



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
CIENCIAS

UDELAR | fcien.edu.uy

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

FACULTAD DE CIENCIAS

Trabajo Final para obtener el Título de Licenciado en Geología

**ESTUDIO PETROLÓGICO DE DIQUES LAMPRÓFIDOS EN EL SECTOR
SUR DEL TERRENO PIEDRA ALTA**



AUTOR: NATALIA MARTINO RIVERO

TUTOR: DRA. ROSSANA MUZIO SAUER

Montevideo, Uruguay

2017

DEDICATORIA:

A mi familia:

Virgi, Flor, Ceci, Mamá y Papá,

por ser el pilar fundamental en mi educación, tanto en conocimiento como en valores y

por creer siempre en mí.

Todo este trabajo ha sido posible gracias a ellos.

AGRADECIMIENTOS:

A mi tutora la Dra. Rossana Muzio, que sin saberlo me inspiró a elegir esta carrera, me mostró los lamprófidos por primera vez y siempre estuvo apoyándome en el desarrollo de este trabajo.

A mis amigos que nunca terminaron de entender que era lo que estaba estudiando pero siempre me dieron para adelante.

A los profesores de Facultad que continúan siendo apasionados por esta hermosa disciplina, contagiando su entusiasmo y ganas de saber.

A mis compañeros de clase con los cuales compartimos múltiples experiencias durante la carrera, y especialmente a todos los que siempre tuvieron esas palabras que sirvieron para crecer.

A Daniel Picchi, Alejandro Ramos y Natalia Porta, por su excelente labor en el laboratorio realizando los preparados petrográficos y colaboración en molienda de muestras.

A la Marmolería Anibal Abbate que colaboró muy amablemente puliendo a brillo espejo las secciones pulidas para microscopio electrónico.

A Cantera Casil SA por la excelente disposición que mostraron desde el principio a permitir que ingresemos varias veces a la cantera.

A mi novio Mauro que me ayudó a recolectar las muestras para geoquímica, su invaluable compañía y su infinita paciencia fueron fundamentales durante las jornadas de estudio.

Despite over 100 years of study, lamprophyres remain to most petrologists one of the most obscure and least understood rock groups.” (Mitchell, 1994)

TABLA DE CONTENIDOS

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN Y MÉTODOS..... | 1 |
| 1.1. JUSTIFICACIÓN | 1 |
| 1.2. OBJETIVOS | 2 |
| 1.3. ZONAS DE TRABAJO | 2 |
| 1.3.1. <i>Punta Gorda</i> | 3 |
| 1.3.2. <i>Parque Rodó</i> | 4 |
| 1.3.3. <i>Pajas Blancas</i> | 5 |
| 1.3.4. <i>Cantera Casil S.A</i> | 6 |
| 1.4. METODOLOGÍA | 7 |
| 1.4.1. <i>Materiales y Equipos</i> | 7 |
| 1.4.2. <i>Etapas del Trabajo</i> | 9 |
| 2. LOS LAMPRÓFIDOS..... | 11 |
| 2.1. DEFINICIÓN | 11 |
| 2.2. HISTORIA | 11 |
| 2.3. NOMENCLATURA Y CLASIFICACIÓN | 15 |
| 3. ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA DEL ÁREA | 18 |
| 3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL..... | 18 |
| 3.1.1. <i>Cratón del Río de la Plata (CRP)</i> | 18 |
| 3.1.2. <i>Terreno Piedra Alta (TPA)</i> | 19 |
| 3.2. ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO..... | 20 |
| 3.2.1. <i>Formación Montevideo</i> | 21 |
| 3.2.2. <i>Unidad Ortoneises de Punta Carretas</i> | 25 |
| 3.2.3. <i>Granito de La Paz</i> | 26 |
| 3.2.4. <i>Antecedentes sobre los Diques Lamprófidos en Uruguay</i> | 27 |
| 4. PETROGRAFÍA..... | 29 |
| 4.1. AFLORAMIENTO DE PUNTA GORDA | 29 |
| 4.1.1. <i>Características generales y Descripción macroscópica</i> | 29 |
| 4.1.2. <i>Descripción microscópica de muestras</i> | 37 |
| 4.1.3. <i>Microscopio Electrónico de Barrido</i> | 44 |
| 4.2. AFLORAMIENTO DE PARQUE RODÓ..... | 49 |
| 4.2.1. <i>Características generales del afloramiento</i> | 49 |
| 4.2.2. <i>Descripción microscópica de muestras</i> | 53 |
| 4.3. AFLORAMIENTO DE PAJAS BLANCAS | 55 |
| 4.3.1. <i>Características generales del afloramiento</i> | 55 |
| 4.3.2. <i>Descripción microscópica de muestras</i> | 57 |
| 4.4. AFLORAMIENTO DE LA CANTERA CASIL SA..... | 58 |
| 4.4.1. <i>Características generales del afloramiento</i> | 58 |
| 4.4.2. <i>Descripción microscópica de muestras</i> | 61 |
| 5. GEOQUÍMICA..... | 65 |
| 5.1. ANÁLISIS REALIZADOS..... | 65 |
| 5.2. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN GENERAL | 69 |

