

**PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL CERRO
MARMARAJÁ
(FORMACIÓN AREQUITA, DEPTO. DE LAVALLEJA)**

Martin Gaye Dutra

Tutor: Dra. Rossana Muzio

Facultad de Ciencias – Universidad de la República

2016

Agradecimientos

Dejo aquí expresados mis sinceros agradecimientos a todas aquellas personas que contribuyeron a la realización del presente trabajo.

En primer lugar, quiero agradecer el apoyo de mi familia a lo largo de toda la carrera.

A Paula C. por el apoyo a lo largo de este proceso estando presente en los momentos buenos como en los más difíciles.

A la profesora Dra. Rossana Muzio quien contribuyo de manera significativa en mi formación académica.

A los ayudantes del Laboratorio de Geología Daniel P. y Natalia P. por contribuir en la realización de las láminas delgadas para el presente trabajo.

A mis amigos Matias E. Javier D. y Marcelo A. por el apoyo para llevar adelante dicho trabajo.

RESUMEN

El área de estudio se encuentra localizada en el kilómetro 135 de la Ruta Nacional N°8, aproximadamente a 15 km al noreste de la Ciudad de Minas y 9 km de la localidad de Villa Serrana, en el Departamento de Lavalleja, Uruguay. Geológicamente está constituida por rocas volcánicas mesozoicas correspondientes a las Formaciones Puerto Gómez y Arequita. Los objetivos de este trabajo apuntan al relevamiento geológico del cerro Marmarajá y la caracterización faciología de las unidades volcánicas presentes. Para ello se realizaron mapas geológicos a escala de detalle, estudiando desde la petrografía las diferentes facies volcánicas, hasta su estructuración. Además, se realizaron 12 análisis químicos de roca total con el objetivo de complementar el estudio petrográfico y así relacionar estos nuevos datos con otros existentes en la literatura. Como resultado de estos estudios se pudo caracterizar cinco facies volcánicas, de las cuales cuatro corresponden a facies coherentes (lavas) y una a facies volcanoclástica. Litoestratigráficamente, la facies coherente de composición básica es asignada, de acuerdo a sus características texturales y a los antecedentes presentes en la región, a la Formación Puerto Gómez; mientras que el resto de las facies lávicas, de composición intermedia a ácida y la facies volcanoclástica asociada a éstas son asignadas a la Formación Arequita (riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos, diques riolíticos porfíricos, traquitas porfíricas con fenocristales de feldespato y brechas volcánicas líticas masivas). Los estudios geoquímicos indican una tendencia alcalina a subalcalina para las muestras analizadas, además de un ambiente geotectónico tipo intraplaca y evidencias de contaminación cortical. Los datos estructurales obtenidos por relevamiento de campo y por medio de la fotolectura indican que las principales direcciones de fracturación del área (N70° y N140°), son coincidentes con las estructuras presentes en el sector intermedio del corredor tectónico Santa Lucía – Aiguá- Merín. En función de los datos petrológicos y relaciones litoestratigráficas observadas se establece para la región del Cerro Marmarajá la presencia de dos episodios volcánicos de tipo efusivos intercalados por un episodio volcánico explosivo. El primero de ellos (efusivo) correspondiente a la Formación Puerto Gómez y los 2 últimos (explosivo + efusivo) correspondientes a la Formación Arequita.

INDICE

CAPÍTULOS	PÁGINAS
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1- Objetivos	2
1.2- Localización y vías de acceso	2
1.3- Aspectos fisiográficos.....	3
MATERIALES Y METODOLOGÍA	6
2.1 - Etapas del trabajo	6
2.2 - Materiales	6
2.3 - Metodología.....	7
GEOLOGÍA DEL ÁREA	9
3.1 - Antecedentes	9
3.2 - Unidades geológicas presentes	11
3.3 - Datos estructurales regionales	14
PETROGRAFÍA - LITOFACIES VOLCÁNICAS	19
4.1 - Descripción petrográfica de las facies coherentes	20
4.2 - Descripción petrográfica de la facies volcanoclástica	29
Formación Arequita	29
LITOGEOQUÍMICA.....	33
5.1- Diagramas clasificatorios y de afinidad química.....	36
5.2 - Diagramas Binarios	37
5.3 Diagramas de tierras raras	40
5.4 - Diagramas multi-elementos normalizados o <i>spiders</i>	42
5.5 Diagramas de ambientes tectónicos.....	45
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	46
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52

INDICE DE FIGURAS

FIGURAS	PÁGINAS
Figura 1 Mapa de ubicación de la zona de trabajo	3
Figura 2 Imagen en la que se puede observar el relieve del área de estudio. Dentro de cada zona se puede observar relieves con mayores alturas correspondientes a la Formación. Arequita y los relieves más bajos corresponden a la Formación. Puerto Gómez	4
Figura 3 Distribución de la red de drenaje en el área de estudio	5
Figura 4 Mapa esquemático de las áreas de afloramiento del magmatismo mesozoico en el Uruguay.	9
Figura 5 Localización del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín sobre la región meridional de la República Oriental del Uruguay. La zona del SaLAM se expresa en el trazado diagonal: I = Segmento sudoccidental (Cuenca Santa Lucía); II = Segmento intermedio; III = Segmento nororiental (Cuenca Laguna Merín).	10
Figura 6 A. Muestra de mano donde se observa textura vacuolar sin relleno. B. Muestra de mano donde se observa la estructura amigdaloides bien desarrollada con vacuolas rellenas de cuarzo y calcita.	13
Figura 7 Imagen donde se pueden observar los depósitos coluvionares (reciente y actual) al pie del cerro Marmarajá.	14
Figura 8 Esquema geotectónico del corredor Santa Lucía – Aiguá – Merín que indica la división en sus segmentos: sudoccidental (SO), intermedio (I), nororiental (NO) y la posición de su campo de esfuerzos responsable.	15
Figura 9 Histograma de frecuencia de los datos estadísticos de la fotolectura realizada.	16
Figura 10 Imagen con la fotointerpretación de las fracturas en la Zona 1, donde se observan dos estructuras con dirección NO-SE y fotolectura de la Zona 2.	17
Figura 11 A. Rosa de los vientos correspondientes a los basaltos de Formación. Puerto Gómez, B. Rosa de los vientos correspondientes a las traquitas, C. Rosa de los vientos de los Basaltos con las Traquitas, D. Rosa de los vientos correspondientes a las estructuras obtenidas con la fotolectura del área.	18
Figura 12 Distribución de las riolitas bandeadas, porfíricas con fenocristales de feldespatos y cuarzo.	20
Figura 13 – A Afloramiento de riolitas porfíricas con fenocristales de feldespatos (flechas negras), B muestra de mano del afloramiento de la figura A, donde se aprecia la textura porfírica.	21
Figura 14 Fotomicrografía de las riolitas porfíricas en Luz Polarizada, A. Estructura amigdaloides rellena por cuarzo, B. Fenocristal de feldespatos alcalino (sanidina) donde se observa bordes (flechas rojas) y golfos de corrosión (flechas amarillas), C. sector donde se observa desvitrificación, D. matriz microcristalina compuesta por Cuarzo y Feldespatos.	21
Figura 15 A y B. Foto de afloramiento de los diques riolítico porfíricos en la Zona 2, C y D. Foto de fragmento de dique riolítico porfírico, en el cual se observa la textura de flujo con fenocristales de feldespatos automorfos.	22

Figura 16 Fotomicrografías de los diques riolíticos porfíricos. A. Fenocristal de Feldespato alcalino (sanidina) donde se observa la macla tipo Carsbald en Luz Polarizada, B. Imagen donde se observa la textura porfírica con fenocristales de cuarzo (bordes redondeados) y de Feldespatos alcalinos (sanidina) con bordes corroídos en Luz Polarizada, C. cristal de Circón a luz natural (flecha negra), D. Cristal de Circón en Luz Polarizada (flecha negra) en um fenocristal de cuarzo.	23
Figura 17 Imagen donde se puede observar el desplazamiento/dislocamiento de los diques riolíticos en amarillo, observado en superficie hacia el sector noreste de la Zona 2. (Mapa Geológico – Anexo I).	24
Figura 18 Imagen donde se observa la distribución de la traquita en la Zona 1	25
Figura 19 A. Foto de afloramiento de las traquitas al pie del cerro Marmarajá, B y C. Foto de detalle de las muestras de manos de las traquitas.	26
Figura 20 Fotomicrografías de la Traquita, A. Fenocristal de feldespato alcalino (sanidina) a luz natural donde se puede ver su fracturamiento, B. Fenocristal Sanidina en Luz Polarizada donde se observa macla del tipo Carsbald y textura de flujo generada por los feldespatos (flechas rojas).	26
Figura 21 Distribución de los basaltos en la Zona 1 y Zona 2	27
Figura 22 Imagen donde se puede observar afloramientos de basaltos al pie del Cerro Marmarajá	28
Figura 23 Fotomicrografías de los Basaltos. A y B. Se observa textura intergranular constituida por plagioclasas euhedrales rodeando cristales de augita (flecha amarilla), iddingsita (flechas rojas) y opacos (flechas celestes), también se observan maclas del tipo Carlsbad (flecha verde) en Luz Natural A y Luz polarizada B, C y D. Vacuola rellena por calcita (flechas blancas), Luz natural C. y Luz Polarizada D.	28
Figura 24 Distribución de las brechas líticas volcánicas en la Zona 2	29
Figura 25 A y B. Imagen donde se observar los depósitos de brecha del sector norte con bloques de hasta 50 cm (flechas amarillas), C. Detalle de afloramiento en el sector norte con clastos de riolitas. D. Detalle del clasto de riolita de la foto C.	30
Figura 26 Foto donde se observa el contacto de las brechas del sector sur con las riolitas presentes en la Zona 2.	31
Figura 27 Imagen donde se observan los depósitos de brecha del sector Sur (A), detalle de afloramiento (B y C), detalle de muestra de mano (D)	31
Figura 28 Fotomicrografías de las brechas volcánicas más finas donde se observa un cristal de cuarzo totalmente fracturado señalado con flecha amarilla (A. Luz natural, B. Luz Polarizada), Textura de desvitrificación señalado con flechas blancas (C. luz natural y D. Luz Polarizada).	32
Figura 29 Imagen con ubicación de las muestras tomadas para análisis químico.	34
Figura 30 Diagrama clasificatorio álcalis que tiene en cuenta (Na ₂ O+K ₂ O) vs SiO ₂ según Le Bas <i>et al.</i> (1986).	36
Figura 31 Diagrama bivalente de elementos mayores y menores.	38
Figura 32 Diagramas bivariantes de elementos trazas.	39
Figura 33 Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito (Boynton, 1984).	40
Figura 34 Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito (Boynton, 1984), rocas ácidas.	41
Figura 35 Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito (Boynton, 1984), rocas básicas.	42

Figura 37 Diagrama multielementos normalizado según McDonough and Sun (1995).	42
Figura 38 Diagrama multielementos normalizado según McDonough and Sun (1995), rocas ácidas.	43
Figura 39 Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito (McDonough & Sun 1995), basaltos.	44
Figura 40 Diagrama multielementos normalizado según McDonough and Sun (1995), dique máfico.	44
Figura 41 Diagrama discriminante de ambientes tectónicos de Schandl y Gorton (2002).	45

INDICE DE TABLAS

TABLAS

PÁGINAS

Tabla 1 Elementos mayores y menores expresados en % peso, los valores fueron recalculados en base anhidra	34
Tabla 2 Elementos trazas y tierras raras usados en los diferentes diagramas, expresados en ppm	35
Tabla 3 Puntos de campo	57

ANEXOS

Anexo I Carta Geológica del Cerro Marmarajá Zona 1 Escala 1: 10.000

Anexo II Carta Geológica del Cerro Marmarajá Zona 2 Escala 1: 5.000

Anexo III Mapa de Puntos de campo de la Zona 1 y Zona 2 Escala 1:15000

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

Los derrames volcánicos intermedios a ácidos correspondientes a los eventos magmáticos ocurridos en el Mesozoico se encuentran representados fundamentalmente en la región sur de Brasil en las unidades volcánicas Chapecó y Palmas en Rio Grande del Sur y Paraná (Melfi *et al.*, 1988) y en la región sureste de Uruguay, con la Formación Arequita (Bossi, 1966). En esta unidad litoestratigráfica, los derrames de riolitas (y/o niveles de ignimbritas descritos por este autor y autores posteriores como Gómez Rifas & Masquelin, 1996; Kirstein *et al.* 2000; Bossi & Schipilov, 1998 y 2007; Morales, 2006; entre otros) están apoyados sobre las rocas básicas de la Formación Puerto Gómez (Bossi, 1966) o Formación Mariscal de acuerdo a Bossi & Schipilov (1998), los cuales constituyen el relleno inicial de las fosas tectónicas Santa Lucía, Valle Fuentes, Aiguá, Pirarajá y Merín (Bossi & Navarro, 1991; Gómez Rifas & Masquelin, 1996).

Las características petrográficas y químicas que exhibe el magmatismo ácido reunido en la Formación Arequita, su continuidad superficial a través de importantes expresiones geomorfológicas como el propio cerro Arequita, el cerro Marmarajá o el cerro Minuano (entre otros), así como los procesos volcanoclásticos presentes son de gran interés petrológico. Este interés surge principalmente por la diversidad faciológica que presentan estas rocas volcánicas en algunas de las regiones ya estudiadas en detalle (p.e. Morales, 2006; Conti, 2008) y particularmente por la variedad de depósitos volcanoclásticos en varios de los lugares estudiados.

Como resultado de los trabajos realizados en los últimos años por diversos autores (Kirstein *et al.*, 2001; Lustrino *et al.* 2003; Muzio *et al.*, 2004; Muzio *et al.* 2008; Muzio *et al.*, 2009), se ha constatado además que estas manifestaciones magmáticas (lavas y términos volcanoclásticos) están fuertemente controladas por la tectónica generadora del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (SaLAM; Rossello *et al.*, 2000; 2007).

En su área tipo, esta unidad está compuesta por tres derrames sucesivos de riolitas con niveles de brechas y zonas de corrosión hidrotermal entre los derrames (Bossi & Schipilov, 2007). De acuerdo con las descripciones (Bossi *et al.* 1975, Bossi & Ferrando, 2001; Muzio *et al.* 2008, entre otros), estas riolitas son sistemáticamente porfíricas con fenocristales de cuarzo corroídos y sanidina, con frecuentes estructuras fluidales indicando alta viscosidad. Bossi & Schipilov (2007) describen niveles de tobas como constituidos por bloques angulosos, de entre 5 y 10 mm de arista presentes entre los derrames riolíticos, así como lava muy porosa producto de los abundantes gases durante la efusión.

Por lo expuesto anteriormente es que se propone realizar un relevamiento sistemático de esta unidad como contribución, local y regional, al conocimiento de los procesos volcánicos, particularmente en el área del Cerro Marmarajá y su entorno.

1.1- Objetivos

El objetivo general es investigar a través de herramientas petrológicas una de las áreas expuestas cercanas al área tipo de la Formación Arequita.

Los objetivos específicos apuntan al relevamiento geológico del cerro Marmarajá, con identificación faciológica de las unidades volcánicas presentes. Para ello se realizaron mapas geológicos a escala de detalle, relevando a nivel petrográfico las diferentes facies volcánicas así como los datos estructurales presentes en las unidades. Además, se realizaron 12 análisis químicos de roca total con el objetivo de complementar el estudio petrológico y así relacionar estos nuevos datos con otros existentes en la literatura.

1.2- Localización y vías de acceso

La región estudiada presenta aproximadamente 11,5 km² de superficie aflorante correspondiente a rocas volcánicas, que conforman sierras y remanentes preservados en áreas de cobertura sedimentaria cenozoica y bañados actuales. El sector de trabajo se ubica aproximadamente a 15 km al Noreste de la Ciudad de Minas y nueve kilómetros de la Localidad de Villa Serrana por la Ruta nacional N° 8. Las coordenadas (WGS 1984 UTM Zona 21S) de las dos zonas comenzando en la parte superior izquierda de cada cuadro y siguen en sentido horario.

Zona 1

P1: X: 688447 Y: 6207685
P2: X: 684757 Y: 6207687
P3: X: 684761 Y: 6210147
P4: X: 688449 Y: 6210148

Zona 2

P1: X: 687193 Y: 6205102
P2: X: 687210 Y: 6206515
P3: X: 685408 Y: 6205123
P4: X: 685422 Y: 6206515

El acceso principal se realiza a través de la Ruta Nacional N° 8 hasta el km 135, antes de la intersección con la Ruta Nacional N° 13 que se dirige a la Localidad de Aiguá. Existen además, un camino vecinal principal que lleva a la falda del cerro Marmarajá y una serie de caminos/trillos internos que facilitan el acceso y recorrido por el área (Figura 1).

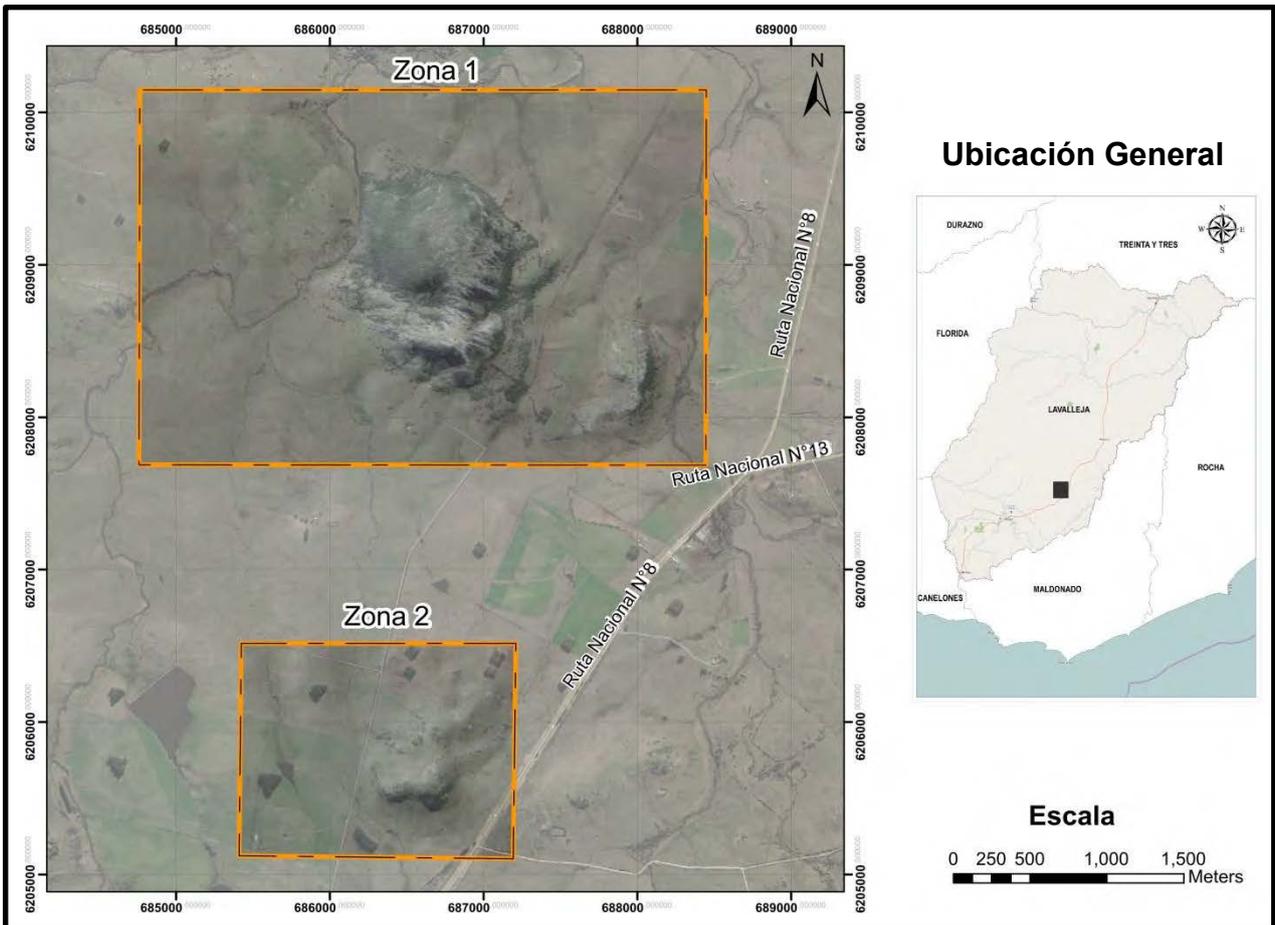


Figura 1 - Mapa de ubicación de la zona de trabajo (Fuente: Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

1.3- Aspectos fisiográficos

1.3.1- Geomorfología

La geomorfología en el área de estudio, correspondiente al sector intermedio del corredor tectónico Santa Lucía – Aiguá – Merín (SaLAM, Rossello *et al.*, 2000), está representada por un sistema de planicies en el que se destacan una serie de altos topográficos de lomadas suaves.

En la zona de este trabajo se reconocen dos grandes remanentes volcánicos que constituyen los controladores fisiográficos de la zona. Los mismos se identifican geográficamente como Cuchilla de las Averías y Cuchilla de la Bella Vista. La primera se desarrolla al oeste del área de trabajo con una extensión aproximada de 20 km, presentando una morfología subcircular. Geológicamente está representada por riodacitas e ignimbritas riolíticas que, geomorfológicamente generan la cota máxima cercana al área de estudio con 179 m de altura (cerro Averías).

La otra unidad geomorfológica, también representada por litologías volcánicas (Cuchilla de la Bella Vista), está situada al E del área de trabajo y desarrolla una morfología irregular que se extiende en dirección N-S, con una longitud de 22 km. Estas elevaciones están rodeadas de

extensas planicies generadas por la sedimentación cenozoica representada por la Formación Dolores (Goso, 1972), Formación Libertad (Goso, 1965) y depósitos actuales (aluviones y bañados). La cota mínima llega a los 25 m y está representada por bañados en la zona de la Cañada Sarandí. El valor promedio de la cota altimétrica en el área de estudio es de 100 metros (Figura 2).

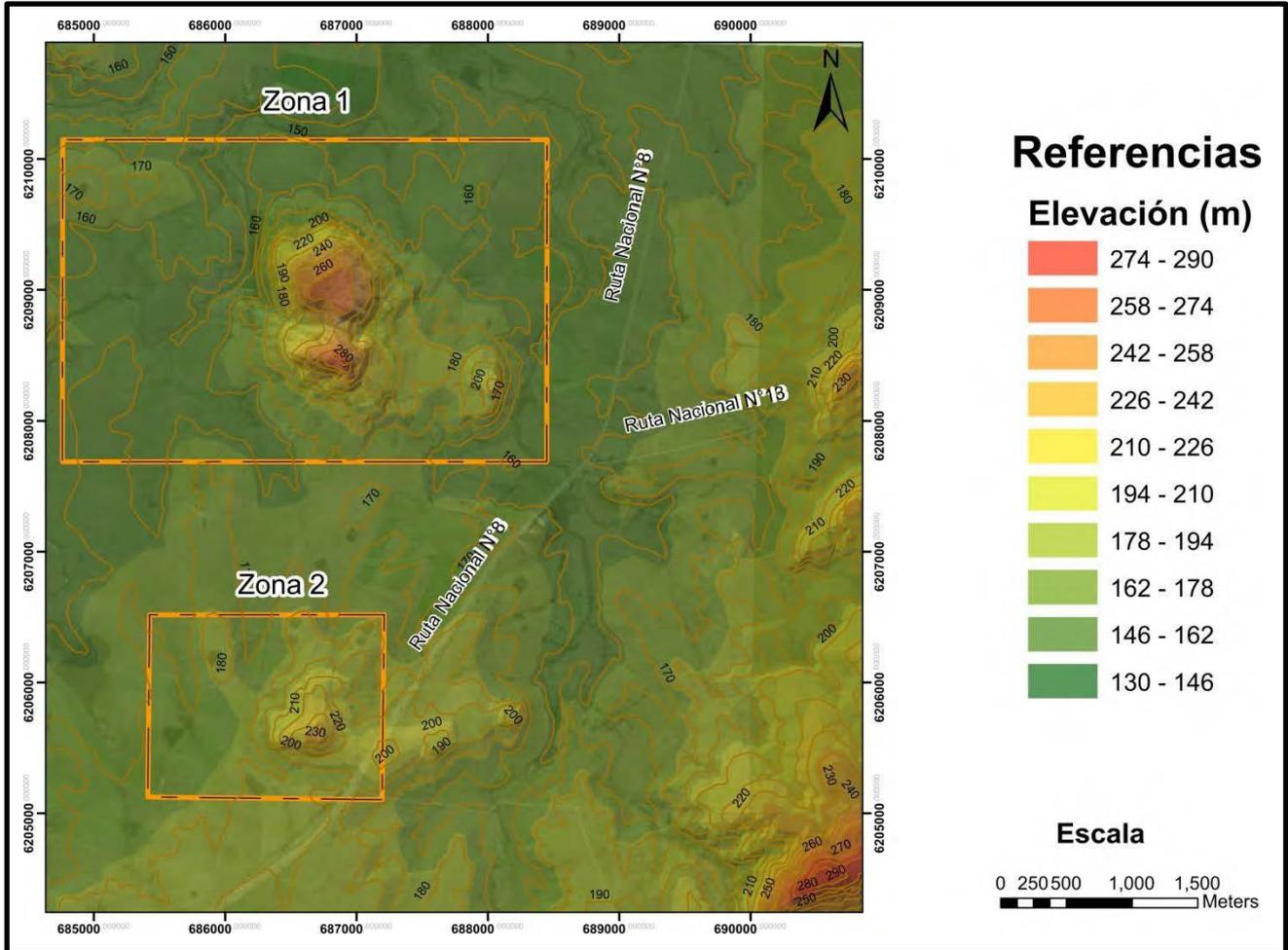


Figura 2 Imagen en la que se puede observar el relieve del área de estudio. Dentro de cada zona se puede observar relieves con mayores alturas correspondientes a la Formación Arequita y los relieves más bajos corresponden a la Formación Puerto Gómez.
(Fuente: Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

1.3.2- Red de drenaje

El análisis de la red de drenaje aporta gran información sobre los principales rasgos morfológicos y controles estructurales presentes en el área de estudio. Analizando los cauces de mayor jerarquía del área, es de destacar que el Arroyo Los Chanchos que está ubicado en la zona N del cerro Marmarajá, está controlado por importantes estructuras de dirección NE–SO mayoritariamente. En cauces de menor jerarquía predominan los controles estructurales de dirección NE y NS (Figura 3).

La red de drenaje puede clasificarse como de tipo rectangular. Este tipo de drenaje constituye

una variante del drenaje dendrítico, en la que los drenajes tributarios suelen juntarse con las corrientes principales en ángulos casi rectos, dando lugar a formas rectangulares controladas por fracturas (López, 1971).

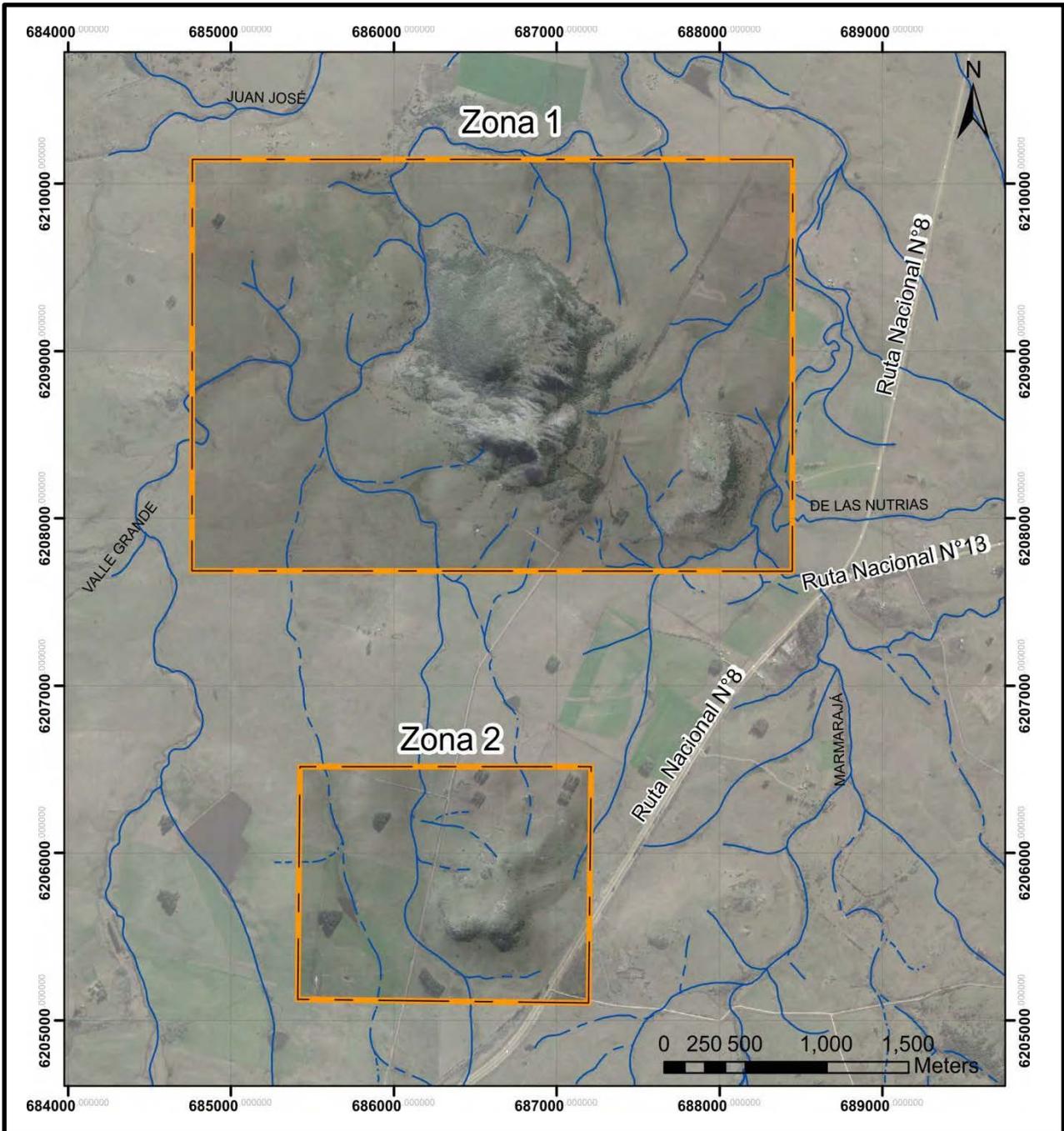


Figura 3- Distribución de la red de drenaje en el área de estudio (Fuente: Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

CAPÍTULO 2 MATERIALES Y METODOLOGÍA

2.1 - Etapas del trabajo

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

1. Recopilación y análisis de antecedentes bibliográficos sobre el área de estudio, así como bibliografía relacionada al magmatismo mesozoico a nivel regional;
2. Fotointerpretación a escala 1:20.000 del área seleccionada. Delimitación de afloramientos llave y foto-lineamientos. Planificación de cortes geológicos;
3. Salida de campo para relevamiento de datos litológicos, estratigráficos, estructurales y geomorfológicos. Recolección de muestras de roca para estudios petrográficos;
4. Realización del mapa preliminar a escala 1: 5.000 para la zona 2 y 1:10.000 para la zona 1 integrando los datos obtenidos;
5. Confección y descripción de láminas delgadas;
6. Definición y clasificación de las facies petrográficas volcánicas;
7. Salida de campo para completar la delimitación de las facies petrográficas, chequeo final de datos de campo y muestreo geoquímico;
8. Integración final de datos de campo, gabinete/laboratorio;
9. Interpretación y redacción del Trabajo Final de Licenciatura.

Los trabajos de campo se llevaron a cabo a lo largo de 12 días de actividad efectiva, incluyendo en éstos las actividades de cartografía y colecta de muestras para los diferentes estudios.

2.2 - Materiales

Fueron necesarios los siguientes materiales para la realización de las distintas etapas:

- Los trabajos de campo con base de datos georeferenciada y con apoyo de imágenes (fotos aéreas 1/20.000 y Hoja Topográfica F-26 (Aiguá) del Servicio Geográfico Militar.
- Las descripciones petrográficas en muestra de mano y secciones delgadas se realizaron en los laboratorios de la Facultad de Ciencias. Las descripciones fueron realizadas con microscopio petrográfico polarizado tradicional y con microscopio electrónico de barrido (Facultad de Ciencias).
- La representación cartográfica se realizó utilizando MAPINFO y ARGIS con el sistema de coordenadas UTM (sistema de coordenadas universal transversal de Mercator) WGS84.
- Los 12 análisis químicos de roca total se realizaron en el Laboratorio ACME (Canadá), a través de las técnicas de ICP – MS y los resultados fueron procesados con el software GCD Kit 3.0 (Janousek *et al.*, 2006). La preparación preliminar de las muestras (triturado y molienda), se realizó en el laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas de Facultad

de Ciencias, utilizando el equipamiento específico (molino de mandíbulas modelo RETSCH BB100 y molino de discos vibratorios modelo RETSCH RS100).

2.3 - Metodología

La metodología aplicada consistió en relevar detalladamente las unidades volcánicas presentes en la zona de trabajo en base a estudios petrográficos, así como el relevamiento estructural del área para posteriormente, aplicando análisis litoquímicos, caracterizar petrológicamente las unidades presentes.

La identificación y relevamiento cartográfico de facies volcánicas, como método de trabajo previo a la realización de estudios petrogenéticos o de física volcánica, tiene como finalidad la distinción petrográfica y la delimitación cartográfica de los diferentes litotipos presentes en una o varias manifestaciones magmáticas. Este concepto comenzó a ser utilizado en petrología ígnea a partir de 1970 aplicando los criterios y avances alcanzados en el campo de la Sedimentología, siendo desde entonces utilizado como una herramienta útil en la interpretación de diferentes procesos y características presentes en las rocas de origen volcánico (Cas & Wright, 1992). De esta forma surge el concepto de facies petrográfica (ya utilizado anteriormente en rocas ígneas p.e. por Cobbing *et al.* (1977), haciendo referencia a un conjunto de rocas con características macroscópicas similares (mineralógico- petrográficas y estructurales), representables a la escala cartográfica seleccionada.

Este trabajo de reconocimiento de unidades durante los trabajos cartográficos debe ir acompañado con levantamientos de datos estructurales que permitan elucidar el comportamiento tectónico de la cuenca y asociar esta tectónica con los diferentes pulsos magmáticos presentes.

Para agrupar a las rocas volcánicas relevadas, de acuerdo a sus características litofaciológicas y composicionales se utilizan en primera instancia, como términos genéricos, los conceptos de facies coherentes y facies volcanoclásticas (McPhie *et al.* 1993). Se entiende como facies coherente a aquellos depósitos volcánicos producto de la solidificación de derrames de lava y, por depósitos volcanoclásticos, a aquellos compuestos por fragmentos de origen predominantemente volcánico. Varios autores como Cas & Wright (1987) o McPhie *et al.* (1993), han utilizado una nomenclatura descriptiva como paso previo a un posterior abordaje genético. La nomenclatura dada por estos autores en el caso de las facies coherentes incluye términos composicionales, litofaciológicos y composicionales. Una caracterización mínima implica por lo menos la combinación de dos características esenciales de una facies (composición + textura= riolita porfirítica), y para el caso de las facies volcanoclásticas considera, entre otros aspectos de relevancia, el tamaño de los fragmentos, los elementos constituyentes, la litofaciología y la alteración. De igual forma que en el caso de las facies coherentes, la caracterización mínima de una facies volcanoclástica determinada implica al menos la identificación de dos de sus atributos

más importantes (tamaño de fragmentos + término de litofacies = brecha masiva). En este sentido los términos litológicos en el nombre de una roca ofrecen información acerca de la composición y el tamaño de grano/cristales de los diferentes constituyentes de las facies volcánicas; mientras que una terminología litofaciológica brinda además información acerca de determinadas características de las facies a escala de afloramiento tales como la estructura, organización interna y geometría de las mismas. Todos estos atributos han sido considerados en la nomenclatura de cada facies descrita siempre que fue posible y la nomenclatura adoptada para cada caso sigue las reglas descriptivas propuestas por Fisher & Schmincke (1984); Cas & Wright (1987) y McPhie *et al.* (1993), y sintetizadas por Morales (2006).

CAPÍTULO 3 GEOLOGÍA DEL ÁREA

3.1 - Antecedentes

Las *Large Igneous Provinces* (LIPs) o Grandes Provincias Ígneas, son grandes manifestaciones de actividad magmática vinculadas a la fragmentación de porciones litosféricas. La Provincia Paraná - Etendeka no escapa a esta situación, produjo un mínimo de 1.5×10^6 kilómetros cúbicos de rocas volcánicas (Renne *et al.*, 1992). Se encuentra expuesta en Brasil (mayoritariamente) y subordinadamente en Uruguay, Paraguay y Argentina (Piccirillo & Melfi, 1988). Se trata composicionalmente de un magmatismo bimodal, de naturaleza tholeítica, formado por basaltos (predominantemente) y basalto-andesitas y, subordinadamente riolitas y traquitas (Peate, 1997). El espesor promedio de las lavas acumuladas en la provincia es de 7 km (Leinz *et al.*, 1968). Las lavas básicas integran las Formaciones Serra Geral (Brasil), Posadas (Argentina) (Gentili & Morgui, 1980); Alto Paraná (Paraguay) y Arapey (Uruguay) (Bossi, 1966). Estas lavas se encuentran coronadas por términos ácidos que estarían genéticamente relacionadas a los basaltos (Ernesto & Pacca, 1988). La gama composicional ácida se resume en riolitas y dacitas, agrupadas en las unidades geológicas Chapecó y Palmas (Bellieni *et al.*, 1986).

Sin embargo, los derrames volcánicos intermedios a ácidos de nuestro territorio ocurren en un contexto tectónico diferente al del resto de la Provincia Paraná – Etendeka, estando asociados al corredor tectónico Santa Lucía – Aiguá – Merín (Rossello *et al.*, 2000), (Figura 4).

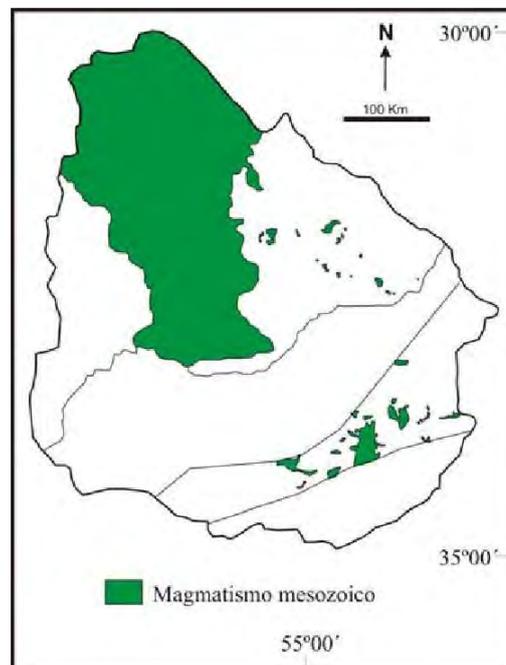


Figura 4– Mapa esquemático de las áreas de afloramiento del magmatismo mesozoico en el Uruguay. (Modificado de Muzio, 2003).

El SaLAM es un extenso corredor estructural de dirección general E-O a NE, que alberga importantes acumulaciones y registros geológicos de edad Jurásico – Cretácico Temprano (Veroslavsky *et al.*, 2003). Tiene una longitud aproximada de 450 km, atraviesa los tres terrenos tectono-estratigráficos que componen el basamento precámbrico (Bossi *et al.*, 1993) y presenta un ancho variable entre los 40 y 60 km. A lo largo de su trazado se destacan las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín y las fosas tectónicas del sector intermedio. Esta megaestructura fue interpretada por Rossello *et al.* (1999, 2000), como un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral, vinculado a la apertura del océano Atlántico.

Según Rossello *et al.* (2000), el SaLAM puede ser dividido en tres segmentos (Figura 5): 1- Sudoccidental: al oeste de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, 2- Intermedio: entre la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y la Zona de Cizalla Sierra Ballena y 3- Nororiental: al este de la Zona de Cizalla Sierra Ballena. El área del presente trabajo corresponde al sector intermedio. En este sector el lineamiento tectónico se expresa en la disposición estructural que presentan los remanentes volcánicos y acumulaciones mesozoicas, controladas por fallas normales (Veroslavsky *et al.*, 2003).

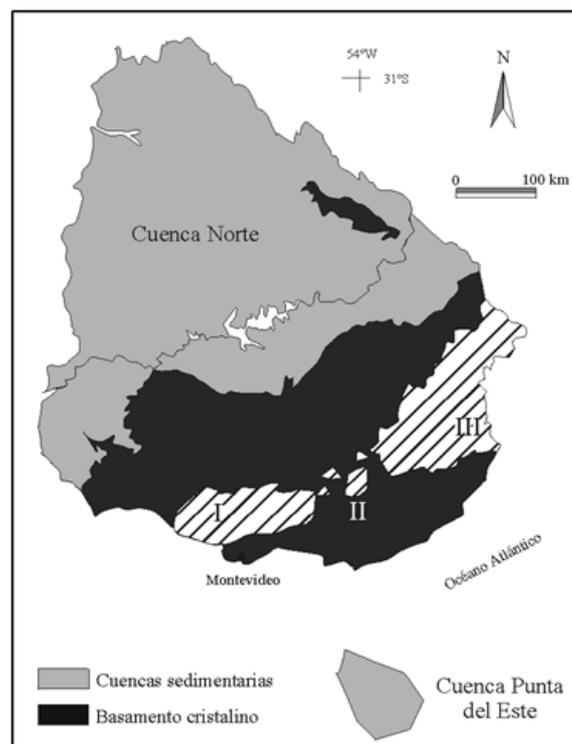


Figura 5 – Localización del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín sobre la región meridional de la República Oriental del Uruguay. La zona del SaLAM se expresa en el trazado diagonal: I = Segmento sudoccidental (Cuenca Santa Lucía); II = Segmento intermedio; III = Segmento nororiental (Cuenca Laguna Merín). Tomado de Veroslavsky *et al.* (2004).

Se reconocen al menos dos pulsos tectono-magmáticos asociados a la evolución del SaLAM. El más antiguo está representado por los basaltos y dacitas de edad Jurásica que se desarrollan en el extremo oriental y occidental del SaLAM (Veroslavsky et al., 2003). Hacia el Neocomiense se desarrolló un segundo pulso extensional con importantes registros magmáticos asociados, expresados fundamentalmente en el segmento intermedio y nororiental (Formaciones Puerto Gómez, Arequita y Macizo Valle Chico).

El SaLAM fue interpretado por Rossello *et al.* (2000) como un *rift* abortado, asociado a la extensión cortical precursora de la apertura atlántica y vinculada a la separación de América del Sur de África, principalmente entre el Jurásico y el Neocomiense.

3.2 - Unidades geológicas presentes

A continuación se presentan las características generales de las litologías del área de estudio (ver Mapas Geológicos – Anexos I y II).

3.2.1 - Formación Puerto Gómez

En la Formación Puerto Gómez se agrupan las rocas efusivas básicas fundamentalmente de composición basáltica y basalto-andesítica, que hacen parte de las fosas tectónicas del sur y sureste del país. Esta unidad litoestatigráfica fue separada como formación geológica por Bossi (1966), a partir de datos de Serra (1944).

La roca con mayor presencia en términos de abundancia corresponde a los basaltos. Su color es gris oscuro (rojizo cuando presenta alteración), con estructura amigdaloides con cavidades de 5 mm en promedio, a subordinadamente masivas. En la Cuenca Laguna Merín los espesores para estas lavas superan los 1000 metros (Perforación 502, Instituto Geológico del Uruguay). La presencia de andesitas se encuentra más restringida, principalmente afloran en las cercanías de la localidad de Lascano y Velázquez (Bossi & Ferrando 2001). La textura presente es porfírica, con fenocristales de plagioclasa (con valores medios de An_{44}), en una matriz afanítica y se encuentran como derrames sobreyaciendo a los basaltos

Los antecedentes geoquímicos que existen para estos basaltos están relacionados con la perforación 502 del Instituto Geológico del Uruguay. Fueron realizados análisis químicos por Gómez Rifas & Masquelin (1996), y muestran un comportamiento químico diferencial a lo largo de la misma. De acuerdo con los autores por debajo de los 650 metros los basaltos presentan características químicas primitivas, correlacionables con la etapa inicial de formación de un fondo oceánico, mientras que por encima de los 650 metros ocurren lavas típicas de ambiente intraplaca continental (tholeíticas), similares a las presentes en la cuenca Norte. Turner *et al.* (1999), interpretan las variaciones geoquímicas como el resultado de los procesos evolutivos del magma en el interior de la cámara magmática, en la cual se combinarían procesos de

cristalización fraccionada y contaminación cortical; descartando una fuente astenosférica (primitiva) para el magma primario y atribuyéndole a estas lavas un origen litosférico.

Según los datos geocronológicos disponibles los basaltos de la Formación Puerto Gómez presentan edades que van desde el Jurásico Medio al Cretácico Inferior. En este sentido, fueron obtenidas edades de 142 ± 10 Ma (Bossi & Umpierre, 1975) y de 157 ± 4 Ma (Vieira, 1985), por el método K/Ar en roca total. Utilizando el mismo método se obtuvieron edades de 165 ± 16 Ma, en basaltos de la cuenca Santa Lucía (Veroslavsky, 1999), así como 120 ± 3 Ma, en basaltos próximos a la región de Valle Chico (Muzio, 2000). Otros autores como Stewart *et al.* (1996) y Féraud *et al.* (1999), realizaron dataciones en la misma unidad geológica con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obteniendo edades entre 131 ± 0.7 Ma y 132 ± 0.2 Ma, respectivamente.

En el área de estudio esta facies se desarrolla en gran parte de la misma, principalmente en las zonas de cotas bajas a medias, que se encuentran peneplanizadas y con escasos afloramientos. Los afloramientos están vinculados a las zonas de cañadas y a montes nativos al pie del cerro Marmarajá. Por su posición topográfica y el estado de alteración presente en los basaltos, se generan superficies planas con un importante desarrollo de suelo.

Son basaltos con una textura porfirítica, en ocasiones glomeroporfirítica, con fenocristales de plagioclasa cálcica (10 %) en una matriz afanítica constituida por cristales de plagioclasa, piroxeno y opacos. Los fenocristales de plagioclasa son de composición $\text{An}_{70}\text{--}\text{An}_{90}$, son euhedrales, con tamaño de grano medio (3 mm), presentando maclas tipo Carlsbad y Albita-Carlsbad. En menor medida se observa la presencia de fenocristales de olivino euhedrales, muy fracturados y alterados (3 %), con tamaño medio de 2 mm.

La matriz está constituida por finos bastoncillos de plagioclasa euhedrales (40 %), de 0,5 mm de longitud promedio entre las cuales se disponen cristales subhedrales (promedio 0,5 mm) de augita, desarrollando una textura intergranular. Los cristales de augita constituyen un 15 % del total de la roca. En la matriz también se observan cristales euhedrales de minerales opacos (10 %), de grano muy fino (0,3 mm).

Como principal característica litofaciológica se desarrolla una estructura amigdaloides que varía entre 10 - 15 % del total de la roca (Figura 6b), con vacuolas circulares (5 mm en promedio), rellenas en su gran mayoría por calcita y cuarzo (Figura 6c), que alcanzan hasta 1.5 cm de diámetro.

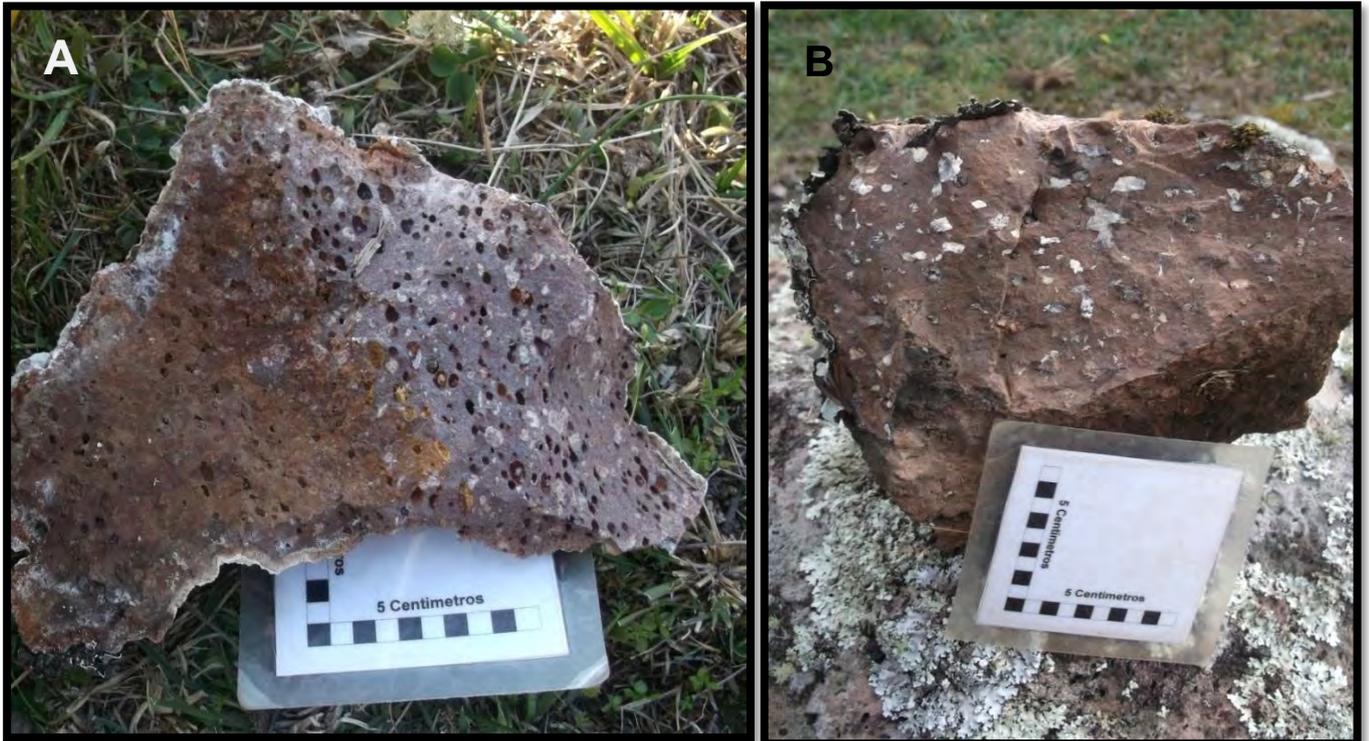


Figura 6- A. Muestra de mano donde se observa textura vacuolar sin relleno. B. Muestra de mano donde se observa la estructura amigdaloides bien desarrollada con vacuolas rellenas de cuarzo y calcita.

3.2.2 - Formación Arequita

Esta unidad litostratigráfica fue definida por Bossi (1966) y agrupa el magmatismo mesozoico efusivo ácido e intermedio de la región sureste del Uruguay. Las litologías que predominan son riolitas, con una textura porfírica conteniendo fenocristales de cuarzo y sanidina, de color rosado claro a rojizo. Estas litologías constituyen los principales altos topográficos de la región comprendida entre Arequita (Lavalleja) y Lascano (Rocha). En forma subordinada, se asocian traquitas y dacitas, con una textura muy similar a las riolitas ya descritas, brechas riolíticas (autoclásticas) e ignimbritas. Las estructuras magmáticas más frecuentes presentes en estas litologías son de tipo fluidal.

De acuerdo a Kirstein *et al.* (2000), las rocas félsicas del sur del Uruguay se pueden dividir en dos series desde el punto de vista geoquímico : (i) la Serie Lavalleja, química e isotópicamente similar a las riolitas de bajo TiO_2 de la Provincia Paraná - Etendeka; que tendrían según los autores una relación con las lavas de la Formación Puerto Gómez por cristalización fraccionada y asimilación crustal; y (ii) la Serie Aiguá, de baja relación isotópica $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ e interpretadas como producto de la fusión de corteza inferior y una posterior cristalización fraccionada. Según Kirstein *et al.* (2001) se reconocen en la Formación Arequita texturas ignimbríticas, asociando dichas litologías a un mecanismo de erupción explosivo.

Los datos geocronológicos disponibles indican para la Formación Arequita una edad cretácica.

En este sentido, se cuenta con edades obtenidas a partir del método K/Ar en roca total de 124 ± 4 Ma; 125 ± 9 Ma y 133 ± 3 Ma (Bossi, 1966; Pirelli, 1999 y Muzio, 2000; respectivamente) y datos por métodos más precisos obtenidos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, con edades en el entorno de 131 ± 4 Ma (Stewart *et al.*, 1996; Féraud *et al.*, 1999).

Las características macroscópicas y microscópicas de esta litofacies serán abordadas en el capítulo 4.

3.2.3 - Reciente y Actual

Bajo esta denominación se agrupa a una asociación muy heterogénea de materiales sedimentarios acumulados en épocas muy recientes (Bossi *et al.*, 1998). Los depósitos más abundantes están compuestos por sedimentos limo-arcillosos, arenosos a conglomerádicos, donde es posible observar bloques de basaltos de la Formación. Puerto Gómez y bloques de Formación Arequita (riolitas), ubicados al pie del cerro Marmarajá predominantemente (Figura 7).



Figura 7- Imagen donde se pueden observar los depósitos coluvionares (reciente y actual) al pie del cerro Marmarajá.

3.3 - Datos estructurales regionales

Desde el punto de vista estructural, la zona de estudio está situada en el segmento intermedio del SaLAM (Rossello *et al.*, 2000), que conforma un conjunto de depresiones alargadas con eje mayor NE, limitadas por fallas normales (Figura 8). Otras fosas pequeñas y elongadas muestran un control estructural con dirección que varían entre $N 100^\circ$ y 130° situadas al noroeste de Mariscalá y al sureste de Colón. Es común en todas ellas que las coladas de basaltos se dispongan directamente sobre áreas de basamento. Dentro de este sector se reconocen

remanentes mesozoicos aislados y delgados, predominando los términos volcánicos e hipabisales, representados por los basaltos y riolitas (Bossi & Navarro 1991 en Rossello *et al.*, 2000). Los anteriores autores han observado que basaltos ocurren en coladas de poca potencia dispuestas en pequeñas fosas: con una dirección predominante NE, como las que se encuentran al norte de Minas y al noroeste de Villa Serrana. En cambio, las riolitas se apoyan y recortan a los basaltos, constituyendo una sucesión volcanoclástica que se desarrolla con una dirección preferencial NE. En la región de Arequita, donde esta sucesión se apoya sobre los basaltos, está afectada por fallas de rumbo N 70° con componente dextral, conjugadas con otras fallas normales dispuestas con rumbos N 140°. También, en la zona del Arroyo El Perdido al NE de Minas, dentro de conglomerados con textura matriz sostén típicos de ambientes de *sin-rift* (Formación Cañada Solís; de Santa Ana & Ucha, 1994), se reconocen grietas lenticulares de cuarzo lechoso de un metro de largo por 1 cm de potencia dispuestas subverticalmente, con rumbos N110° y que exhiben arreglos escalonados según bandas con rumbo N80° y que determinan los desplazamientos transtensivos dextrales.

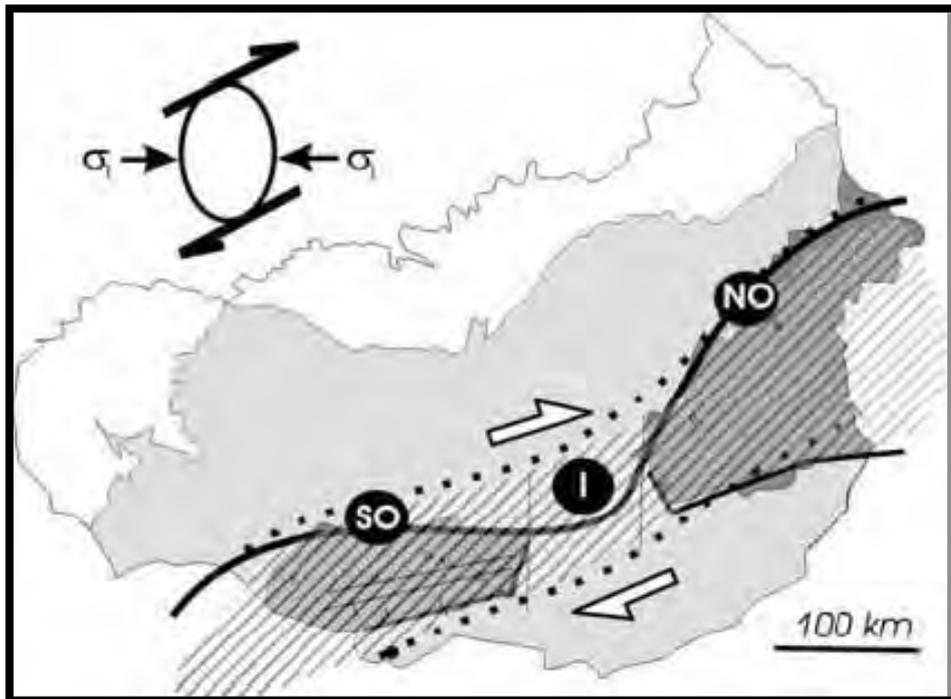


Figura 8 - Esquema geotectónico del corredor Santa Lucía – Aiguá – Merín que indica la división en sus segmentos: sudoccidental (SO), intermedio (I), nororiental (NO) y la posición de su campo de esfuerzos responsable.

Tomado de Conti (2008).

3.3.1 - Datos estructurales locales

En cuanto a las estructuras asociadas a la deformación frágil las litologías del área se encuentran afectadas por fracturas del orden de unos pocos centímetros y estructuras del orden de varios cientos de metros. En base a fotolectura y medidas de campo relevadas, las direcciones predominantes de la fracturación del área de trabajo son las que Rossello et al. (2000) describen como las conjugadas de la dirección principal $N70^\circ$ para la zona de Arequita.

Se realizó una fotolectura de la fracturación (lineamientos frágiles) de las dos zonas de estudio para así poder comparar los datos de campo con los datos obtenidos en la fotolectura. Como se observa en la rosa de los vientos de la fotolectura del fracturamiento (Figura 11D), la dirección principal es NO y como secundaria las siguientes: NE-E a E-O y N-S.

De un total de 178 fracturas obtenidas mediante la fotolectura se pudieron obtener datos estadísticos de las mismas, como ser el largo máximo que presentan las fracturas es de 2500m, el mínimo es de 49 metros y el promedio se encuentra en 185 metros (Figura 9). En los márgenes laterales del cerro Marmarajá existen dos lineamientos muy marcados con rumbo NO-SE de 2400m y 2500 m de longitud (Figura 10). Los mismos se dejaron fuera del histograma de frecuencia ya que no se podrían visualizar claramente las demás longitudes. La fractura con mayor largo representada en el histograma es de 787m.

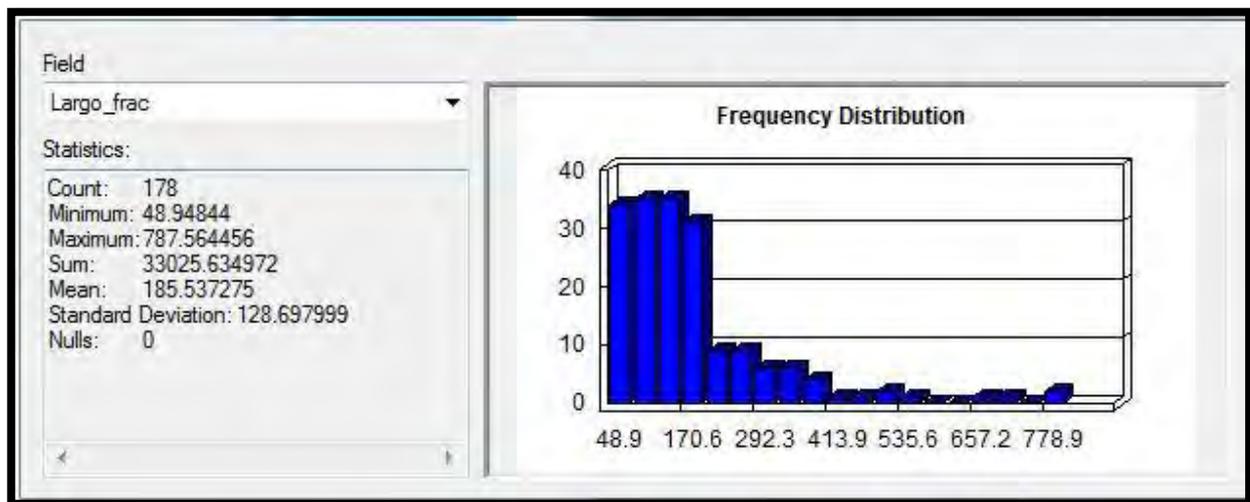


Figura 9 - Histograma de frecuencia con los datos estadísticos de la fotolectura de fracturas.

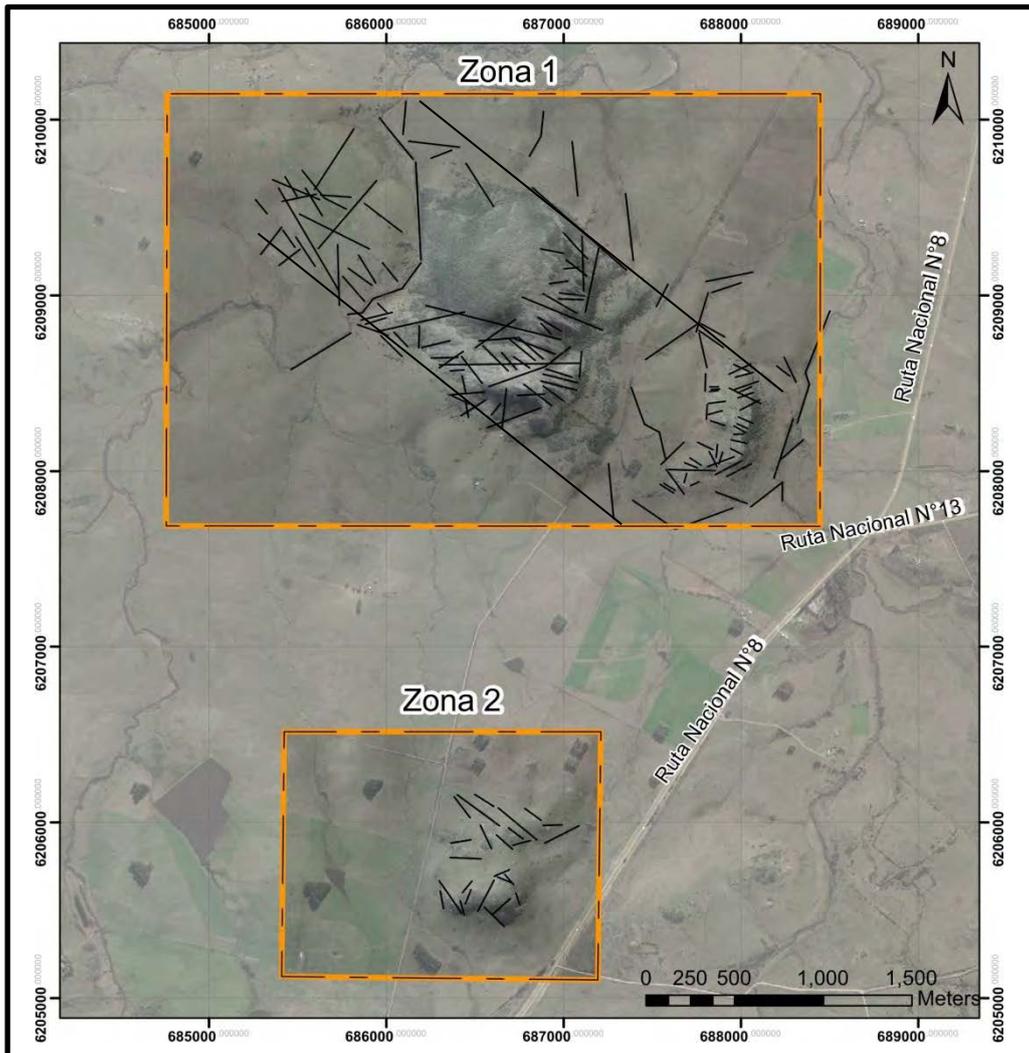


Figura 10 - Imagen en la que se observa la foteointerpretación de las fracturas en la Zona 1, donde se observa dos estructuras con dirección NO-SE y en la Zona 2 estudiadas (Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

Los datos obtenidos en campo correspondientes a fracturas en los basaltos (Figura 11 A), permiten observar dos direcciones predominantes: una NE, coincidente con la dirección del SALAM (Rossello *et al.*, 2000) y otra dirección NO, que corresponde a las conjugadas del lineamiento principal. En los datos tomados en afloramientos correspondientes a las traquitas (Figura 11B), se observa claramente una dirección principal NO correspondiente a la conjugada de la dirección principal del SALAM (Rossello *et al.*, *op. cit.*) y otras de menor orden con direcciones NS y NE, asociadas a la dirección principal.

En la Figura 11C se integraron los datos relevados en los afloramientos de los basaltos con los datos de fracturas de las traquitas y se puede observar claramente una dirección dominante NW y otras familias, de menor orden, con direcciones NS y NE. La Figura 11D corresponde a las estructuras correspondientes a la fotolectura de las zonas de estudio.

Se pueden observar dos direcciones predominantes NO y NE, donde la dirección NE corresponde al lineamiento del SALAM y la NO a la conjugada de la misma. También se observa una tercera dirección NS de menor orden.

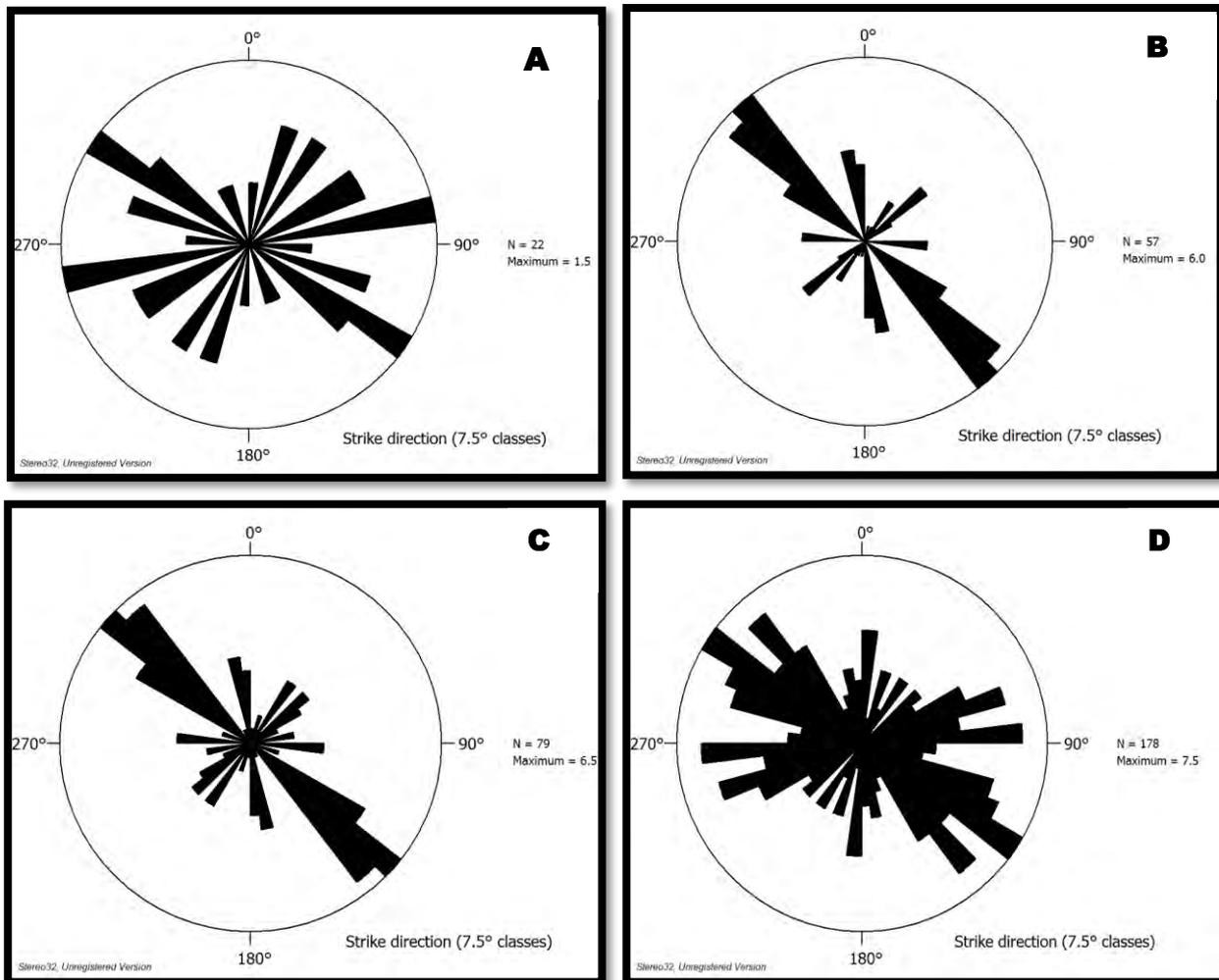


Figura 11 – A. Rosa de los vientos correspondientes a los basaltos de Formación Puerto Gómez, B. Rosa de los vientos correspondientes a las traquitas, C. Rosa de los vientos de los Basaltos con las Traquitas, D. Rosa de los vientos correspondientes a las estructuras obtenidas con la fotolectura del área.

CAPÍTULO 4

PETROGRAFÍA - LITOFACIES VOLCÁNICAS

A través del relevamiento geológico y descripciones petrográficas realizadas en afloramientos y laboratorio fueron identificadas en el área del cerro Marmarajá varias litofacies volcánicas separadas inicialmente, de acuerdo a los criterios de McPhie *et al.* (1993), como facies *coherentes* y *facies volcanoclásticas* (ver Capítulo 2; Mapa Geológico – Anexo I y Anexo II).

Las **facies coherentes**, resultantes de la solidificación de un magma (lavas), se caracterizan en forma dominante por texturas porfíricas con fenocristales automorfos distribuidos homogéneamente. Dentro de estas litofacies se encuentran:

- a) Riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos;
- b) Diques riolíticos porfíricos
- c) Traquitas porfíricas con fenocristales de feldespatos
- d) Basaltos vacuolares y masivos

Las **facies volcanoclásticas** presentes están constituidas en su gran mayoría por fragmentos de cualquier forma y tamaño, en matriz generalmente de composición riolítica. Están caracterizadas por la diversidad de partículas (fragmentos líticos, cristales, cristaloclastos), y pueden o no presentar estructuras bandeadas. Dentro de esta facies se encuentran brechas volcánicas líticas masivas que fueron separadas en la zona 2 (ver Mapa geológico - Anexo II) en dos unidades en función del tamaño dominante de los clastos.

Las relaciones de contacto entre las diferentes litofacies son inferidas debido a que no fue posible su identificación en campo, debido a que muchas de las litologías desarrollan afloramientos aislados entre sí. Solamente en la zona 2, localizada en el sector sur se pudo ver el contacto entre las riolitas allí presentes y las brechas. A continuación, se detalla una descripción macro y microscópica para cada una de las facies identificadas y representadas en el Mapa Geológico (Anexos I y II).

4.1 - Descripción petrográfica de las facies coherentes

Formación Arequita

De acuerdo a las características mineralógicas presentes, esta formación geológica está representada en el área de estudio por tres facies volcánicas coherentes.

4.1.1 - Riolitas porfiríticas con fenocristales de cuarzo y feldespatos

Esta facies se encuentra en el sector medio de la zona 2 y en la zona 1, principalmente en la parte superior del cerro hacia su sector E (Figura 12). En la zona 2 los afloramientos presentan una dirección predominantemente NE, con una importante expresión superficial en el mismo.

Se trata de riolitas que presentan una textura porfirítica, cuya población está constituida por fenocristales de sanidina y cuarzo inmersos en una matriz con una composición microcristalina cuarzo-feldespática y vidrio. Los fenocristales representan el 15 % del total de la roca. (Figura 14).

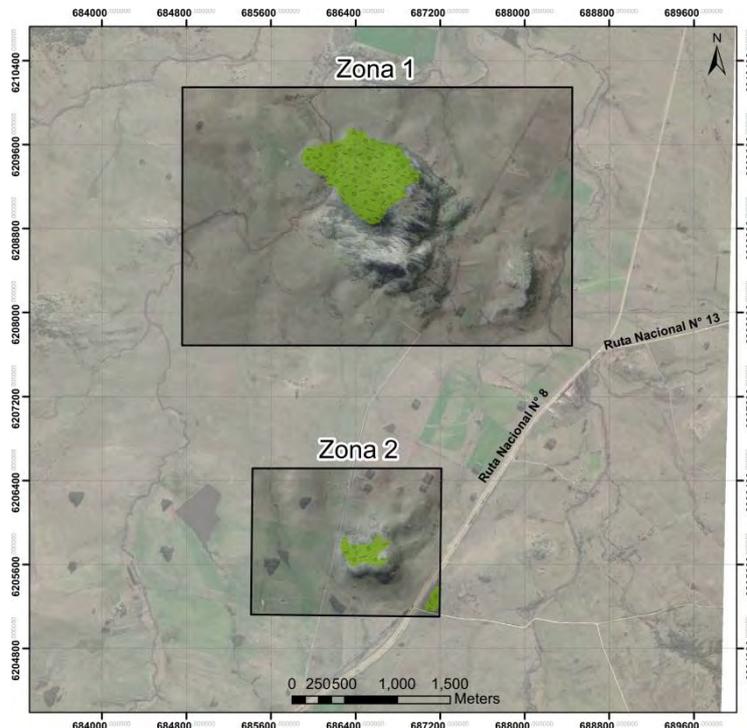


Figura 12 - Distribución de las riolitas bandeadas, porfiríticas con fenocristales de feldespato y cuarzo (Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

Los fenocristales presentes de feldespato alcalino son subhedrales, presentan bordes reabsorbidos además de estar muy alterados, su tamaño se encuentra entre 1mm y 2mm. Los fenocristales de cuarzo (fenocristales dominantes) son euhedrales, con un tamaño que varía de 0,5 mm a 2 mm y su promedio es de 1 mm; presentan evidencias de desequilibrio como ser bordes curvos y golfos de corrosión.

La matriz está compuesta predominantemente por cuarzo y feldespatos, en sectores se observa vidrio el cual ha sufrido procesos de desvitrificación lo que ha dado como resultado el desarrollo

de un fino mosaico cuarzo-feldespático y microesferulitas parcialmente recrystalizadas (Figura 12C). También se puede observar la presencia de minerales opacos automorfos y subautomorfos (15%) y apatito acicular. En ocasiones, se puede observar el desarrollo de una estructura amigdaloides (3%), con vacuolas de 0,5 a 1 mm de diámetro rellenas por cuarzo.



Figura 13 – A. Afloramiento de riolitas porfíricas con fenocristales de feldespato (flechas negras), B. Muestra de mano del afloramiento de la figura A, donde se aprecia la textura porfírica.

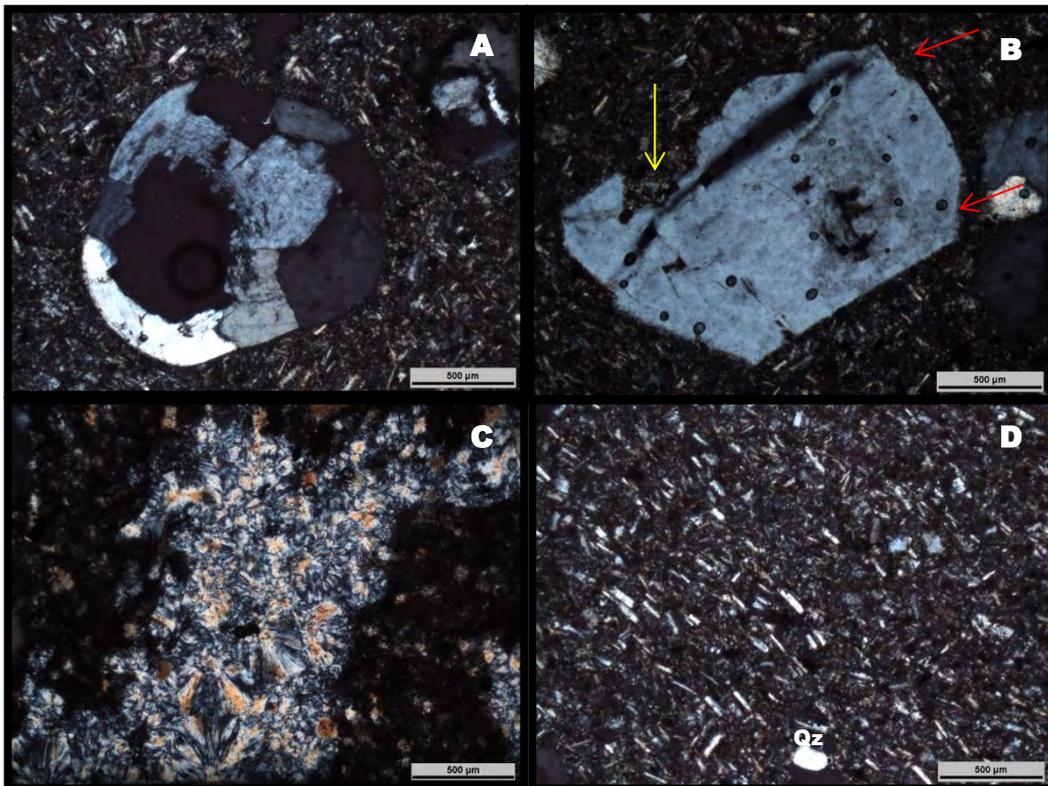


Figura 14 – Fotomicrografía de las riolitas porfíricas en luz polarizada, A. Estructura amigdaloides rellena por cuarzo, B. Fenocristal de feldespato alcalino (sanidina) donde se observa bordes (flechas rojas) y golfos de corrosión (flechas amarillas), C. Sector donde se observa desvitrificación, D. Matriz microcristalina compuesta por cuarzo y feldespatos.

4.1.2 - Diques riolíticos porfiríticos

Tanto en la Zona 1 como en la Zona 2 existe un conjunto de diques de composición riolítica que se encuentra recortando a los basaltos de la Formación Puerto Gómez. Los diques presentan direcciones variables NE-SO y NO-SE en la mayoría de los casos, acompañando la tendencia NE de los afloramientos riolíticos anteriormente descritos. Su ancho varía de 1 m hasta 2,5 m y su continuidad aflorante es de hasta 800m.

La composición de los mismos a partir de su mineralogía es riolítica, con características muy similares a los derrames riolíticos anteriormente descritos de la Formación. Arequita. En determinados sectores se puede observar una textura fluidal, donde los fenocristales automorfos de feldespatos presentes se encuentran envueltos por la matriz generando líneas de flujo y rotación de los mismos (Figura 15).

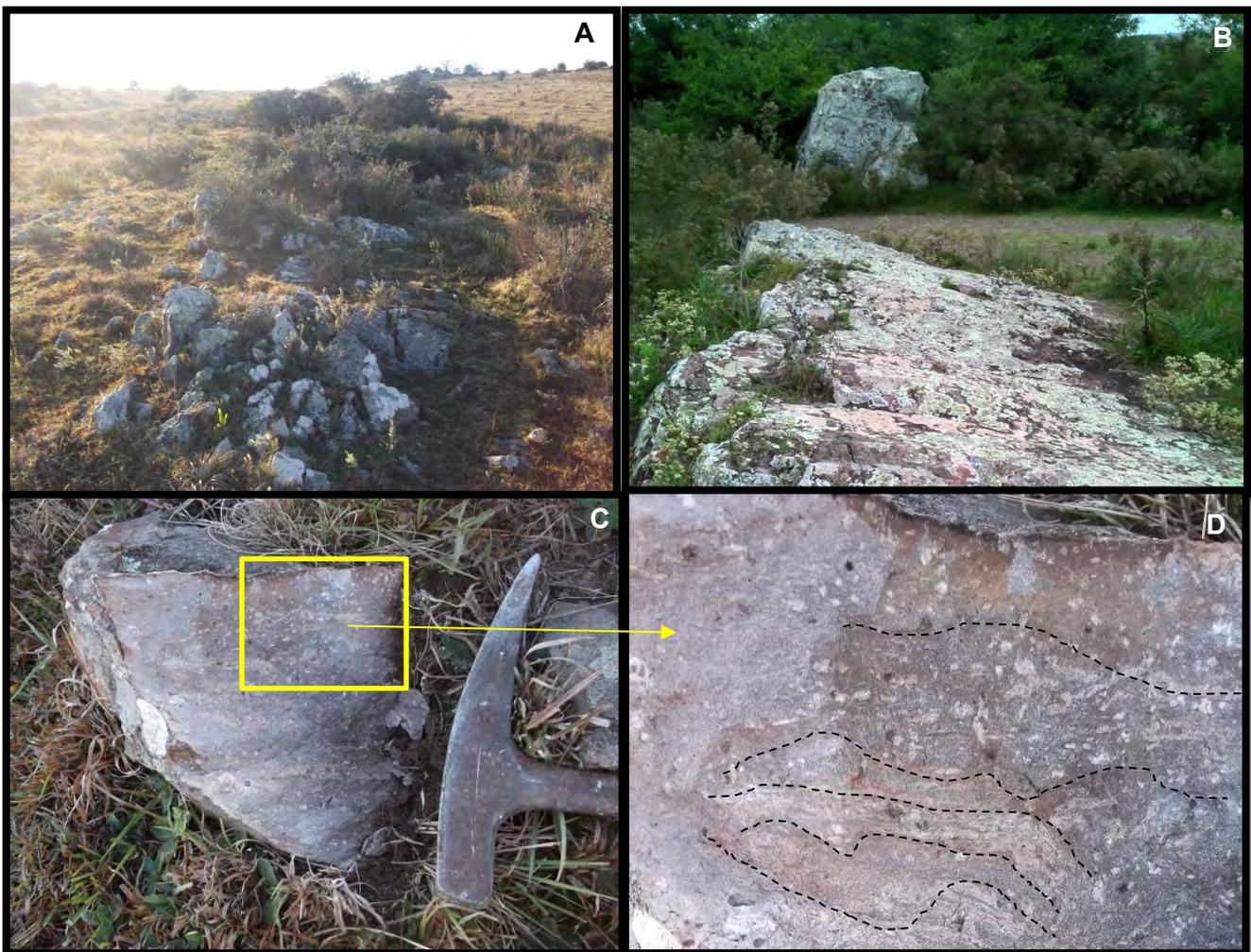


Figura 15 - A y B. Foto de afloramiento de los diques riolíticos porfiríticos en la Zona 2, C y D. Foto de fragmento de dique riolítico porfirítico, en el cual se observa la textura de flujo con fenocristales de feldespatos automorfos.

Los diques presentan una población mineralógica constituida por fenocristales de feldespato alcalino (sanidina) y cuarzo (20%) inmersos en una matriz microcristalina de cuarzo y feldespatos. Los fenocristales de sanidina (10%) son euhedrales y presentan bordes reabsorbidos además de cierta meteorización, su tamaño es similar al de los cristales de cuarzo y presentan maclas del tipo Carsbald. Los fenocristales de cuarzo (10%) son euhedrales y subeuhedrales y presentan evidencias de desequilibrio como bordes curvos. La matriz está compuesta en su gran mayoría por cuarzo y feldespatos. Se puede observar la presencia de minerales opacos automorfos y subatumorfos (hematita e ilmenita).

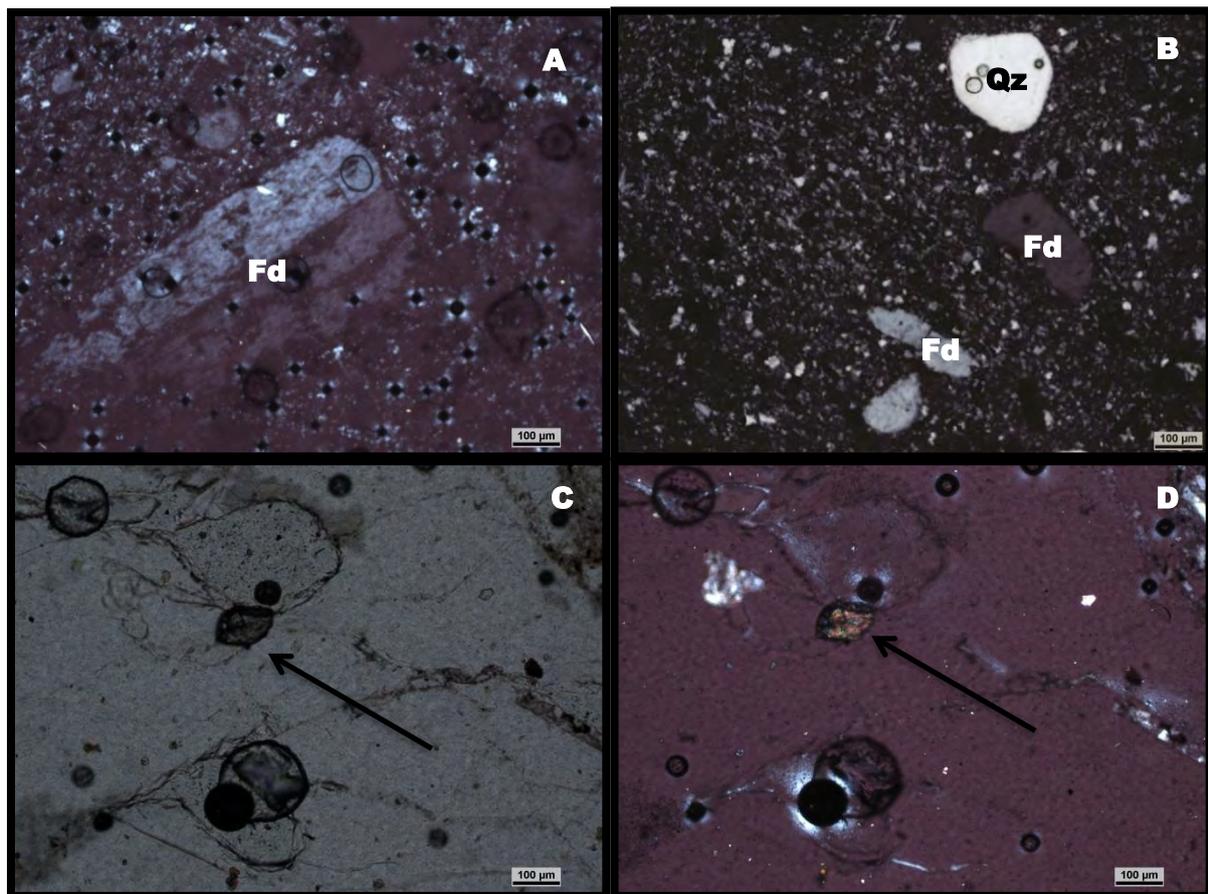


Figura 16 – Fotomicrografías de los diques riolíticos porfíricos. A. Fenocristal de Feldespato alcalino (sanidina) donde se observa la macla tipo Carsbald en Luz Polarizada, B. Imagen donde se observa la textura porfírica con fenocristales de cuarzo (bordes redondeados) y de Feldespatos alcalinos (sanidina) con bordes corroídos en luz polarizada, C. Cristal de circón a luz natural (flecha negra), D. Cristal de circón en luz polarizada (flecha negra), en un fenocristal de cuarzo.

Muchos de los diques presentan truncamientos y desplazamientos producto de fallas con direcciones N30°E y N20°O, su desplazamiento alcanza en el mayor de los casos, hasta 120m como se puede observar claramente en la zona 2 (Figura 17).

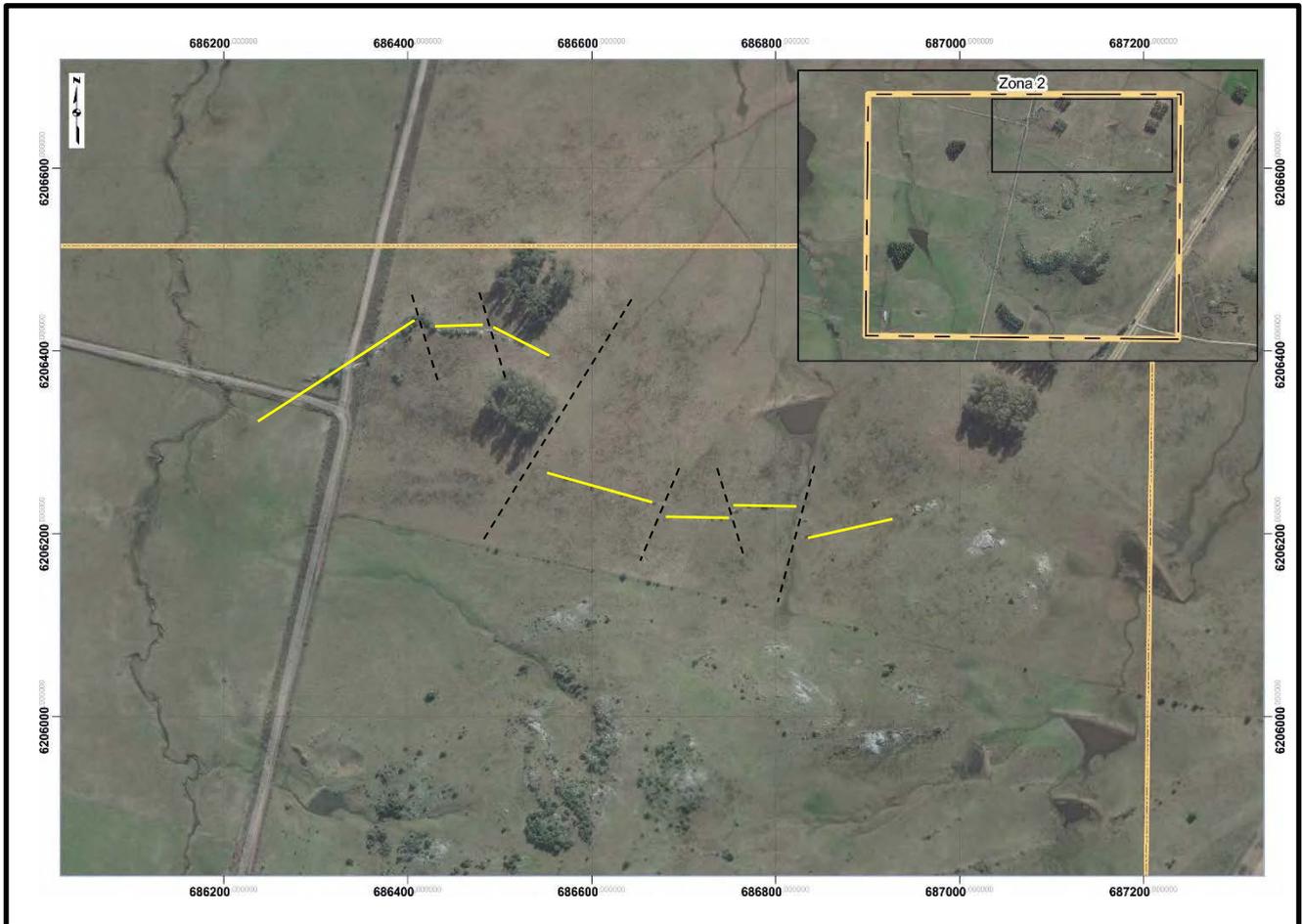


Figura 17 - Imagen donde se puede observar el desplazamiento/dislocamiento de los diques riolíticos en amarillo, observado en superficie hacia el sector noreste de la Zona 2. (Mapa Geológico – Anexo I). Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis.

4.1.3 - Traquitas porfíricas con fenocristales de feldespatos

Esta litofacies se encuentra en la zona 1, abarcando gran parte del cerro, bordeando la zona centro S y hacia el sector O continuando hacia el NE del mismo. Los afloramientos presentan una dirección predominantemente NO, con una importante expresión superficial en el mismo. Se encuentran en contacto con las riolitas porfíricas en el sector noroeste y sureste bordeando al cerro y con los basaltos en el sector sur y suroeste.

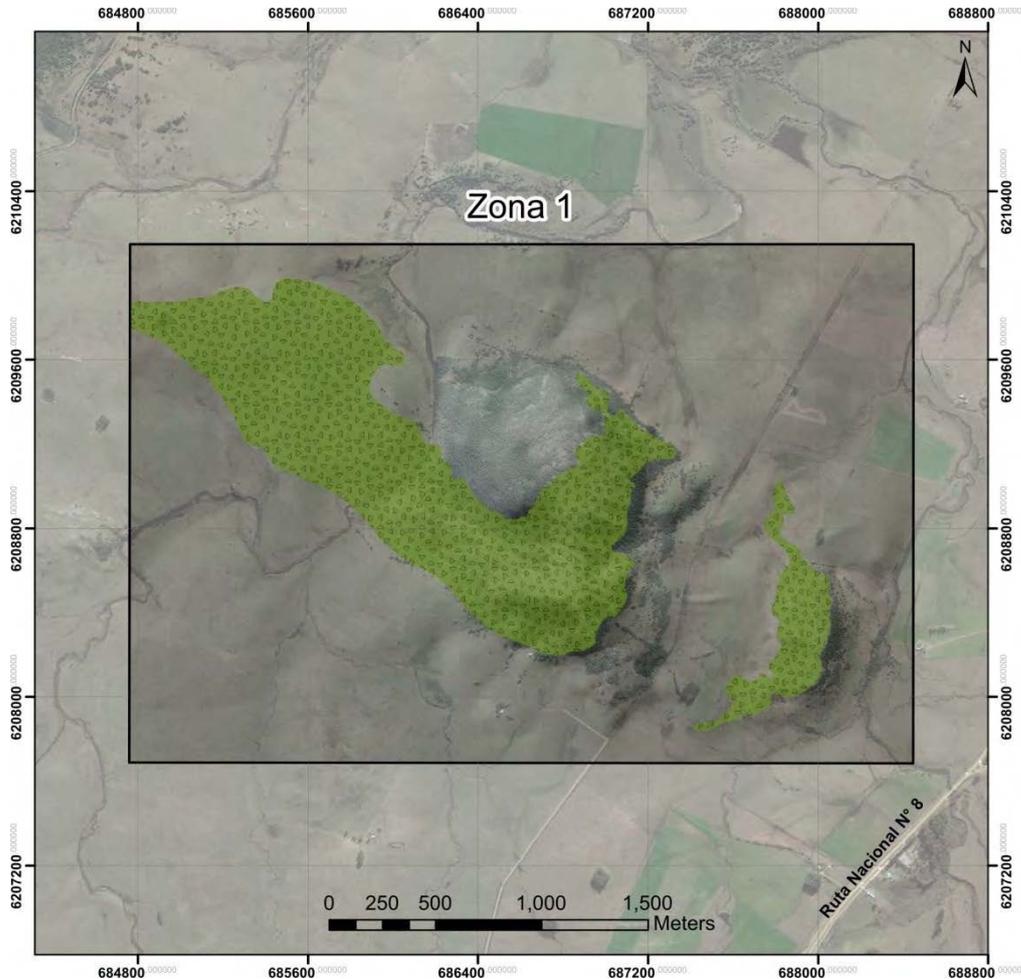


Figura 18 – Imagen donde se observa la distribución de la traquita en la zona 1 (Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

Se trata de traquitas porfíricas, cuya mineralogía está constituida por fenocristales de sanidina que presentan maclas de tipo Carlsbad, inmersos en una matriz de microlitos de sanidina alineados y cuarzo. Los fenocristales de feldespato alcalino son euhedrales a subeuhedrales y presentan ocasionales bordes y golfos de corrosión, en algunos cristales se puede observar alteración a sericita (muy poca) y fracturamiento.

La matriz está compuesta principalmente por cristales de sanidina (65%) y cuarzo (20%) que se encuentran alineadas. En contacto con los fenocristales se observa cómo la matriz los bordea generando líneas de flujo, típica textura traquítica/pilotaxítica. Los minerales opacos

representan un 15% del total de la roca, son euhedrales a subeuhedrales e identificados como hematita e ilmenita.



Figura 19 - A Foto de afloramiento de las traquitas al pie del cerro Marmarajá, B y C. Foto de detalle de las muestras de mano de las traquitas.

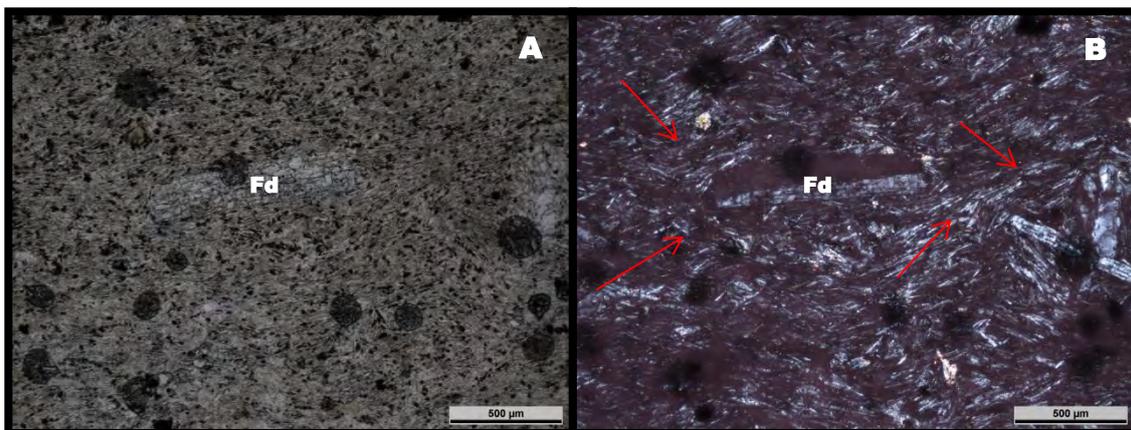


Figura 20 – Fotomicrografías de la Traquita, A. Fenocristal de feldespato alcalino (sanidina) a luz natural donde se puede ver su fracturamiento, B. Fenocristal sanidina en luz polarizada donde se observa macla del tipo Carlsbad y cómo la mineralogía genera textura de flujo dada por los cristales de feldespatos (flechas rojas).

Formación Puerto Gómez

Esta formación geológica está presente en las zonas estudiadas con variaciones de litofacies (vacuolares y masivas), si bien predominan los basaltos vacuolares.

4.1.4 - Basaltos

Esta litología presenta una distribución muy amplia en ambas zonas de estudio, estratigráficamente se ubica en la base, ya que es posible observar las demás litologías recortándolos. Se trata de basaltos amigdaloides que presentan relleno de calcita y ceolitas en su gran mayoría y cuarzo en menor proporción, sus vacuolas varían de 2 mm hasta 5 mm con formas no siempre circulares, en algunos casos las mismas se presentan sin relleno o con escaso relleno, observándose relictos de los mismos como consecuencia de la disolución. En la Figura 21 se observa la distribución de los basaltos en las zonas de estudio.

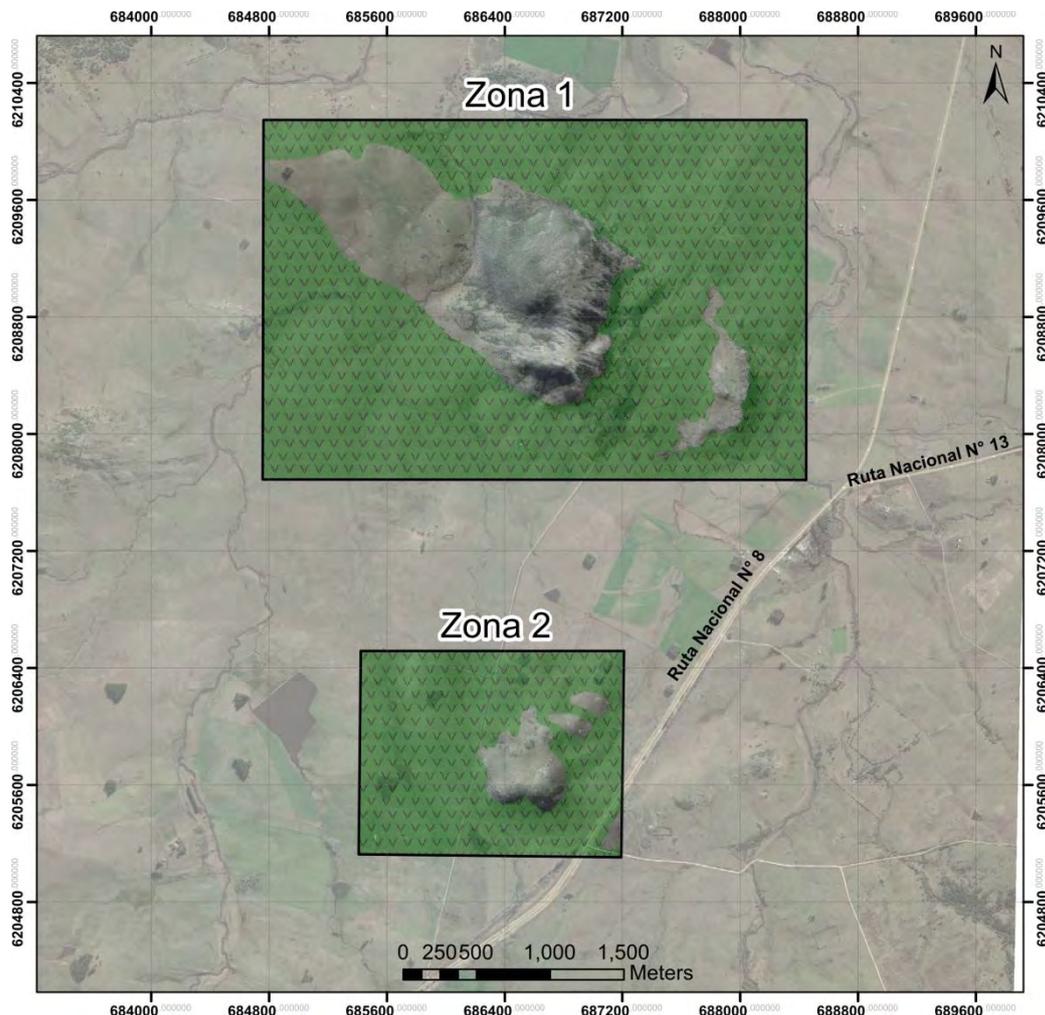


Figura 21 - Distribución de los basaltos en la Zona 1 y Zona 2 (Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

Se trata de basaltos con textura porfírica, en ocasiones glomeroporfírica, representada por fenocristales de plagioclasa cálcica (10 %) en una matriz fina constituida por cristales de plagioclasa, olivino y opacos. Los fenocristales de plagioclasa de composición $An_{70}-An_{90}$ son euhedrales de un tamaño de grano medio (2 mm), presentando maclas tipo Carlsbad y Albita-

Carlsbad. En proporción se observa la presencia de fenocristales de olivino alterados a iddingsita euhedrales y fracturados (3 %), de un tamaño de grano de 1 - 2 mm.

La matriz se compone por plagioclasa euhedrales de 0,5 mm de longitud promedio, entre las cuales se disponen cristales subhedrales (promedio 0,5 mm) de augita, desarrollando una textura intergranular (Llambías, 2008). La matriz contiene además cristales euhedrales de minerales opacos (10 %), de un tamaño de grano fino (0,2 mm).

Esta facies desarrolla estructura amigdaloide (entre 15-20 % del total de la roca, Figura 22), con vacuolas circulares de tamaños variables (2-5mm), rellenas en su mayoría por calcita y cuarzo.



Figura 22 - Imagen donde se puede observar afloramientos de basaltos al pie del cerro Marmarajá.

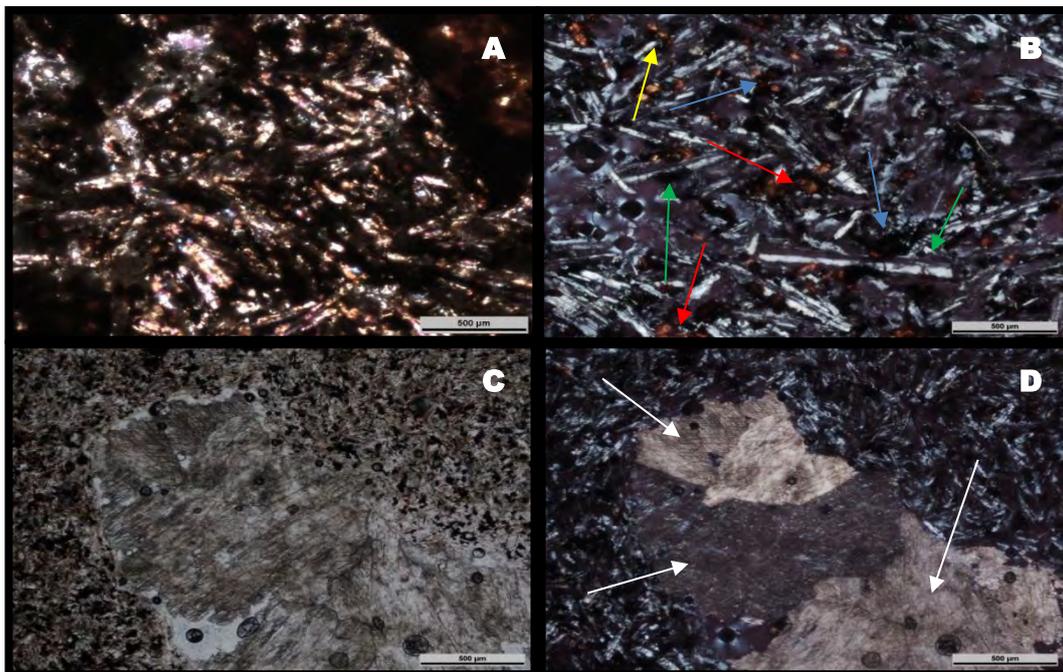


Figura 23 – Fotomicrografías de los Basaltos. A y B. Se observa textura intergranular constituida por plagioclasas euhedrales rodeando cristales de augita (flecha amarilla), iddingsita (flechas rojas) y opacos (flechas celestes), también se observan maclas del tipo Carlsbad (flecha verde) en luz natural A y luz polarizada. B C y D. Vacuola rellena por calcita (flechas blancas), Luz natural C y luz polarizada D.

4.2 - Descripción petrográfica de la facies volcanoclástica

Formación Arequita

4.2.1 - Brechas volcánicas líticas masivas

Esta facies se encuentra en la zona 1, en contacto con riolitas porfíricas, principalmente en el tope del cerro Marmarajá y, en la zona 2, en afloramientos del sector S y N (Figura 24). En los afloramientos de la zona 1, estas brechas volcánicas tienen muy poca expresión superficial y no es posible el mapeo a la escala de trabajo, en cambio en la zona 2 las brechas presentan una mayor expresión superficial lo que permite su representación faciológica. Esta zona puede describirse según su sector N y S, donde existe una variación de tamaño granulométrico de las brechas presentes en el área. La dirección predominantemente es E-O en los afloramientos del sector S, mientras que los afloramientos del sector N presentan direcciones NE. Esta litofacies se desarrolla principalmente entre las cotas de 190 a 230 metros, dentro de la zona 2.

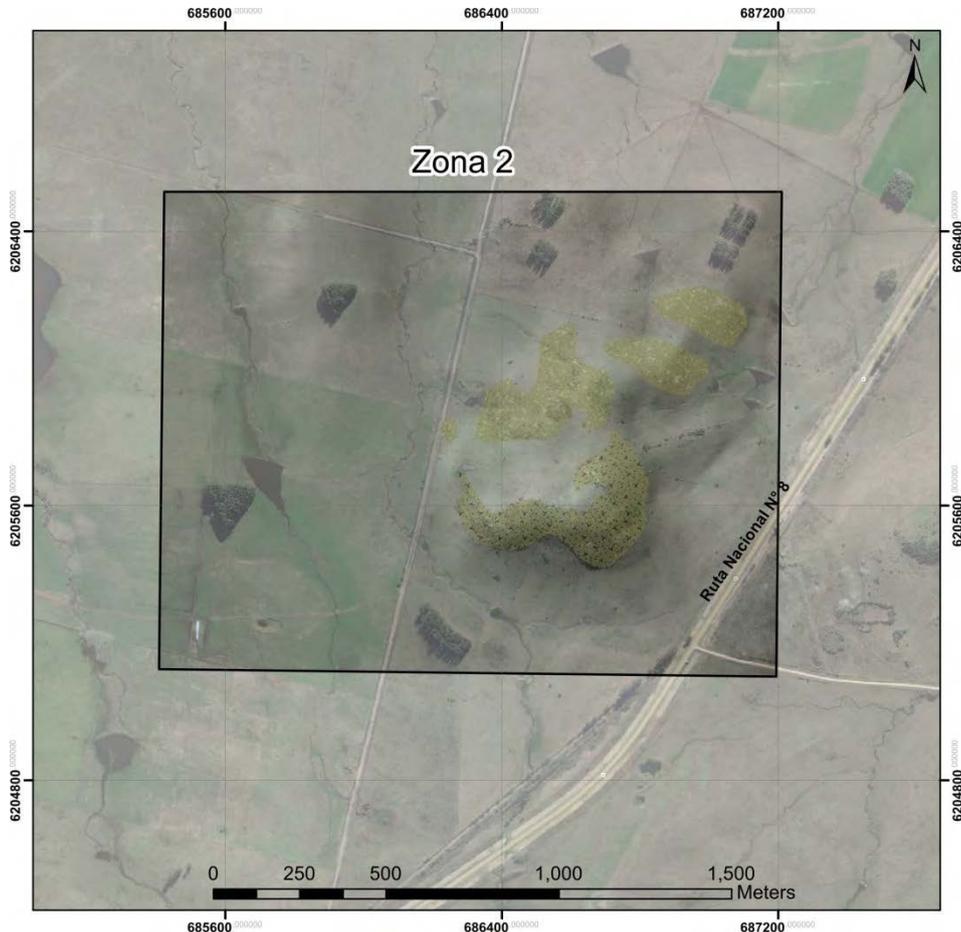


Figura 24 - Distribución de las brechas líticas volcánicas en la zona 2 (Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

Zona 2 - Sector Norte

En el sector que se encuentra en la parte norte de la zona 2, las brechas presentan una granulometría mayor a las que se encuentran en el sector sur. Los fragmentos de esta brecha

están compuestos predominantemente por clastos de riolitas, con tamaños diversos que van desde 1mm hasta 50 cm, muy pobremente seleccionados (Figura 25). En algunos clastos se puede observar un mayor desgaste y pérdida de angulosidad. Estas brechas son clasto soportadas ya que la matriz actúa únicamente como ligante y se presenta en una menor proporción, en comparación con el total de la roca.



Figura 25 - A y B. Imagen donde se observan los depósitos de brecha del sector norte con bloques de hasta 50 cm (flechas amarillas). C. Detalle de afloramiento en el sector N de la zona 2, con clastos de riolitas. D. Detalle del clasto de riolita de la foto C.

Zona 2 - Sector Sur

En el sector sur de la zona 2 las brechas presentan una granulometría que varía desde 1mm hasta unos pocos centímetros (5cm), con clastos de geometría irregular. Se tratan macroscópicamente de brechas volcánicas compuestas predominantemente por clastos riolíticos y cristales fragmentados. La matriz presente en la roca es escasa y de composición vitroclástica. En este sentido, estas brechas se encuentran siempre en contacto con las riolitas porfiríticas tanto en la zona 1 como en la zona 2 (Figura 26).



Figura 26- Foto donde se observa el contacto de las brechas del sector sur con las riolitas presentes en la zona 2.

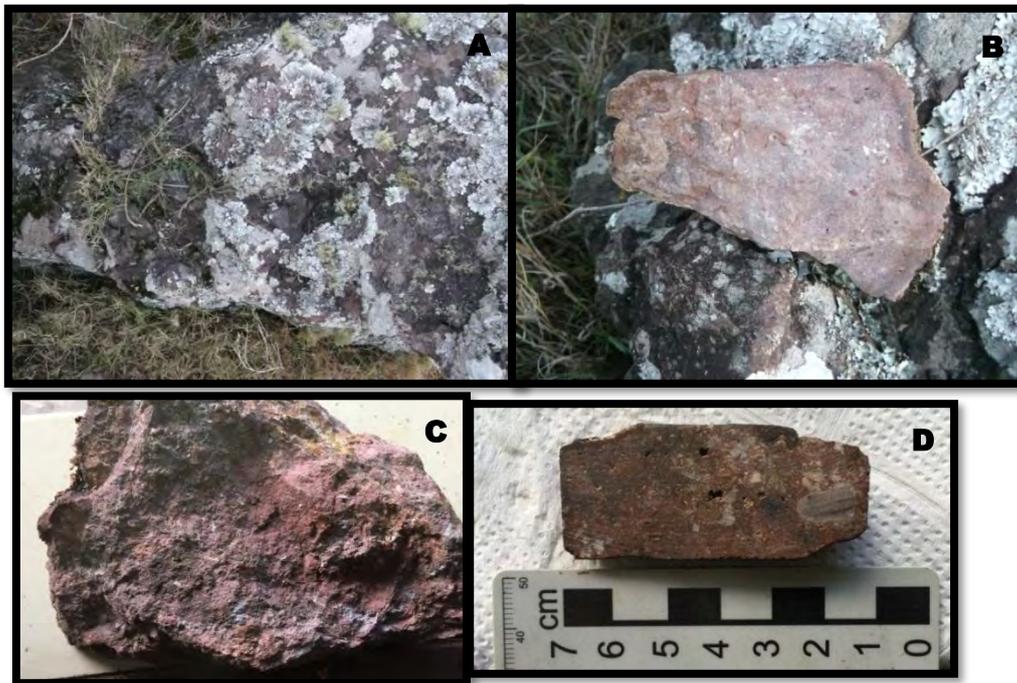


Figura 27 – A. Imagen donde se observan los depósitos de brecha del sector S. B y C. Detalle de afloramiento. D. Detalle de muestra de mano.

Tanto en el sector N como en el sector S se consideran como brechas compuestas por clastos juveniles, constituyendo el 20 % del total de la roca. El tamaño de fragmentos es variable, va desde pocos milímetros hasta bloques de hasta 50 cm en el sector N (Figura 27), de composición riolítica, además de la presencia de cristales fragmentados. La textura presente en esos bloques es porfírica, con fenocristales de cuarzo y feldespatos. La matriz es escasa y de composición vitroclástica, se puede observar en algunos sectores textura de desvitrificación (Figura 28).

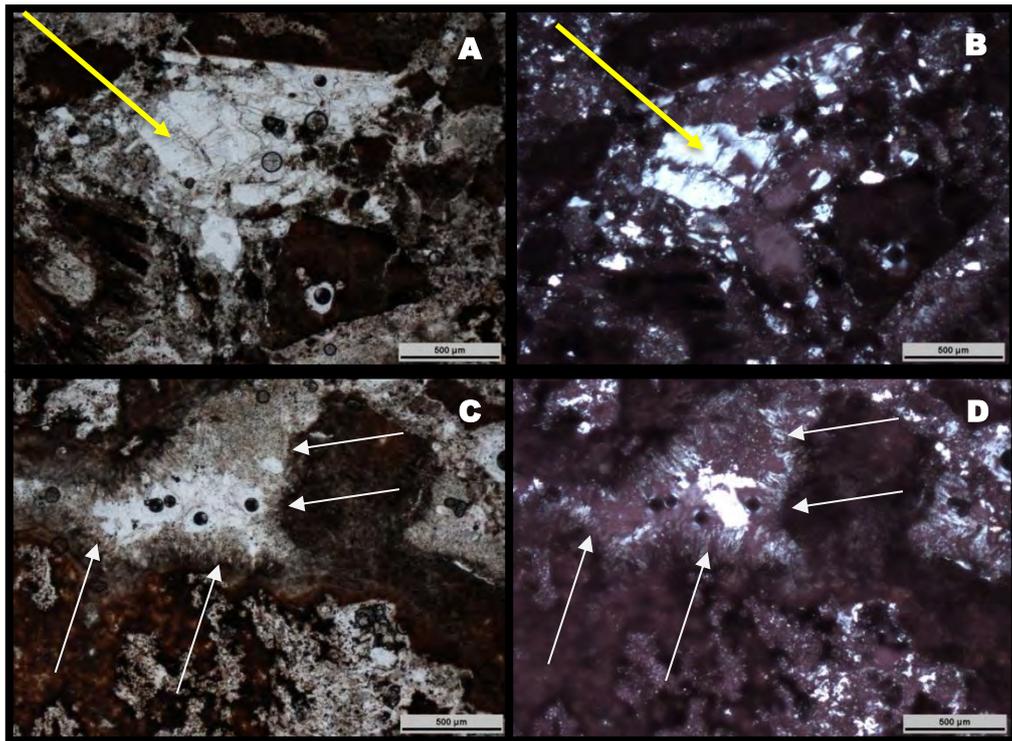


Figura 28 – Fotomicrografías de las brechas volcánicas más finas donde se observa un cristal de cuarzo totalmente fracturado señalado con flecha amarilla (A. luz natural, B. luz polarizada) y textura de desvitrificación señalado con flechas blancas (C. luz natural y D. luz polarizada).

CAPÍTULO 5 LITOGEOQUÍMICA

Con el objetivo de complementar el estudio petrográfico y caracterizar la afinidad química, las posibles relaciones de parentesco y los procesos involucrados durante el emplazamiento y cristalización de estas rocas, se realizaron 12 análisis químicos de roca total (Tabla 1 y 2), para los cuales se detalla su ubicación en la Figura 29. En términos de alteración, las muestras presentan valores de LOI (*Loss on ignition*) entre 0,6 y 3,9. Por este motivo se optó por recalcular en todas las muestras los elementos mayores en base anhidra (Tabla 1).

Las muestras analizadas son representativas de las diferentes litofacies y comprenden: cinco rocas basálticas (Formación Puerto Gómez) y siete muestras que incluyen brechas volcánicas, dique riolítico y traquitas de la Formación Arequita.

Los diagramas que se utilizaron en el trabajo se realizaron con ayuda del programa informático "GCDkit 3.0" (Janousek *et al.*, 2006), desarrollado en la Universidad de Glasgow (Reino Unido), en conjunto con el Servicio Geológico Checo.

Los diversos diagramas utilizados fueron ordenados para su presentación de la siguiente manera:

- Diagramas clasificatorios y afinidad química
- Diagramas binarios elementos Mayores, Menores y trazas
- Diagramas clasificatorios y afinidad química
- Diagramas de tierras raras
- Diagramas *Spiders*
- Diagramas de ambientes tectónicos

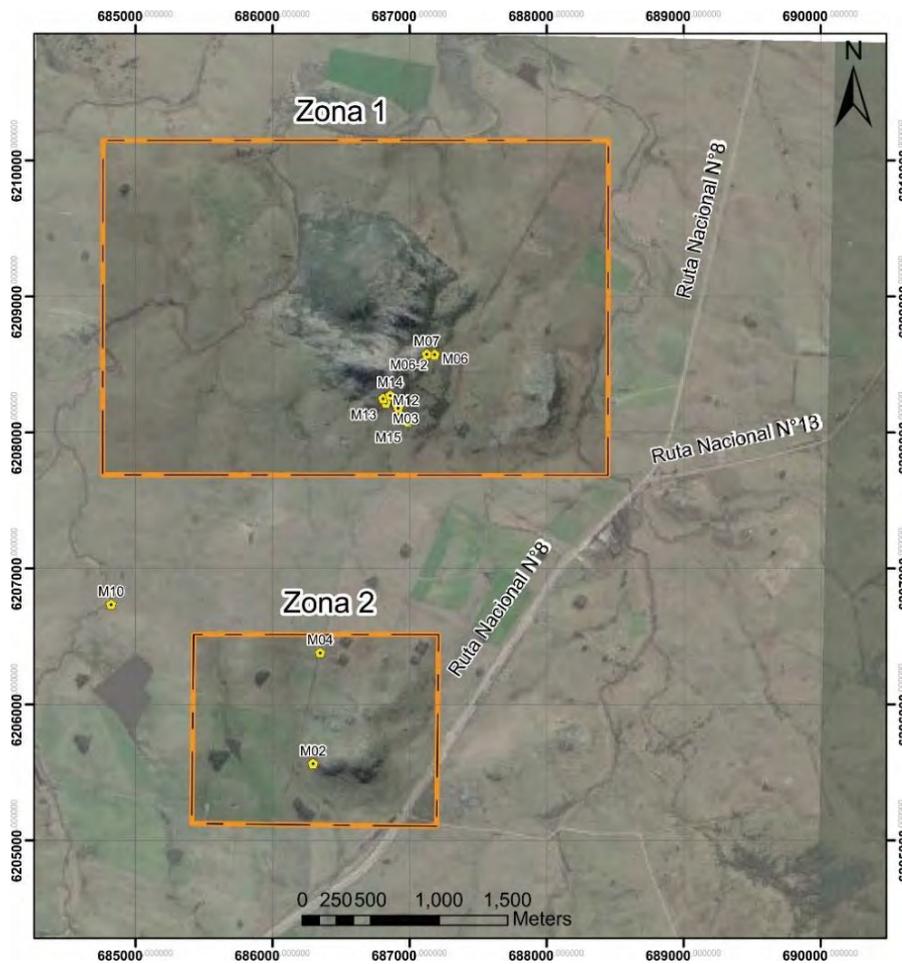


Figura 29 - Imagen con ubicación de las muestras tomadas para análisis químico (Imagen tomada de Google Earth, modificada en Arcgis).

Muestra	M04	M06	M06-2	M10	M11B	M15	M02	M03	M07	M12	M13	M14
Coordenadas UTM WGS 84 X/Y	686344 6206381	687188 6208579	687180 6208575	684820 6206738	686914 6208183	686985 6208082	686294 6205567	686825 6208221	687122 6208580	686826 6208221	686806 6208251	686857 6208274
Elementos Mayores (%)												
SiO ₂	77,16	58,81	58,56	47,41	58,66	56,37	69,66	80,20	69,19	69,20	77,84	71,34
Al ₂ O ₃	12,06	17,32	17,56	16,83	17,50	16,60	14,39	10,06	14,93	15,10	11,63	13,30
Fe ₂ O ₃	2,05	9,16	9,15	10,66	8,96	8,65	5,02	2,04	5,25	4,92	2,00	5,49
MgO	0,07	0,38	0,34	6,92	0,42	0,90	0,34	0,02	0,10	0,12	0,04	0,11
MnO	0,03	0,11	0,14	0,16	0,12	0,28	0,04	0,02	0,12	0,08	0,03	0,16
CaO	0,11	1,63	1,71	8,80	2,03	5,16	0,18	0,04	0,12	0,13	0,05	0,13
Na ₂ O	3,48	5,21	5,15	4,76	5,03	4,95	4,32	2,92	4,80	4,79	3,43	4,16
K ₂ O	4,92	5,70	5,69	1,21	5,63	5,56	5,73	4,60	5,18	5,38	4,87	4,96
TiO ₂	0,08	1,14	1,14	2,33	1,12	1,05	0,28	0,08	0,29	0,26	0,08	0,30
P ₂ O ₅	0,03	0,53	0,55	0,93	0,52	0,48	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,04

Tabla 1 - Elementos mayores y menores expresados en % peso, los valores fueron recalculados en base anhidra.

Muestra	M04	M06	M06-2	M10	M11B	M15	M02	M03	M07	M12	M13	M14
Coordenadas UTM WGS 84 X/Y	686344	687188	687180	684820	686914	686985	686294	686825	687122	686826	686806	686857
	6206381	6208579	6208575	6206738	6208183	6208082	6205567	6208221	6208580	6208221	6208251	6208274
Ba	69	2180	2360	1380	3194	2021	38	21	17	63	152	62
Cs	2,40	0,60	1,00	0,60	0,70	0,50	1,70	3,90	1,20	4,8	2,6	4,5
Hf	16,50	10,90	11,00	5,10	10,70	10,20	26,70	19,00	33,90	35,7	15,6	29,6
Nb	183,00	85,00	85,80	87,80	82,60	82,10	208,50	175,50	280,60	302,9	187	202,2
Rb	325,00	103,70	105,80	9,60	118,60	99,10	288,60	326,50	277,20	315,6	320,7	233,4
Sr	6,7	142,6	150,9	1441	286,2	129,8	14	9,2	12,4	19,7	10	19,4
Ta	12,5	4,2	4,4	5,1	4,4	4,1	10,9	12,3	14,8	16	13,2	10,6
Th	41,4	11,7	11,9	5,8	10,7	13,9	38,1	37	54,3	54,1	40,9	39,8
U	4,3	1,4	1,2	1,6	1,5	1,9	6,4	9,5	6,2	8,9	4,3	6,8
Pb	22,4	4,5	5,2	1	8,7	5,8	6,3	20,9	20,2	26,5	21,5	19,1
Zr	366,5	487,7	470,2	230	456,7	535,3	1123,6	510,8	1352,9	1393,2	367,3	1328
Y	117	49,9	56,5	22,2	59,1	70,7	87,8	172,4	95,4	144,9	94	115,4
La	57,7	67	94,6	60,6	99,8	118,4	134,9	61,8	269,7	360	68,7	349,8
Ce	162	142,9	166,8	117,4	174,3	156,4	273,2	118	724,4	685,1	126,5	666,4
Pr	13,2	13,85	17,69	12,11	18,85	18,81	29,35	13,76	49,45	53,35	13,91	61,84
Nd	47,2	54,2	65,2	46,8	69,7	70,3	95,3	49,8	161,7	167,2	47,9	208,9
Sm	12,61	10,12	11,93	7,93	12,45	12,24	15,83	12,96	24,22	28,77	12,78	32,88
Eu	0,17	3,73	3,97	2,47	3,87	3,75	0,68	0,24	0,83	0,94	0,17	1,2
Gd	16,19	9,52	11,17	6,79	12,17	11,77	12,25	16,1	19,34	27,44	13,99	26
Tb	3,54	1,52	1,79	0,91	1,88	1,82	2,31	3,46	3,16	4,56	2,83	3,98
Dy	22,36	8,7	10,17	4,64	10,9	9,91	15,23	23,55	19,45	27,17	17,37	22,42
Ho	4,49	1,79	2,01	0,91	2,11	2	3,46	5,08	3,92	5,44	3,42	4,32
Er	12,31	5,23	5,68	2,25	6,32	6,01	11,26	16,33	12,34	16,36	10,44	12,75
Tm	1,75	0,77	0,84	0,32	0,9	0,9	1,76	2,39	1,94	2,45	1,57	1,97
Yb	10,76	5,12	5,45	1,85	6	5,4	12,27	14,12	13,52	15,78	10,26	13,06
Lu	1,52	0,8	0,82	0,3	0,95	0,85	1,99	1,93	2,02	2,42	1,37	2,06

Tabla 2 - Elementos trazas y tierras raras usados en los diferentes diagramas, expresados en ppm.

5.1- Diagramas clasificatorios y de afinidad química

El diagrama que se utiliza es de carácter general y tiene como objetivo una rápida clasificación de las rocas volcánicas analizadas. El diagrama clasificatorio utilizado en este trabajo es el diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986), el cual toma en cuenta los álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 . Este diagrama, además, en el caso de composiciones con contenidos bajos o moderados de MgO ($\text{MgO} < 8\%$), también permite diferenciar entre las series alcalinas y subalcalinas. En la Figura 30 se puede observar que las muestras que corresponden a los basaltos (∇) de la Formación Puerto Gómez están dentro del campo correspondiente a las traqui-andesitas, las muestras correspondientes a las traquitas (\diamond), al dique riolítico (\times) y la brecha (\triangle) caen dentro del campo de las riolitas mientras que la muestra tomada a un dique máfico (+) fuera del área de estudio corresponde a un traqui-basalto. La afinidad química que presentan estas rocas va desde alcalinas en el caso de las rocas más básicas a subalcalinas/alcalinas en las más diferenciadas. Las traqui-andesitas, en función de la relación $\text{Na}_2\text{O} - 2 \leq \text{K}_2\text{O}$ que presentan, corresponderían ser clasificadas como latitas (Rollinson, 1995; Le Maitre *et al.* 2002).

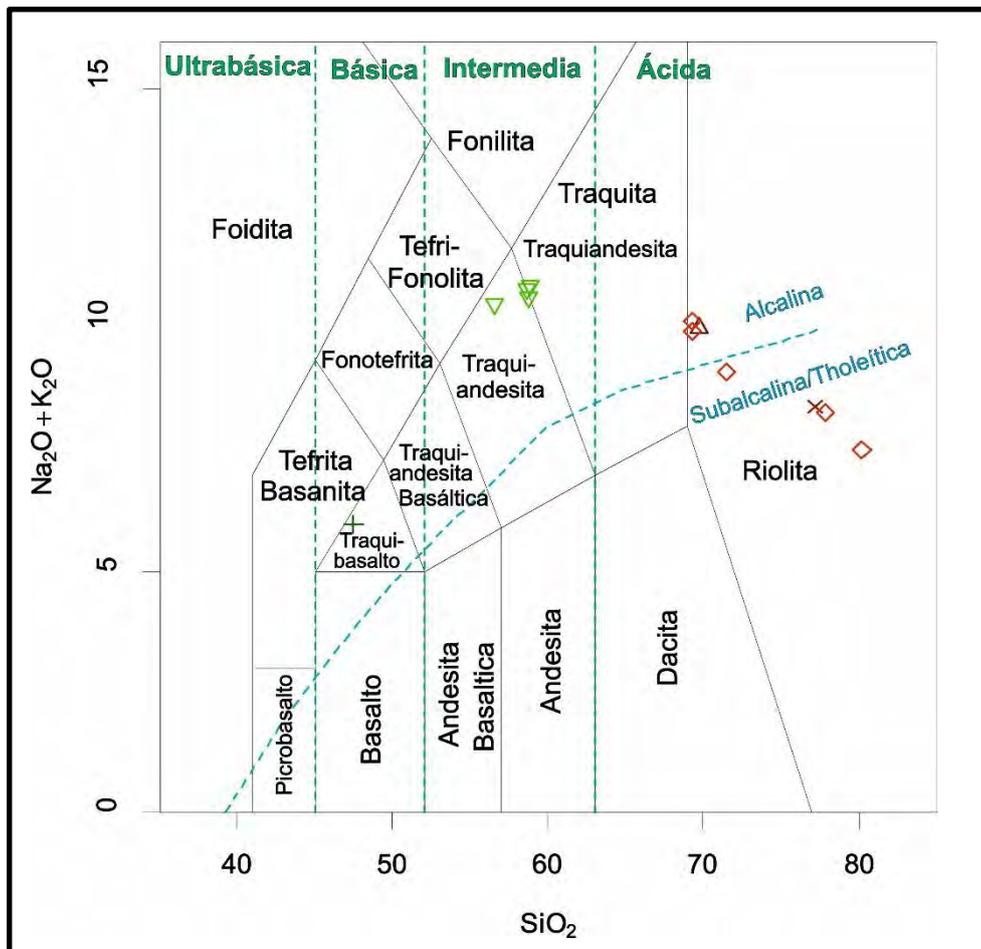


Figura 30 - Diagrama clasificatorio álcalis que tiene en cuenta ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 según Le Bas *et al.* (1986). Referencias: Traquitas (\diamond), Basaltos (∇), Brecha (\triangle), Diques Riolíticos (\times), Dique Máfico (+).

5.2 - Diagramas Binarios

5.1.1 - Elementos mayores y menores

Estos diagramas relacionan elementos químicos mayores, menores y trazas con otro parámetro químico como la variación SiO_2 o MgO , permitiendo así visualizar posibles correlaciones entre las rocas analizadas a través de procesos durante la cristalización. A continuación, se presentan los diagramas de los elementos mayores en función del contenido de SiO_2 (Figura 31), los diagramas correspondientes a los elementos menos y trazas se grafican a continuación.

Una de las primeras observaciones que se desprende de la Figura 31, es el rango de variación composicional presente, desde rocas básicas (basaltos, círculos verdes) hasta rocas ácidas (riolitas, círculos rojos). En lo que corresponde a los elementos mayores se puede apreciar una variación en el % de SiO_2 de 45.6 al 79.5%, el Al_2O_3 de 10 al 17.1%, Fe_2O_3 de 1.98 al 10.25%, CaO de 0.04 al 78.46 %, MgO de 0.02 al 6.66%, Na_2O de 2.89 al 5.07, K_2O de 1.16 al 5.65%, P_2O_5 0.01 a 0.89% y TiO_2 de 0.08 % al 2.24 %. Si bien el número de muestras analizado es bajo, se pueden distinguir claramente dos grupos con características evolutivas diferentes.

Se puede observar que en las muestras más ácidas (círculo rojo), a medida que al aumenta el contenido de SiO_2 disminuyen las concentraciones de los óxidos tales como Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O y el TiO_2 . En lo que refiere a P_2O_5 , CaO y MgO no se observan cambios en sus concentraciones con el aumento del SiO_2 . En cambio, en las muestras de composición más básicas (círculo verde), se observa un aumento de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y TiO_2 ; y una disminución en CaO y MgO a medida que aumenta el SiO_2 .

La muestra correspondiente al dique máfico (+), en los diferentes diagramas presenta un comportamiento diferente a las demás muestras básicas (basaltos) y dificulta la interpretación ya que es una única muestra, además, fue colectada fuera de las zonas de trabajo cartografiadas.

5.1.2 - Elementos Traza

Al igual que se graficaron los elementos mayores, se realizaron los diagramas bivariantes para algunos elementos traza (Figura 32), cuyos valores se encuentran expresados en ppm en la Tabla 2. Los valores de estos elementos varían dentro de los siguientes intervalos, en función del incremento de SiO_2 : Ni de 20 a 160 ppm; Ba de 17 a 3194 ppm; Zr de 230 a 1393,2 ppm; Y de 22.2 a 172.4 ppm; Rb de 9.6 a 326.5ppm, Sr de 6.7 a 1441ppm; La de 57,7 a 360 ppm y el Ce de 117, 4 a 724 ppm. Se puede observar como en las rocas de composición más básica (círculo verde) los elementos Ba, Zr, Y, Rb, Sr, La y Ce aumentan a medida que aumenta el SiO_2 , mientras que el Ni se mantiene a excepción de la muestra del dique básico que tiene un valor de 151ppm. En cuanto a las muestras de composición más ácida, los elementos Ni, Y y Rb muestran un escaso aumento a medida que también aumenta el SiO_2 , en el caso del Ni hay una muestra que tiene valor muy por encima del promedio alcanzando 160ppm; en el caso de los elementos Zr, La y Ce a medida que aumenta el contenido de SiO_2 se ve una disminución en

estos elementos; y en cuanto a los elementos que corresponden al Ba y el Sr a medida que aumenta el SiO₂ no se observan cambios en su concentración. Si bien el número de muestras analizadas es bajo, se observa también en estos diagramas la presencia de dos grupos de rocas con comportamientos diferentes: las rocas básicas (círculo verde) y las rocas intermedias a acidas (círculo rojo).

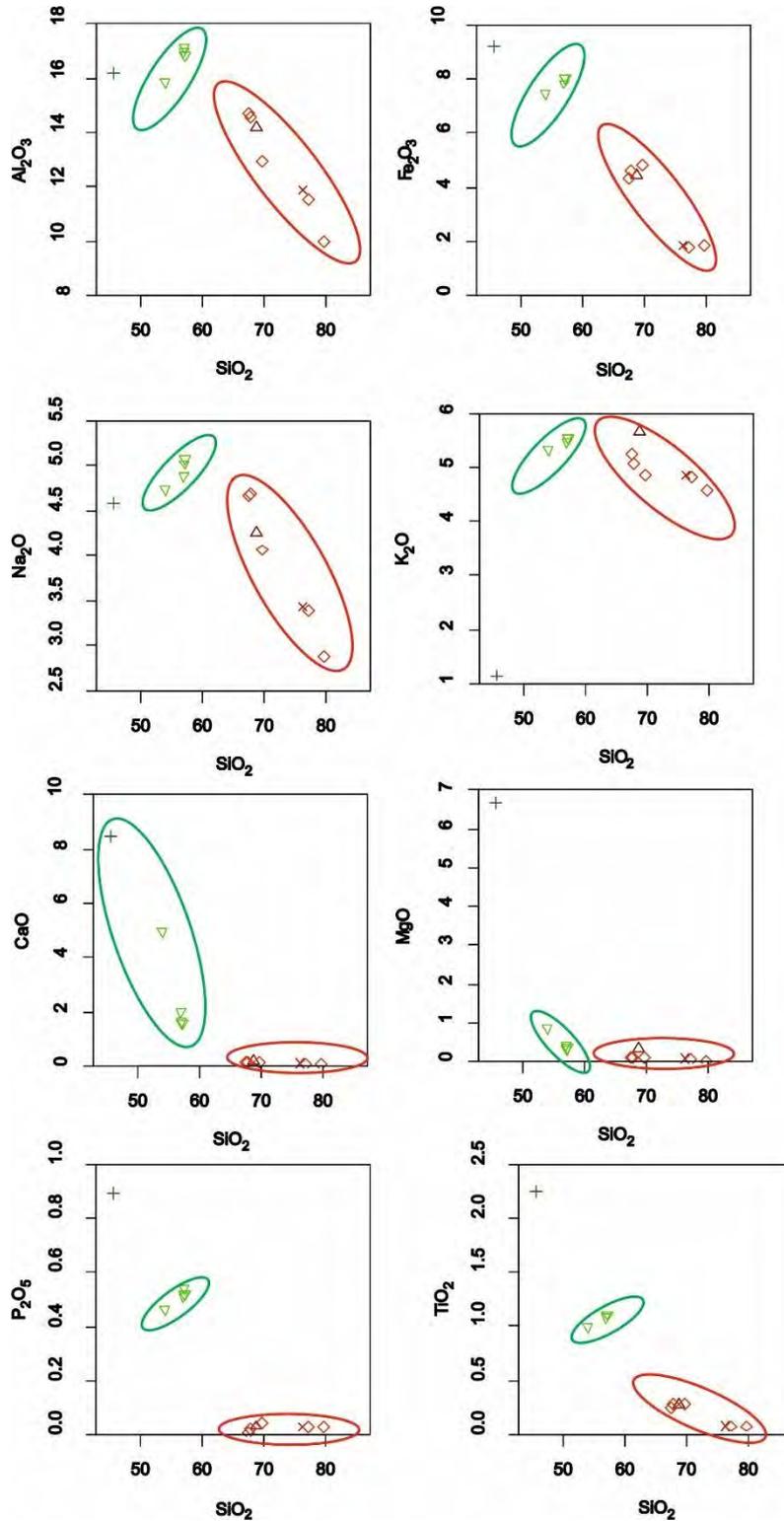


Figura 31 – Diagrama bivalentes de elementos mayores y menores. Referencias: basaltos (▽), las Traquitas (◇), Dique Riolfítico (×), Brecha (△) y Dique Máfico (+).

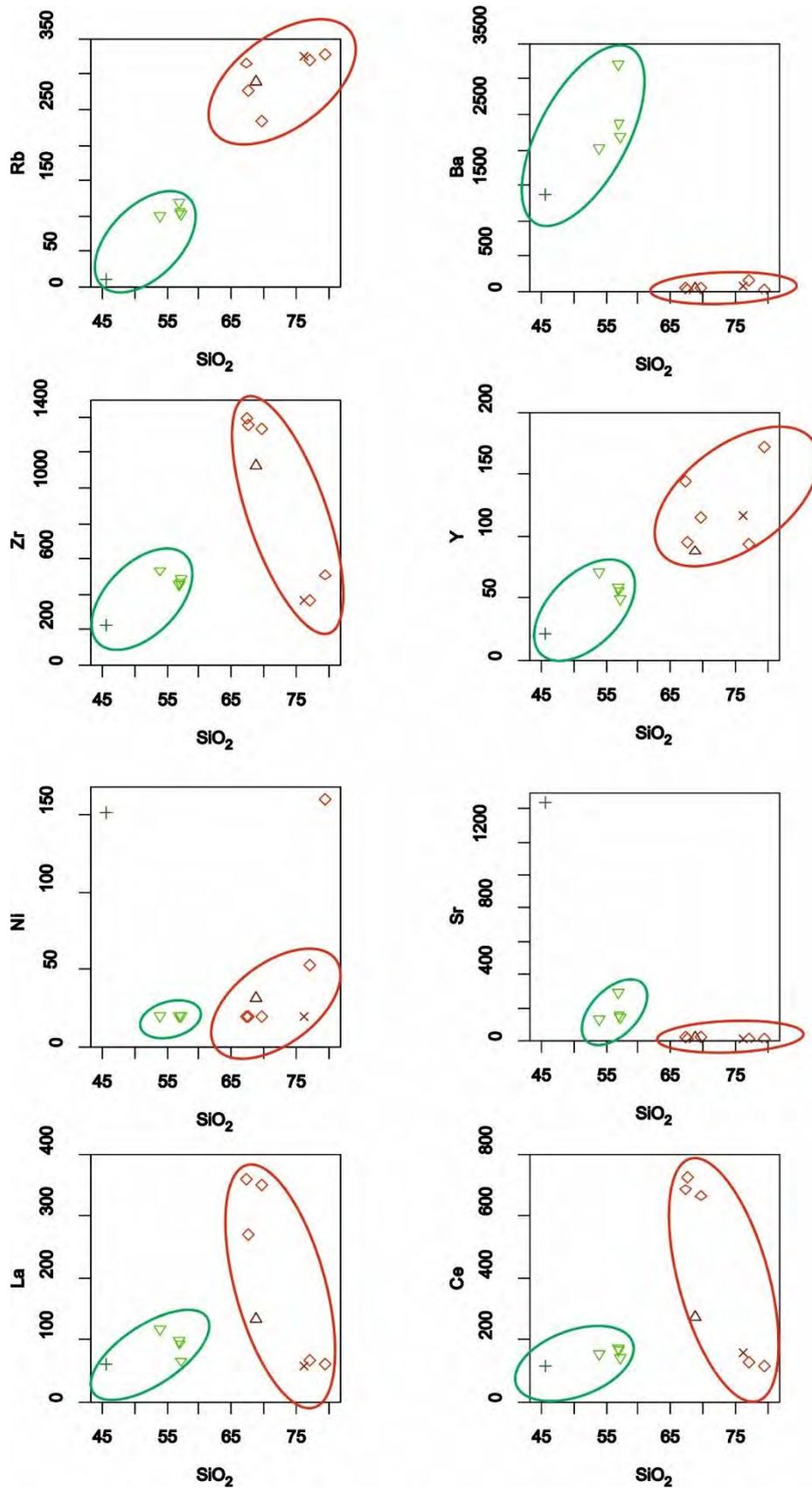


Figura 32 – Diagramas bivariantes de elementos trazas
 Referencias: basaltos (▽), las Traquitas (◇), Dique Riolfítico (×), Brecha (△) y Dique Máfico (+).

5.3 Diagramas de tierras raras

Dentro del grupo de las tierras raras están comprendidos los elementos químicos con número atómico desde el 57 hasta el 71, siendo en orden creciente: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. Las tierras raras en las muestras que se analizaron son normalizadas a una referencia común (condrito), dado que ellos son muestras del sistema solar no fraccionadas permitiendo así eliminar la variación de la abundancia de los elementos y poder identificar el fraccionamiento de las tierras raras en los diferentes minerales (Rollinson *et al.* 1993). Si bien existen varios modelos de condritos, se planteará la distribución de las tierras raras en función del patrón establecido por Boynton (1984) en la Figuras 33.

En este diagrama se puede observar dos comportamientos diferentes en las muestras analizadas, los cuales podrían ser indicativos de procesos o fuentes diferentes.

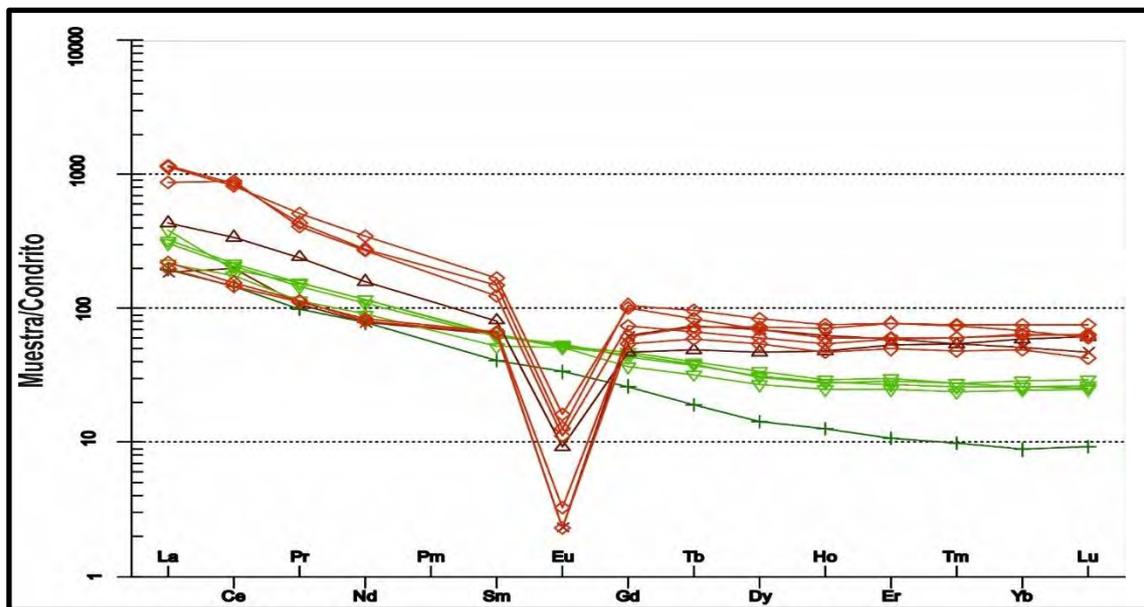


Figura 33 - Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito (Boynton, 1984).

Referencias: basaltos (▽), las Traquitas (◇), Dique Riolítico (×), Brecha (△) y Dique Máfico (+).

El primer comportamiento está dado por las muestras correspondientes a las traquitas (◇), al dique riolítico (×) y las brechas (△), las cuales presentan un enriquecimiento en tierras raras livianas (La al Sm) aproximadamente entre 100 y 1100 veces el condrito (Figura 34).

Asimismo, estas rocas presentan un mayor enriquecimiento en tierras raras livianas con respecto a las tierras raras pesadas (Gb al Lu). El fraccionamiento variable para los elementos de las tierras raras en general es $La/Yb = 2.95-18.06$, para las tierras raras livianas es de $La/Sm = 2.88-7.87$ y para las tierras raras pesadas es de $Eu/Yb = 0.04-0.26$. La anomalía negativa presente en el Eu estaría indicando el fraccionamiento a nivel de las plagioclasas, presentando un rango $Eu/Eu = 0.04-0.15$.

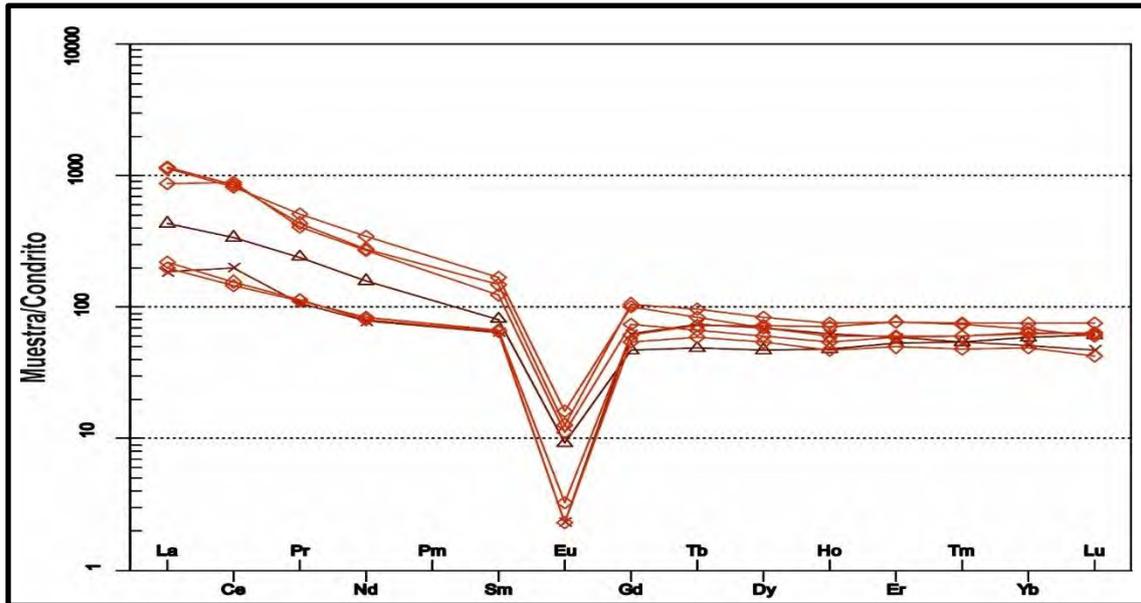


Figura 34 - Diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Boynton, 1984), para las rocas intermedias a ácidas. Referencias: (◇) Traquita, (△) Brechas, (×) Dique Riolítico.

En general, se observa que las muestras correspondientes a las traquitas presentan mayor enriquecimiento en tierras raras livianas respecto al dique riolítico y la brecha volcánica. Todas las muestras en conjunto presentan una acentuada anomalía negativa de Eu y un similar empobrecimiento en tierras raras pesadas (ETRP). El patrón representado por este conjunto de muestras con pronunciadas anomalías negativas de Eu y pendientes suaves entre el enriquecimiento de ETRL y ETRP, es característico de rocas con tendencia o afinidad química alcalina (Rollinson, 1995).

Las muestras correspondientes a los basaltos (▽) en la Figura 35, presentan un enriquecimiento aproximado de entre 20 y 400 veces el condrito. Se puede observar un importante enriquecimiento en las tierras raras livianas (ETRL) (La a Sm), con respecto a las tierras raras pesadas (Gb al Lu).

En la muestra que corresponde al dique máfico (+), se observa presenta un enriquecimiento aproximado de entre 9 y 200 veces el condrito si bien, en comparación con las otras muestras de basaltos de la Formación Puerto Gómez analizadas, se trata de la muestra menos diferenciada. En todas las muestras se observa un bajo fraccionamiento durante la cristalización, estando ausente por ejemplo la presencia de anomalías negativas de Eu.

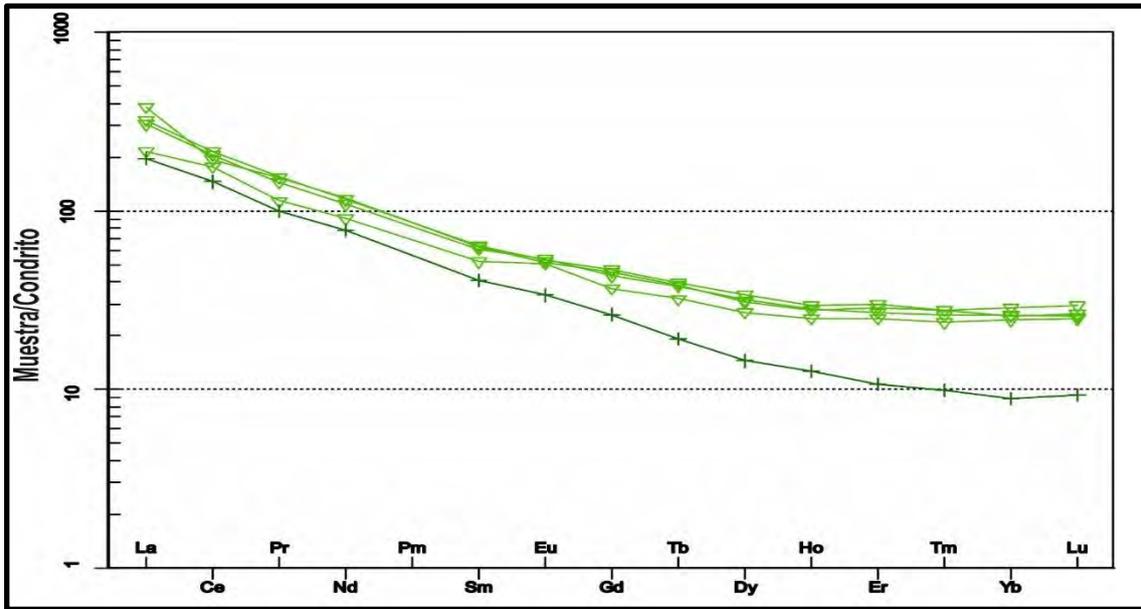


Figura 35 - Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito (Boynton, 1984), rocas básicas. Referencias (∇ Basaltos, + Dique máfico).

5.4 - Diagramas multi-elementos normalizados o *spiders*

Estos diagramas consisten en comparar los elementos compatibles e incompatibles (incluyendo algunas tierras raras), que se encuentran en las muestras analizadas con la mineralogía típica del manto. Para ello se normalizan los valores respecto a composiciones representativas de estadios anteriores a la corteza continental. En este trabajo se utiliza el diagrama normalizado a la composición primitiva del manto según McDonough & Sun (1995).

Como se puede observar en el diagrama de la Figura 36, normalizado al manto primitivo, se reconocen diferentes comportamientos para las muestras analizadas.

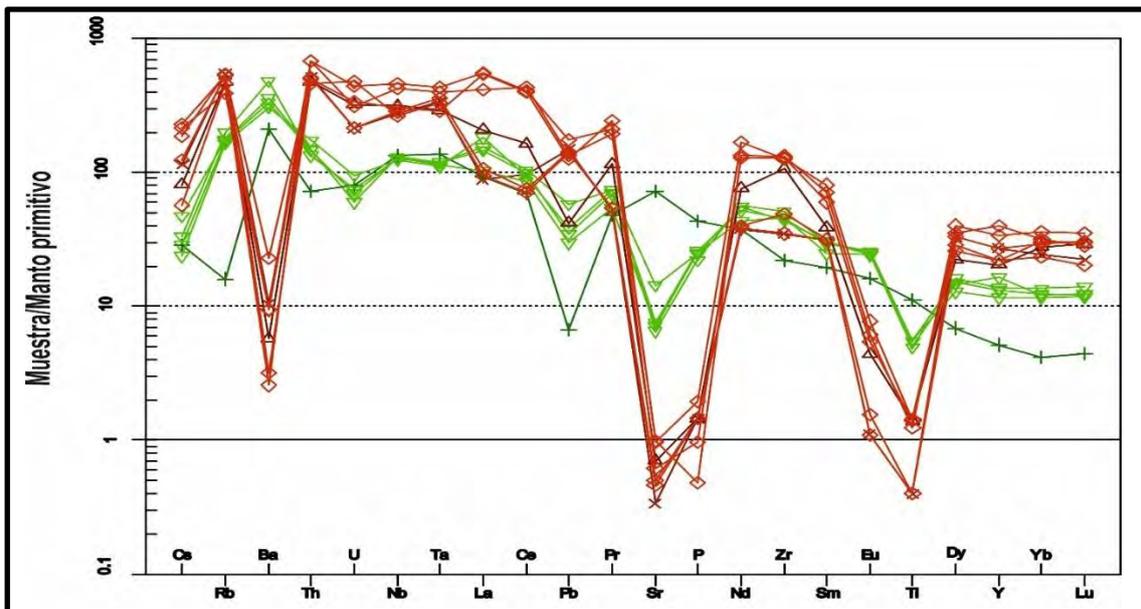


Figura 36 – Diagrama multielementos normalizado según McDonough and Sun (1995). Referencias: basaltos (∇), Traquitas (△), Dique Riolítico (×), Brecha (△) y Dique Máfico (+).

Un primer comportamiento está dado por las muestras correspondientes a las traquitas (\diamond), dique riolítico (\times) y brecha (\triangle), las cuales presentan un enriquecimiento aproximado de entre 20 y 700 veces el manto primitivo según los diferentes elementos representados. Se observa un importante empobrecimiento en Ba, Sr, P, Eu y Ti, y un leve enriquecimiento de Rb y Th (Figura 37). Las anomalías negativas de Ba y Sr, serían consistentes con el fraccionamiento de plagioclasas como ya se vio también en la Figura 34 y coherente con la mineralogía presente en las rocas, donde predomina el feldespato potásico (sanidina) en relación a las plagioclasas. Los valores de enriquecimiento en algunos elementos incompatibles y móviles como el Rb, como la presencia de importantes anomalías negativas de Nb, Sr, Ba, Ti y Eu se constituyen en indicadores de afinidad cortical, por lo que podrían sumarse al fraccionamiento magmático procesos de contaminación cortical durante el ascenso y la cristalización magmática.

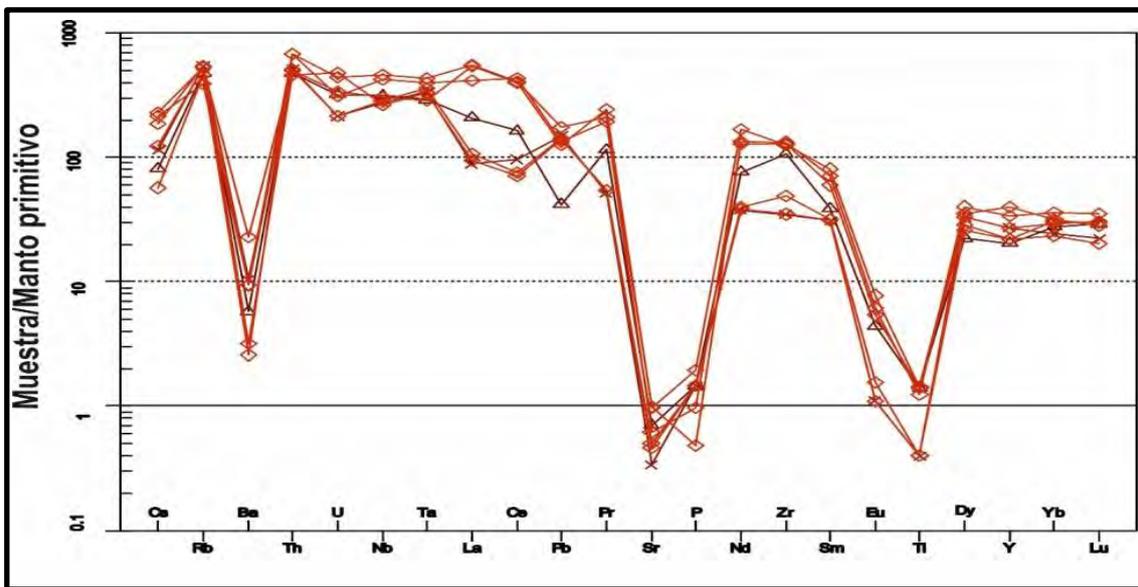


Figura 37 – Diagrama multielementos normalizado según McDonough & Sun (1995), con rocas intermedias a rocas ácidas de la Formación Arequita.
Referencias: Traquitas (\diamond), Dique Riolítico (\times), Brecha (\triangle).

El segundo comportamiento está dado por las muestras correspondientes a los basaltos (∇), presentando un enriquecimiento aproximado de 10 a 200 veces el manto primitivo (Figura 38). Presentan anomalías negativas de U, Sr y Ti y anomalías positivas de Ba, indicando escaso fraccionamiento y/o contaminación cortical. La anomalía positiva importante de Ba puede indicar además una fuente pobre en K, lo cual se evidencia en la ausencia de feldespatos potásicos en las rocas.

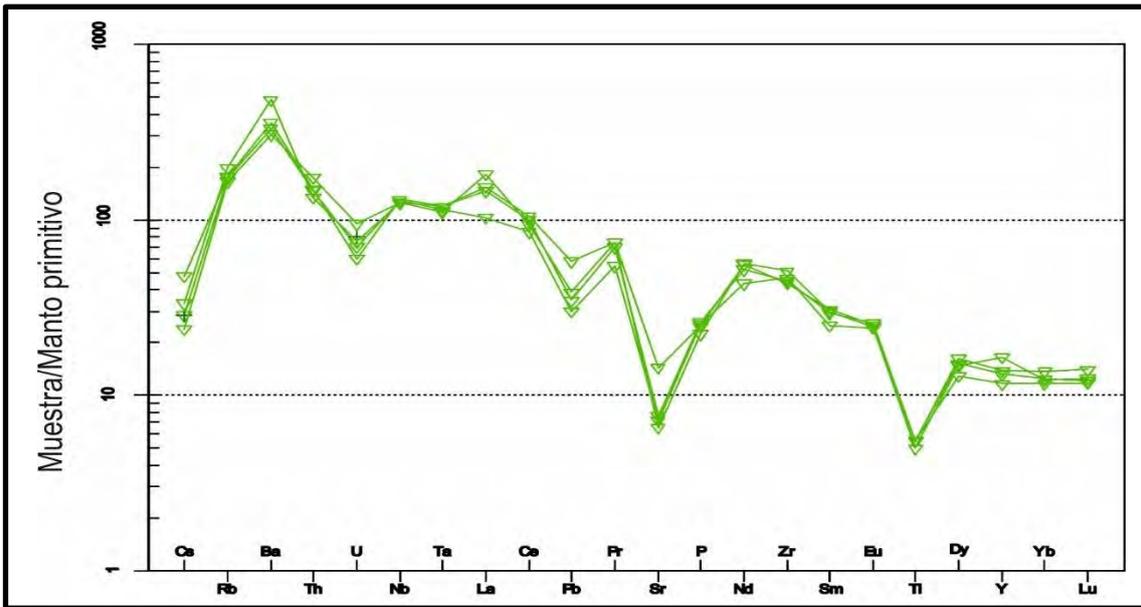


Figura 38 – Diagrama multi-elementos normalizado según McDonough & Sun (1995), para los basaltos de la Formación Puerto Gómez. Referencias: basaltos (▽).

Un tercer comportamiento esta dado a la muestra correspondiente a al dique máfico (+) el cual presenta un enriquecimiento aproximado de 4 a 200 veces el manto primitivo. Se observa un marcado empobrecimiento en el elemento Pb acorde con su carácter moderadamente incompatible y un leve enriquecimiento en Ba. El diagrama muestra una clara tendencia al empobrecimiento en los elementos que van del P al Lu.

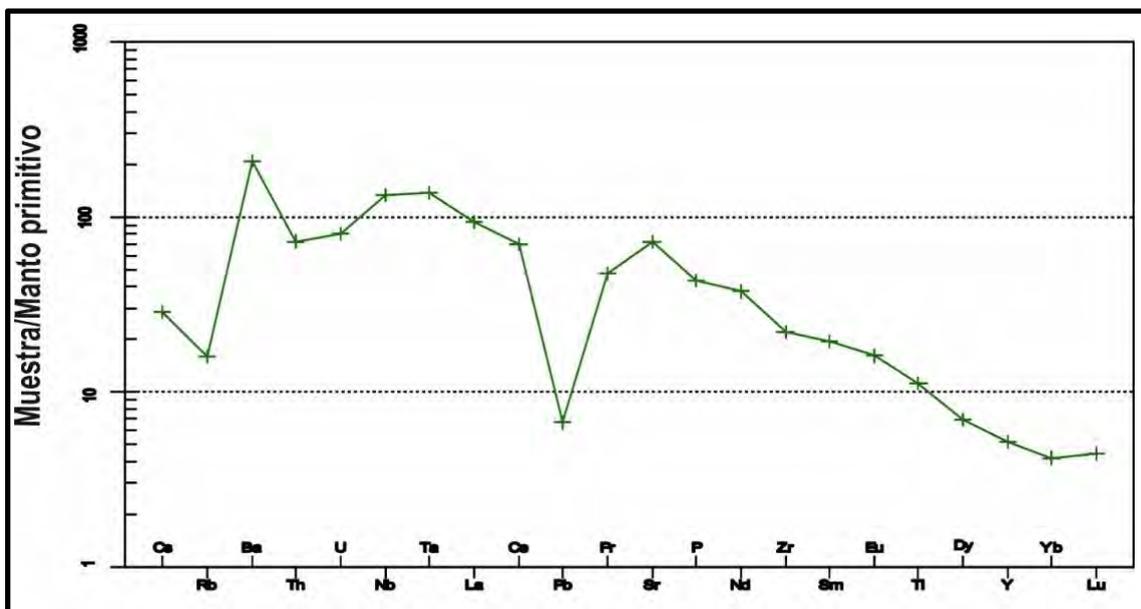


Figura 39 – Diagrama multielementos normalizado según McDonough & Sun (1995), para el dique máfico. Referencias: Dique Máfico (+).

5.5 Diagramas de ambientes tectónicos

Este tipo de diagramas nos permite discriminar, en función de las características químicas de las rocas, los posibles contextos o ambientes tectónicos de los cuales surge el magma parental. Para este trabajo se utilizaron los diagramas de Schandl y Gorton (2002). El diagrama se basa en la combinación de cuatro elementos trazas como son el Ta, Yb, Th, Hf.

Todas las muestras analizadas se pueden clasificar como de ambiente volcánico intraplaca (Figura 40).

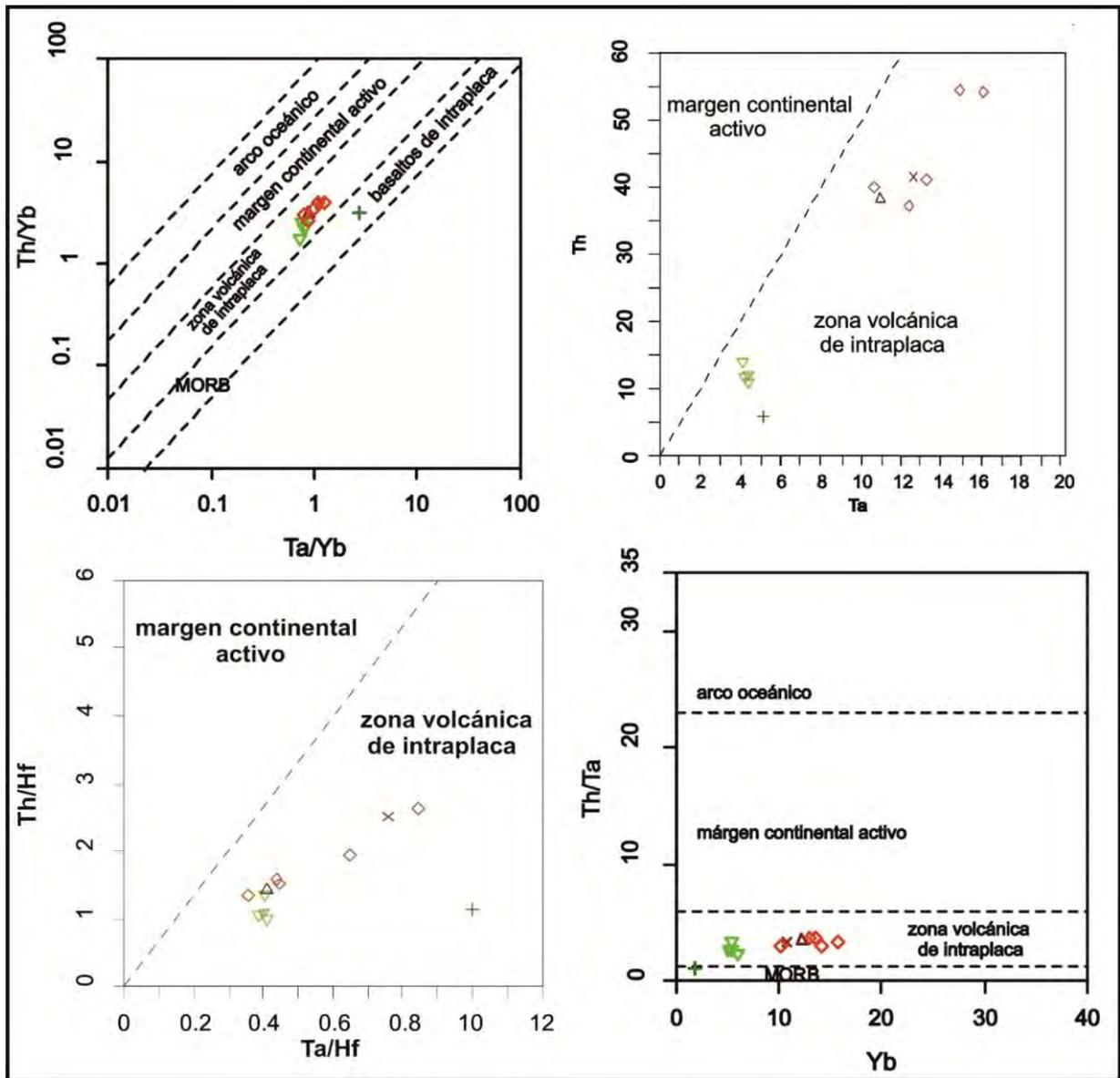


Figura 40 - Diagrama discriminante de ambiente geotectónico de Schandl y Gorton (2002). Referencias: basaltos (∇), las Traquitas (\diamond), Dique Riolfítico (\times), Brecha (\triangle) y Dique Máfico ($+$).

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Mediante la identificación e interpretación de las texturas volcánicas a diferentes escalas, como ser macro y microscópicas, podemos clasificar a los depósitos volcánicos estudiados en el área del cerro Marmarajá según dos categorías: coherentes y volcanoclásticos (Mc Phie *et. al.*, 1993). Como resultado del mapeo faciológico realizado, se pudo identificar cinco facies volcánicas; de las cuales cuatro corresponden a facies coherentes y una solamente a facies volcanoclásticas.

La caracterización de estas texturas permite inferir los procesos magmáticos asociados a la génesis de las rocas volcánicas y sus mecanismos de emplazamiento.

Litoestratigráficamente podemos decir que una de las facies volcánicas coherentes, de composición básica es asignada, de acuerdo a sus características texturales y a los antecedentes presentes en la región, a la Formación Puerto Gómez; mientras que el resto de las facies coherentes, de composición intermedia a ácida y la facies volcanoclástica asociada a éstas son asignadas a la Formación Arequita. Todas las facies que fueron identificadas en ambas zonas de estudio tienen una expresión superficial mapeable a la escala de trabajo.

Facies	Unidad Litoestratigráfica
Basaltos vacuolares	Fm. Puerto Gómez
Riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos	Fm. Arequita
Diques riolíticos porfíricos	Fm. Arequita
Traquitas porfíricas con fenocristales de feldespato	Fm. Arequita
Brechas volcánicas líticas masivas	Fm. Arequita

Para un mejor detalle del mapeo faciológico el trabajo abarcó dos zonas de estudio:

- Zona 1 (Mapa geológico Anexo I): corresponde al cerro Marmarajá y su entorno inmediato,
- Zona 2 (Mapa geológico Anexo II): corresponde a los altos topográficos más cercanos a la Ruta Nacional N°8.

De acuerdo a las diferentes características texturales que presentan estas facies podemos interpretar algunos aspectos de los procesos físicos que involucra en el origen de ellas.

Los basaltos vacuolares presentes en ambas zonas de estudio constituyen derrames superficiales de composición básica de origen efusivo, representando la topografía más baja del área con formación de suelos y constituyen el relleno inicial de las fosas tectónicas del sector intermedio del SaLAM así como de las cuencas Laguna Merín y Santa Lucía (Rossello *et al.* 2000; Muzio, 2003).

Las traquitas porfíricas (presentes solo en la zona 1) y riolitas porfíricas (zona 1 y zona 2), constituyen derrames superficiales intermedios a ácidos también correspondientes a episodios volcánicos efusivos, cuyo centro eruptivo puede encontrarse más cercano de la zona aflorante debido a la alta viscosidad que presentan estas lavas, permitiéndole recorrer distancias mucho menores. Constituyen la topografía más elevada de la zona de trabajo representada por el cerro Marmarajá y relieves menores cercanos, presentes en la zona 2.

Resulta importante mencionar que ninguna de las facies volcánicas que fueron mapeadas y analizadas en la zona de estudio presentan evidencias petrográficas/texturales que indiquen haber sido afectadas por procesos de metamorfismo o deformación posteriores a su cristalización.

A pesar de las dificultades para distinguir lavas muy viscosas (como las riolíticas) de flujos piroclásticos muy soldados, en este trabajo se considera que las facies volcánicas coherentes de composición riolítica con fenocristales de feldespatos alcalinos y cuarzo corresponden a derrames de lavas (a pesar de sus relaciones de contacto con material volcanoclástico en la Zona 2), de acuerdo a los siguientes criterios:

- 1- **Petrográficos:** presentan textura porfírica, con fenocristales automorfos de feldespato alcalino y cuarzo, ausencia de pómez, cristaloclastos y shards.
- 2- **Estratigrafía de las unidades volcánicas:** presencia de zonas masivas y brechas (del tipo autoclásticas); las que son típicas de facies coherentes efusivas.
- 3- **Temperatura de emplazamiento:** según estudios realizados por Kirstein *et al.* (2000), la temperatura de emplazamiento de las rocas volcánicas ácidas del sureste del Uruguay, particularmente en la región de Lavalleja, se encuentra en el entorno de 800° a 900°C la que, según estos autores, sería inferior a la requerida para borrar una textura piroclástica original.

Como fuera mencionado antes, en las zonas asociadas a los bajos topográficos se identificaron los depósitos volcánicos correspondientes a la Formación Puerto Gómez (Bossi, 1966). De los análisis químicos realizados a muestras de rocas tomadas en esta zona se desprende que esta unidad está conformada por lavas básicas/intermedias de composición traquiandesítica.

Según Gómez Rifas & Masquelín (1996), quienes estudiaron basaltos de la zona conocida como "Valle Fuentes" según Bossi (1966), estos autores proponen denominar como "Serie Marmarajá" al conjunto de unidades volcánicas compuestas por basaltos olivínicos, traquiandesitas y

basaltos picríticos de tendencia alcalina y ambiente continental a transicional. En los diagramas químicos utilizados en este trabajo las muestras correspondientes a los basaltos coinciden con ambientes tectónicos de tipo intraplaca y su naturaleza química cae en casi todos los diagramas de subalcalina a alcalina. Sin embargo, no se han encontrado en ambas zonas estudiadas muestras basálticas representativas de términos picríticos o muy olivínicos.

La muestra basáltica más “primitiva” presente en los diagramas se ubica fuera de las zonas de trabajo (ver mapa de puntos). Este dique basáltico es de muy similares características al descrito por Gómez Rifas & Masquelin (1996) para el Valle del Marmarajá. Sobre esta muestra fueron realizados análisis geoquímicos y lámina delgada. Según los datos geoquímicos la roca puede ser clasificada como basalto – traquibasalto.

Pese a tratarse de traquiandesitas a partir de su clasificación química, estas muestras no presentan relación de parentesco aparente con las traquitas del cerro Marmarajá a través de procesos de fraccionamiento. Esto puede deberse al bajo número de muestras analizadas (que impide definir mejores tendencias evolutivas) o, como se considera *a priori* en función de los datos disponibles en este trabajo, se trata de dos episodios efusivos diferentes.

La presencia de feldespatos alcalinos y cuarzo en las riolitas porfiríticas (tanto como fenocristales en las rocas porfiríticas como a nivel de matriz) permite diferenciar a estas lavas de aquellas correspondientes al magmatismo ácido de la Provincia Paraná (Sur y Sureste del Brasil). Las riolitas alto-Ti tipo Chapecó son ricas en plagioclasa (hasta 25 % fenocristales), mientras que las riolitas bajo-Ti tipo Palmas son escasamente porfiríticas (<10% de fenocristales), con una mineralogía compuesta por plagioclasa, piroxeno y óxidos de hierro, principalmente titanio - magnetita y más raramente ilmenita (Bellieni *et al.*, 1986; Milner *et al.*, 1992).

Ambos grupos carecen de feldespato alcalino y cuarzo, que son los principales componentes de las rocas volcánicas félsicas mesozoicas presentes en Uruguay (Kirsten *et al.*, 2000). Las características químicas presentes en las traquitas y riolitas de la zona 1 (cerro Marmarajá), presentan subalcalina a alcalina, concordando con varios estudios geoquímicos precedentes realizados en la Formación Arequita (Muzio & Sánchez Bettucci, 1998; Kirstein *et al.*, 2000; Lustrino *et al.*, 2005, entre otros). El contexto tectónico también está representado por un ambiente intraplaca, en el cual estaría presente un episodio explosivo representado por las brechas volcánicas líticas masivas (facies volcanoclástica), previo al episodio efusivo representado por los derrames riolíticos porfiríticos.

Los diques riolíticos presentes en ambas zonas de estudio muestran una textura porfirítica con fenocristales de feldespatos y cuarzo. Estos presentan truncamientos y

dislocaciones (Capítulo 4, Figura 17), como consecuencia del control estructural del área (fracturas N30°E y N20°O). Los diques se encuentran estratigráficamente recortando todas las litologías presentes en ambas zonas de estudio. Unos diques de similares características son descritos por Gómez Rifas & Masquelín (1996), como diques de composición traquítica o riolítica.

La facies volcanoclástica (brechas volcánicas líticas masivas) que se encuentra presente en la zona 2 de trabajo, presenta características texturales que indican su origen explosivo de acuerdo a los siguientes criterios:

- 1- **Elementos constituyentes:** presentan fragmentos piroclásticos juveniles (cristales, fragmentos de cristales y fragmentos líticos riolíticos).
- 2- **Características litofaciológicas:** se presentan como depósitos masivos y pobremente seleccionados (esto es indicador de una depositación rápida a partir de procesos de transporte por flujos de masa).
- 3- **Texturalmente:** Están constituídas por depósitos piroclásticos con un tamaño de grano bloque (>250mm) y lapilli (2-64mm), con una matriz de tamaño de grano lapilli (2-64mm) y ceniza (<2mm), con escasas modificaciones texturales como consecuencia del transporte. Dentro de los diferentes depósitos generados por coladas piroclásticas se corresponden genéticamente con depósitos ignibriticos (Fisher & Schmincke, 1984).

Este depósito volcanoclástico (brechas volcánicas líticas masivas), de colada piroclástica nos permite caracterizar en la zona de estudio un mecanismo de erupción explosivo. En esta etapa de trabajo no fue posible identificar los eventuales conductos explosivos en el campo, pero por tratarse de depósitos groseros de acuerdo al tamaño de los clastos los mismos deberían estar próximos a la zona de los depósitos. Rossello *et al.* (2000), también describen en otras zonas del sector intermedio del SALAM la presencia de brechas asociadas a riolitas porfíricas, de acuerdo a direcciones preferenciales NE, al igual a como se observan en la zona 2 de este estudio.

Los resultados geoquímicos de las muestras correspondientes a la Formación Arequita (riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos, traquitas porfíricas con fenocristales de feldespato y diques riolíticos porfíricos, incluyendo también a la facies volcanoclástica de brechas volcánicas líticas masivas), concuerdan con los valores de la denominada Serie Aiguá, geoquímicamente descrita por Kirstein *et al.* (2000; 2001), ya que las relaciones Ti/Zr se encuentran entre 1.56 y 2.49, la relación Nb/Y esta entre 1.01 y 2.37, la relación entre Zr/Nb se ubica entre 1.96 y 6.56, el Zr entre 366.7 y 1393 y el Nb entre 183 y 302. Estas características geoquímicas, además se corresponderían con valores/tendencias de magmas peralcalinos (Collins *et al.*, 1982), como puede también observarse a través de los diagramas de fraccionamiento de tierras raras con fuertes anomalías negativas de Eu y en los diagramas de

afinidad geoquímica con tendencias evolutivas transicionando entre las series alcalinas y subalcalinas. Por otro lado, las anomalías negativas en Sr, Ti y P de estas muestras presentes en los *spidergrams* estarían indicando también procesos de contaminación cortical.

Los datos estructurales relevados en campo y mediante la fotolectura de las fotos áreas de la zona de trabajo permitieron obtener datos de las principales direcciones presentes en el área. Las rosas de los vientos realizadas a partir de los datos procesados arrojaron como dirección principal NO y en segundo orden NE. Según Rossello *et al.* (2000; 2007), la dirección principal de las fallas que afectan al área en el sector intermedio del SaLAM (zona de Arequita), es N70° con componente dextral, conjugada con fallas normales de rumbo N130° - 140°, siendo estas direcciones coincidentes con la mayoría de las medidas relevadas en las fracturas en la zona de trabajo.

Estratigráficamente como observación preliminar, se puede constatar en campo que las facies volcánicas ácidas se apoyan en forma discordante sobre las volcánicas básicas como se puede ver en los puntos de campo 3, 15, 14, (Ver Anexo III - Mapa de puntos de campo).

Analizando las relaciones estratigráficas en las zonas de trabajo, se observa que en la **Zona 1** las riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos se encuentran en contacto gradual sobre las traquitas porfíricas con fenocristales de feldespato y éstas a su vez están sobre los basaltos vacuolares de la Formación Puerto Gómez. En este último caso no fueron observados los contactos en forma directa por los escasos afloramientos basálticos y presencia de suelos. Todas las litologías anteriormente mencionadas son recortadas por diques riolíticos porfíricos. En cambio, en la **Zona 2** se observan relaciones de contacto entre las riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos apoyadas y las brechas volcánicas líticas masivas y estas a su vez cubren a los basaltos vacuolares de la Formación Puerto Gómez. También todas estas litologías son recortadas por diques riolíticos porfíricos.

Agrupando ambas zonas de estudio la columna estratigráfica propuesta de base a tope comprendiendo ambas zonas de trabajo sería:

- Basaltos de la Formación Puerto Gómez.
 - Brechas volcánicas líticas masivas.
 - Traquitas porfíricas con fenocristales de feldespato.
 - Riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos.
 - Diques riolíticos porfíricos.
- 

Formación Arequita

Esta propuesta tentativa daría como resultado dos episodios volcánicos de tipo efusivo intercalados por un episodio volcánico explosivo, siendo el primero de ellos (efusivo) correspondiente a la Formación Puerto Gómez y los 2 últimos (explosivo + efusivo) correspondientes a la Formación Arequita.

Síntesis de las conclusiones:

- Como resultado del mapeo faciológico realizado, se pudo identificar cinco facies volcánicas; de las cuales 4 corresponden a facies coherentes y una solamente a facies volcanoclásticas.
- La facies coherente, de composición básica es asignada, de acuerdo a sus características texturales y a los antecedentes presentes en la región, a la Formación Puerto Gómez.
- Las facies coherentes, de composición intermedia a ácida y la facies volcanoclástica asociada a éstas son asignadas a la Formación Arequita.
- Los resultados geoquímicos de las muestras correspondientes a la Formación Arequita concuerdan con los valores de la denominada Serie Aiguá, geoquímicamente descrita por Kirstein *et al.* (2000; 2001), indicando afinidad subalcalina a alcalina.
- Los datos estructurales relevados en campo y mediante la fotolectura de las fotos áreas de la zona de trabajo son coincidentes con la dirección del SALAM (Rossello *et al.*, 2000) y otra dirección N-O, que corresponde a la conjugada del lineamiento principal.
- Esta propuesta tentativa daría como resultado dos episodios volcánicos de tipo efusivo intercalados por un episodio volcánico explosivo, siendo el primero de ellos (efusivo) correspondiente a la Formación Puerto Gómez y los 2 últimos (explosivo + efusivo) correspondientes a la Formación Arequita.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L., Melfi, A., Nardy, A., Papatrechas, C., Piccirillo, E., Roisemberg, A., Stolfa, D., 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana plateau (Brazil): mineralogical and petrochemical aspects. *J. Petrology* 27: 915 – 914.
- Bossi, J., 1966. Geología del Uruguay, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Colección Ciencias N°2, Montevideo, 460 p.
- Bossi, J. & Ferrando L., 1963. Evidencia de diferenciación magmática hacia el final del Gondwana uruguayo. *Boletim da Universidade de Paraná, Geología* N° 9, pp 1-20.
- Bossi, J. & Ferrando, L., 2001. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000; versión digital 2.0 en CD-ROM, Geoeditores S.R.L., Montevideo.
- Bossi, J. & Navarro, R. 1991. Geología del Uruguay, Vol I. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 580 p.
- Bossi, J. & Schipilov, A., 1998. Rocas Ígneas Básicas del Uruguay, Vol I, Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Montevideo, 245 p.
- Bossi, J. & Schipilov, A., 2007. Rocas ígneas básicas del Uruguay, Facultad de Agronomía Universidad de la República, Montevideo, 364 p.
- Bossi, J. & Umpierre, M., 1975. Magmatismo Mesozoico del Uruguay y Río Grande del Sur; sus recursos minerales asociados y potenciales, in: *II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, pp. 119-142
- Bossi, J., Ferrando, L., Fernandez, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I., Montaña, J., 1975. Carta Geológica del Uruguay (1/1.000.000). Dirección de Suelos y Fertilizantes, Ministerio de Agricultura y Pesca, Montevideo, 25 p.
- Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N., 1993. Predevoniano del Uruguay, I: Terrebi Piedra Alta; Ed. DINAMIGE, Montevideo, Uruguay
- Boynton, W., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, H. (Eds.): *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Publ., p. 63-114.
- Cas, R. & Wright, J., 1987. *Volcanic successions, modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 1 - 528 pp.
- Cobbing, E., Pitcher, W., Taylor, W., 1977. Segments and superunits in the Coastal Batholith of Peru. *Journal of Geology of Chicago* 85: 625 – 631.
- Conti, B., 2008. Caracterización faciológica y estructural del magmatismo mesozoico en la región de Lascano. Trabajo Final de Licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias, Montevideo, 85p.
- 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.

- De Santa Ana H. de & Ucha N., 1994. Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins. Montevideo, ANCAP, 98p. (informe interno).
- Ernesto, M. & Pacca, I., 1988. Paleomagnetism of the Paraná Basin flood volcanics, southern Brazil. En: Piccirillo, E.M. y Melfi, A.J. (Eds.): The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects, p. 229-255. Universidad de Sao Paulo.
- Féraud, G., Bertrand, H., Martínez, M., Ures, C., Schipilov, A., Bossi, J., 1999. Ar/Ar age and geochemistry of the southern extension of Paraná traps in Uruguay. Actas II South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, pp. 57 – 59.
- Fisher, R. & Schmincke, H., 1984. Pyroclastic rocks. Ed. Springer Verlag, Berlin, 472 p.
- Gentil, C. & Rimoldi, H., 1980. Mesopotamia. Academia Nacional de Ciencias, 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, V1, pp 185-223.
- Gómez Rifas, C. & Masquelin, H., 1996. Petrología y geoquímica de las rocas volcánicas cretácicas del Uruguay. Actas XIII Congreso de Geología Argentina, Buenos Aires, Vol. III, pp. 635 – 652.
- Goso, H., 1965. El Cenozoico en el Uruguay, Ed. Mimeogr. Inst. Geol. Del Uruguay. M.I.E., Geología del Uruguay.
- Goso, H., 1972. El Cuaternario Uruguayo, Ed. Mimeografiada, Instituto Geológico del Uruguay.
- Janousek, V., Farrow, C., Erban, V., 2000. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6): 1255-1259.
- Kirstein, L., Peate, D., Hawkesworth, C., Turner, S., Harris, C., Mantovani, M., 2000. Early Cretaceous basaltic and rhyolitic magmatism in southern Uruguay associated with the opening of the South Atlantic. *J. Petrology* 41, pp. 1413 – 1438.
- Kirstein, L., Hawkesworth, C., Garland, F., 2001. Felsic lavas or rheomorphic ignimbrites: is there a chemical distinction? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142 (3): pp. 309 – 322.
- 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.
- Leinz, V., Bartorelli, A., Isotta, C., 1968. Contribuição ao estudo do magmatismo basáltico Mesozóico da bacia do Paraná. *Anales Academia Brasileira das Ciências*, 40: 167-181.
- Llambías, E., 2008. Geología de los cuerpos ígneos. *Asoc. Geol. Arg. – Serie B – Didáctica y Complementaria* Nº 29. Inst. Sup. De Correlación Geológica – Serie Correlación Geológica Nº 15, 222 p.
- López M., 1971. *Manual de Fotogeología*, 119 p.
- Lustrino, M., Gomes, C., Melluso, L., Muzio, R., Ruberti, E., Tassinari, C., 2003. Early Cretaceous magmatic activity in southeast Uruguay: trace element and Sr – Nd isotopic

- constraints. Short Papers, IV South American Symposium on Isotope Geology, Vol. II, Salvador, Brazil, pp. 596 – 597.
- Lustrino, M., Melluso, L., Brotzu, P., Gomes, C.B., Morbidelli, L., Muzio, R., Ruberti, E. and Tassinari, C., 2005. Petrogenesis of the early Cretaceous Valle Chico igneous complex (SE Uruguay): Relationships with Paraná-Etendeka magmatism. *Lithos* 82, 407-434.
- Lustrino, M., Marrazzo, M., Melluso, L.; Tassinari, C.C.; Brotzu, P.; Gomes, C.B.; Morbidelli, L. & Ruberti, E., 2010. Petrogenesis of Early Cretaceous silicic volcanism in SE Uruguay: The role of mantle and crustal sources. *Geochemical Journal*, Vol. 44, pp. 1 – 22.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223 – 253.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., (1993). Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures of volcanic rocks. Centre for Ore deposit and exploration studies. University of Tasmania, Australia, 198 p.
- Melfi, A., Piccirillo, E., Nardy, A., 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (EDS): The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin, petrogenetic and geophysical aspects. EDUSP, IAG, Brasil, pp. 1 – 14.
- Morales, E., 2006. Caracterización faciológica de los depósitos volcánicos mesozoicos asociados a la Formación Arequita (Ki), Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Montevideo, 64 p.
- Muzio, R., 2000. Evolução petrológica e geocronologia do Maciço Alcalino Valle Chico (Ki), Uruguai. Tese de Doutorado, IGCE, UNESP – Rio Claro, SP, 171 p.
- Muzio, R., 2003. El magmatismo mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales. In: VEROSLAVSKY, G.; UBILLA, M., MARTÍNEZ, S. (EDS.): Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico. DIRAC – Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 75 – 100.
- Muzio, R. & Sánchez, L., 1998. Caracterización de la secuencia volcánico - sedimentaria Juro-Cretácica en la región de Minas (Lavalleja, Uruguay). *Anais XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, p. 96.
- Muzio R., Conti, B., Scaglia, F., Morales, E., 2008. Las calderas de Lascano - Sierra de los Ajos, Cuenca Laguna Merín (SE - Uruguay). *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, v.15: pp. 54 – 62.
- Muzio, R., Morales, E., Veroslavsky, G., Conti, B., 2009. The Arequita Formation (Lower Cretaceous): Petrographic features of the volcanic facies in the Laguna Merín Basin, East Uruguay. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, Vol. 16, 1: 19-28.
- Muzio, R., Veroslavsky, G., Morales, E., 2004. Geología de la Sierra de San Miguel, departamento de Rocha (Uruguay). *Actas IV Congreso Uruguayo de Geología*, versión CD-ROM, Montevideo.
- Peate D., 1997. The Paraná - Etendeka Province. American Geophysical Union, Large igneous provinces, Continental, oceanic and planetary flood volcanism - Monograph, volume 100. pp. 217-245.

- 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
- Renne, P., Ernesto, M., Pacca, I., Nardy, A., Coe, R., Glen, J., Prevôt, M., Perrin, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Sciences* 258, p. 975-979.
- Rossello, E., De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., 1999. El lineamiento Santa Lucía – Aiguá – Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo Mesozoico abortado durante la apertura Atlántica? 5 Simposio sobre o Cretáceo do Brasil – 1 Simposio sobre el Cretácico de America del Sur, Actas 1: 443 – 448.
- Rossello, E., De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., 2000. El lineamiento Santa Lucía – Aiguá – Merín (Uruguay): un corredor extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociencias* 30 (4): pp. 749 – 756.
- Rossello, E., Veroslavsky, G., Masquelin, H., De Santa Ana, H., 2007. El corredor tectónico jurocretácico Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): evidencias cinemáticas transcurrentes dextrales y controles estructurales preexistentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (1): pp. 1 – 13.
- Schandl, E. y Gorton M. (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, v. 97, pp. 629-642.
- Serra, N., 1944. Memoria explicativa del mapa geológico del Uruguay, Depto. de Treinta y Tres, a escala 1/250.000. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay* 31, Montevideo, 1 – 43 pp.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein; L., Mantovani, M., 1996. 40 39 3-D Ar/ Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters* 143: pp. 95 – 109.
- Turner, S., Peate, D., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1999. Magmatism and 40 39 continental break-up in the South Atlantic: high precision Ar/ Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121: pp. 333 – 348.
- Veroslavsky, G., 1999. Geología da Bacia de Santa Lucia – Uruguai. Tese de Doutorado, IGCE – Unesp, Rio Claro, 1 – 151 pp. Veroslavsky, G.; De Santa Ana, H.; Rossello, E. 2003. Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay. El lineamiento Santa Lucía – Aiguá – Merín. In: VEROSLAVSKY, G.; UBILLA, M. & MARTÍNEZ, S. (EDS.): Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico. DIRAC – Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 115 – 140
- Veroslavsky G., De Santa Ana H., Rossello E., 2003. Depósitos del Jurásico y Cretácico temprano de la región meridional de Uruguay. El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín. Facultad de Ciencias, Departamento de Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales – Mesozoico, 115.140 pp.
- Veroslavsky, G., De Santa Ana, H., Rossello, E., 2004. Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay - El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín. En:

Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martinez, S. (Eds.): Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales, Mesozoico, p.115-140. División Relaciones y Actividades Culturales de Facultad de Ciencias, Montevideo.

Vieira, N., 1985. Petrología e geoquímica do vulcanismo mesozóico de Jaguarão, RS. Dissertação de Mestrado, IG – UFRGS, Porto Alegre, 165 p.

Wilson, M., 1996. Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach. Springer Ed., 457 pp.

Tabla 3 - Puntos de Campo

Nombre	UTMx	UTMy	Analisis	Lámina delgada
1	686152	6205520	no	si
2	686294	6205567	si	si
3	686296	6205569	no	si
4	686825	6208221	si	si
5	686344	6206381	si	si
6	687143	6208002	no	si
7	687188	6208579	si	si
8	687122	6208580	si	si
9	687034	6208634	no	si
10	687288	6208180	si	si
11	684820	6206738	si	si
12	686863	6208180	si	si
13	686914	6208183	si	si
14	686826	6208221	si	si
15	686806	6208251	si	si
16	686857	6208274	si	si
17	686985	6208082	si	si
18	687324	6208856	no	no
19	687281	6208898	no	no
20	687225	6208907	no	no
21	687152	6208900	no	si
22	687123	6208906	no	no
23	687094	6208940	no	si
24	687057	6208931	no	no
25	687048	6208931	no	no
26	686968	6208965	no	no
27	686885	6209041	no	no
28	686818	6209097	no	si
29	686789	6209167	no	no
30	686745	6209199	no	no
31	686699	6209209	no	no
32	686674	6209271	no	no
33	686711	6209311	no	no
34	686783	6209342	no	no
35	686811	6209289	no	no
36	686828	6209290	no	no
37	686854	6209276	no	no
38	686923	6209223	no	no
39	686968	6209200	no	no

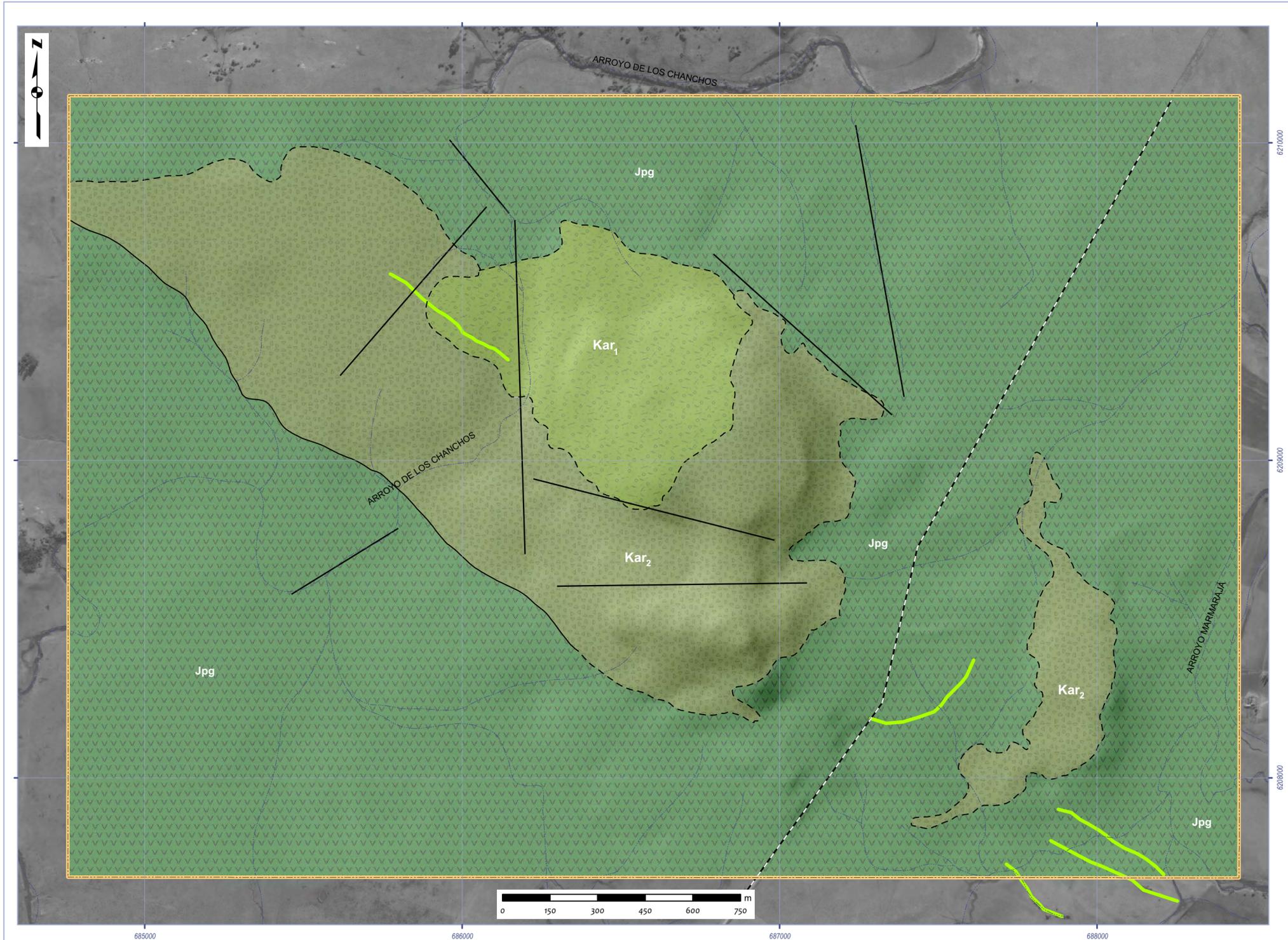
40	686986	6209197	no	no
41	687081	6209212	no	no
42	687130	6209210	no	no
43	687204	6209157	no	no
44	687305	6209132	no	no
45	687343	6209107	no	si
46	687385	6209050	no	no
47	687539	6208920	no	no
48	687474	6208809	no	no
49	687490	6208497	no	no
50	687615	6208516	no	no
51	687791	6208439	no	no
52	687824	6208420	no	no
53	687846	6208425	no	no
54	687894	6208398	no	no
55	687982	6208273	no	no
56	687985	6208274	no	no
57	688016	6208244	no	no
58	688019	6208228	no	no
59	688024	6208181	no	no
60	687987	6208125	no	no
61	687914	6208073	no	no
62	687863	6208057	no	no
63	687772	6208039	no	no
64	687716	6207998	no	no
65	687662	6208009	no	no
66	687581	6208037	no	no
67	687541	6208053	no	no
68	687295	6208181	no	no
69	687295	6208510	no	no
70	687254	6208676	no	no
71	687255	6208660	no	no
72	687259	6208716	no	no
73	687261	6208720	no	no
74	687176	6208707	no	no
75	687132	6208661	no	no
76	687120	6208650	no	no

77	687102	6208659	no	no
78	687076	6208659	no	no
79	686992	6208549	no	no
80	686887	6208446	no	no
81	686845	6208558	no	no
82	686834	6208719	no	no
83	686843	6208794	no	si
84	686841	6208870	no	no
85	686798	6208932	no	no
86	686795	6208941	no	no
87	686809	6208946	no	no
88	686746	6208961	no	no
89	686746	6208984	no	no
90	686796	6209022	no	no
91	686831	6209039	no	no
92	686859	6209087	no	si
93	686802	6209087	no	no
94	686808	6209134	no	no
95	686790	6209243	no	no
96	686866	6209255	no	no
97	686980	6209224	no	no
98	686980	6209224	no	no
99	686973	6209185	no	no
100	687033	6209121	no	no
101	687225	6209031	no	no
102	687286	6208992	no	no
103	686221	6205743	no	no
104	686310	6205616	no	no
105	686347	6205570	no	no
106	686340	6205715	no	no
107	686506	6205701	no	si
108	686557	6205605	no	no
109	686552	6205597	no	no
110	686697	6205657	no	no

111	686693	6205667	no	no
112	686685	6205731	no	no
113	686767	6205777	no	no
114	686673	6205842	no	no
115	686678	6205882	no	no
116	686718	6205920	no	no
117	686765	6206027	no	no
118	686835	6206027	no	no
119	686739	6206073	no	no
120	686670	6206201	no	no
121	686592	6206106	no	no
122	686631	6205994	no	no
123	686620	6205873	no	no
124	686603	6205851	no	no
125	686524	6205837	no	no
126	686454	6205798	no	no
127	686338	6205823	no	no
128	686243	6205833	no	no
129	687406	6208191	no	no
130	687506	6208140	no	no
131	687588	6208042	no	si
132	687619	6208000	no	no
133	687671	6207966	no	no
134	687898	6207912	no	no
135	687927	6207880	no	no
136	687972	6207861	no	no
137	688016	6207909	no	no
138	688024	6207835	no	no
139	688061	6207983	no	no
140	688193	6208107	no	no
141	688223	6208156	no	no
142	688154	6208331	no	no
143	688030	6208469	no	no
144	687899	6208426	no	no
145	687595	6208416	no	no
146	687486	6208282	no	no

147	686152	6205520	no	no
148	685452	6209704	no	no
149	685510	6209679	no	no
150	685683	6209546	no	no
151	685814	6209457	no	no
152	685870	6209437	no	no
153	685977	6209436	no	no
154	686057	6209458	no	no
155	686161	6209587	no	no
156	686118	6209373	no	no
157	686109	6209304	no	no
158	686116	6209270	no	no
159	687598	6208047	no	si
160	687915	6207987	no	no
161	687935	6208062	no	no
162	687089	6205174	no	no

Anexo 1 - Carta Geológica del Cerro Marmarajá Zona 1 Escala 1:10.000



Referencias

-  Zona de Trabajo
-  Ruta Nacional N° 8
-  Caminería Departamental
-  Contacto
-  Contacto Inferido
-  Fracturas

Formación Arequita

-  Diques Riolíticos
-  Kar₁
-  Kar₂

Formación Puerto Gómez

-  Jpg

Jpg Basaltos
 Kar₁ Riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldspatos
 Kar₂ Traquitas porfíricas con fenocristales de feldspatos



Martin Gaye Dutra
 Trabajo Final Licenciatura en Geología
 Agosto 2016

Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 21S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984
 False Easting: 500.000,0000
 False Northing: 10.000.000,0000
 Central Meridian: -57,0000
 Scale Factor: 0,9996
 Latitude Of Origin: 0,0000
 Units: Meter



Anexo 2 - Carta Geológica del Cerro Marmarajá Zona 2 Escala 1:5.000



Referencias

- Zona de Trabajo
- Ruta Nacional N° 8
- Caminería Departamental
- Contacto
- Contacto Inferido
- Fracturas

Formación Arequita

- Diques Riolíticos
- Kar₃
- Kar₁
- Kar₂

Formación Puerto Gómez

- Jpg
- Jpg** Basaltos
Kar₁ Brechas volcánicas líticas masivas (Finas)
Kar₂ Brechas volcánicas líticas masivas (Gruesas)
Kar₃ Riolitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos

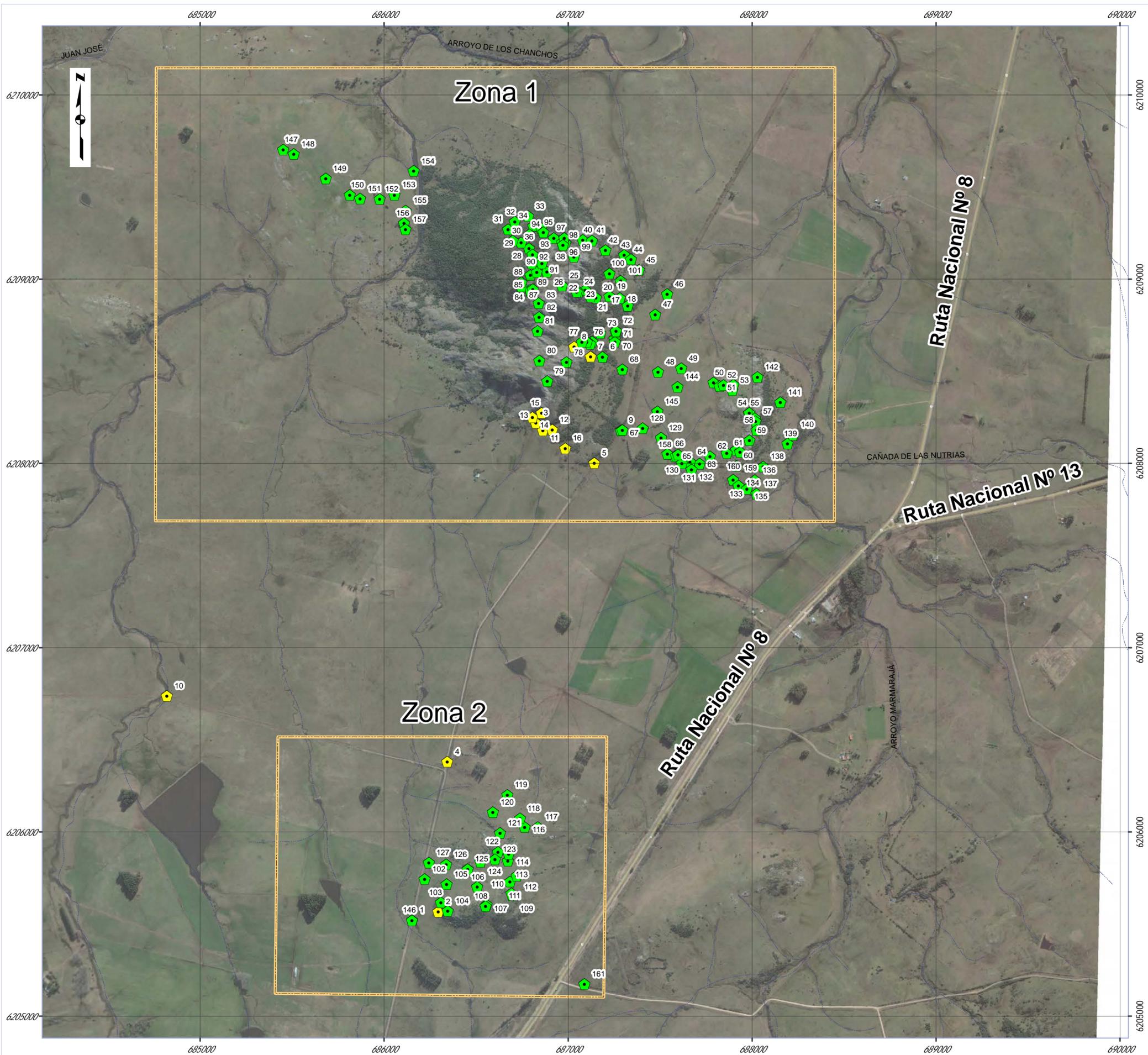


Martin Gaye Dutra
 Trabajo Final Licenciatura en Geología
Agosto 2016

Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 21S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984
 False Easting: 500.000,0000
 False Northing: 10.000.000,0000
 Central Meridian: -57,0000
 Scale Factor: 0,9996
 Latitude Of Origin: 0,0000
 Units: Meter



Anexo 3 - Mapa de puntos de campo de la Zona 1 y Zona 2 Escala 1:15.000



Referencias

Puntos de campo

- ◆ Puntos de campo con descripción
- ◆ Punto de campo con descripción y muestreo geoquímico

Zonas

- Zonas
- Cursos de Agua

Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 21S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984
 False Easting: 500.000,0000
 False Northing: 10.000.000,0000
 Central Meridian: -57,0000
 Scale Factor: 0,9996
 Latitude Of Origin: 0,0000
 Units: Meter

Martin Gaye Dutra
 Trabajo Final Licenciatura en Geología
 Agosto 2016

