



**UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA**  
**FACULTAD DE CIENCIAS**  
**MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS**  
**PEDECIBA**

**ESTUDIO PETROGENÉTICO DEL *SILL* DE CUARÓ,  
DEPARTAMENTO DE TACUAREMBÓ, URUGUAY**

**AUTOR: LIC. FERNANDO N. SCAGLIA CORTELLEZZI**

**TUTORA: DRA. ROSSANA MUZIO SAUER**

**COTUTOR: DR. ELTON DANTAS (UNIVERSIDAD DE BRASILIA)**

**MONTEVIDEO, URUGUAY**

**2013**

## **PÁGINA DE CALIFICACIÓN**

**Estudiante de posgrado:** Lic. Fernando N. Scaglia Cortellezzi

**Tutor:** Dra. Rossana Muzio

**Cotutor:** Dr. Elton Dantas

### **Tribunal examinador**

Dra. Leda Sánchez Bettucci- Universidad de la República (Uruguay)

Dr. Carlos Sommer-Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brasil)

Dra. Elena Peel- Universidad de la República (Uruguay)

Fecha:\_\_\_\_\_

Calificación:\_\_\_\_\_

Firmas:

***“Dedicato ai miei nonni Antonia Nélida e Giuseppe per i valori veramente importanti nella vita, dedizione e forza.....grazie mille”***

## **AGRADECIMIENTOS**

Dejo aquí expresado mis sinceros agradecimientos a todas aquellas personas y entidades que contribuyeron a la realización de la presente investigación:

En primer lugar quisiera agradecer el completo apoyo de mi familia

A la profesora Muzio, quien contribuyó de manera significativa en mi continua formación profesional, le agradezco profundamente todas sus enseñanzas y su dedicación.

Al profesor Dantas por las sugerencias y correcciones.

Al profesor Masquelín por toda la colaboración y un gran honor trabajar en conjunto.

A Analía por toda la energía puesta en el posgrado y el apoyo hacia todos los estudiantes, logrando estechos vínculos y gran afecto.

A la Agencia Nacional de Investigación e Innovación por el apoyo para llevar adelante el presente trabajo.

A grandes personas y virtud de tener su amistad: Pablo C., Tania L.; Adrián P.; Amelia, F.; Marcelo A.; Natalia T.; Gustavo B.; Fiorella C. y a los que están en el extranjero pero siempre presentes: Federico S. y Gabriel C.

A los profesores Dra. Teresita Montenegro (Universidad de Buenos Aires), Dra. Laura Hernández y Dr. Marcos Pincheira (Universidad de Concepción, Chile) y a la Dra. Gizelle (Universidad de Brasilia), Insticiones de prestigio y trayectoria en las cuales tuve el honor de poder realizar cursos incorporándolos a mi formación de posgrado.

Al Gerente de Exploraciones Walter Muehlebach y a la Superintendencia de Geología Luis Bergalli y Gabriela Iardino por toda su colaboración y apoyo, así como a los compañeros de sección.

A los ayudantes del Laboratorio de Geología, ICG, Daniel P. y Alejandro R. por las láminas delgadas.

A la profesora Piñeiro y Alejandro R. por las descripciones de los fósiles.

Al profesor Márquez por la dedicación y excelente predisposición durante los análisis del SEM.

## INDICE

	PÁGINA
<b>Capítulo 1 Introducción</b> .....	1
1.1 Justificación y objetivos.....	3
1.2 Localización del área de estudio.....	4
1.3 Aspectos fisiográficos.....	7
1.3.1 Geomorfología.....	7
1.3.2 Hidrografía.....	10
1.3.3 Suelos.....	10
<b>Capítulo 2 Materiales y Métodos</b> .....	13
2.1 Etapas del trabajo.....	13
2.2 Materiales y métodos.....	14
<b>Capítulo 3 Geología Regional</b> .....	21
3.1 LIPs y tectónica.....	21
3.2 La Provincia Magmática Paraná-Etendeka.....	22
3.3 Edad de la Provincia Magmática Paraná (PMP).....	27
3.4 Clasificación química de las lavas de la PMP.....	27
3.5 Magmatismo intrusivo de la PMP.....	29

3.6 Magmatismo Mesozoico en Uruguay.....	30
<b>Capítulo 4 Geología del área.....</b>	<b>40</b>
4.1 Unidades geológicas presentes en el área.....	40
4.1.1 Unidades sedimentarias Paleozoicas.....	42
4.1.2 Magmatismo Juro-Cretácico.....	50
4.1.3 Unidades sedimentarias Cenozoicas.....	54
<b>Capítulo 5 Petrografía.....</b>	<b>57</b>
5.1 Descripciones petrográficas.....	58
<b>Capítulo 6 Geoquímica.....</b>	<b>77</b>
6.1 Diagramas clasificatorios y de afinidad química.....	79
6.2 Diagramas clasificatorios para las rocas básicas de la PMP.....	90
6.3 Diagramas bivariantes.....	93
6.4 Diagrama de Tierras Raras o Lantánidos.....	97
6.5 Diagrama multielementos.....	99
6.6 Diagramas específicos AFC.....	106
6.7 Diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos.....	108
6.8 Diagramas isotópicos.....	114
<b>Capítulo 7 Discusión y conclusiones.....</b>	<b>124</b>

<b>Bibliografía.....</b>	<b>136</b>
<b>Anexo A.....</b>	<b>154</b>
<b>Anexo B.....</b>	<b>156</b>
<b>Anexo C.....</b>	<b>159</b>
<b>Anexo D.....</b>	<b>160</b>
<b>Anexo E.....</b>	<b>161</b>
<b>Anexo F.....</b>	<b>172</b>

## INDICE DE FIGURAS

	PÁGINA
Figura N° 1 Ubicación del área de estudio.....	6
Figura N° 2 Cartas topográficas comprendidas en el área.....	7
Figura N° 3 Mapa geomorfológico del Uruguay.....	9
Figura N° 4 Mapa de suelos.....	12
Figura N° 5 Microscopio óptico.....	15
Figura N° 6 Microscopio electrónico de barrido.....	16
Figura N° 7 Molinos y triturado de la muestra.....	17
Figura N° 8 Laboratorio de Estudios Geodinámicos y Ambientales.....	19
Figura N° 9 Materiales y preparación de las muestras.....	20
Figura N° 10 Mapa de la Provincia Magmática Paraná-Etendeka.....	26
Figura N° 11 Mapa geológico de afloramientos de la Fm. Cuaró.....	32
Figura N° 12 Columna estratigráfica de la Cuenca Norte (Uruguay).....	41
Figura N° 13 Afloramiento de contacto entre Fm. Cuaró y Fm. Mangrullo.....	44
Figura N° 14 Afloramientos fosilíferos de la Fm. Mangrullo.....	46
Figura N° 15 Partes de esqueletos de <i>Mesosaurus</i> .....	47
Figura N° 16 Afloramiento de pelitas grises.....	48

Figura N° 17 Afloramientos de la Fm. Yaguarí.....	49
Figura N° 18 Vista panorámica del <i>sill</i> de Cuaró.....	51
Figura N° 19 Afloramientos de microgabros.....	52
Figura N° 20 Perfil en contacto entre la Fm. Cuaró y la Fm. Mangrullo.....	53
Figura N° 21 Fracturación de microgabros en canteras.....	54
Figura N° 22 Afloramientos de la Fm. Las Arenas.....	55
Figura N° 23 Contacto discordante del Reciente y Actual con la Fm. Mangrullo.....	56
Figura N° 24 a N° 27 Petrografía en láminas delgadas.....	64-67
Figura N° 28 Petrografía en secciones pulidas.....	68
Figura N° 29 a N° 32 Petrografía con microscopio electrónico de barrido...	69-72
Figura N° 33 a N° 36 Mapas composicionales.....	73-76
Figura N° 37 Diagrama clasificatorio según Jensen (1976).....	80
Figura N° 38 Diagrama clasificatorio según Cox <i>et al.</i> (1979).....	81
Figura N° 39 Diagrama clasificatorio según de la Roche <i>et al.</i> (1980).....	82
Figura N° 40 Diagrama clasificatorio según Le Bas <i>et al.</i> (1986).....	83
Figura N° 41 Minerales normativos formados.....	85
Figura N° 42 Diagrama clasificatorio según Thompson (1984).....	87

Figura N° 43 Diagrama clasificadorio según Shand (1943).....	88
Figura N° 44 Diagrama clasificadorio según Irvine & Baragar (1971).....	89
Figura N° 45 Diagrama clasificadorio según Peate <i>et al.</i> (1992).....	91
Figura N° 46 Diagrama clasificadorio según Peate <i>et al.</i> (1997).....	92
Figura N° 47 Diagramas bivariantes de elementos mayores.....	94
Figura N° 48 y N° 49 Diagramas bivariantes de elementos menores y trazas.....	95-96
Figura N° 50 Diagrama de Tierras Raras.....	98
Figura N° 51 a N° 53 Diagrama de multielementos.....	101-103
Figura N° 54 Diagrama multielementos compatibles.....	105
Figura N° 55 Diagrama Ba vs. Sr según Arth (1981).....	106
Figura N° 56 Diagrama de AFC.....	107
Figura N° 57 y N° 58 Diagrama discriminante según Pearce & Cann (1973)..	109
Figura N° 59 Diagrama discriminante según Pearce & Norry (1979).....	111
Figura N° 60 Diagrama discriminante según Wood (1980).....	112
Figura N° 61 Diagrama discriminante según Meschede (1986).....	113
Figura N° 62 Diagrama de evolución de isótopos de Nd.....	116
Figura N° 63 Diagrama de fuentes magmáticas.....	118

Figura N° 64 Diagrama de AFC.....120

Figura N° 65 Diagrama clasificadorio isotópico para la PMP.....121

Figura N° 66 Diagrama de fuentes Wilson (1996).....122

Figura N° 67 Diagrama AFC según Wilson (1996).....123

## INDICE DE TABLAS

	PÁGINA
Tabla N° I Características químicas de los basaltos de la PMP.....	28
Tabla N° II Dataciones de la Fm. Arapey y la Fm. Cuaró.....	38
Tabla N° III Mineales normativos formados.....	86
Tabla N° IV Características químicas del <i>sill</i> de Cuaró.....	121

## RESUMEN

El magmatismo mesozoico presente en la Cuenca Norte uruguaya está relacionado con los eventos tectono-magmáticos predecesores de la apertura del océano Atlántico Sur e integra regionalmente la Provincia Magmática Paraná (PMP). Está representado por los derrames basálticos correspondientes a la Formación Arapey y por una intensa actividad magmática intrusiva, representada por los diques y *sills* reunidos en la Formación Cuaró. El objetivo del presente trabajo fue la caracterización petrológica del *sill* de Cuaró (Departamento de Tacuarembó, NE Uruguay), a través de estudios petrográficos convencionales, SEM-EDS, estudios geoquímicos e isotópicos (Sm – Nd – Sr), y establecer a partir de estos datos correlaciones con cuerpos de similares características a nivel de la provincia. En base a las características petrográficas observadas el *sill* de Cuaró está compuesto por: plagioclasas cálcicas (labradorita), piroxenos (augita-pigeonita), óxidos de Fe-Ti (magnetita-ilmenita), relictos de olivino, y trazas de apatito; presentando frecuentes texturas glomeroporfíricas con fenocristales de plagioclasa y/o clinopiroxeno, no observándose la presencia de texturas cumuláticas. No presenta anomalías en las concentraciones de elementos guía exploratorios para rocas básicas, aunque se observan trazas de Mn y Cr dentro de las ilmenitas así como presencia de sulfuros (calcopirita), por lo que no se descarta una mayor potencialidad en niveles más profundos. Geoquímicamente presenta naturaleza tholeiítica, de ambiente intraplaca, con las características químicas típicas para las rocas de la porción sur de la PMP. Los datos isotópicos permitieron clasificar al *sill* de Cuaró como producto de un magma tipo Gramado, descartando su afinidad química con magmas tipo Esmeralda. El análisis integrado de datos geoquímicos indica que el magma primario sería producto de fusión del manto litosférico subcontinental, con larga residencia en la corteza continental y dominado por procesos de cristalización fraccionada-asimilación de materiales corticales descartando un origen en relación a otras fuentes. Como resultado de los análisis realizados se puede establecer un fuerte vínculo con los cuerpos intrusivos del Estado de Rio Grande do Sul (región sur de la PMP) indicando que los procesos, si bien con cierta impronta local, son similares y por lo tanto correlacionables. Los datos geoquímicos también sugieren la presencia de más de un pulso magmático.

Palabras clave: *sill*, petrografía, Sm – Nd – Sr, Mesozoico, Uruguay.

## **CAPÍTULO 1**

### **INTRODUCCIÓN**

La Tierra es un planeta dinámico, con cambios continuos sobretudo a nivel del manto y de la corteza donde ocurre la principal transferencia de masa y energía (Ryan, 1994). Los procesos allí involucrados pueden ocurrir en segundos, como son los reajustes de tensión entre las placas, o tardar hasta millones de años como lo es la deriva continental. Las sucesivas configuraciones de los continentes incluyen desde generación de nueva corteza oceánica, subducción y reciclaje de materiales corticales hasta la colisión o nueva fragmentación de las placas continentales. Este último proceso tiene especial relación con la actividad magmática intraplaca a gran escala, ocurrida en diferentes períodos geológicos, como han sido los extensos derrames de lavas que conforman las denominadas LIPs (*Large Igneous Provinces*). Estas provincias magmáticas se encuentran alrededor del mundo, incluso en América del Sur con relictos en África, siendo una de las de mayor extensión continental a nivel mundial la Provincia Paraná-Etendeka (PMP-E, Peate, 1997). Ella posee un volumen preservado de aproximadamente 1 millón de km<sup>3</sup> (Cordani & Vadoros, 1967) y su génesis está relacionada a los eventos distensivos predecesores de la apertura del Océano Atlántico Sur, desarrollados fundamentalmente durante el Mesozoico (Jurásico superior-Cretácico inferior). La misma está compuesta por derrames volcánicos de carácter bimodal de importante extensión superficial y predominio de lavas basálticas (más de 90 %) así como también por cuerpos intrusivos (diques y *sills*, 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 un lado por la presencia de los derrames basálticos correspondientes a la Formación Arapey (Bossi, 1966), con una distribución superficial del entorno de 40.000 km<sup>2</sup>; y por otro por la actividad intrusiva básica reunida en la Formación Cuaró (Preciozzi *et al.* 1985). Esta última unidad tiene una ocurrencia restringida a la porción centro-noreste del país y está representada por diques y *sills*. Si bien estos cuerpos intrusivos básicos han sido cartografiados y cuentan con varios estudios petrológicos (Montaña, 1992; Féraud *et al.*, 1999; Bossi, 2006; Masquelin *et al.* 2009, Muzio *et al.*, 2011; entre otros), falta profundizar en su conocimiento para poder integrar los datos existentes y así lograr una mejor interpretación a escala regional de los procesos petrogenéticos ocurridos a nivel de la porción sur de la PMP. Este es uno de los motivos por los cuales se ha seleccionado el *sill* de Cuaró como objeto de estudio, ya que se trata del mayor cuerpo intrusivo aflorante relacionado y sin embargo cuenta con pocos datos de interés petrológico. Por otro lado, el estudio de los *sills* y de los diques, no solamente tiene la importancia para el conocimiento de los procesos magmáticos sino también por su influencia en el potencial mineral de la Cuenca Norte, debido a su incidencia en la maduración de la materia orgánica (Araújo *et al.*, 1996) y en algunos depósitos minerales asociados a este tipo de magmatismo (Robb, 2005), por lo que la información resultante de este trabajo contribuirá también en otras áreas afines.

## **1.1 – Justificación y objetivos**

El presente trabajo de tesis amplía y profundiza la información disponible sobre el magmatismo intrusivo Mesozoico en el noreste de Uruguay, a la vez que proporciona nuevos datos para conocer su relación con los demás cuerpos intrusivos de la Provincia Paraná. El mismo se enfoca particularmente en la caracterización petrogenética del *sill* de Cuaró debido a que en esa área existen escasos datos químicos.

A modo de resumen, este trabajo incluye como:

### **Objetivo general:**

Estudio sistemático del magmatismo Mesozoico, ampliando y profundizando el conocimiento de los cuerpos intrusivos básicos, particularmente en la región de Cuaró (Depto. de Tacuarembó), Uruguay.

### **Objetivos específicos:**

- 1) Caracterización petrográfica del *sill* de Cuaró mediante utilización de microscópico petrográfico y microscopio electrónico de barrido;
- 2) Estudios geoquímicos (elementos mayores, menores, trazas e isótopos Sm – Nd – Sr) del *sill* y su relación con los demás cuerpos intrusivos, origen y procesos magmáticos ocurridos;
- 3) Complementar la cartografía existente (a escala 1:50.000) del área.

## **1.2 - Localización del área de estudio y vías de acceso**

El área de estudio se ubica en el extremo noreste del Departamento de Tacuarembó, entre los paralelos  $31^{\circ}50'10''S$  -  $32^{\circ}02'55''S$  y los meridianos  $55^{\circ}11'35''O$  -  $54^{\circ}55'14''O$ . En coordenadas locales (*Datum Yacaré*), el área mencionada se ubica entre  $x: 558$ ,  $x': 582$ ;  $y: 6480$ ,  $y': 6454$  km (Figuras N°1 y N°2). Si bien el área de trabajo es de gran extensión (aproximadamente  $625$  km<sup>2</sup>), debe tenerse en cuenta que el objeto de estudio (*sill* de Cuaró) ocupa menos del 50% de la misma con afloramientos dispersos y aislados.

La zona de trabajo se encuentra aproximadamente  $350$  km al norte de la ciudad de Montevideo y se puede acceder mediante dos opciones: a) por la Ruta N°5 hasta la ciudad de Tacuarembó o, b) por la Ruta N° 7 hacia la localidad de Melo (Departamento de Cerro Largo); en este caso se debe continuar sólo hasta la localidad de Bañado Medina donde se encuentra el empalme con la Ruta N°26 (ver Figura N° 1). Si bien en esta segunda opción existe un camino que conecta la Ruta N°7 con la N°26 en la localidad de Frayle Muerto (Depto de Cerro Largo), éste muchas veces no se encuentra en condiciones adecuadas para el tránsito, ya sea por mal estado o por la presencia de zonas inundables.

En ambas alternativas se debe recorrer la Ruta N°26 hasta el km  $327$  y posteriormente conducir por un camino vecinal. Una vez en este camino se debe proseguir  $8$  km, para finalmente ingresar al área de estudio de acuerdo a las coordenadas mencionadas anteriormente. Dentro de la zona existen varios caminos vecinales en buen estado que recorren gran parte de la misma y que

pueden ser vistos en detalle en las cartas topográficas (escala 1:50.000) del Servicio Geográfico Militar. Las cartas topográficas comprendidas parcialmente en el área son: Las Flores (G-12), Alborada (F-12), Cuaró (G-13), La Humedad (F-13), Yaguarí (G-14) y Las Toscas (F-14), indicadas en la Figura N° 2.

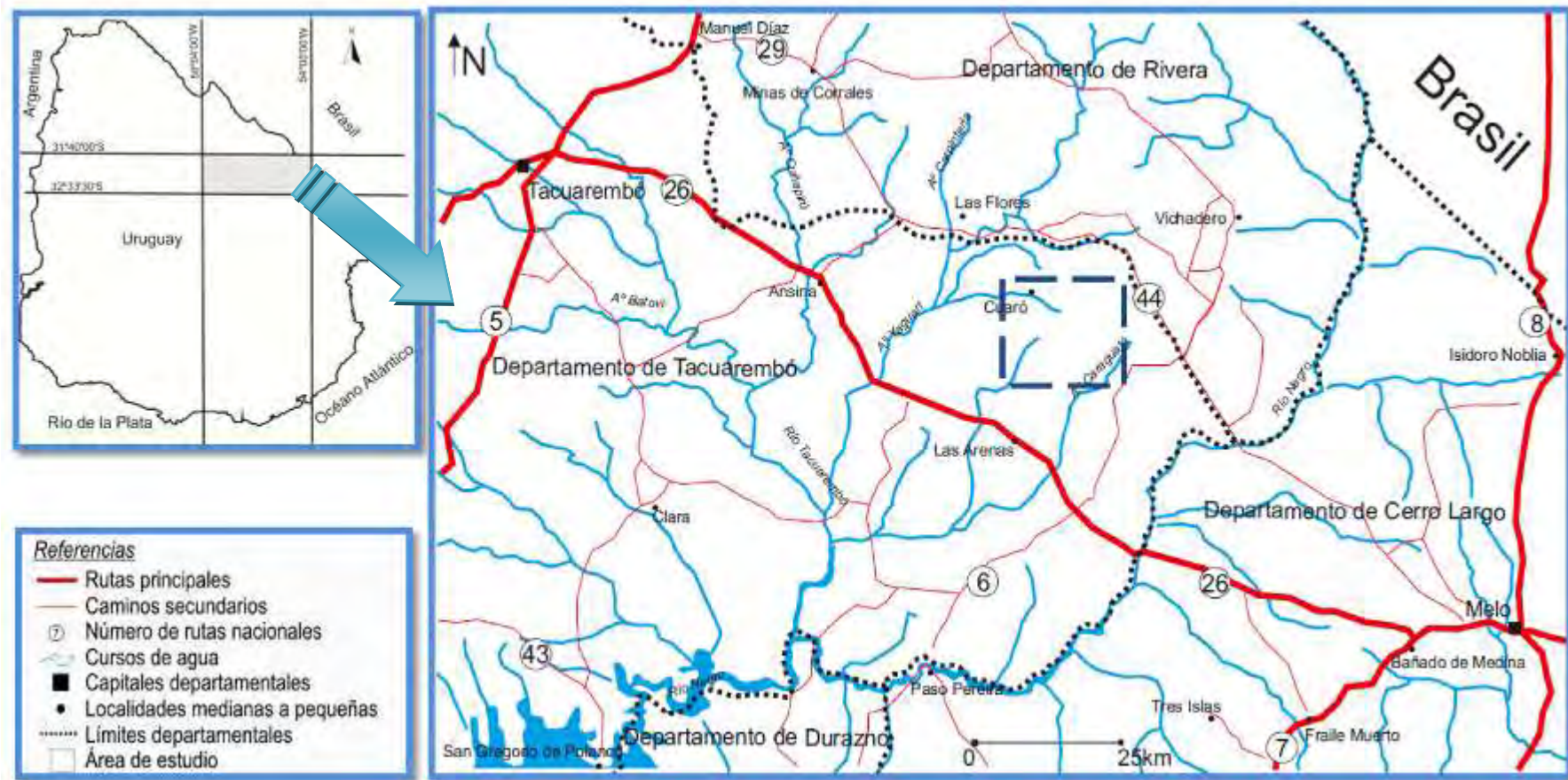
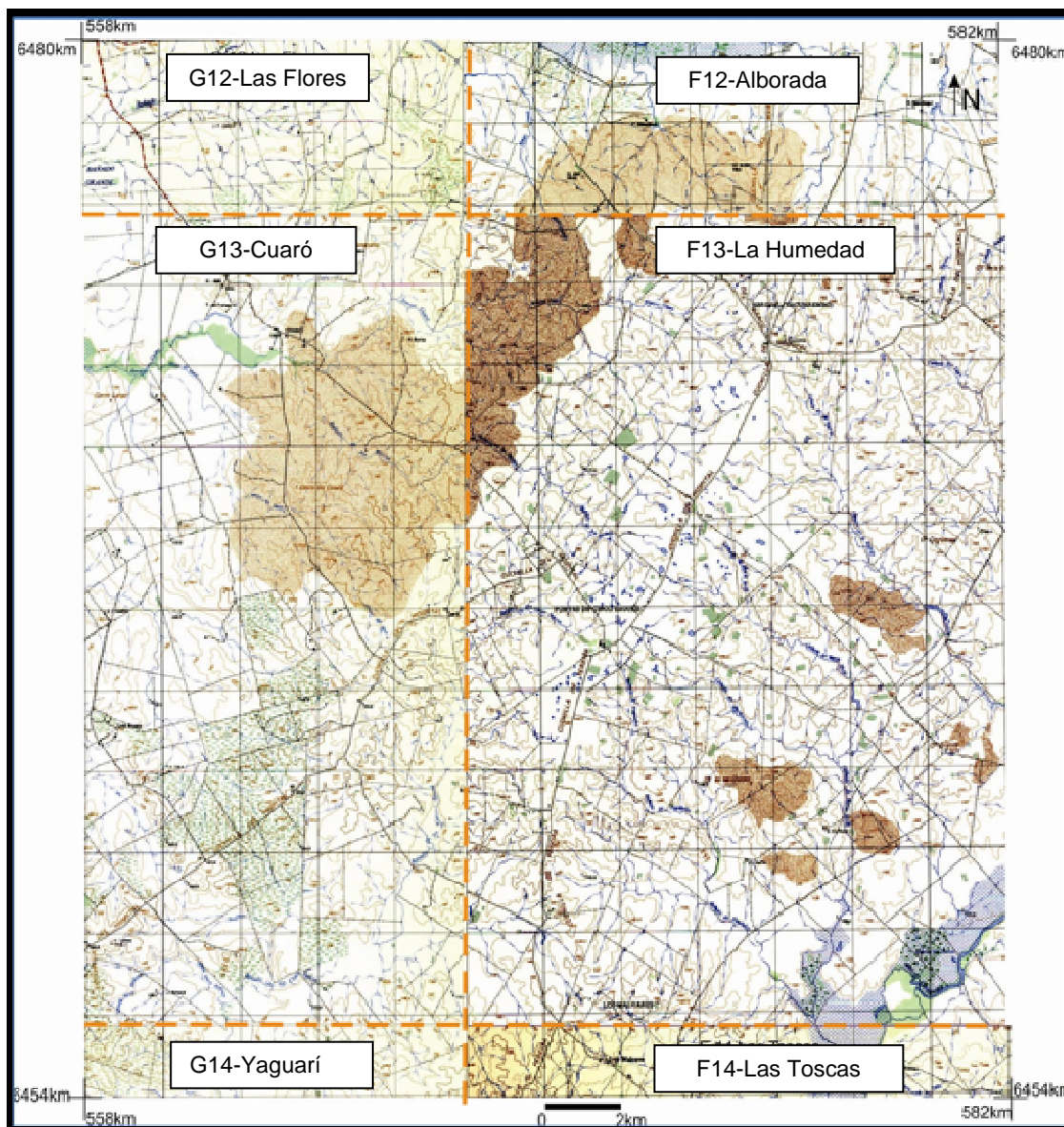


Figura Nº 1: Ubicación del área de estudio (línea punteada azul) y sus principales vías de acceso.



**Figura Nº 2:** Detalle del área de estudio indicando la distribución de las cartas topográficas del Servicio Geográfico Militar (escala 1:50.000) y las porciones aflorantes del sill (áreas de colores marrones).

### **1.3 - Aspectos fisiográficos**

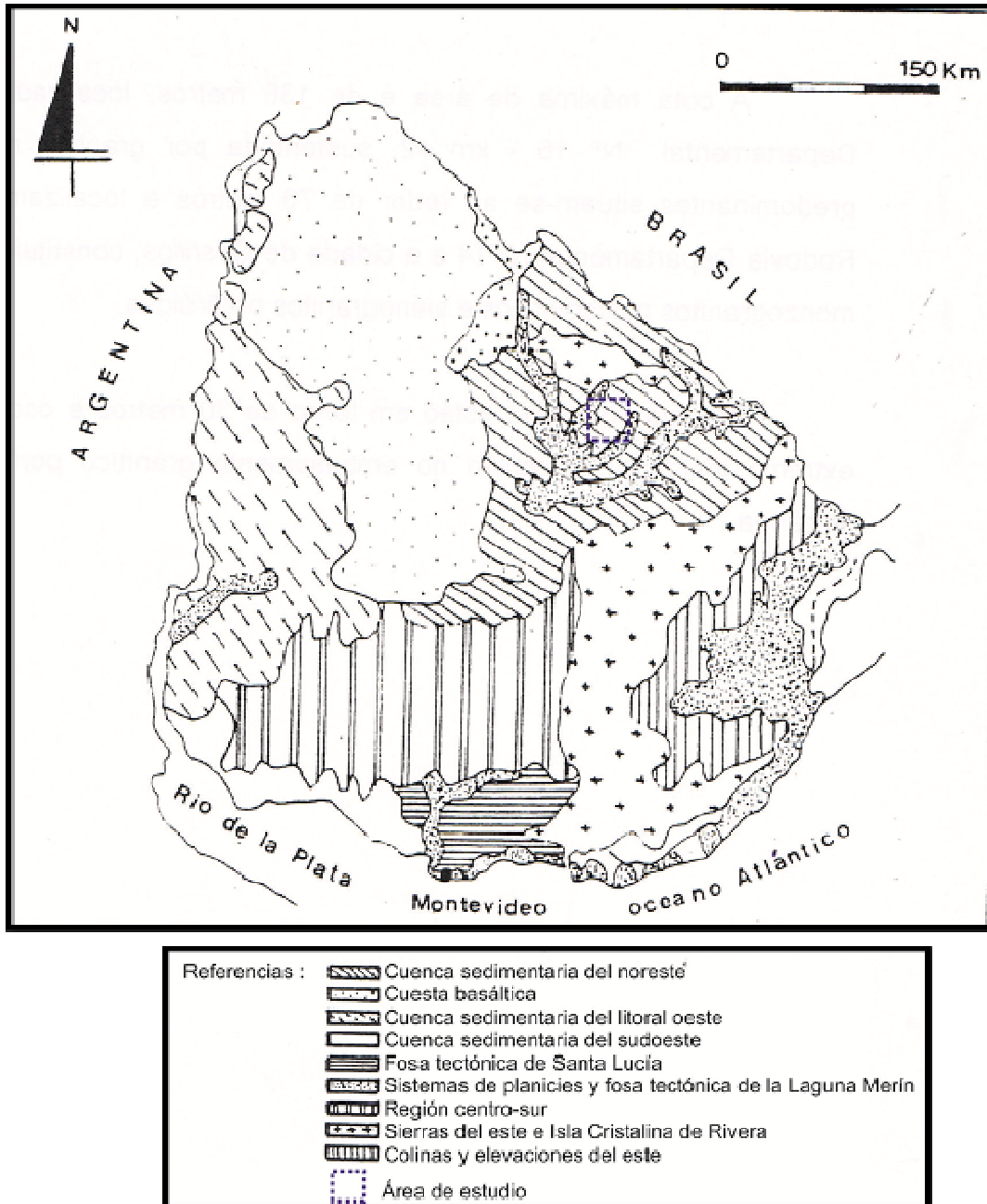
#### **1.3.1 - Geomorfología**

En base a la Carta Geomorfológica (Panario, 1988), el área de estudio está comprendida en su mayor parte por la denominada Cuenca Sedimentaria del Noreste y Sistemas de planicies (Figura N° 3). A escala local se puede incluir a las áreas aflorantes del *sill* como parte de la unidad geomorfológica denominada Cuesta Basáltica, dado que ésta presenta la típica estructura horizontal y dada la resistencia de la roca fresca al entalle, favoreciendo las formas aplanadas. Los suelos sobre estas laderas son superficiales lo que provoca su retroceso en tipo cóncavo, característico del dominio de la erosión sobre los procesos de pedogénesis y reptación.

Según Panario (1988), la Cuenca Sedimentaria del Noreste se considera estabilizada y la no acumulación de materiales no varía durante el Cuaternario, que es cuando se producen los entalles del relieve dando lugar a las colinas y lomadas pronunciadas. Gran parte de las principales vías de drenaje se originan en relictos del frente de cuesta, dejando un rol secundario a las elevaciones de la Isla Cristalina de Rivera.

Los sistemas de planicies están restringidos a las márgenes de los grandes cursos de agua del A° Cuaró, A° Yaguarí y A° Caraguatá. El relieve es suavemente ondulado (con afloramientos de sedimentos pérmicos y cuaternarios), a escarpado (donde afloran los microgabros), gradando a zonas de planicies, pequeños valles, cañadas, bañados y depósitos litorales. Las lomas y colinas conforman la Cuchilla del Hospital con dirección NE y que

atraviesa toda el área de estudio; la Cuchilla de Pereira con dirección N-S y la Cuchilla de Marco, que se encuentra en la porción norte del área con dirección NO. La elevación varía entre 120 m a 192 m sobre el nivel del mar, con un promedio de 160 m, siendo las cotas máximas del *sill* aflorante entre 150 - 180 m (ver Figura Nº 2).



**Figura Nº 3:** Mapa geomorfológico del Uruguay con sus principales unidades y localización del área de estudio (Modificado de Panario, 1988).

### 1.3.2 - Hidrografía

El área es recorrida por gran número de cursos de agua de diversas dimensiones y caudales (ver Figura N° 2). Entre los principales se encuentra el A° Cuaró, Bañado de los Molles, A° Del Sauce y Bañado de los Cinco Sauces localizados al este del área, mientras que al oeste se encuentran el Bañado de Fagúndez, Cañada Moribundo, Cañada María Molé, Cañada de la Islería y Cañada del Tigre. Es de destacar que los mencionados cursos de agua poseen dirección NO-SE mientras que aquellos de menores portes (secundarios e intermitentes) poseen direcciones NE-SO y, en forma subordinada, direcciones NS y EO. Las direcciones predominantes NO y NE indican claramente el control estructural del basamento cristalino registrado para toda la Cuenca Paraná (Milani *et al.*, 2007).

### 1.3.3 – Suelos

Los suelos del área de estudio, en base a la Carta de Suelos del Uruguay (División de Suelos y Aguas, MGAP, 1976) y observaciones en terreno, se clasifican como: suelos poco desarrollados (litosoles), gleysoles, vertisoles, brunosoles y luvisoles (Figura N° 4). Los mismos se distribuyen en la zona de trabajo de acuerdo a las siguientes características:

- Los suelos poco desarrollados (litosoles) se encuentran en el centro del área de estudio, cubriendo parcialmente las rocas aflorantes del *sill* de Cuaró. Estos se caracterizan por poseer un perfil A/R, siendo el horizonte A de espesor menor a 30 cm y su poco desarrollo se debe a la lenta meteorización y/o erosión de los horizontes superiores.

- Los gleysoles se encuentran en el norte del área, son suelos hidromórficos sometidos a un exceso de agua temporal o permanente debido a fluctuación de la napa freática. Se localizan en las áreas bajas e inundables del Arroyo Cuaró y poseen materia orgánica de tipo turboso.
- Los vertisoles se encuentran en la porción noroeste del área de estudio. Este tipo de suelos posee un perfil tipo A/Bt/C, donde Bt es horizonte enriquecido en arcillas expansivas. Son suelos de elevado contenido de materia orgánica, confiriéndoles un color oscuro. Poseen texturas finas, son plásticos, con elevada capacidad de intercambio catiónico y retención de agua. Estos suelos junto a los brunosoles son los más fértiles. Los mismos se desarrollan sobre la Formación Mangrullo.
- Los brunosoles se ubican en el sector noreste del área, su perfil es A/Bt/C, 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. Estos suelos se desarrollan sobre la Fm. Yaguarí.
- Los luvisoles se encuentran en el sector centro-sur del área de estudio, son suelos de perfil A/Bt/C, con baja capacidad de intercambio catiónico, son los menos meteorizados y con horizonte arcilloso de pequeño espesor. Estos suelos son los de menor fertilidad del país y se desarrollan sobre la Fm. Las Arenas.

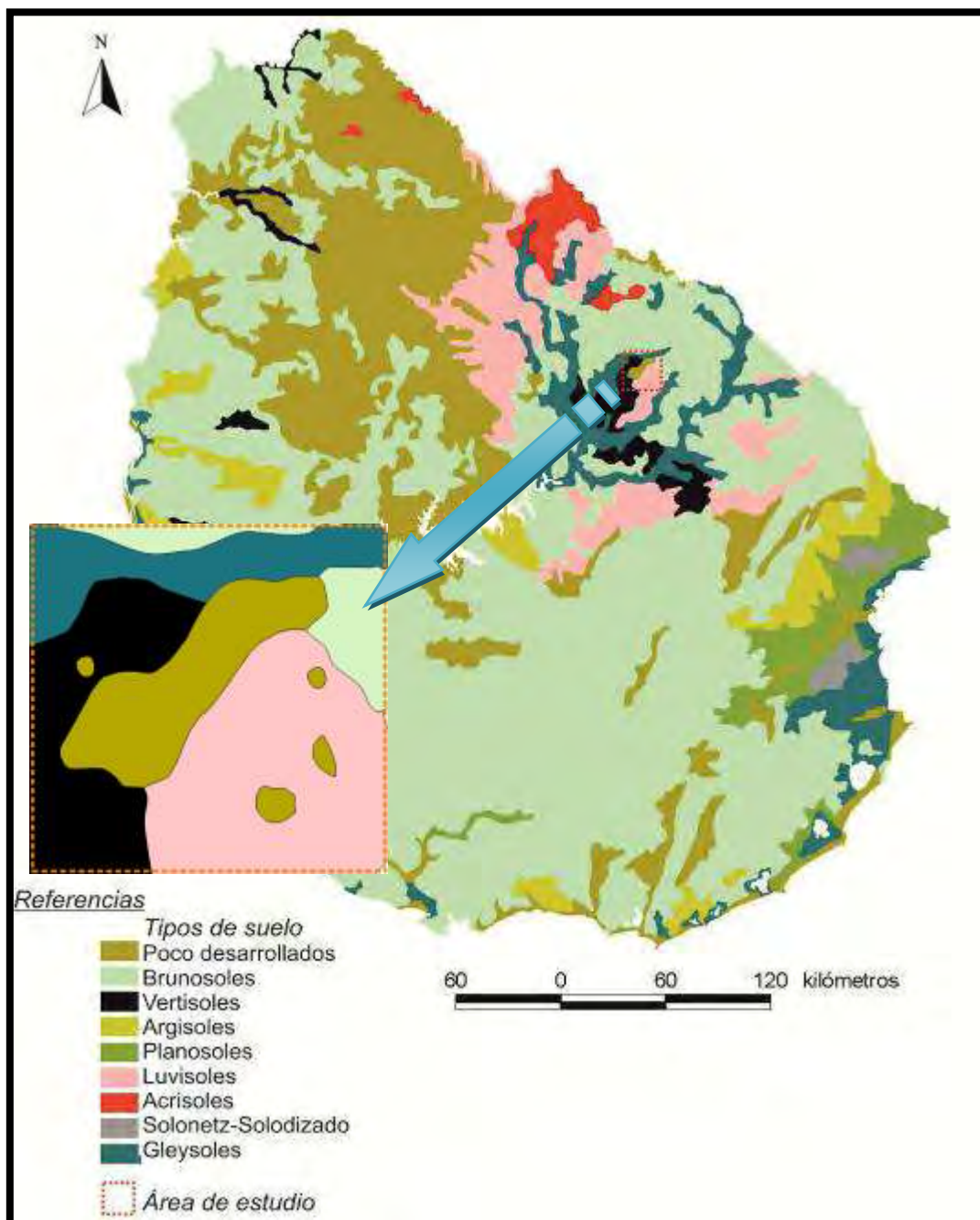


Figura Nº 4: Mapa de suelos simplificados comprendidos dentro del área de estudio. Fuente: División Suelos y Agua, MGAP (1976).

## **CAPÍTULO 2**

### **MATERIALES Y MÉTODOS**

#### **2.1 - Etapas del trabajo**

Para alcanzar los objetivos propuestos y la elaboración del presente trabajo se cumplieron varias etapas sucesivas e integradoras que se detallan a continuación:

1-Definición de los objetivos generales y específicos.

2-Revisión y análisis de la bibliografía sobre temas cartográficos, petrográficos, geoquímicos y geotectónicos de carácter local y regional. Estos materiales proporcionaron una información de base para las siguientes etapas.

3-Delimitación del área de estudio.

4-Fotointerpretación para reconocimiento del área mediante utilización de imágenes *Google Earth* y, en zonas específicas, fotografías aéreas monocromáticas a escalas 1:20.000 y 1:40.000 del Servicio Geográfico Militar.

5-Planificación de las salidas de campo

6-Ejecución de las etapas de campo las cuales incluyeron: colecta de datos, muestreo para estudios petrográficos y geoquímicos y georeferenciación de sitios de muestreo.

7-Procesamiento de datos.

8-Tareas de laboratorio: confección de material para estudios petrográficos (láminas delgadas, secciones pulidas y muestras para SEM) y para análisis químicos (selección de muestras, molienda y tamizado para geoquímica y estudios isotópicos).

9-Evaluación de los nuevos datos obtenidos y planificación de una nueva etapa de campo (5 días).

10-Procesamiento de los nuevos datos de campo y de laboratorio.

11-Evaluación e integración de los nuevos datos obtenidos y planificación de una nueva salida de campo (3 días).

12-Envío de muestras para análisis químicos a Laboratorios *ACME*-Canadá.

13-Integración de datos e interpretación de la información obtenida durante todo el proyecto.

14-Elaboración del presente reporte de Tesis de Maestría.

## **2.2 – Materiales y métodos**

Para la realización de las etapas mencionadas en la sección 2.1 se contaron con los siguientes equipos y materiales:

a) Las láminas delgadas y secciones pulidas para estudios petrográficos fueron realizadas por personal idóneo en el laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República; siguiendo el protocolo de rutina correspondiente para cada una de las técnicas. Una vez culminadas las mismas fueron descritas utilizando un Microscopio óptico *Nikon-Eclipse 50iPoL* con cámara fotográfica acoplada *Nikon DS-Fi-1* adquirido por PEDECIBA Geociencias (Figura N° 5). El programa informático de visualización utilizado fue el *NIS-Elements F 3.0*.



**Figura Nº 5:** Microscopio óptico *Nikon-Eclipse 50iPoL* con cámara fotográfica acoplada *Nikon DS-Fi*, área Geociencias PEDECIBA.

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* con Espectrómetro de energía dispersiva acoplado (Figura Nº 6), de la sección de Microscopía Electrónica de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República. Para los mismos fueron utilizadas secciones pulidas de las muestras. Los procedimientos de análisis y la técnica de identificación mineralógica no serán explicadas en este trabajo pudiendo ser consultadas para mayor información en Reed (2005) o en la síntesis realizada en Scaglia (2010).



**Figura Nº 6:** Microscopio Electrónico de Barrido *Jeol 5900-Low Vacuum* (SEM – EDS),  
Facultad de Ciencias.

c) La preparación de las muestras para análisis químicos se realizó en el laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias, UdelaR, siguiendo el protocolo correspondiente. El mismo consta básicamente de tres etapas sucesivas: trituración manual de las muestras frescas y eliminación de cualquier rasgo de alteración; trituración mecánica del material seleccionado con molino de mandíbula *Reitsch BB100 Rostfrei* y por último, molienda del material particulado utilizando molino de anillos de Tungsteno *Reitsch RS 100* (Figura Nº 7).



**Figura N° 7:** A) Molino de mandíbulas *Retsch BB100 Rostfrei*; B) Molino de discos *Retsch RS 100*; C) Granulometría de la muestra luego de la primer molienda; D) correcto empaquetamiento; E) preparados finales de muestras para enviar a los laboratorios ACME.

d) Los análisis químicos realizados comprenden elementos mayores, menores y trazas en roca total (ver Anexo A). Los mismos fueron llevados a cabo por los Laboratorios *ACME (Acme Analytical Laboratories-AcmeLabs)*, sede Vancouver (Canadá), las muestras enviadas superaban los 10g que es la masa mínima para realizar los análisis por paquete analítico Grupo 4A-4B. El paquete analítico Grupo 4A determina la abundancia total de los óxidos mayores y algunos menores, en base a una muestra de 0.2g. La misma fue analizada por espectrometría de emisión (*ICP-ES, Emission Spectrometry*), posteriormente a una fusión en metaborato/tetraborato de Litio y digestión con ácido nítrico diluído. La pérdida de agua al fuego (*Loss of ignition - LOI*), es la diferencia en masa luego de calentarla a 1000°C. A su vez, se determinaron las cantidades totales de C y S en cada muestra mediante uso del equipo *Analyzer CS844 - Leco Corporation*, utilizando la técnica de combustión y detección infrarroja de amplio rango.

Para la determinación de Tierras Raras y elementos refractarios se seleccionó el paquete analítico Grupo 4B, el cual los determina estos elementos mediante espectrometría de masa (*ICP-MS, Mass Spectrometry*), posteriormente a la preparación de muestras indicada en el paquete Grupo 4A. Por otra parte, una alícuota de 0,5 g de cada muestra fue digerida en Agua Regia (mezcla capaz de disolver los metales nobles y que consiste en una dilución de proporción 2-2-2 de HCl+HNO<sub>3</sub>+H<sub>2</sub>O destilada), a 95°C durante una hora. Posteriormente estas muestras fueron analizadas mediante *ICP-MS* para

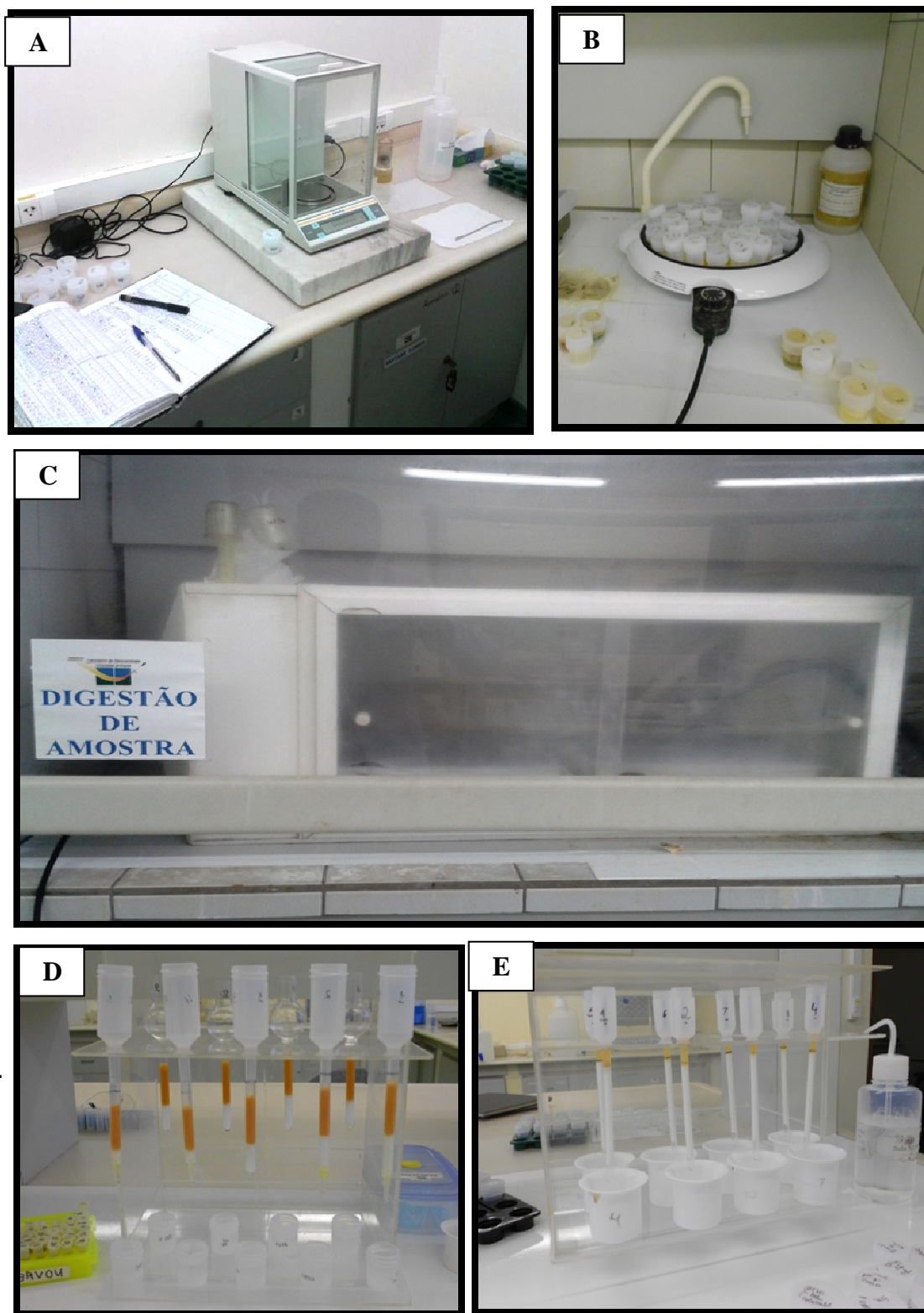
la determinación de los metales bases y metales preciosos (Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, As, Au, Cd, Sb, Bi, Hg, Tl y Se).

e) Los análisis isotópicos fueron realizados por el estudiante en carácter de pasantía, llevada a cabo en el Laboratorio de Estudios Geodinámicos y Ambientales del Instituto de Geociencias de la Universidad de Brasilia (UnB), Brasil (Figura N° 8).