| | | |
|-----------------|---|------------|
| 5.3. | DIAGRAMAS BIVARIANTES | 76 |
| 5.4. | DIAGRAMAS MULTIELEMENTO (<i>SPIDERGRAMS</i>)..... | 81 |
| 5.5. | DIAGRAMAS DE AMBIENTE TECTÓNICO | 84 |
| 6. | DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES..... | 88 |
| 6.1. | CLASIFICACIÓN..... | 88 |
| 6.1.1. | <i>Diques de Punta Gorda y Parque Rodó.....</i> | <i>88</i> |
| 6.1.2. | <i>Dique de Pajas Blancas.....</i> | <i>91</i> |
| 6.1.3. | <i>Diques de Cantera Casil SA</i> | <i>92</i> |
| 6.2. | CONSIDERACIONES PETROGRÁFICAS | 93 |
| 6.3. | CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS | 95 |
| 6.4. | COMPARACIÓN CON OTROS LAMPRÓFIDOS DE LA REGIÓN | 97 |
| 6.5. | PETROGÉNESIS E INFERENCIAS TECTÓNICAS | 98 |
| 6.6. | SÍNTESIS FINAL..... | 100 |
| 7. | BIBLIOGRAFÍA..... | 103 |
| 7.1. | REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 103 |
| 7.2. | OTRA BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA | 110 |
| ANEXO 1: | <i>Análisis químicos completos de los diques muestreados.</i> | 113 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| FIGURA 1: A- República Oriental del Uruguay. En color gris se destaca el Departamento de Montevideo, donde se ubican geográficamente las zonas de estudio. B- Detalle del Departamento de Montevideo, donde se indican los afloramientos relevados con puntos blancos. <i>Datum</i> : WGS1984 UTM Zona 21..... | 3 |
| FIGURA 2: A- Extracto de la hoja topográfica La Unión J-29 a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico Militar donde se indica en recuadro color negro la zona de afloramiento de Punta Gorda. B- Fotografía aérea (Google) de la costanera del barrio Punta Gorda donde se indica en recuadro color blanco la zona de afloramiento..... | 4 |
| FIGURA 3: Fotografía aérea (Google) de la zona de afloramientos de Parque Rodó. Con una flecha blanca se indica el acceso al camino interno por los clubes de pesca y en recuadros blancos las zonas de afloramiento. Nótese la laguna en la parte inferior de la fotografía, antigua zona de explotación minera de “pierda partida”..... | 5 |
| FIGURA 4: Se indica la zona de afloramiento de Pajas Blancas con recuadro negro, donde se observó el dique relevado PB_1. Coordenadas UTM: 560119, 6141182. | 6 |
| FIGURA 5: Fotografía aérea de la zona de estudio donde se encuentra la cantera de balasto Casil SA indicada en recuadro blanco en el borde inferior izquierdo por donde se accede viniendo desde Montevideo por la Ruta Nacional N°5 y doblando a la izquierda por el Camino Tomás Aldabalde. | 7 |
| FIGURA 6: A- Fotografía del laboratorio donde se ubica el Microscopio Petrográfico utilizado en este trabajo. B- Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido (SEM). C- Platina donde se colocaron las secciones pulidas para el estudio con SEM. D – Equipo UAV, DJI <i>Phantom</i> 3. | 8 |
| FIGURA 7: Clasificación de lamprófidos presentada por Streckeisen (1978). Referencias: or = feldespatos alcalinos; pl = plagioclasa; feld = feldespatos; foid = feldespatos. | 14 |
| FIGURA 8: Última clasificación del “Clan Lamprófidio” con las respectivas ramas, familias y rocas, presentada por Rock (1991)..... | 15 |
| FIGURA 9: Último diagrama presentado por la IUGS para clasificación de lamprófidos (Le Maitre <i>et al.</i> , 2002) Referencias: or = feldespatos alcalinos; pl = plagioclasa; feld = feldespatos; foid = feldespatos. | 17 |
| FIGURA 10: Se observan los límites propuestos por Oyhantçabal <i>et al.</i> (2011) para el Cratón del Río de la Plata. Referencias: CRP= Cratón del Río de la Plata, TPA= Terreno Piedra Alta, ZCSY= Zona de Cizalla Sarandí del Yí. | 19 |
| FIGURA 11: Imagen modificada de Oyhantçabal <i>et al.</i> (2003), donde se presenta la extensión del Terreno Piedra Alta con sus principales unidades integrantes: en lila figuran los granitoides y neises, en donde se observa el haz de diques máficos; en rosa, los cinturones Andresito y San José y en naranja (con trama de cruces), figuran granitoides neoproterozoicos producto de la reactivación de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí..... | 20 |
| FIGURA 12: Mapa Geológico a escala 1:50.000 del Departamento de Montevideo (Spoturno <i>et al.</i> , 2004) donde se indican las principales unidades geológicas. En recuadros color negro se puede apreciar la ubicación de los afloramientos relevados. Referencias: en colores violetas – lilas se indica el Paleoproterozoico (p.e. Fm. Montevideo y Unid. Ortoneises de Punta Carretas), en rosado se indica el Cámbrico (Granito de La Paz), en amarillos se indican formaciones sedimentarias Cenozoicas. | 21 |
| FIGURA 13: Micaesquistos en playa del Cerro de Montevideo donde se observa el clivaje de crenulación. Coordenadas UTM: 568601, 6138237. | 22 |
| FIGURA 14: Xenolito tabular de paragneis dentro de ortoneises en Canteras del Parque Rodó. Coordenadas UTM: 575703, 6135457. | 23 |

- FIGURA 15: Se observa el bandeo composicional de las anfibolitas, en punteado blanco se indican boudines en el sector inferior de la fotografía. Afloramiento de Punta Gorda. Coordenadas GPS: 583971, 6137636. 24
- FIGURA 16: Recristalización de cuarzo presente en las ortoanfibolitas del Cerro de Montevideo. UTM: 567718, 6139073. 25
- FIGURA 17: Fotografía de ortoneis, donde se observa la intrusión de un dique aplítico y el fallamiento del mismo, tomada en el afloramiento de Punta Gorda. Coordenadas UTM: 568601, 6138237. 26
- FIGURA 18: A- Enclave biotítico en el Granito de La Paz. B- Fotografía en una de las canteras que explotan este granito donde se observan “las bochas” elongadas, subredondeadas con diámetros mayores del entorno de los tres metros. 27
- FIGURA 19: Imagen satelital de la zona de afloramientos en Punta Gorda, donde se encuentra indicado en recuadro blanco el sitio donde afloran los lamprófidos, así como la estación de bombeo del saneamiento y la Plaza Virgilio. 30
- FIGURA 20: A- Gráfico utilizados para mostrar la distribución estadística de las orientaciones de las fracturas en la zona estudiada. B- Gráfico de distribución de frecuencias, mostrando dos máximos. C- Fotografía de toma de medidas. Coordenadas UTM: 583964; 6137635. El software utilizado fue Stereonet. 31
- FIGURA 21: A- Vista de una estructura de “dique en dique”, indicado con punteado blanco se observa el lamprófido más joven. Coordenadas UTM: 583977; 6137639 B- Vista en detalle del mismo contacto entre los dos lamprófidos, a la derecha se encuentra el dique intruído que presenta abundancia de amígdalas muchas de ellas ligeramente orientadas exhibiendo una textura fluidal. C- Dique donde se observa en la zona central una orientación de las vesículas, las mismas disminuyen hacia los bordes. Coordenadas UTM: 583957; 6137632 D- Líneas de flujo observadas en algunos diques. Coordenadas UTM: 583963; 6137634. 34
- FIGURA 22: A- Lamprófido con vesículas, obsérvese como las mismas disminuyen a medida que se acercan a la zona de contacto con la anfibolita, nótese el detalle de contacto sinuoso. Coordenadas UTM: 583991,6137640. B- *Ocelli* de calcita con halo de alteración, posiblemente de natrolita. Coordenadas UTM: 583977, 6137639 C- Estructura de “dique en dique”, contacto erosivo con la roca caja (anfibolita) y xenolito. Coordenadas UTM: 583966, 6137635. D- Se indica el xenolito en punteado blanco y en punteado rosa se muestra el límite del lamprófido con la anfibolita. Coordenadas UTM: 583975, 6137639. 35
- FIGURA 23: Mapa geológico del afloramiento de Punta Gorda a escala 1:50. 36
- FIGURA 24: A- Muestra de borde donde se aprecia la textura porfirítica con secciones longitudinales de piroxeno (Px) y pseudomorfos (Ps Ol) después del remplazo de olivino. B- Misma lámina con nícoles cruzados. Muestra PG_1 (Objetivo 10x). C- Se observa la matriz, piroxenos conformando estructuras “en cruz” y minerales opacos en secciones cuadradas y ocupando espacios intersticiales. Muestra PG_3 (Objetivo 10x). D- Pseudomorfo prismáticos posiblemente de olivino. Muestra PG_1 (Objetivo 20x). Referencias: Px=piroxeno; Ps Ol= pseudomorfo olivino; Op= opaco. 38
- FIGURA 25: A- Ocelo tipo 1, donde se observan las biotitas “rodeando” el agregado carbonatico de dolomita tangencialmente. Muestra PG_5 (Objetivo 5x). B- Ocelo tipo 1, donde se observan anfíboles aciculares (posiblemente riebeckita) “rodeando” el agregado carbonatico de dolomita radialmente. Muestra PG_2 (Objetivo 5x). 39
- FIGURA 26: Se observan dos estructuras globulares al tope rodeada de biotita orientada tangencialmente, debajo, forma más prismática. Nícoles cruzados, se observa la diferencia entre ocelo carbonático y el feldespático que posee una inclusión de piroxeno. Muestra PG_5 (Objetivo 10x). Referencias: Px=piroxeno; Oc.Ca= ocelo carbonático; Oc.Feld= ocelo feldespático. 39

- FIGURA 27: A- Flogopita con inclusiones de apatitos exhibiendo una textura battlement-shaped. Muestra PG_6 (Objetivo 5x). B- Sección basal hexagonal de flogopita sin exfoliación y sin pleocroísmo. Muestra PG_4 (Objetivo 10x). Referencias: 1= textura battlement-shaped; 2= Sección basal hexagonal de flogopita..... 40
- FIGURA 28: A- Luz polarizada plana, la flogopita es casi totalmente reemplazada por clorita, en el centro arriba se observa un agregado carbonatico. B- Misma imagen con nicoles cruzados, destaca el color "Azul Prusia" anómalo de birrefringencia de la clorita. Muestra PG_6 (Objetivo 10x). C- Estructura "en pajarita" de una sección de biotita, en la cual la prehnita o clorita cristaliza en dirección paralela a la exfoliación de este mineral. Muestra PG_6 (Objetivo 10x). D- Inclusiones de secciones basales de apatito en flogopita que exhibe un leve zoneado. Muestra PG_4 (Objetivo 20x). E- Inclusiones de clinopiroxeno en flogopita que exhibe bordes oscurecidos. Se aprecian las secciones de augita con bordes de alteración a egirina (verdes). Muestra PG_4 (Objetivo 10x). Referencias: 1= textura "en pajarita"; Oc.Ca= ocelo carbonático, Cl= clorita, Aug= augita, Eg= Egirina. 41
- FIGURA 29: A- Con formas redondeadas de bordes rectos se observan leucitas, incluso formando glomérulos. Nótese que una de las leucitas presenta una fractura lo que evidencia el proceso de alteración a analcima. Muestra PG_3 (Objetivo 10x). B- Se observa una leucita alterada a minerales de la arcilla con nicoles cruzados donde exhibe maclas características. Muestra PG_6 (Objetivo 5x). C- Sección octaédrica típica de leucita. Muestra PG_1 (Objetivo 10x). D- Leucita con nicoles cruzados exhibiendo maclas, debajo nótese la sección prismática donde no se observan maclas producto de la alteración. Muestra PG_4 (Objetivo 10x). Referencias: Px=piroxeno; Lc = leucita; Alt= alteración de leucita, An= analcima. 42
- FIGURA 30: A- Sección longitudinal de augita corroída. Nicoles cruzados. Muestra PG_5 (Objetivo 10x). B- Cristales de clinopiroxeno exhibiendo macla simple, se aprecia cierta textura fluidal en el sector izquierdo. Nicoles cruzados. Muestra PG_3 (Objetivo 10x). C- Sección basales automorfas de augita con halos de alteración verdes (egirina) que muestran cierta orientación. Muestra PG_4 (Objetivo 20x). D- Cristales de augita exhibiendo altos colores de birrefringencia con nicoles cruzados. Muestra PG_3 (Objetivo 10x)..... 44
- FIGURA 31: A- Sección longitudinal de diópsido-augita en el centro, con presencia de estrías, color gris claro, fracturado, sin inclusiones. Muestra PG_1. B- Secciones basales de augita conformando glomérulos, con buen relieve. Muestra PG_4. C- Se observa un cristal de augita con fracturas de gran relieve en la porción inferior izquierda y cristales de flogopita de menor relieve y exhibiendo exfoliación característica. Muestra PG_4. A la derecha se observa en los tres casos el espectro correspondiente al mineral al cual se hace referencia (augita). 46
- FIGURA 32: A- Dolomita con textura esponjosa presentando mayor relieve que las micas que se observan alrededor. B- Espectro correspondiente a la dolomita. C- Espectro correspondiente a la mica de la serie Biotita- Flogopita. C- Se observa un típico cristal automorfo hexagonal de la muestra. En el centro (color blanco-negro) el espectro indica Leucita. En los bordes del cristal, en colores grises aumenta el contenido de sodio, consistente con una alteración a analcima o nefelina, pudiendo ser mezcla de ambas. D- Espectro de leucita. E- Espectro de analcima/nefelina. .. 47
- FIGURA 33: A- Secciones basales de Flogopita con inclusiones de apatito. Muestra PG_1. B- Espectro de flogopita. C- Espectro de apatito. D- Pseudomorfo de olivino y pequeñas estructuras globulares de la matriz. Muestra PG_1. E- Espectro correspondiente al pseudomorfo, se observan los picos de magnesio y silicio y muy subordinadamente uno de hierro. Puede corresponder a forsterita y/o serpentinita, siendo posiblemente una mezcla de ambos. F- Espectro de una de las estructuras globulares espectro correspondiente a analcima..... 48

- FIGURA 34: A- En recuadros blancos se indican las dos áreas principales de afloramiento, la de mayor extensión es de las Canteras del Parque Rodó y la más pequeña indica los afloramientos próximos a la rambla Pte. Wilson. B- Dique lamprófidio PR_1 altamente meteorizado. Coordenadas UTM: 575913, 6135566 C- Dique lamprófidio PR_3 que se encuentra en peor estado que el PR_1, nótese la falla dextral con un desplazamiento de 40 cm aproximadamente. Coordenadas UTM: 575603; 6135571. 50
- FIGURA 35: A- Finas intrusiones feldespáticas que afectan tanto al lamprófidio como al ortogneis. Coordenadas UTM: 575913, 6135566 B- Ortoneises de Punta Carretas afectado por numerosas venillas félsicas. Coordenadas UTM: 575920; 6135505. C- Zona de cizalla vertical y deformación cataclástica. En color oscuro y donde se encuentra la piqueta se tomó la muestra PR_4. Coordenadas UTM: 575924; 6135473. D- Detalle de dique lamprófidio sumamente meteorizado. Coordenadas UTM: 575603; 6135571. E- Dique lamprófidio próximo a la laguna producto de extracción de piedra partida de las "Canteras del parque Rodó" 52
- FIGURA 36: A- Muestra PR_4, de la zona de cizalla en las "Canteras del Parque Rodó" a luz natural B- Misma lámina con nícoles cruzados. Muestra PR_4 (Objetivo 5x). C- Se observa en la parte inferior la mitad de un ocelo carbonático rodeado de flogopita y minerales opacos en secciones angulosas. D- Misma lámina con nícoles cruzados. Muestra PR_2 (Objetivo 5x). E- Se observa una venilla de carbonato atravesando la matriz de la roca. Con una flecha negra se indica un cristal de leucita subautomorfo. Muestra PR_2 (Objetivo 5x). 54
- FIGURA 37: Zona de afloramiento (indicada en recuadro negro) de Pajas Blancas donde se releva el dique PB_1. Coordenadas UTM: 560119, 6141182. 55
- FIGURA 38: A- En líneas punteadas se indica el dique principal de rumbo N220 donde se extrajo la muestra PB_1. B- Contacto entre el dique y el ortogneis. Obsérvese destacado en recuadro punteado el conjunto de minerales oxidados que se aprecia en la encajante. Coordenadas UTM: 560119; 6141182. 56
- FIGURA 39: A- Mineralogía exhibida a luz natural. B- Misma lámina con nícoles cruzados. C- Se observa en el centro el doble clivaje característico del anfíbol junto con abundantes inclusiones de apatito. D- Misma lámina con nícoles cruzados. Muestra PB_1 (Objetivo 5x). Referencias: Anf=anfíbol; Ap= apatito; Feld= feldespatos o plagioclasas estirados. 58
- FIGURA 40: Fotografía aérea de la zona de estudio donde se indica la Ruta Nacional N°5 y Camino Tomás Aldabalde y la zona de afloramientos en recuadro blanco en el borde inferior izquierdo..... 59
- FIGURA 41: A- Se aprecian dos diques lamprófidios en uno de los frentes de explotación abandonados. En recuadro blanco se observa un fallamiento dextral de uno de los diques. B- Detalle de falla dextral del lamprófidio de la anterior imagen. C- Detalle del contacto irregular del lamprófidio con el granito. Nótese una venilla rosada atravesando el cuerpo, en el sentido del flujo magmático. Coordenadas UTM: 566847; 6153941. D- Gran xenolito de granito dentro de uno de los lamprófidios más anchos (1,3 metros) relevados. Coordenadas UTM: 566881; 6153832. E- Detalle de la orientación de los feldespatos redondeados (corroídos). Coordenadas UTM: 566845; 6153905. F- Muestra de mano de lamprófidios más alterados. Nótese los nidos de mica oscura. Coordenadas UTM: 566882; 6153866..... 61
- FIGURA 42: A- Se observa la textura mirmequítica y pertitas a nícoles cruzados. Muestra CA_1 (Objetivo 10x). B- Ocelo de cuarzo rodeado de biotita-flogopita a luz polarizada plana. Muestra CA_1 (Objetivo 5x). 62
- FIGURA 43: A- Se observa una sección basal corroída de hornblenda a luz polarizada plana rodeada de un halo de minerales félsicos. Muestra CA_2 (Objetivo 10x). B- Ocelo de cuarzo rodeado de biotita-flogopita a luz polarizada plana. Muestra CA_2 (Objetivo

- 5x). C- Fenocristal de anfíbol redondeado y corroído a nícoles cruzados. Muestra CA_2 (Objetivo 5x). D- Cristal automorfo de microclina con nícoles cruzados donde exhibe su macla característica. Muestra CA_4 (Objetivo 5x). E-Ocelo esférico carbonático rodeado de un halo de anfíbol pardo y opacos F- Misma imagen pero con nícoles cruzados donde se muestra el color de birrefringencia alto del anfíbol así como la clorita en una variedad isótropa. Muestra CA_3 (Objetivo 5x). G- Feldespatos alterados con borde concéntrico de textura celular fina (*spongy*). H- Misma imagen pero con nícoles cruzados. Muestra CA_4 (Objetivo 10x). Referencias: Cl= clorita; Fd= feldespato potásico; Pg= plagioclasa; Anf= anfíbol; Car= Carbonato..... 64
- FIGURA 44: A- Molino de mandíbulas Retsch BB100 Rostfrei. B- Molino de discos Retsch RS 100..... 65
- FIGURA 45: Diagrama de álcalis total vs sílice TAS (Le Bas *et al.*, 1986). Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas. 70
- FIGURA 46: A- Diagrama de K₂O versus SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976). B- Diagrama de K₂O/Na₂O versus SiO₂ de Irvine and Baraghar (1971), nótese el carácter ultrapotásico de las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó. C- Diagrama de Shand (1943) donde se grafica A/CNK (Al₂O₃/ (CaO+Na₂O+K₂O)) vs. A/NK (Al₂O₃/ (Na₂O+K₂O)). D- Diagrama de Al₂O₃ vs CaO (Wt %) de Foley *et al.* (1987) aplicado a distintos grupos de rocas ultrapotásicas (Grupos I, II, III y IV). Nótese que sólo se han planteado las muestras ultrapotásicas. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas. 71
- FIGURA 47: Diagrama ternario Al₂O₃-MgO-K₂O (Rock, 1987). Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas. 72
- FIGURA 48: Diagramas ternarios de Rock (1987) para clasificación de lamprófidos. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas, AL=Lamprófidos alcalinos, UML= Lamprófidos ultramáficos, CAL= Lamprófidos calcoalcalinos..... 73
- FIGURA 49: A-Diagrama de clasificación Nb/Y *versus* Zr/Ti (Pearce, 1996), asociados al TAS pero con elementos incompatibles inmóviles. B- Diagrama de discriminación Th-Co (modificado de Hastie *et al.*, 2007), donde se utilizan elementos traza inmóviles. Referencias: BA/A, andesita basáltica; SHO, shoshonítico; CA, calcoalcalino; IAT, toleítas de arco de isla. Valores en ppm. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas..... 74
- FIGURA 50: Diagrama Sm *versus* Ce/Yb (Rock, 1991). Se observa que las muestras de punta Gorda y parque Rodó se encuentran en el límite de campos de lamprófidos alcalinos y lamproítas. En cambio las muestras de Cantera Casil SA se clasifican como calcoalcalinos, excepto por la muestra CA_4. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas. 75
- FIGURA 51: Diagramas bivariantes de los elementos mayores y menores *versus* MgO en % en peso; las líneas en gris punteadas indican las correlaciones interpretadas. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas. 79
- FIGURA 52: Diagramas bivariantes de los elementos traza vs. MgO en % en peso; las líneas en azul claro indican las correlaciones interpretadas. El Ba y Sr se han incluido en esta figura a pesar de ser elementos menores. Referencias de muestras: círculos

- negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas. 81
- FIGURA 53: Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) de los diques de Parque Rodó y Punta Gorda. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, rombo verde= Parque Rodó. 82
- FIGURA 54: Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) de los diques de Pajas Blancas y Cantera Casil SA. Referencias de muestras: triángulos rojos= Cantera Casil SA, cuadrado azul= Pajas Blancas. 83
- FIGURA 55: Patrón de REE en los diques relevados. La normalización de valores respecto al condrito se encuentra realizada por Boynton (1984). Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas. 84
- FIGURA 56: Diagrama de ambiente tectónico (Müller *et al.* 1992) para rocas ígneas potásicas donde se discrimina entre Intraplaca, Arco continental, Arco post-colisional, Arco oceánico inicial, Arco oceánico tardío. 85
- FIGURA 57: Diagrama ternario 3Zr-50Nb-Ce/P2O5. (Müller *et al.*, 1992) que separa rocas de arco continental y post-colisional. Se graficaron las muestras CA_2 y CA_3 que se identifican con un triángulo rojo en el campo de arco post- colisional. 86
- FIGURA 58: A- Diagrama de Th/Yb vs. Nb/Yb. B- Diagrama de TiO₂/Yb vs. Nb/Yb, (Pearce, 2008). 87
- FIGURA 59: Diagramas de La/Sm vs Nb y Sr de Downes *et al.* (2005) donde se muestra el contraste entre metasomatismo con fuente del tipo carbonatita y con fundido silicático. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas. 87

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| TABLA 1: Principales características a nivel de afloramiento de las muestras extraídas en el afloramiento de Punta Gorda. Observaciones realizadas en afloramiento con lupa 20X. Referencias: UOPC= Unidad Ortoneises de Punta Carretas; FM= Formación Montevideo; EG= Estructuras globulares. | 30 |
| TABLA 2: Principales características a nivel de afloramiento de las muestras extraídas en el afloramiento de Parque Rodó. Observaciones realizadas en afloramiento con lupa 20X. Referencias: UOPC= Unidad Ortoneises de Punta Carretas; EG= Estructuras globulares..... | 49 |
| TABLA 3: Principales características a nivel de afloramiento de la muestra extraída en el afloramiento de Pajas Blancas. Observaciones realizadas en afloramiento con lupa 20X. Referencias: UOPC= Unidad Ortoneises de Punta Carretas; FM= Formación Montevideo; EG= Estructuras globulares. | 56 |
| TABLA 4: Principales características relevadas para cada una de las cuatro muestras recolectadas en el afloramiento de la cantera Casil SA. Observaciones realizadas en afloramiento con lupa 20X. Referencias: G. de La Paz= Granito de la Paz; EG= Estructuras globulares. | 60 |
| TABLA 5: Resultados de análisis geoquímicos realizados a las once muestras de los cuatro afloramientos relevados en este trabajo. Referencias: PG=Punta Gorda, PB=Pajas Blancas, PR=Parque Rodó, CA=Cantera Casil SA, U=unidad, L.D=límite de detección..... | 67 |
| TABLA 6: Cuadro de composiciones en porcentaje para los óxidos en roca total de los cinco grupos del "Clan Lamprófidio" de Rock, 1991. A la derecha aparece la composición promedio de los diques de Punta Gorda y Parque Rodó. Referencias: CAL, Lamprófidios calcoalcalinos; AL, Lamprófidios alcalinos; UML, Lamprófidios ultramáficos; KIL, Kimberlitas; LL, Lamproítas; PG-PR, promedio de porcentaje de óxidos de muestras de Punta Gorda donde se incluye la muestra de Parque Rodó. Los valores son en porcentaje en peso. | 67 |
| TABLA 7: Norma CIPW para las once muestras, calculada mediante hoja de cálculo de Kurt Hollocher (<i>Union College</i> , Nueva York). Los valores presentados son expresados en porcentaje en volumen (Vol%)..... | 69 |

RESUMEN

Los lamprófidos constituyen un grupo de rocas poco frecuentes en la naturaleza. Varios diques de carácter lamprofídico fueron reportados históricamente en algunas zonas del departamento de Montevideo, intruyendo diferentes litologías correspondientes al Terreno Piedra Alta. En este trabajo fueron seleccionados los principales afloramientos reportados para estos diques en las localidades de Punta Gorda, Parque Rodó, Pajas Blancas y La Paz (Cantera Casil SA), con el objetivo de caracterizarlos petrológicamente y realizar una clasificación de los mismos a través de estudios de microscopía petrográfica y electrónica de barrido, así como análisis químicos de roca total. Se tratan de diques de espesores métricos a muy finos, con rumbo dominante N 80-100°, con contactos desde netos a sinuosos y formas entrelazadas. A escala de afloramiento fueron observadas texturas típicas de bordes enfriados, estructuras de dique en dique y bandeado interno textural. Desde el punto de vista petrográfico presentan una mineralogía exótica, con mineralogía variable dependiendo del afloramiento relevado, exhibiendo texturas porfíricas con fenocristales de flogopita, augita-egirina, hornblenda y/o leucita, pseudomorfos de olivino y melilita, así como ocelos de carbonato y feldespáticos rodeados de riebeckita y opacos. La matriz presenta aspecto plumoso, con grado variable de alteración, y está compuesta por cantidades variables de feldespatos, carbonatos y/o microcristales de leucita. De acuerdo con los resultados geoquímicos, son rocas ultrapotásicas o sódicas, peralcalinas a metaluminosas, enriquecidas en LILE y en LREE. Los estudios realizados permitieron separar dos grupos, derivados de fuentes mantélicas enriquecidas, presentando firmas geoquímicas de tipo OIB y E-MORB, asociados a ambientes de intraplaca y de arco post-colisional, respectivamente. De acuerdo con los criterios mineralógicos-texturales y geoquímicos que permiten clasificar este conjunto de rocas exóticas, se clasifica al Grupo 1 (Punta Gorda y Parque Rodó) como *minette* de afinidad química lamproítica y al Grupo 2 (Cantera Casil SA) como *espesartita*. En base a las relaciones de campo que presentan los diques de la Cantera Casil S.A. con el Granito de La Paz (585 ± 4 Ma), se infiere para este conjunto una edad Neoproterozoica, manteniéndose aún sin resolver la edad para los diques Grupo 1, que podrían tener edades diferentes.

Palabras clave: lamprófidos, lamproítas, Terreno Piedra Alta, Uruguay.

CAPÍTULO 1

1. INTRODUCCIÓN Y MÉTODOS

1.1. Justificación

Los lamprófidos constituyen un grupo de rocas relativamente poco frecuentes en la naturaleza (Gimeno, 2002) y son elementos de estudio clave que permiten generar conocimiento sobre los procesos magmáticos que ocurren en los niveles más profundos del manto (Rock, 1991) siendo utilizados como verdaderas rocas guía en el mapeo de terrenos Precámbricos (Perring *et al.* 1989). En el sector sur del Terreno Piedra Alta, han sido reportados varios afloramientos de estos diques y particularmente en la ciudad de Montevideo, en la localidad de Punta Gorda, donde se encuentra un afloramiento clásico de la didáctica geológica en el Uruguay, visitado desde hace más de 50 años. Éstas intrusiones máficas se encuentran recortando la Formación Montevideo (Bossi, 1965), y la Unidad Ortoneises de Punta Carretas (Oyhantçabal *et al.*, 2003), que presentan edades Paleoproterozoicas (Preciozzi *et al.* 1999; Peel & Preciozzi, 2006; Santos *et al.* 2003; Cingolani *et al.* 1997).

Existen descripciones petrográficas y estructurales de alguno de estos diques, así como inferencias sobre su edad de emplazamiento (Walther, 1935; Walther, 1948; Pascale & Oyhantçabal, 2010; Pascale, 2013; Martino *et al.* 2014), aunque sólo ha sido estudiados superficialmente sin datos de geoquímica o dataciones, en el marco de trabajos focalizados en la Formación Montevideo, a pesar de ser un conjunto de afloramientos bien identificados y con distribución restringida.

Estas rocas han sido denominadas haciendo uso de una compleja nomenclatura (Woolley *et al.*, 1996) y no ha sido consensuada aún una clasificación para las mismas, encontrándose las principales dificultades en su mineralogía exótica, en cuanto a relaciones estructurales y de contacto, así como a inferencia tectónicas asociadas.

Por lo expuesto anteriormente es que se propone realizar un relevamiento petrológico detallado de estos diques, con énfasis en la zona mejor preservada de estos afloramientos (Punta Gorda, Montevideo), con el objetivo de aportar información petrográfica y geoquímica como contribución al conocimiento de la evolución del Terreno Piedra Alta en este sector.

1.2. Objetivos

El objetivo general del presente trabajo es la caracterización petrológica de los diques de carácter lamprofídico que se encuentran intruyendo distintas unidades en el sector sur del terreno Piedra Alta, particularmente en el área de su mejor exposición y estado de conservación que es en la localidad de Punta Gorda del departamento de Montevideo.

Los objetivos específicos propuestos son:

- Relevamiento cartográfico a escala 1:50 de los diques de Punta Gorda utilizando fotografías de UAV (*Unmanned Aerial Vehicle*) o *drone* como base cartográfica.
- Revisión bibliográfica exhaustiva para realizar una mejor interpretación de los datos obtenidos.
- Aplicación de criterios de muestreo y procesamiento de materiales para estudios microscópicos y geoquímicos específicos.
- Aplicación de criterios petrográficos, estructurales y geoquímicos para la clasificación de los diques e identificación de procesos petrológicos.
- Comparación de resultados obtenidos en los afloramientos relevados.

1.3. Zonas de Trabajo

El área de estudio se encuentra en la zona geográfica sur del país, más precisamente en la ciudad de Montevideo, capital de la República Oriental del Uruguay, caracterizada por su pequeña extensión superficial (aproximadamente 530 km²) y su gran densidad de población (2.500 habitantes por km²).

Una vez realizada una exhaustiva revisión bibliográfica, especialmente de varios documentos de escritos por Walter (1919, 1935 y 1948), fueron identificados varios afloramientos dentro de la ciudad donde se mencionan diques de aspecto lamprofídico.

Muchos de ellos se encuentran actualmente en sectores inaccesibles, se ha edificado encima, o han sido cubiertos por agua, pero fue posible establecer cuatro zonas de trabajo: Punta Gorda, Parque Rodó, Pajas Blancas y Cantera Casil SA (Figura 1).

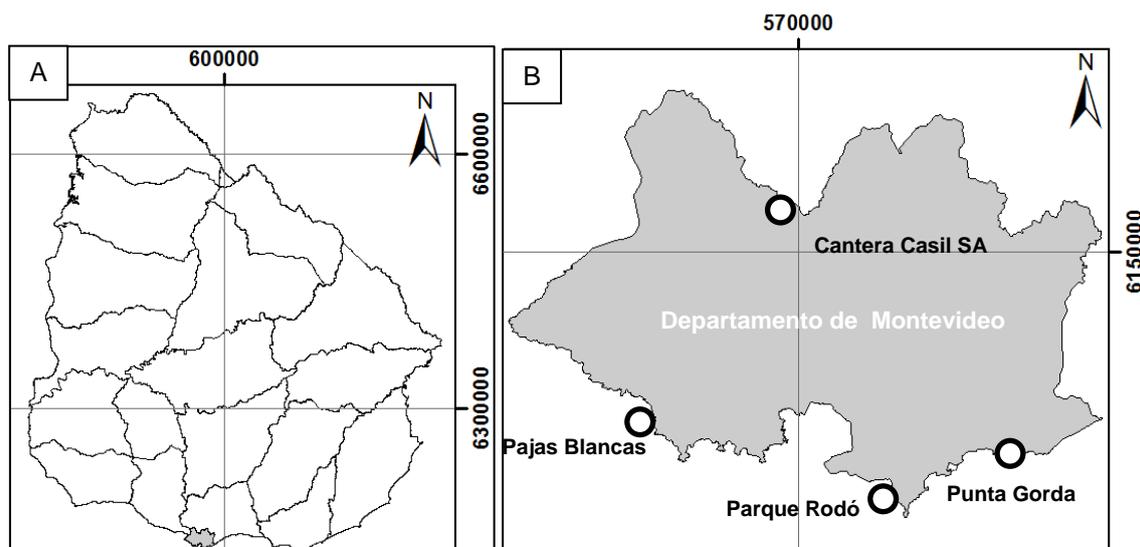


Figura 1: A- República Oriental del Uruguay. En color gris se destaca el Departamento de Montevideo, donde se ubican geográficamente las zonas de estudio. B- Detalle del Departamento de Montevideo, donde se indican los afloramientos relevados con puntos blancos. *Datum:* WGS1984 UTM Zona 21.

1.3.1. Punta Gorda

El afloramiento mejor preservado de los diques que se han reportado, abarca una pequeña porción de la faja costera del barrio Punta Gorda dentro de la zona Este de la ciudad, en la punta rocosa Oeste de la Playa Verde. Puntualmente este sitio se encuentra en el kilómetro 16.500 de la Rambla Costanera, muy próximo a la “Plaza Virgilio”.

El afloramiento de Punta Gorda, o “Complejo Intrusivo Punta Gorda” (Masquelín, 2003), ocupa un área aproximada de 300 m² y es ampliamente conocido dentro de la comunidad geológica, visitado desde hace más de 50 años, donde también se pueden observar rocas de la Formación Montevideo y de la Unidad Ortoneises de Punta Carretas.

El área mencionada se encuentra contenida en la hoja topográfica La Unión J-29 (Figura 2), a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico Militar y en coordenadas globales se ubica entre los paralelos 34° 53' 50" S y 34° 54' 10" S y los meridianos 56° 4' 40" W y 56° 4' 0" W.



Figura 2: A- Extracto de la hoja topográfica La Unión J-29 a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico Militar donde se indica en recuadro color negro la zona de afloramiento de Punta Gorda. B- Fotografía aérea (Google) de la costanera del barrio Punta Gorda donde se indica en recuadro color blanco la zona de afloramiento.

1.3.2. Parque Rodó

Este afloramiento se encuentra sobre la costa Oeste de Montevideo en el Barrio Parque Rodó, donde se encontraron varios diques en el área recuperada de las antiguas “Canteras de Parque Rodó” (Avenida Juan A. Cachón) y sobre la Rambla Presidente Wilson a la altura del km 4.700, entrando por el camino donde se ubican varios clubes de pesca de la zona.

Pascale (2013), menciona dos de los tres diques estudiados en este trabajo en la zona de las “Canteras”. Además se consiguió relevar en base a la investigación bibliográfica, otro dique sobre la costa próxima al club de pesca “Central Palermo”. Los

diques se encuentran con grados variables de intemperismo, siendo la mayoría malos para hacer láminas delgadas o análisis de geoquímica, aunque se pudieron observar características texturales y mineralógicas.



Figura 3: Fotografía aérea (Google) de la zona de afloramientos de Parque Rodó. Con una flecha blanca se indica el acceso al camino interno por los clubes de pesca y en recuadros blancos las zonas de afloramiento. Nótese la laguna en la parte inferior de la fotografía, antigua zona de explotación minera de “pierda partida”.

1.3.3. Pajas Blancas

Este afloramiento se encuentra también en el sector Oeste del Departamento de Montevideo, en la localidad de Pajas Blancas, donde se reportó la presencia de un dique lamprófidó (Pascale, 2013) próximo a la Terminal de Ómnibus que se encuentra en las intersecciones de la Avenida Capitán Leal de Ibarra y la Rambla Puesto Soledad de Malvinas.

Bajando a la costa hacia el Oeste se encuentra la desembocadura de la Cañada Piedritas y allí se encuentra un afloramiento de aproximadamente 2.000 m² de neises y anfíbolitas donde se observa un dique de escasa longitud e intensamente meteorizado, que presenta colores negros intensos y abundante brillo, destacando con respecto al basamento, opaco y de colores blanquecinos.



Figura 4: Se indica la zona de afloramiento de Pajas Blancas con recuadro negro, donde se observó el dique relevado PB_1. Coordenadas UTM: 560119, 6141182.

1.3.4. Cantera Casil S.A

Este afloramiento se encuentra en la ciudad de La Paz en el departamento de Montevideo, a una corta distancia del departamento de Canelones (a dos kilómetros del límite entre ambos) y a un kilómetro del cruce de la ruta nacional N° 5 y Camino Tomás Aldabalde (Figura 5).

Esta zona es conocida por sus canteras de balasto y tosca que explotan el Granito de La Paz, con grados variables de meteorización desde hace más de 80 años.

Una de estas empresas es Casil S.A., donde en varios frentes del sector sur, afloran diques lamprófidos. En particular, los frentes donde se presentan estos diques no están siendo explotados por el momento, lo que permitió visitar el lugar en varias oportunidades.

Aquí se observan varios diques de tamaños variables, aunque mayormente de espesores decimétricos, presentando colores oscuros. Si bien muchos de los lamprófidos se encuentran intensamente meteorizados, se pudieron encontrar buenas muestras de mano, incluso para realizar análisis geoquímicos.



Figura 5: Fotografía aérea de la zona de estudio donde se encuentra la cantera de balasto Casil SA indicada en recuadro blanco en el borde inferior izquierdo por donde se accede viniendo desde Montevideo por la Ruta Nacional N°5 y doblando a la izquierda por el Camino Tomás Aldabalde.

1.4. Metodología

La realización del presente trabajo incluyó un conjunto de etapas y materiales específicos. A continuación se brinda un listado con los insumos utilizados y el plan de trabajo que permitió la elaboración de este Trabajo Final.

1.4.1. Materiales y Equipos

Para los estudios preliminares y de campo fueron utilizadas las fotografías aéreas del Servicio de Sensores Remotos Aeroespaciales de la Fuerza Aérea Uruguaya, a escala 1:10.000 (Números: 3-2265; 3-2266; 4-2274; 4-2275), el software de fotografías satelitales Google Earth PRO, diferentes publicaciones (libros, revistas, boletines y trabajos científicos) e instrumentos de campo como brújula, GPS, piqueta, cámara fotográfica, etc.

Las descripciones petrográficas fueron realizadas con microscopio petrográfico modelo Nikon-Eclipse 50iPoL con cámara fotográfica acoplada Nikon DS-Fi-1 y *software* NIS-Elements F 3.0, perteneciente a PEDECIBA Geociencias, ubicado en el Instituto de Ciencias Geológicas en Facultad de Ciencias.

Los estudios específicos fueron realizados con microscopio electrónico de barrido (SEM) modelo Jeol 5900-Low Vacuum con espectrómetro de energía dispersiva

acoplado, ubicado en la sección de Microscopía Electrónica de Barrido de Facultad de Ciencias.

Para el mapeo de diques y procesamiento de imágenes geo-referenciadas en general, fue utilizado el *software* ArcGis 10.1.

Para el tratamiento de los datos estructurales recabados en el campo, fue utilizado el *software* Stereonet 9 y para análisis de datos geoquímicos el GCDkit 3.0.

Se utilizó además un UAV o *drone*, modelo DJI *Phantom* 3 Profesional para obtención de fotografías aéreas de mayor definición que permitieron geo-referenciar las imágenes y utilizarlas como base cartográfica.

Los estudios geoquímicos fueron realizados en el Laboratorio ACME (*Vancouver, Canadá*), a través del paquete analítico *LF 202 lithochemical package*, utilizando ICP e ICP-MS para elementos mayores/menores y trazas, respectivamente.

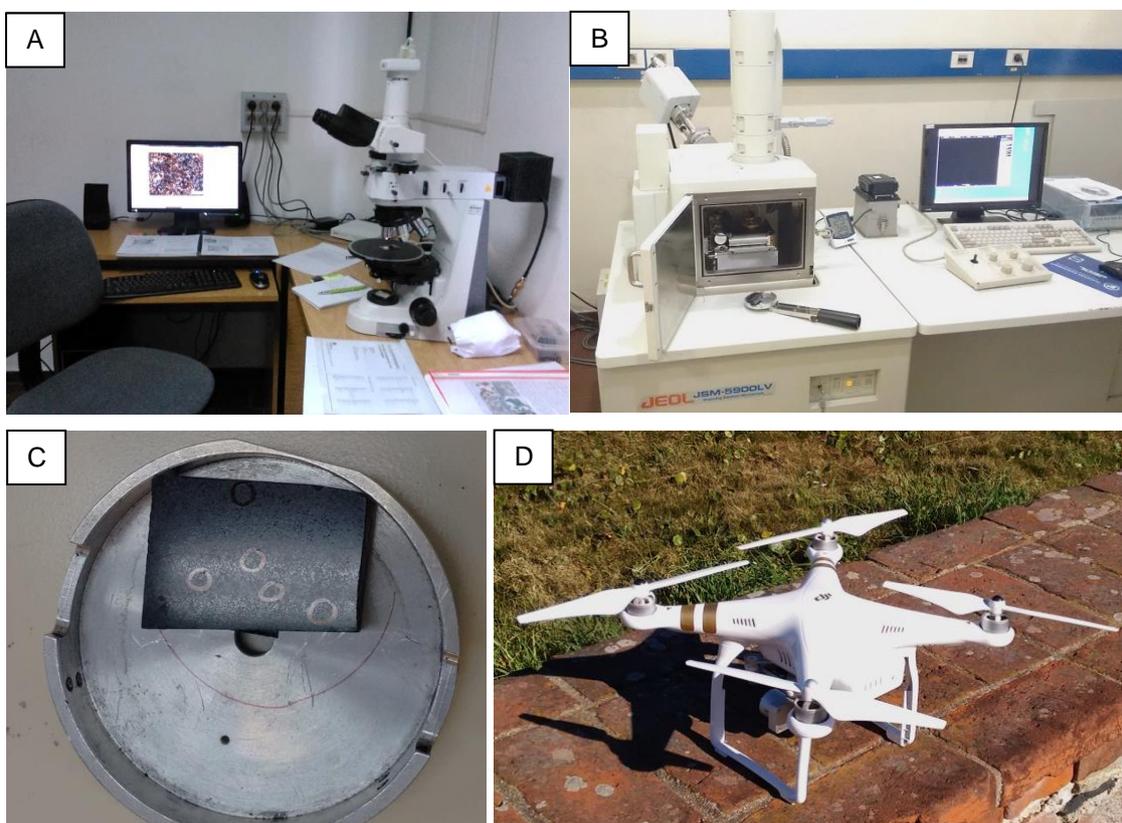


Figura 6: A- Fotografía del laboratorio donde se ubica el Microscopio Petrográfico utilizado en este trabajo. B- Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido (SEM). C- Platina donde se colocaron las secciones pulidas para el estudio con SEM. D – Equipo UAV, DJI *Phantom* 3.

1.4.2. Etapas del Trabajo

El plan de trabajo ejecutado incluyó las siguientes etapas:

- Recopilación de trabajos científicos a nivel mundial relacionados con rocas lamprófidas.
- Búsqueda de antecedentes geológicos tanto nacionales como regionales sobre presencia de lamprófidos en el Terreno Piedra Alta y otros terrenos en la región, así como recopilación de material cartográfico relacionado con el área de estudio.
- Fotointerpretación y fotolectura de fotos aéreas y utilización de servidores de imágenes satelitales (*Google Earth PRO*).
- Actividades de campo para reconocimiento petrográfico/ estructural del afloramiento recolectándose muestras tanto para análisis geoquímico, como para cortes petrográficos.
- Actividades de gabinete. Procesamiento y sistematización de la información obtenida en el campo, incorporación e interpretación de datos estructurales relevados a través del *software Stereonet* y confección de mapas en *ArcGis 10.1*. Se realizan los cortes petrográficos y la molienda de las muestras para análisis geoquímicos, ambos en el Laboratorio de Corte y Molienda de Facultad de Ciencias, siguiendo los protocolos de rutina para ambos procesos.
- Descripción petrográfica y registro fotográfico (microscopio petrográfico modelo Nikon-Eclipse 50iPoL con cámara fotográfica acoplada Nikon DS-Fi-1 y se utilizó el software NIS-Elements F 3.0.)
- Los estudios geoquímicos fueron realizados en el Laboratorio ACME (Vancouver, Canadá), a través del paquete analítico *LF 202 lithochemical package*, utilizando ICP e ICP-MS para elementos mayores/menores y trazas, respectivamente.
- Se analiza la información obtenida y se realizan nuevas salidas de campo donde entre otras actividades se toman fotografías aéreas con el *drone*.
- En gabinete se procesan los nuevos datos de campo y se efectúan más cortes petrográficos, preparación de muestras para análisis químico y mapa de diques en Punta Gorda.
- Son seleccionadas aquellas muestras que se analizarán mediante microscopio electrónico de barrido (SEM).
- Integración e interpretación de resultados. Los resultados de los análisis químicos son presentados utilizando el *software GCDkit 3.0* y comparados con

los resultados de los demás afloramientos, así como de otros presentados en diversas publicaciones.

- Síntesis final de toda la información obtenida y redacción del Trabajo Final de la Licenciatura.

CAPÍTULO 2

2. LOS LAMPRÓFIDOS

2.1. Definición

Los lamprófidos conforman un grupo de rocas ígneas hipoabisales máficas a ultramáficas de ocurrencia poco frecuente, generalmente muy restringida y de poco volumen, que aflora generalmente en forma de diques o *sills* e incluso conformando enjambres de diques o *stocks*, siendo excepcional su ocurrencia como flujos de lava.

Son reconocidos a nivel de afloramiento por su carácter porfirítico, conteniendo mayoritariamente micas oscuras de la serie biotita-flogopita y/o anfíboles como hornblenda o kaersutita, que les da un aspecto “brillante” en una matriz opaca. Son característicos los contactos netos y rectilíneos, con zonación interna en forma de bandas paralelas a los bordes y estructuras internas de “dique en dique”, indicando procesos de reintrusión magmática (Rock, 1987).

Microscópicamente presentan texturas porfiríticas a glomeroporfiríticas de fenocristales máficos, donde son comunes las texturas ocelares y de contener minerales félsicos como feldespatos o feldespatoides, los mismos se encuentran restringidos a la matriz.

A pesar de que el origen de los magmas asociados a estas rocas es aun controversial (Rock, 1991), se ha sugerido que provienen de magmas primarios mantélicos metasomatizados (Foley, 1990), con altos contenidos de volátiles, que están asociados a un amplio rango de ambientes geotectónicos y a la concentración de minerales de interés económico (Ibrahim *et al.*, 2010b).

2.2. Historia

El término “lamprófidio” fue introducido por el geólogo alemán Wilhelm von Gümbel en el año 1874 para identificar a un conjunto de rocas oscuras con abundantes fenocristales de “micas marrones” y hornblenda que afloraban como intrusiones menores en la cadena montañosa Fichtelgebirge, ubicada en Baviera (Alemania).

El término deriva del griego *lampros porphyros* que significa “púrpura brillante”, utilizado por este autor para describir la apariencia de éstas micas en dichas rocas filonianas.

En 1877, el geólogo alemán Heinrich Rosenbusch publica la primer edición de su libro *Mikroskopische Physiographie*, en donde escribe un capítulo sobre los diques lamprófidos y los caracteriza como una amplia variedad de rocas hipoabisales melanócratas que contienen fenocristales de minerales ferromagnesianos.

A finales de siglo XIX e inicios del siglo XX, como consecuencia de la gran cantidad de rocas que se ajustaron a esta descripción, surge dentro de la comunidad geológica un aumento de litologías clasificadas como lamprófidos, generando una “legión de rocas oscuras con nombres de pueblos europeos igualmente oscuros” (Rock, 1991). Producto de esta situación este grupo se transforma rápidamente en un receptáculo de rocas difíciles de clasificar (Mitchell, 1994) pasando sistemáticamente a ser denominadas según la “localidad tipo”.

Hasta la segunda guerra mundial, donde los petrólogos de la época ya debatían sobre el “problema de los lamprófidos” (Smith, 1946), pocos trabajos abordaron la temática vinculada a estos diques, destacándose las primeras tablas con análisis geoquímicos de lamprófidos (Washington, 1917) y los aportes sobre la evolución y cristalización de “magmas primarios lamprofídicos” (Bowen, 1928).

Luego del descubrimiento de diamantes alojados en una lamproíta en Argyle (Australia) en 1970, se produce un aumento en las investigaciones vinculadas a los diques lamprófidos. Este hecho generó cambios en los modelos que fueran adoptados desde 1887 a raíz del hallazgo del famoso yacimiento en Kimberly, Sudáfrica, que atribuía el potencial diamantífero únicamente a las kimberlitas. Quedó establecido entonces, que otras rocas de “aspecto lamprofídico”, también podrían contener este valioso mineral (Rock, 1991), lo que propició que muchos científicos investigaran la vinculación entre los lamprófidos y ciertos depósitos de interés económico (Ibrahim *et al.*, 2010b; Štemprok & Seifert, 2011).

La Unión Internacional de Ciencias Geológicas (International Union of Geological Sciences, IUGS) es una asociación científica fundada en 1961. Entre sus cuatro cometidos fundacionales se encuentra el de “promover y alentar el estudio de los problemas geológicos”, por lo que en 1969, esta institución forma la Subcomisión de la Sistematización de las Rocas Ígneas, cuyo objetivo principal es proponer una nomenclatura que permita clasificar estas rocas.

Esta iniciativa permitió focalizar la atención de destacados científicos en rocas particulares y difíciles de clasificar como los lamprófidos y que por primera vez se intentara consensuar una nomenclatura y clasificación que es publicada por Le Maitre en 1989. Sobre los lamprófidos, este organizado compendio toma la excelente

categorización presentada por Streckeisen (1978) que separa los lamprófidos en calcoalcalinos, alcalinos y melilíticos y adopta la propuesta de Middelmost (1986) incluyendo kimberlitas y lamproítas junto con los lamprófidos, en un grupo denominado “rocas lamprofídicas”, haciendo mención únicamente como frase al final del trabajo. Se exponen tanto características en común como en detalle, con enfoque de reconocimiento mineralógico y se establece la imposibilidad de utilizar únicamente clasificaciones de acuerdo a proporciones modales como el diagrama QAPF (Irving & