfuerzo tensional necesario para alcanzar la resistencia a la fractura y por ende más fácil su propagación. Como consecuencia, los diques generarían, temporalmente, altos esfuerzos compresivos en sus alrededores que serían relajados por la propagación de la fractura (Griffith, 1924).

La inyección del magma en una fractura es lograda por la reducción del esfuerzo compresivo horizontal en el techo del reservorio magmático y el exceso de presión magmática (Δp_h o presión hidrostática) en el mismo. Esta sobrepresión se debe al transporte de un gran volumen de magma por una estrecha zona (dique) y su ascenso ocurre a causa de la diferencia de densidad con las rocas caja (Lister & Kerr, 1990). Los autores recién mencionados compararon la sobrepresión magmática con el esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) obteniendo que:

$$\Delta p_h = (\rho_r - \rho_m).g.h + \sigma_{vertical} + \sigma_{horizontal}$$

donde ρ_r es la densidad promedio de las rocas corticales por donde se propaga el dique; ρ_m es la densidad del magma (asumida constante) en el dique; g es la gravedad y h la altura del dique por encima del reservorio magmático. Por otra parte, indicaron que el cese del flujo dentro del dique está relacionado a la disminución de presión ejercida por el reservorio magmático fuente y por ende la cristalización-solidificación del magma.

6.2.2 - Modelo de fracturación hidráulica

El mecanismo de fracturación hidráulica (*hydraulic fracturing*) surge como modelo complementario al de relleno de fracturas (*fracture filling*) dado que este último no podría explicar ciertos aspectos como la intrusión por fragmentación mecánica de la roca caja y la transición de un cuerpo oblicuo concordante a uno subhorizontal discordante (Motoki & Sichel, 2008).

Este modelo se basa en que cuando el esfuerzo desviatorio es relativamente bajo (4 veces inferior al esfuerzo extensional para la ruptura de la roca caja), el aumento de la presión magmática crea fracturas de distensión (*tensile fractures*) en dirección

perpendicular al σ_3 , o sea, paralela al plano σ_1 - σ_2 generando un dique de dilatación. En base al diagrama de Mohr, la presión magmática traslada el círculo hacia la izquierda, ocurriendo la ruptura de las rocas caja sobre el eje horizontal σ (Figura N° 53).

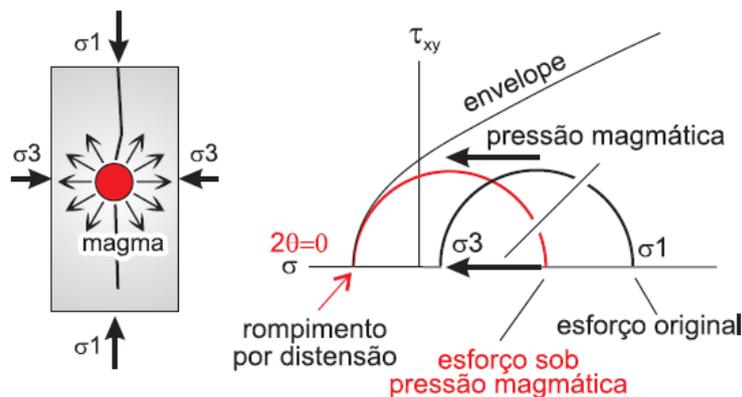


Figura N° 53: Mecanismo de intrusión a través de fracturación hidráulica por presión magmática y su consecuente formación del dique en una roca sin fracturas preexistentes. Tomado de Motoki & Sichel (2008).

En la corteza superior, las fracturas presentes en las rocas caja están sometidas a una presión litostática que ofrece resistencia a la apertura de las mismas. Para que el magma pueda favorecer la apertura de las fracturas existentes en las rocas caja necesita que la presión magmática sea mayor que el esfuerzo litostático en dirección perpendicular a la fractura. De lo contrario, el magma comienza progresivamente a almacenarse en un determinado nivel cortical ejerciendo una presión hacia las paredes del dique cada vez mayor y que culmina con la fracturación en cualquier dirección de las rocas caja. Este fenómeno es el denominado fracturación hidráulica y es bastante usual en niveles corticales profundos donde el esfuerzo litostático es suficientemente grande.

Por otra parte, los cuerpos intrusivos poseen una estrecha relación entre sí (Figura N° 54) pudiendo pasar de dique a *sill* cuando la presión magmática es lo suficientemente elevada. Ambos tipos de emplazamiento están condicionados por la dirección de σ_3 , siendo σ_3 vertical para el caso de emplazamiento de los *sills*, por lo que la propagación de la fractura y flujo magmático ocurre en el plano X-Z. Sin embargo, si la presión magmática ejercida sobre las rocas caja es lo suficientemente elevada, el esfuerzo vertical disminuye tornándose σ_3 de posición vertical a posición horizontal (Phillips, 1974). Este último caso corresponde al emplazamiento en forma de dique y el

magma se desplaza en el plano X-Y. Es así que la formación de diques o *sills*, está definida por la orientación de σ_3 y su formación puede o no estar vinculada a las fracturas preexistentes en las rocas caja (Motoki & Sichel, 2008).

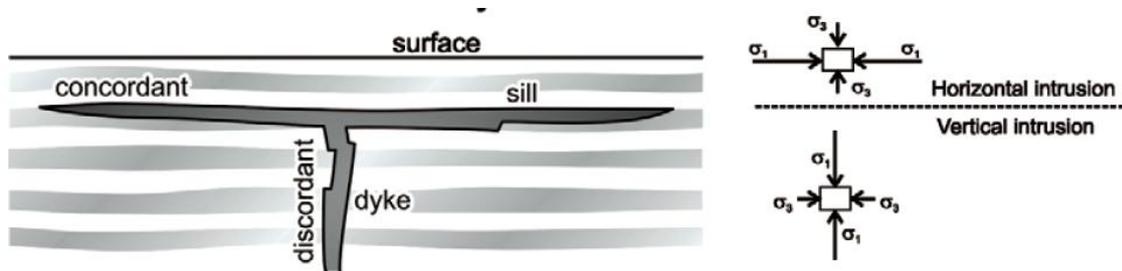


Figura N° 54: Diagrama de transición de dique-sill por el cambio de dirección de σ_1 y σ_3 según la profundidad. Tomado de Motoki & Sichel (2008).

6.3 - Análisis estructural de la región estudiada

El análisis estructural del área de trabajo fue realizado a partir de la integración de dos líneas metodológicas.

- 1) Análisis estructural de fotos aéreas.
- 2) Datos estructurales relevados en campo.

En base a la mencionada integración se verifica que los diques son paralelos a subparalelos, con rumbos predominantemente N140°-170° y en forma subordinada N80°-110°. Este último *trend* es característico de los diques concentrados en los alrededores de la localidad de San Gregorio de Polanco (véase Mapa Sector San Gregorio de Polanco, Capítulo 4). Los segmentos allí comprendidos sufren una inflexión de diques de mayores dimensiones que continúa hacia el sur hasta la localidad de La Paloma en el Departamento de Durazno. Las direcciones de los segmentos de diques indicados en la Tabla III (Capítulo 4) fueron ploteados en la proyección estereográfica equiangular tipo Wulff, utilizando el software *T-TECTO 3.0 Professional* (Zalohar, 2009).

En el diagrama (Figura N° 55 A) se observa una orientación predominante NO-SE, subverticales y de manera subordinada orientación SO-NE, subverticales. Esta última dirección es característica de los escasos segmentos de diques concentrados en la región de la localidad de San Gregorio de Polanco, correspondiendo a un porcentaje

mínimo del total de los segmentos relevados en el área de estudio. Es importante destacar que los restantes segmentos de diques (90%) poseen dirección predominante NO-SE.

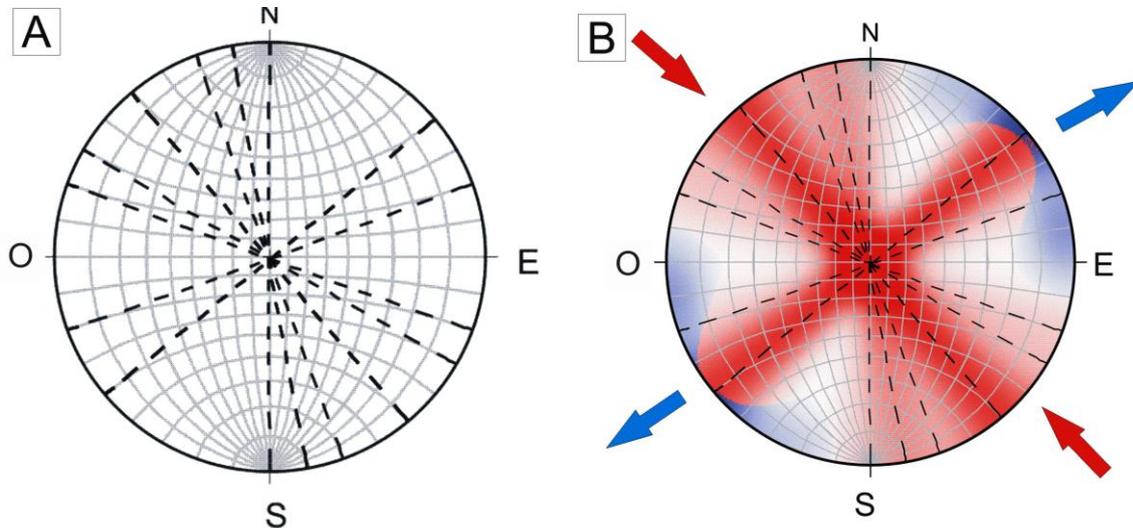


Figura N° 55: Proyección estereográfica equiangular Wulff representando A) las direcciones de los segmentos de diques (fracturas tensionales); B) Áreas de máxima compresión (color rojo) y áreas de máxima extensión (color azul). Las flechas indican la dirección predominante de los esfuerzos compresivos máximos (flecha roja) y extensionales máximos (flecha azul) respectivamente.

Por otra parte, en base a las direcciones de los segmentos de diques en el área de estudio se procedió al análisis de *paleostress* utilizando el mismo *software*. Para el mencionado cálculo se empleó el Método VGF (*Visualization of the Gauss Function*) dado que es el que mejor se adapta a los datos y elementos estructurales introducidos. Considerando que el rumbo de los diques es igual al rumbo de la fractura, el Método VGF crea analíticamente áreas de máxima compresión (color rojo) y áreas de mínima compresión o máxima extensión (color azul), indicados en la Figura N° 55 B. Para este tipo de fracturas tensionales (T) se mantiene el criterio de Anderson (1951), en el cual los esfuerzos máximos compresivos son paralelos a la fractura mientras que los esfuerzos mínimos compresivos son perpendiculares a las mismas. De esta manera los resultados obtenidos en el diagrama indican que los esfuerzos compresivos máximos se encontraban en dirección NO-SE mientras que los esfuerzos compresivos mínimo (extensionales máximos) se encontraban en dirección NE-SO, es decir perpendiculares a la dirección de los diques.

Los diques se encuentran además muy fracturados, constatándose dos direcciones principales: una paralela al rumbo del dique (N140° a N170° o E-O) y otra perpendicular al mismo (entre N50° y N80°), ambas verticales a subverticales (próximo a 85°). De manera subordinada, se encuentran fracturas con rumbos N110°-120°, E-O y N-S. El ploteo de la fracturas en el software *T-TECTO 3.0 Professional* indican igual distribución que la representada en la Figura N° 55 B. Por su parte también fueron registradas fracturas con similares rumbos en las litologías en las cuáles intruyen los diques (Figura N° 56). La existencia de dos lineamientos estructurales principales está claramente registrada en los rumbos de los cursos de agua comprendidos en el área de estudio (véase Capítulo 1).

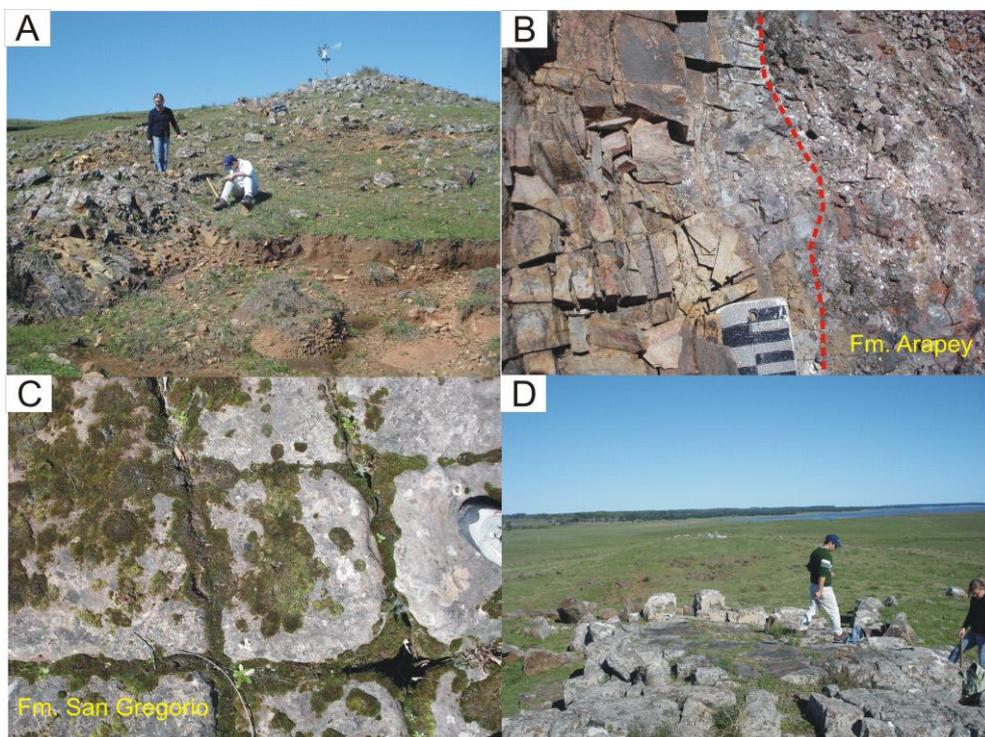


Figura N° 56: A) Vista panorámica del dique y sus fracturas. B) Fracturación del dique en contacto con basaltos vacuolares de la Formación Arapey. C) Observación de las dos direcciones de fracturas principales, casi perpendiculares entre si, en areniscas de la Formación San Gregorio. D) Dirección de fracturas principales en los diques.

La presencia de diques evidencia procesos de extensión cortical. En este sentido, se procedió a realizar un cálculo estimado del mínimo valor de la extensión. La realización de este cálculo se basó en la proyección de una línea recta que atravesara la zona de mayor densidad de diques y que sea perpendicular al rumbo promedio de los

mismos. Luego se sumaron los espesores de los diques contenidos y se dividió por la longitud total de la línea proyectada. El resultado obtenido fue próximo al 1%. Sin embargo, este resultado es mínimo y tan sólo aproximativo, dado que podrían existir más diques que actualmente no se encuentran aflorando. El resultado obtenido se encuentra dentro del rango (entre 1-15%) establecido por Gudmundsson (1990). A su vez, los diques presentan un patrón tipo zig-zag (Figura N° 57) cuya morfometría corresponde a dos lineamientos estructurales principales de las rocas en las cuales intruyen, que coinciden con las relevadas en el campo: una predominante en dirección N140°-170° y otra con dirección NE-SO.

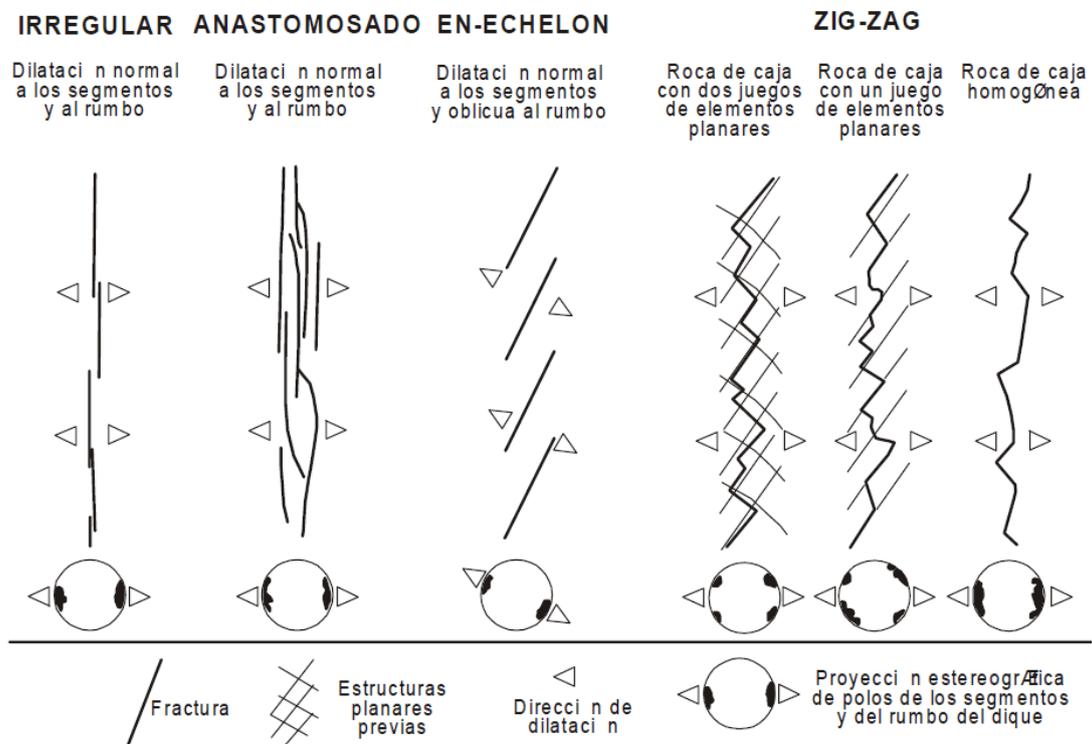


Figura N° 57: Esquema de los diferentes patrones de diques y su relación con las fracturas persistentes.

Tomado de Llambias (2008).

CAPÍTULO 7

GEOQUÍMICA

7.1 – Introducción

La información química de las rocas comprendidas dentro de la Provincia Magmática Paraná no solo ha permitido la clasificación de los diferentes tipos de basaltos y diques sino también la identificación de las posibles fuentes magmáticas y los procesos ocurridos (asimilación de componentes corticales, cristalización fraccionada, entre otros). Actualmente, son cada vez más las publicaciones que enfatizan la caracterización geoquímica de las rocas con el fin de ajustar los modelos genéticos de la provincia o proponer otras alternativas que vinculen tanto las rocas extrusivas con las intrusivas y las básicas con las ácidas.

En este sentido, el presente trabajo genera nueva información geoquímica para los cuerpos intrusivos en la región de San Gregorio de Polanco. Estos nuevos datos químicos permitirán caracterizar los diques comprendidos en el área de estudio (hasta ahora sin información litogeoquímica conocida), así como también establecer algunas hipótesis sobre los procesos magmáticos ocurridos. Por su parte, también se tendrá especial interés en los elementos de importancia económica en las rocas básicas (Ni, Cr y Co, entre otros).

En este trabajo se presentan los datos químicos de 8 muestras de doleritas (N° 145, 155, 157, 160, 163, 166, 168 y 169) del enjambre de diques de San Gregorio de Polanco y de una muestra de basalto (N° 164) de la Formación Arapey en el cual intruyen los diques. Los métodos analíticos empleados en el procesamiento de las muestras han sido desarrollados en el Capítulo 2.

Todos los diagramas utilizados son para rocas volcánicas, con contenidos de MgO+CaO entre 10 y 20% y para muestras no alteradas. La elección de los mismos se realizó en base a la completa revisión y síntesis de Rollinson (1993) y en base a publicaciones específicas de la Provincia Magmática Paraná, adecuándose a las características generales de las muestras. Los elementos analizados (mayores, menores y trazas) y sus respectivas concentraciones se encuentran en el Anexo II. Los diagramas fueron realizados mediante utilización del programa informático *PetroGraph* versión beta de Petrelli (2005), Universidad de Perugia, Italia.

En base a ellos se procedió a caracterizar a los diques de la región de San Gregorio de Polanco utilizando el siguiente conjunto de diagramas:

- 1) Diagramas de clasificación
- 2) Diagramas de afinidad química
- 3) Diagramas clasificatorios de la Provincia Magmática Paraná
- 4) Diagramas bivariantes
- 5) Diagramas de Tierras Raras (o Lantánidos)
- 6) Diagramas de elementos incompatibles normalizados (o *spider*)
- 7) Diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos.
- 8) Diagramas de interrelación entre rocas extrusivas e intrusivas de la PMP

Las interpretaciones resultantes de los diagramas mencionados serán discutidas al final del presente capítulo.

7.1.1- Diagramas de clasificación

Estos diagramas tienen la función de indicar el tipo de roca al cual corresponde en base a los datos químicos de las muestras. Si bien existen varios diagramas clasificatorios, en este trabajo se presentan los diagramas TAS (Total Alcalis-Silica) de Cox *et al.* (1979) y Le Bas *et al.* (1986) por ser los más utilizados y aceptados para rocas volcánicas (Figura N° 58).

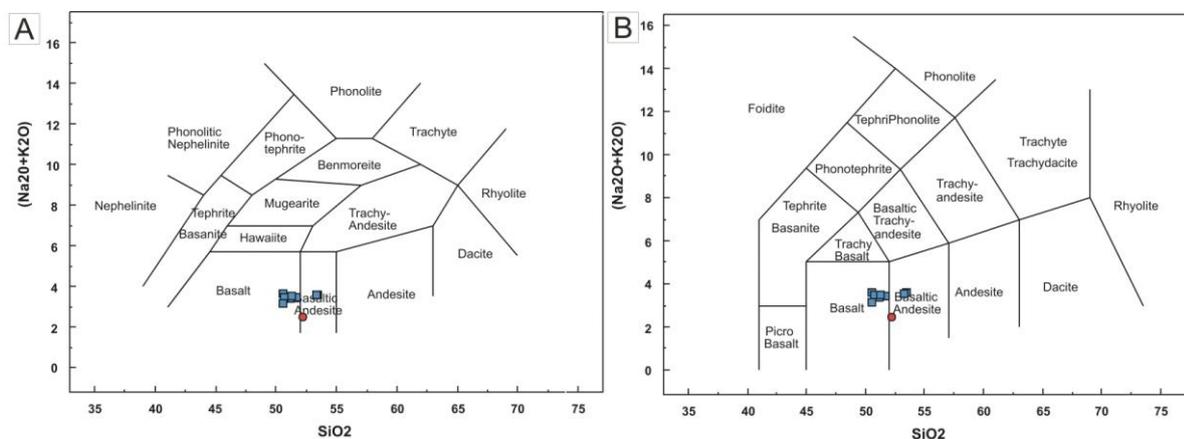


Figura N° 58: Diagrama TAS (en % peso): A) según Cox *et al.* (1979) y B) según Le Bas *et al.* (1986).

Referencias: diques (cuadrados azules), basalto (círculo rojo).

En ambos diagramas las muestras corresponden mayormente a basaltos y en menor proporción a basaltos-andesitas.

7.1.2- Diagramas de afinidad química

Middlemost (1975) *apud* Rollinson (1993) propuso un diagrama en base a las concentraciones de $\text{SiO}_2(\%)$ y $\text{K}_2\text{O}(\%)$ en las muestras como un criterio de identificación de las rocas de afinidad alcalina, basaltos subalcalinos o basaltos subalcalinos de bajo K. En base a este diagrama las muestras analizadas poseen afinidad subalcalina correspondiendo a basaltos subalcalinos (Figura N° 59).

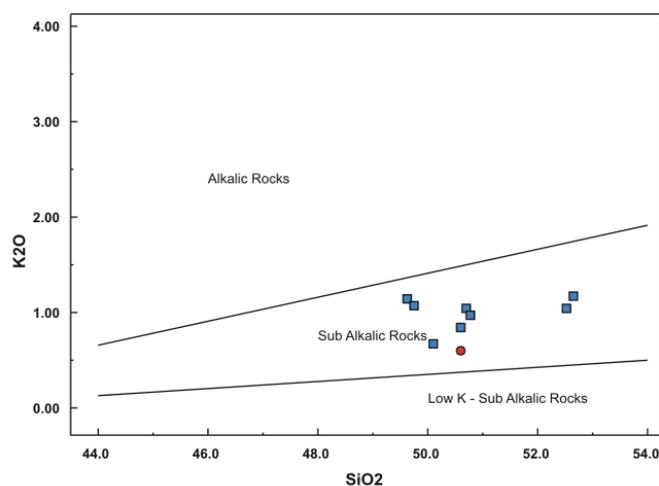


Figura N° 59: Diagrama $\text{SiO}_2(\%)$ vs. $\text{K}_2\text{O}(\%)$ (Middlemost, 1975). Referencias: diques (cuadrados azules), basalto (círculo rojo)

A su vez, el carácter subalcalino de las muestras es corroborado por los diagramas AFM ($\% \text{Alcális} - \% \text{FeO total} - \% \text{MgO}$) según Kuno (1968) y según Irving & Baragar (1971). Ambos diagramas son usualmente empleados para definir entre la afinidad tholeítica o calco-alcalinas para las series magmáticas subalcalinas. Si bien los dos diagramas son idénticos, los mismos se diferencian en la línea que separa los campos, encontrándose en el diagrama de Kuno (1968) más desplazada hacia el eje F-M. El análisis de los diferentes diagramas indica afinidad hacia la serie tholeítica y enriquecimiento en Fe, siendo este último más acentuado en las muestras de diques respecto al basalto (Figura N° 60).

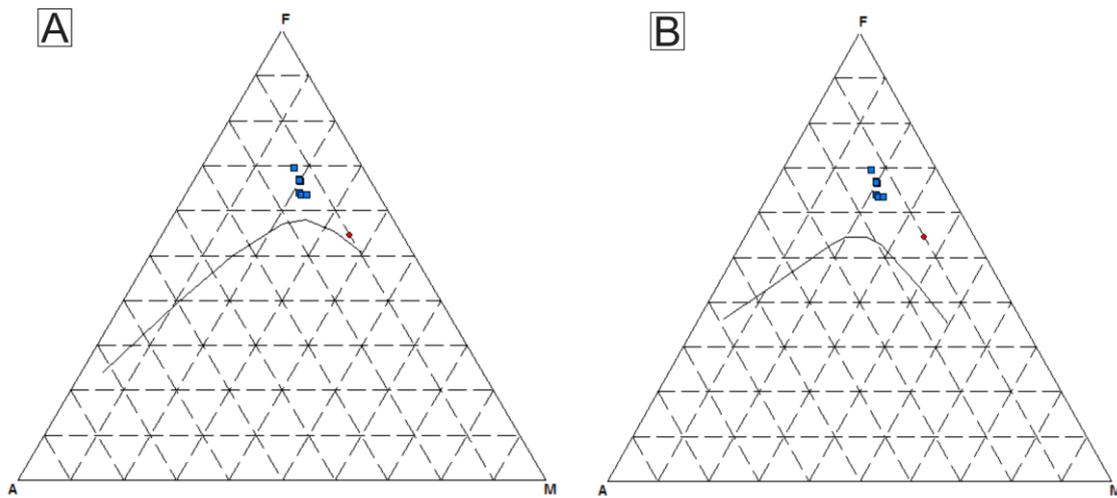


Figura N° 60: A) Diagrama AFM según Kuno (1968); B) Diagrama AFM según Irvine & Baragar (1971)

Por su parte, Thompson (1984) elaboró un diagrama clasificatorio para basaltos empleando los minerales normativos: Nefelina (Ne)- Diópsido (Di)- Olivino (Ol)- Hipersteno (Hy)- Cuarzo (Qzo). El diagrama consta de tres triángulos equiláteros dado cada uno de ellos por los minerales Ne-Ol-Di, Ol-Di-Hy y Di-Hy-Qzo, recalculados a 100%. En este caso se utilizó el último triángulo dado que no se formaron los minerales Ol y Ne en la norma CIPW. Las muestras comprendidas en el triángulo Di-Hy-Qzo (Figura N° 61) se clasifican como basaltos sobresaturados (o cuarzo-tholeitas) caracterizados por la presencia de Qzo-Hy normativos. En la Tabla IV se presentan las concentraciones de los elementos químicos utilizados en la norma CIPW y los minerales normativos formados.

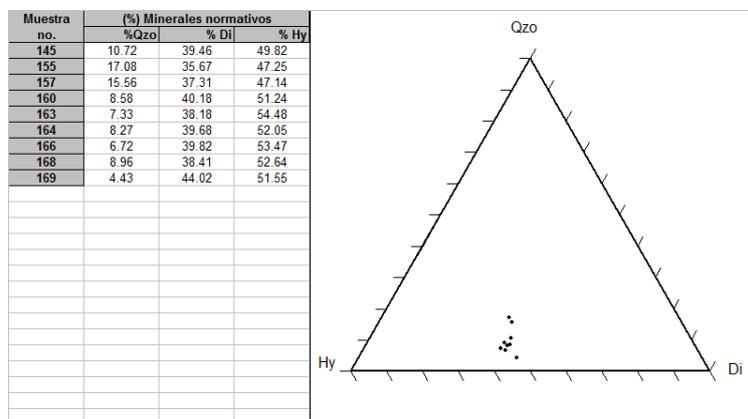


Figura N° 61: Diagrama Qzo-Di-Hy para clasificación de basaltos (Thompson, 1984).

Análisis químicos	145	155	157	160	163	164	166	168	169
SiO2 (%)	50.72	52.66	52.55	50.62	49.63	50.6	49.75	50.78	50.11
TiO2 (%)	2.19	1.94	1.95	2.16	2.3	0.99	2.18	2.18	1.69
Al2O3 (%)	12.98	13.7	13.38	13.41	13.23	13.95	13.37	13.19	14.35
Fe2O3 (%)	15.11	13.3	13.65	15.35	16.44	11.29	15.96	15.74	14.47
MnO (%)	0.22	0.19	0.22	0.22	0.2	0.17	0.23	0.21	0.21
MgO (%)	4.54	4.32	4.47	4.58	4.04	7.14	4.41	4.49	5.01
CaO (%)	8.68	8.49	8.55	8.96	8.41	10.23	8.78	8.6	9.92
Na2O (%)	2.32	2.36	2.45	2.47	2.39	1.78	2.31	2.47	2.4
K2O (%)	1.03	1.16	1.03	0.84	1.13	0.59	1.07	0.97	0.67
P2O5 (%)	0.24	0.23	0.22	0.25	0.25	0.11	0.23	0.25	0.19
Sr (ppm)	212.7	191.8	178.3	307.1	178	193.9	282	171.8	170.1
Ba (ppm)	807	412	265	482	247	193	965	237	152
Ni (ppm)	131	78	101	162	60	209	185	208	191
Cr (ppm)	270	158	202	330	97	435	375	442	390
Zr (ppm)	165.9	173.7	175.1	164.5	163.2	92.6	161.3	167.4	123.2
Total %	98.03	98.35	98.47	98.86	98.02	96.85	98.3	98.8	99.02
No se disponen datos de CO2, SO3, S, F y Cl.									
Norma CIPW									
% Vol norm									
Cuarzo	4.67	7.18	6.68	3.67	3.06	3.9	2.85	3.84	1.87
Plagioclasa	43.02	44.61	44.43	45.06	13.78	45.29	43.9	44.02	47.82
Ortoclasa	6.32	7.03	6.26	5.08	6.91	3.66	6.5	5.91	4.08
Dióxido	17.19	14.99	16.02	17.19	15.93	18.7	16.89	16.47	18.59
Hipersteno	21.7	19.86	20.24	21.92	22.73	24.53	22.68	22.57	21.77
Ilmenita	4.31	3.8	3.82	4.22	4.52	1.96	4.27	4.25	3.29
Magnetita	2.26	1.99	2.03	2.28	2.46	1.71	2.39	2.35	2.15
Apatito	0.58	0.56	0.53	0.6	0.6	0.25	0.56	0.6	0.44
Zircon	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03
Cromita	0.06	0.03	0.04	0.07	0.01	0.09	0.07	0.09	0.09

Tabla IV: Datos de los análisis químicos empleados para cálculo de la norma CIPW, minerales normativos formados.

7.1.3- Diagramas clasificatorios de la Provincia Magmática Paraná

Peate *et al.* (1992) desarrollaron una serie de diagramas para clasificar a los diferentes tipos químicos de basaltos pertenecientes a la Provincia Magmática Paraná. Entre ellos, hay dos relaciones entre elementos químicos que han sido consideradas esenciales para la clasificación de las litologías y definir su pertenencia o “provincialidad” dentro de la PMP: TiO₂ vs. Sr (Figura N° 62) y (Ti/Y) vs. Sr (Figura N° 63). En base a esos datos químicos se puede identificar al tipo de muestra analizada dentro de los subtipos químicos Gramado, Esmeralda, Ribeira, Pitanga o Urubici, teniendo cada uno de ellos un sector de solapamiento propiamente por muestras de transición de una a otra clase.

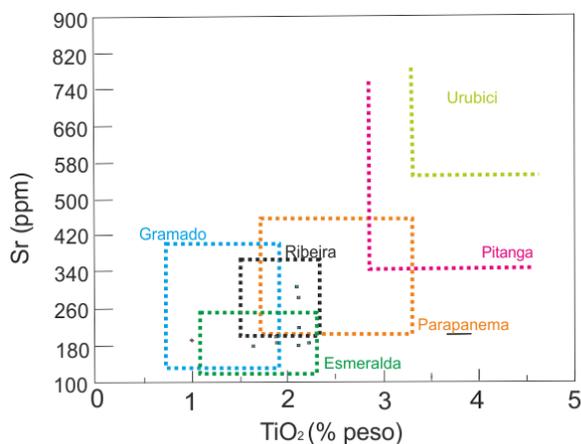


Figura N° 62: Diagrama TiO₂ (%) vs. Sr (ppm) según Peate *et al.* (1992).

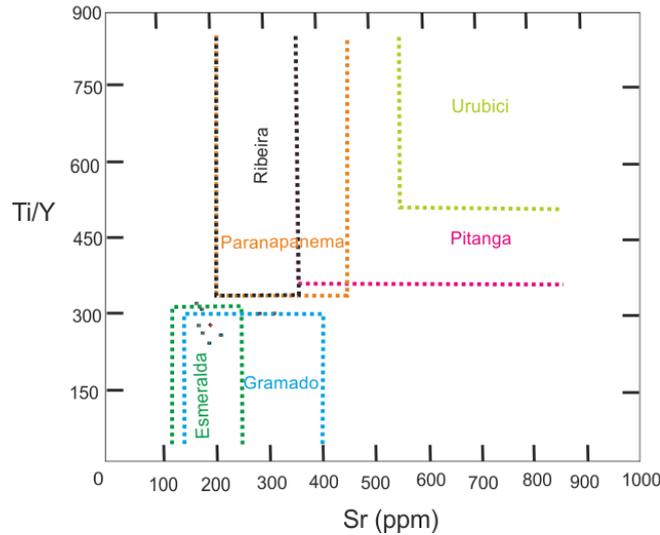


Figura N° 63: Diagrama Sr (ppm) vs. Ti/Y según Peate *et al.* (1992).

En base al diagrama Sr (ppm) vs. TiO₂ (%), la mayor parte de las muestras analizadas corresponden al tipo Esmeralda y en menor proporción a los tipos Gramado y Ribeira. En el segundo diagrama Sr (ppm) vs. (Ti/Y), la mayor parte de las muestras se encuentran en la zona de solapamiento de los campos tipo Gramado y Esmeralda, ambos corresponden a rocas de bajo contenido en TiO₂.

Posteriormente, Peate (1997) propuso otro diagrama complementario Zr (ppm) vs. SiO₂ (%), que separa las rocas básicas y ácidas con bajo y alto contenido de Titanio (Figura N° 64).

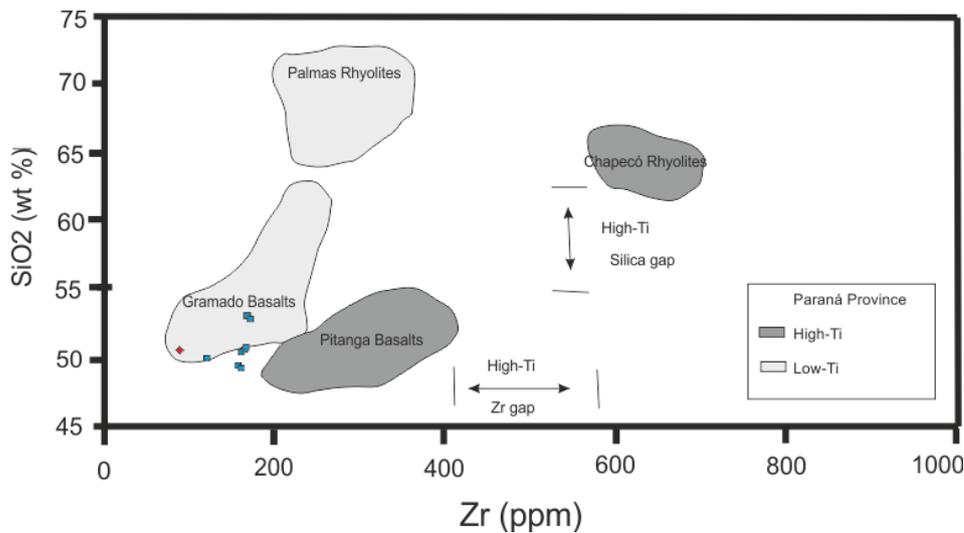


Figura N° 64: Diagrama Zr (ppm) vs. SiO₂ (%) según Peate (1997).

En este diagrama las rocas analizadas corresponden a rocas básicas de bajo Titanio, tipo Gramado. A su vez, se compararon los datos de los análisis químicos

obtenidos de las muestras analizadas con aquellos establecidos por Peate (1997, véase Capítulo 3, Tabla I), para cada clase de basalto de la PMP. Los datos comparados son el contenido de TiO_2 (%), contenido de Sr (ppm) y las relaciones de los elementos incompatibles Ti/Y Ti/Zr y Nb/La cuyos resultados se presentan en la Tabla V.

	TiO ₂ (%)	Ti/Y	Ti/Zr	Sr (ppm)	Nb/La
mín. valor	0.99	261.8	63.4	170	0.53
máx. valor	2.3	324.7	84.7	307	0.99
promedio	1.95	260	65	179	0.73

Tabla V: Valores obtenidos para las muestras analizadas.

La comparación de estos valores con los respectivos valores de Peate (1997) también indican rocas tipo Gramado-Esmeralda, no pudiéndose en este trabajo realizar la discriminación entre ellos por falta de datos isotópicos.

7.1.4- Diagramas bivariantes

Estos diagramas tienen especial interés en la identificación de tendencias de los elementos químicos en función del contenido en sílice (Diagramas tipo Harker). Ambos óxidos son utilizados como índice de diferenciación pero en este trabajo se realizarán los diagramas en función del contenido de MgO de las muestras. Esta elección se debe a que el contenido de sílice se utiliza cuando muestras analizadas son básicas y ácidas donde se puede discernir los diferentes comportamientos o *trends* evolutivos de los elementos. En este caso debido a que las muestras no presentan variación significativa en SiO_2 solo se representarán en función del contenido de MgO, siendo este elemento más apropiado para las rocas básicas y utilizado como índice de la evolución magmática. A continuación se presentan los diagramas de los elementos mayores, menores y trazas en función del contenido de MgO de las muestras analizadas (Figura N° 65 y Figura N° 66).

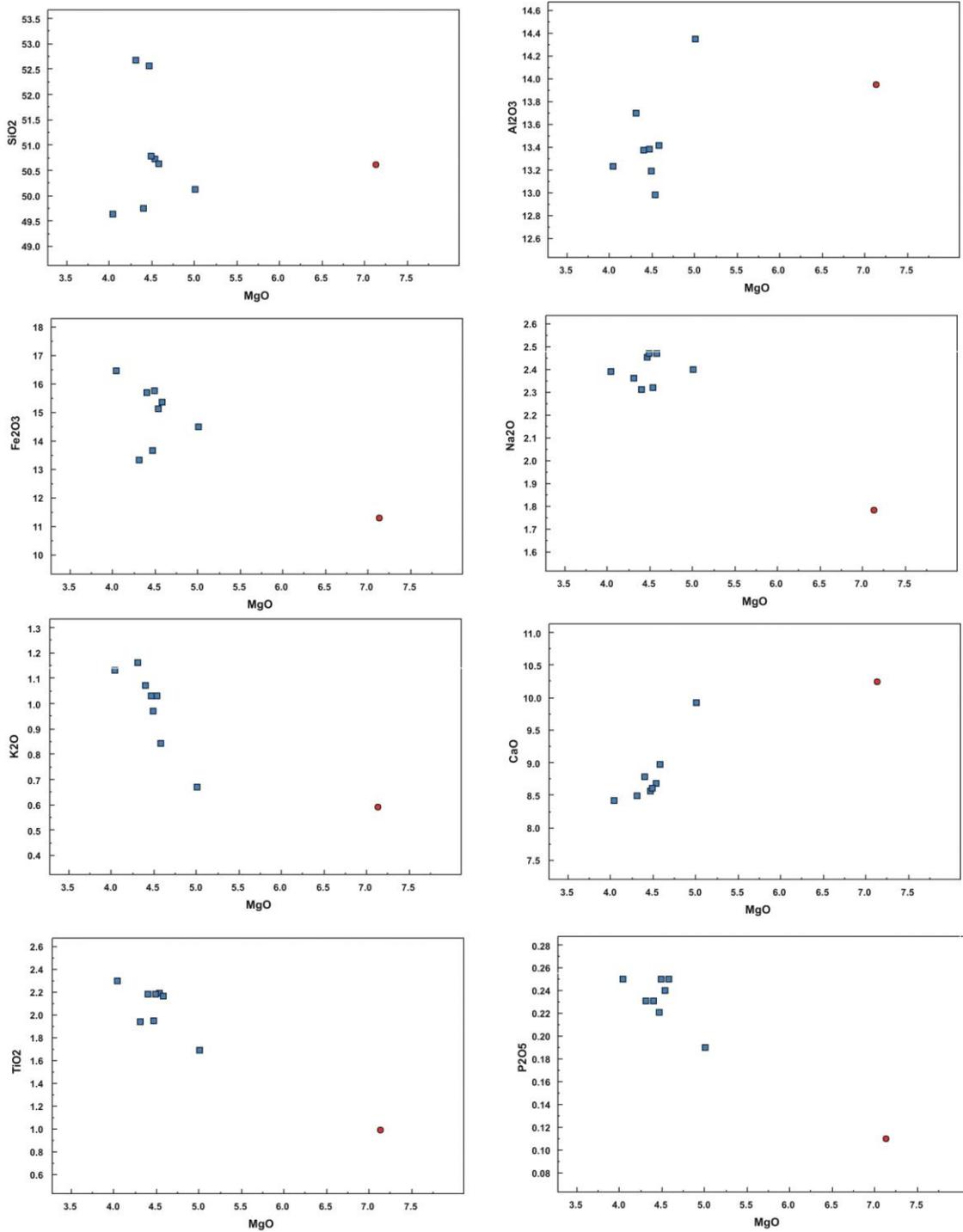


Figura N° 65: Diagramas de elementos mayores y menores en función de MgO como índice de diferenciación (valores en porcentajes).

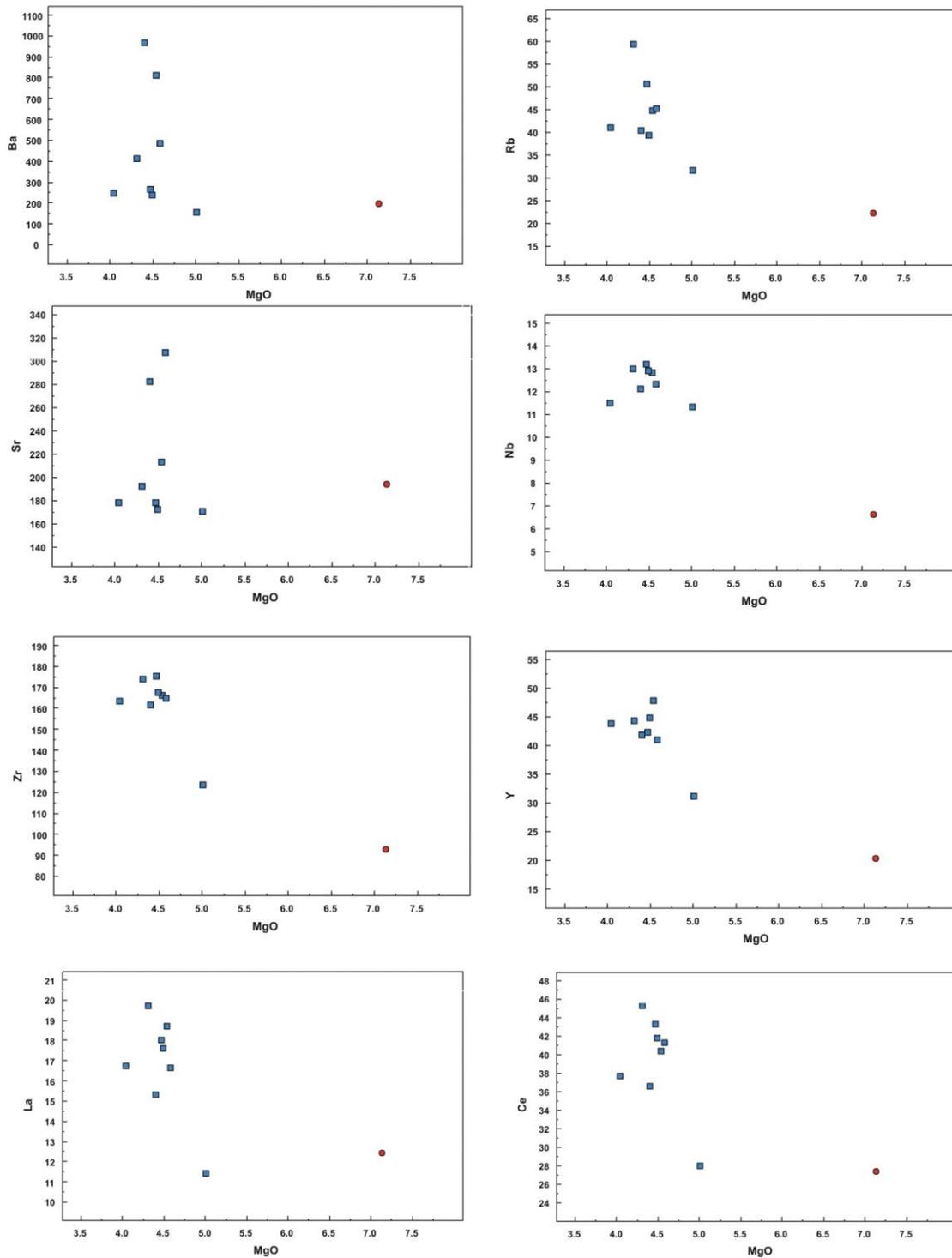


Figura N° 66: Diagramas de los elementos trazas (en ppm) en las rocas básicas analizadas en función del índice de evolución magmática (%MgO).

Se analizaron los diagramas bivariantes con los elementos de importancia económica para las rocas básicas intrusivas, en función del índice de evolución magmática (Figura N° 65).

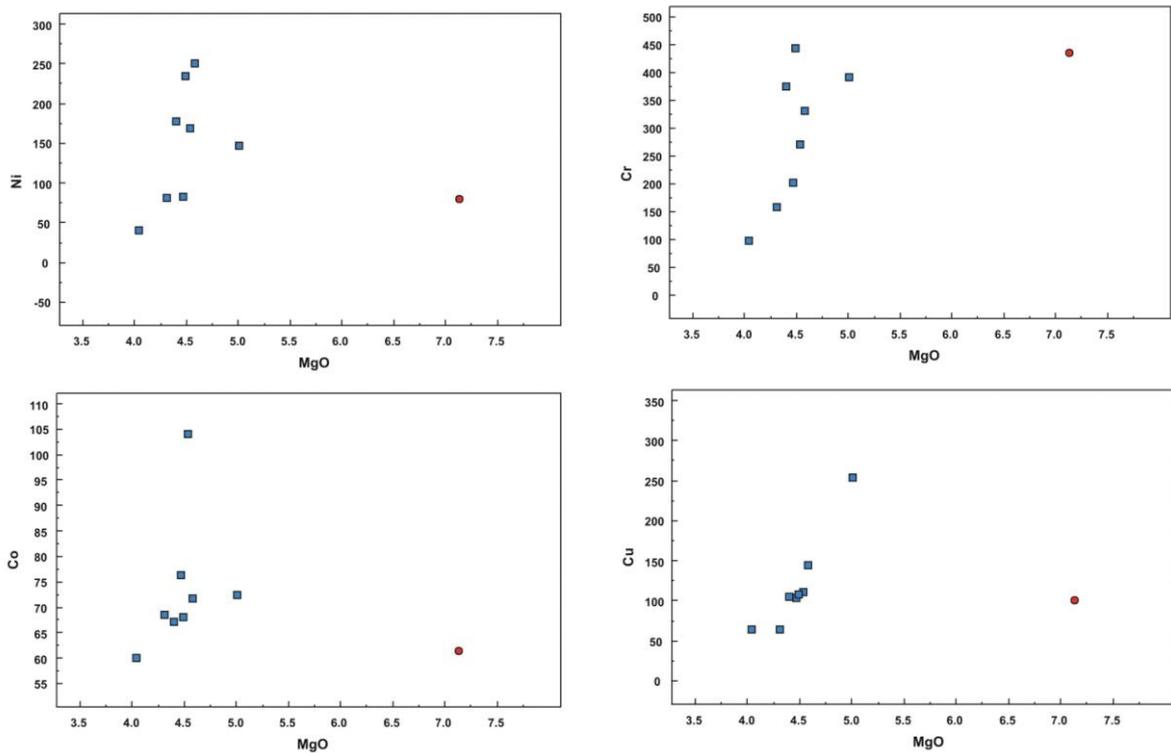


Figura N° 67: Diagramas de los principales elementos de importancia económica (en ppm) en rocas básicas en función del índice de evolución magmática (%MgO).

Estos diagramas demuestran bajas concentraciones de los elementos siendo el rango de concentraciones Ni 50-250ppm, Cr 80-450ppm, Co 60-105ppm y Cu 50-250ppm.

7.1.5- Diagramas de Elementos Tierras Raras (o Lantánidos)

El grupo de las Tierras Raras (TR) o Lantánidos comprende los elementos químicos con números atómicos desde 57 a 71 siendo en orden creciente: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. Las Tierras Raras en las muestras estudiadas son normalizadas a una referencia común (Condritos meteoríticos). Los mismos se utilizan como referencia dado que ellos son muestras del sistema solar relativamente no fraccionadas. La referencia tiene dos funciones principales: 1) eliminar la variación de la abundancia entre los elementos y 2) identificación del fraccionamiento de las TR en los minerales en las muestras en estudio (Rollinson, 1993).

Si bien existen varios modelos de normalización a Condritos (Figura N° 68), en el presente trabajo se utilizaron los valores obtenidos por Boynton (1984) y los de Sun & McDonough (1989) por ser los más aceptados.

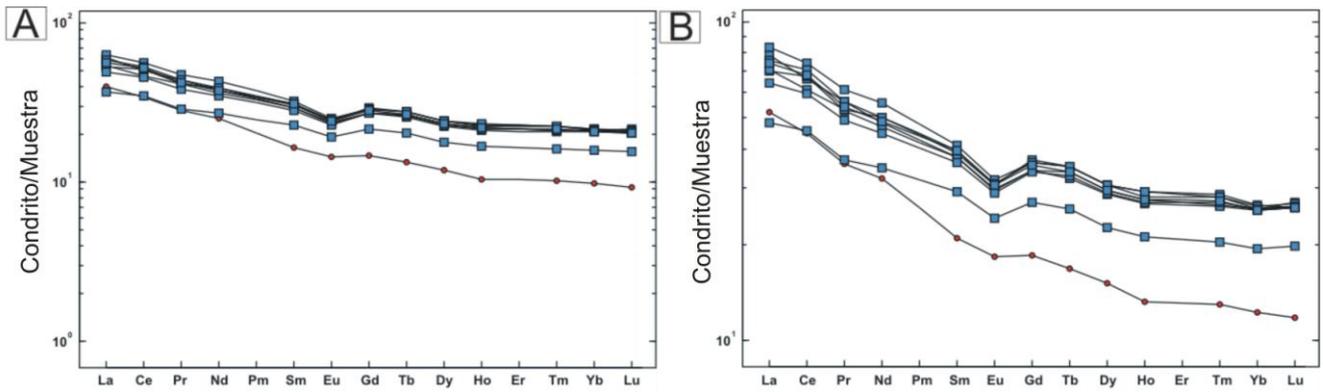


Figura N° 68: Diagramas de Tierras Raras: A) Normalizado a Condrito según Boynton (1984) y B) Normalizado a Condrito según Sun & McDonough (1989). Observe la anomalía negativa de Eu.

El grado de fraccionamiento de las TR puede ser expresado por la relación de TR livianas (La o Ce) y la concentración de TR pesadas, ambos valores normalizados a condrito (Tabla VI). Además, se cuantificaron las anomalías de Eu en base al cálculo de la relación $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N) \cdot (Gd_N)}$ propuesta por McLennan (1985).

Muestra	Eu/Eu*	(La/Sm)N	(La/Yb)N	(Tb/Yb)N	Tot TR (ppm)
145	0.813	1.987	2.795	1.281	124.548
155	0.834	1.980	3.019	1.313	133.543
157	0.827	1.969	2.764	1.266	124.219
160	0.833	1.822	2.573	1.226	119.374
163	0.820	1.739	2.502	1.284	119.430
164	0.930	2.430	4.039	1.342	76.436
166	0.832	1.737	2.344	1.233	112.068
168	0.828	1.839	2.715	1.271	122.954
169	0.858	1.604	2.322	1.292	86.239

Tabla VI: Valores basados en la normalización a condrito según Boynton (1984).

En base a estos resultados se observa que el mayor grado de fraccionamiento ocurre en el basalto mientras que en las muestras de diques es casi constante.

7.1.6- Diagramas de elementos incompatibles normalizados (o Diagramas tipo Spider)

Estos diagramas consisten en la comparación de los elementos incompatibles (incluidas las Tierras Raras) respecto a la mineralogía típica del manto. En este caso se normalizarán los valores en base a la composición primitiva del manto (antes de que se

haya formado la corteza continental) y en aquellas de condritos meteoríticos. Ambas corresponderían a la tierra primitiva indiferenciada.

El diagrama de Wood *et al.* (1979a) consta de 19 elementos ordenados de manera creciente en compatibilidad con respecto a pequeños porcentajes de fusión del manto (Figura N° 69). A su vez, también se utilizó el diagrama de McDonough & Sun (1995) que a diferencia del anterior consta de 23 elementos (Figura N° 70).

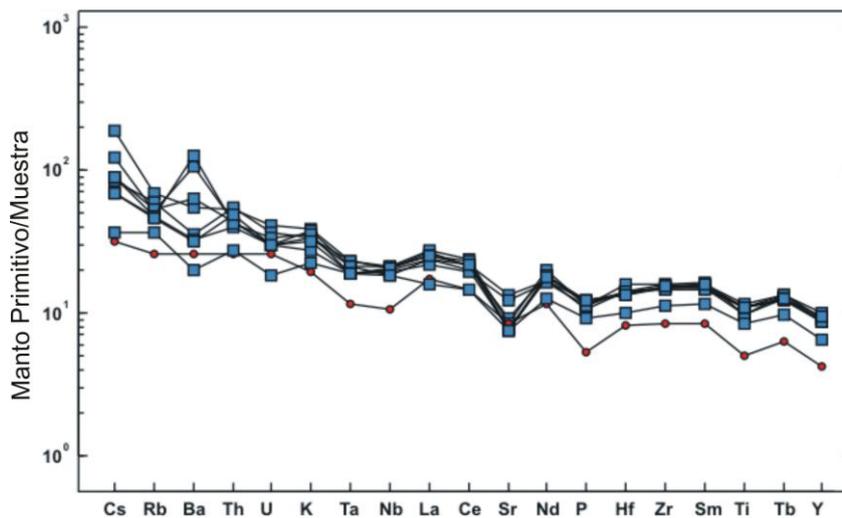


Figura N° 69: Diagrama multielementos normalizado al manto primitivo según Wood *et al.* (1979a).

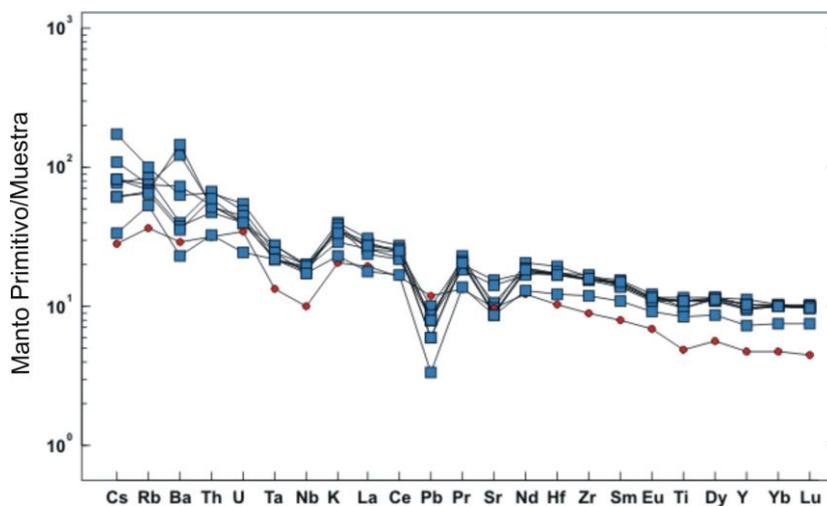


Figura N° 70: Diagrama multielementos normalizado al manto primitivo según McDonough & Sun (1995). Note la anomalía negativa de Plomo.

Por su parte, algunos autores prefieren la utilización de diagramas normalizados a condrito por ser estas medidas directas y no estimadas, como es el caso del manto.

Estos diagramas también incrementan la compatibilidad de los elementos de izquierda a derecha. En este caso Wood *et al.* (1979b) realizaron una comparación utilizando valores normalizados a condrito (Figura N° 71).

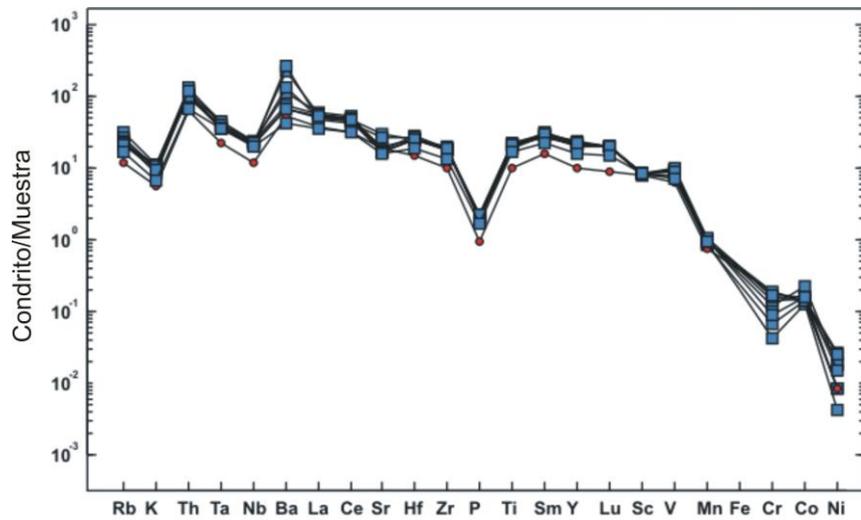


Figura N° 71: Diagrama multielementos normalizado a condrito (Wood *et al.*, 1979b).

Por último, algunos autores aconsejan para basaltos, andesitas y otras rocas corticales la utilización del diagrama multielementos normalizado con MORB (Saunders & Tarney, 1984), las cuales estarían relacionadas originalmente al MORB más que al manto primitivo. En ese diagrama (Figura N° 72) los elementos se ordenan de izquierda a derecha desde los más incompatibles móviles (es decir del grupo LIL: Rb, Ba, K, Th, Sr, La y Ce) a los elementos incompatibles inmóviles (es decir los elementos del grupo HFS: Nb, Ta, Nd, P, Hf, Zr, Eu, Ti, Tb, Y, Yb).

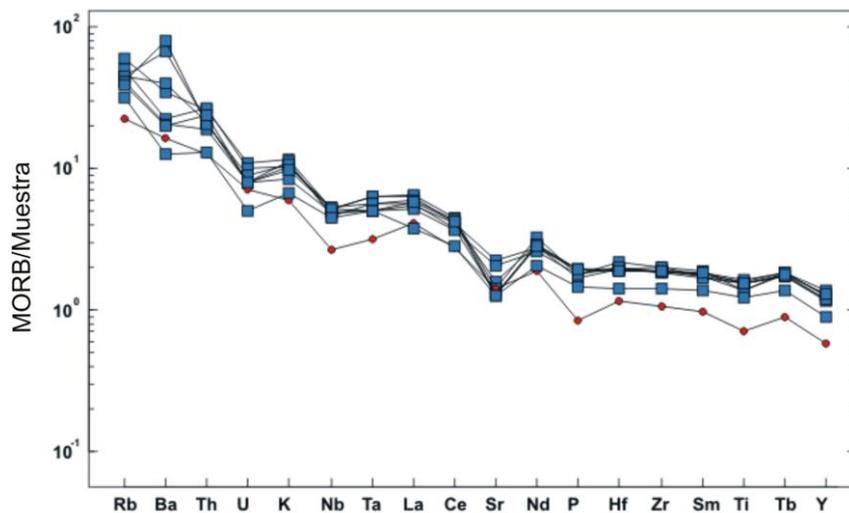


Figura N° 72: Diagrama multielementos normalizado al MORB, según Saunders & Tarney (1984).

En este caso se observa la constancia de las anomalías negativas de los elementos Nb, Ta, Sr, P y Ti, y las anomalías positivas de Rb, Ba, La y Ce, ya identificados en los diagramas anteriores.

7.1.7- Diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos

Los primeros trabajos de Pearce & Cann (1973) demostraron que es posible utilizar los datos geoquímicos para distinguir basaltos de diferentes ambientes tectónicos. En ese trabajo los autores indican los elementos Ti, Zr, Y, Nb y Sr como los más efectivos discriminantes de basaltos de diferentes ambientes geotectónicos por ser elementos inmóviles. Es importante recordar que estos elementos son incompatibles comprenden el grupo de los HFS (*High Field Strength*) caracterizados por potencial iónico mayor a 2. En este sentido, fueron desarrollados tres diagramas discriminantes de ambientes para basaltos tholeíticos que son: Ti-Zr-Y (Figura N° 73), Ti-Zr (Figura N° 74), y Ti-Zr-Sr (Figura N° 75), los cuales serán presentados a continuación:

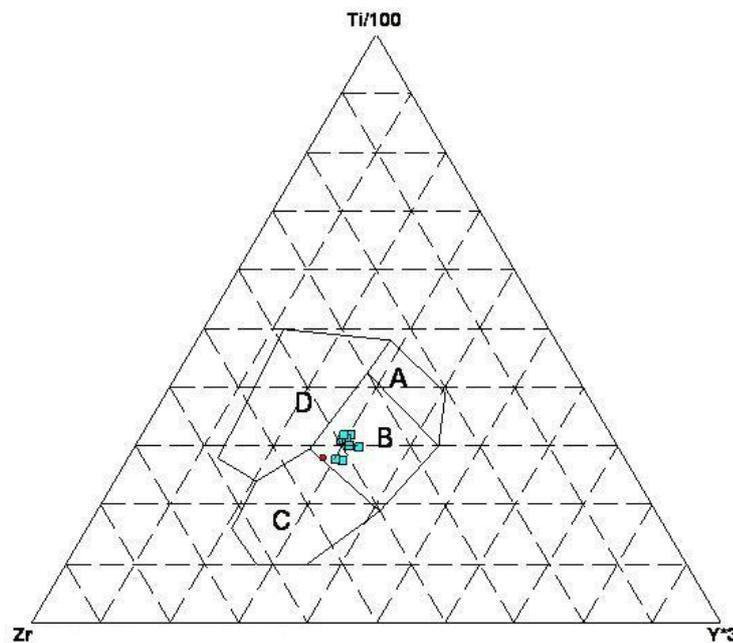


Figura N° 73: Diagrama Ti-Zr-Y discriminante de ambientes geotectónicos según Pearce and Cann (1973). Referencias: A) Tholeítas de arcos volcánicos; B) MORB, tholeítas de arcos volcánicos y basaltos calcoalcalinos; C) Basaltos calcoalcalinos; D) Basaltos de intraplaca.

En base a que el campo B da un resultado ambiguo pueden ser utilizados los restantes dos diagramas (Ti-Zr, y Ti-Zr-Sr) con el fin de discriminar aún más los ambientes tectónicos.

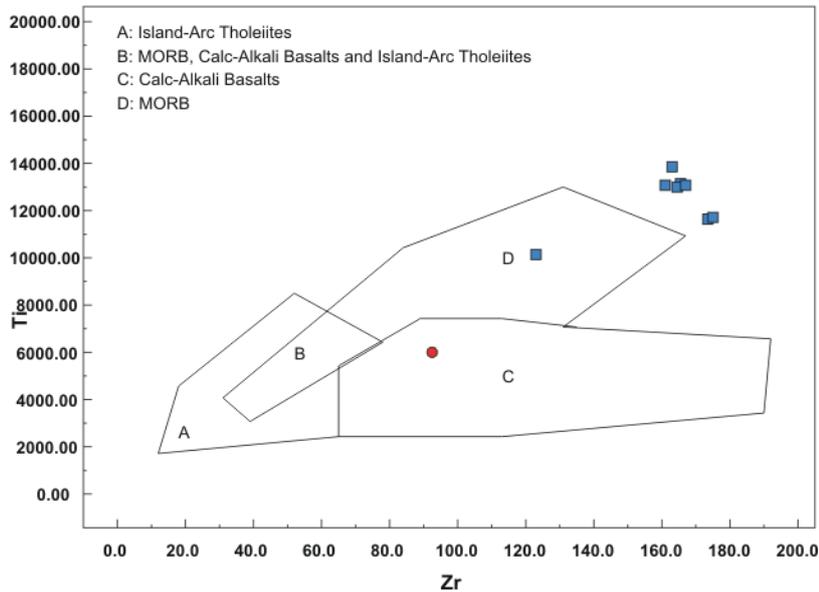


Figura N° 74: Diagrama discriminante para basaltos en base a variaciones de Ti-Zr (en ppm) según Pearce & Cann (1973). Referencias: A) Tholeítas de arcos de islas; B) MORB, basaltos calcoalcalinos y tholeítas de arcos de islas; C) Basaltos calcoalcalinos; D) MORB.

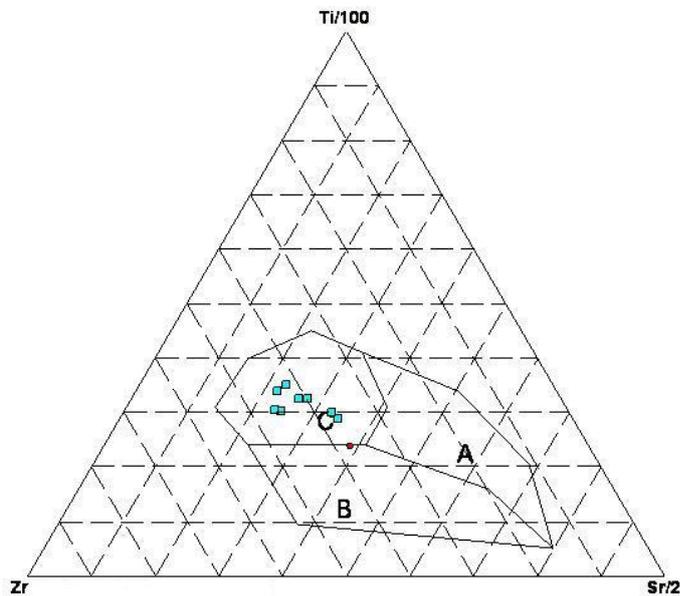


Figura N° 75: Diagrama discriminante Ti-Zr-Sr para basaltos según Pearce & Cann (1973). Referencias: A) Tholeítas de arcos de islas; B) Basaltos calcoalcalinos; C) MORB.

A pesar de la utilización de estos diagramas, algunos autores han reportado inconsistencia en su uso. Por ejemplo, los pocos datos de tholeítas y otros basaltos

continentales usados en la construcción de los diagramas no están ploteados dentro del campo de “Basaltos de intraplaca”. A su vez, los autores no consideraron los efectos de contaminación cortical, que son importantes en la evolución química de los basaltos continentales pudiendo ser un factor de desviación en su clasificación.

De manera de verificar los datos obtenidos anteriormente, Meschede (1986) reformuló e incorporó nuevos datos químicos de basaltos de determinados ambientes tectónicos elaborando un nuevo diagrama discriminatorio Zr-Nb-Y (Figura N° 76). El mismo sustituye Ti por Nb por considerar a este último como un elemento traza inmóvil que puede ser utilizado para separar basaltos de diferentes ambientes e incluso reconocer dos tipos de MORB.

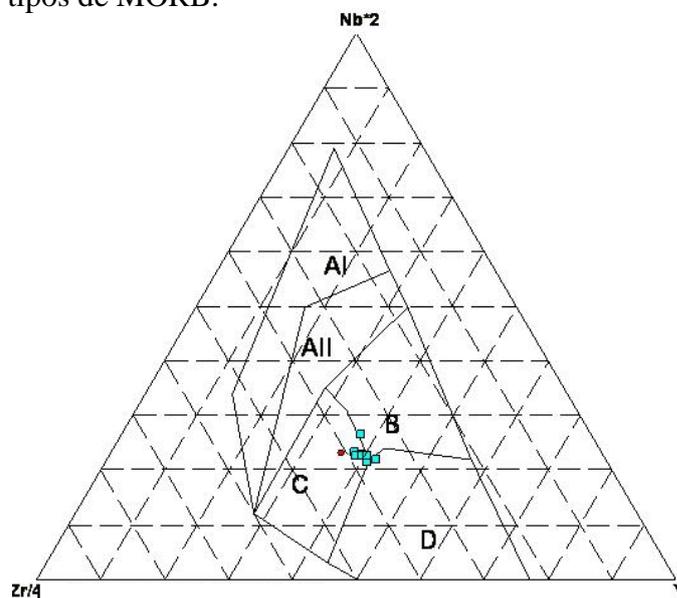


Figura N° 76: Diagrama discriminante Nb-Zr-Y para basaltos según Meschede (1986). Referencias: AI) Basaltos alcalinos intraplaca; AII) Basaltos alcalinos intraplaca y tholeitas intraplaca; B) MORB-tipo E; C) Basaltos de arcos de islas y tholeitas de intraplaca; D) MORB-tipo N y basaltos de arco de islas.

Aquí la mayor parte de las muestras corresponden al campo de basaltos tholeíticos de ambiente intraplaca y en menor proporción en el límite con los campos MORB.

7.1.8 - Diagramas de interrelación entre rocas extrusivas e intrusivas de la PMP

Piccirillo *et al.* (1988) sugirieron una interrelación entre las rocas extrusivas e intrusivas de la PMP y que esta relación podía observarse mediante el uso de diagramas de elementos incompatibles inmóviles que marcan una correlación positiva entre ellos o *trend* (Vargas & Souza, 2008). Estos diagramas utilizan las concentraciones de

elementos incompatibles inmóviles (HFS) dado que sus concentraciones no varían por procesos posteriores o fluidos circundantes otorgándoles elevada confianza. De esta manera los elementos químicos utilizados son el Y, La, Ce y Zr.

En un intento de conocer la relación entre las lavas y las doleritas del enjambre de diques de San Gregorio de Polanco, se incluyeron 19 datos químicos de los basaltos de la Formación Arapey relevados por Piccirillo & Melfi (1988). Los basaltos muestreados se encuentran entre las coordenadas 32°-33°30' S y 56°-57° W y fueron seleccionados debido a su proximidad con la zona de estudio. En este diagrama (Figura N° 77) se observan las concentraciones de Y, La y Ce en función del contenido de Zr de los basaltos de la Formación Arapey y las doleritas de la Formación Cuaró en el área de San Gregorio de Polanco.

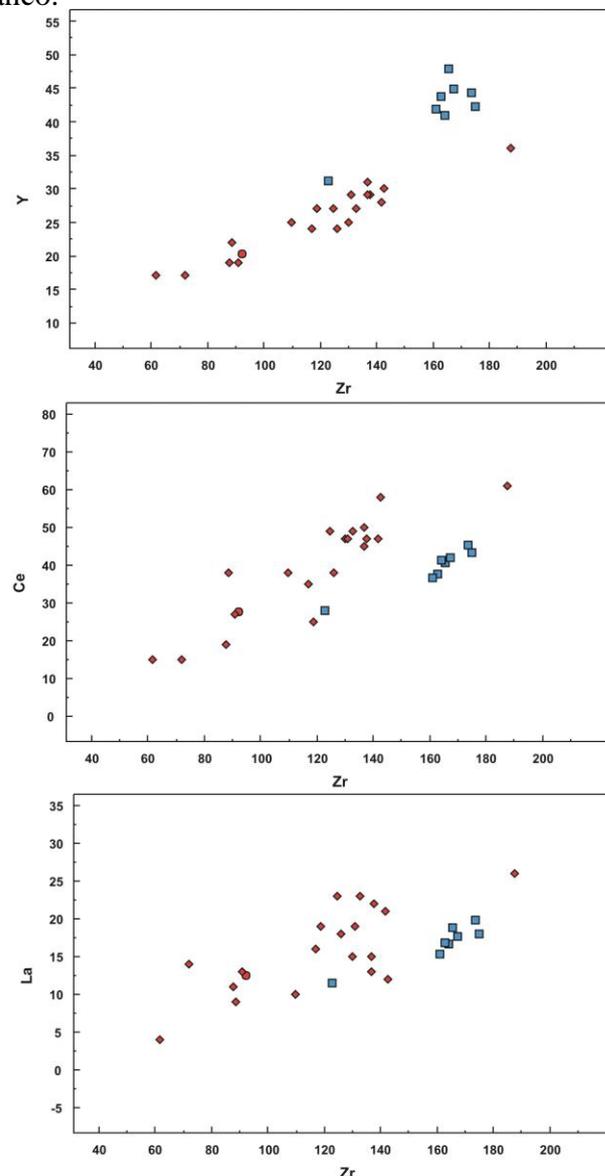


Figura N° 77: Diagramas Y, Ce, La en función de Zr (valores en ppm). Referencias: basalto (círculos rojos), diques (cuadrados azules), datos químicos de Piccirillo & Melfi (1988), (rombos rojos).

En estos tres diagramas se observan claramente las correlaciones positivas entre los elementos analizados y el Zr, en los cuales las muestras de basaltos y doleritas conforman una tendencia única.

7.2 - Comparación con fuentes magmáticas corteza superior e inferior

La identificación de las posibles fuentes magmáticas siempre ha sido un interés en los estudios de la PMP. Para este tipo de estudios petrogenéticos se requieren datos de isótopos, sin embargo, las relaciones de determinados elementos incompatibles (Tabla VII), y su comparación con aquellos valores establecidos para la corteza inferior y superior, permiten estimar de manera preeliminar las posibles fuentes magmáticas (Tabla VIII).

Muestra	Zr/Hf	Th/U	Rb/Sr	Sr/Nd	La/Nb	Sm/Nd	La/Nd	Rb/Ba	Th/Hf	Nb/La
145	33.86	5.25	0.21	9.09	1.46	0.25	0.80	0.06	0.86	0.68
155	31.58	4.64	0.31	7.38	1.52	0.24	0.76	0.14	0.93	0.66
157	35.73	5.30	0.28	7.92	1.36	0.26	0.80	0.19	1.08	0.73
160	35.00	5.25	0.15	14.02	1.35	0.26	0.76	0.09	0.89	0.74
163	34.00	4.75	0.23	7.61	1.45	0.26	0.71	0.17	0.79	0.69
164	31.93	3.57	0.11	12.84	1.88	0.21	0.82	0.11	0.86	0.53
166	32.26	4.56	0.14	13.49	1.26	0.27	0.73	0.04	0.82	0.79
168	35.62	5.88	0.23	7.57	1.36	0.27	0.78	0.17	1.00	0.73
169	35.20	5.20	0.19	10.50	1.01	0.28	0.70	0.21	0.74	0.99
Valor promedio	33.91	4.93	0.21	10.05	1.41	0.26	0.76	0.13	0.89	0.73

Tabla VII: Relaciones de los diferentes elementos incompatibles y sus respectivos valores promedio de las muestras.

Razones	CCI (*)	CCS (*)	Valor (**)
Zr/Hf	36	33	33.91
Th/U	5.9	3.8	4.93
Rb/Sr	0.033	0.32	0.21
Sr/Nd	30	13	10.05
La/Nb	1.6	1.2	1.41
Sm/Nd	0.25	0.17	0.26
La/Nd	0.73	1.15	0.76
Rb/Ba	0.04	0.2	0.13
Th/Hf	0.63	1.84	0.89
Nb/La	0.62	no valor	0.73

Tabla VIII: Relaciones de los diferentes elementos incompatibles y su comparación con los datos de corteza continental inferior (CCI) y superior (CCS) en base a datos de *Rudnick & Fountain (1995). (**)

Valores promedio de las muestras calculadas en la tabla VII.

7.3 – Índice de Diferenciación y Parámetros físicos

En esta sección se presentan los resultados del modelado reológico de los magmas que habrían dado origen a las doleritas estudiadas. Para ello fueron considerados los principales parámetros físicos relevantes en la reología de los magmas, es decir la temperatura, la densidad y la viscosidad. Los mismos están relacionados íntimamente con la composición química, contenido de agua y la presión actuante en el sistema magmático (Nardy, 1995).

Los parámetros físicos fueron calculados en base a los datos químicos de los diques y se presentan en la Tabla IX. Para estimar estos parámetros se utilizó el programa de computación *Norm Software* desarrollado por Hollocher (2008) del Departamento de Geología (Union College, Schenectady, Nueva York). Este programa se basa en la introducción de datos químicos de una muestra por vez proporcionando los valores de la norma CIPW, el Índice de Diferenciación y los parámetros físicos estimados de la misma.

Parámetros / Muestras	145	155	157	160	163	164	166	168	169
I.D	54	58.8	57.4	53.8	53.8	52.9	53.3	53.8	53.8
Temp. Liquidus estimada (°C)	1170	1138	1141	1180	1188	1164	1191	1178	1190
Densidad líquido (g/cm ³)	2.71	2.68	2.68	2.71	2.72	2.69	2.72	2.71	2.71
Viscosidad, seco (Poise)	2.8	3.2	3.1	2.7	2.6	2.8	2.6	2.7	2.6
Viscosidad, húmedo (Poise)	2.6	3	2.9	2.5	2.5	2.6	2.4	2.6	2.5
Contenido de H ₂ O estimado (%)	0.57	0.74	0.72	0.53	0.49	0.6	0.48	0.54	0.47

Tabla IX: Parámetros hallados para cada una de las muestras.

Indice de Diferenciación (I.D)

Este parámetro fue desarrollado por Thornton-Tuttle (1960, *apud* Hollocher, 2008) y es una medida de diferenciación de las rocas ígneas. El mismo se basa en la relación de ciertos minerales normativos presentes (Cuarzo + Albita + Ortosa + Nefelina + Leucita + Kalsilita + Carbonato de sodio + Sulfato de sodio) sobre el peso total de la norma. En este caso se utilizaron solamente Cuarzo, Albita y Ortosa por ser los únicos minerales presentes en la norma.

Los valores de I.D obtenidos varían entre 53 y 59 con una media de 54.

Temperatura

La temperatura de los magmas ($T_{liquidus}$) se puede calcular mediante extrapolación de los datos del contenido de SiO₂ en una recta. Esta recta fue elaborada en base a la ecuación

linear $Temp = (-18,33 * SiO_2\%) + 2130$, asumiendo una temperatura liquidus de 1250°C y 700°C para muestras conteniendo 48% y 78% SiO_2 respectivamente (Hollocher, 2008). La $T_{liquidus}$ para las muestras oscila entre 1140 a 1190 °C.

Densidad

La densidad del magma se obtiene utilizando los resultados $T_{liquidus}$ de las muestras e introduciéndolos en los gráficos desarrollados por Mc Birney (1993). Los mencionados autores estudiaron el comportamiento y dependencia de cada parámetro con la T de magmas con diferentes composiciones químicas asumiendo un magma anhídrido. De manera general, los valores de densidad decrecen al disminuir la T y son menores cuánto más diferenciado es el magma. De esta manera los valores de densidad para la composición de las muestras (basaltos tholeíticos) y la $T_{liquidus}$ hallada, indican una densidad media de 2,7 g/cm³.

Viscosidad

Este parámetro es uno de los más influyente en la reología de los magmas debido a que es definido como la resistencia al flujo (Nardy, 1995). Los valores de viscosidad hallados con la utilización del *software* se basan en la extrapolación de los valores de $T_{liquidus}$ con el tipo de roca ígnea (en este caso comprendido dentro de la categoría de basaltos tholeíticos), en base a las gráficas para magmas anhidros y húmedos de Mc Birney (1993). El contenido de agua está basado en la presión promedio de rocas plutónicas y se trata de un polinomio de 4^{to} orden en el cual se asumen ciertos valores de relación % SiO_2 /% H_2O , siendo los mismos: 35/0.1, 40/0.1, 45/0.2, 50/0.4, 55/0.8, 60/1.6, 65/2.8, 70/3.9, 75/5.0, y 78/6.0 (McBirney, 1993). Los resultados de viscosidad para las muestras de diques analizadas (en logaritmos de base 10) varían entre 2,6 a 3,2 Poises en condiciones de magmas anhidros, mientras que los valores de viscosidad disminuyen (2,5 a 3,0 Poises) para magmas hidratados. En estos últimos casos, el contenido de agua calculado para las muestras varía entre 0,47 y 0,74 %.

7.4 – Interpretación de los datos

En base a los resultados químicos obtenidos las muestras analizadas verifican el carácter típico de la porción sur de la PMP establecido por Piccirillo *et al.* (1988) caracterizada por contener menores concentraciones de los siguientes elementos químicos: 2% de TiO₂, 0.3% de P₂O₃, 500ppm de Ba, 30 ppm de La, 60ppm de Ce, 400ppm de Sr, 200ppm de Zr, 54ppm de Rb, 1.3ppm de U y 5.63 ppm de Th. Sin embargo 5 muestras de diques se encuentran entre el rango de 2-3 % de TiO₂ y dos muestras superan los 500ppm de Bario (N°145 y 164).

El aumento de SiO₂, K₂O, Rb, U y Th indicarían la incorporación de componentes corticales durante el ascenso magmático.

Los diagramas de Peate *et al.* (1992) y Peate (1997) en las Figuras N° 62 a N° 64 indican que las muestras analizadas corresponden a rocas de bajo Ti. A su vez, los valores químicos (contenido de TiO₂ (%), contenido de Sr (ppm) y las relaciones de los elementos incompatibles Ti/Y, Ti/Zr y Nb/La) de las rocas analizadas corresponden al Tipo Gramado-Esmeralda, no pudiendo separar uno de otro con los datos disponibles hasta el momento. Para una clasificación más precisa se requieren datos de isótopos de ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb, ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr y εNd.

Una vez realizados los diagramas de los elementos mayores, menores y trazas en función del índice de evolución magmática (Figuras N° 65 y N° 66) se observa que algunos elementos presentan *trends* (o correlaciones) positivas y otros negativas. En lo que consta a los elementos mayores se observa correlación positiva de Fe₂O₃, K₂O, TiO₂, P₂O₅ y Na₂O que aumentan su contenido a medida que aumenta la evolución magmática (disminución del contenido de MgO). Un comportamiento opuesto (correlación negativa) se observa para el CaO. Los elementos mayores SiO₂ y Al₂O₃ no presentan *trends* definidos, pero en base a conceptos teóricos estos deberían aumentar con la evolución magmática.

En lo que concierne a los elementos trazas no se observan tendencias definidas para los elementos Ba, Rb, Sr, La y Ce pero sí se observan correlaciones positivas para los elementos Nb, Zr e Y (elementos incompatibles) indicando claramente su concentración en el líquido residual a medida que evolucionaba el magma. Por su parte, se observa que las muestras no presentan *trends* específicos de Ba en función del índice de evolución magmática. La ausencia de esta tendencia específica sería evidencia de la presencia de fluidos hidrotermales (aguas connatas) mezclados con el magma que se

emplazaba en las fracturas y que interactuó con el mismo en los últimos estadios de cristalización. Los valores más elevados de Ba (807 y 965 ppm), corresponden a las muestras N°145 y N°166 con contenido de SiO₂ entre 49 y 50% y MgO (4,41 y 4,54%) respectivamente correspondiendo a muestras del centro de los diques.

En relación con la presencia de minerales de importancia económica en las rocas básicas intrusivas se observan correlaciones negativas con la disminución del MgO indicando claramente un empobrecimiento de estos elementos en el magma con el aumento de la diferenciación magmática. Probablemente, estos elementos compatibles hayan sido incorporados en minerales de cristalización temprana (ej. Cromita, Pentlandita, entre otros) y encontrarse en niveles corticales más profundos o haber sido retenidos en la rocas parentales durante los procesos de fusión parcial.

Los diagramas de ETR de las muestras de diques y basalto (Figura N° 68) muestran igual comportamiento, encontrándose para el basalto los menores contenidos de TR. Todas las muestras presentan un enriquecimiento en ETR livianas (La a Sm) y empobrecimiento en TR pesadas (Ho a Lu), encontrándose más empobrecido el Yb. Esta variación e enriquecimiento en las TR livianas y empobrecimiento de las TR pesadas es característico de fraccionamiento de minerales como olivino y piroxeno, en los cuales los mayores coeficientes de partición (afinidad a incorporarse al mineral y ser retenidos por el mismo) corresponden a las TR pesadas mientras que los menores (afinidad a mantenerse en el fundido) corresponden a las TR livianas. Por su parte las TR intermedias (Sm a Ho) muestran leve fraccionamiento pero una gran anomalía negativa de Eu. Los cálculos de la relación Eu/Eu^* son menores a 1 verificando la anomalía negativa de Eu observada en los diagramas de Tierras Raras (Tabla VI). Estas anomalías negativas de Eu se deben al fraccionamiento de plagioclasas separándose del líquido, dado que el Eu posee afinidad a incorporarse a las plagioclasas durante la cristalización del magma. El coeficiente de Eu para las plagioclasas es de aproximadamente 1,12. Las anomalías de Eu de las muestras analizadas poseen una media de 0,830 mientras que la menor anomalía la presenta el basalto (0,930) indicando un menor grado de fraccionamiento de los cristales de plagioclasas. Por su parte, el déficit de Eu también podría ser atribuido por el fraccionamiento de otros minerales como olivino y piroxenos. El fraccionamiento de minerales primarios como olivino y

piroxenos también es verificado por la correlación negativa del diagrama MgO vs. Ni característica de este proceso magmático (Vargas & Souza, 2008).

Los diagramas multielementos normalizados con manto primitivo (Figuras N° 69 y N° 70) muestra pronunciadas anomalías negativas de P, Ti y Pb. Estos elementos son indicadores de contaminación cortical durante el ascenso o estadio magmático (Oliveira *et al.* 1990). Las anomalías se observan en todas las muestras pero son mayores en el caso del basalto indicando que estos sufrieron mayor contaminación cortical. A su vez, la anomalía negativa de Sr argumenta aún más el fraccionamiento de plagioclasas en las muestras, dado que el Sr posee un elevado coeficiente de partición (1,8) en esos minerales siendo rápidamente incorporado y retenido en los mismos.

Por su parte el enriquecimiento de elementos litófilos como Rb, Ba, K y TR livianas (La y Ce en este caso) presentadas como anomalías positivas y el empobrecimiento de los elementos incompatibles inmóviles (HFS) como Nb, Ta y Ti que se presentan como anomalías negativas en los diagramas multielementos normalizados a manto primitivo, indican claramente procesos de contaminación cortical e interacción entre magmas astenosféricos y listósfericos (corteza continental inferior). Piccirillo *et al.* (1988) indican que los fenómenos de contaminación cortical afectaron más significativamente a los magmas del sur de la PMP que a los del norte, los cuales están pobremente contaminados.

Los diagramas por condrito normalizado (Figura N° 71) indican que el fraccionamiento de olivino estaría dado por el empobrecimiento (anomalías negativas) en Ni y Co, mientras que el fraccionamiento de clinopiroxenos estaría dado por Cr y en menor proporción Ni.

Por su parte, los diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos (Figuras N° 73 a N° 76) indican un ambiente extensional tipo MORB para las muestras de doleritas. A su vez, en diagramas de mayor precisión y mayor cantidad de datos en su construcción indican claramente que las muestras corresponden al basaltos tholeiíticos de ambiente intraplaca.

En base a los diagramas de Y, Ce, La en función de Zr (Figura N° 77) todos elementos incompatibles inmóviles (HFS), demuestran claramente una afinidad común entre los basaltos y los diques conformando un mismo *trend*. Esta similitud química presente entre ambas rocas indicaría que los diques de San Gregorio de Polanco podrían ser diques alimentadores de las lavas de la Formación Arapey.

Los valores calculados de las relaciones en la tabla VIII Fueron comparados con los propuestos por Rudnick & Fountain (1995) para la corteza continental inferior y para la corteza continental superior. En base a ellos, se observa que las relaciones de los elementos La/Nd, Th/Hf, Sm/Nd, Nb/La indican afinidad con la corteza continental inferior mientras que las relaciones Zr/Hf, Rb/Sr, Sr/Nd, Rb/Ba poseen afinidad hacia componentes de la corteza continental superior. Por su parte las relaciones Th/U, La /Nb presentan valores intermedios no pudiendo discernir afinidad hacia uno u otro tipo de corteza continental. En base a estos cálculos, e hipotéticamente debido a los pocos datos involucrados, podríamos indicar que los magmas que se emplazaron en los diques de San Gregorio de Polanco corresponden en parte a fusión de la corteza continental inferior, con una importante contaminación-asimilación de componentes de la corteza continental superior. A su vez, el empobrecimiento en elementos de elevada densidad de carga menor a la unidad (Nb/La valor promedio = 0.73) descartaría un origen a partir de magmas astenosféricos o del manto superior (Rocha *et al.* 2008).

CAPÍTULO 8

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio detallado de los diques comprendidos en la región de San Gregorio de Polanco ha generado nueva información acerca de su distribución local, petrografía, características estructurales y geoquímica.

Las principales interpretaciones petrológicas y geoquímicas han sido desarrolladas en los capítulos 5 y 7. Por su parte, el presente trabajo intenta aportar nuevos datos que vinculen los diques con las rocas volcánicas. En este sentido, las primeras observaciones de campo, identifican claramente a parte de los diques intruyendo en los derrames de la Formación Arapey, indicando que los procesos fueron simultáneos con períodos extensionales y otros de relajamiento. En los mismos se observó el contacto entre diques y los niveles masivos y vacuolares de los basaltos.

En cuanto a la distribución espacial y regional que presentan los diques, los mismos están restringidos a la porción centro-este de Uruguay donde las lavas no afloran. Sin embargo, respecto a sus condiciones de afloramiento deben tenerse en cuenta las siguientes posibilidades representadas en la Figura N° 78: a) que parte de los diques hayan sido conductores de magmas que alcanzaron la superficie y que posteriormente estos niveles hayan sido erosionados (Muzio, 2004) o b) que correspondan a diques que no alcanzaron la superficie y que quedaron expuestos como resultado de la erosión de las rocas suprayacentes (Gudmunsson, 1990). Este autor también plantea que los segmentos de los diques se conecten y aumenten sus espesores a profundidades mayores.

Por su parte el hecho de que los diques estén mayoritariamente expuestos en la región centro-este del país debe estar vinculado a los fenómenos tectónicos cenozoicos que provocaron el levantamiento del sector oriental de la Cuenca Norte, hasta el Oligoceno, generando condiciones de erosión y no depositación (Ubilla *et al.* 2004).

Es posible que los diques estudiados tengan continuidad por debajo de las lavas de la Formación Arapey como lo hacen los enjambres de diques de Ponta Grossa y los del este de Paraguay. Sin embargo, su identificación en dichas zonas es compleja debido al bajo contraste de gravimetría entre ellos (diques-basaltos), por sus similares características petrológicas.

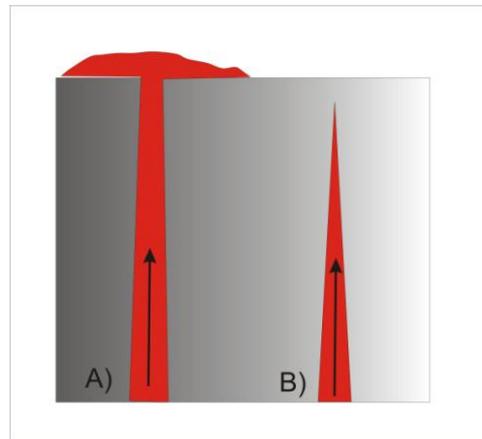


Figura N° 78: Escenarios posibles para los diques en la corteza continental: a) dique actúa como canal de magmas (*feeder dyke*) del manto que llegan a la superficie como derrames de lavas; b) la columna de magma no es lo suficientemente alta como para llegar a la superficie, posiblemente debido a que la fuente de magma se encuentra relativamente en niveles rasos de la corteza (modificado de Gudmunsson, 1990).

Sanderson & Zhang (1999) estudiaron cuantitativamente la apertura y espaciado de las fracturas en relación a la dirección del máximo esfuerzo compresivo horizontal considerando rocas con dos juegos de fracturas principales. Es así que en los diferentes ensayos, aplicando cada vez mayores esfuerzos compresivos, comprobaron que las fracturas en una u otra dirección solo se separaban cuando el esfuerzo compresivo máximo era paralelo a las mismas (Figura N° 79).

En el área de estudio se encontraron dos juegos de elementos planares: uno con dirección NO-SE y el otro con dirección NE-SO. Las fracturas que sufrieron mayor separación fueron las de direcciones NO-SE mientras que las fracturas de dirección NE-SO fueron activadas por zonas de mayor densidad. Estas últimas pudieron ser favorecidas por la presión hidráulica ejercida por el magma inyectado y por ende una reducción local del esfuerzo compresivo máximo permitiendo su apertura y propagación.

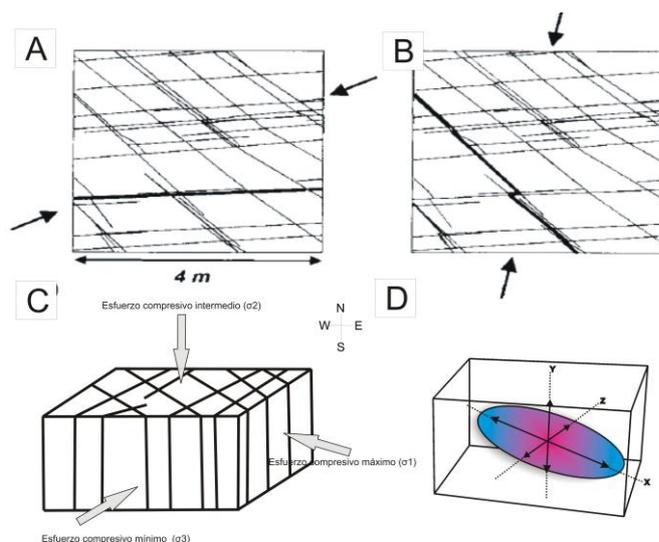


Figura N° 79: A-B) Fracturas susceptibles a separarse frente a la dirección del esfuerzo compresivo máximo (flechas negras) en una roca con dos juegos de elementos planares E-O y NO-SE. C) Modelo cualitativo de los tres esfuerzos principales en base a los rumbos de los diques comprendidos en el área de estudio; D) Dirección y sentido de flujo magmático en el dique indicando las áreas de mayor desplazamiento magmático (color azul) en base a Sanderson & Zhang (1999).

Considerando que la dirección de flujo magmático es perpendicular a la dirección del mínimo esfuerzo compresivo (Sanderson & Zhang, 1999), los mayores volúmenes de magma debieron desplazarse en dirección NO-SE de forma simultánea con la propagación de las fracturas (Figura N° 79).

La inyección magmática ocurrió como resultado de la reactivación de las fracturación de las litologías preexistentes. Estas fueron en dos direcciones principales: una NO-SE y otra E-W a levemente NE-SO, relevándose estas últimas en las proximidades de la localidad de San Gregorio de Polanco. De Santa Ana *et al.* (2006) sugieren que estas direcciones de fracturas corresponden a antiguas discontinuidades del basamento cristalino, que desarrollaron áreas de mayor subsidencia favoreciendo la formación de paleovalles glaciales durante el Carbonífero tardío-Pérmico temprano. Este sistema de fracturación controla actualmente parte del curso del Río Negro.

Las direcciones de los diques comprendidos en la región de estudio han sido identificadas también en los diques de Melo y Tacuarembó (Bossi & Schipilov, 2007) y en la porción sureste del país. Muzio *et al.* (2008) relevaron mediante trabajos de campo e interpretación geofísica diques básicos de espesores métricos con rumbos NO-SE y E-O, recortando los derrames ácidos de la Formación Arequita (Cretácico inferior) en las proximidades de la localidad de Lascano, Departamento de Rocha. Sin embargo, aún no se cuenta con análisis químicos ni petrografía detallada de los mismos que permitan correlacionarlos con aquellos de la región centro-este del país.

Desde el punto de vista geoquímico y considerando datos químicos de los basaltos próximos a la región de San Gregorio de Polanco, todos los elementos incompatibles inmóviles (HFS) muestran claramente una afinidad común entre los basaltos y los diques de la región de estudio conformando un mismo *trend*. Esta similitud química presente entre ambas rocas indicaría que los diques de San Gregorio de Polanco podrían ser diques alimentadores de las lavas de la Formación Arapey. A su vez, la disminución de los elementos incompatibles inmóviles es mayor en los diques que en los basaltos, marcando claramente una mayor diferenciación en estos últimos. Los nuevos datos generados en el presente trabajo sustentan la hipótesis desarrollada por Bossi & Schipilov (2007). Por su parte, Piccirillo *et al.* (1988) habían señalado la similitud química entre las rocas extrusivas y las intrusivas en las regiones centro y norte de la PMP indentificando a los diques como alimentadores de los derrames.

Los padrones obtenidos en los diagramas multielementos normalizados a condrito y manto primitivo presentan tendencias intermedias entre corteza continental inferior y superior, en base a su comparación con los datos relevados por Rollinson (1993). La información geoquímica de las muestras analizadas sustenta *a priori* la hipótesis de Soares & Ernesto (2004) quienes indican, en un contexto más regional, que las composiciones de las rocas volcánicas e intrusivas relacionadas de la PMP poseen un origen de manto litosférico subcontinental heterogéneo, evidenciando que no hubo influencia significativa de manto astenosférico del tipo N-MORB (basaltos de dorsales oceánicas) u OIB (basaltos de las islas oceánicas como Tristán da Cunha) en la génesis de estas rocas.

Por último, el conjunto de diques de San Gregorio de Polanco no sería químicamente correlacionable con los enjambres de diques de Brasil y Paraguay. Entre las principales diferencias se destacan que los diques de San Gregorio son de bajo Ti, empobrecidos en elementos incompatibles (Ba, La, Ce, Sr, Zr, Hf, Ta, Nd, Sm, Tb e Y),

y a la vez enriquecidos en otros elementos como Rb, U y Th. Estas improntas geoquímicas son características de las rocas que componen el sector sur de la PMP.

En síntesis, se enumeran a continuación las siguientes conclusiones del presente trabajo respecto a los diques básicos de la región de San Gregorio de Polanco:

1) Se identificaron 17 segmentos de diques con dimensiones de 12 km y espesores de hasta 20 m. Estos diques se concentran en los sectores de Achar, San Gregorio de Polanco, La Paloma y San Jorge.

2) La unión de los diferentes segmentos conformaría diques de mayor longitud alcanzando hasta 60 km.

3) Los diques son paralelos a subparalelos, con rumbos predominantemente N140-170 y en forma subordinada N80-110. Este último *trend* es característico de los diques concentrados en los alrededores de la localidad de San Gregorio de Polanco

4) El análisis estructural indica que los esfuerzos compresivos máximos se encontraban en dirección NO-SE mientras que los esfuerzos compresivos mínimos (extensionales máximos) se encontraban en dirección NE-SO, es decir perpendiculares a la dirección de los diques.

5) La mínima extensión cortical calculada en el área de estudio fue próxima al 1%.

6) La inyección magmática ocurrió como resultado de la reactivación de las fracturación de las litologías preexistentes en dos direcciones principales una NO-SE y otra E-O a levemente NE-SO que corresponden a antiguas discontinuidades del basamento.

7) Las muestras obtenidas del centro de los diques y aquellas del borde presentan diferentes texturas, cuya génesis está vinculada a situaciones termodinámicas distintas.

8) En base a las descripciones de láminas delgadas fueron identificadas las siguientes fases minerales (en orden decreciente de abundancia): plagioclasas cálcicas (Labradorita predominantemente y Andesina en forma subordinada), clinopiroxenos cálcicos (Augita-Pigeonita), minerales opacos y relictos de olivino (Fayalita); ocasionalmente vidrio y apatito como minerales accesorios.

9) La información obtenida por SEM y EDS indicó que los minerales opacos de las dos poblaciones corresponden a Titanomagnetita (también denominado Ulvospinelo), cuya fórmula química es $2\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$.

10) La presencia de titanomagnetitas (TiMgt), que comprende básicamente dos poblaciones (de formas esqueléticas a rómbicas, cuadradas y hexagonal), evidencia que su cristalización ha ocurrido en diferentes estadios.

11) Las características mineralógicas y texturales observadas sugieren que la mayor concentración de fluidos ocurrió en el centro de los diques. El pasaje lateral de texturas glomérulo porfiríticas a finas inequigranulares evidencia también velocidades de flujo distintas.

12) Los análisis SEM identificaron la presencia de cristales xenomorfos de barita localizados en espacios intersticiales, producto de fluidos hidrotermales.

13) Las fuentes de los fluidos hidrotermales pueden ser de origen magmático o aguas connatas de las rocas caja. En este último caso, la fuente de aguas connatas sería la Formación San Gregorio.

14) En base a las observaciones mineralógico-texturales se plantea la siguiente secuencia de cristalización para los diques del área de estudio:

- a) Cristalización de los fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxenos cálcicos.
- b) precipitación de la primera población de Ti-Mgt a entre $800-600^\circ\text{C}$. Posible precipitación casi simultánea en ciertos casos.
- c) Cristalización de plagioclasas y piroxenos a partir del fundido magmático residual que conforman la matriz.

- d) Disolución parcial de los cristales de Ti-Mgt de la primera población al reaccionar con el fluido residual.
- e) Cristalización de la segunda población de Ti-Mgt a partir del Ti contenido en el fluido y cuya fuente principal habrían sido las TiMgt de la primer población.
- f) Cristalización de barita a partir de fluidos hidrotermales ricos en S y Ba. La precipitación de barita indica estabilidad en las condiciones reductoras y temperaturas entre 350 y 100°C.

15) La información geoquímica indica para los diques una afinidad tholeítica de ambiente intraplaca, con bajo contenido en TiO_2 (tipo Gramado-Esmeralda), con concentraciones de elementos mayores, menores y trazas características para las rocas de la porción sur (sur del lineamiento Río Uruguay) de la Provincia Magmática Paraná. También se constatan procesos de fraccionamiento de minerales de cristalización temprana (olivino, piroxenos y plagioclasas).

16) De acuerdo con los datos químicos disponibles los magmas que se emplazaron en los diques de San Gregorio de Polanco corresponderían en parte a fusión de la corteza continental inferior, con una importante contaminación-asimilación de componentes de la corteza continental superior.

17) En relación a la concentración de elementos químicos de importancia económica en las rocas básicas intrusivas los más favorables son el Fe y Ti, encontrándose otros elementos como Cr, Ni, Co y Cu en bajas concentraciones.

18) Por último, el conjunto de diques de San Gregorio de Polanco no sería químicamente correlacionable con los enjambres de diques de Brasil y Paraguay. Entre las principales diferencias se destaca que los diques de San Gregorio son de bajo Ti, empobrecidos en elementos incompatibles (Ba, La, Ce, Sr, Zr, Hf, Ta, Nd, Sm, Tb e Y), y a la vez enriquecidos en otros elementos como Rb, U y Th. Esto demuestra una vez más la presencia de heterogeneidades a nivel de la fuente, en el contexto regional de la PMP.

BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, F. (1972). Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralizations. XXIV Geological Congress Abstracts, Montréal, 3, p. 339-346.
- Anderson, E. (1951). Dynamics of faulting and dyke formation. Oliver and Boyd (Ed.), pp. 191.
- Baer, G. & Reches, Z. (1987). Flows patterns of magma in dykes. Makhtesh Ramon, Israel. *Geology* Vol. 15, p. 569-572.
- Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.; Melfi, A.; Nardy, A.; Papatrechas, C.; Piccirillo, E.; Roisemberg, A.; Stolfa, D. (1986). Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. *Journal of Petrology*, 27, 4, p. 915-944.
- Bellieni, G.; Piccirillo, P; Comin, A; Melfi, A; Da Roit, P. (1988). Mineral Chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Piccirillo, E. & Melfi, A. (Eds.). Universidade de Sao Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico Publishers, p. 75-93.
- Blanchard, J; Boyer, P; & Gagny, C. (1979). Un nouveau critere de sens de mise en place dans une caisse filionienne: le "placement" des minéraux aux epointes. *Tectonophysics*. Vol 53, p. 1-25.
- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, pp. 460.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la Republica, Montevideo, pp. 966.
- Bossi, J. & Schipilov, A. (1998). *Rocas ígneas básicas del Uruguay*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Montevideo, pp. 245.
- Bossi, J. & Schipilov, A. (2007). *Rocas ígneas básicas del Uruguay*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Montevideo. 2^{da} edición. p. 109-129.
- Bowen, N. (1914). The ternary system dioside-forsterite-silica. *American Journal of Sciences*. Ser. 4, Vol. 38, p. 209-210.
- Boynton, W. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry*. Henderson (Eds.), Elsevier, p. 63-114.
- Brown, G. (1967). Basalts. En: Hess, H. & Poldervaart, A. (Eds.). Interscience Publishers, New York, pp. 103.

- Cadman, A.; Tarney, J.; Park, R. (1990). Intrusion and crystallization features in Proterozoic dyke swarms. In: Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms. Parker, A; Rickwood, P; Tucker, D. (Eds.). Balkema, Rotterdam, p. 13-25.
- Comte, D. & Hasui, Y. (1971). Geochronology of Eastern Paraguay by Potassium-Argon Method: *Revista Brasileira de Geociências*, Vol.1, p. 33-43.
- Cordani, U. & Vadoros, P. (1967). Basaltic rocks of the Paraná basin, In: Bigarrella, R, Becker, R; Pinto, J. *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, p. 207-231.
- Cox, K.; Bell, J.; Pankhurst, R. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen & Unwin, Londres.
- Creer, K.; Miller, J.; Gilbert, A. (1965). Radiometric age of the Serra Geral Formation. *Nature*. Vol. 207, p. 282-283.
- De Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (1993). Cronoestratigrafía de las secuencias paleozoicas de la Cuenca Norte Uruguay (borde sureste de la Cuenca de Paraná). I Simposio sobre Cronoestratigrafía da Bacia do Paraná. Rio Claro. Resúmenes, p. 41-43.
- De Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2004). La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico-Cretácico Temprano. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (Eds.). *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 53-77.
- De Santa Ana, H; Veroslavsky, G; Fulfaro, V; Rosello, E. (2006). Cuenca Norte: Evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (Eds.). *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Paleozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 209-257.
- Delaney, P. & Pollard, D. (1981). Deformation of host Rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. United States. Geological Survey Professional Paper 1202.
- División de Suelos y Aguas, Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca (1976). Carta de reconocimiento de suelos generalizada por tipos de suelos. 1 mapa.
- Druecker, M. & Gay, S. (1987). Mafic dyke swarms associated with Mesozoic rifting in eastern Paraguay, South America. En: Mafic dyke swarms. Halls, H. & Fahrig, W. (Eds.). Geological Association of Canada Special Paper 34, p. 187-193.
- Féraud, G.; Bertrand, H.; Martínez, M.; Ures, C.; Schipilov, A. & Bossi, J. (1999). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and geochemistry of the southern extension of Paraná traps in Uruguay. *Actas II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Córdoba, p. 57-59.
- Ferreira, F.; Moraes, R.; Ferrari, M.; Vianna, R. (1981). Contribuição ao Estudo do Alinhamento Estructural de Guapiara. Atas do 3º Simpósio Regional de Geologia. Curitiba, PR. SBG. 1, p. 226-240.

- Fulfaro, V.; Saad, A.; Santos, M.; Vianna, R. (1982). Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geologia*, vol. 12, p. 590-611.
- Goso, H. (1965). *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico de Uruguay, Ed. Mimeogr., pp. 12.
- Goso, H. (1972). *El Cuaternario uruguayo. Proyecto Estudio Levantamiento de Suelos*. Ed. Mimeogr., pp. 12.
- Goso, C. (1995). Análise estratigráfica da Formação Sao Gregorio na borda leste da Bacia Norte Uruguaiana. *Dissertação de Mestrado (inédito)*, IGCE-Unesp, Rio Claro, SP, pp. 214.
- Griffith, A. (1924). Theory of rupture. *Resúmenes del I International Congress on Applied Mechanics*, p. 55-63.
- Guilbert, J. & Park, C. (1986). *The Geology of Ore Deposits*. New York. W. Freeman & Company, pp. 985.
- Gudmunsson, A. (1990). Dyke emplacement at divergent plate boundaries. En: *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*, Parker, A; Rickwood, P; & Tucker, D. (Eds.) Balkema, Rotterdam, p. 47-63.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.; Campos Neto, M.; Silva, L.; Trow, R.; Janasi, V. (2004). *Província Mantiqueira*. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B. (Eds.). En: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição*, pp. 647.
- Helgeson, H. (1964). *Complexing and Hydrothermal Ore Deposition*. New York, Macmillan, pp. 128.
- Hibbard, M. (1995). *Petrography to petrogenesis*. University of Nevada, Reno. Prentice Hall (Ed.), pp. 523.
- Hollocher, D. (2008). *Norm software*, Union College, New York.
- Irvine, T. & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Earth Sciences*, 8, p. 523-548.
- Komar, P. (1976). Phenocryst interactions and the velocity profile of magma flowing through dikes or sills. *Geological Society of America. Bulletin* 87, p. 1336-1342.
- Kuno, H. (1968). Differentiation of basalts magmas. In: *Basalts*. Hess, H. & Poldervaart, A. (Eds.). Interscience, New York. Vol. 2, p. 623-688.
- Le Bas, M.; Le Maitre, R.; Streckeinsen, A.; Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, p. 745-750.

- Lister, J. & Kerr, R. (1990). Fluid mechanical models of dyke propagation and magma transport. En: *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*, Parker, A; Rickwood, P; & Tucker, D. (Eds.) Balkema, Rotterdam, p. 69-81.
- Llambías, E. (2008). Geología de los cuerpos ígneos. *Asoc. Geol. Arg. – Serie B – Didáctica y Complementaria N° 29*. Inst. Sup. De Correlación Geológica – Serie Correlación Geológica N° 15, pp. 222.
- Martínez, S. & Ubilla, M. (2004). El Cuaternario de Uruguay. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (Eds.): *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Cenozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 195-228.
- Masquelín, H; Aífa, T; Muzio, R; Hallot, E; Veroslavsky, G; Bonnevalle, L. (2009). The Cuaró Mesozoic doleritic dyke swarm, southern Paraná basin, Uruguay: Examples of superimposed magnetic fabrics?. *Comptes Rendus Geoscience*, pp. 13.
- McBirney, A. (1993). *Igneous Petrology, Second Edition*. Appendix B. Jones and Bartlett Publishers, Boston, pp. 508.
- McDonough, W. & Sun, S. (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, p.223-254.
- Melfi, A.; Piccirillo, E.; Nardy, A. (1988). Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin-An Introduction. En: *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Piccirillo, E. & Melfi, A. (Eds.). Universidade de Sao Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico Publishers, p. 1-15.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, p. 207-218.
- Middlemost, E. (1975). The basalto clan. *Earth Sciences Reviews*. Vol. 11, p. 337-364.
- Montaña, J. (1992). Carta geológica de Los Novillos (Hoja H-13) a escala 1:100.000. Facultad de Agronomía-Facultad de Humanidades y Ciencias-DINAMIGE.
- Montaño, X.; Gagliardi, S.; Montaño, M. (2006). Recursos Hídricos Subterráneos del Uruguay. *Boletín Geológico y Minero de España*. 117 (1), p. 201-222.
- Motoki, A. & Sichel, S. (2008). Hydraulic fracturing as a possible mechanism of dyke-sill transitions in trachytic tabular bodies of Arraial do Cabo, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geofísica Internacional* 47 (1), p. 13-25.
- Muzio, R. (2000). Evolución petrológica y geocronológica del manto alcalino valle chico, Uruguay. Tesis doctoral. Instituto de Geociencias y Ciencias Exactas, Río Claro, Universidade Estadual Paulista, pp. 178.
- Muzio, R. (2004). El magmatismo Mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (Eds.). *Cuencas sedimentarias de Uruguay*:

- geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 77-103.
- Muzio, R.; Conti, B.; Scaglia, F.; Morales, E. (2008). Las calderas de Lascano-Sierra de los Ajos, Cuenca Laguna Merín (SE-Uruguay). *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*. Vol.15, p. 54-63.
- Nardy, A. (1995). Geología e petrología do vulcanismo Mesozóico da regio central da Bacia do Paraná. Tese do Doutorado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, pp. 315.
- Northfleet, A.; Medeiros, R.; Mulhmann, A. (1969). Reavaliação dos Dados Geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Técnico Petrobrás*, 12, 3, p. 291-346.
- Oliveira, E.; Tarney, J.; Joao, X. (1990). Geochemistry of the Mesozoic Amapá and Jari Dyke Swarms, northern Brazil: Plume-related magmatism during the opening of the central Atlantic. En: *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*, Parker, A; Rickwood, P; & Tucker, D. (Eds.) Balkema, Rotterdam, p. 173-183.
- Panario, D. (1988). Geomorfología del Uruguay. Facultad de Ciencias, Universidad de la República, pp. 32 (Avances de Investigación).
- Pearce, J. & Cann, J. (1973). Tectonic setting of Basic volcanic Rocks determined using trace element analices. *Earth Planetary Sciences Letters*, 19, p. 290-300.
- Peate, D.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution, *Bull. Volcanol.*, 55, p. 119-139.
- Peate, D.W. (1997). The Paraná – Etendeka Province. In: Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (Eds.) *Large Igneous Provinces, Continental, oceanic and planetary flood volcanism*. Geophysical Monograph 100, p. 217 – 245.
- Petrelli, M. (2005). PetroGraph software version beta. Department of Earth Sciences of Perugia, Italy.
- Phillips, W. (1974). The dynamic emplacement of cone sheets. *Tectonophysics*, 24, p. 69-84.
- Piccirillo, E. & Melfi, A. (1988). The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects. Universidade de Sao Paulo. Insituto Astronômico e Geofísico Publishers, pp. 600.
- Piccirillo, E.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A.; Stolfa, D.; Bellieni, G.; Marques, L.; Giaretta, A.; Nardy, A.; Pinese, J.; Raposo, M.; Roisenberg, A. (1988). In: *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Piccirillo, E. & Melfi, A. (Eds.). Universidade de Sao Paulo. Insituto Astronômico e Geofísico Publishers, p. 107-157.

- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W.; Rossi, P. (1985). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. DINAMIGE-MIEM. Montevideo, pp. 90, 2 figuras, 1 mapa.
- Raposo, M.; Ernesto, M.; Renne, P. (1998). Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the early Cretaceous Florianópolis dyke swarm. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol 108-4, p. 275-290.
- Reed, J. (2005). *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University Press, New York, pp. 216.
- Renne, P.; Ernesto, M.; Pacca, I.; Nardy, A.; Coe, R.; Glen, J.; Prevót, M.; Perrin, M. (1992). The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Sciences*, 258, p. 975-979.
- Rickwood, P. (1990). The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions. En: *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Parker, A.; Rickwood, P.; Tucker, D. (Eds.). Balkema, Rotterdam, p. 81-101.
- Rocha, E.; Machado, F.; Marques, L.; Nardy, A.; Figueiredo, A. (2008). Utilização de elementos com alta densidade de carga na caracterização de derrames e soleiras da Província Magmática do Paraná. *Anais do IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu, PR.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Group, England, pp. 352.
- Rudnick, R. & Fountain, D. (1995). Nature and composition of the continental crust – a lower crustal perspective. *Reviews in Geophysics*, 33; p. 267-309.
- Sanderson, D. & Zhang, X. (1999). Critical stress localization of flow associated with deformation of well-fractured rock masses, with implications for mineral deposits. In: McCaffrey, K.; Lonergan, L.; Wilkinson, J. (Eds.). *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. Geological Society, London, Special Publications, 155, p. 213-232.
- Saunders, A. & Tarney, J. (1984). Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back arc basin. In: *Marginal basin geology*. Special Publication Geological Society, London. Kokelaar, B & Howells, M. (Eds.). Vol 16, p. 59-76.
- Scaglia, F.; Masquelin, H.; Muzio, R. (2009). Distribución de los cuerpos intrusivos básicos mesozoicos (Cuenca de Paraná; NE Uruguay): datos preliminares. Resúmenes del XII Congreso Geológico Chileno, Santiago de Chile.
- Sial, A. & McReath, I. (1984). *Petrología ígnea*. Volume 1. SBG. Bureau Gráfica Editora/CNPq, Salvador. *J. Petrology*, 3, p. 342-532.
- Smith, F. (1963). *Physical Geochemistry*. Addison Wesley (Ed.), pp. 624.
- Soares, L. & Ernesto, M. (2004). O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantosso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, D.; Brito Neves, B. *Geologia do Continente*

- Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Editora, p. 245-263.
- Sun, S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in ocean basin. Saunders, A. & Norry, M. (Eds.). Geological Society of London. Special Publication 42, p. 313-345.
- Taylor, S. & McLennan, S. (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- Thompson, R. (1984). Dispatches from the basalt front. Experiments. Proc. Geol. Ass., 95, p. 249-262.
- Tokarski, A. (1990). Dyke swarms as stress indicators: Two constraints. En: Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms, Parker, A; Rickwood, P; & Tucker, D. (Eds.) Balkema, Rotterdam, p. 101-104.
- Tomazzoli, E. & Marcel, J. (2008). O exame de diques do Florianópolis na Ilha de Santa Catarina (SC): Mapa geológico. Anais del IV Simposio de Vulcanismo y Ambientes asociados. Foz de Iguacú, Paraná, Brazil.
- Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. (1994). Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. Earth and Planetary Science Letters 121, p. 333-348.
- Ubilla, M.; Martínez, S.; Veroslavsky, G. (2004). El Cenozoico. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (Eds.). Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Cenozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 11 – 37.
- Valente, S. (1997). Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Tese de Doutorado, The Queen's University of Belfast, inédita, pp. 366.
- Vargas, T. & Souza, W. (2008). Litogeoquímica do magmatismo intrusivo sob a forma de sill associado ao magmatismo extrusivo na sequência basáltica do Valle do Rio do Rastro, SC. Anais do IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguacu, PR.
- Veroslavsky, G.; Fulfaro, V.; de Santa Ana, H. (2006). El devónico en Uruguay: estratigrafía, correlación geológica y recursos minerales. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (Eds.): Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Paleozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 107 – 133.
- White, D. (1968). Environments of generation of some base metal ore deposits. Economic Geology 63: p. 301-335.

- Wood, D.; Joron, J.; Treuil, M.; Norry, M.; Tarney, J. (1979a). Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contribution of Mineral Petrology*, 70, p. 319-339.
- Wood, D.; Tarney, J.; Varet, J.; Saunders, A.; Bougault, H.; Joron, L.; Treuil, M.; Cann, J. (1979b). Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planetary Sciences Letters*, 42, p. 77-97.
- Yoder, H. & Tilley, C. (1962). Origin of basalts magmas: An experimental study of natural and synthetic rocks systems. *Journal of Petrology*. Vol. 3, p. 342-352.
- Zalohar, J. (2009). T-Tecto 3 software. Department of Geology. University of Slovenia.
- Zanini, L.; Branco, P.; Camozzato, E.; Ramgrab, G. (1997). Programa de Levantamentos Básicos do Brasil, Folhas Florianópolis/Lagoa. CPRM/MME. Brasília, pp. 223.

ANEXO I

COORDENADAS DE LOS PUNTOS

Punto	X (Km)	Y (Km)
90	491,301	6,401,545
92	487,683	6,402,042
94	507,782	6,398,919
95	499,489	6,397,330
96	502,252	6,409,782
103	501,286	6,395,525
104	501,586	6,395,419
108	490,303	6,404,903
111	499,820	6,398,468
113	508,604	6,393,069
114	509,241	6,390,091
115	509,905	6,396,857
116	504,175	6,393,980
117	505,058	6,393,272
118	504,731	6,393,418
121	507,990	6,391,557
122	506,411	6,392,762
123	489,042	6,403,963
124	488,298	6,404,666
125	489,934	6,403,248
128	508,266	6,398,642
129	516,771	6,382,577
145	499,817	6,397,081
146	500,373	6,396,783
147	500,500	6,396,687
148	500,535	6,396,666
149	500,544	6,396,575
150	500,436	6,396,591
151	500,794	6,396,203
152	500,714	6,395,801
153	499,882	6,397,097
154	497,326	6,397,686
155	496,897	6,397,656
156	496,785	6,397,627
157	496,650	6,397,675
158	496,686	6,397,703
159	497,109	6,397,601
160	491,292	6,404,543

161	491,504	6,401,300
162	488,628	6,401,164
163	487,807	6,400,914
164	475,402	6,415,920
165	490,721	6,404,821
166	491,095	6,404,700
167	507,336	6,392,165
168	509,225	6,390,100
169	527,924	6,375,719
170	490,601	6,402,904
171	521,382	6,377,859
172	526,207	6,372,078
173	519,439	6,380,286
174	495,475	6,366,625
175	494,825	6,367,252
176	491,300	6,370,770
177	522,530	6,382,480
178	522,500	6,376,500
179	524,600	6,373,600
180	528,600	6,374,600
181	482,200	6,405,400
182	481,710	6,409,200
183	483,100	6,409,600
184	483,500	6,408,100
185	484,500	6,408,400
186	484,700	6,408,300

ANEXO II

DATOS QUÍMICOS

A continuación se presentan las concentraciones de los elementos mayores, menores y trazas analizados de las muestras de diques y basalto analizados en este trabajo (en color azul) así como también los datos químicos disponibles de los basaltos (con asterisco) de la Formación Arapey relevados por Piccirillo & Melfi (1988). Las concentraciones de los elementos trazas desde Cr a Pb se presentan en ppm.

Muestra	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	P ₂ O ₅ %	LOI	Sum	Cr(ppm)	Ni	Ba	Rb	Sr	La	Ce	Zr	Y
145	50.72	2.19	12.98	15.11	0.22	4.54	8.68	2.32	1.03	0.24	1.5	99.57	270	131	807	44.6	212.7	18.7	40.4	165.9	47.8
155	52.66	1.94	13.7	13.3	0.19	4.32	8.49	2.36	1.16	0.23	1.3	99.65	158	78	412	59.2	191.8	19.7	45.3	173.7	44.3
157	52.55	1.95	13.38	13.65	0.22	4.47	8.55	2.45	1.03	0.22	1.2	99.67	202	101	265	50.5	178.3	18.0	43.3	175.1	42.2
160	50.62	2.16	13.41	15.35	0.22	4.58	8.96	2.47	0.84	0.25	0.7	99.63	330	162	482	45.1	307.1	16.6	41.3	164.5	40.9
163	49.63	2.30	13.23	16.44	0.20	4.04	8.41	2.39	1.13	0.25	1.6	99.68	97	60	247	41.0	178.0	16.7	37.6	163.2	43.7
164	50.6	0.99	13.95	11.29	0.17	7.14	10.23	1.78	0.59	0.11	2.8	99.69	435	209	193	22.1	193.9	12.4	27.4	92.6	20.3
166	49.75	2.18	13.37	15.69	0.23	4.41	8.78	2.31	1.07	0.23	1.2	99.57	375	185	965	40.4	282.0	15.3	36.6	161.3	41.7
168	50.78	2.18	13.19	15.74	0.21	4.49	8.60	2.47	0.97	0.25	0.7	99.67	442	208	237	39.2	171.8	17.6	41.8	167.4	44.8
169	50.11	1.69	14.35	14.47	0.21	5.01	9.92	2.40	0.67	0.19	0.6	99.68	390	191	152	31.6	170.1	11.4	28.0	123.2	31.1
1459*	50.8	1.03	15.55	10.73	0.19	6.4	10.82	1.89	1.05	0.12	0.72	99.3	195	113	214	39	185	11	19	88	19
1460*	49.83	0.81	15.42	9.85	0.22	8.61	10.96	1.63	0.54	0.1	1.43	99.4	497	209	219	16	196	14	15	72	17
1461*	51.14	1.03	15.55	10.82	0.19	6.44	10.84	2.01	0.82	0.11	0.92	99.53	191	110	211	29	188	9	38	89	22
1462*	50.48	1.06	15.42	10.6	0.22	6.64	11.14	1.99	0.6	0.13	1.03	99.37	198	111	202	13	190	13	27	91	19
1463*	50.26	1.22	15.22	11.07	0.18	5.11	10.7	2.09	0.89	0.16	0.82	99.26	170	107	343	21	208	16	35	117	24
1464*	49.39	1.11	15.51	10.46	0.19	5.91	11.13	1.91	0.86	0.15	1.73	99.25	362	123	305	26	181	10	38	110	25
1465*	48.86	1.08	16.76	10.97	0.18	6.69	11.09	1.89	0.58	0.17	1.91	99.99	350	127	330	13	216	19	25	119	27
1466*	48.77	0.71	16.41	9.07	0.19	6.31	10.67	2.25	0.27	0.08	2.84	99.29	389	120	115	9	315	4	15	62	17
1467*	53.13	1.3	15.85	11.68	0.2	4.51	8.86	2.5	1.3	0.21	1.01	99.2	38	43	353	44	225	15	47	130	25
1468*	53.02	1.29	18.15	11.24	0.17	4.71	8.87	2.53	1.34	0.19	1.43	99.19	37	42	339	48	222	15	45	137	31
1469*	53.2	1.32	14.5	11.65	0.2	4.56	8.67	2.55	1.4	0.21	0.91	99.22	33	43	348	58	225	21	47	142	28
1470*	53.2	1.39	14.56	11.78	0.19	4.32	8.52	2.74	1.57	0.21	0.72	99.51	34	43	407	59	219	22	47	138	29
1471*	53.56	1.33	13.86	11.98	0.19	4.87	8.05	2.6	1.63	0.19	1.39	99.52	30	41	380	58	224	12	58	143	30
1472*	53.46	1.34	14.46	11.47	0.18	4.86	9.39	2.42	1.26	0.21	1.03	99.22	68	57	348	45	211	13	50	137	29
1473*	52.61	1.34	14.96	8.99	0.16	5.04	9.38	2.53	1.62	0.22	1.06	99.22	58	51	342	49	197	18	38	126	24
1474*	53.89	1.3	14.86	11.25	0.17	4.91	9.21	2.61	1.32	0.21	1.03	99.18	58	52	344	45	206	23	49	133	27
1475*	52.31	1.29	14.76	11.59	0.18	5.2	9.65	2.47	1.82	0.2	0.88	99.28	90	74	329	50	211	23	49	125	27
1476*	51.74	1.27	16.57	11.3	0.19	4.94	10.66	1.82	0.66	0.14	1.4	99.21	135	102	279	26	186	19	47	131	29
1477*	50.26	1.47	15.05	11.53	0.17	3.94	8.81	2.38	1.6	0.18	1.18	99.29	45	56	473	50	182	26	61	188	36

Muestra	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Ta	Th	U	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Cu	Pb
145	104.0	2.3	18.6	4.9	12.8	1.0	4.2	0.8	5.32	23.4	5.92	1.78	7.57	1.31	7.82	1.65	4.92	0.73	4.51	0.66	110.7	1.5
155	68.3	3.6	18.5	5.5	13.0	1.0	5.1	1.1	5.82	26.0	6.26	1.86	7.43	1.31	7.78	1.60	4.76	0.72	4.40	0.69	64.1	1.2
157	76.3	1.6	18.6	4.9	13.2	0.9	5.3	1.0	5.32	22.5	5.75	1.72	7.04	1.26	7.53	1.57	4.44	0.68	4.39	0.66	103.2	1.2
160	71.7	1.7	20.4	4.7	12.3	0.8	4.2	0.8	5.00	21.9	5.73	1.73	7.04	1.21	7.27	1.52	4.52	0.67	4.35	0.66	144.1	0.9
163	60.0	1.7	19.9	4.8	11.5	0.9	3.8	0.8	5.03	23.4	6.04	1.80	7.45	1.31	7.78	1.66	4.81	0.72	4.50	0.68	63.3	1.3
164	61.2	0.6	15.9	2.9	6.6	0.5	2.5	0.7	3.41	15.1	3.21	1.06	3.78	0.63	3.83	0.75	2.21	0.33	2.07	0.30	100.6	1.8
166	67.0	1.3	18.8	5.0	12.1	0.8	4.1	0.9	4.66	20.9	5.54	1.69	6.97	1.23	7.39	1.54	4.74	0.69	4.40	0.67	104.3	1.2
168	67.9	1.3	19.5	4.7	12.9	0.8	4.7	0.8	5.15	22.7	6.02	1.79	7.26	1.26	7.51	1.57	4.90	0.70	4.37	0.66	106.6	0.9
169	72.4	0.7	18.6	3.5	11.3	0.8	2.6	0.5	3.50	16.2	4.47	1.40	5.57	0.97	5.76	1.20	3.50	0.52	3.31	0.50	253.2	0.5