**Figura N° 8:** Laboratorio de estudios Geodinámicos y Ambientales, UnB.

Los análisis realizados consistieron en la determinación de los isótopos de Nd y Sm mediante la técnica de Espectrometría de Masa con fuente termal de ionización. La misma es específica del Laboratorio de la Universidad de Brasilia, desarrollada por Gioia & Pimentel (2000) y que se explica en detalle en el Anexo B. En la Figura N° 9 se pueden apreciar algunos de los equipamientos utilizados en dichas técnicas.



**Figura Nº 9:** A) Preparación de las muestras con el *spike* en los frascos SAVILEX; B) Estufa; y C) Cámara de evaporación, D) Columna primaria y E) Columna secundaria necesarias para separación de Sm y Nd. La técnica analítica y el empleo de los diferentes equipos aquí presentados es desarrollada en el Anexo B.

## **CAPÍTULO 3**

### **LIPs Y GEOLOGÍA REGIONAL**

#### **3.1 – LIPs y tectónica**

Las LIPs (*Large Igneous Provinces*) son emplazamientos de magmas predominantemente máficos-ultramáficos (ricos en Mg y Fe) dentro de la corteza, manifestándose tanto como cuerpos intrusivos como extrusivos. Estas incluyen derrames basálticos continentales, márgenes volcánicos extensionales, plateaus oceánicos, cuencas oceánicas, islas oceánicas y cadenas montañosas submarinas, que ocupan un área de al menos 1 millón de km<sup>2</sup> (Coffin & Eldholm, 1994). Las provincias ígneas correspondientes a las eras Mesozoica y Cenozoica son las mejores preservadas y originalmente ocuparon más de 1 millón de km<sup>2</sup>, mientras que las LIPs Proterozoicas y Paleozoicas han sufrido mayor erosión por lo que tan solo son reconocidas por las vías de alimentación magmática, es decir a través de cuerpos intrusivos como diques y *sills* (Ernst *et al.*, 2005). Bryan *et al.* (2002), indican que algunas LIPs no son 100% máficas sino que también algunas comprenden términos ácidos. La coexistencia de magmatismo bimodal o el eventual cambio de volcanismo básico al ácido revela la complejidad de los procesos magmáticos de las LIPs (Menzies *et al.*, 2002). Estas provincias son el producto de zonas de ruptura de las placas asociadas a volcanismo durante las etapas de *prerift* y/o *sinrift* de la separación continental. Los principales procesos de ocurrencia magmática están relacionados a fusión por descompresión adiabática debido al

activo ascenso de la astenósfera durante el adelgazamiento de la corteza sometida a esfuerzos extensionales. Esto ocurre sin una anomalía térmica y/o pluma, y podría generar una considerable producción de material fundido (Ernst *et al.*, 2005).

La mayoría de las LIPs fueron emplazadas en menos de 10 Ma, con un pico máximo del evento mágnico menor a 1 Ma según Ernst *et al.* (*op. cit.*); mientras que para Menzies *et al.* (2002) sería un lapso algo más extenso, entre 1 a 4 Ma. Este pulso magmático principal habría generado entre el 70 % al 80% de la expulsión magmática. Por su parte, las LIPs máficas están relacionadas con la exploración de elementos como Ni-Cu-Cr-V-EGP (Elementos del Grupo del Platino), sobretodo con interés en los cuerpos intrusivos como diques y *sills*. Los mismos pueden contener concentraciones más elevadas de estos elementos debido a procesos de separación magmática por inmiscibilidad de los fundidos (Evans, 1993; Naldrett, 1999; Robb, 2005; Laznicka, 2006). Las LIPs también han sido muy útiles para la reconstrucción de la deriva continental y tectónica de placas, en nuestro caso, la Provincia Magmática de Paraná-Etendeka y la formación del Océano Atlántico Sur (Melfi *et al.*, 1988).

### **3.2 La Provincia Magmática Paraná-Etendeka**

La 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 km<sup>3</sup> (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). En los márgenes de la PMP-E, la corteza oceánica localizada en los bordes de África es ligeramente más antigua que la de América del Sur. La misma indica que la extensión debió haber ocurrido hace 135Ma y, sabiendo que el principal pulso magmático básico ocurrió entre 130-133Ma, se infiere que la LIP fue *prerift* a *sinrift* (Peate, 1997). La etapa *sinrift* es sostenido por el hecho de que las principales unidades volcánicas pueden ser trazadas identificando la estratigrafía volcánica, desde la Provincia Etendeka a través del Océano Atlántico hasta la Provincia Paraná, Brasil. La etapa *sinrift* está argumentada también por la presencia de sistemas de valles *offshore* que parecen haber sido rellenados con lavas (con deformación posterior) y emplazamientos de unidades volcánicas controladas por fallas (Menzies *et al.*, 2002). Mohriak *et al.* (2002), en su revisión geocronológica de los basaltos de las cuencas de *offshore* de Santos (138Ma); Campos (134Ma) y Espirito Santo (129.8), indican que el volcanismo en las mismas puede ser considerado simultáneo al de superficie continental dado que las rocas más antiguas de Santos son similares en edad a las más antiguas en el continente.

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 km<sup>2</sup>, abarcando la región meridional de Brasil (1.000.000 km<sup>2</sup>), la Mesopotamia Argentina (400.000 km<sup>2</sup>), la región oriental de Paraguay (100.000 km<sup>2</sup>) y el centro-norte de Uruguay (100.000 km<sup>2</sup>), de los

cuales el 75% de su superficie (cerca de 1.200.000 km<sup>2</sup>) 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 en la CP han sido obtenidos mediante testigos de perforación, debido a la extensa cobertura sedimentaria cuaternaria principalmente en la porción oeste (Argentina) y norte (Brasil). Desde el punto de vista petrológico (Figura N° 10), la PMP-E corresponde a magmatismo de tipo bimodal, representado principalmente por basaltos y andesitas (más del 90%), de afinidad tholeítica, mientras que las rocas ácidas (riolitas y dacitas) conforman tan sólo el 3% de la provincia (Bellieni *et al.* 1988). En Uruguay las rocas volcánicas básicas ocupan un área de aproximadamente 41.500 km<sup>2</sup> (Preciozzi *et al.*, 1985).

Este gran evento tectono-magmático, que dio lugar a la formación de la PMP-E, se habría iniciado a través de movimientos diferenciales en el interior de los núcleos cratónicos gondwánicos (Almeida, 1972). Los movimientos tectónicos promovieron la reactivación de antiguas estructuras del basamento cristalino representadas por arcos, flexuras y lineamientos y áreas de mayor subsidencia con orientaciones generales NNE y NO. Las estructuras de dirección NO, transversales al eje mayor de la cuenca, están caracterizadas por arcos entre los cuales se destacan el arco de Campo Grande, arco de Ponta Grossa y arco de Rio Grande (Peate, 1997); y lineamientos tectónicos y/o magnéticos incluyendo como ejemplo el del Río Uruguay, Río Piquirí, Río Alonzo, Paranapanema, São Gerônimo-Curiúva, Guapiara y Araxá-Río Grande (Figura N° 10), con direcciones coincidentes con zonas de alta fracturación.

El espesor máximo estimado de las lavas de la PMP-E varía entre 1.5 - 1.7 km, ubicado al centro-norte de la CP (Figura N° 10). En África, los relictos de las lavas Mesozoicas y cuerpos intrusivos relacionados poseen una extensión de 80.000 km<sup>2</sup> ubicándose principalmente al norte de Namibia, en la región suroeste de Angola (Peate, 1997) y noroeste en Sudáfrica (Backeberg *et al.*, 2011).

Las “Lavas Paraná” (nombre genérico para todo el conjunto de rocas volcánicas de la PMP; Peate, *op.cit.*), comprenden la Formación Curuzú Cuatiá - Miembro Posadas en Argentina, la Formación Serra Geral en Brasil, la Formación Alto Paraná en Paraguay y la Formación Arapey en Uruguay.



### **3.3 - Edad de la PMP**

Piccirillo & Melfi (1988) realizaron una gran recopilación de datos geocronológicos, que fueron complementados con datos más recientes por Peate (1997), Soares & Ernesto (2004), Milani *et al.* (2007), entre otros. 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 rocas volcánicas y las 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 km<sup>3</sup>/año. Por otro lado, Turner *et al.* (1994) propusieron que el magmatismo tuvo una duración de 10 Ma (entre 127 y 137Ma), con una tasa de erupción de 0.1 km<sup>3</sup>/año. Si bien esta última hipótesis es la más aceptada, casi todos los autores reconocen que la fase magmática principal se encuentra comprendida entre los 130-132 Ma, asociándose a la mayor tasa de erupción (Peate, 1997; Mohriak *et al.*, 2002; Milani *et al.*, 2007).

### **3.4 - Clasificación química de los lavas de la PMP**

Piccirillo & Melfi (1988) separaron a las lavas de la PMP en función de la concentración de TiO<sub>2</sub>, en dos clases: bajo TiO<sub>2</sub> (TiO<sub>2</sub> menor a 2%) y de alto TiO<sub>2</sub> (TiO<sub>2</sub> 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 (Tabla I). La misma se basó en las concentraciones de  $TiO_2$  y de los elementos trazas incompatibles (Sr, Y, Zr) agrupándose en: basaltos de bajo Ti (BTi, Tipo Gramado y Esmeralda), basaltos intermedios en Ti (ITi, Tipo Paranapanema) y basaltos de alto Ti (ATi, Tipo Urubici, Pitanga y Ribeira).

Tipo	Característica	TiO <sub>2</sub> (%)	Ti/Y	Ti/Zr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Sr (ppm)	Nb/La	εNdi	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%  $TiO_2$ ), ITi (basaltos con 2-3%  $TiO_2$ ) y ATi (basaltos con más del 3% de  $TiO_2$ ). Modificado de Peate (1997).

Es importante destacar que los tipos basálticos mencionados poseen una distribución específica dentro de la CP. Los basaltos de bajo titanio (BTi) se ubican predominantemente al sur del lineamiento Río Uruguay (ver Figura N° 10), 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; Soares & Ernesto, 2004; Muzio, 2004).

### 3.5 - Magmatismo Intrusivo de la PMP

#### Definición de Sill:

En base a Llambías (2008), los *sills* (o también denominados filones capa) son cuerpos ígneos laminares, que en su mayor parte son concordantes con la estratificación, aunque localmente tienen tramos discordantes. El techo y el piso del cuerpo están constituidos por superficies planas, paralelas entre sí, teniendo formas tabulares. Los diques por su parte son discordantes con las rocas cajas y se disponen verticalmente, aunque también poseen formas tabulares a ramificadas. Laznicka (2006) considera diabasa (o también denominado dolerita) a una roca hipabisal equivalente a un basalto tholeiítico que forma diques y *sills* de espesores variables. Estos pueden ser de colores verdosos a gris oscuro, masivos, compuesto principalmente por plagioclasas cálcicas, clinopiroxenos y magnetitas como minerales accesorios. La diabasa es una gradación hacia los gabros y/o dioritas a mayor profundidad. Muy pocos *sills* se encuentran diferenciados internamente, y para ello se requiere que estos cuerpos sean de gran espesor.

En estrecha asociación temporal con la actividad volcánica mencionada anteriormente, existen relictos de magmatismo intrusivo representados 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). La

distribución de los *sills* en la Cuenca de Paraná no es uniforme, ellos están concentrados en la región norte (Estado de Goias), región central (Estado de San Pablo y Paraná), donde el espesor total podría llegar por encima de los 1000 metros y son escasos en la región sur (Estado de Rio Grande do Sul); (Renner, 2010); mientras que en Uruguay hay muy buenas áreas de afloramientos de *sills*. Por su parte, los diques se encuentran en el borde Este continental de Brasil como por ejemplo: los Diques de Ponta Grossa de 119 y 132 Ma (Soares & Ernesto, 2004); los Diques de Serra do Mar de 119-132 Ma y Diques de Florianópolis de 119-129 Ma (Raposo *et al.* 1998; Tomazzoli & Marcel, 2008). A la vez que también en la porción oriental de Paraguay (aproximadamente 127 Ma; Comte & Hasui, 1971) y en el centro-noreste de Uruguay (Piccirillo *et al.*,1988; Soares & Ernesto, 2004; Bossi & Schipilov, 2007).

### 3.6 - Magmatismo Mesozoico en Uruguay

El magmatismo Mesozoico en Uruguay se encuentra distribuido en dos regiones que se diferencian en las 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 asociados a la tectónica de cuencas tipo *pull apart*, 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 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; su distribución se indica en la Figura N° 11) y la Formación Gaspar (De Santa Ana & Veroslavsky, 2004), esta última definida solo a partir de perforaciones.

Para el presente trabajo, dado que los *sills* están comprendidos dentro de la Formación Cuaró, se realizó una exhaustiva revisión de los antecedentes de los mismos con énfasis en la región de Cuaró, para conocer los principales aportes al conocimiento de los mismos.

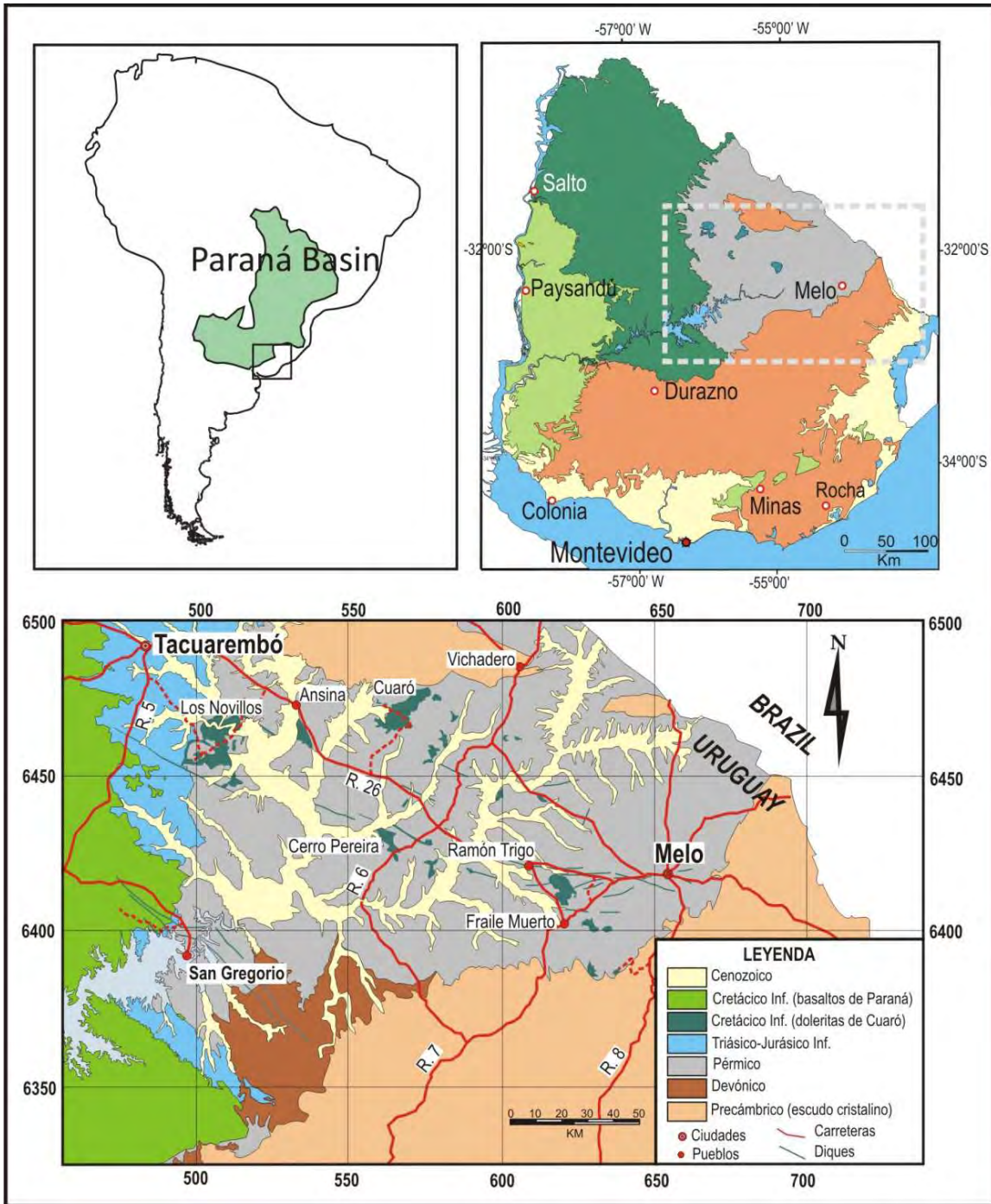


Figura Nº 11: Mapa geológico simplificado de la región de afloramiento de la Formación Cuaró

Tomado de Masquelín *et al.* (2010).

### Antecedentes sobre los sills en Uruguay

Walther (1927) publica las primeras observaciones a escala microscópica de las doleritas de Uruguay, si bien no hace referencia de las áreas específicas de donde fueron extraídos los datos. En esta publicación, el autor separa las litologías en tres grupos principales en base a características texturales y/o mineralógicas: doleritas de grano fino hasta grueso, a menudo con plagioclasa-porfirítica; doleritas netamente de grano grueso, plagioclasas-porfiríticas y también augita-porfirítica; y finalmente las doleritas de grano fino a afaníticas. En sus descripciones destaca como fases minerales principales presentes: las plagioclasas, piroxenos, olivinos; y como minerales accesorios apatito, magnetita y cuarzo intersticial. También señala la presencia de mineraloides como el vidrio y minerales de alteración como iddingsita, clorita, serpentina y hornblenda.

Falconer (1937), durante los primeros programas cartográficos del Uruguay, identificó áreas de afloramientos de “intrusivos básicos” en los Departamentos de Tacuarembó (Meseta de Cuaró, Paso de los Novillos y Paso Minuanos) y de Cerro Largo (barra de arroyo Frayle Muerto, Estación Agronómica de Bañado Medina, alrededores de la ciudad de Melo y Ramón Trigo). Estos cuerpos fueron relevados con distinta simbología a la utilizada para los derrames basálticos propiamente en el Mapa Geológico del Uruguay (1957), *apud* Bossi (1969).

Formalmente, estas rocas intrusivas, estaban reunidas junto con los basaltos en la denominada Formación Arapey (Bossi, 1966), a los cuales Bossi (1969) indica como basaltos tholeiíticos del noroeste del país. Los mismos

abarcan la totalidad del departamento de Artigas, la mayor parte de los departamentos de Salto y Paysandú, la parte oriental del departamento de Río Negro, el área norte del departamento de Durazno, la parte occidental de los departamentos de Rivera y Tacuarembó, la meseta de Cuaró, barra del Arroyo Frayle Muerto y todos los filones basálticos y doleríticos asociados a los derrames. Años más tarde, Bossi *et al.* (1974) presentaron abundante información relacionada con la Formación Arapey en toda su extensión aflorante, y sobretodo la caracterización petrográfica de los derrames (coladas). La misma fue de gran utilidad para diferenciar las lavas de aquellas otras rocas básicas de textura más gruesa.

Bossi *et al.* (1975) indican en base a la información existente la distribución regional de los microgabros en el Departamento de Tacuarembó.

En la Carta Geo-Estructural del Uruguay, a escala 1:2.000.000 de Preciozzi *et al.* (1979), se continúa con la distinción entre los basaltos aflorantes del área noroeste del país de aquellos del sur, sureste y noreste del país. En esa publicación, los microgabros correspondientes a los *sills*, fueron atribuidos a los basaltos de la Formación Puerto Gómez de edad Jurásica. En cuanto a los diques, éstos no estaban aún contemplados formalmente.

En su siguiente publicación, ya a una escala 1: 500.000 en el plan cartográfico nacional desarrollado por la Dirección Nacional de Minería y Geología; Preciozzi *et al.* (1985) integran a los diques y *sills* aflorantes de los departamentos de Tacuarembó, Cerro Largo y Durazno a una nueva unidad estratigráfica, la Formación Cuaró, aunque se le asigna una edad tentativa Triásica. En esta publicación se define por primera vez a la Formación Cuaró

considerándose como “*efusivas hipoabisales básicas con estructuras en filones y filones capa caracterizada por microgabros y doleritas de afinidad tholeítica*”.

Bossi & Navarro (1992) retoman la definición realizada por Preciozzi *et al.* (1985) como nueva unidad estratigráfica independiente de la Formación Arapey y se argumentan los beneficios de su separación de los basaltos basándose en tres razones principales: 1) que constituyen estructuras netamente definidas; 2) que se trata de rocas de grano grueso y 3) su potencialidad en concentraciones anómalas de ciertos elementos como Cr, Ni, Co, Cu y EGP. Posteriormente, Ferrando & Andreis (1989) comenzaron los relevamientos cartográficos a mayor detalle a escala 1:100.000, relevando los diques en los alrededores de la ciudad de Melo e incorporándolos a la Formación Cuaró.

Montaña (1992) continúa el relevamiento sistemático, cartografiando el *sill* de los Novillos (Depto. de Tacuarembó) a escala 1:100.000, realizando mayores estudios acerca de los contactos con las pelitas así como de la petrografía de los mismos. Aquí ya se asigna esta unidad al período Cretácico Inferior.

Bossi & Schipilov (1998) subdividen a la Formación Cuaró en dos miembros, con similar petrografía pero distinta forma de emplazamiento: Miembro Paso de los Novillos y Miembro Bañado Medina. El primero está compuesto por *sills* que alcanzan dimensiones máximas de 1200 km<sup>2</sup> y se encuentran expuestos en los departamentos de Rivera, Tacuarembó y Cerro Largo; encontrándose la sección tipo en el *sill* de Los Novillos (departamento de Tacuarembó), en las márgenes del Río Tacuarembó. Los demás *sills* que

integran este miembro son el de Cuaró (objeto de estudio en este trabajo), Ansina, Frayle Muerto, Cerro Pereira y Ramón Trigo (ver Figura N° 11). El segundo miembro está compuesto por los diques verticales a subverticales, con rumbos predominantemente NO-SE y de manera subordinada NE y E-O, condicionados por la fracturación del basamento cristalino. Se encuentran localizados en los departamentos de Durazno, Tacuarembó y Cerro Largo y poseen extensiones de varias decenas de km y espesores máximos de hasta 50 metros. Los autores recién mencionados presentan esquemas geológicos generales y una caracterización petrográfica general de los cuerpos, sin hacer distinciones entre la petrografía de cada cuerpo ígneo. A la vez, las comparaciones petrográficas entre los diques y *sills*, están basadas en pocas muestras, sin considerar la complejidad de los procesos termodinámicos llevados a cabo durante el emplazamiento y por ende de la cristalización. Los cuerpos intrusivos se incluyen en las nuevas ediciones de las Cartas Geológicas del Uruguay a escala 1:500.000 (Bossi *et al.*, 1998; Bossi & Ferrando, 2001).

Bossi (2006) realiza una comparación entre la Formación Cuaró y los diques de Corral de Piedra, así como también plantea la hipótesis acerca de la influencia del basamento cristalino Precámbrico en los procesos magmáticos ocurridos durante el emplazamiento.

Bossi & Schipilov (2007), incorporan mapas con mayor detalle particularmente del *sill* del Cuaró, nuevos datos químicos (6 muestras de diques, 5 de *sills* y 5 de microgabros de perforaciones), y elaboran una hipótesis sobre el emplazamiento.

Scaglia (2010) complementa la información hasta el momento de los diques de la región de San Gregorio de Polanco, abarcando los departamentos de Tacuarembó y Durazno. En ese trabajo se presentan nuevos mapas a escala 1:50.000, con énfasis en la distribución de los diques, acompañado de la caracterización petrográfica de cada dique además de presentar nuevos datos geoquímicos (no isotópicos) y estructurales para el área. También se realizan estudios de detalle de los minerales opacos presentes en estos diques y su potencialidad como recurso mineral (Muzio *et al.* 2011), así como descripción de procesos hidrotermales.

Por su parte Muzio *et al.* (2011b) incorporan nuevos datos geoquímicos, no incluyen datos isotópicos, tanto de *sills* como de diques, totalizando 13 muestras de diques y 11 *sills*, correspondiendo estos datos a los principales cuerpos ígneos de la Formación Cuaró. Es de destacar que tan sólo dos muestras corresponden al *sill* de Cuaró, cantidad baja de datos considerando las dimensiones del *sill*.

Muzio *et al.* (2011c) presentan 10 nuevos datos isotópicos (5 de muestras de diques y 5 muestras de *sills*) para la Formación Cuaró, complementando los pocos datos existentes proporcionados por Feraud *et al.* (1999). De los mismos tan sólo uno de ellos corresponde al *sill* de Cuaró, quedando manifiesta la importancia de generar nuevos análisis en el presente trabajo.

En lo que respecta a la geocronología de la Formación Cuaró, aún se disponen de muy escasos datos, contándose con seis valores de edades (Tabla II).

Edad	Método	Autor/es
<b>Formación Arapey</b>		
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	<sup>40</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
132.2 ± 0.5 Ma	<sup>40</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
131.8 ± 0.4 Ma	<sup>40</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
129.9 ± 1.1 Ma	<sup>40</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
<b>Formación Cuaró</b>		
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	<sup>40</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)
131.6 ± 1.3 Ma	<sup>40</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)

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

Por otro lado, los cuerpos ígneos comprendidos dentro de la Formación Cuaró también han sido objeto de estudio acerca de la física y modelos de emplazamientos y a nivel de anisotropía de susceptibilidad magnética (Masquelin *et al.*, 2009, 2010). De estos trabajos resulta un emplazamiento

claramente horizontal para los magmas en los *sills* mientras que para los diques se indica un 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.

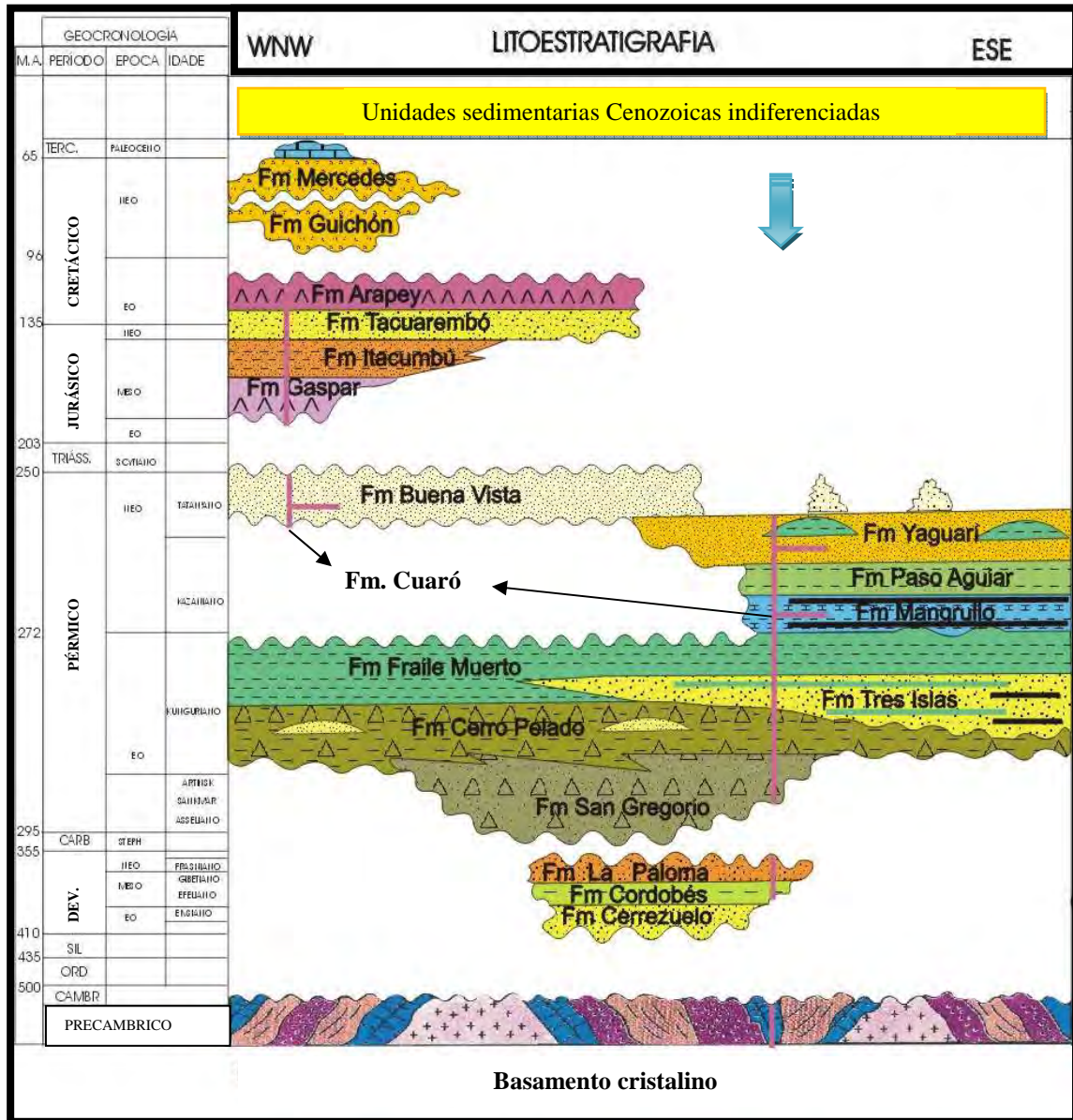
## **CAPÍTULO 4**

### **GEOLOGÍA DEL ÁREA**

El área de estudio está representada por diferentes rocas que conforman dos tipos geomorfológicos contrastantes: por un lado los suaves ondulamientos correspondientes a las unidades sedimentarias pérmicas y cenozoicas y, por el otro, los escarpes tabulares entallados correspondientes a las rocas básicas Mesozoicas. Para la realización del mapa geológico ha sido utilizada como información base la Carta Geológica del Uruguay (Preciozzi *et al.* 1985) a escala 1:500.000 y mapa de semidetalle de Bossi & Schipilov (2007). Los mismos fueron modificados en base a las observaciones realizadas con fotointerpretación detallada de imágenes satelitales (*Google Earth*<sup>®</sup>, 2013) y las campañas en terreno.

#### **4.1 – Unidades geológicas presentes en el área**

A continuación se describirán brevemente las principales características de las formaciones geológicas presentes en el área de estudio según su orden crono-estratigráfico. Las mismas serán descriptas en base a datos de Bossi (1966), Preciozzi *et al.* (1985), de Santa Ana & Veroslavsky (2004) y de Santa Ana *et al.* (2006) acompañado de los datos de campo. Sus ubicaciones estratigráficas se encuentran representadas en la Figura N° 12 y su distribución areal se presenta en el mapa geológico del área (ver Anexo C).



**Figura Nº 12:** A) Columna estratigráfica de las unidades de la Cuenca Norte Uruguaya. Las unidades cenozoicas no fueron diferenciadas. (Modificado de de Santa Ana *et al.*, 2006). La flecha de color celeste indica la ubicación aproximada del área de estudio.

#### **4.1.1- Unidades sedimentarias Paleozoicas**

- **Formación Fraile Muerto** (Edad: Pérmico Temprano; Veroslavsky *et al.*, 2006)

Esta unidad fue definida por Bossi (1966) y está conformada por dos miembros: un miembro inferior que comprende areniscas finas con estratificación cruzada y hummocky, intercalada con niveles calcáreos y pelitas grises; seguido por pelitas negras laminadas y bioturbadas del miembro superior. Se apoya en forma concordante sobre la Formación Tres Islas (Bossi, 1966), la Formación Cerro Pelado (Bossi, 1966) y en discordancia sobre el basamento cristalino (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004). La unidad suprayacente es la Formación Mangrullo, que será descripta más adelante. Su estratotipo se encuentra en el Arroyo Seco al noroeste de Vichadero, departamento de Rivera. Los depósitos indican un ambiente marino plataformal que se profundiza hacia el norte, el cual es evidenciado por el aumento en el espesor de la unidad alcanzando un máximo de 360 m en la perforación de Cerro Pelado (De Santa Ana *et al.*, 2006). Entre los principales fósiles, se encuentran las escamas ganoides, icnofósiles, concreciones con restos de bivalvos y palinomorfos (De Santa Ana *et al.*, *op. cit.*). Esta Formación ocupa la porción noroeste del área de estudio y puede ser observada en el mapa geológico del área (ver Anexo C).

- **Formación Mangrullo** (Edad: Pérmico temprano alto, Veroslavsky *et al.*, 2006)

Esta unidad fue definida por Bossi (1966) y consta de dos ciclos de sedimentación siendo de base a tope conformado por pelitas micáceas oscuras seguidas por lutitas con elevada concentración de materia orgánica, calcilutitas y calizas. La misma disminuye su espesor hacia el sur en la región de Fraile Muerto, vinculado a factores depositacionales y erosivos, alcanzando su depocentro próximo al Pueblo Noblía (al norte del departamento de Cerro Largo) con 35m de espesor (De Santa Ana *et al.*, 2006). Se apoya en concordancia sobre la Formación Fraile Muerto y la unidad suprayacente es la Formación Paso Aguiar (Bossi, 1966).

Esta unidad ocupa una gran porción dentro del área de estudio (ver Anexo C) con excelentes afloramientos en las proximidades de las nacientes del arroyo Cuaró (entre las coordenadas x: 560, x': 564; y: 6472, y': 6476). En los mismos se puede apreciar el contacto concordante con los microgabros suprayacentes de la Formación Cuaró (Figura N° 13).

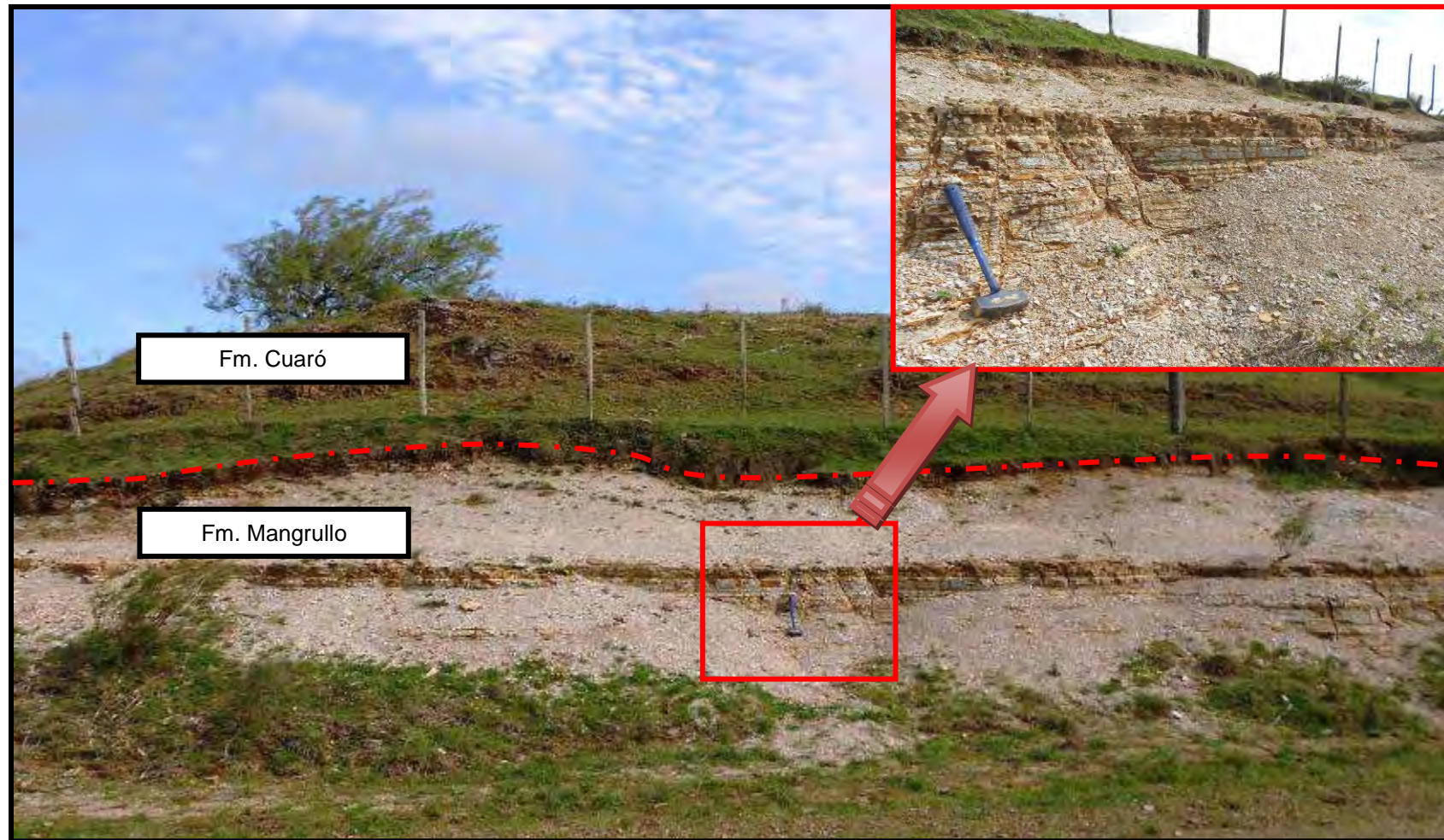
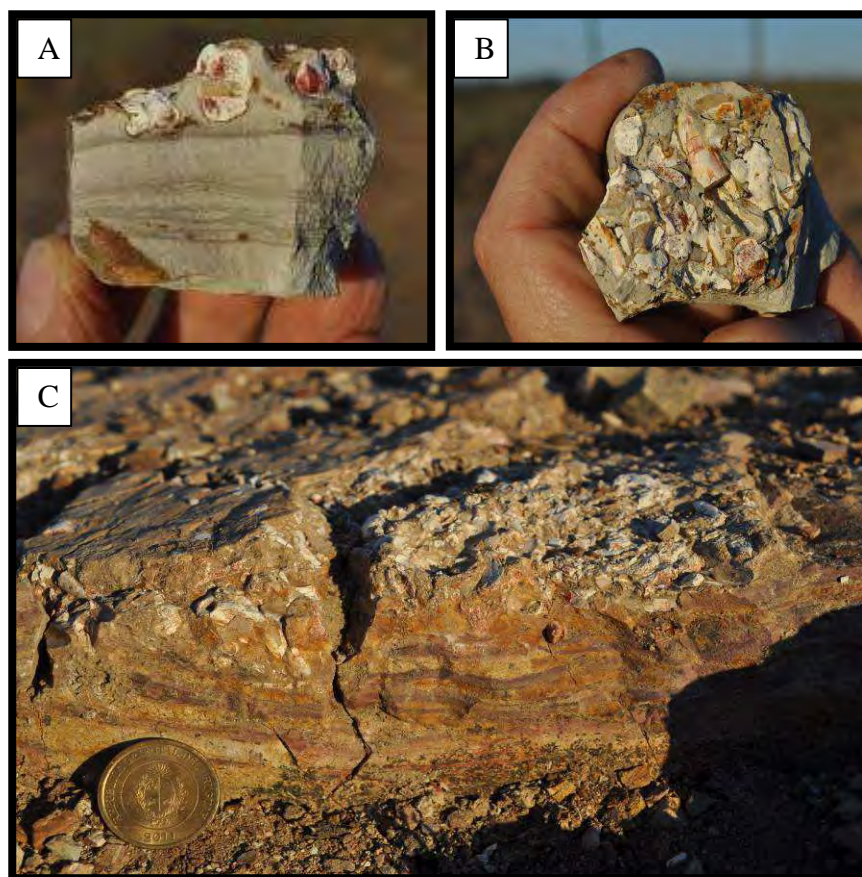


Figura Nº 13: A) Contacto entre la Formación Mangrullo y la Formación Cuaró. Punto Nº 6 (x:562.306; y:6473.953)

La Formación Mangrullo también se trata de una unidad muy fosilífera, hallándose restos de crustáceos, peces, icnofósiles, palinomorfos y mesosaurios. De estos últimos han sido encontrados lechos de huesos (*bonebeds*), con esqueletos completos e incluso recientemente embriones de la especie “*Mesosaurus tenuidens*” (Piñeiro *et al.*, 2012a). Los fósiles Gondwánicos indican una correlación con la Formación Whitehill en África del Sur y con la Formación Iratí en Brasil (White, 1908).

Las condiciones de deposición sugeridas para aquellas, donde fueron encontrados los especímenes, incluyen aguas hipersalinas pobremente oxigenadas, permitiendo la precipitación de cristales de yeso y disminución en la actividad bacteriana favoreciendo la preservación de los fósiles. En base a lo indicado anteriormente, la Formación Mangrullo adquiere la importancia de ser la única en contener un estrato rico en fósiles como *Konservat-Lagerstätte*, la más antigua conocida de América del Sur (Piñeiro *et al.*, 2012b).

En este sentido, dentro del área de estudio (ver Anexo C) han sido hallados nuevos lugares de afloramientos fosilíferos (Punto N°14, x: 564.970; y: 6465.601) con *bonesbeds* de 10 cm de espesor con excelente estado de preservación (Figura N° 14).

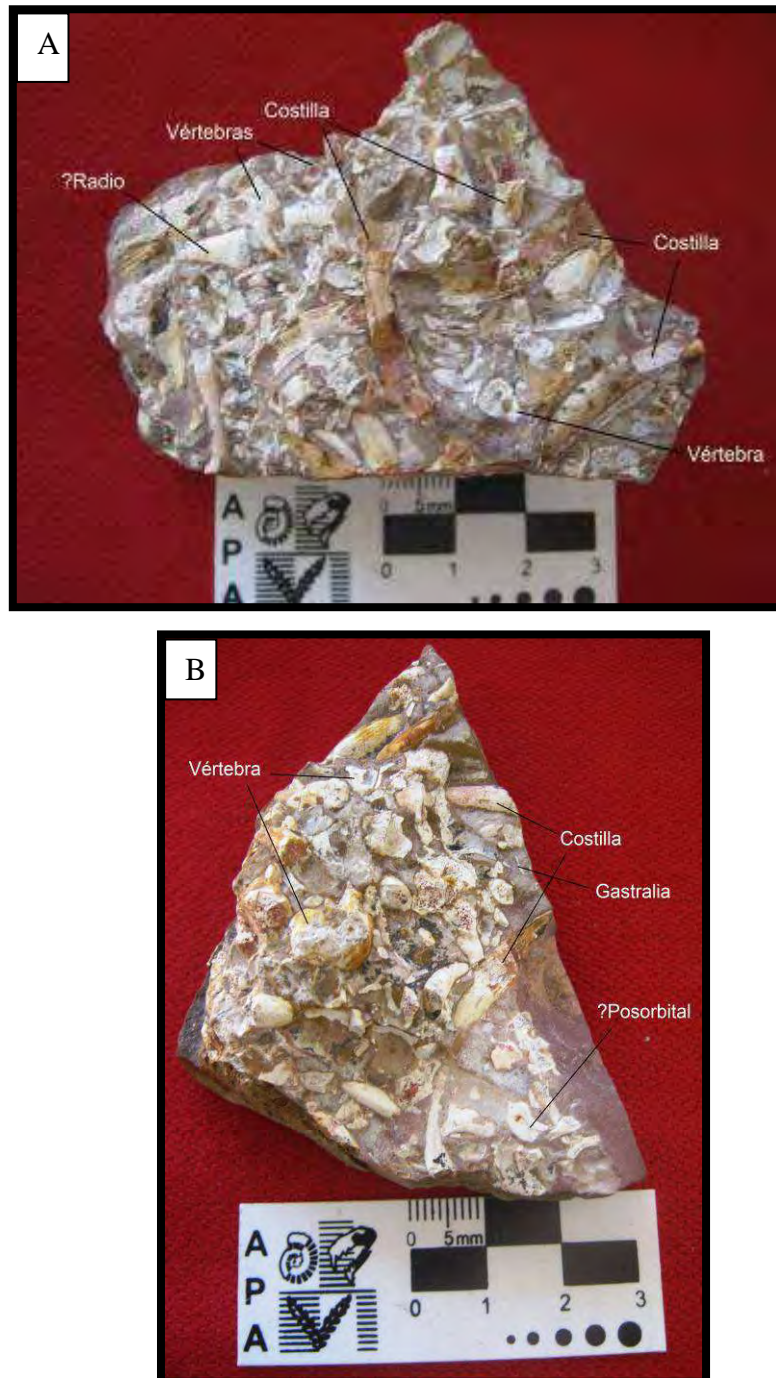


**Figura N° 14:** Hallazgo de afloramientos fosilíferos de la formación Mangrullo, A) Pelitas grises con lentes de arenas muy finas y estructuras sedimentarias plano paralelas con laminación tipo *linsen* y *wavy*, B) Vista en planta de los fósiles, C) Vista longitudinal de los estratos fosilíferos.

Al igual que lo indicado en Piñeiro *et al.* (2012a), los fósiles encontrados se observan en arcillas limosas y limonitas con areniscas muy finas con estructuras sedimentarias plano paralelas y laminación tipo *linsen* y *wavy* (Figura N° 15).

Las muestras fueron descritas por personal calificado del Instituto de Ciencias Geológicas, UdelaR. En las misma se indica la presencia de huesos de la especie *Mesosaurus* (Gervais, 1864), destacándose vértebras con los canales neural y notocordal; costillas paquiostóticas con ornamentación en forma de

estrías, costillas gastrales, fragmentos de craneanos y de huesos largos de las extremidades (Ramos *et al.* (2013).



**Figura Nº 15:** A y B) Partes de los huesos de los fósiles *Mesosaurus* hallados dentro de los *bonebeds*.

Por su parte en el sector este del área de estudio se relevaron pelitas oscuras carbonosas (Figura N° 16).

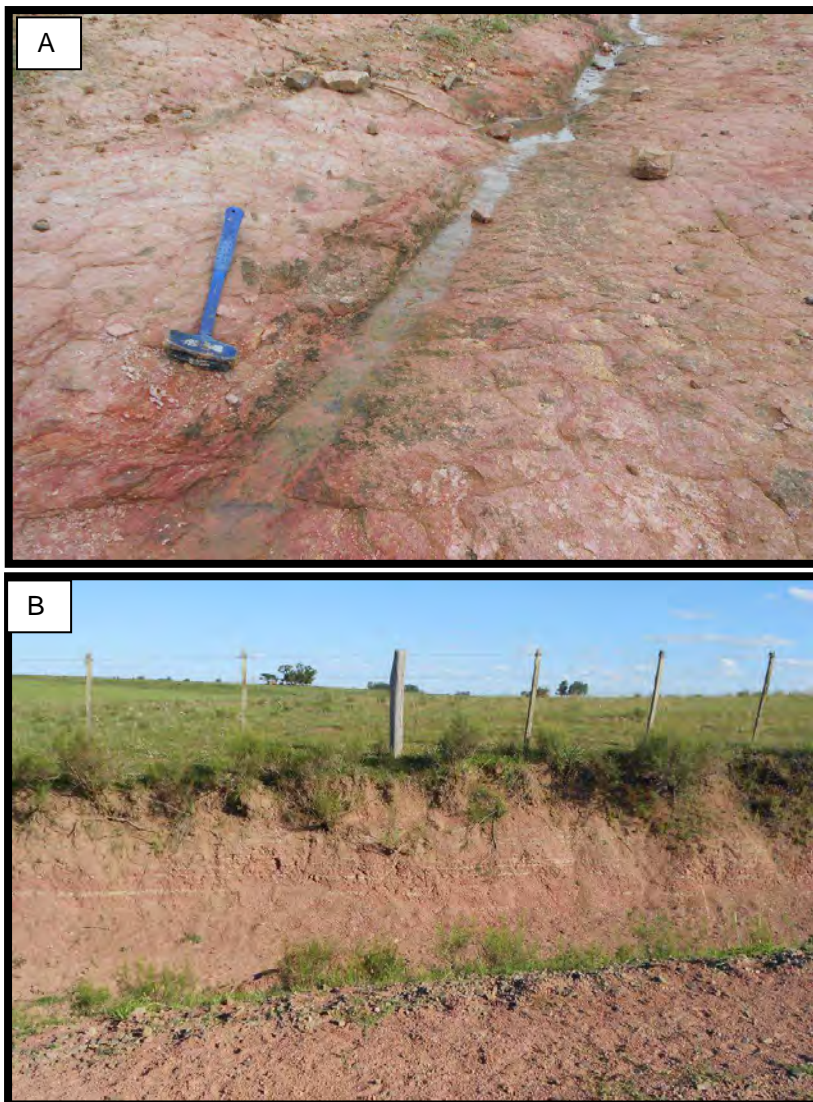


**Figura N° 16:** Afloramiento de pelitas grises carbonosas de la Formación Mangrullo (Punto N°28, x: 582.247; y: 6469.397).

➤ **Formación Yaguarí** (Edad: Pérmico Tardío; Veroslasky *et al.*, 2006)

Esta unidad fue definida por Bossi (1966) y está compuesta por dos miembros. El miembro inferior está compuesto por areniscas finas a medias micáceas, arcillosas, gris verdosas, con *ripples* y estratificación cruzada; y el miembro superior está representado por areniscas finas y pelitas de colores vivos (verdes, rojizas, marrones, naranjas y blancas), con concreciones de carbonatos esféricas de hasta 1 m (Veroslasky *et al.*, 2006). Se apoya en concordancia con la Formación Paso Aguiar y en discordancia con la Formación Buena Vista. La misma fue definida en el Arroyo Yaguarí y está restringida al sector sureste de la Cuenca Norte, siendo el pozo El Águila el de

mayor espesor con 105 m (De Santa Ana *et al.*, 2006). Esta Formación ocupa la porción noreste y sureste del área de estudio (ver Anexo C), posee buenas áreas de exposición preferentemente en canaletas, barrancas y taludes erosivos (Figura N° 17). Se integra de areniscas finas a medias, de colores naranjas a rojizos, con concreciones de carbonato localizadas, asignándose por lo tanto como parte integrante del miembro Superior de la Formación.



**Figura N° 17:** A) Afloramientos de la Formación Yaguari (Punto N° 26: x: 582.000; y: 6477.700), B) con estratificación plano paralela (Punto N° 33: x: 573.444; y: 6455.459).

#### **4.1.2- Magmatismo Juro-Cretácico.**

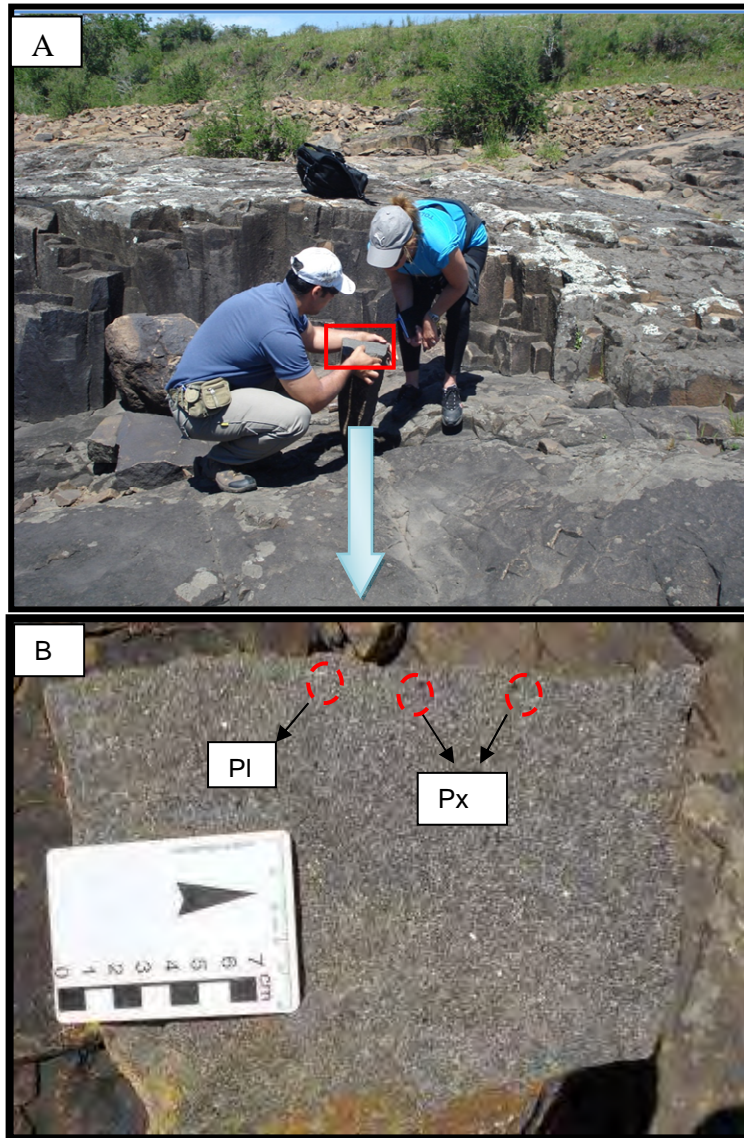
- **Formación Cuaró** (Cretácico Inferior; Umpierre, 1965 *apud* Preciozzi *et al.*, 1985)

Esta unidad fue definida formalmente por Preciozzi *et al.* (*op. cit.*), y está representada por diques y *sills* básicos (microgabros) de naturaleza tholeiítica. La misma presenta buenas áreas de exposición (50 km<sup>2</sup>), encontrándose mayoritariamente en el sector noroeste del área de estudio (ver Anexo C), con algunos relictos en la porción sureste y presentando como geofomas típicas los entalles y topes planos (Figura N° 18).



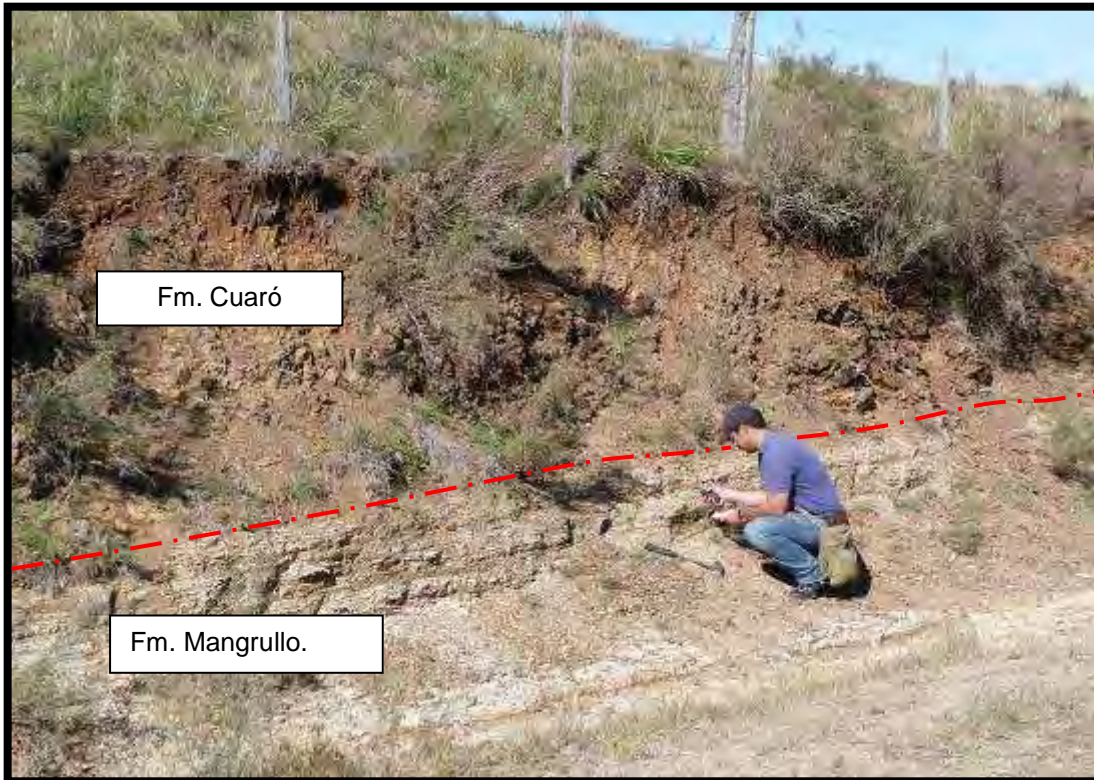
Figura N° 18: A y B) Vistas panorámicas de los afloramientos de microgabros con geoformas planas al tope de los mismos.

Las rocas poseen texturas faneríticas a subfaneríticas, de grano fino a medio, de color rojizo (color de meteorización), a gris oscuro intenso cuando la roca está fresca. En muestras de mano se observan fácilmente las texturas porfiríticas a glomeroporfiríticas (Figura N° 19), integradas por fenocristales de plagioclasa y piroxenos de hasta 5mm de largo.



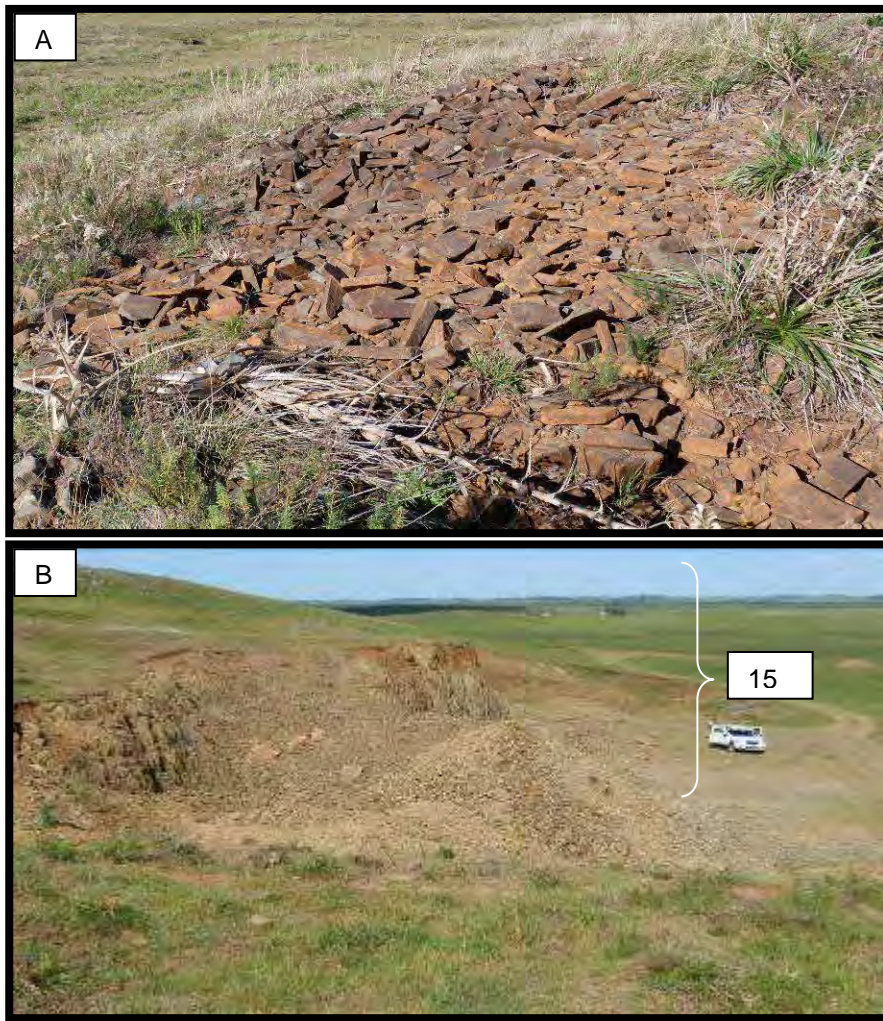
**Figura N° 19:** A) Afloramiento de microgabros (Punto N° 27: x: 582.248; y: 6469.575); B) Detalle corte transversal de una disyunción columnar observándose su textura. Referencias: Plagioclasas (Plag), Piroxenos (Px).

La Formación Cuaró se emplaza en varias unidades de la Cuenca Norte (ver Figura N° 12), siendo en este caso su emplazamiento concordante con la Formación Mangrullo y observándose excelentes afloramientos en varios puntos (Figura N° 20)



**Figura N° 20:** Perfil vertical indicando el contacto concordante entre la Formación Cuaró y la Formación Mangrullo (Punto N° 8: x: 562.394; y: 6473.334).

Estos microgabros se encuentran altamente fracturados, con disyunciones columnares de diferentes dimensiones lo que resulta en la frecuente presencia de canteras con el fin de extraer materiales para caminería (Figura N° 21). En este sentido, también fueron relevadas las canteras dentro del área.



**Figura N° 21:** A) Elevada fracturación de los microgabros en pequeña cantera (Punto N° 2: x:566.068; y:6470.); B) Cantera donde se observan nivel de microgabro de 15 m de espesor (Punto N° 31: x:574.087; y:6454.922).

#### 4.1.3- Unidades sedimentarias Cenozoicas

➤ **Formación Las Arenas** (Pleistoceno; Bossi *et al.*, 1975)

Esta unidad está compuesta por arenas finas a medias con selección regular de colores blancos, amarillo y rojo, con sedimentación continental (Figura N° 22). Su ubicación abarca la parte central del área de estudio (ver

Anexo C) y actualmente su uso es para cultivo forestal extensivo debido a su característica de acuífero libre (Montaño *et al.*, 2006).



**Figura Nº 22:** Afloramientos de las arenas blancas-amarillentas de la Formación Las Arenas (Punto Nº 37: x: 575.504, y: 6474.030).

➤ **Formación Dolores** (Pleistoceno Tardío; Goso, 1972)

Esta unidad corresponde a sedimentos pelíticos, con lentes de arenas y gravas (fangolitas) de color pardo a gris verdoso. Su geomorfología está representada por superficies planas, lo que la diferencia de la Formación Libertad con superficies onduladas (Goso, 1965). En general se la relaciona a condiciones climáticas áridas y frías vinculadas al último período glaciario. Entre los fósiles de la unidad se encuentran tortugas, mamíferos y moluscos de agua dulce (Martínez & Ubilla, 2004). Esta Formación aflora en las proximidades de los principales cursos de agua, de los cuales se destaca el Aº Los cinco Sauces (ver Anexo C).

➤ **Reciente y Actual** (Holoceno, Preciozzi *et al.*, 1985)

Se agrupa bajo esta denominación a una asociación muy heterogénea de materiales sedimentarios acumulados en épocas muy recientes. Los depósitos más abundantes están compuestos por sedimentos arcillo-limosos, arenosos a conglomerádicos (Figura N° 23) y donde es posible observar bloques de microgabros apoyados en discordancia sobre la Formación Mangrullo. Estos depósitos son característicos en las proximidades de los afloramientos de los *sills*, encontrándose ejemplos en el Arroyo Cuaró, Cañada del Tigre, Cañada de la Islería y en la Cañada de María Molé (ver Anexo C). Además existe una importante área cubierta por bañados y suelos anegados la mayor parte del año, como la región del entorno del Arroyo Caraguatá (sureste del área de estudio) o el Bañado Grande (noroeste del área de estudio) entre las más importantes.



**Figura N° 23:** Depósitos de bloques de microgabro en discordancia con las pelitas negras de la Formación Mangrullo. (Punto N° 28: x: 582.247, y: 6469.397).

## **CAPÍTULO 5**

### **PETROGRAFÍA**

La caracterización petrográfica consistió en la descripción de láminas delgadas para complementar las observaciones realizadas anteriormente por otros autores (Preciozzi *et al.*, 1985, Bossi & Schipilov 2007) e incorporar datos inéditos mediante secciones pulidas para el estudio de los minerales opacos. También fueron realizados análisis de detalle utilizando microscopio electrónico de barrido con espectrómetro de energía dispersiva acoplado (SEM-EDS), los primeros para las muestras dentro del área de estudio. Para el total de los estudios petrográficos se extrajeron muestras frescas de los afloramientos, realizándose 40 láminas delgadas y 7 secciones pulidas. En algunos casos se recogieron muestras en perfiles verticales (base, medio y tope del afloramiento), ejemplo en los puntos N° 2 y punto N° 10 (ver Anexo C: mapa geológico del área y Anexo D: coordenadas de los puntos de observación y/o muestreo). Estos perfiles fueron elegidos por tener una porción aflorante próxima a los 10 m. El objetivo de realizar estos perfiles fue para poder observar la posible variación textural, sobretodo con interés en la posible presencia de texturas cumuláticas, características en *sills* de composición básica.

A continuación se presentan las principales características que surgen de la descripción petrográfica, encontrándose las fotomicrografías respectivas al final del presente capítulo.

### **5.1- Descripciones petrográficas**

Las muestras presentan texturas predominantemente inequigranulares glomeroporfiríticas a porfiríticas, con matriz subofítica a ofítica. Sin embargo, en algunas muestras se han observado texturas equigranulares.

Los fenocristales de plagioclasas corresponden a labradorita ( $An_{50}-An_{70}$ ), con dimensiones desde 1 mm hasta 5 mm, frecuentemente con zonación composicional normal. Estas zonaciones no son siempre uniformes sino que se observan algunas zonas con mayor concentración de minerales opacos (Figura N° 24 C-D), hasta incluso con deformaciones en las mismas debido a inclusiones de piroxenos o minerales opacos durante el crecimiento del cristal (Figura N° 24 A-B, E-F y N° 25 A-B). También es frecuente observar, especialmente en los fenocristales, la extinción ondulante dada por dislocaciones a escala cristalina (Figura N° 25 E-F), característica de cristales primarios heredados de la cámara magmática según Hibbard (1995). Los fenocristales ocupan hasta un 8% del volumen modal y se presentan con formas automórficas a subautomórficas, a veces con bordes corroídos y fracturas perpendiculares al eje mayor rellenas por minerales secundarios como la sericita y otros minerales arcillosos (Figura N° 24 E-F). Presentan además maclas albita-carlsbad combinadas e incluso son comunes las maclas tipo albita-periclina (Figura N° 25 C-D).

Las plagioclasas que componen la matriz son de composición  $An_{50}-An_{70}$ , automorfas a subautomorfas, con bordes rectos, presentan maclas tipo albita o albita-carlsbad combinadas, con tamaños menores a 0.5 mm y en el rango

modal representan entre 50% a 60% del volumen total. En determinadas muestras se observaron texturas de flujo mediante la orientación preferencial de los fenocristales de plagioclasa (Figura N° 26 C-D). En la muestra C010 se observaron glomérulos de plagioclasa generados por acumulación de fenocristales de labradorita (Figura N° 26 E-F).

Otras muestras (C002, C006, C018 y C027) presentan texturas equigranulares (Figura N° 27 A-B), con porcentajes modales de 50-55% de plagioclasas, 40-46% de piroxenos y entre 3 a 6% de minerales opacos.

Por su parte, los piroxenos ocurren tanto como fenocristales acompañando los glomérulos de plagioclasas así como minerales componentes de la matriz (Figuras N° 24, 25 y 26). Los mismos fueron identificados como clinopiroxenos (augita) de relieve moderado, incoloros, con formas automorfas a subautomorfas y con pocas inclusiones de minerales opacos. Los tamaños varían desde 0.2 mm hasta 4 mm, frecuentemente maclados (Figura N° 26 A-B y N° 27 A-B)

Los minerales opacos varían tanto en formas, tamaños como en porcentajes modales dependiendo de las muestras. Las formas varían desde cúbicas a esqueletales (Figura N° 27 C-D y E-F; N° 28), poseen tamaños de 0.1 mm a 0.5 mm (aquellos correspondientes a la población de mayor tamaño), mientras que la segunda población corresponde a tamaños inferiores a 0.1 mm ( $=100 \mu\text{m}$ ). Como se mencionó anteriormente, es frecuente observar inclusiones de minerales opacos dentro de ciertos halos de la zonación de las

plagioclasas, con tamaños de cristales en estos casos que varían entre 0.01 mm y 0.03 mm (Figura N° 24 C-D y E-F).

Además, se han observado cristales de olivino en muy baja proporción (entre 1% y 2%) y sólo en pocas muestras (Figura N° 25 E-F). Finalmente, la presencia de sílice residual aparece en muy pocas muestras, ocupando lugares intersticiales. También hay presencia de apatito, en cristales muy pequeños y mínimas proporciones.

Para determinar con mayor precisión las características de los minerales opacos se procedió a realizar estudios con SEM-EDS. La identificación mineralógica se basó en comparar los espectros obtenidos con espectros estándares reseñados en Reed (2005).

Estas observaciones permitieron identificar a los minerales opacos como magnetitas, con formas esqueléticas (Figura N° 29) y tamaños de hasta 500  $\mu\text{m}$ . Un análisis de mayor detalle permitió visualizar dos tonalidades de grises dentro de las magnetitas (Figura N° 29), cuyos espectros permiten identificar dos áreas con diferente composición química: magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $z \sim 21$ ), de color gris medio e ilmenita ( $\text{FeTiO}_4$ ,  $z \sim 19$ ) de color gris claro. Si bien el valor del número atómico promedio ( $z$ ) de la magnetita es teóricamente superior al de la ilmenita, en las muestras se observa un mayor contenido de Fe (indicado por los mapas composicionales, Figura N° 34), aumentando el número atómico del mismo y por ende visualizándose con mayor brillo que la magnetita. Sus espectros se presentan en la Figura N° 29 C-D, donde se observa la variación en el contenido de Ti siendo éste máximo en la ilmenita y muy bajo en la

magnetita. La ilmenita aparece formando bandas de hasta 25  $\mu\text{m}$  de ancho, siendo también frecuente su presencia en los bordes del cristal.

En asociación con las magnetitas se observó también ulvoespinela ( $\text{FeTiO}_4$ ,  $z \sim 20$ ), de color gris oscuro, como producto de exsolución tipo *lamellae* bajo forma de estrechas líneas rectas del orden de la micra (Figura N° 30 A-B). Al igual que la ilmenita, la ulvoespinela también es frecuente en los bordes del cristal. El espectro de este mineral se caracteriza por tener un pico correspondiente al aluminio (Figura N° 30 C).

Por su parte, la ilmenita también se observa de manera aislada en cristales con formas geométricas definidas, bordes rectos (Figura N° 31 A-C) y tamaños de hasta 70  $\mu\text{m}$ . Estos minerales opacos se encuentran generalmente asociados o próximos a otros minerales muy brillantes, de formas esféricas a subredondeadas y con tamaños que rondan los 10  $\mu\text{m}$  que fueron identificados como calcopirita ( $z \sim 23.5$ ), presentados en la Figura N° 31. También es frecuente observarlos como inclusiones, en mayor proporción en las plagioclasas que en los piroxenos.

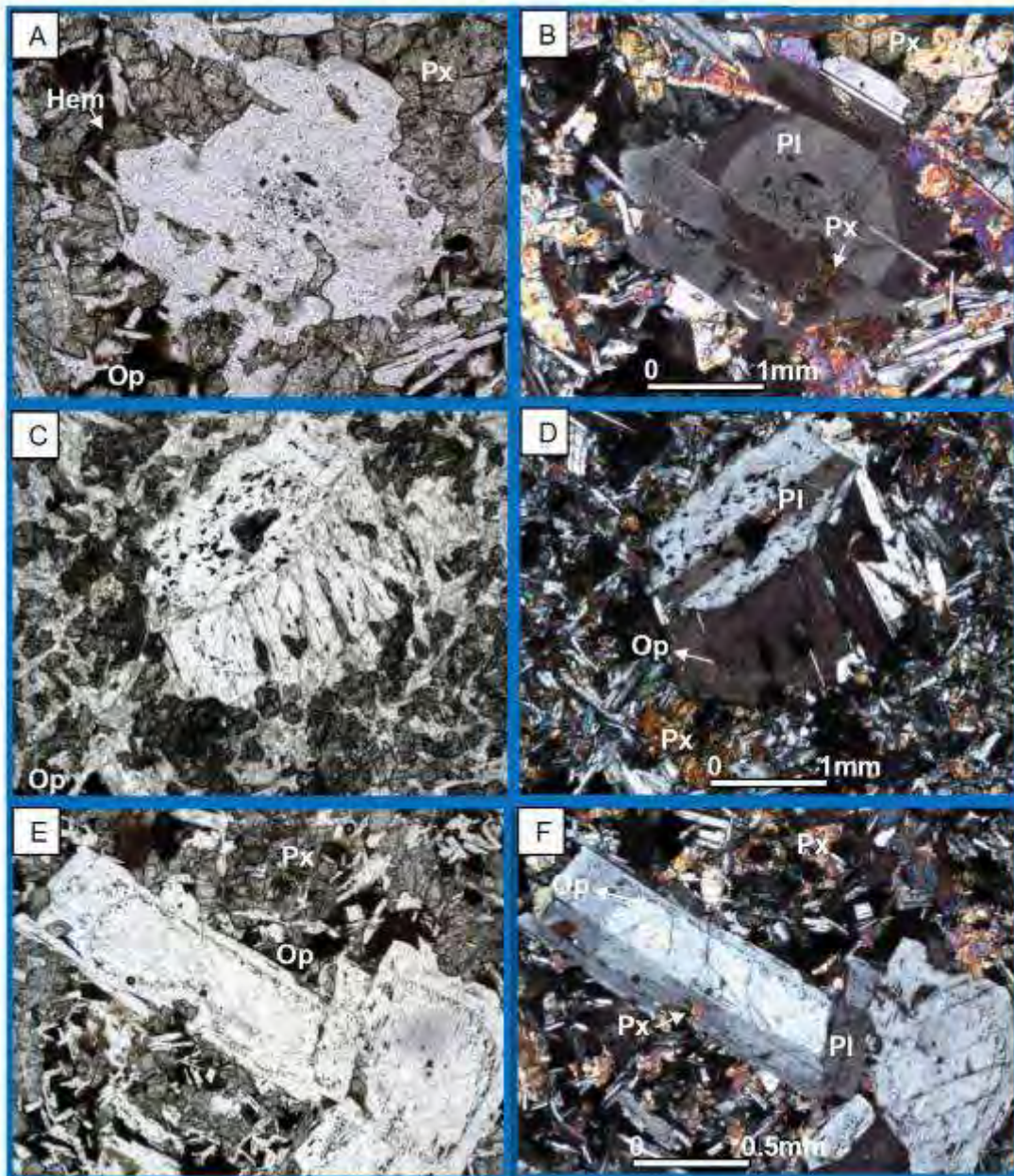
La matriz, de tonalidad más oscura en las imágenes de electrones retrodispersados, corresponde a silicatos (plagioclasas y piroxenos), sobre los cuales se realizó la identificación mediante espectros de rayos-X. Básicamente, si la separamos de los minerales opacos, la matriz posee dos tonalidades: una tonalidad gris medio y otra gris oscura. La primera corresponde predominantemente a piroxenos cálcicos ( $z \sim 12.8$ ): augita (Figura N° 32 A-C) y de manera muy subordinada pigeonita como producto de exsolución (Figura N°

32 A-D). Esta última se diferencia de la augita por su mayor contenido en los elementos de Fe y Mg. El área gris oscura fue asignada a plagioclasas cálcicas, específicamente labradorita ( $An_{50}-An_{70}$ ,  $z \sim 11.8$ ), la cual se presenta en la Figura N° 32 A-B con su espectro característico.

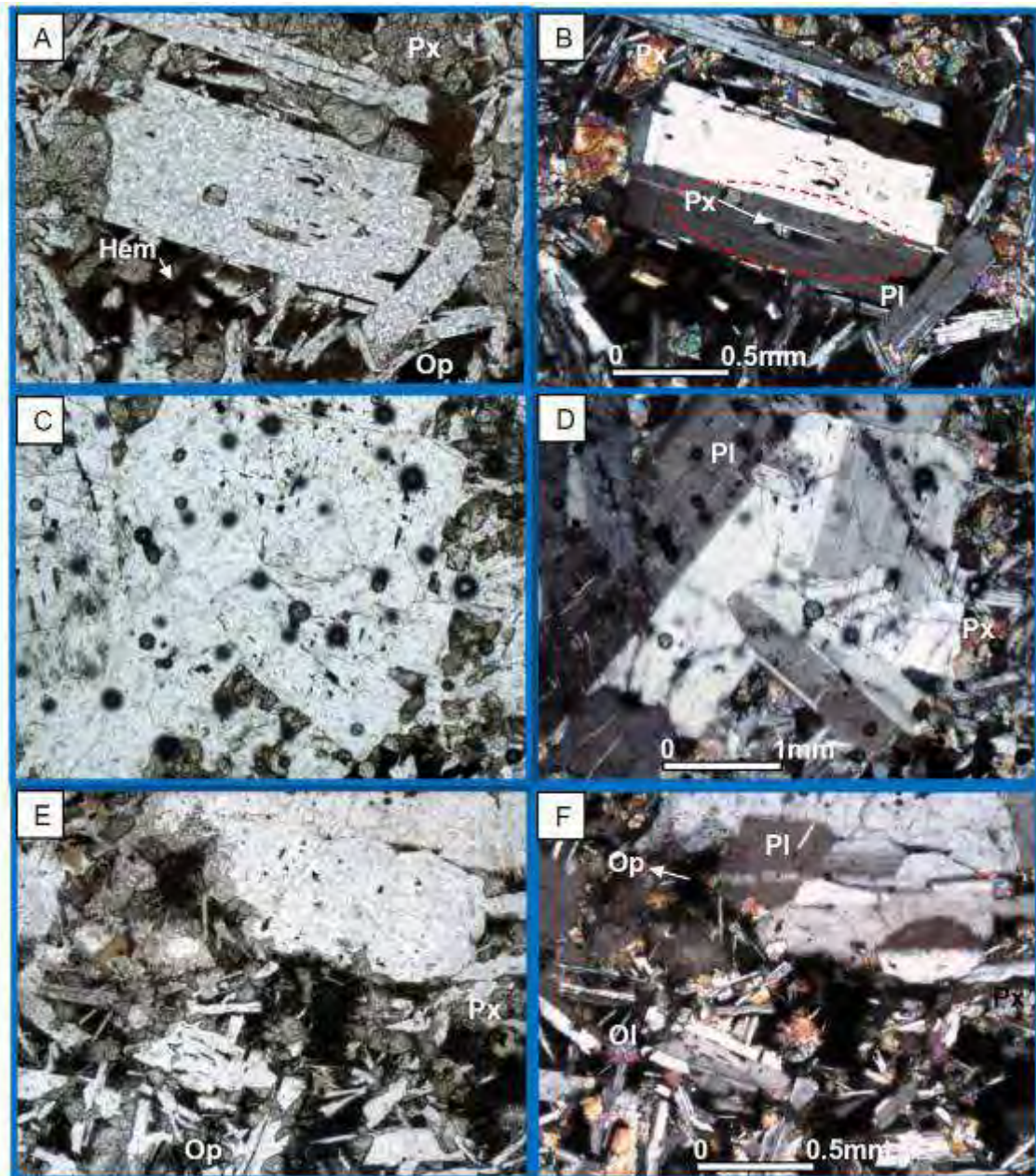
Para complementar la información mineralógica se realizó también un mapeo composicional en dos secciones representativas con la finalidad de rastrear trazas de determinados elementos químicos. El mismo fue realizado con énfasis en la búsqueda de Cr, Ni, Co, Cu y PGE, de acuerdo a su distribución en cada fase mineral (Figuras N° 33 a N° 36). A partir de las imágenes se observa que las mayores concentraciones correspondientes a los elementos Fe-Ti y la ausencia de Si, se encuentran en los minerales opacos. Dentro de éstos se observa que las máximas concentraciones de Ti se corresponden con las ilmenitas, siendo bajas en las magnetitas. Por el contrario, las mayores concentraciones de Fe se encuentran en estas últimas, aunque también se observa en menor concentración en las ilmenitas y augitas. Los minerales opacos son los que presentan una leve concentración de Cr y Mn. No se identificaron concentraciones relevantes de los demás metales.

Por otro lado, los silicatos evidencian los máximos tenores en Si, diferenciándose las augitas por contener además valores máximos de Mg, mientras que el Na y Al se encuentran en las plagioclasas. En estas últimas, se observa también un leve aumento de Na en los bordes de los cristales, asignándose ésto a aquellos cristales con zoneamiento composicional. El Ca se encuentra distribuido tanto en los piroxenos como en las plagioclasas,

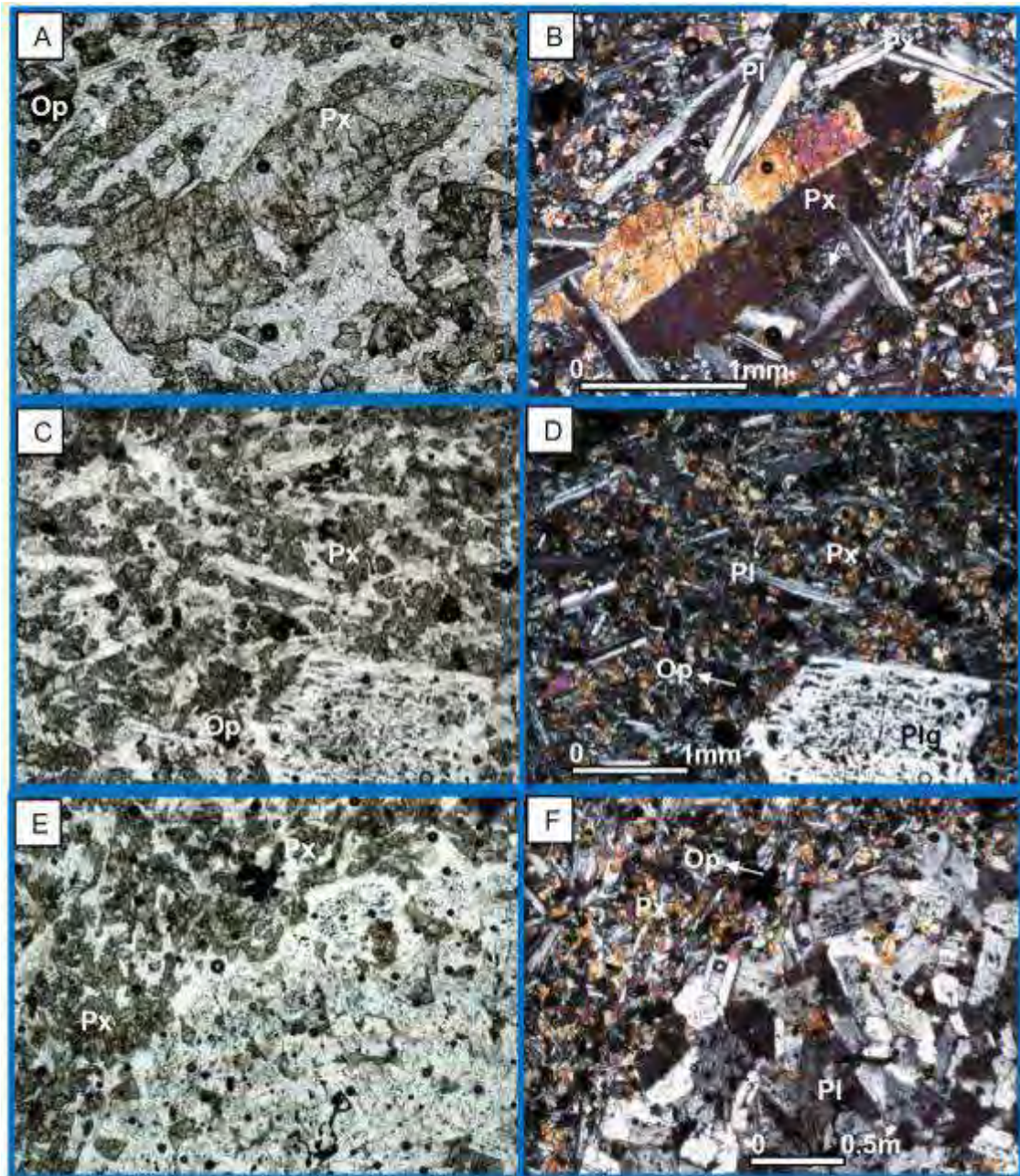
presentando valores máximos en algunas zonas de ambos, lo que correspondería a los núcleos de los cristales zoneados.



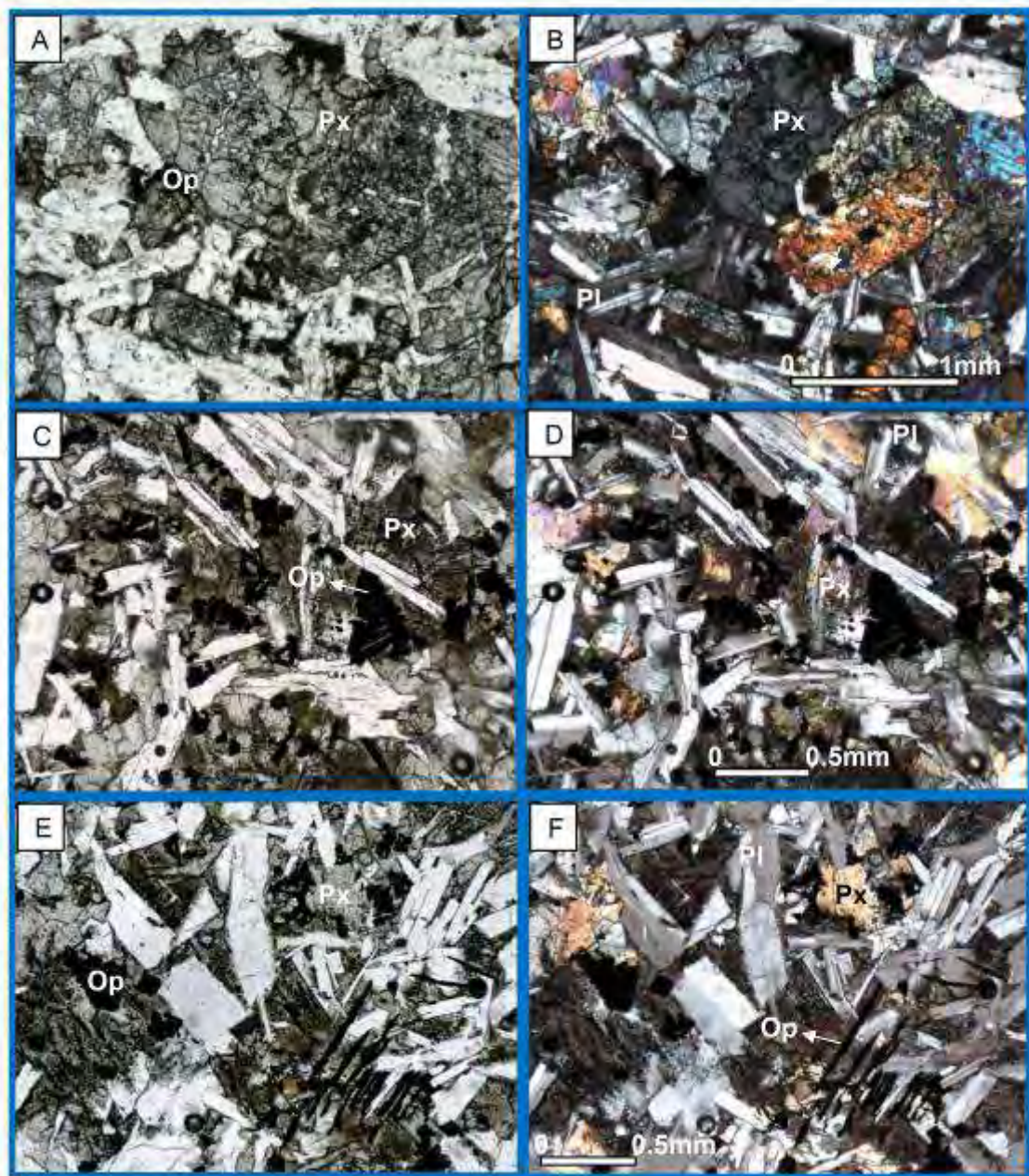
**Figura N° 24:** A-B) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento e inclusiones de piroxeno inmerso en una matriz con textura óptica, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C008; C-D) Cristal de plagioclasa zoneado con inclusiones de minerales opacos que rodean todo el contorno de un halo de zonamiento, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C012; E-F) Fenocristales de plagioclasas con imperfecciones durante el crecimiento, marcado por la no uniformidad de los halos de zoneamiento, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C021. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), minerales opacos (Op).



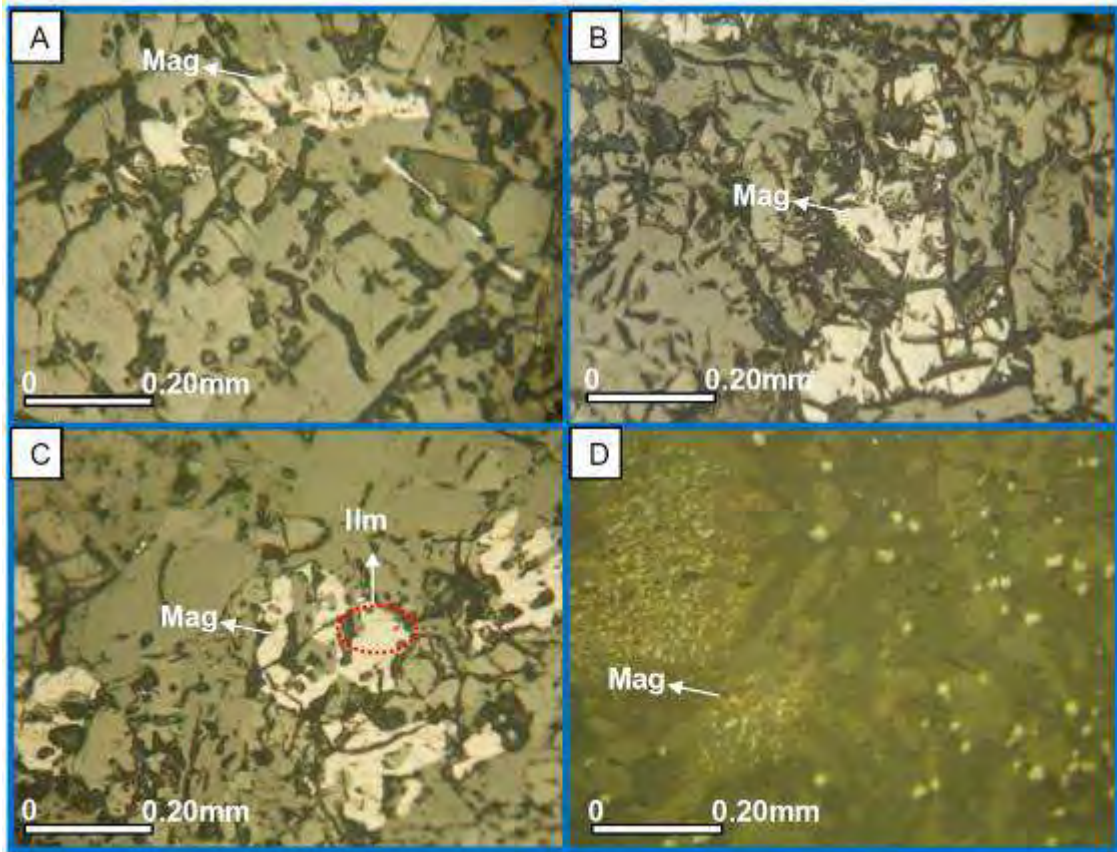
**Figura Nº 25:** A-B) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento e inclusiones de piroxeno inmerso en una matriz con textura óptica, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C021; C-D) Cristal de plagioclasa con maclas de albita, carlsbad y periclina, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C004; E-F) Fenocristales de plagioclasas con deformación de la estructura cristalina indicado por la extinción ondulante y fracturación, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C031. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), olivino (Ol), minerales opacos (Op), hematita (Hem).



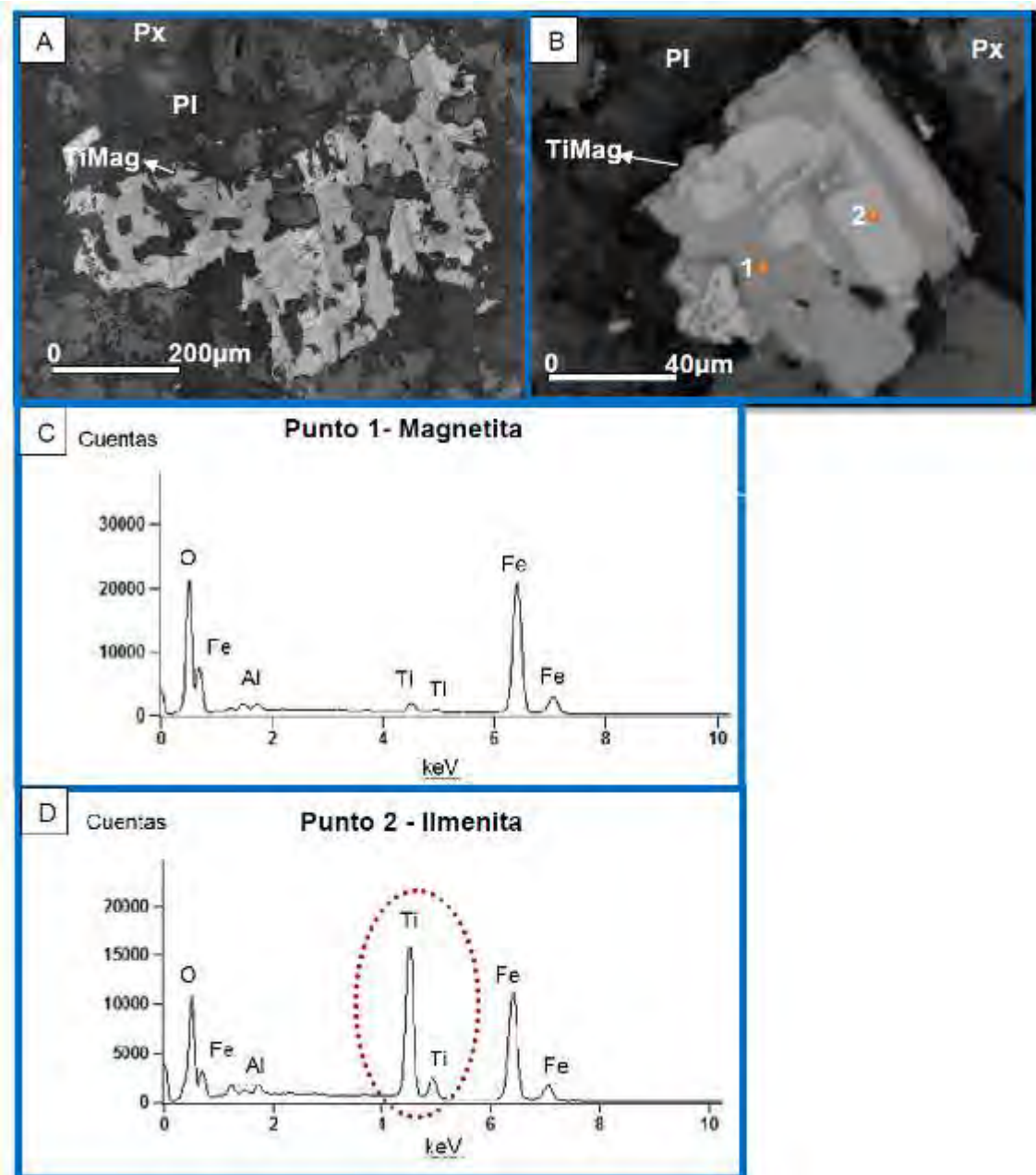
**Figura Nº 26:** A-B) Fenocristal de piroxeno (augita) con macla carlsbad, fracturado e inmerso en una matriz con textura subofítica, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C019; C-D) Cristales de plagioclasa orientados, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C018; E-F) Textura glomeroporfírica dado por fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz subofítica, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C010. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), minerales opacos (Op).



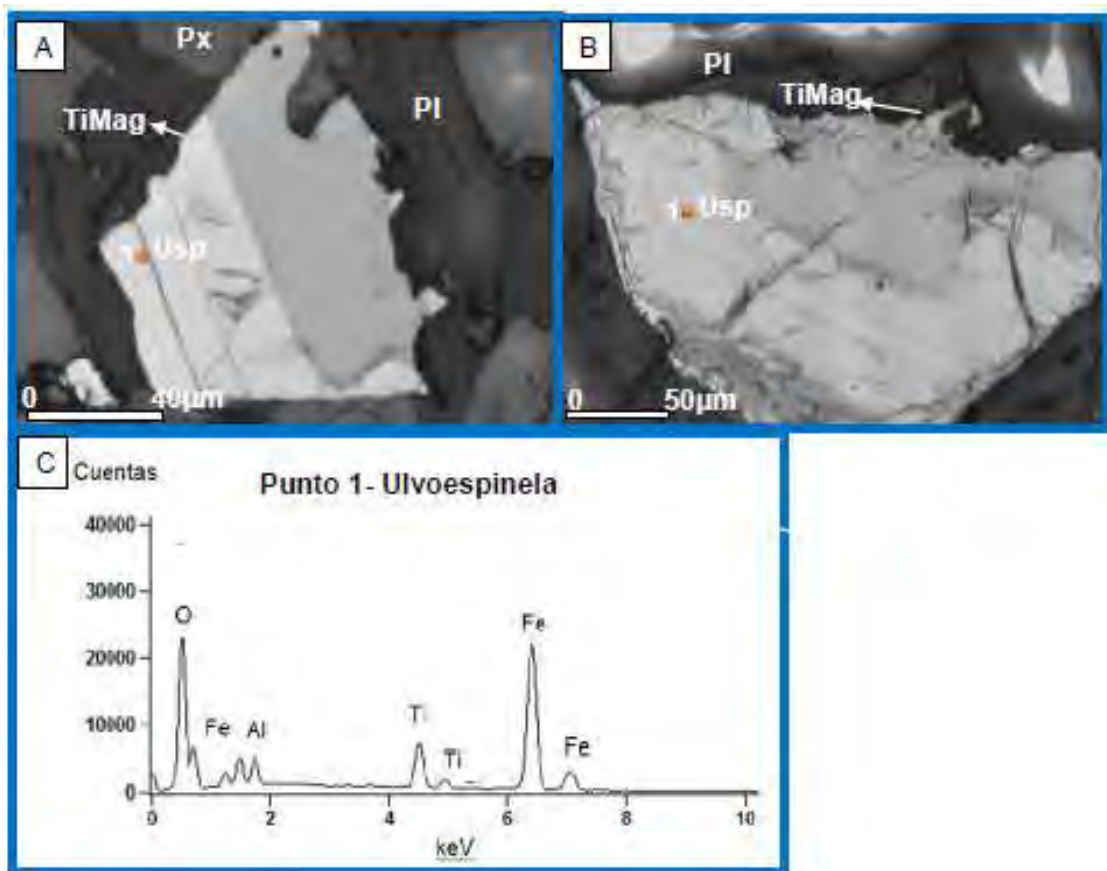
**Figura Nº 27:** A-B) Textura equigranular, óptica, con cristales de piroxeno (augita) con macla carlsbad y plagioclasas, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C027; C-D) Minerales opacos con formas esqueléticas, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C18; E- F) Minerales opacos con típicas formas indicadoras de inmiscibilidad de fluidos, luz natural y polarizada respectivamente, Muestra C10. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), minerales opacos (Op).



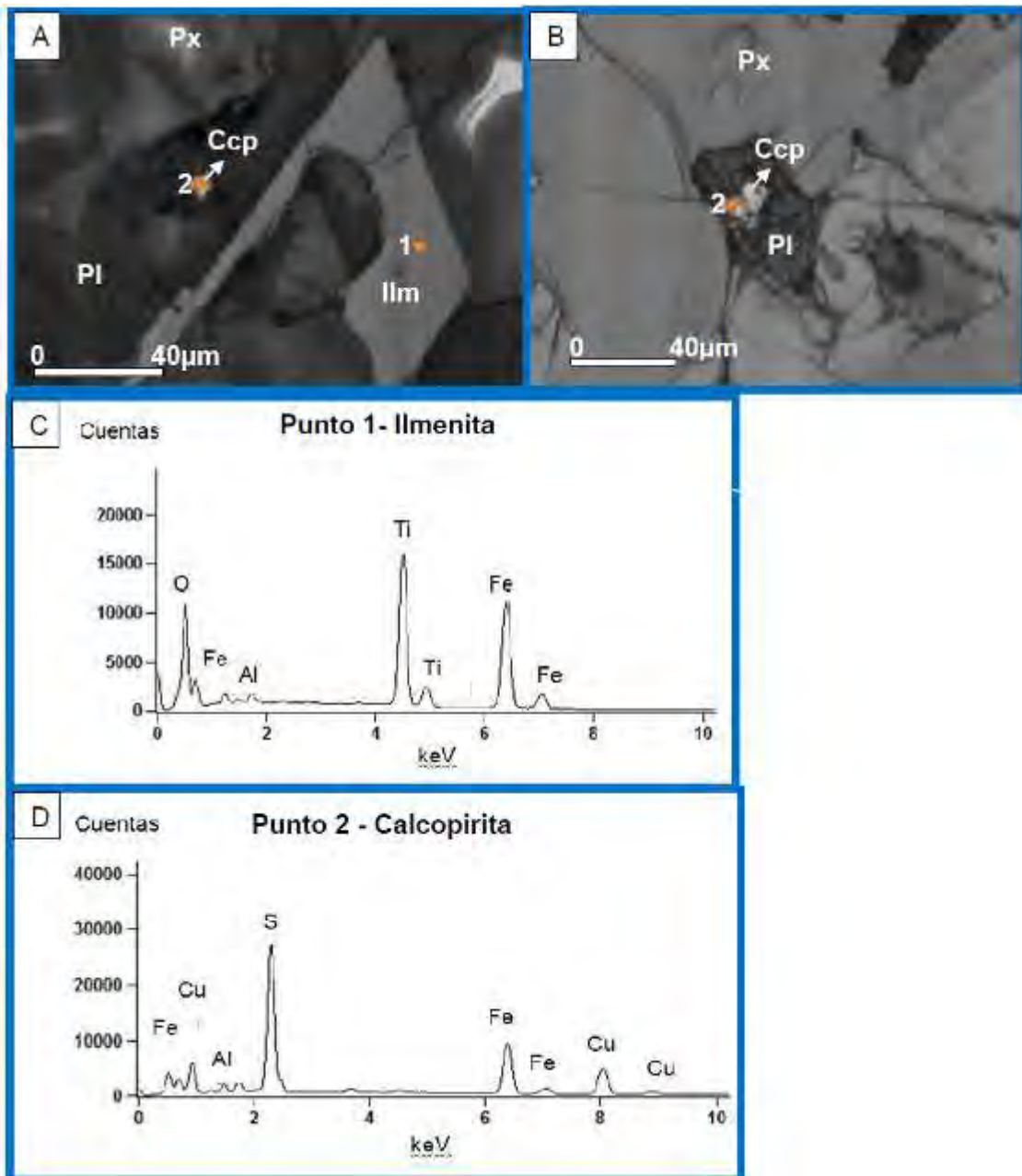
**Figura N° 28:** A-B) Titanomagnetitas con formas esqueléticas en secciones pulidas, técnica identificación por luz reflejada, Muestras C012 y C022 respectivamente. C) Bandas más claras correspondientes a ilmenitas, luz reflejada, Muestra C012; D) Titanomagnetitas como inclusiones dentro de fenocristales de plagioclasas, luz reflejada, Muestra C022. Abreviaturas minerales según IUGS: magnetita (Mag), ilmenita (Ilm).



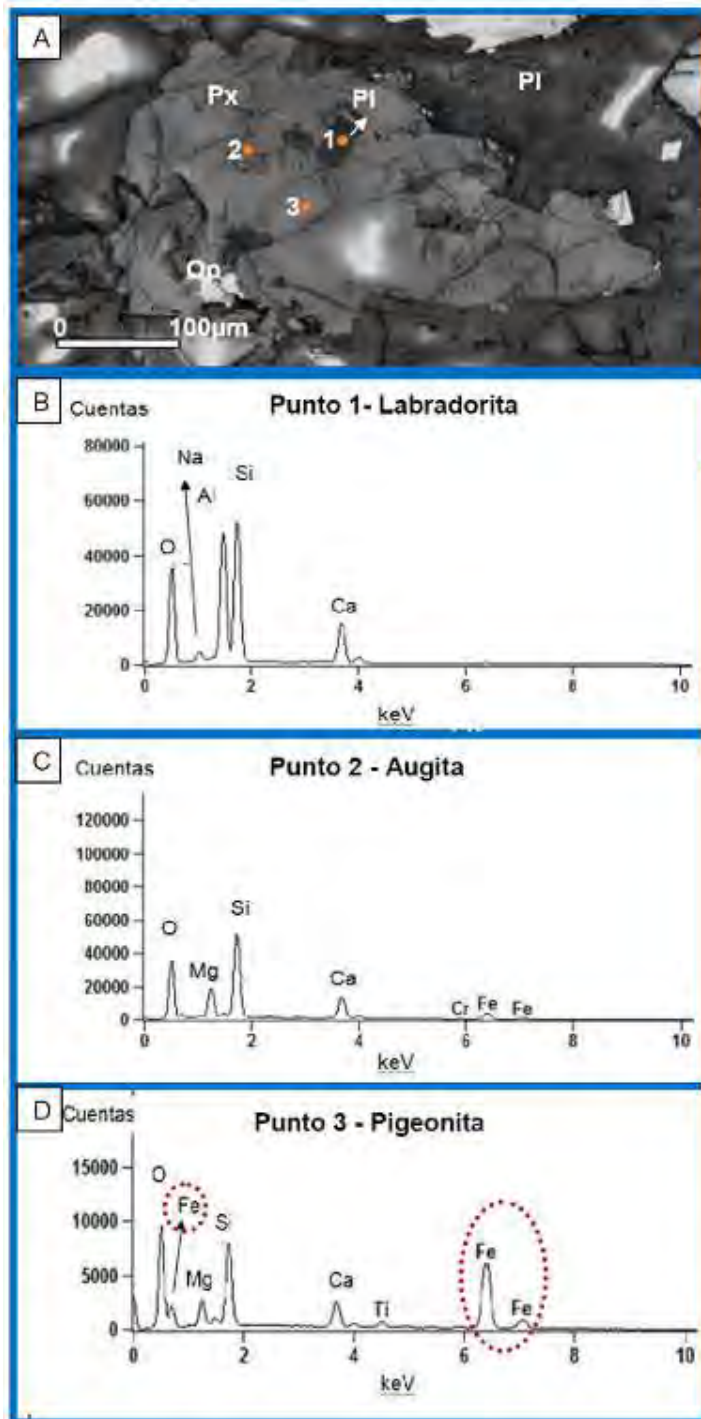
**Figura Nº 29:** A) Titanomagnetitas con formas esqueléticas, diferenciándose las dos tonalidades de grises dentro del cristal, imagen BSE, Muestra C020. B) Titanomagnetita con los puntos donde se realizaron análisis EDS, imagen BSE, Muestra C020; C y D) Espectros de rayos-X obtenidos correspondientes a magnetita e ilmenita respectivamente. Obsérvese la diferencia en el contenido de titanio entre la magnetita y la ilmenita. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), titanomagnetitas (TiMag).



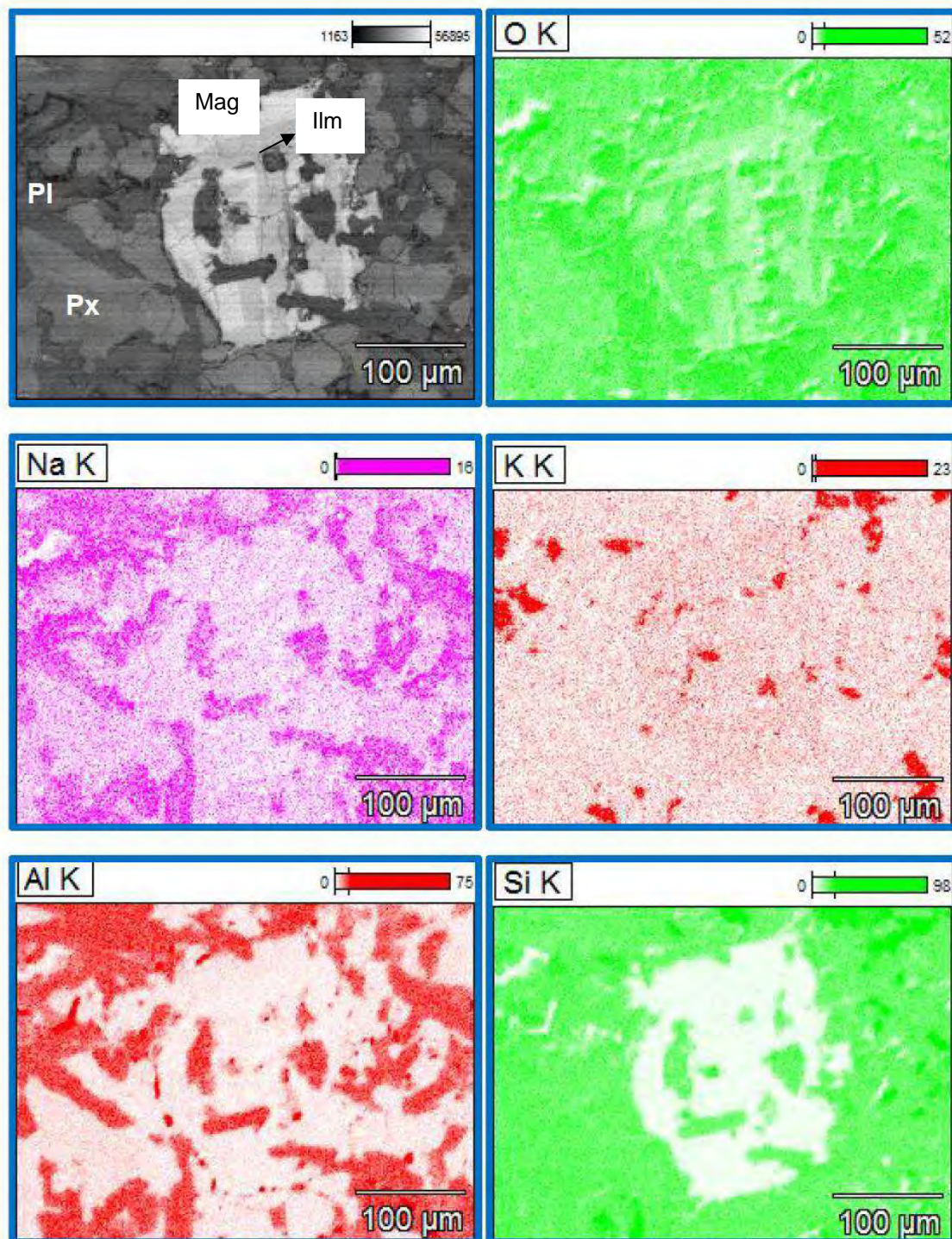
**Figura Nº 30:** A-B) Titanomagnetitas con exsolución de ulvoespinel y la ubicación de los puntos donde se realizaron los análisis por rayos X, imágenes de BSE, Muestra C002; C) Espectro de rayos-X obtenido correspondiente a ulvoespinel, Muestra C002; Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), titanomagnetitas (TiMag) y ulvoespinel (Usp).



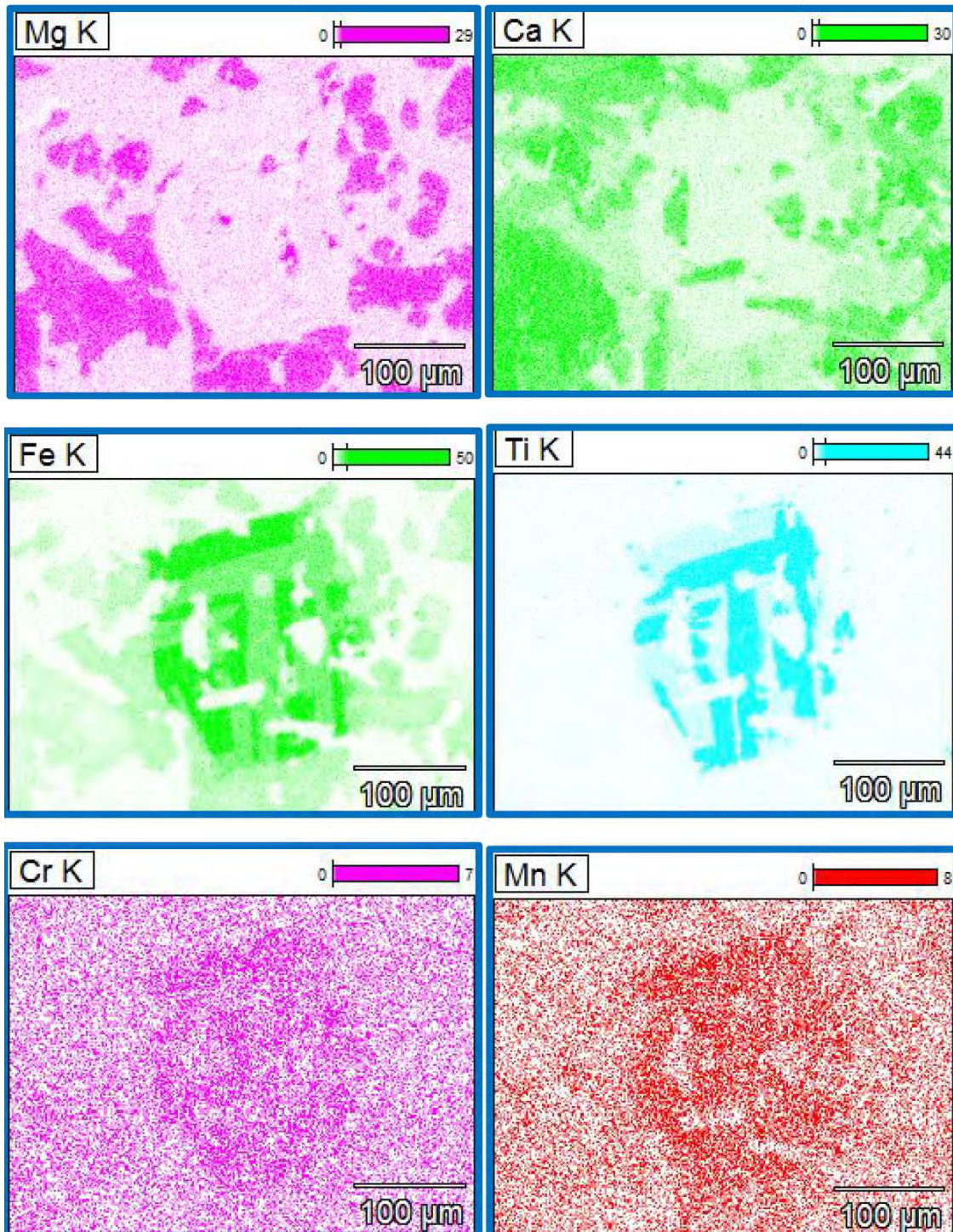
**Figura N° 31:** A-B) Cristales rómbicos de ilmenita y cristal de calcopirita, imagen BSE, Muestra C012; B) Calcopirita de forma esférica como inclusión en cristal de plagioclasa, imagen BSE, Muestra C012; C y D) Espectros de rayos-X obtenidos correspondientes a los puntos 1 y 2. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (PI); piroxenos (Px), ilmenita (Ilm) y calcopirita (Ccp).



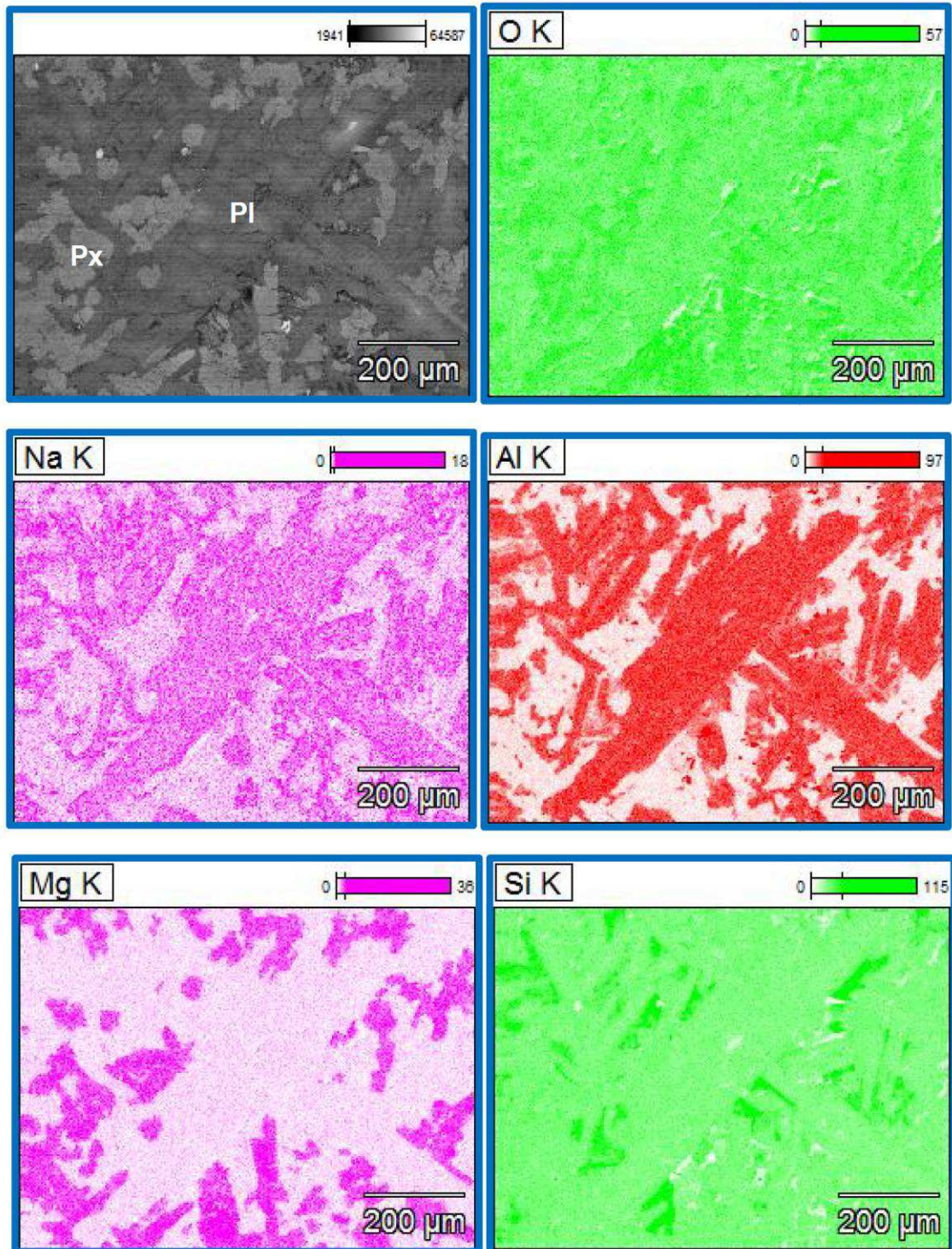
**Figura Nº 32:** A) Fenocristal de piroxeno (augita) con finas bandas de exsolución de pigeonita e inclusiones de plagioclasas, imagen BSE, Muestra C022. B a D) Espectros de rayos-X obtenidos de los puntos 1 al 3 correspondientes a los minerales labradorita, augita y pigeonita, se observa la diferencia en el contenido de hierro entre la augita y pigeonita. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), minerales opacos (Op).



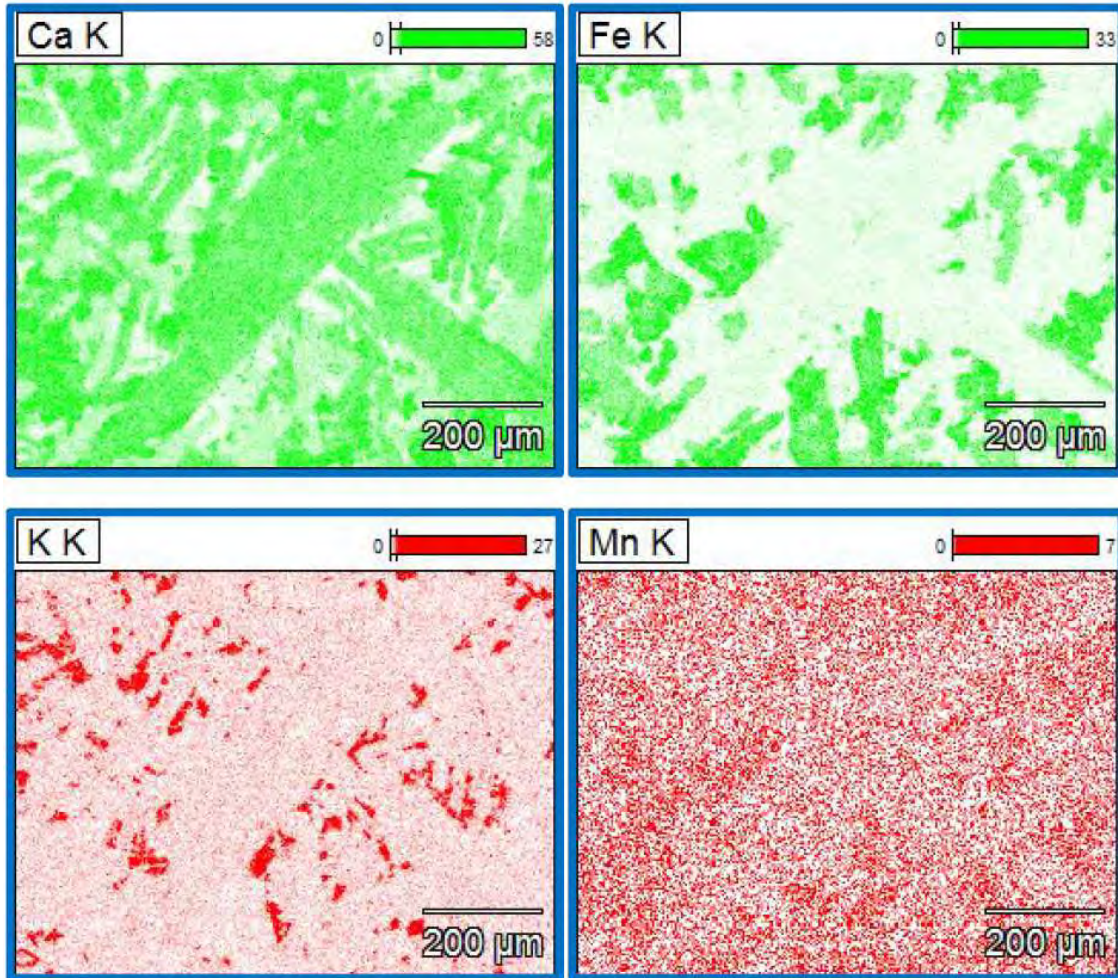
**Figura N° 33:** Mapas composicionales de los elementos químicos O, Na, K, Al y Si sobre la sección indicada en la primer imagen, Muestra C002. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), magnetita (Mag) e ilmenita (Ilm). Valores en cuentas, voltaje de aceleración 20kV y aumento de 350x.



**Figura N° 34:** Mapas composicionales de los elementos químicos Mg, Ca, Fe, Ti, Cr y Mn sobre la sección indicada en la primer imagen (ver Figura N° 33). Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl); piroxenos (Px), magnetita (Mag) e ilmenita (Ilm). Valores en cuentas, voltaje de aceleración 20kV y aumento de 350x.



**Figura N° 35:** Mapas composicionales de los elementos químicos O, Na, Al, Mg y Si sobre la sección indicada en la primer imagen, Muestra C022. Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl) y piroxenos (Px). Valores en cuentas, voltaje de aceleración 20kV y aumento de 160x.



**Figura N° 36:** Mapas composicionales de los elementos químicos Ca, Fe, K y Mn sobre la sección indicada (ver Figura N° 35). Abreviaturas minerales según IUGS: plagioclasa (Pl) y piroxenos (Px). Valores en cuentas, voltaje de aceleración 20kV y aumento de 160x.

## CAPÍTULO 6

### GEOQUÍMICA

En los últimos años la información geoquímica de los cuerpos intrusivos de la Provincia Magmática Paraná-Etendeka ha sido incrementada valiosamente pudiéndose establecer hipótesis petrogenéticas de carácter más localizado. En este sentido y debido a los escasos datos geoquímicos del *sill* de Cuaró, se decidió continuar esta línea de investigación mediante el aporte de nuevos datos químicos (incluyendo isótopicos) con la finalidad de lograr una caracterización más representativa del mismo. Para ello se analizaron 12 muestras no intemperizadas cuya ubicación se indica en el mapa geológico del área (Anexo C), las coordenadas pueden ser consultadas en el Anexo D y los datos químicos correspondientes de cada muestra se presentan en el Anexo E. Los diagramas químicos utilizados en la presente investigación son específicos de rocas básicas, con 10 a 20% de MgO+CaO y para rocas no intemperizadas. La elección de los diferentes diagramas se basa en una intensa recopilación bibliográfica de la misma temática, siendo los principales: Piccirillo *et al.*, (1988); Rollinson (1993), Wilson (1996), Peate (1997) y Soares & Ernesto (2004). Estos han sido desarrollados mediante el programa informático "GSCkit" (Janousek *et al.*, 2011) de la Universidad de Glasgow (Reino Unido) en conjunto con el Servicio Geológico Checo.

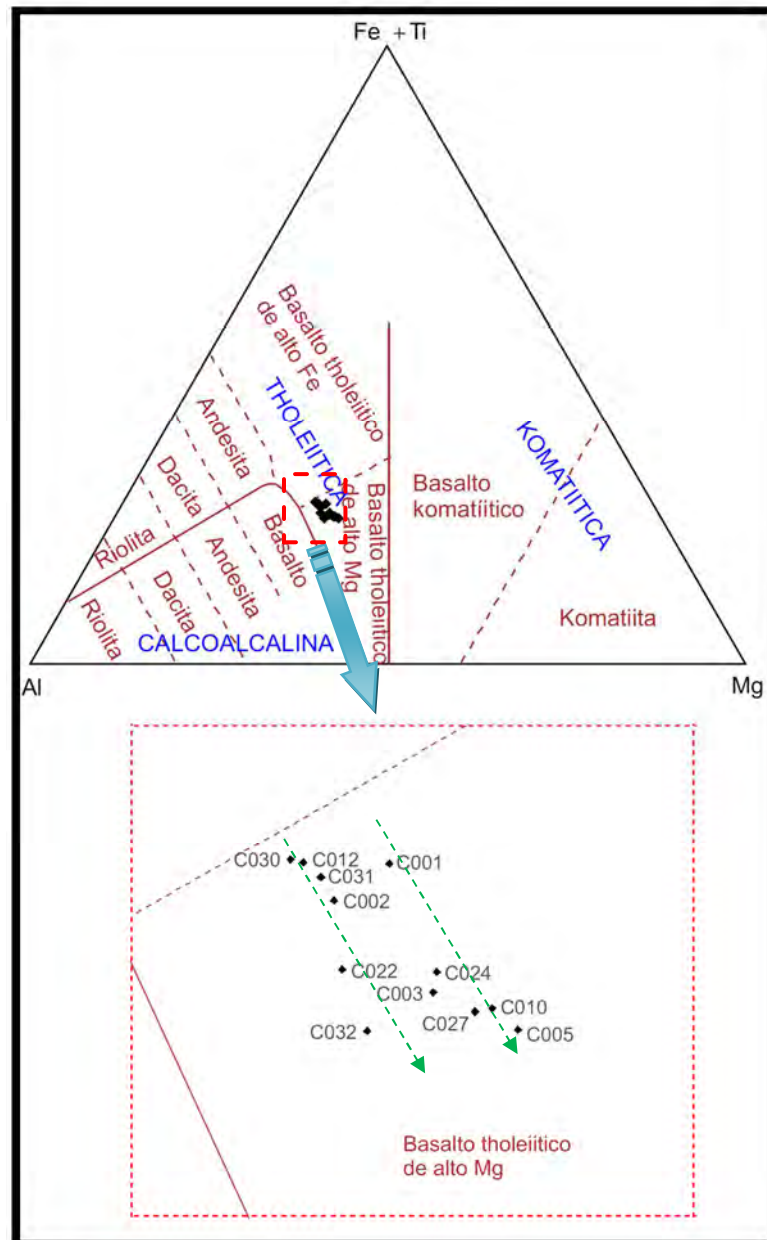
La presentación de los diagramas ha sido ordenada de la siguiente manera:

- 1) Diagramas clasificatorios y de afinidad química
- 2) Diagramas clasificatorios de la PMP
- 3) Diagramas bivariantes
- 4) Diagramas de Tierras Raras (o Lantánidos)
- 5) Diagramas de multielementos normalizados (o *spiders*)
- 6) Diagramas de fraccionamiento y contaminación cortical
- 7) Diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos
- 8) Diagramas isotópicos

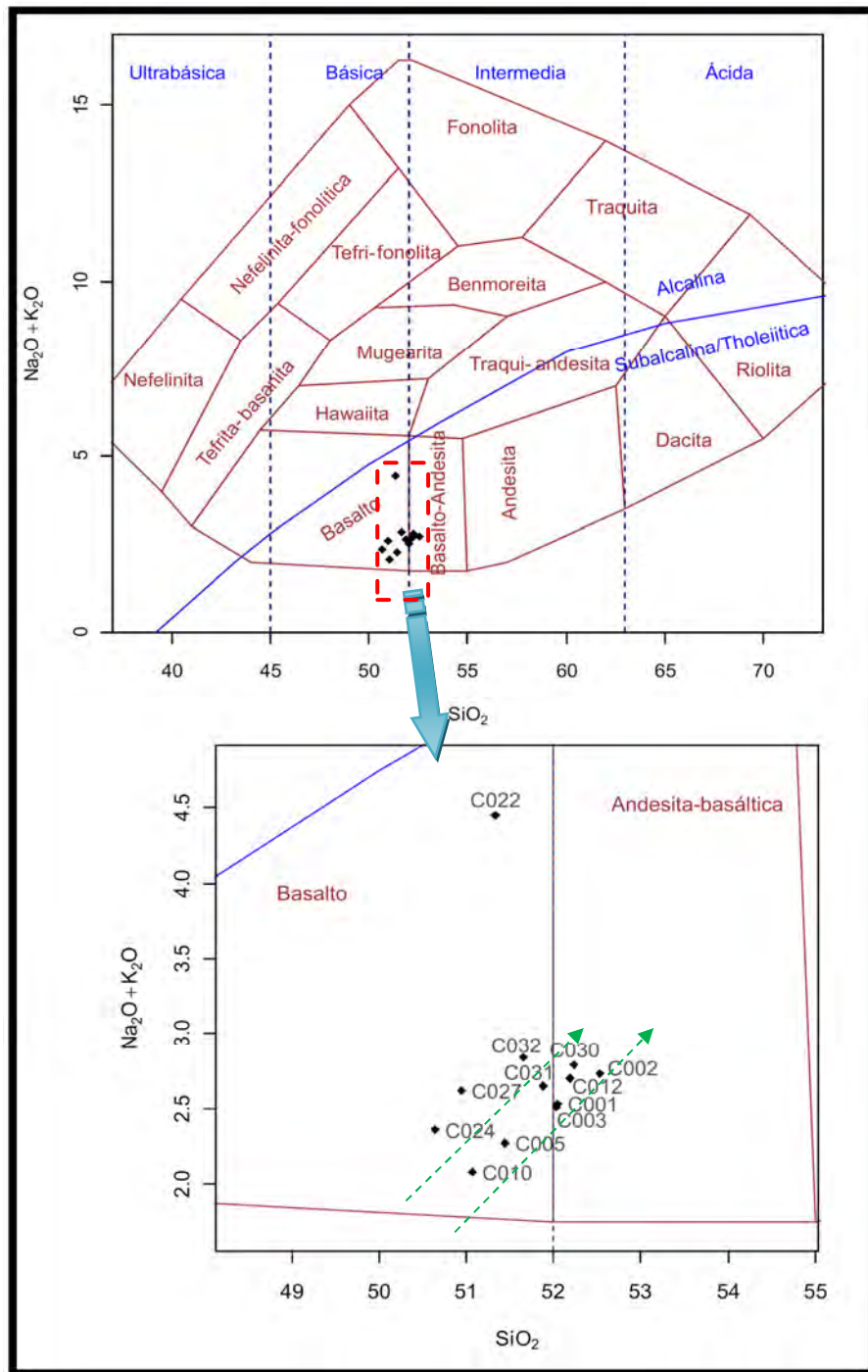
Es importante destacar que dentro de cada ítem, se trató de realizar más de un diagrama, en especial utilizando diferentes elementos y/o relaciones entre ellos, de modo de verificar los resultados obtenidos según recomiendan Rollinson (1993) y Wilson (1996) para los estudios geoquímicos-petrogenéticos. En el ítem 4 (Diagrama de TTRR) se presenta sólo uno dado que no hay variaciones de los elementos químicos; al contrario de los diagramas del ítem 5 (Diagramas de multielementos normalizados). En estos, si bien la normalización es la misma (sea condrito, sea manto primitivo), hay una variación mínima de ciertos elementos que son de gran importancia para los estudios petrogenéticos (Ej. Incluir Pb, Ti, P entre otros) y que deben ser tenidos en cuenta. Es de destacar, que en este capítulo se presentarán los diferentes diagramas presentando sus principales características en función del comportamiento de los diferentes elementos utilizados, mientras que el vínculo entre los resultados obtenidos y los procesos petrogenéticos serán abordados en el capítulo de discusiones (Capítulo 7).

## **6.1- Diagramas clasificatorios y de afinidad química**

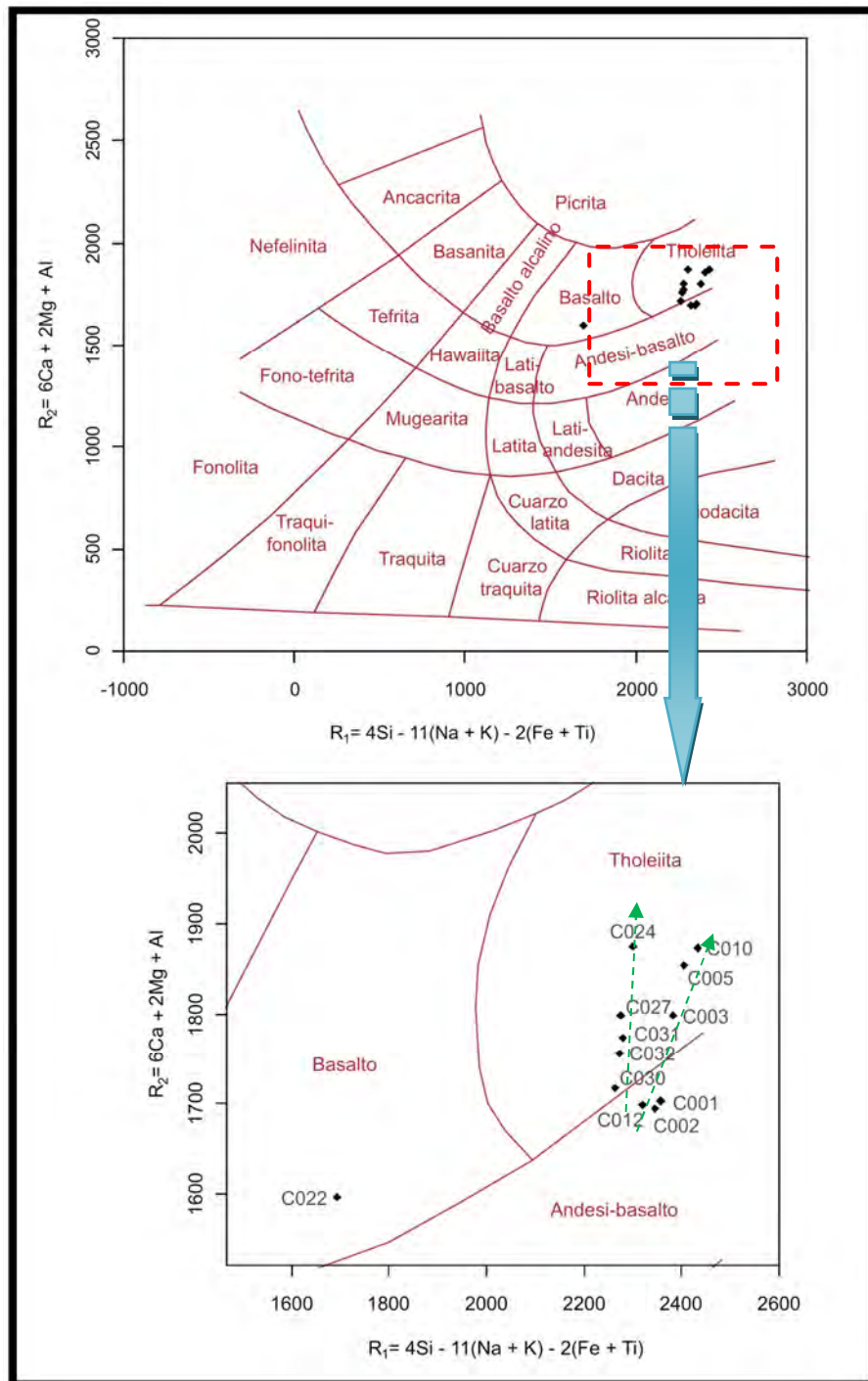
Los diagramas aquí utilizados, son de carácter general y tienen como finalidad clasificar rápidamente las rocas objeto de estudio siendo utilizados por un lado el de Jensen (1976), Cox *et al.* (1979), De la Roche *et al.* (1980) y Le Bas *et al.* (1986), los cuales constan de elementos químicos mayores y menores (Figuras N° 37 a 40); y por otro lado Thompson (1984) que utiliza minerales normativos (Tabla III; Figura N° 41). Para mantener un orden adecuado se presentan en base al año de su publicación, aunque están todos íntinsecamente relacionados y deben ser observados en conjunto. Los resultados obtenidos del análisis de todos ellos en conjunto se presentan al final del ítem y la Información específica adicional correspondiente a cada diagrama se presenta en la leyenda del diagrama en cuestión.



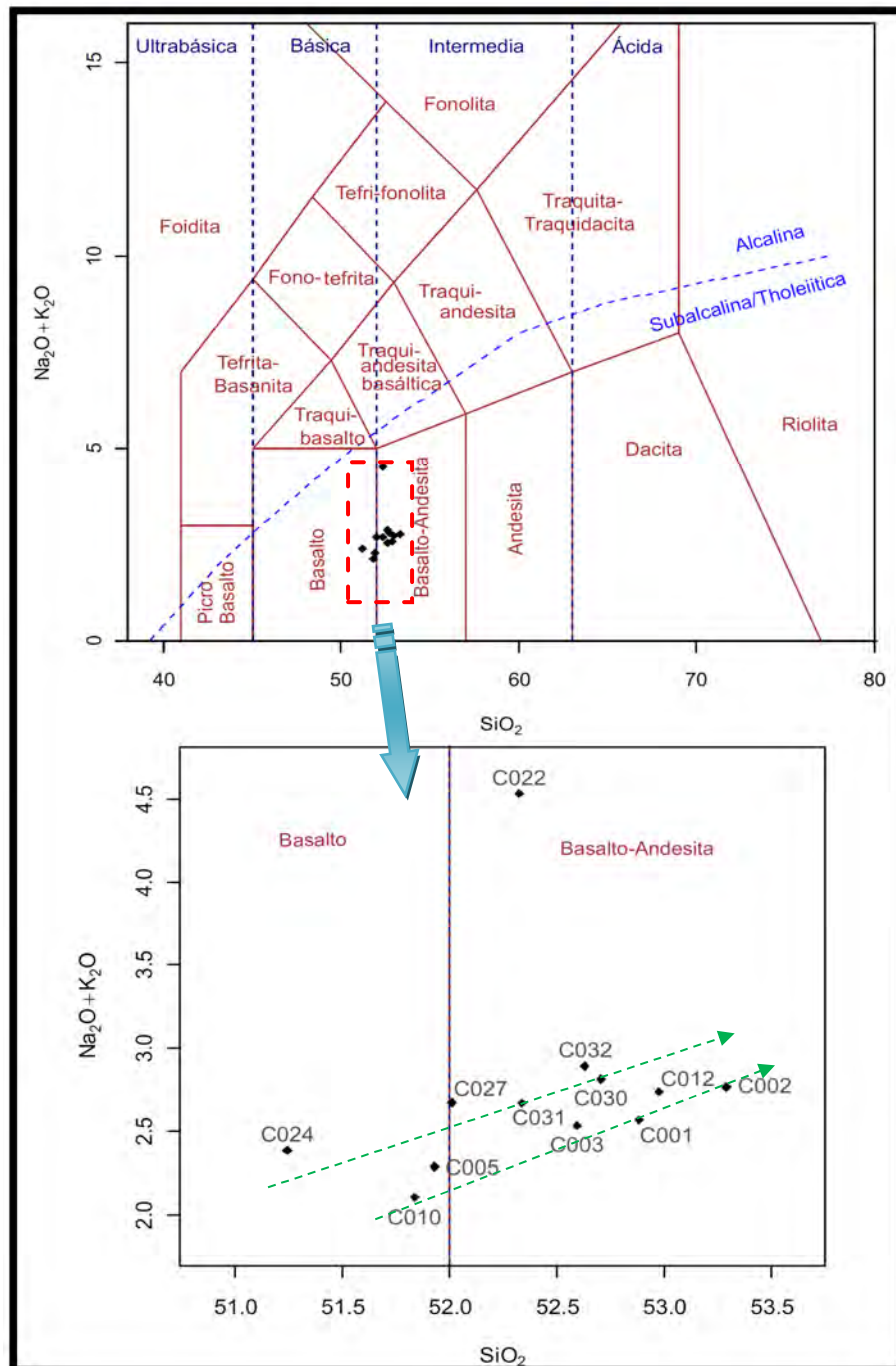
**Figura N° 37:** Diagrama clasificatorio de acuerdo a los porcentajes de los cationes (Fe+Ti)-Al-Mg según Jensen (1976) para rocas subalcalinas (ver Figuras N° 38 y 40). Para una correcta visualización de la distribución de las muestras analizadas así como una rápida identificación de las mismas, se amplía el campo en el recuadro inferior (indicado por la flecha). Las flechas verdes indicarían *dos trends*. Los valores se encuentran en % peso.



**Figura Nº 38:** Diagrama clasificatorio Alcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) vs. SiO<sub>2</sub> según Cox *et al.* (1979). Para una correcta visualización de la distribución de las muestras analizadas así como una rápida identificación de las mismas, se amplía el campo en el recuadro inferior (indicado por la flecha), y dos *trends* (flechas verdes). Los valores se encuentran en % peso. Observe la separación de campos tanto relativos a la acidez (%Silice), como los campos de rocas alcalinas y subalcalinas.



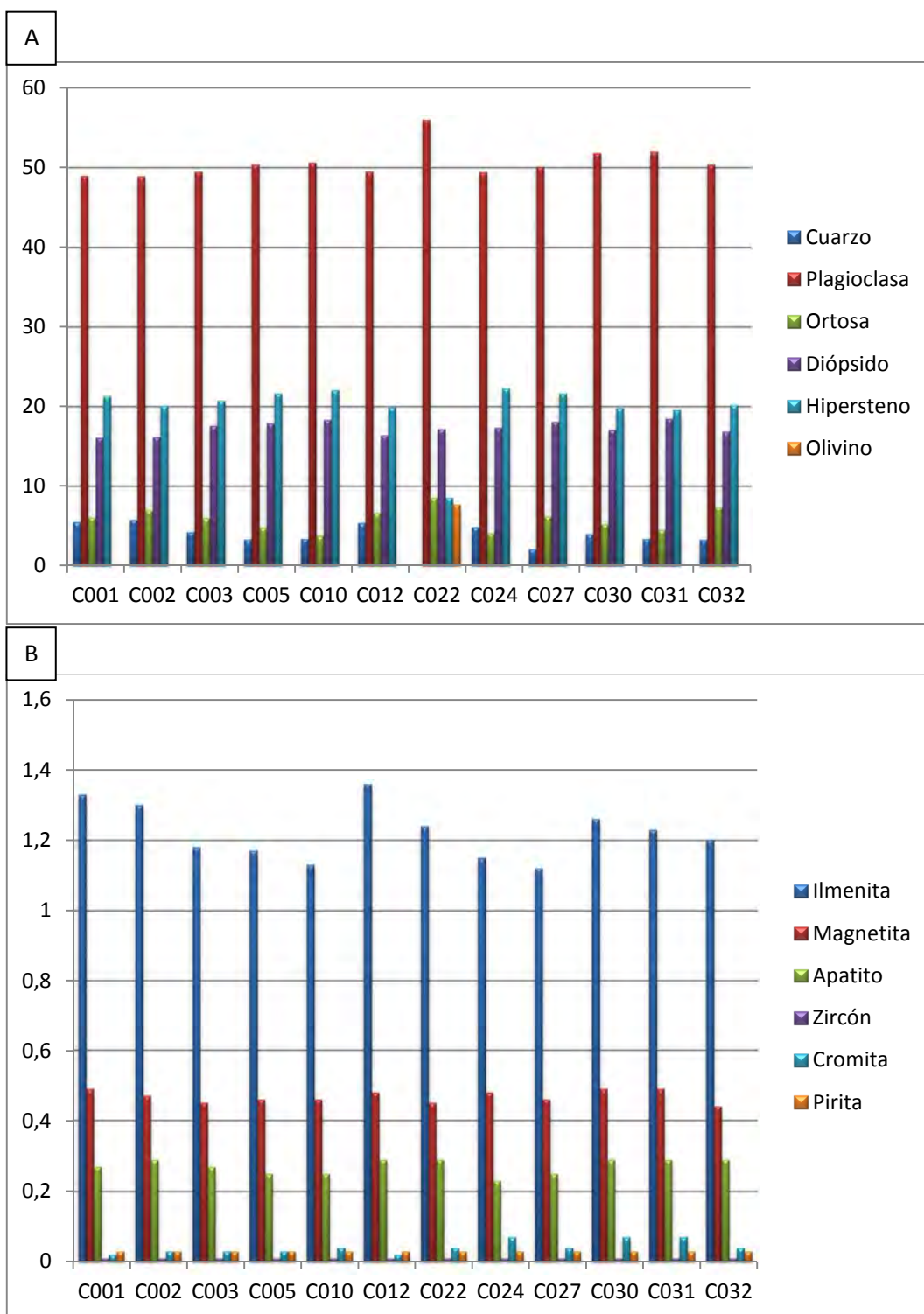
**Figura N° 39:** Diagrama clasificatorio  $R_2$  vs.  $R_1$  según de la Roche *et al.* (1980), basado en las proporciones catiónicas de los elementos mayores de las rocas. Para una correcta visualización de la distribución de las muestras analizadas, así como una rápida identificación de las mismas, se amplía el campo en el recuadro inferior (indicado por la flecha), y *trends* (flechas verdes). Los valores se encuentran expresados como milicaciones.



**Figura Nº 40:** Diagrama clasificatorio Álcalis vs.  $\text{SiO}_2$  según Le Bas *et al.* (1986). Para una correcta visualización de la distribución de las muestras analizadas, así como una rápida identificación de las mismas, se amplía el campo en el recuadro inferior (indicado por la flecha) y *trends* (flechas verdes). Los valores se encuentran expresados en %. Observe la separación de campos tanto relativo a la acidez (%Silice) como los campos de rocas alcalinas y subalcalinas.

La flecha punteada indicada en la Figura N° 40, indica procesos asimilación de asimilación de materiales corticales - cristalización fraccionada, de aquí en adelante abreviados como AFC, manifestado por dos *trends*.

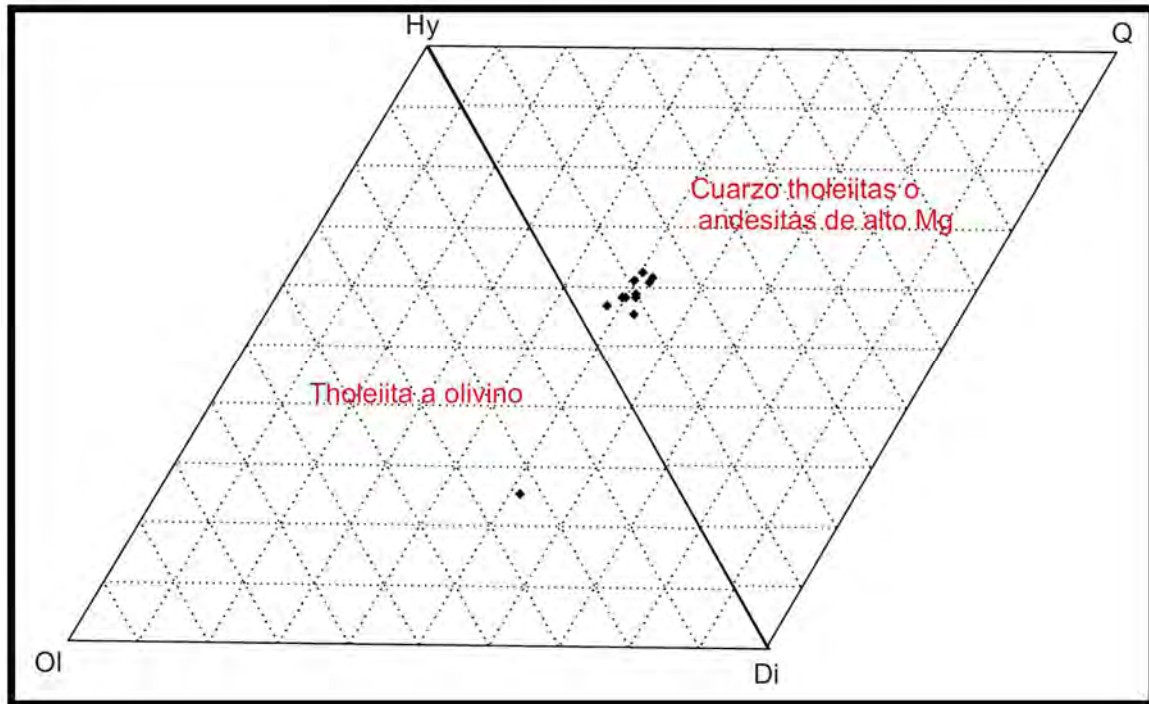
Por su parte, existen diagramas clasificatorios que utilizan la geoquímica de la roca traducida en la formación de minerales normativos CIPW (Thompson (1984). Antes de introducir el diagrama se presentan todos los minerales normativos formados para cada una de las muestras (Figura N° 41) y cuyos valores pueden ser consultados en forma detallada en el Anexo F. De manera general, se han formado los siguientes minerales normativos (expresados en %): cuarzo (2,06-5,77, ausente en la muestra C022), plagioclasa (48,92-56), ortosa (4,12-8,53), diópsido (16,06-18,47), hipersteno (8,55-22,27), olivino (7,69; presente solo en la muestra C022), ilmenita (1,12-1,36), magnetita (0,44-0,49), apatito (0,23-0,29) y trazas (menor a 1) de zircón, cromita y pirita. En base a estos resultados, se recalcularon los minerales normativos: cuarzo (Q), diópsido (Di), hipersteno (Hy) y olivino (Ol) para poder ingresarlos en los diagramas Q-Hy-Di (la mayoría de las muestras) y Ol-Di-Hy (solo comprende la muestra: C022) presentados en la Tabla III y en la Figura N° 42.



**Figura Nº 41:** Gráficos de porcentaje de los minerales normativos CIPW formados en cada muestra: A) minerales mayores al 2% y B) minerales con menos del 2% del volumen total normalizado. Observe la no formación de cuarzo y sí de olivino en la muestra C022. Los valores detallados se encuentran en el Anexo F.

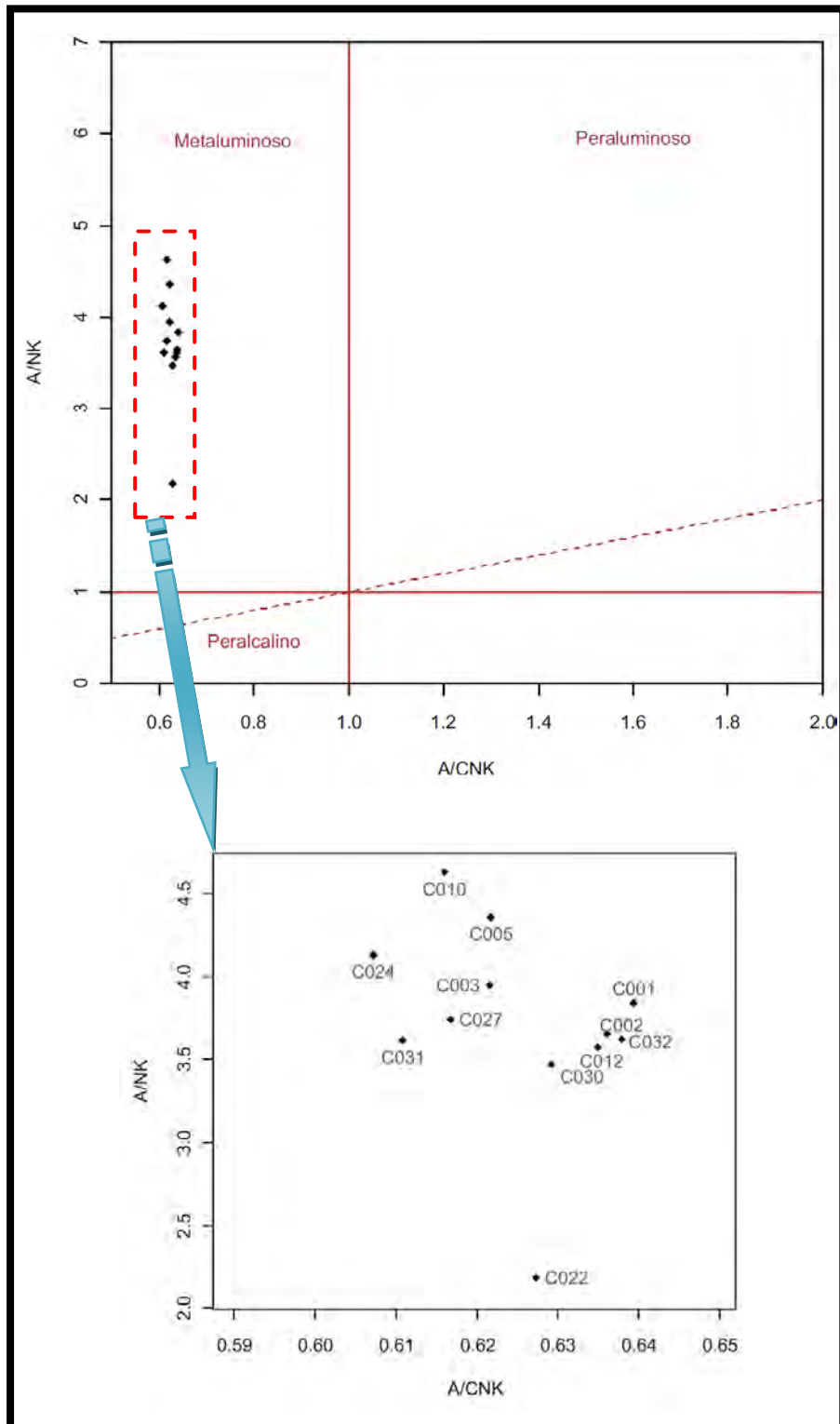
Muestra/ Mineral Normativo	Q	Di	Hy	OI
<b>C001</b>	12,78	37,52	49,69	0
<b>C002</b>	13,74	38,47	47,77	0
<b>C003</b>	9,88	41,34	48,76	0
<b>C005</b>	7,72	41,77	50,5	0
<b>C010</b>	7,7	41,87	50,42	0
<b>C012</b>	12,9	39,34	47,74	0
<b>C022</b>	0	51,4	25,58	23,01
<b>C024</b>	10,92	39	50,06	0
<b>C027</b>	4,92	43,28	51,78	0
<b>C030</b>	9,7	41,77	48,51	0
<b>C031</b>	8,11	44,63	47,24	0
<b>C032</b>	8,12	41,84	50,03	0

**Tabla III:** Minerales normativos formado por procedimiento CIPW para las muestras del *sill* de Cuaró. Valores de % en peso normalizado recalculados a 100% para el diagrama de Thompson (1984).



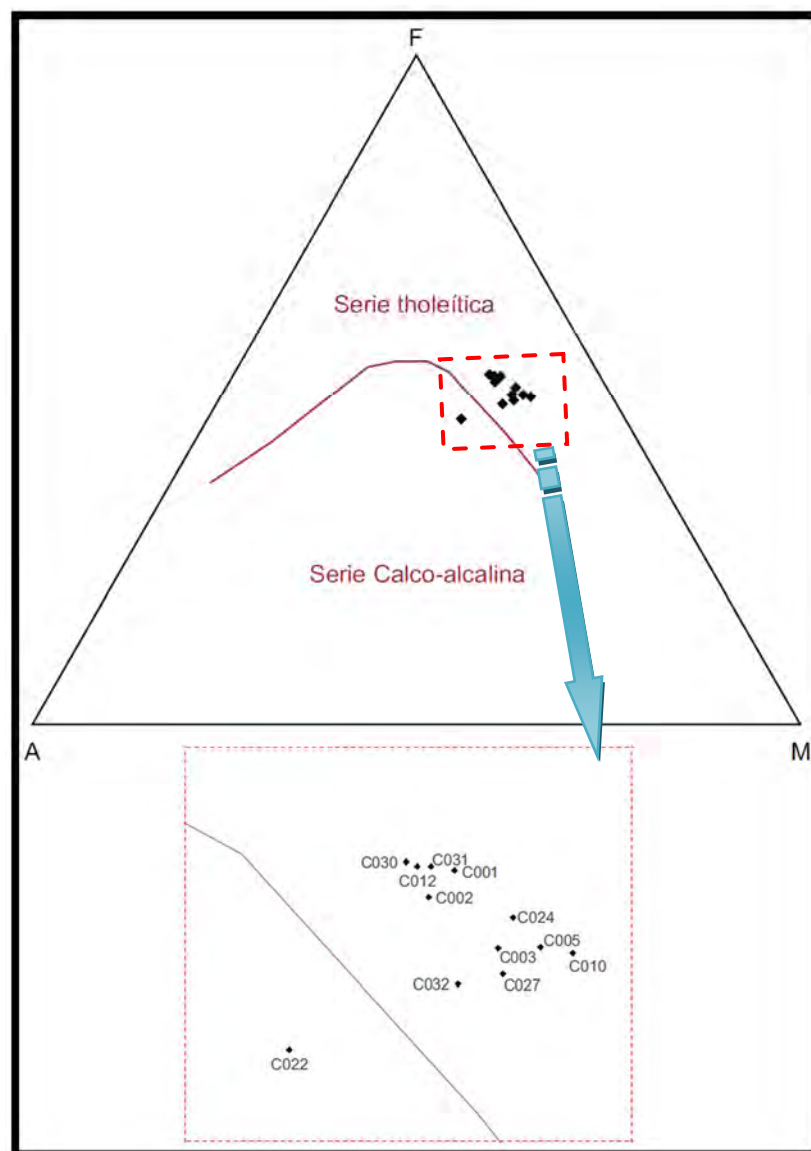
**Figura N° 42:** Diagrama clasificatorio de minerales normativos Hy-Ol-Di y Q-Hy-Di por método CIPW (ver Tabla III) según Thompson (1984). Referencias: Olivino (Ol), Hipersteno (Hy), Diópsido (Di) y Cuarzo (Q). Observe que la muestra C022 es la única comprendida en el diagrama Ol-Hy-Di. Valores en %.

En general, todas las rocas ígneas pueden ser clasificadas en base a la relación de los óxidos de aluminio, sodio, calcio y potasio para discernir el carácter químico: peralcalinas, metaluminosas o peraluminosas. Para ello, utilizamos el diagrama de Shand (1943), el cual integra de una manera simple dichas relaciones y permite una rápida caracterización química (Figura N° 43), en nuestro caso clasificándolas como rocas metaluminosas.



**Figura Nº 43:** Diagrama de la relación entre los elementos Al(A), Ca(C), Na(N) y K(K) según Shand (1943). Para una correcta visualización de la distribución de las muestras analizadas así como una rápida identificación de las mismas, se amplía el campo en el recuadro inferior. Los valores se encuentran expresados en unidades adimensionadas.

A su vez, el carácter subalcalino de las muestras del sill de Cuaró surge al utilizar el diagrama que relacionan los % de álcalis-% de FeO-% de MgO recalculados a 100%, en el diagrama (A-F-M) de Irvine & Baragar (1971). Este se utiliza para diferenciar la afinidad tholeiítica o calco-alcalina, al trabajar con series magmáticas subalcalinas (Figura N° 44).

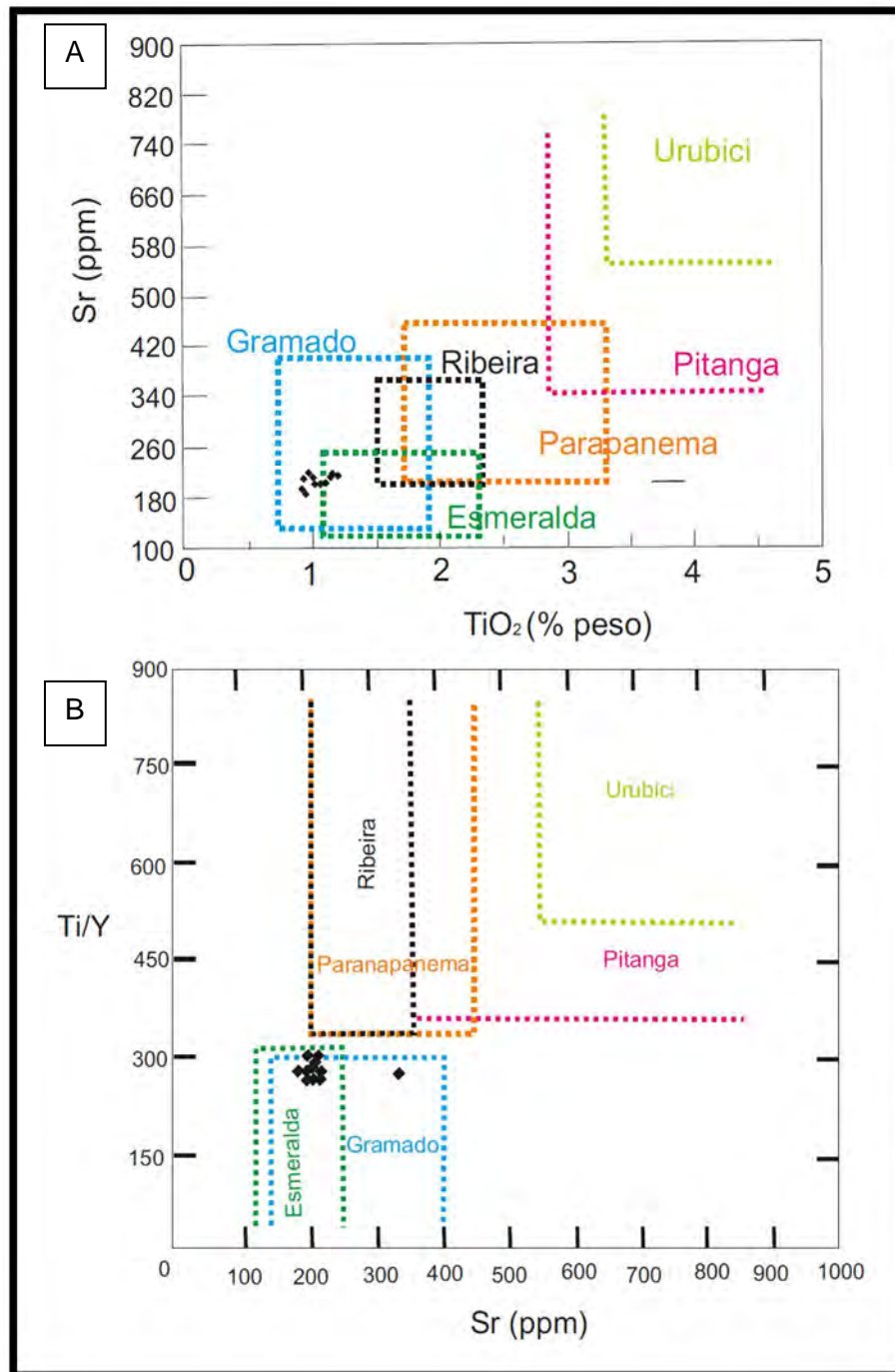


**Figura N° 44:** Diagrama A-F-M de Irvine & Baragar (1971). Para una correcta visualización de la distribución de las muestras analizadas así como una rápida identificación de las mismas, se amplía el campo en el recuadro inferior. Los valores se encuentran expresados %.

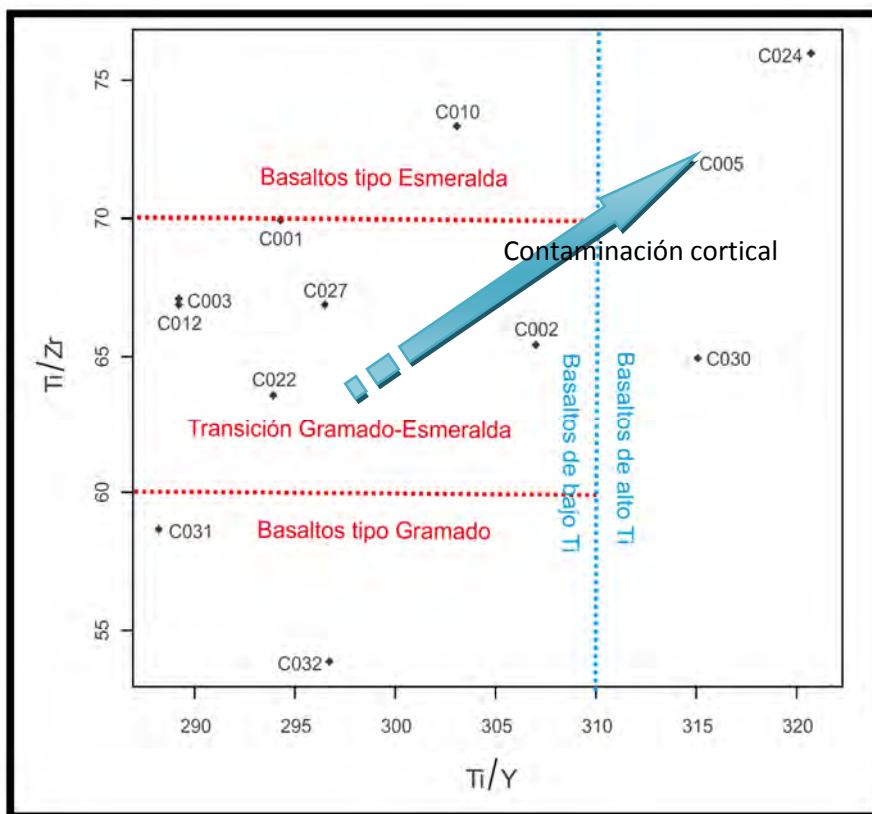
En base a todos los diagramas clasificatorios utilizados las muestras corresponden a basaltos y/o basalto andesitas subalcalinos - (cuarzo) tholeiíticos, caracterizados por la presencia de cuarzo e hipersteno normativo y solo una muestra presenta olivino normativo. Las muestras analizadas son básicas a intermedias (50,64% a 52,53% de  $\text{SiO}_2$ ), con contenidos de 15,91% a 19,07%  $\text{MgO}+\text{CaO}$ ; entre 36,23 y 42,29 #Mg; de 2,08% a 4,45% de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (subalcalinas tholeiíticas), de entre 14,17% a 14,73%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (metaluminosas) y bajo contenido en  $\text{TiO}_2$  (0,9% a 1,1%). Los valores de cada muestra pueden observarse en el Anexo E (Datos químicos).

## 6.2 - Diagramas clasificatorios para las rocas básicas de la PMP

La Provincia Magmática Paraná está compuesta por más del 90% de rocas básicas y debido a su enorme volumen y extensión (ver Capítulo 3) ha sido clasificada en subdivisiones con base en las características químicas de las lavas y cuerpos intrusivos, sobretodo en base al contenido de elementos incompatibles inmóviles. Estas clasificaciones químicas fueron establecidas por Peate *et al.* (1992) y Peate (1997), junto con la realización de diagramas discriminantes propios para la PMP (Figuras N° 45 y N° 46). En ambos, las muestras se clasifican como basaltos predominantemente del tipo Gramado y en menor proporción del tipo Esmeralda (solo una muestra - C010); con bajo contenido en Ti lo cual es característico para la porción sur de la PMP, de acuerdo a los autores mencionados.



**Figura Nº 45:** Diagramas clasificatorios A) Sr vs. TiO<sub>2</sub> y B) Ti/Y vs. Sr de las rocas básicas de la PMP según Peate *et al.* (1992). Dado que estas clasificaciones son generales, no se amplía el campo.



**Figura N° 46:** Diagrama Ti/Zr vs. Ti/Y según Peate (1997), discriminante de los basaltos de bajo Ti (Gramado-Esmeralda) y los de alto Ti (indiferenciados).

El diagrama de la Figura N° 46, presenta una distribución de las muestras en todos los campos: basaltos tipo Gramado, campos transicionales, campo tipo Esmeralda y hay tres muestras que se encuentran estrictamente fuera del campo de bajo Ti. En el caso de estas últimas, deben considerarse los límites de tolerancia del campo y siendo la diferencia de apenas 10ppm pueden considerarse como de bajo Ti. La clasificación con mayor precisión será realizada con datos isotópicos y detallada en el último ítem del presente capítulo en conjunto con otros parámetros químicos (Ej. Relaciones Ti/Y; Ti/Zr; Nb/La), implícitos en la Tabla IV.

### 6.3 - Diagramas bivariantes

Estos diagramas se basan en relacionar elementos químicos mayores, menores y determinados trazas con la variación del MgO e identificar, conforme avanza la cristalización correlaciones cualitativas (positivas o negativas) entre este índice y los elementos óxidos o elementos utilizados (Rollinson, 1993). Si bien originalmente estos diagramas se suelen representar en función del SiO<sub>2</sub> como parámetro de evolución magmática (Diagramas tipo *Harker*), Rollinson (1993) y Wilson (1996) recomiendan el uso del MgO para las rocas básicas, siendo entonces ambos óxidos utilizados como índice de diferenciación. 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° 47 a Figura N° 49) e identificando las correlaciones, sean positivas o negativas, indicadas como flechas azules de trazo discontinuo. Otra ventaja, si bien es cualitativa al utilizar estos diagramas, es que realizan una primera aproximación de los procesos de AFC que pudieron ocurrir, sobretodo siempre vinculando los datos con las fases minerales reconocidas en los estudios petrográficos (ver Capítulo 5).

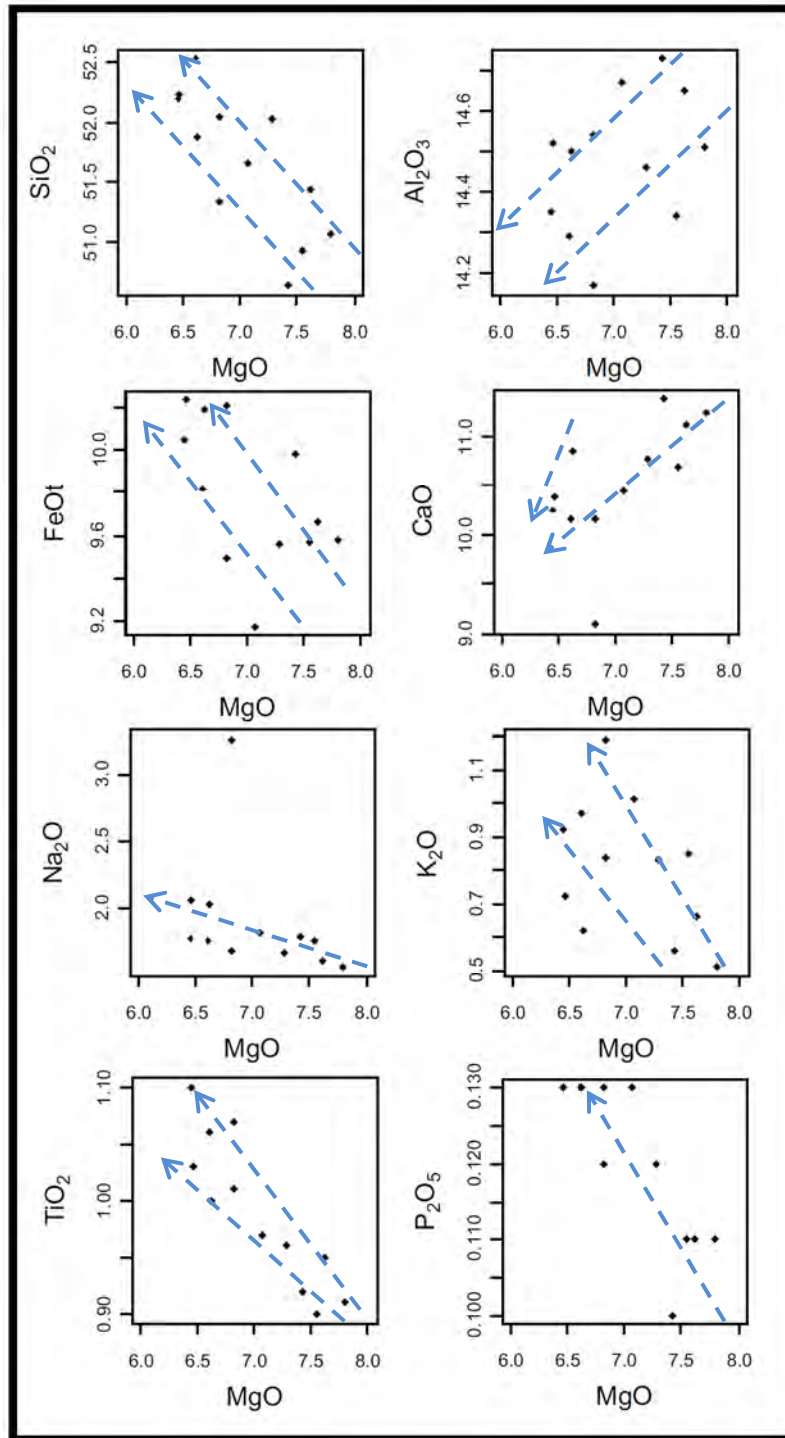
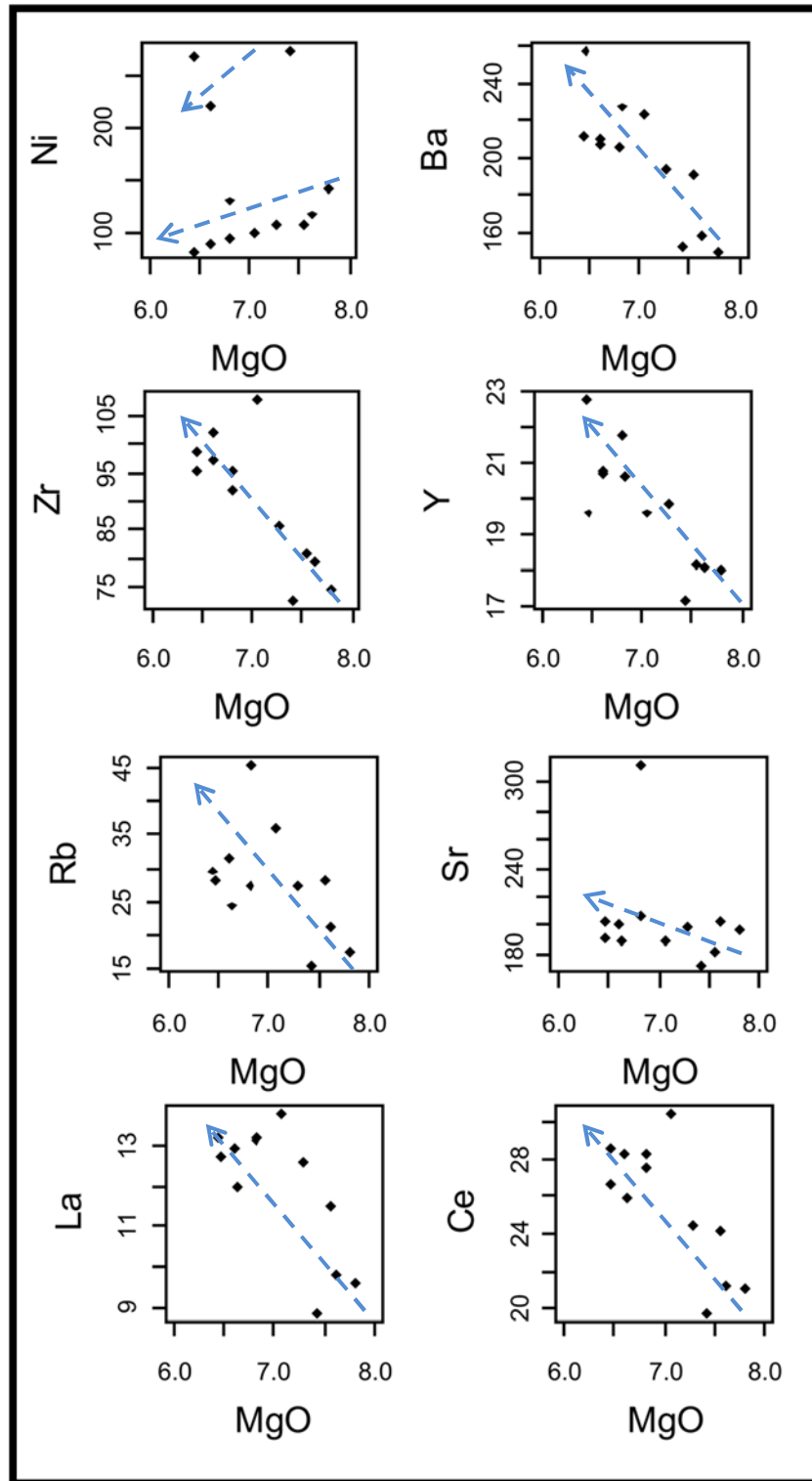
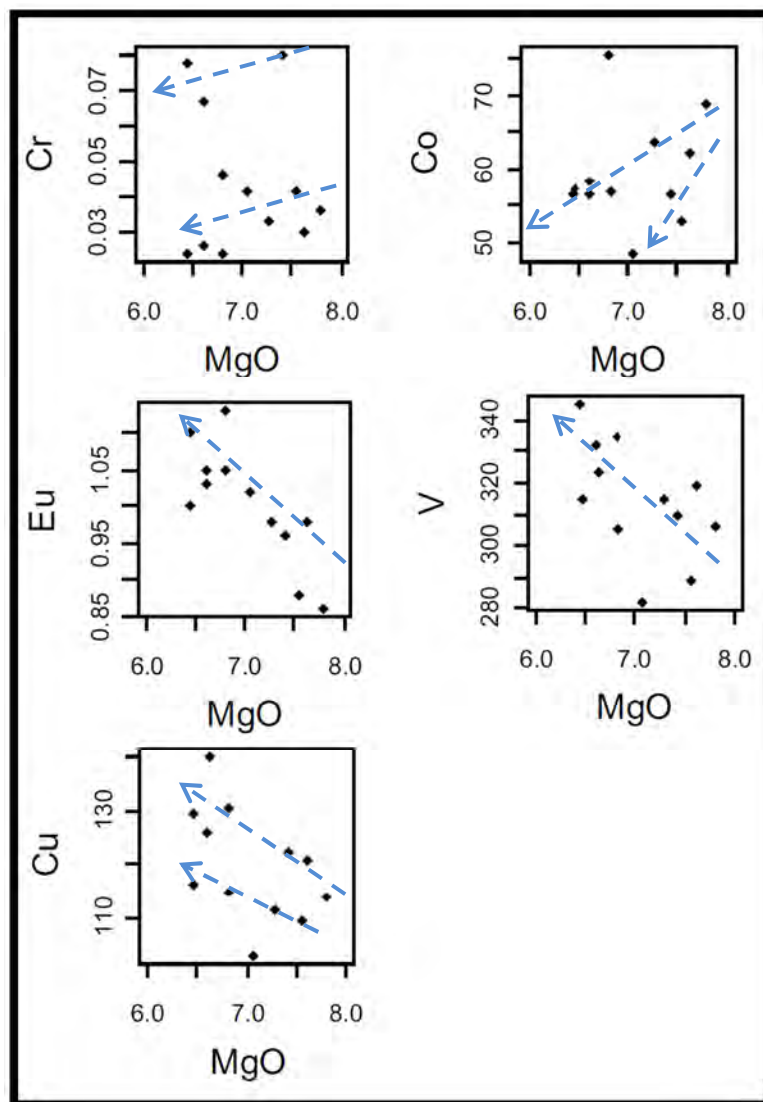


Figura N° 47: Diagrama bivalente para los elementos mayores vs. MgO. Los valores se presentan en %; flechas azules indican las correlaciones interpretadas.



**Figura Nº 48:** Diagrama bivalente de elementos menores y trazas. Valores en % para MgO y en ppm para los restantes elementos; flechas azules indican las correlaciones interpretadas.



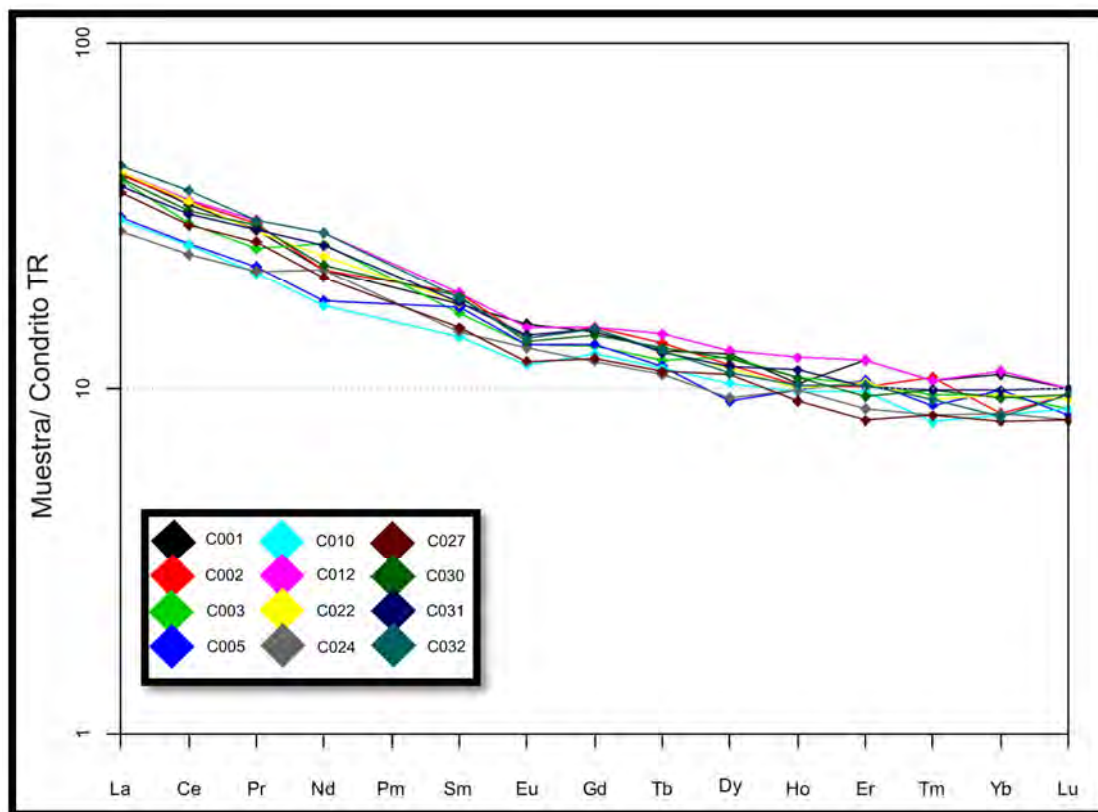
**Figura N° 49:** Diagramas bivalentes de elementos menores y trazas, incluyendo aquellos de posible interés exploratorio (Cr-Co-V-Cu), el elemento Ni se presenta en la Figura N° 48. Valores en % para MgO y en ppm para los restantes elementos; las flechas azules indican las correlaciones observadas.

Todos los elementos graficados en los diagramas bivalentes han permitido trazar *trends* evolutivos en función del índice MgO, interpretando correlaciones positivas para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, Ni, Cr y Co; y negativas para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t$ , álcalis,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ba, Zr, Y, Rb, Sr, La, Ce, V, Eu y Cu. El vínculo entre los resultados

obtenidos y los procesos petrogenéticos serán abordados en el Capítulo de Discusiones (Capítulo 7).

#### **6.4 - Diagramas de Tierras Raras o Lantánidos**

El grupo de las Tierras Raras (TTRR) 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 por último Lu. Las TTRR en las muestras estudiadas son normalizadas a una referencia común (condritos meteoríticos), dado que ellos son muestras del sistema solar relativamente no fraccionadas permitiéndonos eliminar la variación de la abundancia entre los elementos y a la vez identificar el fraccionamiento de las TTRR en los diferentes minerales (Rollinson, 1993). Si bien existen varios modelos de normalización a condritos, como las TTRR son un grupo definido y solo varía el autor en cada modelo, se planteará la distribución de TTRR en función del padrón establecido por Boynton (1984), indicado en la Figura N° 50) y ampliamente aceptado.



**Figura N° 50:** Diagramas de Tierras Raras normalizada a condrito (Boynton, 1984). Rombos de colores corresponde al N° de muestra.

Las muestras del *sill* presentan un patrón relativamente constante, observándose un leve enriquecimiento en las TTRR livianas (La a Sm) y una leve tendencia a un empobrecimiento gradual en las TTRR pesadas (Eu-Lu), argumentado también por los valores de las relaciones  $La/Sm_N$  entre 1,84 a 2,46 y  $Eu/Yb_N$  entre 1,34 a 1,68. A la vez, se observan anomalías negativas, si bien leves de Eu, con valores  $Eu/Eu^*$  menores a 1 (específicamente entre 0,84 y 0,96; fórmula de cálculo  $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \cdot Gd_N)}$ ) y Er. Del mismo modo es posible observar en el diagrama que todos los valores normalizados de las TTRR así como las relaciones entre ellas poseen valores muy próximos entre sí en todas las muestras, no encontrándose suficiente variación para separar

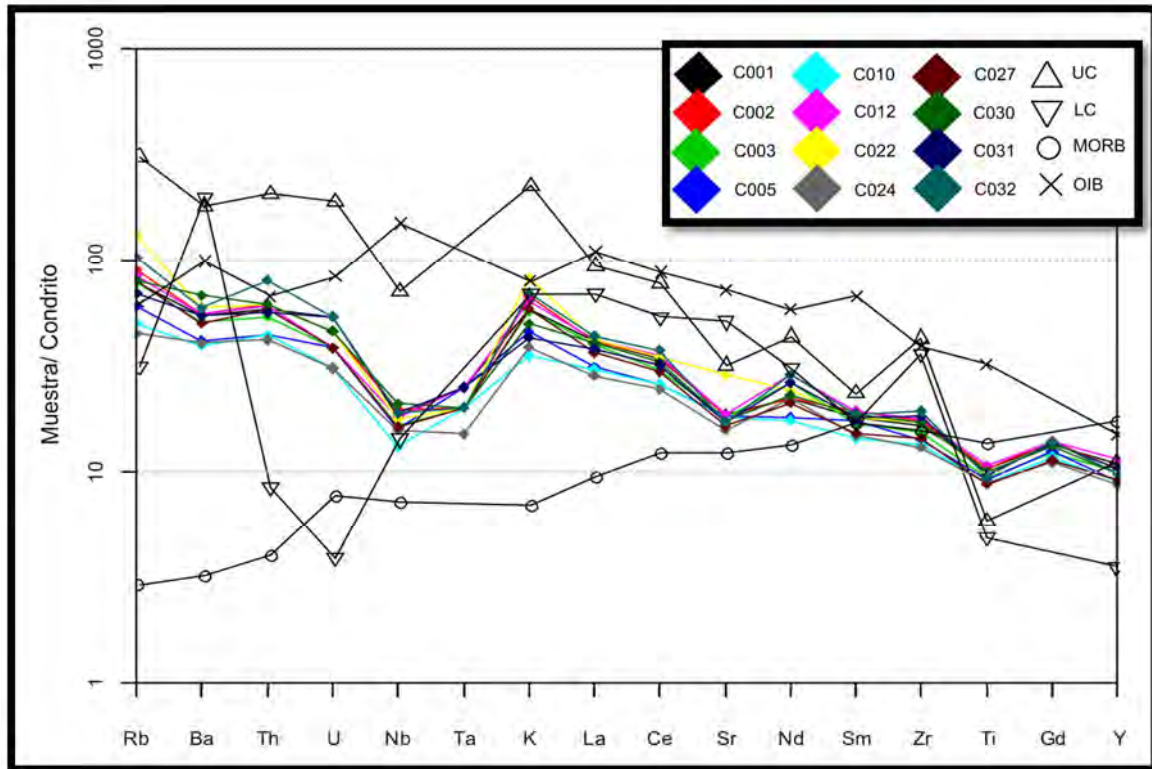
grupos. Los valores normalizados así como determinadas relaciones entre ellos fueron calculados y se presentan en el Anexo E.

### **6.5 - Diagramas de multielementos (o *spiders*)**

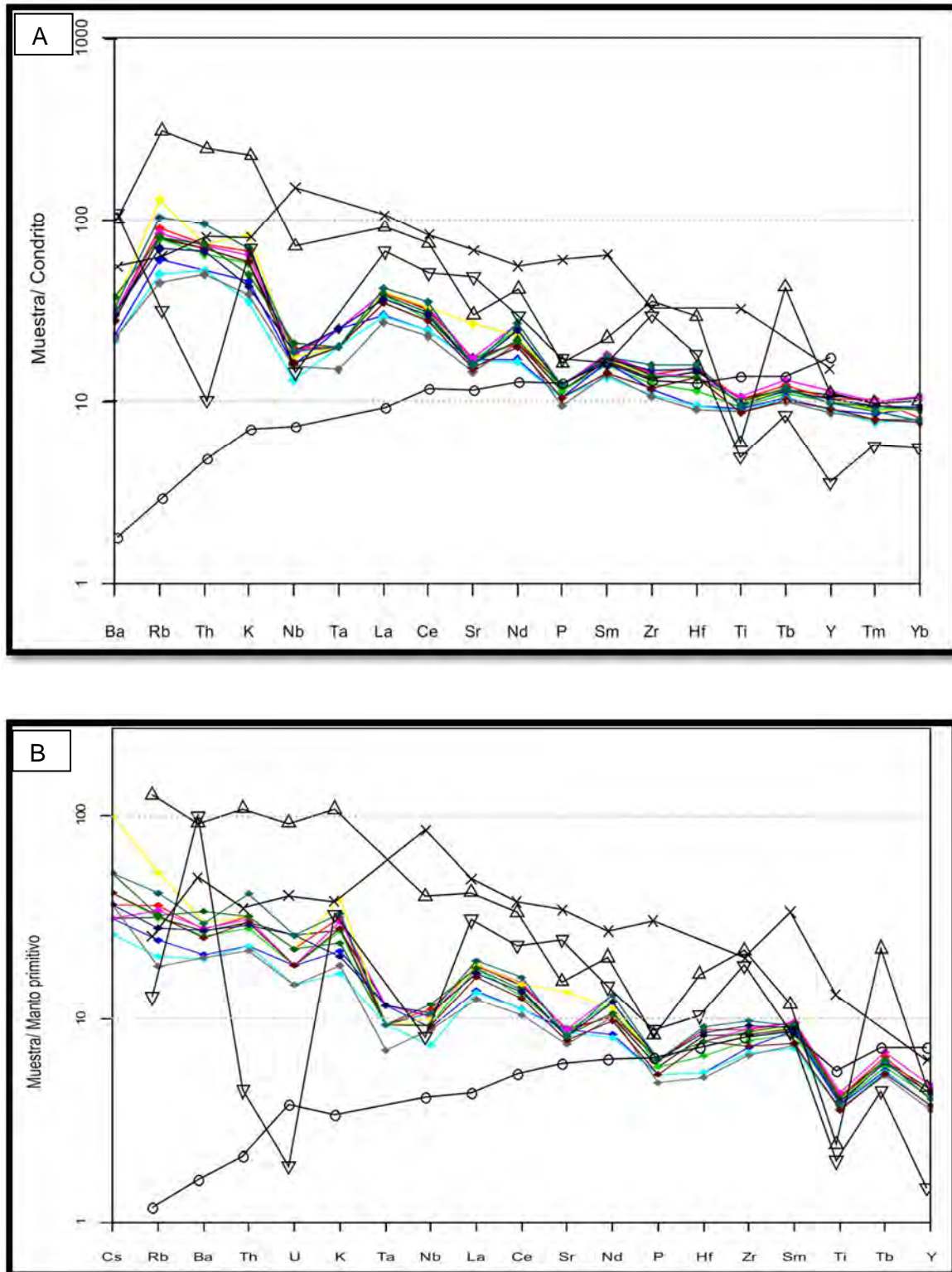
Estos diagramas consisten en comparar los elementos incompatibles (incluidas las Tierras Raras) presentes en el material analizado con la mineralogía típica del manto. Para ello se normalizan los valores respecto a composiciones representativas de estadios anteriores a la formación de la corteza continental, es decir la Tierra no diferenciada. En este sentido, se utilizaron los diagramas más aceptados y empleados en la literatura científica: aquellos normalizados a condritos meteoríticos según Sun *et al.* (1980), Figura N° 51; y Thompson (1982), Figura N° 52-A; y para los metales de transición según Langmuir *et al.* (1977), Figura N° 54. Los diagramas normalizados a la composición primitiva del manto son Wood *et al.* (1979), Figura N° 52-B y Sun & McDonough (1989), Figura N° 53-A; la utilización de los dos permite complementar ciertos elementos como (U, Hf, P, Tb, Tm, Yb); siendo los tres primeros de gran importancia para determinar contaminación cortical de los magmas (Wilson, 1996), mientras que los tres de TTRR permiten verificar si ha ocurrido fraccionamiento de minerales al analizarlo conjuntamente con el diagrama de TTRR (Figura N° 50).

Por su parte, Rollinson (1993) menciona que los diagramas multielementos deben ser normalizado a MORB, ya que las rocas básicas estarían relacionadas a éste patrón más que respecto al manto primitivo. Para ello se utilizó el diagrama según Pearce (1983), Figura N° 53-B. Los elementos

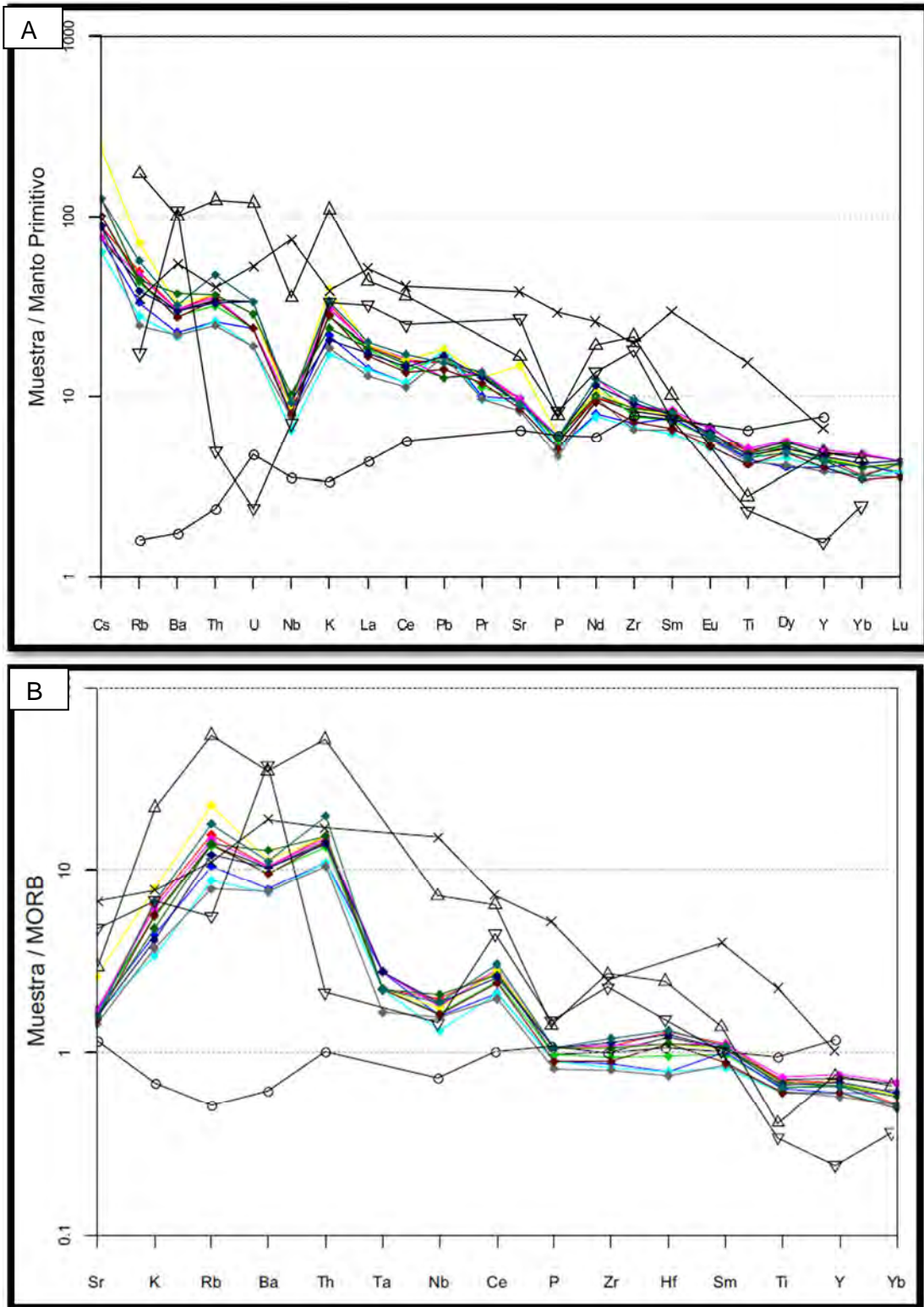
en todos los diagramas seleccionados se ordenan de izquierda a derecha desde los más incompatibles móviles (es decir del grupo LILE: Rb, Ba, K, Th, Sr, La y Ce entre otros), a los elementos incompatibles inmóviles (es decir los elementos del grupo HFS: Nb, Ta, Nd, P, Hf, Zr, Eu, Ti, Tb, Y, Yb entre otros), respecto a pequeños porcentajes de fusión del manto (Rollinson, 1993). A modo de realizar una comparación más rápida en los diagramas utilizados para el *sill* de Cuaró, se han normalizado las concentraciones promedio de elementos trazas principales de rocas cuyo origen es conocido y que se usan como patrones de referencia: usando datos para Corteza Continental Superior (CCS) de Taylor & McLennan (1981); Corteza Continental Inferior (CCI) de Weaver & Tarney (1984); basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB) de Saunders & Tarney (1984) y finalmente para basaltos de Islas oceánicas (OIB) de Sun *et al.* (1980). Estos datos se encuentran en Rollinson (1993) y se han transcritos en el Anexo E, además de reseñar los valores normalizados para condrito, manto primitivo y MORB tanto de las muestras analizadas como de los padrones recién mencionados.



**Figura Nº 51:** Diagrama multielementos normalizados a condrito (Sun *et al.*, 1980) para las muestras analizadas, comparando su distribución con diferentes composiciones de padrones característicos para basaltos de diferentes ambientes tectónicos. Referencias indicadas en la Figura representan a las muestras analizadas (rombos de colores); corteza continental superior (UC, triángulo); corteza continental inferior (LC, triángulo invertido); basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB, círculo); basaltos de islas oceánicas (OIB, equis).



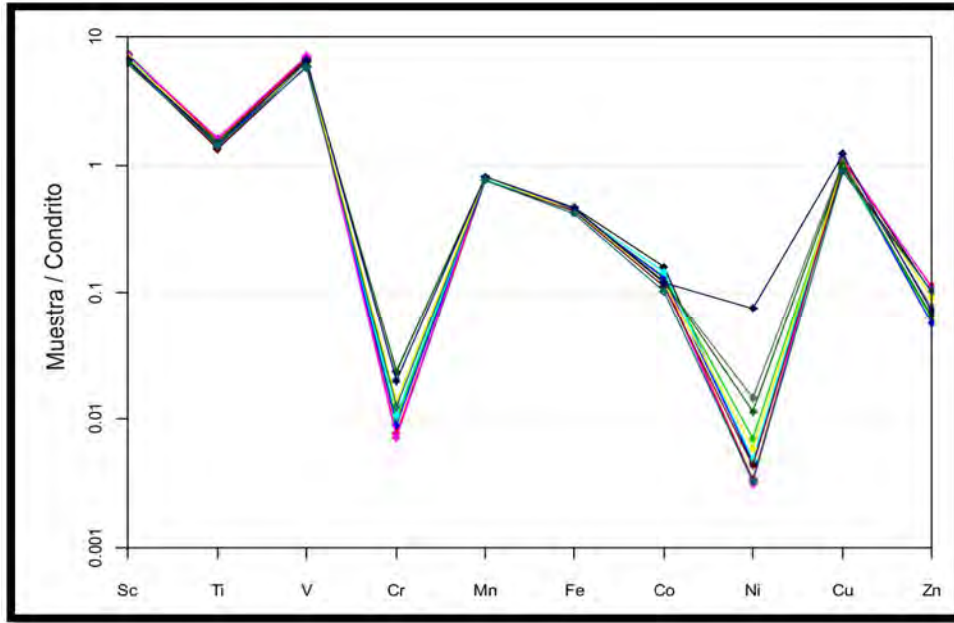
**Figura Nº 52:** Diagrama de multielementos normalizados según: A) condrito (Thompson, 1982) y B) manto primitivo (Wood *et al.*, 1979). Las referencias están indicadas en la Figura Nº 51.



**Figura N° 53:** Diagrama de multielementos normalizado A) a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) y B) a MORB (*Middle Ocean Rift Basalts*, basaltos de dorsales centro-oceánicas); Pearce (1983). Las referencias están indicadas en la Figura N° 51. MORB tiende a 1.

Los diagramas multielementos normalizados contra condrito, manto primitivo y MORB, permiten observar patrones similares entre los microgabros del estudio con aquellos de la corteza continental superior (pese a que el enriquecimiento o fraccionamiento de los elementos es bastante inferior), presentando anomalías negativas en los elementos Nb, Ta, Sr, Ti y P; a la vez de enriquecimiento de elementos incompatibles móviles como Rb, Ba, Th entre otros. Las anomalías mencionadas son típicas de contaminación de magmas por materiales corticales. Los patrones son muy diferentes a los tipos OIB y MORB, aunque con la corteza continental inferior posee algunos tramos en común. En el capítulo 7, serán discutidos con mayor detalle los vínculos petrogenéticos con los resultados obtenidos en estos diagramas.

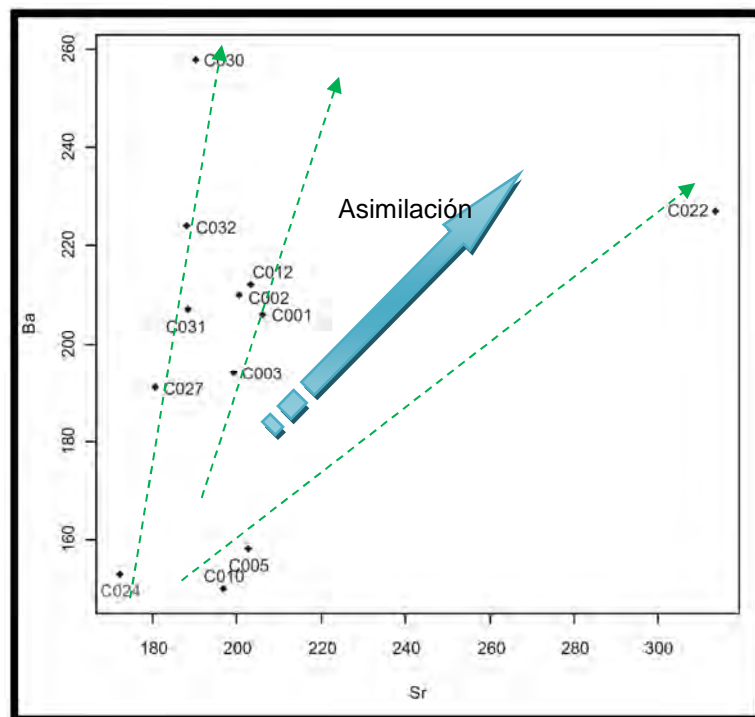
Por su parte, el diagrama de Langmuir *et al.* (1977), señalado en la Figura N° 54 y normalizado a condrito, tiene especial interés en aquellos elementos con coeficiente de partición con afinidad a los minerales ferromagnesianos (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu y Zn), permitiendo conocer el comportamiento y los procesos de fraccionamiento durante la cristalización temprana (Ryan, 1994; Robb, 2005; Laznicka, 2006). En este diagrama se observa un empobrecimiento gradual desde el Sc al Zn; siendo más evidente desde el Ti al Ni, con tres anomalías negativas principales para el Ti, Cr y Ni, indicando un rol importante en el fraccionamiento de olivinos, piroxenos y óxidos de Fe-Ti.



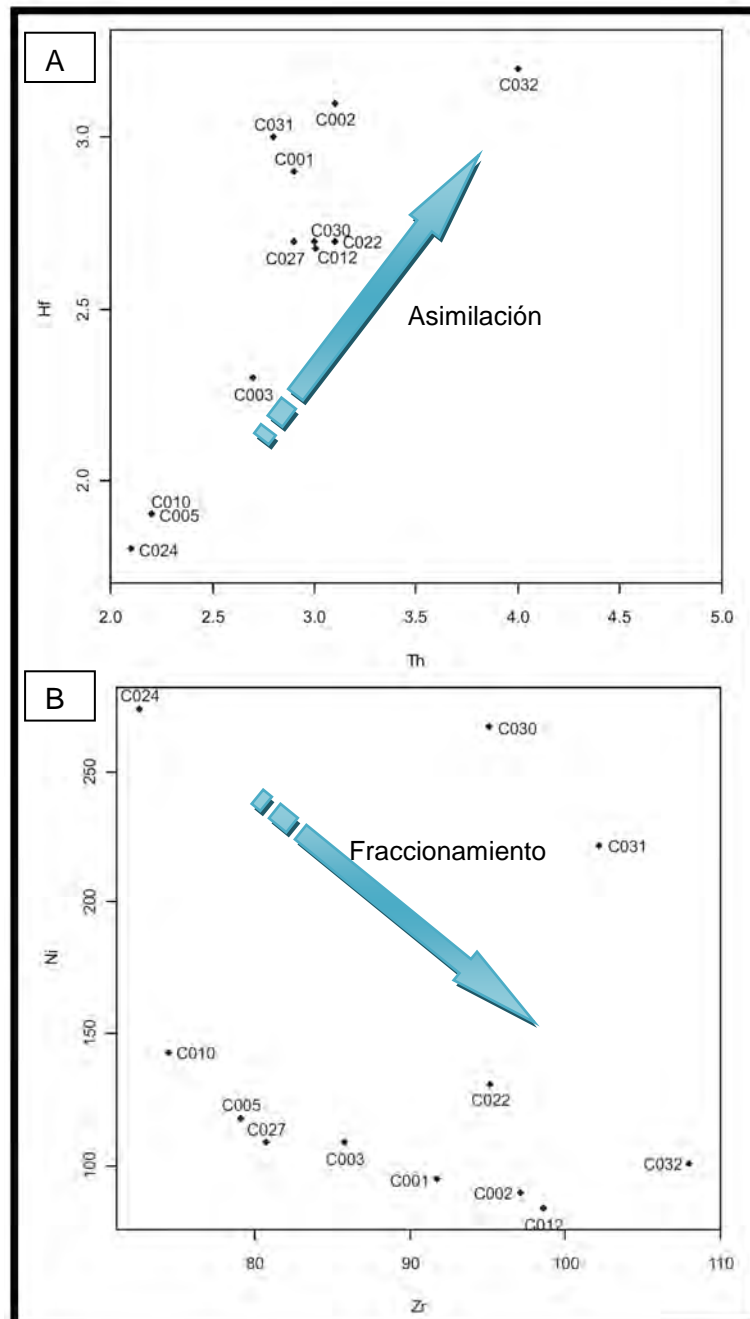
**Figura N° 54:** Diagrama multielementos de interés exploratorio en las rocas básicas normalizado a condrito según Langmuir *et al.* (1977). Referencias indicadas en la Figura N° 50.

## 6.6 - Diagramas específicos de fraccionamiento y contaminación cortical

Los procesos de AFC ya se han venido tratando desde el inicio del capítulo e incluso con algunas interpretaciones preliminares, sin embargo dentro de la literatura se encuentran ciertos diagramas específicos para conocer procesos petrogenéticos mediante el vínculo entre determinados elementos incompatibles (Ba, Hf, Th, Sr, Zr) o compatibles (caso del Ni). Entre ellos, fueron seleccionados los diagramas elaborados por Arth (1981), De Paolo (1981) y Rollinson (1993), los cuales se presentan a continuación en las Figuras N° 55 a N° 56.



**Figura N° 55:** Diagrama Ba vs. Sr según Arth (1981). Referencia: el sentido de la flecha indica asimilación de materiales corticales y los *trends* interpretados (flechas verdes).



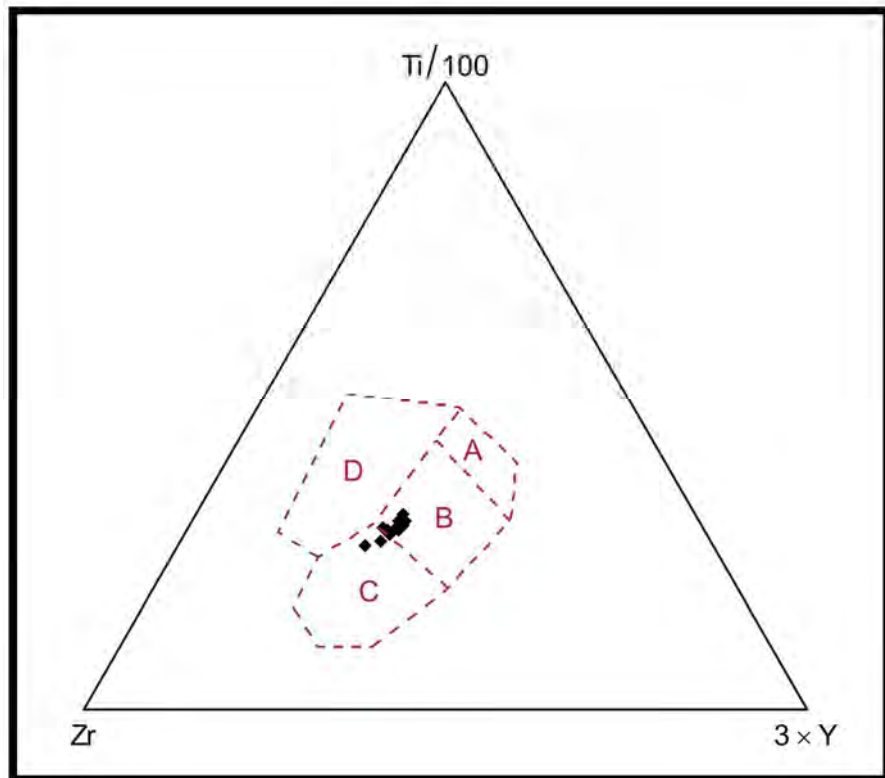
**Figura N° 56:** Diagramas de A) contaminación cortical de los magmas básicos Hf vs. Th y B) de fraccionamiento Ni vs. Zr, según DePaolo (1981).

En estos diagramas se observa claramente que el magma correspondiente al *sill* de Cuaró ha sufrido procesos de AFC, encontrándose muestras de borde y del centro del cuerpo, además de valores con variaciones relativamente bajas,

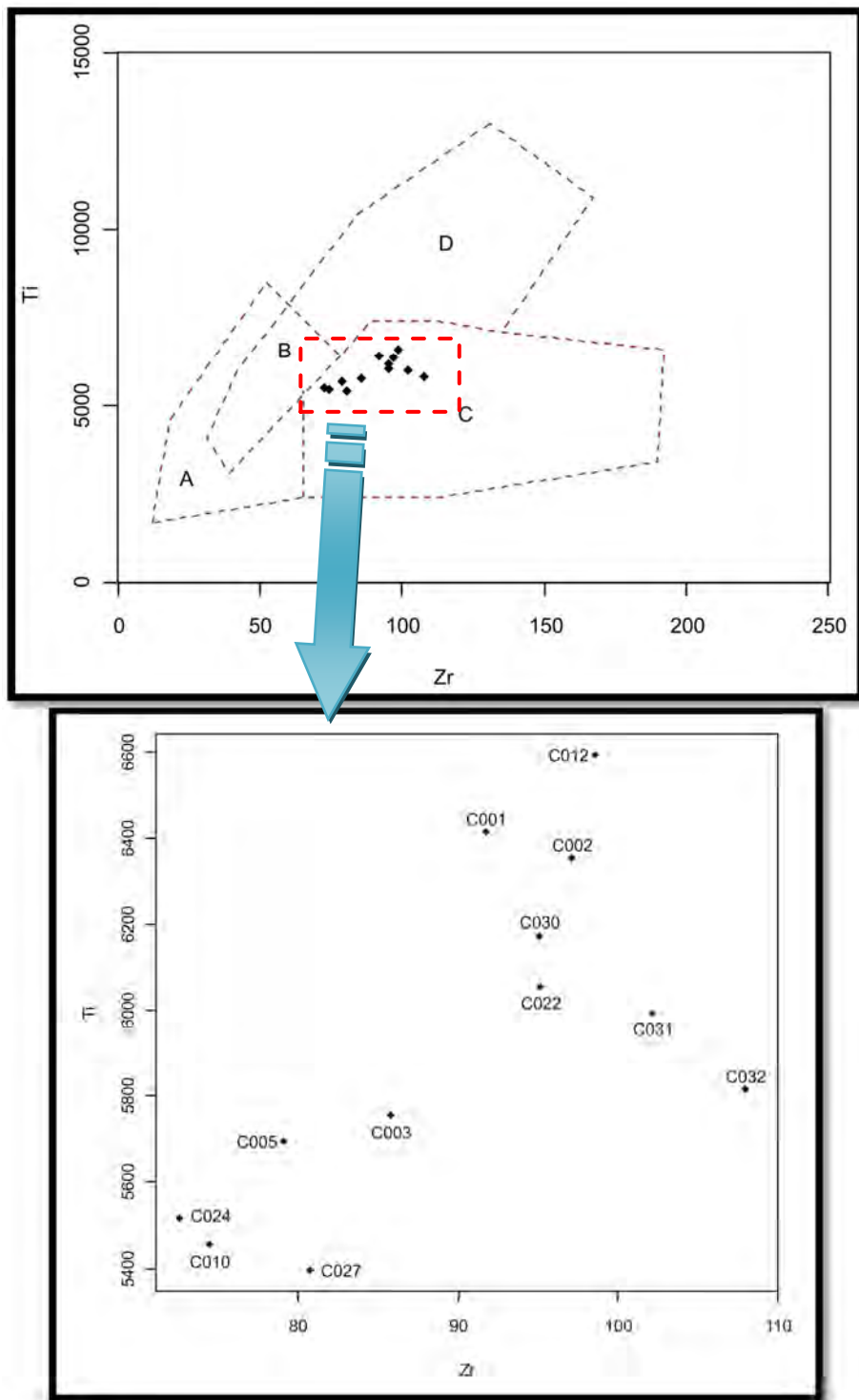
por lo que no se puede diferenciar si los procesos de AFC ocurrieron en mayor grado en las partes marginales o centrales del cuerpo.

### **6. 7 – Diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos**

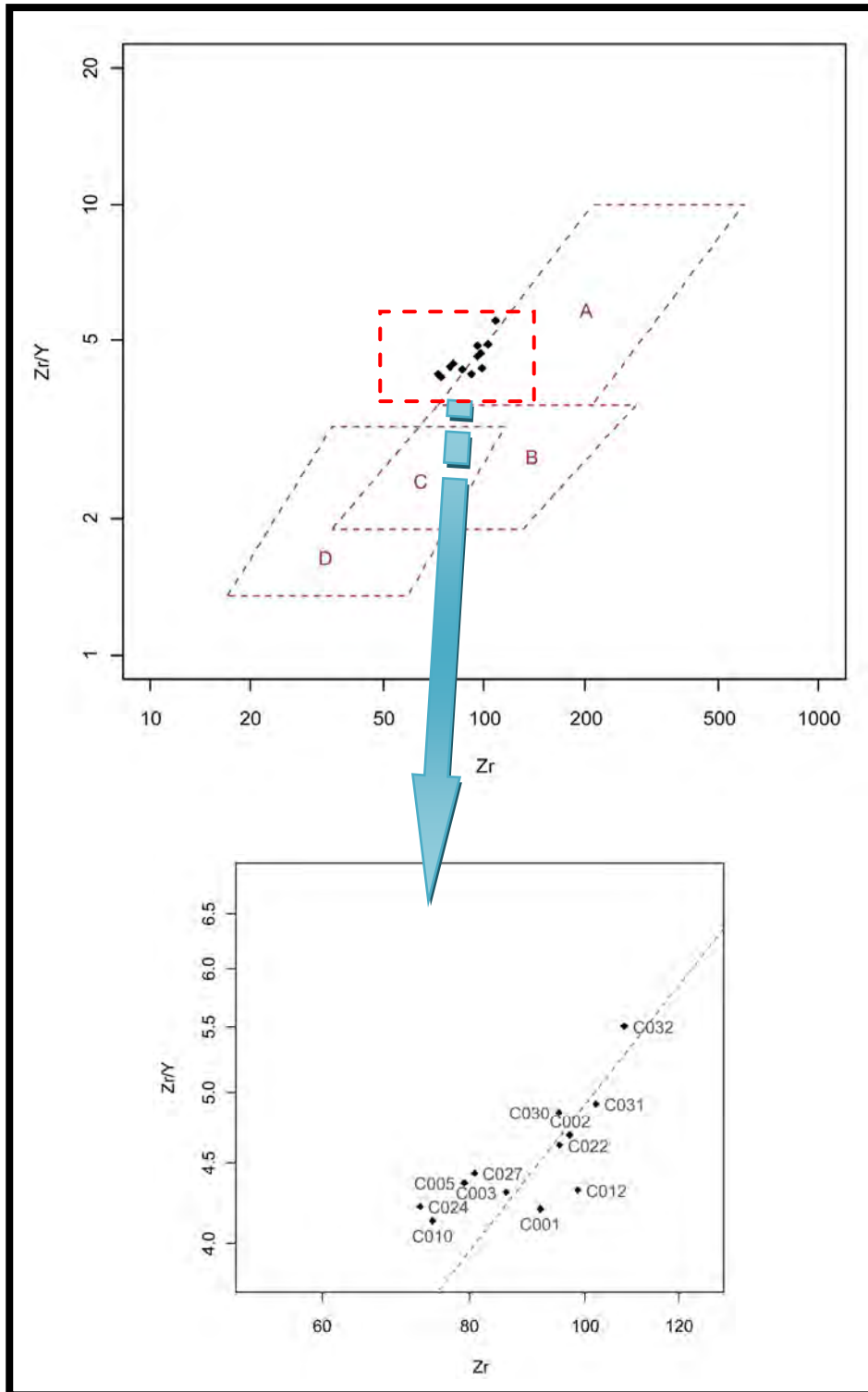
Este tipo de diagramas permite clasificar a las rocas en base al ambiente geotectónico en el cual se formaron. Para ello se basan en la utilización de elementos químicos incompatibles inmóviles Ti, Zr, Y, Nb, Sr y Th, que son los más efectivos para discriminar a las rocas básicas formadas en diferentes ambientes tectónicos (Rollinson, 1993). En el presente trabajo han sido utilizados los diagramas de Pearce & Cann (1973); Pearce & Norry (1979); Wood (1980) y Meschede (1986), los cuales se presentan desde la Figura N° 57 a N° 61, respectivamente.



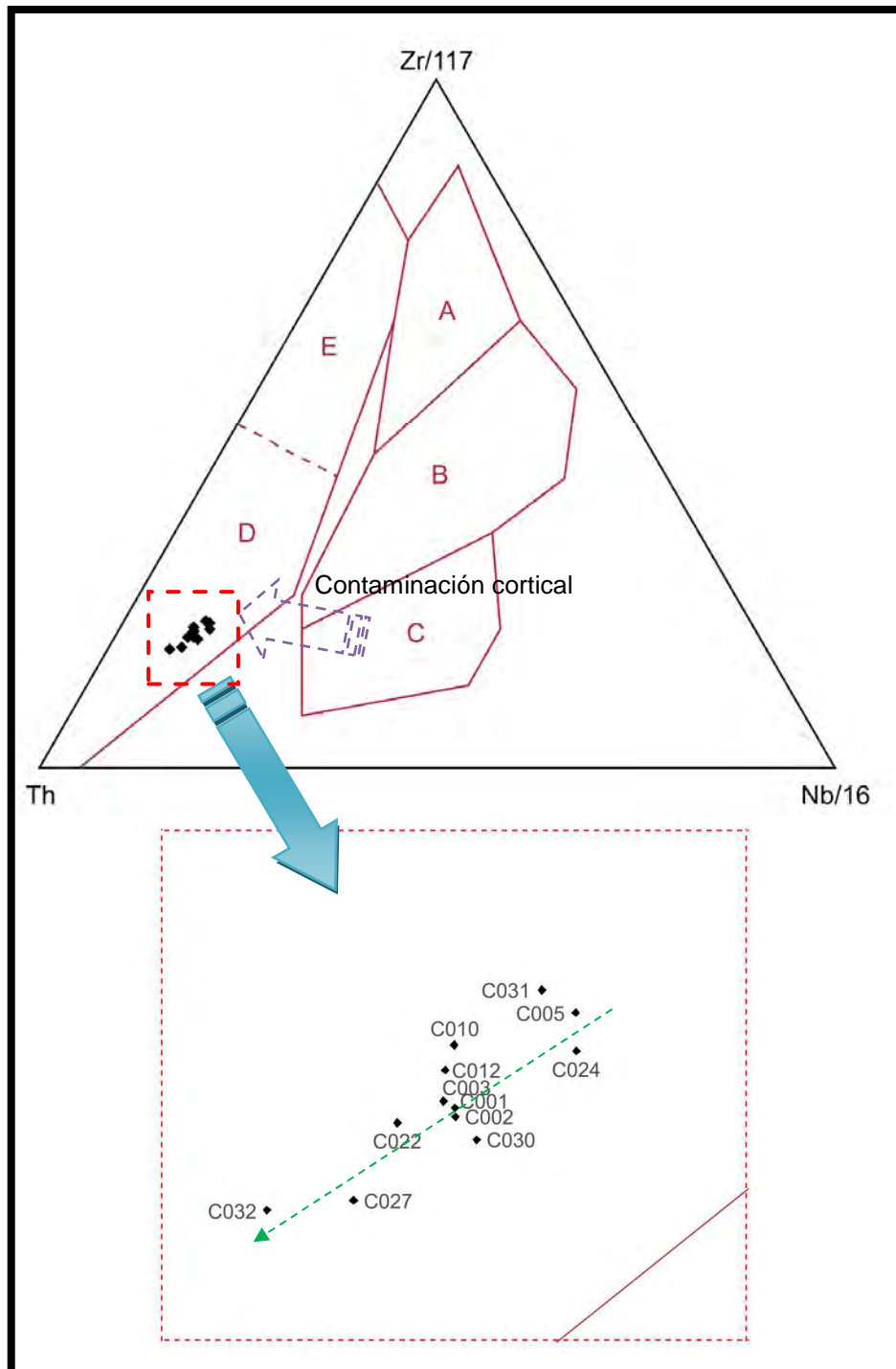
**Figura Nº 57:** Diagrama discriminante de ambiente geotectónico según Pearce & Cann (1973). Referencias: A) Tholeiitas de arcos volcánicos, B) Basaltos de dorsales centro-oceánicas, C) Basaltos calcoalcalinos y D) Basaltos intraplaca. Valores en ppm.



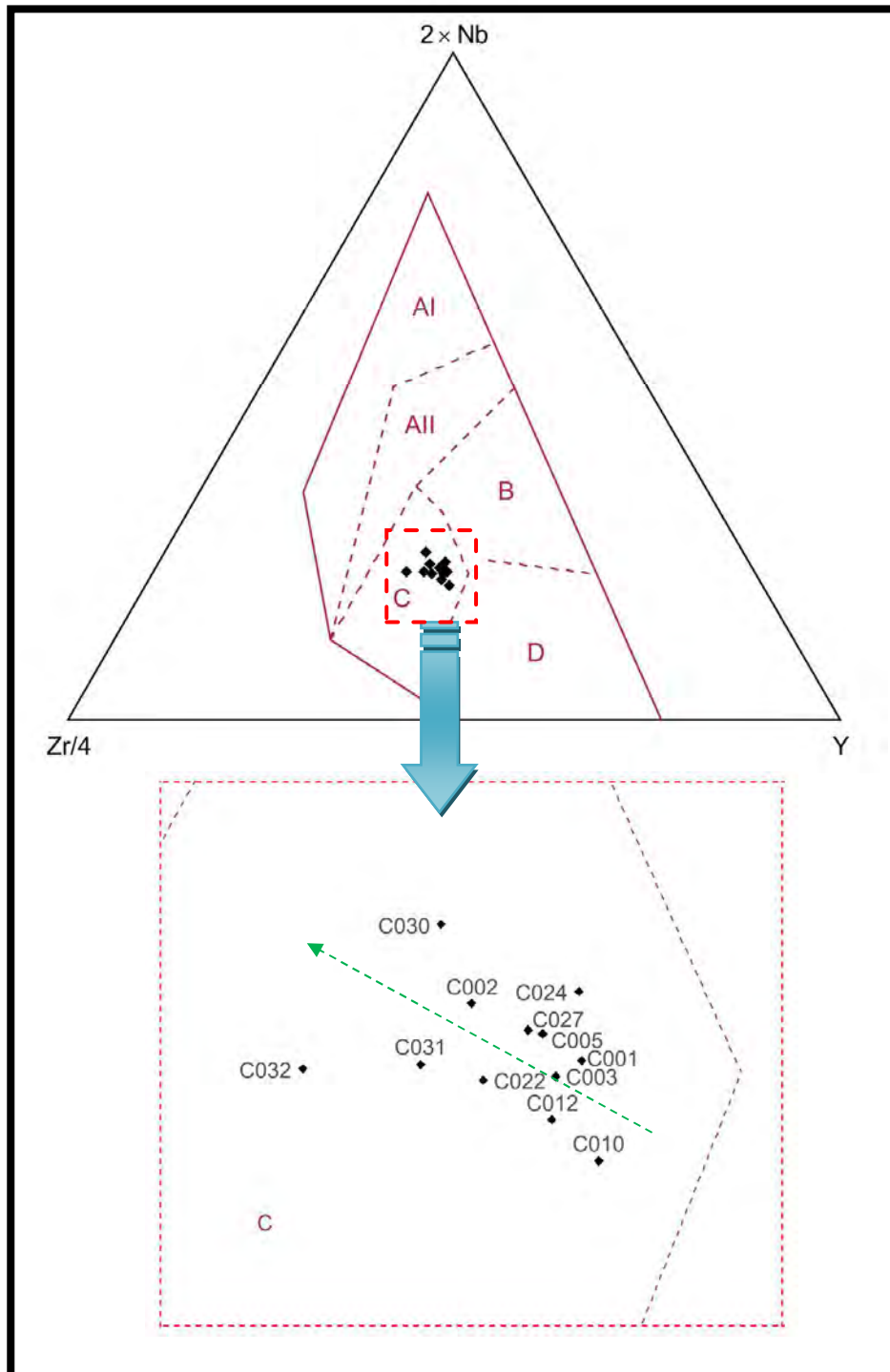
**Figura N° 58:** Diagrama discriminante Ti vs. Zr según Pearce & Cann (1973). Referencias: A) Tholeiitas de arcos volcánicos, B) Campo transicional integrando rocas de los campos A, C y D, C) Basaltos calcoalcalinos y D) Basaltos de dorsales centro-oceánicas. Recuadro inferior: número de las muestras comprendidas en este trabajo y su distribución dentro del campo C. Valores en ppm.



**Figura Nº 59:** Diagrama discriminante Zr/Y vs. Zr según Pearce & Norry (1979). Referencias: A) Basaltos de intraplaca, B) Basaltos de dorsales centro-oceánicas, C) Área transicional comprendiendo rocas de los campos B y D; D) Basaltos de arcos volcánicos. Valores en ppm.



**Figura Nº 60:** Diagrama geotectónico discriminatorio Zr-Th-Nb según Wood (1980) para rocas básicas. Referencias: A) Basaltos de dorsales centro-oceánicas de tipo-N, B) Basaltos de dorsales centro-oceánicas de tipo-E y de intraplaca tholeiíticos, C) Basaltos intraplaca alcalinos, D) Basaltos calcoalcalinos de arcos volcánicos, E) Basaltos tholeiíticos de arcos volcánicos. Valores en ppm. Se amplia el campo para mejor visualización. Flecha violeta con trazo discontinuo significa contaminación cortical; flecha verde *trend* interpretado.



**Figura Nº 61:** Diagrama discriminante de ambiente geotectónico Zr-Nb-Y según Meschede (1986) para rocas básicas. Referencias: A I) Basaltos alcalinos intraplaca, A II) Basaltos intraplaca tholeiíticos y alcalinos, B) Basaltos de dorsales centro-oceánicas tipo-E, C) Basaltos intraplaca tholeiíticos y de arcos volcánicos, D) Basaltos de arcos volcánicos y de dorsales centro-oceánicas de tipo-N. Valores en ppm. Se amplía el campo para mejor visualización

En base a los diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos se puede observar que las muestras corresponden a basaltos tholeiíticos de ambiente intraplaca (o próximas al límite de este campo), si bien en otros diagramas ocurren como basaltos calcoalcalinos. Es posible que esta disociación pueda deberse a procesos de asimilación/contaminación cortical.

### **6.8- Diagramas con datos isotópicos**

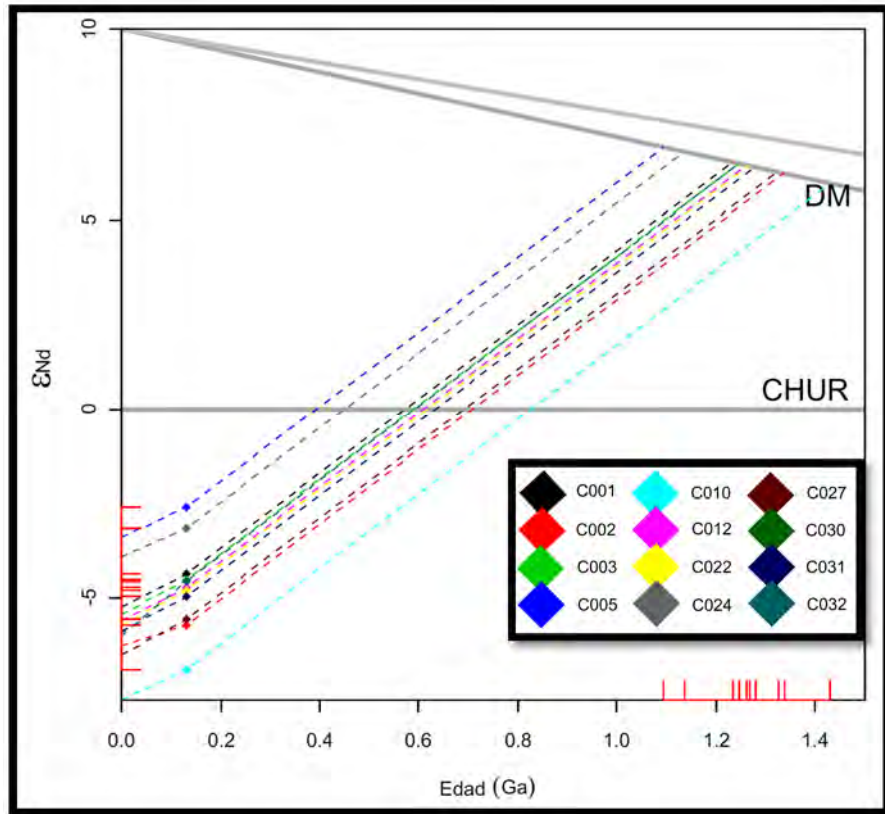
Los datos isotópicos son de gran importancia en estudios petrogenéticos para la identificación de las fuentes y de los procesos ocurridos durante el ascenso del magma hacia la superficie, en especial con la interacción con las rocas cajas. Los isótopos analizados fueron Sm–Nd y Rb–Sr, encontrándose los datos en el Anexo E. A continuación se realizará una breve introducción basada en Rollinson (1993) y relacionada con los dos sistemas radiogénicos recién mencionados.

El sistema Sm/Nd posee dos ventajas principales relativas al sistema Rb/Sr: 1) por ser par de elementos menos móvil que el sistema Rb/Sr, lo convierte en una técnica confiable para la determinación de la edad de la fuente, a través del análisis de roca total; y 2) los isótopos Sm/Nd no suelen ser fuertemente fraccionados dentro de la corteza continental por procesos metamórficos o sedimentarios, preservando así la relación elemento padre/hijo de la fuente. En cambio, los elementos Rb–Sr son fuertemente fraccionados entre la corteza y el manto, permitiendo una acelerada evolución isotópica de la corteza continental en relación a este último. Dentro de la corteza continental el Sr es separado y

retenido dentro de las plagioclasas mientras que el Rb tiene afinidad por la fase líquida (fundido residual o fluidos hidrotermales).

Una alternativa para expresar la relación isotópica de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , son los valores de  $\epsilon\text{Nd}$ , que es la medida de desviación de la muestra respecto al valor esperado para un reservorio uniforme correspondiente a la Tierra no diferenciada (De Paolo & Wasserburg, 1979). Los datos obtenidos para el sill de Cuaró en este trabajo poseen los siguientes valores:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  varían entre 0,512306 a 0,512465,  $\epsilon\text{Nd}$  de -3,8 a -6,47 mientras que los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  están comprendidos en el rango entre 0,70921 a 0,71067 (ver Tabla IV).

La edad modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) corresponde al tiempo en el cual la muestra fue separada del manto del cual deriva originalmente, asumiendo una composición isotópica inicial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Si bien también pueden calcularse las edades  $T_{\text{CHUR}}$ , en base a condritos, la preferencia en la literatura es el cálculo en el manto empobrecido ( $T_{\text{DM}}$ ), basado en que el manto del cual proviene la corteza terrestre evolucionó más tempranamente teniendo una mayor relación Sm/Nd respecto a los condritos. Las edades ( $T_{\text{DM}}$ ) obtenidas para el sill de Cuaró varían entre 1,04 a 1,54 Ga (ver Anexo E), presentadas en el diagrama de evolución isotópica del  $\epsilon\text{Nd}(t)$  siendo  $t$  para 130Ma (Figura N° 62). Los datos de  $T_{\text{DM}}$  fueron calculados directamente por personal idóneo del Laboratorio de Geocronología (Universidad de Brasilia), difiriendo un poco de los calculados por el programa informático que las ubica entre 1,1 y 1,42 Ga; de todas maneras están comprendidas en el rango de las anteriores.

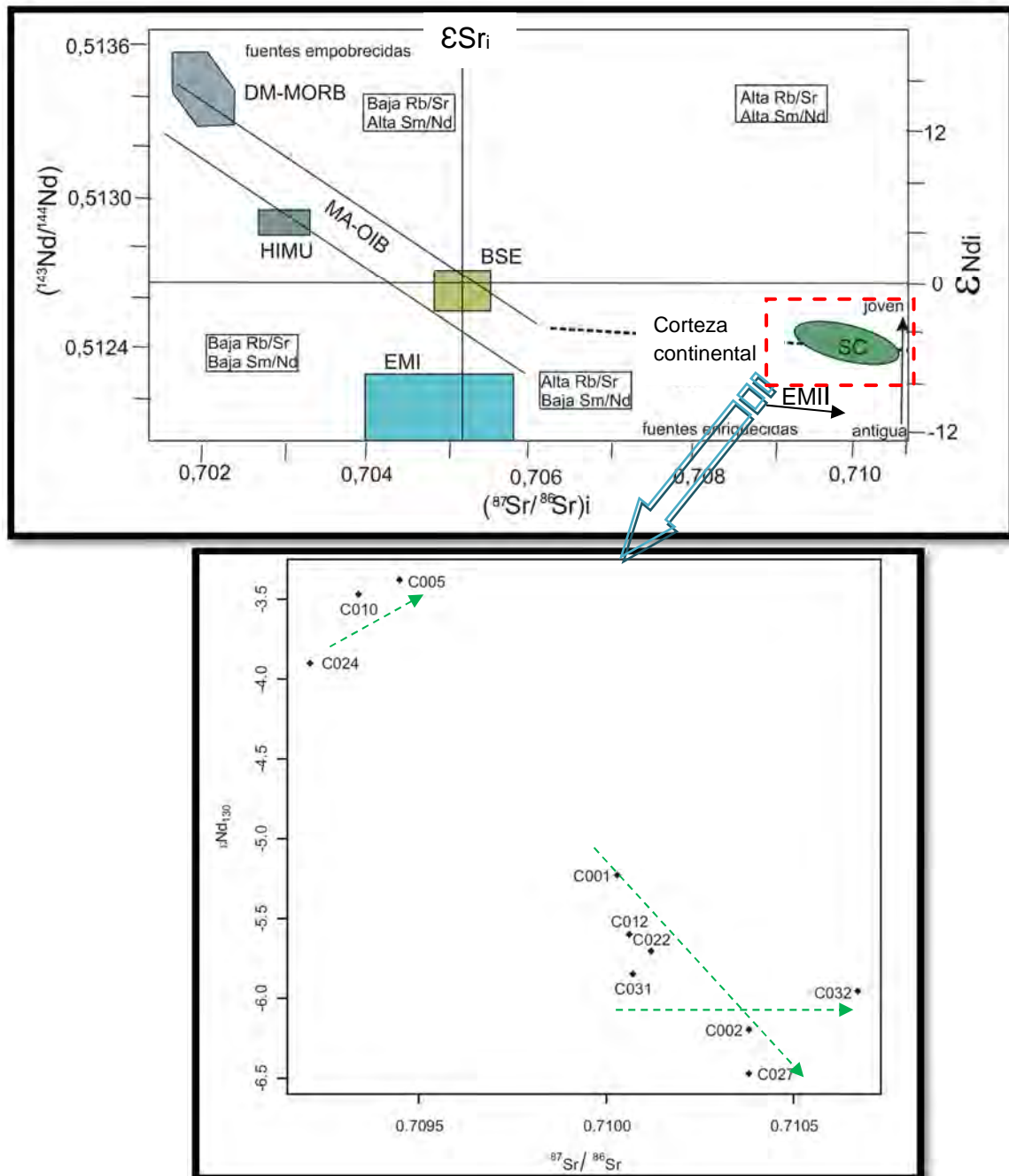


**Figura N° 62:** Diagrama de evolución de isótopos de Nd según (De Paolo, 1988) para 130Ma. Las referencias de las muestras se indican dentro de la Figura.

Los isótopos no sólo permiten estimar las edades de fusión o extracción del fundido mantélico sino que también permiten discernir el tipo de reservorio, de acuerdo al diagrama de Zindler & Hart (1986), quienes establecieron diferentes composiciones o reservorios en el manto (Figura N° 63). Estos autores se basaron en basaltos oceánicos jóvenes, donde la composición isotópica es fiel reflejo de su fuente magmática ya que hay poco tiempo para que el isótopo padre presente en un nuevo magma decaiga y produzca isotópicos hijos adicionales a aquellos heredados de la fuente (Rollinson, 1993; Allègre, 2008).

En este diagrama, donde se expresan las heterogeneidades composicionales en los reservorios magmáticos, combinaron las relaciones isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  así como también contemplaron los  $\epsilon\text{Nd}$  y  $\epsilon\text{Sr}$  (con igual significado que en el caso del Nd, pero calculado para los isótopos de Sr), siendo estos últimos positivos o negativos.

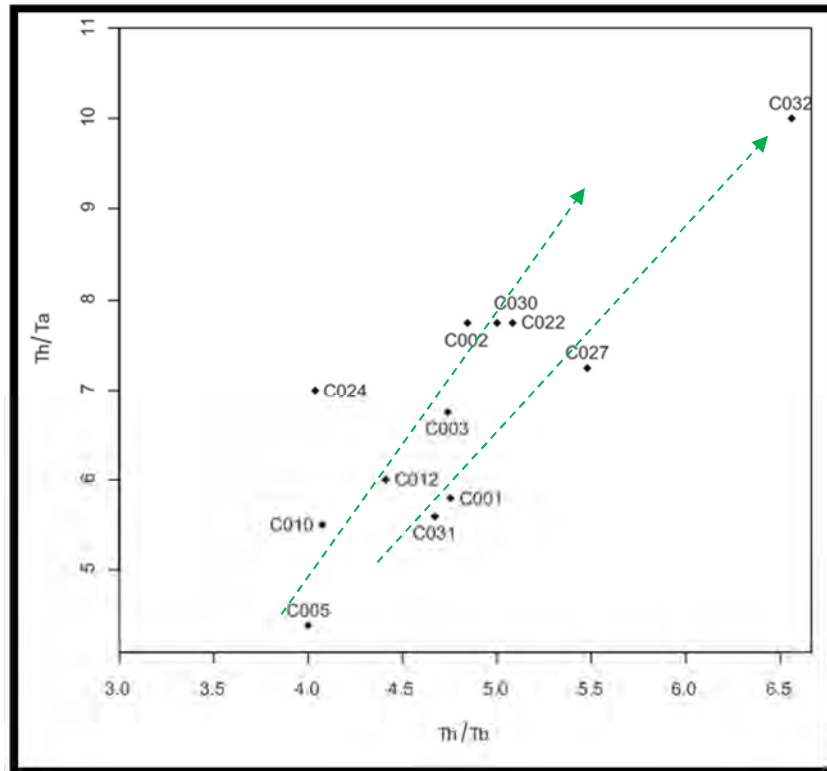
Los reservorios pueden estar empobrecidos o enriquecidos en base a las diferentes relaciones isotópicas y se pueden apreciar en la Figura N° 63, en la cual se representan los datos obtenidos para el *sill* de Cuaró. Los valores se encuentran comprendidos dentro de fuentes enriquecidas, presentando elevada relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $\epsilon\text{Sr}$  positivo) y baja relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\epsilon\text{Nd}$  negativo), con mayor preferencia al manto enriquecido tipo EMII en lo que son fuentes mantélicas oceánicas; o litósfera subcontinental Proterozoica a Fanerozoica caracterizadas por el enriquecimiento en Rb y TTRR livianas, resultando en Sr radiogénico y Nd no radiogénico (Rollinson, 1993; Allègre, 2008).



**Figura N° 63:** Diagrama de fuentes magmáticas modificado de De Paolo & Wasserburg (1979) y Zindler & Hart (1986). Referencias: Manto empobrecido (DM-MORB); Rango de composición del manto (MA-OIB); composición de la Tierra Primitiva (BSE); manto enriquecido tipo I (EMI) y tipo (EMII); manto enriquecido en U y Th (HIMU); muestras del *sill* de Cuaró (círculo verde con siglas SC). Para una correcta visualización de la distribución de las muestras analizadas así como una rápida identificación de las mismas, se amplía el campo en el recuadro inferior.

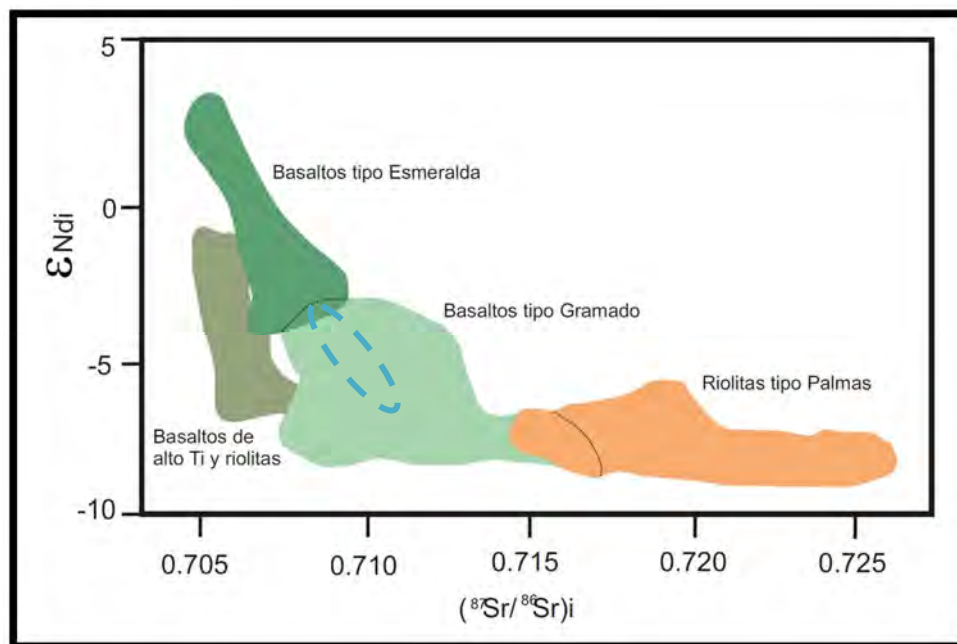
En base a estos diagramas se puede indicar que las muestras corresponden a fuentes enriquecidas, observándose que algunas muestras (C005, C010 y C024) se separan de las restantes en otro grupo con valores menores en la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y valores más bajos de  $\epsilon\text{Nd}$ , indicando posiblemente un grado diferente en los procesos de AFC (Wilson, 1996). Para discernir correctamente estas desviaciones hubiera sido deseable poder incorporar datos de isótopos de Pb, los cuales posiblemente sean incorporados en futuros trabajos. .

La utilización de relaciones de elementos altamente incompatibles (con igual coeficiente de partición y cuya relación no cambia por procesos de fusión parcial o fraccionamiento), minimiza los efectos del fraccionamiento y permite identificar, de manera cualitativa, el indicio de más de una fuente magmática (Rollinson, 1993). En el diagrama representado en la Figura 64 en base a las tendencias generales esbozadas por la distribución de las muestras (líneas de correlación) y debido a que no se observan agrupamientos groseramente separados (debe considerarse también que el número de muestras es bajo), se obtiene una única tendencia que estaría relacionando una única fuente magmática (ver capítulo 7: Discusiones).



**Figura N° 64:** Diagrama Th/Ta vs. Th/Tb según Rollinson (1993) y los *trends* interpretados (flechas verdes).

Por su parte, en lo que refiere a la PMP, los isótopos de Nd y Sr permiten caracterizar de forma precisa los basaltos de bajo Ti (nuestro caso), asignándose de acuerdo a estos valores al magma tipo Gramado (Figura N° 65). Además, la clasificación como magma tipo Gramado es complementada por otros valores de elementos químicos expresados en la Tabla IV y característicos para este subtipo químico dentro de la provincia.

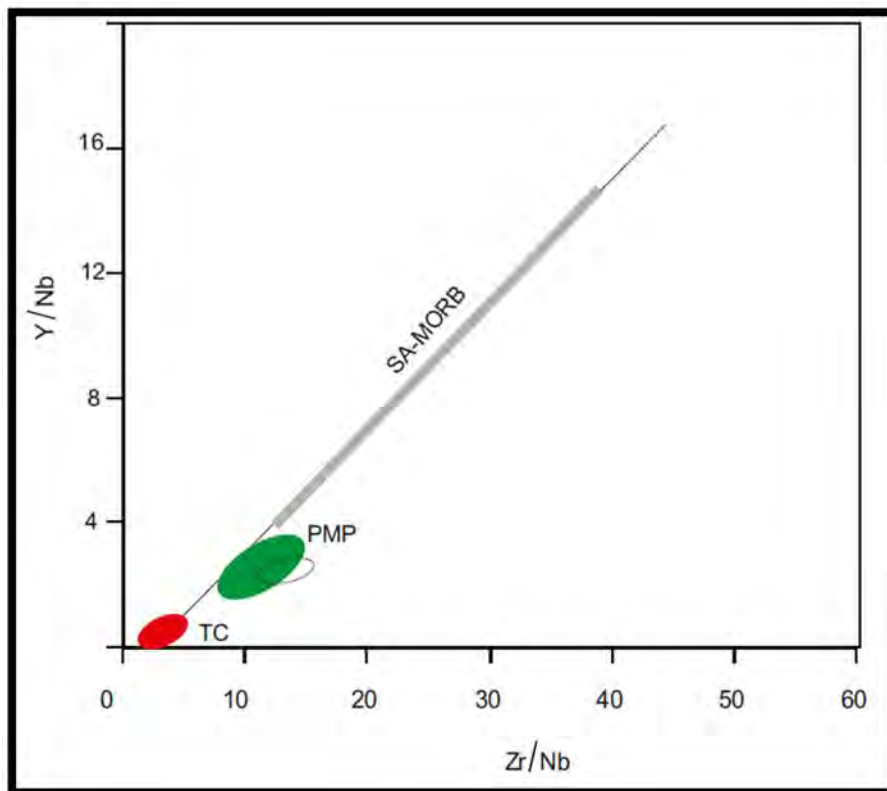


**Figura Nº 65:** Diagrama de calificación de las rocas básicas de la PMP (Peate, 1997) encontrándose las muestras del *sill* de Cuaró (línea azul discontinua) dentro de basaltos tipo Gramado.

Muestra	TiO <sub>2</sub> (%)	Ti/Y	Ti/Zr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Sr (ppm)	Nb/La	EpsNdi
C001	1,07	294,25	69,95	0,71003	206,2	0,49	-5,23
C002	1,06	306,99	65,44	0,71038	200,4	0,53	-6,20
C003	0,96	289,21	67,08	ND	199,3	0,46	-5,40
C005	0,95	314,65	72,00	0,70945	202,6	0,57	-3,38
C010	0,91	303,08	73,33	0,70934	196,8	0,48	-3,47
C012	1,1	289,23	66,88	0,71006	203,2	0,48	-5,60
C022	1,01	293,93	63,60	0,71012	313,4	0,47	-5,71
C024	0,92	320,66	75,97	0,70921	172,4	0,62	-3,90
C027	0,9	296,46	66,86	0,71038	180,5	0,50	-6,47
C030	1,03	315,04	64,93	0,71047	190,2	0,57	ND
C031	1	288,22	58,66	0,71007	188,5	0,55	-5,85
C032	0,97	296,69	53,84	0,71067	188,2	0,48	-5,96

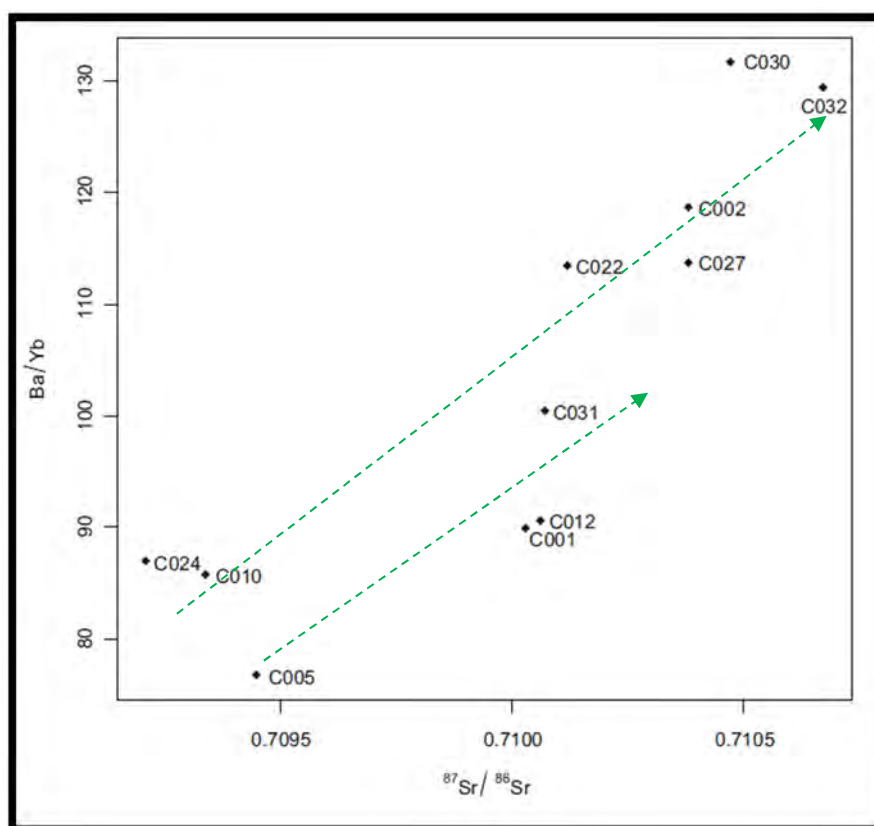
**Tabla IV:** Síntesis de los principales valores de caracterización de las rocas básicas del *sill* de Cuaró. Los valores de TiO<sub>2</sub> e isotópicos indican claramente que corresponden específicamente al tipo Gramado. Valores no disponibles (ND).

La discriminación entre las rocas básicas de la PMP de una vinculación genética con magmas tipo MORB u OIB (por ejemplo la pluma mantélica Tristán Da Cunha), está representada en el diagrama Y/Nb vs Zr/Nb (Figura N° 66), descartando para el magmatismo del *sill* de Cuaró una afinidad hacia MORB o pluma mantélica.



**Figura N° 66:** Diagrama Y/Nb vs. Zr/Nb para rocas básicas según Wilson (1996). Referencias: Basaltos de dorsales del Océano Atlántico Sur (SA-MORB); Pluma mantélica Tristán Da Cunha (TC); Basaltos de la Provincia Magmática Paraná (PMP), rocas básicas del *sill* de Cuaró (línea punteada).

Finalmente, también se realizó el diagrama que relaciona elementos incompatibles con isótopos de Sr (Figura N° 67), el cual permite observar procesos de contaminación cortical. Si bien se observa en la distribución de las muestras una continuidad y diferencias pequeñas para la mayoría de las muestras, algunas de ellas (C030, C032, C027 y C002) presentan mayor grado de contaminación.



**Figura N° 67:** Diagrama Ba/Y vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  según Wilson (1996). Las flechas verdes indica la tendencia hacia un mayor grado de contaminación cortical y los *trends* interpretados (flechas verdes).

## CAPÍTULO 7

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los reajustes litostáticos y levantamiento de la porción noreste del Uruguay durante el Cenozoico, en conjunto con el oeste del estado de Rio Grande do Sul permitieron la denudación de rocas corticales más profundas, acompañados por procesos erosivos y condiciones de no depositación (Ubilla *et al.*, 2004). Dentro de los diferentes materiales corticales que fueron afectados se encuentran desde complejos ígneos-metamórficos de grado medio-alto (Isla Cristalina de Rivera y Aceguá), rocas sedimentarias Paleozoicas y Mesozoicas hasta rocas ígneas básicas Mesozoicas, como lo es el *sill* de Cuaró. Bossi & Schipilov (2007), plantearon que la remoción de sedimentos suprayacentes también fue reciente en el tiempo y debida a reajustes isostáticos.

En caso del *sill*, el mismo no se expone de manera continua dentro del área (ver mapa geológico en Anexo C), sino que se encuentra un cuerpo principal en la porción oeste (de 17km de largo – 4km de ancho en promedio) y algunos relictos más pequeños (de 3km de largo – 2km de ancho en promedio), cuyos espesores máximos actualmente aflorantes oscilan los 15m. Sin embargo, los datos de una perforación (inédito) de *rock chips*, comprendida dentro del área de estudio (x: 563.123 m y: 6.472.822m) y realizada recientemente por OSE (Obras Sanitarias del Estado), atravesaron 62m (profundidad final de la perforación) de microgabros frescos, de color gris oscuro y de grano medio-grueso, estableciéndose claramente que el *sill* posee más de 62m de espesor dentro de esta zona. Esta variabilidad en las dimensiones de los *sills* dentro de

un área relativamente pequeña indica que ocurrió una importante fracturación de la corteza continental producto de los esfuerzos distensivos regionales (Almeida, 1972), creando diversas vías favorables para el ascenso y emplazamiento de los magmas de similares características químicas (como ha sido observado por el análisis geoquímico desarrollado en el capítulo 6).

A su vez, las formas elongadas de las áreas aflorantes (ver mapa geológico, Anexo C), son características de ambientes extensionales y podrían estar asociadas a bajas tasas de flujo magmático y baja viscosidad ( $\mu=0,3 \text{ g/cm}^3$ , cálculos de Scaglia, 2010), como lo han estipulado Laslund & McBirney (1996) y Mazzarini *et al.* (2010) mediante modelos cuantitativos de emplazamientos magmáticos. Estas formas estarían vinculadas a la apertura de fracturas heredadas del basamento en dos direcciones principales: NE-SO y NO-SE (Almeida, 1972); tal como lo evidencian los nuevos análisis estructurales de la fracturación realizados por Aboy & Masquelín (2013) para la Isla Cristalina de Rivera, bien próxima al *sill* de Cuaró, por lo que estas nuevas interpretaciones podrían ser extrapolables a nuestra área. Es claro que estas hipótesis deben ser confirmadas con estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética, para identificar las fábricas magmáticas y establecer modelos de emplazamientos, tal como fue realizado para los diques de Melo por Masquelín *et al.* (2010).

Por otro lado, estos emplazamientos de magmas con elevadas temperaturas “sobrecalientan” las pelitas en las zonas de contacto, cuyos espesores visibles en las zonas de contacto observadas oscilan los 20cm, con tonalidades rojizas coincidiendo con las observaciones realizadas por Bossi & Schipilov (2007). Sin embargo, a diferencia de los autores recién mencionados y en base a los

estudios petrográficos del presente trabajo, particularmente en esas zonas de contacto entre los microgabros y las pelitas de las Formación Mangrullo, no se han observado evidencias de asimilación de estos materiales a escala de los afloramientos. Este hecho puede deberse, entre otros factores, a que el emplazamiento ocurrió de manera lenta, disminuyendo también en proporción la temperatura y por lo tanto no siendo ésta suficiente para la incorporación de los materiales en contacto (Llambias, 2008). Esta hipótesis es soportada por los recientes estudios de Wang *et al.* (2012) en *sills* Mesozoicos en contacto con las pelitas Paleozoicas del Brasil, modelando la influencia termal en las rocas cajas. En esa publicación mencionan que el efecto térmico de la intrusión sobre las pelitas provoca primeramente reacciones sobre ellas, como la evaporación del agua intersticial (de poro), deshidratación y descarbonatación de minerales, disminuyendo el efecto térmico del *sill* sobre las pelitas hasta en 100°C. A la vez, Santos *et al.* (2009) indican que los cambios mineralógicos observados en el contacto con las pelitas no fueron acompañados por interacción geoquímica entre el magma y las pelitas, sino que sería efecto del calor transportado, predominantemente por efectos de difusión. Además, considerando que los emplazamientos habrían ocurrido a profundidades someras (Piccirillo *et al.*, 1988; Bossi & Schipilov, 2007; Scaglia, 2010), las temperaturas del magma debieron ser menores a los 1000°C (Ryan, 1994) y por lo tanto limitando los procesos de asimilación de las pelitas en el contacto (Santos *et al.*, 2009). Sin embargo, si consideramos el proceso desde la génesis magmática e incluyendo la larga residencia del mismo en la corteza durante su emplazamiento, existen evidencias de asimilación de materiales

corticales indicadas por diferentes relaciones geoquímicas, que serán discutidas más adelante.

En lo que concierne a la petrografía; los estudios de detalle realizados con microsonda electrónica en los minerales ricos en Fe y Ti (magnetita-ilmenita) para las rocas básicas de bajo Ti de la región sur de la PMP y para a los *sills* de Brasil (Bellieni *et al.*, 1988; Renner, 2010), indican contenidos promedios trazas inferiores a 1.5% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO. En los análisis realizados con SEM-EDS en las titanomagnetitas del *sill* de Cuaró, si bien son cualitativos, se han identificado concentraciones trazas de Cr y Mn. El Cr tiene preferencia a ser incorporado en las magnetitas más que en las ilmenitas, observándose este hecho por una mayor concentración de Cr en las primeras, mientras que el Mn se encuentra en ambos, incluso en los silicatos (píroxeno). Por su parte, si bien se han formado cromita y pirita normativas según el método CIPW (cálculo teórico basado en óxidos), estos minerales se encuentran en mínimos porcentajes, siendo la pirita (específicamente calcopirita) el único mineral observado en estudios petrográficos con SEM-EDS. En contraposición no se observó cromita, apoyando la idea anterior de que el cromo se encuentra asociado como traza a los óxidos de Fe-Ti. La diversidad de tamaños y formas (desde esqueléticas a hexagonales) de los óxidos de Fe-Ti indica las continuas reacciones entre mineral/líquido y los diferentes estadios de cristalización (Ej. Inclusiones de titanomagnetitas dentro del zoneamiento más interno de las plagioclasas). Estos procesos habrían ocurrido a elevadas temperaturas, como lo indica la presencia de exsoluciones

de ulvoespinelo en los óxidos de Fe-Ti y de pigeonita en los piroxenos (Hibbard, 1995).

Las rocas que componen el *sill* de Cuaró poseen un registro de las características químicas de la fuente magmática así como de los procesos ocurridos durante su ascenso, cristalización y aquellos relacionados a la interacción con materiales corticales.

Los microgabros analizados poseen contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 50, 64-52,53%, bajo Ti (<2%), pobres en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (<3%), La (<30ppm), Ce (<60ppm), Sr (<400ppm), Ba (<500ppm), Zr (<200ppm), relación La/Lu (34-45), La/Sm (2,92-3,94), Nd (<25ppm), Sm (<6ppm), Eu (1,5ppm), Gd (<5,7ppm), Tb (<0,9ppm), Yb (2,9ppm), Lu (<0,44ppm), junto con leve enriquecimiento en Rb, U, Th respecto a los de alto Ti. Con estas características cumplen con los rasgos geoquímicos esenciales presentes en las rocas básicas de la porción sur de la PMP. Sin embargo, las concentraciones de Rb, Th y U se ubican en áreas intermedias entre los de bajo Ti (BTi) y los de alto Ti (ATi), de acuerdo a los datos por Piccirillo *et al.* (1988): Rb. (BTi entre 32-54; ATi 20 y 36); U (BTi 0,7-1,3; ATi 0,55-0,85) y Th (BTi 3,62-5,62; ATi 2,40-3,80). Si bien no se especifican los valores de los elementos (grupo de las TTRR) Dy, Ho, Er y Tm, se crea en este trabajo un rango de valores esperados, considerando los valores químicos de estos elementos de los trabajos de Scaglia (2010), Muzio *et al.* (2011) y los nuevos aportes de Cuaró; proponiéndose los siguientes rangos solamente para los cuerpos intrusivos de Uruguay: Dy (<8ppm), Ho (<2ppm), Er (<5ppm) y Tm (<0,8ppm). Si los comparamos con los datos

existentes para los *sills* de Brasil (Renner, 2010), se observa que los rangos aquí planteados coinciden perfectamente con los *sills* de Rio Grande do Sul (porción sur de la PMP), mientras que para los *sills* de los Estados de Paraná y San Pablo los valores de estos elementos son más elevados, sobretodo en Dy. Otros rasgos geoquímicos que los microgabros del *sill* de Cuaró presentan, si bien en forma leve son, por un lado anomalías negativas de Eu, indicando fraccionamiento de plagioclasas; mientras que por el otro un leve enriquecimiento en las TTRR livianas y empobrecimiento de las TTRR pesadas, sobre todo de Gd, Dy, Er (anomalía negativa), Yb y Lu, indicando fraccionamiento de piroxenos. Por su parte, el enriquecimiento en TTRR livianas también podría estar asociado indirectamente a asimilación de materiales corticales.

Ciertas improntas geoquímicas, como las relaciones entre las TTRR livianas  $(La/Sm)_N$  y entre las livianas y pesadas  $(La/Lu)_N$  obtenidas en los diagramas multielementos, en conjunto con la anomalía negativa de Nb y anomalía positiva de Pb, descartan de manera rápida que el magma fuente del *sill* haya sido de origen OIB o MORB; Soares & Ernesto (2004). Esta observación también es apoyada por la baja relación Zr/Nb, la elevada relación Ba/Ta, por las tendencias positivas entre los elementos Ba-Sr y Hf-Th observadas en los diagramas, además de los patrones obtenidos en los diagramas multielementos normalizados a condrito, manto primitivo y MORB. En todos estos últimos, los patrones presentan un enriquecimiento en los elementos incompatibles móviles en relación a los incompatibles inmóviles y anomalías negativas en los elementos Nb, Ta, Sr, Sm, Ti, P, Hf. Ba, U e Y; típicas de contaminación de

magmas por materiales corticales y siendo muy diferentes a los patrones característicos de OIB o MORB.

El empobrecimiento en los elementos Zr, Th, Nb, Ti e Y, producto de la asimilación de materiales corticales, es una evidencia que se correlaciona de manera adecuada con lo indicado en los diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos (que emplean dichos elementos). Por lo tanto la variación en estos elementos hace caer las muestras de Cuaró en el campo de basaltos alcalinos intraplaca, cuando en realidad son basaltos tholeiíticos intraplaca, como lo indica el diagrama Pearce & Norry (1979).

Los procesos de fraccionamiento de minerales han quedado bien expresados en los diagramas bivariantes así como a través de las correlaciones entre los diferentes elementos, a partir de los cuales podemos interpretar que ocurrió fraccionamiento de olivino ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Ni, Co y Cr), piroxeno ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{TiO}_2$ , Ni, Cr, Zr, Y, Rb, Ce, Eu, y V) y de plagioclasa ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ba, Zr, Rb, Sr, La, Ce y Eu), basado en los coeficientes de partición mineral/fundido para líquidos de composición básica a andesítica de Rollinson (1993). No solamente han sido fraccionados los silicatos sino también los óxidos de Fe-Ti, lo que se evidencia en las correlaciones negativas presentes en los diagramas bivariantes para los óxidos FeO,  $\text{TiO}_2$  y V, componentes esenciales de la magnetitas e ilmenitas. Estos habrían sido removidos del fundido por separación dentro de los minerales y de esta manera el líquido residual posee una tendencia negativa, con empobrecimiento de estos elementos a mayores contenidos de MgO. A su vez, los números de #Mg indican que se tratan de rocas bastante diferenciadas por procesos de fraccionamiento (#Mg<56,

estando Cuaró comprendido entre 36-42), coincidiendo con los valores de otras muestras analizadas por Muzio *et al.* (2011) en la región y de otros cuerpos similares en la PMP (Soares & Ernesto, 2004).

Por su parte, el aumento de SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Rb, U y Th, además de estar asociado a procesos de fraccionamiento, pueden ser indicadores de asimilación de materiales corticales, por lo que estos dos procesos deben haber actuado en conjunto (procesos tipo AFC; Ryan, 1994; Wilson, 1996; Allègre, 2008).

Los procesos de cristalización fraccionada también son evidentes a nivel petrográfico, donde los minerales de cristalización primaria (olivino) se encuentran en mínima proporción, e incluso también se observa en la cuantificación realizada mediante la formación de minerales normativos. De acuerdo además con el patrón obtenido en el diagrama de TTRR, se podría estimar entre un 40 y 60% de fraccionamiento de olivino, mientras que el leve enriquecimiento de las TTRR livianas en relación a las TTRR pesadas (propiedad que incrementa a medida que el porcentaje de fusión parcial disminuye) indicaría altas tasas de fusión parcial (mayores a 10%) de la fuente, de acuerdo a valores expuestos por Rollison (1993). Esta hipótesis comparativa coincidiría con aquellos valores obtenidos para las rocas de la porción sur de la PMP, las cuales habrían sido originadas por 10-20% de fusión de fuente mantélica peridotítica con granate; a profundidades someras entre 30-60Km (Peate, 1997; Frisch *et al.*, 2011). A la vez que es sustentado por las relaciones (La/Yb)<sub>N</sub> uniformes sin grandes diferencias indica contenido muy similar en la

fuente y/o poca variación en el porcentaje de fusión; sumado a que las  $Yb_N$ , si bien en el límite, la mayoría poseen valores menores a 10 por lo que apoyan la idea de presencia de granate en la fuente (Lagorio & Vizán, 2011).

En relación al potencial mineral de los cuerpos básicos del área, los resultados obtenidos indican bajas concentraciones de los elementos Cr (0,016-0,054%), Ni (30-716ppm), Cu (102-140ppm), Co (48-75ppm) y V (282-345ppm), no presentando valores anómalos en relación a los de referencia para la corteza terrestre. Sin embargo, vale la pena decir que entre las variedades de rocas básicas, los basaltos tholeiíticos son los que tienen las mayores concentraciones de Cu (entre 70 a 250ppm), es decir de 3 a 10 veces el clarke (Laznicka, 2006), por lo que junto con los procesos de fraccionamiento que han sido estipulados no se descarta la presencia de cumulos en niveles más profundos, siendo entonces las perforaciones las únicas herramientas que eluciden estas premisas.

En lo que concierne a los isótopos, dado que éstos no se fraccionan durante la fusión parcial, son elementos que reflejan las características de la fuente. Los datos isotópicos de Nd – Sr obtenidos para los microgabros del *sill* de Cuaró están comprendidos dentro de los estipulados para la porción sur de la PMP. Piccirillo *et al.* (1988), indican un relativo enriquecimiento de Ba, Rb, U y Th, indicando asimilación de materiales preferencialmente más diferenciados durante los períodos de residencia magmática. La asimilación de sedimentos profundos, también contribuyó a la diferenciación de los magmas emplazados en el *sill* de Cuaró, como lo indican los valores bajos (0,37-0,53) de Nb/Nb\* (ver Anexo E), siendo esta relación un índice de potencial asimilación de

sedimentos, establecido por Eisele *et al.* (2002). Si bien se ha planteado que los magmas han sufrido contaminación cortical, es de destacar que ésta ha sido leve como lo indican concretamente los patrones obtenidos para las TTRR. Por su parte, los valores  $\epsilon\text{Nd}$  negativos indican largo tiempo de residencia en la litósfera dado que en la astenósfera estos valores son positivos (Cordani *et al.*, 1988; Allègre, 2008). Los datos isotópicos de,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\epsilon\text{Ndi}$ , en conjunto con los valores de Ti/Zr, Ti/Y, Sr y Nb/La, permitieron clasificar al *sill* de Cuaró como derivado de magmas tipo Gramado (Peate, 1997).

Las edades  $T_{\text{DM}}$  calculadas indican fusión de materiales relativamente antiguos, que oscilan los 1.0 a 1,4 Ga, en concordancia con las edades del terreno Nico Pérez del basamento cristalino establecidas por Bossi (2006).

En base a los datos isotópicos, los magmas del *sill* de Cuaró, provienen de fuentes enriquecidas tipo EMII (ver capítulo 6), sugiriendo que el enriquecimiento es debido a la fusión de litósfera subcontinental heterogénea, por descompresión durante esfuerzos extensionales regionales dentro del manto, con asimilación de corteza continental superior. Por su parte, la posibilidad de más de un *trend* en los diagramas clasificatorios, bivariantes e isotópicos indicarían al menos dos pulsos magmáticos, habiendo tenido mayor expresión en la porción este del área.

La información y discusión presentada en el presente trabajo recoge las observaciones de campo-petrografía-geoquímica, tanto para las muestras analizadas en los bordes del cuerpo como en las centrales, sin presentar diferencias sustanciales respecto a los procesos AFC, por lo cual estos

procesos se podrían considerar uniformes para todas las rocas básicas del área estudiada.

En síntesis, se enumeran a continuación las siguientes conclusiones:

- 1) La distribución de los cuerpos intrusivos en el área de Cuaró habría estado controlada por fracturación del basamento
- 2) La caracterización petrográfica está dada por plagioclasas cálcicas (labradorita), piroxenos (augita-pigeonita), óxidos de Fe-Ti, relictos de olivino y trazas de apatito; no observándose texturas cumuláticas.
- 3) No se observan anomalías en los elementos guía exploratorios para rocas básicas, aunque se observa que los óxidos de Fe-Ti están representados por la asociación entre ilmenita-magnetita, donde las ilmenitas contienen trazas de Mn y Cr. También hay presencia de calcopirita.
- 4) La geoquímica ha sido de especial interés, indicando que las rocas básicas del *sill* de Cuaró son de naturaleza tholeiítica de ambiente intraplaca, con las características químicas típicas para las rocas de la porción sur de la PMP y marcadas diferencias con aquellas de las regiones central y norte de la provincia.
- 5) La geoquímica ha podido establecer un fuerte vínculo con aquellos cuerpos intrusivos del Estado de Rio Grande do Sul (región sur de la PMP) indicando que los procesos, si bien con cierta

impronta local, son similares y por lo tanto los cuerpos intrusivos pueden ser correlacionables entre sí.

- 6) Los datos isotópicos permitieron clasificar las rocas del *sill* de Cuaró como magma tipo Gramado, descartando su afinidad química con magmas tipo Esmeralda.
- 7) Los datos geoquímicos en general indican la intrusión del *sill* de Cuaró mediante diferentes pulsos a partir de una fuente común, posiblemente peridotítica a granate.
- 8) El conjunto de datos geoquímicos indica que el magma primario sería producto de fusión del manto subcontinental litosférico continental, con larga residencia en la corteza continental y dominado por procesos de cristalización fraccionada-asimilación de materiales corticales, descartando su origen en relación a otras fuentes

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Aboy, M. & Masquelin, H. (2013). Relações embasamento vs. cobertura na Ilha Cristalina de Rivera, Uruguai. *Anais VIII Simposio Sulbrasileiro de Geologia*, Porto Alegre. Formato CD.
- Allègre, C. (2008). *Isotope Geology*. Cambridge University Press, 512 pp.
- Almeida, F. (1972). Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralizations. *Abstracts XXIV Geological Congress*, Montréal, 3, p. 339-346.
- Araújo, L.; Trigüis, J. & Cerqueira, J. (1996). Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas nas rochas geradoras da Formação Iratí/Miembro Assistência. *Relatório interno*, PETROBRAS, Curitiba, 139 pp.
- Arth, J. (1981). Rare earth element geochemistry of the island-arc volcanic rocks of Rabaul and Talasea, New Britain. *Bull. Geol. Soc. America* 92, p. 858-863.
- Backeberg, N. R., Reid, D. L., Trumbull, R. B. & Romer, R. L. (2011). Petrogenesis of the False Bay dyke swarm, Cape Peninsula: Evidence for Basement Assimilation. *South African Journal of Geology* 114, p. 335-352.
- Bellieni, G.; Piccirillo, E.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A. & Da Roit, P. (1988). Mineral Chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). En: Piccirillo, E. & Melfi, A. (Eds.): *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and*

*geophysical aspects*. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico Publishers, p. 73-93.

Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 460 pp.

Bossi, J. (1969). *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000* prefacio. *Boletín de Investigación* 1, Facultad de Agronomía, Montevideo, p. 1-40.

Bossi, J. (2006). Magmatismo hipabisal básico Gondwánico: un nuevo aporte al reconocimiento de terrenos Tectono-Estratigráficos en Uruguay. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología* 13, p.34-48.

Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). *Carta Geológica del Uruguay, escala 1:500.000*. Facultad de Agronomía, UdelaR. Versión 2.0, formato CD, 1 mapa y leyenda explicativa.

Bossi, J. & Navarro, R. (1988). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, p. 700-742.

Bossi, J. & Schipilov, A. (1998). *Rocas ígneas básicas del Uruguay*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Montevideo, 245 pp.

Bossi, J. & Schipilov, A. (2007). *Rocas ígneas básicas del Uruguay*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Montevideo, 2da edición. p. 109-129.

- Bossi, J. & Umpierre, M. (1965). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, p. 181-210.
- Bossi, J.; Ferrando, L.; Fernández, A.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.; Carballo, E.; Medina, E.; Ford, I. & Montaña, J. (1975). *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:1.000.000*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República, 1 mapa y leyenda explicativa.
- Bossi, J.; Ferrando, L.; Montaña, J.; Campal, N.; Morales, H.; Gancio, F.; Schipilov, A.; Piñeyro, D. & Sprechmann, P. (1998). *Carta Geológica del Uruguay, escala 1:500.000*. Facultad de Agronomía, UdelaR. Versión 1.0, formato CD, 1 mapa y leyenda explicativa.
- Bossi, J.; Ledesma, J.; Carballo, E. & Navarro, R. (1974). Resumen de los conocimientos actuales sobre los derrames basálticos del noroeste del Uruguay. *Anais XXVIII Congreso Brasileiro de Geología*, Porto Alegre, vol. 1, p. 51-60.
- Boynton, W. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, H. (Eds.): *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Publ., p. 63-114.
- Bryan, S.; Riley, T.; Jerram, D.; Stephens, C. & Leat, P. (2002). Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. En: Menzies, M.; Klemperer, S.; Ebinger, C.; Baker, J. (Eds.): *Volcanic Rifted Margins*; Geological Society of America, Special Paper N° 362, p. 97-118.

- Coffin, M. & Eldholm, O. (1994). Large Igneous Provinces: Crustal structure, dimensions and external consequences. *Reviews of Geophysics* 32, p. 1-36.
- Comte, D. & Hasui, Y. (1971). Geochronology of Eastern Paraguay by Potassium-Argon Method. *Revista Brasileira de Geociências*, vol.1, p. 33-43.
- Cordani, U.; Civetta, L.; Mantovani, M.; Petrini, R.; Kawashita, K.; Hawkesworth, C.; Taylor, P.; Longinelli, A.; Cavazzini, G. & Piccirillo, E.(1988). Isotope geochemistry of flood volcanic from Paraná Basin (Brazil). En: Piccirillo, E. & Melfi, A. (Eds.): *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Universidade de Sao Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico Publishers, p. 157-178.
- Cordani, U. & Vadoros, P. (1967). Basaltics rocks of the Paraná basin, En: Bigarella, R, Becker, R; Pinto, J. (Eds.): *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, p. 207-231.
- Cox, K.; Bell, J. & Pankhurst, R. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen & Unwin, Londres, 364 p.
- Creer, K.; Miller, J. & Gilbert, A. (1965). Radiometric age of the Serra Geral Formation. *Nature* 207, p. 282-283.
- De la Roche, H.; Leterrier, J.; Grande Claude, P. & Marchal, P. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and

major element analyses-its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology* 29, p. 183-210.

DePaolo, D. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Letters* 53, p. 189-202.

DePaolo, D. (1988). *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer-Verlag, New York.

DePaolo, D. & Wasserburg, G. (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Gechim. Cosmochimica Acta* 43, p. 615-627.

de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (1993). Cronoestratigrafía de las secuencias paleozoicas de la Cuenca Norte Uruguaya (borde sureste de la Cuenca de Paraná). *Atas I Simposio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*, Rio Claro, 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; Fúlfaro, 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.

División de Suelos y Aguas, Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca  
(1976). *Carta de reconocimiento de suelos generalizada por tipos de  
suelos.* 1 mapa y leyenda explicativa.

Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J. G., Blichert-Toft, J., Devey, C. W. &  
Hofmann, A. W. (2002). The role of sediment recycling in EM-1 inferred  
from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the  
Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters* 196, p. 197-212.

Ernst, R.; Buchan, L. & Campbell, I. (2005). Frontiers in Large Igneous  
Provinces research. *Lithos* 79, p. 271-297.

Evans, A. (1993). *Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction.*  
Blackwell Science, p. 128-138.

Falconer, J.D. (1937). La formación de Gondwana en el nordeste del Uruguay,  
con referencia especial a los terrenos eogondwánicos. Boletín 23, Instituto  
de Geología y Perforaciones, Montevideo, 113 pp.

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.

Ferrando, L. & Andreis, R. (1989). *Carta Geológica del Uruguay, Hoja D-15  
Melo, Depto. de Cerro Largo, escala 1:100.000.* Facultad de Ciencias,

Facultad de Agronomía, Dirección Nacional de Minería y Geología del Uruguay. Memoria explicativa y 1 mapa.

Frisch, W.; Meschede, M. & Blakey, R. (2011). *Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building*. Springer- Verlag Ed., 210 pp.

Fúlfaro, V.; Saad, A.; Santos, M. & Vianna, R. (1982). Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 12, p. 590-611.

Gervais, P. (1864). Description of *Mesosaurus tenuidens*, reptile fossile de l'Afrique australe. *Académie des Sciences et Lettres de Montpellier, Mémoire de la Section des Science*, Tome Sixième. Boehm et Fils, Montpellier, p. 169-175.

Gioia, S. & Pimentel, M. (2000). The Sm–Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, nº2, p. 219–245.

Goso, H. (1965). *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico de Uruguay, Ed. Mimeografiada, Montevideo, 12pp.

Goso, H. (1972). *El Cuaternario uruguayo. Proyecto Estudio Levantamiento de Suelos*. Ed. Mimeografiada, 12pp.

Hibbard, M. (1995). *Petrography to petrogenesis*. University of Nevada, Reno. Prentice Hall (Ed.), 523 pp.

- Irvine, T. & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Earth Sciences* 8, p. 523-548.
- Janoušek, V.; Farrow, C.; Erban, V. & Trubac, J. (2011): Brand new Geochemical Data Toolkit (GCDkit 3.0) - is it worth upgrading and browsing documentation? (Yes!) . *GVMS* 18, p. 26-30.
- Jensen, L. (1976). *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario Division Mines, Misc., 66 pp.
- Lagorio, S. & Vizán, H. (2011). El volcanismo Serra Geral en la Provincia de Misiones: aspectos geoquímicos e interpretación de su génesis en el contexto de la gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola. Su relación con el volcanismo alcalino de Córdoba (Argentina). *GeoActa* 36, p. 27-53.
- Langmuir, C.; Bender, J.; Bence, A.; Hanson, G. & Taylor, S. (1977). Petrogenesis of basalts from FAMOUS area: mid-Atlantic ridge. *Earth Planetary Science Letters* 36, p. 133-156.
- Laslund, H. & McBirney, A. (1996). Mechanisms of Formation of Igneous Layering. En: Cawthorn, R. (Ed.): *Layered Intrusions; Developments in Petrology* 15, p. 1-43.
- Laznicka, P. (2006). *Giant Metallic Deposits: Future sources of industrial metals*. Ed. Springer-Verlag. p. 425-470.
- Le Bas, M.; Le Maitre, R.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, p. 745-750.

- 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, 222 pp.
- 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.
- Masquelin, H; Aïfa, 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* 341, p. 1003 - 1015.
- Masquelin, H.; Aïfa, T.; Muzio, R.; Hallot, E.; Scaglia, F. & Veroslavsky, G. (2010). Magma flow inferred from AMS fabric in tabular intrusions: a case study in NE-Uruguay, southern extreme of the Paraná Province. *American Geophysical Union Abstracts*, Foz do Iguaçu, Brazil.
- Mazzarini, F.; Musumeci, G.; Montanari, D. & Corti, G. (2010). Relations between deformation and upper crustal magma emplacement in laboratory physicals models. *Tectonophysics* 484, Issues 1-4, p. 139-146.
- Melfi, A.; Piccirillo, E. & Nardy, A. (1988). Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin-An Introduction. En: Piccirillo, E. & Melfi, A. (Eds.): *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Universidade de Sao Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico Publishers, p. 1-15.

- Menzies, M.; Klemperer, S.; Ebinger, C. & Baker, J. (2002). Characteristics of volcanic rifted margins. En: Menzies, M.; Klemperer, S.; Ebinger, C.; Baker, J. (Eds.), *Volcanic Rifted Margins*. Geological Society of America, Special Paper nº 362, p. 1-14.
- 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.
- Milani, J.; Gonçalves de Melo, J.; Alves de Souza, P.; Fernandes, L. & Barros, A. (2007). A Bacia do Paraná. *Bol. Geociências- Petrobras* 15, Nº 2, Rio de Janeiro, p. 265-287.
- Mohriak, W.; Rosendahl, B.; Turner, J. & Valente, S. (2002). Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. En: Menzies, M.; Klemperer, S.; Ebinger, C.; Baker, J. (Eds.), *Volcanic Rifted Margins*. Geological Society of America, Special Paper nº 362, p. 159-201.
- Montaña, J. (1992). *Carta Geológica del Uruguay, Hoja H-13 Los Novillos, Depto. de Tacuarembó, escala 1:100.000*. Facultad de Ciencias, Facultad de Agronomía, Dirección Nacional de Minería y Geología del Uruguay. Memoria explicativa y 1 mapa.
- Montaño, X.; Gagliardi, S. & Montaño, M. (2006). Recursos Hídricos Subterráneos del Uruguay. *Boletín Geológico y Minero de España* 117, p. 201-222.

- 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, 171 pp.
- 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.; Scaglia, F. & Masquelin, H. (2011). Petrochemistry of Mesozoic mafic intrusions related to the Paraná Magmatic Province, Uruguay. *International Geology Review*, iFirst article, p. 1-17.
- Muzio, R.; Scaglia, F. & Masquelin, H. (2011 b). Sm-Nd systematics on dikes and sills related to the Paraná Magmatic Province, Uruguay. *Resúmenes V Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados*. Goiás, Brasil. Formato CD.
- Naldrett, A. (1999). World-Class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis. *Minerallium Deposita* 34, p. 227-240.
- Northfleet, A.; Medeiros, R. & Mulhmann, A. (1969). Reavaliação dos Dados Geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Técnico Petrobrás* 12, 3, p. 291-346.
- Panario, D. (1988). *Geomorfología del Uruguay*. Facultad de Ciencias, Universidad de la República, 32 pp.

- Pearce, J. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C. & Norry, M. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- Pearce, J. & Cann, J. (1973). Tectonic setting of Basic volcanic Rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Sciences Letters* 19, p. 290-300.
- Pearce, J. & Norry, M. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, p. 33-47.
- Peate, D.W. (1997). The Paraná – Etendeka Province. En: Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces, Continental, oceanic and planetary flood volcanism*. Geophysical Monograph 100, p. 217 – 245.
- Peate, D.; Hawkesworth, C. & Mantovani, M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanology* 55, p. 119-139.
- Piccirillo, E.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A.; Stolfa, D.; Bellieni, G.; Marques, L.; Giaretta, A.; Nardy, A.; Pinese, J.; Raposo, M. & Roisenberg, A. (1988). Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). En: Piccirillo, E. & Melfi, A. (Eds.), *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Universidade de Sao Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico Publishers, p. 107-157.

- Piccirillo, E. & Melfi, A. (1988). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Universidade de São Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico Publishers, 600 pp.
- Piñeiro, G.; Ferigolo, J.; Meneghel, M.; & Laurin, M. (2012): The oldest known amniotic embryos suggest viviparity in mesosaurs. *Historical Biology: An International Journal of Paleobiology* 24, 6, p. 620-630.
- Piñeiro, G., Ramos, A., Goso, C., Scarabino, F., & Laurin, M. (2012b). Unusual environmental conditions preserve a Permian mesosaur-bearing Konservat-Lagerstätte from Uruguay. *Acta Palaeontologica Polonica* 57 (2), p. 299–318.
- Preciozzi, J.; Spoturno, J. & Heinzen, W. (1979). *Carta Geo-Estructural del Uruguay, escala 1:2.000.000*. Ministerio de Industria y Energía. Memoria explicativa y 1 Mapa.
- 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, 2 figuras, 1 mapa, 72 pp.
- Ramos, A.; Scaglia, F.; Masquelín, H.; Muzio, R. & Piñeiro, G. (2013). Aportes al conocimiento de la distribución de los Mesosaurus en el Departamento de Tacuarembó, Uruguay; porción sur de la Cuenca Paraná. *Resumen VII Congreso Uruguayo de Geología* (Resumen 113; en arbitraje).

- 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* 108-4, p. 275-290.
- Reed, J. (2005). *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University Press, New York, 216 pp.
- Renner, L. (2010). *Geoquímica de sills basálticos da Formação Serra Geral, Sul do Brasil, com base em rocha total e micro-análise de minerais*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 226 pp.
- 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.
- Robb, L. (2005). *Introduction to ore forming processes*. Blackwell Publishing Company, p. 19-125.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Group, England, 352 pp.
- Ryan, M. (1994). *Magmatic Systems*. International Geophysics Series. Academic Press, 401 pp.
- Santos, R.; Dantas, E.; de Oliveira, C.; Souza, C.; Dias, C.; Mendes, E. & Oliveira, F. (2009). Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Iratí Formation. *Journal of South American Earth Sciences* 28, p. 14-24.

- Saunders, A. & Tarney, J. (1984). Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. En: Kokelaar, B. & Howells, M. (Eds.), *Marginal basin geology*, Special Pub. Geological Society of London 16, p. 59-76.
- Scaglia, F. (2010). *Estudio petrológico de los diques básicos Mesozoicos en la región de San Gregorio de Polanco, Uruguay*. Tesis de grado de la Licenciatura en Geología, Universidad de la República, Montevideo, 138 pp.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive rocks*. D. Van Nostrand Company, New York, 360 pp.
- Soares, L. & Ernesto, M. (2004). O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. En: Mantosso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, D. & Brito Neves, B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Editora, Brasil, p. 245-263.
- Sun, S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A. & Norry, M. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, p. 313-345.
- Sun, S.; Nesbitt, R. & Sharaskin, A. (1980). Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Science Letters* 44, p. 119-138.

- Taylor, S. & McLennan, S. (1981). The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. Royal Society* 301, p. 381-399.
- Thompson, R. (1982). British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geology* 18, p. 49-107.
- Thompson, R. (1984). Dispatches from the basalt front. *Experiments Proc. Geol. Ass.* 95, p. 249-262.
- Tomazzoli, E. & Marcel, J. (2008). O exame de diques do Florianópolis na Ilha de Santa Catarina (SC): Mapa geológico. *Atas IV Simposio de Vulcanismo y Ambientes asociados*, Foz de Iguazú, Paraná, Brasil, CD rom.
- 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.
- Veroslavsky, G.; Ubilla, M.; Martínez, S. (2006): *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Paleozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 326 pp.

- Walther, K. (1927). Contribución al conocimiento de las rocas “basálticas” de la formación Gondwana en la América del Sud. *Boletín 9 del Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay*, Montevideo, p. 16-28.
- Wang, D.; Song, Y.; Liu, Yu.; Zhao, M.; Qi, M. & Liu, W. (2012). The influence of igneous intrusions on the peak temperatures of host rocks: Finite-time emplacement, evaporation, dehydration, and decarbonation. *Computers & Geosciences* 38, p. 99-106.
- Weaver, B. & Tarney, J. (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310, p. 50-57.
- White, I. (1908). *Relatório final da Comissao de Estudos das Minas de Carvao de Pedra do Brazil*, Rio de Janeiro, Brazil, p. 1-617.
- Wilson, M. (1996). *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer Ed., 457 pp.
- Wood, D. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Sciences Letters* 50, p. 11-30.
- Wood, D.; Tarney, J.; Varet, J.; Saunders, A.; Bougault, H.; Joron, L.; Treuil, M. & Cann, J. (1979). Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planetary Sciences Letters* 42, p. 77-97.

Zindler, A. & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Rev. Earth Planetary Sciences* 14, p. 493-571.

**ANEXO A: Elementos químicos analizados y sus límites de detección ACME  
LABS y Leco Corporation (\*)**

Elementos o compuestos	Grupo 4A		Grupo 4X01		Límite Superior	
	Límite detección		Límite detección			
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	%	0,01	%	100	%
<b>CaO</b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>MgO</b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>MnO</b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	%	0,01	%	100	%
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,002	%	0,001	%	100	%
<b>Ba</b>	5	ppm	0,01	%	5	%
<b>LOI</b>	0,1	%	0,1	%	100	%
<b>C*</b>	0,02	%	0,02	%	100	%
<b>S*</b>	0,02	%	0,02	%	100	%

	Grupo 4A		Grupo 4X01		Límite Superior	
	Límite detección		Límite detección			
<b>Au</b>	-		0,5	ppb	100	ppm
<b>Ag</b>	-		0,1	ppm	100	ppm
<b>As</b>	-		1,0	ppm	10.000	ppm
<b>Ba</b>	5	ppm	1,0	ppm	50.000	ppm
<b>Be</b>	-		1,0	ppm	10.000	ppm
<b>Bi</b>	-		0,1	ppm	2.000	ppm
<b>Cd</b>	-		0,1	ppm	2.000	ppm
<b>Co</b>	20	ppm*	0,2	ppm	10.000	ppm
<b>Cs</b>	-		0,1	ppm	10.000	ppm
<b>Cu</b>	5	ppm	0,1	ppm	10.000	ppm
<b>Ga</b>	-		0,5	ppm	10.000	ppm
<b>Hf</b>	-		0,1	ppm	10.000	ppm
<b>Hg</b>	-		0,1	ppm	50	ppm
<b>Mo</b>	-		0,1	ppm	2.000	ppm
<b>Nb</b>	5	ppm	0,1	ppm	50.000	ppm
<b>Ni</b>	20	ppm	0,1	ppm	10.000	ppm
<b>Pb</b>	-		0,1	ppm	10.000	ppm

**ANEXO A: Elementos químicos analizados y sus límites de detección ACME  
LABS, continuación.**

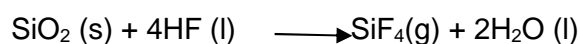
	Grupo 4A Límite detección		Grupo 4X01 Límite detección		Límite Superior	
<b>Rb</b>	-		0,1	ppm	10.000	ppm
<b>Sb</b>	-		0,1	ppm	2.000	ppm
<b>Sc</b>	1	ppm	-		10.000	ppm
<b>Se</b>	-		0,5	ppm	100	ppm
<b>Sn</b>	-		1	ppm	10.000	ppm
<b>Sr</b>	2	ppm	0,5	ppm	50.000	ppm
<b>Ta</b>	-		0,1	ppm	50.000	ppm
<b>Th</b>	-		0,2	ppm	10.000	ppm
<b>Tl</b>	-		0,1	ppm	1.000	ppm
<b>U</b>	-		0,1	ppm	10.000	ppm
<b>V</b>	-		8,0	ppm	10.000	ppm
<b>W</b>	-		0,5	ppm	10.000	ppm
<b>Y</b>	3	ppm	0,1	ppm	50.000	ppm
<b>Zn</b>	5	ppm*	1,0	ppm	10.000	ppm
<b>Zr</b>	5	ppm	0,1	ppm	50.000	ppm
<b>La</b>	-		0,1	ppm	50.000	ppm
<b>Ce</b>	30	ppm*	0,1	ppm	50.000	ppm
<b>Pr</b>	-		0,02	ppm	10.000	ppm
<b>Nd</b>	-		0,3	ppm	10.000	ppm
<b>Sm</b>	-		0,05	ppm	10.000	ppm
<b>Eu</b>	-		0,02	ppm	10.000	ppm
<b>Gd</b>	-		0,05	ppm	10.000	ppm
<b>Tb</b>	-		0,01	ppm	10.000	ppm
<b>Dy</b>	-		0,05	ppm	10.000	ppm
<b>Ho</b>	-		0,02	ppm	10.000	ppm
<b>Er</b>	-		0,03	ppm	10.000	ppm
<b>Tm</b>	-		0,01	ppm	10.000	ppm
<b>Yb</b>	-		0,05	ppm	10.000	ppm
<b>Lu</b>	-		0,01	ppm	10.000	ppm

## ANEXO B: Técnica analítica para Sm/Nd

Procedimiento para la cuantificación de los isótopos de Sm-Nd en base a Gioia & Pimentel (2000).

1- Descomposición de la muestra con la finalidad de la apertura de los minerales y determinación de las tierras raras. Este proceso es lento, por lo que requiere varios días, sin embargo se obtiene la disolución total de la muestra.

Masar 80mg de roca y mezclar con 30ml de *spike* (material estándar de composición isotópica, concentración y peso conocidos), según una relación 80:30 indicada por las tablas del laboratorio para rocas tholeiíticas básicas. Posteriormente se disuelve en una bomba de teflón revestida por una camisa de acero inoxidable pasando por un primer ataque químico. El mismo consta de la adición de 1mL de HNO<sub>3</sub> concentrado y de 3mL de HF concentrado. Se dejar actuar 1 día en estufa. Una vez cumplido el tiempo, es seguido de evaporación para retirar parcialmente el H<sub>2</sub>O y SiF<sub>4</sub> formados en la reacción:



Posteriormente, se realiza un nuevo ataque químico con adición de 1mL de HNO<sub>3</sub> concentrado y 4mL de HF, dejándose actuar por 4 días en estufa a 190°C. Después de una disolución completa, se debe evaporar mediante uso de equipos montados con mamparas, soporte de teflón y flujo de aire filtrado continuo. Luego de evaporar se adicionan 2mL de HNO<sub>3</sub> concentrado y nuevamente se deja evaporar, seguido de un nuevo ataque químico con 6mL de HCl-6N (destilado) y posterior ataque/secado en estufa por 24 hs. En esta etapa se observa la total disolución de la muestra, siendo homogénea sin quedar restos sólidos dentro del frasco. Se evapora el líquido y se adicionan 2mL de HCl-2.5N (padronizado)

## 2- Separación química

Esta etapa se basa en que las relaciones isotópicas no pueden ser determinadas por el espectrómetro de masa con fuente termal de ionización sin que el elemento a ser determinado sea rigurosamente separado por la técnica cromatográfica.

### Columna primaria (Rb-Sr y Elementos de Tierras Raras)

Esta etapa consiste en separar en primera instancia las Tierras Raras (TR) y Rb-Sr para luego separar el par isotópico Sm-Nd. En esta etapa se utilizan columnas cromatográficas de cuarzo (d.i: 8mm y altura de 15cm) con 12cm de resina (2.2g) catiónica en medio acuoso con flujo constante. La fracción de Rb fue recolectada entre 9 y 17mL y la de Sr entre 21 y 30mL de HCl 2.5N. El grupo de los elementos de las TR fue colectado en la fracción entre 1 y 15mL de HCl-6N, después de la elución de Sr. En forma simultánea con las TR se realizó la colecta de Y y Ba.

### Columna secundaria (separación de Sm-Nd)

El concentrado de las TR fue evaporado y se adicionaron 200 microL de HCl-0.18N, colocándolo posteriormente en una columna secundaria (d.i:5mm y altura: 10cm) rellena con un intercambiador iónico y una solución ácida (8cm). La resina está compuesta de un polvo de teflón previamente impregnado con un intercambiador iónico líquido (HDEHP, ácido fosfórico di-2-etilexil). Aquí la separación se logra por la elución con aumento de la concentración de ácido. Los lantánidos livianos o poco complejos (Ej. La, Ce) son rápidamente eluidos en HCL bastante diluído; mientras que los lantánidos pesados y más complejos requieren de una mayor concentración de ácido para la elución en tiempo razonable. Se evapora totalmente el concentrado de las Tierras Raras obtenido a partir de la primer separación cromatográfica y se adicionan 200µL de HCl 0.18N al eluato y se deposita la solución en la segunda columna. Se colecta la fracción de Nd con 5mL de HCl-0.3N después de descartar los

primeros 10mL con HCl-0.18N. Luego de la colecta de Nd y de descartar los primeros 2mL con HCl-0.3N, se colecta Sm con 3mL de HCl-0.5N. La regeneración de la resina fue hecha con 6mL de HCl-6N y reacondicionada mediante el pasaje de 5mL de HCl-0.18N (dos veces), quedando lista para la siguiente muestra.

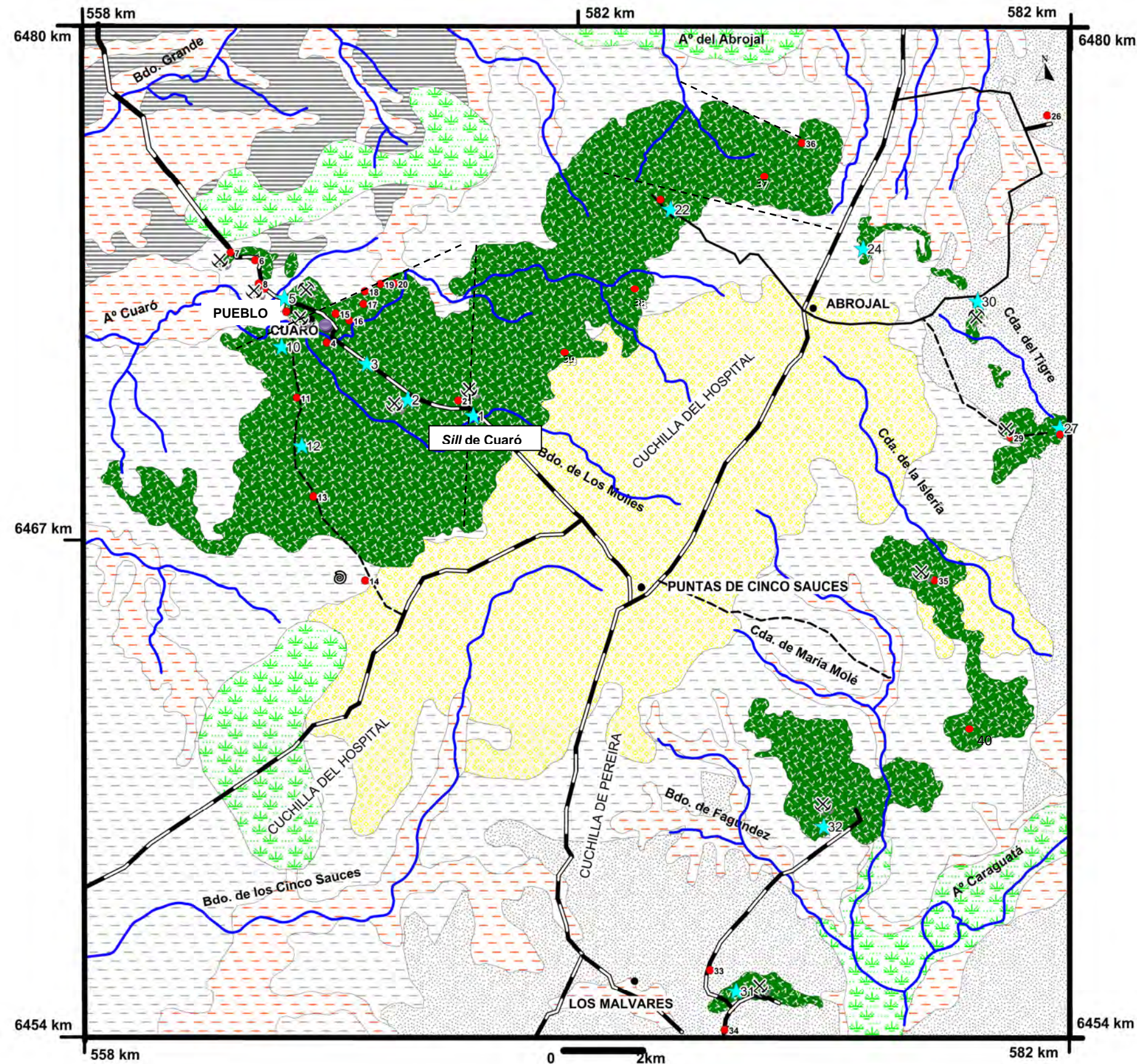
### 3- Depositación en filamento

A la fracción colectada en la columna secundaria se le adicionan 2 gotas de  $\text{H}_3\text{PO}_4$  - 0.025N y se evapora la solución. Luego se disuelve el residuo con 1 $\mu\text{L}$  de  $\text{HNO}_3$  5% destilado y se adiciona 1microL de  $\text{H}_3\text{PO}_4$  - 0.15N.

Se deposita, antes de la muestra, 1 $\mu\text{L}$  de  $\text{H}_3\text{PO}_4$  0.15N en el filamento de Re y se evapora hasta una pequeña gota (con 0.7A). Posteriormente se depositan 2 $\mu\text{L}$  de la muestra, subiendo lentamente el amperaje de evaporación, primero a 0.7 A (hasta que la gota quede plana), luego de 1.2 a 1.5 A hasta secar la gota y posteriormente hasta 2.0A (800°C). El amperaje de Nd y Sm en el filamento de ionización fue de 4 A.

En lo que concierne al equipo, el espectrómetro utilizado fue Finningan MAT 262, con 7 colectores tipo "*Faraday Cup*" y los análisis fueron realizados en modo estático. La relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fue normalizada para 0.7219.

Los métodos de determinación de isótopos de Sr siguen las técnicas convencionales por lo que no serán detallados aquí.



**ANEXO C:**  
**MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO**  
 Autor: Scaglia, F. (2013)  
 Modificado de Preciozzi *et al.* (1985) y  
 Bossi & Schipilov (2007).  
 Sistema de coordenadas locales (*Datum Yacaré*)

**Referencias cartográficas y geológicas**

●	Pueblos	— / —	Fallas normales inferidas
— (thick)	Caminería con revestimiento pétreo	⊗	Canteras Inactiva
— (dashed)	Caminería (trillo)	⊗	Canteras Activa
— (blue)	Cursos de agua	⊗	Yacimiento fosilífero Mesosaurios
● (red)	Puntos de observación	⊗	Perforación OSE
★ (blue)	Muestras con análisis químicos e isotópicos		

**Unidades geológicas presentes**

	Bañados (Reciente y Actual)
	Formación Dolores (Pleistoceno Tardío)
	Formación Las Arenas (Pleistoceno)
	Formación Cuaró (Cretácico Inferior)
	Formación Yaguari (Pérmico Tardío)
	Formación Mangrullo (Pérmico Temprano Alto)
	Formación Fraile Muerto (Pérmico Temprano)

**Nota:** Toda el área aflorante del sill se encuentra intensamente fracturada en direcciones NO-SE, N-S, E-O y NE-SO, con diversas dimensiones; por cuestiones de visualización se omite su representación gráfica.

**ANEXO D: Coordenadas geográficas de los puntos de muestreo**

<b>MUESTRA</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>
<b>C001</b>	567.690	6.469.908	132	31°54'45.5" S	55°05'02.8"O
<b>C002</b>	566.068	6.470.323	153	31°54'32.1"S	55°06'05.4"O
<b>C003</b>	565.057	6.471.258	144	31°54'05.6"S	55°06'37.1"O
<b>C005</b>	563.028	6.472.964	129	31°53'06.9"S	55°08'01.9"O
<b>C010</b>	562.947	6.471.717	123	31°53'47.5"S	55°08'04.6"O
<b>C012</b>	563.427	6.469.120	153	31°55'11.7"S	55°07'45.6"O
<b>C022</b>	572.635	6.475.274	182	31°51'42.6"S	55°01'58.7"O
<b>C024</b>	577.405	6.474.257	175	31°52'16.1"S	54°58'54.2"O
<b>C027</b>	582.248	6.469.575	143	31°54'52.5"S	54°55'49.5"O
<b>C030</b>	580.234	6.472.871	176	31°53'06.2"S	54°57'07.1"O
<b>C031</b>	574.087	6.454.922	157	32°02'50.3"S	55°00'56.1"O
<b>C032</b>	576.300	6.459.200	123	32°00'33.0"S	54°58'57.0"O

**ANEXO E: Tabla I-Datos químicos de las muestras analizadas de los elementos mayores (en %), menores y trazas (en ppm)**

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032
SiO <sub>2</sub>	52,04	52,53	52,03	51,44	51,07	52,19	51,33	50,64	50,94	52,23	51,88	51,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,17	14,29	14,46	14,65	14,51	14,35	14,54	14,73	14,34	14,52	14,5	14,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,34	10,91	10,62	10,74	10,64	11,17	10,55	11,09	10,63	11,37	11,32	10,2
MgO	6,81	6,61	7,28	7,62	7,8	6,45	6,82	7,42	7,55	6,46	6,62	7,06
CaO	10,16	10,15	10,78	11,11	11,23	10,25	9,09	11,38	10,68	10,39	10,85	10,45
Na <sub>2</sub> O	1,69	1,76	1,68	1,61	1,57	1,78	3,26	1,8	1,77	2,07	2,03	1,83
K <sub>2</sub> O	0,84	0,97	0,83	0,66	0,51	0,92	1,19	0,56	0,85	0,72	0,62	1,01
TiO <sub>2</sub>	1,07	1,06	0,96	0,95	0,91	1,1	1,01	0,92	0,9	1,03	1	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,13	0,12	0,11	0,11	0,13	0,13	0,1	0,11	0,13	0,13	0,13
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,024	0,026	0,033	0,03	0,036	0,024	0,046	0,08	0,042	0,078	0,067	0,042
Ni	95	90	109	118	143	84	131	274	109	267	222	101
Sc	43	42	41	42	42	42	40	39	37	37	38	36
LOI	1,3	1,1	0,8	0,6	1,2	1,2	1,6	0,9	1,8	0,6	0,6	1,6
Sum	99,72	99,74	99,74	99,73	99,73	99,74	99,73	99,83	99,82	99,8	99,8	99,82
Ba	206	210	194	158	150	212	227	153	191	258	207	224
Be	<1	<1	<1	<1	1	1	2	<1	<1	1	1	<1
Co	75,4	58,2	63,6	62,1	68,9	56,7	56,9	56,7	52,9	57,4	56,6	48,4
Cs	0,6	0,7	0,8	0,6	0,5	0,6	1,9	0,7	0,8	1	0,7	1
Ga	17,6	17	18,2	17,2	17	18,4	16,9	18,1	17,8	17,7	17,7	17,1
Hf	2,9	3,1	2,3	1,9	1,9	2,7	2,7	1,8	2,7	2,7	3	3,2
Nb	6,4	6,9	5,8	5,6	4,6	6,3	6,2	5,5	5,7	7,3	6,6	6,6
Rb	27,3	31,4	27,3	21,1	17,6	29,6	45,5	15,7	28	28,1	24,3	36
Sn	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	2	2	2	1
Sr	206,2	200,4	199,3	202,6	196,8	203,2	313,4	172,4	180,5	190,2	188,5	188,2
Ta	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,3	0,4	0,4	0,5	0,4
Th	2,9	3,1	2,7	2,2	2,2	3	3,1	2,1	2,9	3,1	2,8	4
U	0,7	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,6	0,4	0,5	0,6	0,7	0,7
V	335	332	315	319	306	345	305	310	289	315	323	282

**ANEXO E: Tabla I (continuación)-Datos químicos de las muestras analizadas de los elementos menores y trazas (en ppm).**

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032
<b>W</b>	243,1	138,6	153	133,9	151,3	108,5	126,3	115,4	66,8	130,5	129,1	75,7
<b>Zr</b>	91,7	97,1	85,8	79,1	74,4	98,6	95,2	72,6	80,7	95,1	102,2	108
<b>Y</b>	21,8	20,7	19,9	18,1	18	22,8	20,6	17,2	18,2	19,6	20,8	19,6
<b>La</b>	13,1	12,9	12,6	9,8	9,6	13,2	13,2	8,9	11,5	12,7	12	13,8
<b>Ce</b>	27,6	28,2	24,4	21,2	21,1	28,6	28,3	19,8	24,1	26,6	25,9	30,5
<b>Pr</b>	3,52	3,68	3,11	2,76	2,64	3,77	3,51	2,67	3,26	3,64	3,52	3,75
<b>Nd</b>	13,2	13,3	15,8	10,8	10,4	17	14,5	13,2	12,6	13,7	15,6	17
<b>Sm</b>	3,43	3,67	3,22	3,35	2,74	3,7	3,46	2,85	2,92	3,6	3,47	3,56
<b>Eu</b>	1,13	1,03	0,98	0,98	0,86	1,1	1,05	0,96	0,88	1	1,05	1,02
<b>Gd</b>	3,76	3,87	3,44	3,47	3,26	3,9	3,84	3,1	3,17	3,69	3,83	3,86
<b>Tb</b>	0,61	0,64	0,57	0,55	0,54	0,68	0,61	0,52	0,53	0,62	0,6	0,61
<b>Dy</b>	4,06	3,76	3,95	2,95	3,33	4,13	3,67	3,02	3,54	3,94	3,72	3,57
<b>Ho</b>	0,74	0,73	0,77	0,71	0,7	0,88	0,72	0,71	0,66	0,77	0,81	0,73
<b>Er</b>	2,53	2,13	2,17	2,21	2,05	2,53	2,18	1,83	1,7	1,99	2,13	2,14
<b>Tm</b>	0,34	0,35	0,31	0,29	0,26	0,34	0,3	0,27	0,27	0,32	0,32	0,3
<b>Yb</b>	2,29	1,77	2,01	2,06	1,75	2,34	2	1,76	1,68	1,96	2,06	1,73
<b>Lu</b>	0,32	0,31	0,28	0,27	0,28	0,32	0,3	0,26	0,26	0,31	0,32	0,31
<b>TOT/C</b>	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0,02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
<b>TOT/S</b>	<0.02	<0.02	<0.02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
<b>Mo</b>	0,7	0,4	1	0,4	0,6	0,6	1	2,7	0,5	2,3	17,3	0,6
<b>Cu</b>	130,2	125,5	111,6	120,4	113,8	129,2	114,8	122,3	109,3	116	139,9	102,9
<b>Pb</b>	1,1	1,1	1,2	1,3	1,3	0,9	1,3	1,2	1	0,9	1,2	1,1
<b>Zn</b>	35	39	22	20	23	38	32	27	36	23	25	36
<b>Ni</b>	41,5	32,4	66,2	43,7	45,5	30	55,7	139,7	41,2	108,3	716,8	31,2
<b>As</b>	<0.5	0,6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,9	<0.5	0,5	<0.5	0,7	<0.5
<b>Cd</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Sb</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Bi</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Ag</b>	<0.1	0,1	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

**ANEXO E: Tabla I (continuación)-Datos químicos de las muestras analizadas de los elementos menores y trazas (en ppm) e isotópicos.**

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032
<b>Au</b>	15,3	5,1	4,9	4,5	4,5	3,9	7	6,7	4,4	7,3	6,1	4,9
<b>Hg</b>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
<b>Tl</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	<0.1	0,1	0,2	<0.1
<b>Se</b>	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<b>Ti/Y</b>	294,25	306,99	289,21	314,65	303,08	289,23	293,93	320,66	296,46	315,04	288,22	296,69
<b>Ti/Zr</b>	69,95	65,44	67,08	72,00	73,33	66,88	63,60	75,97	66,86	64,93	58,66	53,84
<b>Nb/La</b>	0,49	0,53	0,46	0,57	0,48	0,48	0,47	0,62	0,50	0,57	0,55	0,48
<b>#Mg</b>	37,52	37,72	40,67	41,50	42,29	36,60	39,26	40,08	41,52	36,23	36,90	40,90
<b>La/Lu</b>	40,94	41,61	45,00	36,30	34,29	41,25	44,00	34,23	44,23	40,97	37,50	44,52
<b>La/Sm</b>	3,81	3,51	3,91	2,92	3,50	3,56	3,81	3,12	3,93	3,52	3,45	3,87
<b>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</b>	0,50	0,55	0,49	0,41	0,32	0,52	0,37	0,31	0,48	0,35	0,31	0,55
<b>Zr/Nb</b>	14,33	14,07	14,79	14,13	16,17	15,65	15,35	13,20	14,16	13,03	15,48	16,36
<b>Ba/Ta</b>	412,00	525,00	485,00	316,00	375,00	424,00	567,50	510,00	477,50	645,00	414,00	560,00
<b>Sm</b>	54,131	<b>ND</b>	33,248	49,718	24,887	38,155	25,467	18,84	25,991	19,306	18,318	16,88
<b>Nd</b>	226,52	93,085	140,158	201,861	100,688	160,415	109,16	74,461	111,082	<b>ND</b>	77,723	92,679
<b><sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd</b>	0,1445	<b>ND</b>	0,1434	0,1489	0,1494	0,1438	0,141	0,15	0,1414	<b>ND</b>	0,1425	0,1101
<b><sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd</b>	0,51237	0,51232	0,512361	0,512465	0,512246	0,512351	0,512345	0,512438	0,512306	<b>ND</b>	0,512338	0,512332
<b>Error (+/-)</b>	8	3	4	14	19	12	15	3	12	<b>ND</b>	23	3
<b>εNdi</b>	-5,23	-6,2	-5,4	-3,38	-3,47	-5,6	-5,71	-3,9	-6,47	<b>ND</b>	-5,85	-5,96
<b>T<sub>DM</sub></b>	1,47	<b>ND</b>	1,46	1,35	1,37	1,49	1,45	1,43	1,54	<b>ND</b>	1,49	1,04
<b><sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (+/-1)</b>	0,71003	0,71038	<b>ND</b>	0,70945	0,70934	0,71006	0,71012	0,70921	0,71038	0,71047	0,71007	0,71067

Valores **ND**: Valores aún no disponibles.

**ANEXO E: Tabla II-Valores de los elementos traza (en ppm) para diferentes materiales**

	CCS* <sup>1</sup>	CCI* <sup>2</sup>	MORB* <sup>3</sup>	OIB* <sup>4</sup>
<b>Cs</b>	NA	NA	NA	NA
<b>Rb</b>	110	11	1	22
<b>Ba</b>	700	757	12	380
<b>Th</b>	10,50	0,42	0,20	3,40
<b>U</b>	2,50	0,05	0,10	1,10
<b>K</b>	27393	8301	830	9600
<b>Ta</b>	NA	NA	NA	NA
<b>Nb</b>	25,0	5,0	2,5	53,0
<b>La</b>	30	22	3	35
<b>Ce</b>	64	44	10	72
<b>Sr</b>	350	569	136	800
<b>Nd</b>	26,0	18,5	8,0	35,0
<b>P</b>	742	785	570	2760
<b>Hf</b>	5,8	3,6	2,5	NA
<b>Zr</b>	240	202	88	220
<b>Sm</b>	4,5	3,3	3,3	13,0
<b>Ti</b>	3597	2997	8400	20000
<b>Tb</b>	2,20	0,43	0,71	NA
<b>Y</b>	22	7	35	30

Referencias: \*<sup>1</sup>valores de corteza continental superior (CCS) de Taylor & McLennan (1981); \*<sup>2</sup>corteza continental inferior (CCI) de Weaver & Tarney (1984); \*<sup>3</sup>basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB) de Saunders & Tarney (1984) y \*<sup>4</sup> basaltos de Islas oceánicas (OIB) de Sun (1980). Estos valores fueron usados en los diagramas de normalización por condrito, manto primitivo y MORB, cuyos valores normalizados se presentan en las siguientes tablas simplemente a modo comparativo con las muestras analizadas del *sill* de Cuaró.

ANEXO E: Tabla III-Valores normalizados ( $\lambda$ ) a condrito (Boynton, 1984) de las TR (en ppm)

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032
La	42,26	41,61	40,65	31,61	30,97	42,58	42,58	28,71	37,10	40,97	38,71	44,52
Ce	34,16	34,90	30,20	26,24	26,11	35,40	35,02	24,50	29,83	32,92	32,05	37,75
Pr	28,85	30,16	25,49	22,62	21,64	30,90	28,77	21,89	26,72	29,84	28,85	30,74
Nd	22,00	22,17	26,33	18,00	17,33	28,33	24,17	22,00	21,00	22,83	26,00	28,33
Pm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm	17,59	18,82	16,51	17,18	14,05	18,97	17,74	14,62	14,97	18,46	17,79	18,26
Eu	15,37	14,01	13,33	13,33	11,70	14,97	14,29	13,06	11,97	13,61	14,29	13,88
Gd	14,52	14,94	13,28	13,40	12,59	15,06	14,83	11,97	12,24	14,25	14,79	14,90
Tb	12,87	13,50	12,03	11,60	11,39	14,35	12,87	10,97	11,18	13,08	12,66	12,87
Dy	12,61	11,68	12,27	9,16	10,34	12,83	11,40	9,38	10,99	12,24	11,55	11,09
Ho	11,31	10,17	10,72	9,89	9,75	12,26	10,03	9,89	9,19	10,72	11,28	10,17
Er	12,05	10,14	10,33	10,52	9,76	12,05	10,38	8,71	8,10	9,48	10,14	10,19
Tm	10,49	10,80	9,57	8,95	8,02	10,49	9,26	8,33	8,33	9,88	9,88	9,26
Yb	10,96	8,47	9,62	9,86	8,37	11,20	9,57	8,42	8,04	9,38	9,86	8,28
Lu	9,94	9,63	8,70	8,39	8,70	9,94	9,32	8,07	8,07	9,63	9,94	9,63
Eu/Eu*	0,96	0,84	0,90	0,88	0,88	0,89	0,88	0,99	0,88	0,84	0,88	0,84
La/Yb	3,86	4,91	4,23	3,21	3,70	3,80	4,45	3,41	4,62	4,37	3,93	5,38
La/Sm	2,40	2,21	2,46	1,84	2,20	2,24	2,40	1,96	2,48	2,22	2,18	2,44
Ce/Yb	3,12	4,12	3,14	2,66	3,12	3,16	3,66	2,91	3,71	3,51	3,25	4,56
Ce/Sm	1,94	1,85	1,83	1,53	1,86	1,87	1,97	1,68	1,99	1,78	1,80	2,07
Eu/Yb	1,40	1,65	1,39	1,35	1,40	1,34	1,49	1,55	1,49	1,45	1,45	1,68
Sum REE	76,63	76,34	73,61	61,40	59,51	82,49	77,64	59,85	67,07	74,84	75,33	82,88

**ANEXO E: Tabla IV-Valores normalizados (N) a condrito (Sun et al., 1980) de los elementos (en ppm).**

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032	CCS* <sup>1</sup>	CCI* <sup>2</sup>	MORB* <sup>3</sup>	OIB* <sup>4</sup>
<b>Rb</b>	78,00	89,71	78,00	60,29	50,29	84,57	130,00	44,86	80,00	80,29	69,43	102,86	314,29	31,43	2,86	62,86
<b>Ba</b>	54,21	55,26	51,05	41,58	39,47	55,79	59,74	40,26	50,26	67,89	54,47	58,95	184,21	199,21	3,16	100,00
<b>Th</b>	58,00	62,00	54,00	44,00	44,00	60,00	62,00	42,00	58,00	62,00	56,00	80,00	210,00	8,40	4,00	68,00
<b>U</b>	53,85	46,15	38,46	38,46	30,77	38,46	46,15	30,77	38,46	46,15	53,85	53,85	192,31	3,85	7,69	84,62
<b>Nb</b>	18,29	19,71	16,57	16,00	13,14	18,00	17,71	15,71	16,29	20,86	18,86	18,86	71,43	14,29	7,14	151,43
<b>Ta</b>	25,00	20,00	20,00	25,00	20,00	25,00	20,00	15,00	20,00	20,00	25,00	20,00	NA	NA	NA	NA
<b>K</b>	58,11	67,10	57,42	45,66	35,28	63,64	82,32	38,74	58,80	49,81	42,89	69,87	228,28	69,17	6,92	80,00
<b>La</b>	41,59	40,95	40,00	31,11	30,48	41,90	41,90	28,25	36,51	40,32	38,10	43,81	95,24	69,84	9,52	111,11
<b>Ce</b>	33,95	34,69	30,01	26,08	25,95	35,18	34,81	24,35	29,64	32,72	31,86	37,52	78,72	54,12	12,30	88,56
<b>Sr</b>	18,75	18,22	18,12	18,42	17,89	18,47	28,49	15,67	16,41	17,29	17,14	17,11	31,80	51,70	12,30	72,73
<b>Nd</b>	22,11	22,28	26,47	18,09	17,42	28,48	24,29	22,11	21,11	22,95	26,13	28,48	243,55	330,99	613,40	58,63
<b>Sm</b>	17,86	19,11	16,77	17,45	14,27	19,27	18,02	14,84	15,21	18,75	18,07	18,54	23,44	17,19	17,19	67,71
<b>Zr</b>	16,38	17,34	15,32	14,12	13,39	17,61	17,00	12,96	14,41	16,98	18,25	19,29	42,86	36,07	15,71	39,29
<b>Ti</b>	10,35	10,25	9,28	9,19	8,80	10,64	9,77	8,90	8,70	9,96	9,67	17,41	5,80	4,83	13,55	32,26
<b>Gd</b>	13,43	13,82	12,29	12,39	11,64	13,93	13,71	11,07	11,32	13,18	13,68	11,64	NA	NA	NA	NA
<b>Y</b>	10,90	10,35	9,95	9,05	9,00	11,40	10,30	8,60	9,10	9,80	10,40	13,93	11,00	3,50	17,50	15,00

Referencias: valores normalizados para \*<sup>1</sup> corteza continental superior (CCS) de Taylor & McLennan (1981); \*<sup>2</sup> corteza continental inferior (CCI) de Weaver & Tarney (1984); \*<sup>3</sup> basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB) de Saunders & Tarney (1984) y \*<sup>4</sup> basaltos de Islas oceánicas (OIB) de Sun (1980). Los datos ingresados se encuentran en la tabla II.

**ANEXO E: Tabla V-Valores normalizados (N) a condrito (Thompson, 1982) de los elementos (en ppm).**

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032	CCS* <sup>1</sup>	CCI* <sup>2</sup>	MORB* <sup>3</sup>	OIB* <sup>4</sup>
<b>Ba</b>	29,86	30,43	28,12	22,09	21,74	30,72	32,90	22,17	27,68	37,39	30,00	32,46	101,45	109,71	1,74	55,07
<b>Rb</b>	78,00	89,71	78,00	60,29	50,29	84,57	130,00	44,86	80,00	80,29	69,43	102,86	314,29	31,43	2,86	62,86
<b>Th</b>	69,05	73,81	64,29	52,38	52,38	71,43	73,81	50,00	69,05	73,81	66,67	95,24	250,00	10,00	4,76	80,95
<b>K</b>	58,11	67,10	57,42	45,66	35,28	63,64	83,32	38,74	58,80	49,81	42,89	69,87	228,28	69,17	6,92	80,00
<b>Nb</b>	18,29	19,71	16,57	16,00	13,14	18,00	17,71	15,71	16,29	20,86	18,86	18,86	71,43	14,29	7,14	151,43
<b>Ta</b>	25,00	20,00	20,00	25,00	20,00	25,00	20,00	15,00	20,00	20,00	25,00	20,00	NA	NA	NA	NA
<b>La</b>	39,82	39,21	38,30	29,79	29,18	40,12	40,12	27,05	34,95	38,60	36,47	41,95	91,19	66,87	9,12	106,38
<b>Ce</b>	31,91	32,60	28,21	24,51	24,39	33,06	32,72	22,89	27,86	30,75	29,94	35,26	73,99	50,87	11,56	83,24
<b>Sr</b>	17,47	16,98	16,89	17,17	16,68	17,22	26,56	14,61	15,30	16,12	15,97	15,95	29,66	48,22	11,53	67,80
<b>Nd</b>	11,39	21,11	25,08	17,14	16,51	26,98	23,02	20,95	20,00	21,75	24,76	26,98	41,27	29,37	12,70	55,56
<b>P</b>	20,95	12,33	11,39	10,44	10,44	12,33	12,33	9,49	10,44	12,33	12,33	12,33	16,13	17,07	12,39	60,00
<b>Sm</b>	16,90	18,08	15,86	16,50	13,50	18,23	17,04	14,04	14,38	17,73	17,09	17,54	22,17	16,26	16,26	64,04
<b>Zr</b>	13,41	14,20	12,54	11,56	10,88	14,42	13,92	10,61	11,80	13,90	14,94	15,79	35,09	29,53	12,87	32,16
<b>Hf</b>	14,50	15,50	11,50	9,50	9,50	13,50	13,50	9,00	13,50	13,50	15,00	16,00	29,00	18,00	12,50	NA
<b>Ti</b>	10,35	10,25	9,28	9,19	8,80	10,64	9,77	8,90	8,70	9,96	9,67	9,38	5,80	4,83	13,55	32,26
<b>Tb</b>	11,73	12,31	10,96	10,58	10,38	13,08	11,73	10,00	10,19	11,92	11,54	11,73	42,31	8,27	13,65	NA
<b>Y</b>	10,90	10,25	9,95	9,05	9,00	11,40	10,30	8,60	9,10	9,80	10,40	9,80	11,00	3,50	17,50	15,00
<b>Tm</b>	10,00	10,29	9,12	8,53	7,65	10,00	8,82	7,94	7,94	9,41	9,41	8,82	9,71	5,59	NA	NA
<b>Yb</b>	10,41	8,05	9,14	9,36	7,95	10,64	9,09	8,00	7,64	8,91	9,36	7,86	10,00	5,45	NA	NA

Referencias: valores normalizados para \*<sup>1</sup> corteza continental superior (CCS) de Taylor & McLennan (1981); \*<sup>2</sup>corteza continental inferior (CCI) de Weaver & Tarney (1984); \*<sup>3</sup>basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB) de Saunders & Tarney (1984) y \*<sup>4</sup> basaltos de Islas oceánicas (OIB) de Sun (1980). Los datos ingresados se encuentran en la tabla II.

ANEXO E: Tabla VI-Valores normalizados (N) a manto primitivo (Wood et al., 1979) en ppm.

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032	CCS* <sup>1</sup>	CCI* <sup>2</sup>	MORB* <sup>3</sup>	OIB* <sup>4</sup>
Cs	31,58	36,84	42,11	31,58	26,32	31,58	100,00	36,84	42,11	52,63	36,84	52,63	NA	NA	NA	NA
Rb	31,74	36,51	31,74	24,53	20,47	34,42	52,91	18,26	32,56	32,67	28,26	41,86	127,91	12,79	1,16	25,58
Ba	27,25	27,78	25,66	20,90	19,84	28,04	30,03	20,24	25,26	34,13	27,38	29,63	92,59	100,13	1,59	50,26
Th	30,21	32,29	28,12	22,92	22,92	31,25	32,29	21,88	30,21	32,29	29,17	41,67	109,38	4,38	2,08	35,42
U	25,93	22,22	18,52	18,52	14,81	18,52	22,22	14,81	18,52	22,22	25,93	25,93	92,59	1,85	3,70	40,74
K	27,67	31,95	27,34	21,74	16,80	30,31	39,20	18,45	28,00	23,72	20,42	33,27	108,70	32,94	3,29	38,10
Ta	11,63	9,30	9,30	11,63	9,30	11,63	9,30	6,98	9,30	9,30	11,63	9,30	NA	NA	NA	NA
Nb	10,32	11,13	9,35	9,03	7,42	10,16	10,00	8,87	9,19	11,77	10,65	10,65	40,32	8,06	4,03	85,48
La	18,45	18,17	17,75	13,80	13,52	18,59	18,59	12,54	16,20	17,89	16,90	19,44	42,25	30,99	4,23	49,30
Ce	14,53	14,84	12,84	11,16	11,11	15,05	14,89	10,42	12,68	14,00	13,63	16,05	33,68	23,16	5,26	37,89
Sr	8,97	8,71	8,67	8,81	8,56	8,83	13,63	7,50	7,85	8,27	8,20	8,18	15,22	24,74	5,91	34,78
Nd	10,23	10,31	12,25	8,37	8,06	13,18	11,24	10,23	9,77	10,62	12,09	13,18	20,16	14,34	6,20	27,13
P	5,79	6,28	5,79	5,31	5,31	6,28	6,28	4,83	5,31	6,28	6,28	6,28	8,21	8,68	6,31	30,53
Hf	8,29	8,86	6,57	5,43	5,43	7,71	7,71	5,14	7,71	7,71	8,57	9,14	16,57	10,29	7,14	NA
Zr	8,34	8,83	7,80	7,19	6,76	8,96	8,65	6,60	7,34	8,65	9,29	9,82	21,82	18,36	8,00	20,00
Sm	8,91	9,53	8,36	8,70	7,12	9,61	8,99	7,40	7,58	9,35	9,01	9,25	11,69	8,57	8,57	33,77
Ti	4,20	4,16	3,77	3,73	3,57	4,32	3,97	3,61	3,53	4,04	3,93	3,81	2,36	1,96	5,50	13,10
Tb	6,16	6,46	5,76	5,56	5,45	6,87	6,16	5,25	5,35	6,26	6,06	6,16	22,22	4,34	7,17	NA
Y	4,48	4,25	4,09	3,72	3,70	4,68	4,23	3,53	3,74	4,02	4,27	4,02	4,52	1,44	7,19	6,16
Nb/Nb*	0,44	0,46	0,42	0,51	0,42	0,42	0,41	0,54	0,42	0,49	0,48	0,37				

Referencias: \*<sup>1</sup>valores de corteza continental superior (CCS) de Taylor & McLennan (1981); \*<sup>2</sup>corteza continental inferior (CCI) de Weaver & Tarney (1984); \*<sup>3</sup>basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB) de Saunders & Tarney (1984) y \*<sup>4</sup> basaltos de Islas oceánicas (OIB) de Sun (1980). Los datos ingresados se encuentran en la tabla II.

**ANEXO E: Tabla VII-Valores normalizados (N) a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) en ppm.**

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032	CCS* <sup>1</sup>	CCI* <sup>2</sup>	MORB* <sup>3</sup>	OIB* <sup>4</sup>
<b>Cs</b>	75,95	88,61	101,27	75,95	63,29	75,95	240,51	88,61	101,27	126,58	88,61	126,58	NA	NA	NA	NA
<b>Rb</b>	42,99	49,45	42,99	33,23	27,72	46,61	71,65	24,72	44,09	44,25	38,27	56,69	173,23	17,32	1,57	34,65
<b>Ba</b>	29,47	30,05	27,76	22,61	21,46	30,33	32,48	21,89	27,33	36,92	29,62	32,05	100,16	108,31	1,72	54,37
<b>Th</b>	34,12	36,47	31,76	25,88	25,88	35,29	36,47	24,71	34,12	36,47	32,94	47,06	123,53	4,94	2,35	40,00
<b>U</b>	33,33	28,57	23,81	23,81	19,05	23,81	28,57	19,05	23,81	28,57	33,33	33,33	119,05	2,38	4,76	52,38
<b>Nb</b>	8,98	9,68	8,13	7,85	6,45	8,84	8,70	7,71	7,99	10,24	9,26	9,26	35,06	7,01	3,51	74,33
<b>K</b>	27,89	32,21	27,56	21,92	16,93	30,55	39,51	18,59	28,22	23,91	20,59	33,54	109,57	33,20	3,32	38,40
<b>La</b>	19,07	18,78	18,34	14,26	13,97	19,21	19,21	12,95	16,74	18,49	17,47	20,09	43,67	32,02	4,37	50,95
<b>Ce</b>	15,55	15,89	13,75	11,94	11,89	16,11	15,94	11,15	13,58	14,99	14,59	17,18	36,06	24,79	5,63	40,56
<b>Pb</b>	15,49	15,49	16,90	18,31	18,31	12,68	18,31	16,90	14,08	12,68	16,90	15,49	NA	NA	NA	NA
<b>Pr</b>	12,75	13,33	11,27	10,00	9,57	13,66	12,72	9,67	11,81	13,19	12,75	13,59	NA	NA	NA	NA
<b>Sr</b>	9,77	9,50	9,45	9,60	9,33	9,63	14,85	8,17	8,55	9,01	8,93	8,92	16,59	26,97	6,45	37,91
<b>P</b>	5,51	5,97	5,51	5,05	5,05	5,97	5,97	4,59	5,05	5,97	5,97	5,97	7,81	8,26	6,00	29,05
<b>Nd</b>	9,75	9,82	11,67	7,98	7,68	12,56	10,71	9,75	9,31	10,12	11,52	12,56	19,20	13,66	5,91	25,85
<b>Zr</b>	8,19	8,67	7,66	7,06	6,64	8,80	8,50	6,48	7,21	8,49	9,12	9,64	21,43	18,04	7,86	19,64
<b>Sm</b>	7,73	8,27	7,25	7,55	6,17	8,33	7,79	6,42	6,58	8,11	7,82	8,02	10,14	7,43	7,43	29,28
<b>Eu</b>	6,73	6,13	5,83	5,83	5,12	6,55	6,25	5,71	5,24	5,95	6,25	6,07	NA	NA	NA	NA
<b>Ti</b>	4,93	4,89	4,43	4,38	4,20	5,07	4,66	4,24	4,15	4,75	4,61	4,47	2,77	2,31	6,46	15,38
<b>Dy</b>	5,51	5,10	5,36	4,00	4,52	5,60	4,98	4,10	4,80	5,35	5,05	4,84	NA	NA	NA	NA
<b>Y</b>	4,79	4,55	4,37	3,98	3,96	5,01	4,53	3,78	4,00	4,31	4,57	4,31	4,84	1,54	7,69	6,59
<b>Yb</b>	4,65	3,59	4,08	4,18	3,55	4,75	4,06	3,57	3,41	3,98	4,18	3,51	4,46	2,43	NA	NA
<b>Lu</b>	4,32	4,19	3,78	3,65	3,78	4,32	4,05	3,51	3,51	4,19	4,32	4,19	NA	NA	NA	NA

Referencias: \*<sup>1</sup>valores de corteza continental superior (CCS) de Taylor & McLennan (1981); \*<sup>2</sup>corteza continental inferior (CCI) de Weaver & Tarney (1984); \*<sup>3</sup>basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB) de Saunders & Tarney (1984) y \*<sup>4</sup> basaltos de Islas oceánicas (OIB) de Sun (1980).

ANEXO E: Tabla VIII-Valores normalizados (N) a MORB (Pearce,1983) en ppm.

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032	CCS* <sup>1</sup>	CCI* <sup>2</sup>	MORB* <sup>3</sup>	OIB* <sup>4</sup>
<b>Sr</b>	1,72	1,67	1,66	1,69	1,64	1,69	2,61	1,44	1,50	1,58	1,57	1,57	2,92	4,74	1,13	6,67
<b>K</b>	5,60	6,47	5,53	4,40	3,40	6,13	7,93	3,73	5,67	4,80	4,13	6,73	22,00	6,67	0,67	7,71
<b>Rb</b>	13,65	15,70	13,65	10,55	8,80	14,80	22,75	7,85	14,00	14,05	12,15	18,00	55,00	5,50	0,50	11,00
<b>Ba</b>	10,30	10,50	9,70	7,90	7,50	10,60	11,35	7,65	9,55	12,90	10,35	11,20	35,00	37,85	0,60	19,00
<b>Th</b>	14,50	15,50	13,50	11,00	11,00	15,00	15,50	10,50	14,50	15,50	14,00	20,00	52,50	2,10	1,00	17,00
<b>Ta</b>	2,78	2,22	2,22	2,78	2,22	2,78	2,22	1,67	2,22	2,22	2,78	2,22	NA	NA	NA	NA
<b>Nb</b>	1,83	1,97	1,66	1,60	1,31	1,80	1,77	1,57	1,63	2,09	1,89	1,89	7,14	1,43	0,71	15,14
<b>Ce</b>	2,76	2,82	2,44	2,12	2,11	2,86	2,83	1,98	2,41	2,66	2,59	3,05	6,40	4,40	1,00	7,20
<b>P</b>	0,98	1,06	0,98	0,90	0,90	1,06	1,06	0,82	0,90	1,06	1,06	1,06	1,39	1,47	1,07	5,17
<b>Zr</b>	1,02	1,08	0,95	0,88	0,83	1,10	1,06	0,81	0,90	1,06	1,14	1,20	2,67	2,24	0,98	2,44
<b>Hf</b>	1,21	1,29	0,96	0,79	0,79	1,13	1,13	0,75	1,13	1,13	1,25	1,33	2,42	1,50	1,04	NA
<b>Sm</b>	1,04	1,11	0,98	1,02	0,83	1,12	1,05	0,86	0,88	1,09	1,05	1,08	1,36	1,00	1,00	3,94
<b>Ti</b>	0,71	0,71	0,64	0,63	0,61	0,73	0,67	0,61	0,60	0,69	0,67	0,65	0,40	0,33	0,93	2,22
<b>Y</b>	0,73	0,69	0,66	0,60	0,60	0,76	0,69	0,57	0,61	0,65	0,69	0,65	0,73	0,23	1,17	1,00
<b>Yb</b>	0,67	0,52	0,59	0,61	0,51	0,69	0,59	0,52	0,49	0,58	0,61	0,51	0,65	0,35	NA	NA

Referencias: \*<sup>1</sup>valores de corteza continental superior (CCS) de Taylor & McLennan (1981); \*<sup>2</sup>corteza continental inferior (CCI) de Weaver & Tarney (1984); \*<sup>3</sup>basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB) de Saunders & Tarney (1984) y \*<sup>4</sup> basaltos de Islas oceánicas (OIB) de Sun (1980).

ANEXO E: Tabla IX-Valores normalizados (N) a condrito (Langmuir *et al.*, 1977) en ppm.

Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032
<b>Sc</b>	7,41	7,24	7,07	7,24	7,24	7,24	6,90	6,72	6,38	6,38	6,55	6,21
<b>Ti</b>	1,56	1,55	1,40	1,39	1,33	1,60	1,47	1,34	1,31	1,50	1,46	1,41
<b>V</b>	6,84	6,78	6,43	6,51	6,24	7,04	6,22	6,33	5,90	6,43	6,59	5,76
<b>Cr</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
<b>Mn</b>	0,76	0,76	0,77	0,76	0,77	0,81	0,81	0,81	0,76	0,81	0,81	0,76
<b>Fe</b>	0,46	0,45	0,43	0,44	0,44	0,46	0,43	0,45	0,43	0,46	0,46	0,42
<b>Co</b>	0,16	0,12	0,13	0,13	0,15	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,10
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,08	0,00
<b>Cu</b>	1,13	1,09	0,97	1,05	0,99	1,12	1,00	1,06	0,95	1,01	1,22	0,89
<b>Zn</b>	0,10	0,11	0,06	0,06	0,07	0,11	0,09	0,08	0,10	0,07	0,07	0,10

**ANEXO F: Minerales normativos formados para cada muestra (en %).**

Minerales/Muestra	C001	C002	C003	C005	C010	C012	C022	C024	C027	C030	C031	C032
<b>Cuarzo</b>	5,47	5,77	4,21	3,31	3,37	5,38	0,00	4,86	2,06	3,96	3,36	3,27
<b>Plagioclasa</b>	48,96	48,92	49,48	50,39	50,62	49,50	56,00	49,44	50,11	51,82	52,02	50,40
<b>Ortosa</b>	6,09	6,98	5,98	4,78	3,74	6,64	8,53	4,12	6,20	5,23	4,49	7,32
<b>Diópsido</b>	16,06	16,15	17,60	17,91	18,31	16,40	17,18	17,35	18,09	17,05	18,47	16,85
<b>Hipersteno</b>	21,27	20,05	20,76	21,65	22,05	19,90	8,55	22,27	21,64	19,80	19,55	20,15
<b>Olivino</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ilmenita</b>	1,33	1,30	1,18	1,17	1,13	1,36	1,24	1,15	1,12	1,26	1,23	1,20
<b>Magnetita</b>	0,49	0,47	0,45	0,46	0,46	0,48	0,45	0,48	0,46	0,49	0,49	0,44
<b>Apatito</b>	0,27	0,29	0,27	0,25	0,25	0,29	0,29	0,23	0,25	0,29	0,29	0,29
<b>Zircón</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cromita</b>	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,07	0,04	0,07	0,07	0,04
<b>Pirita</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>total (%)</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00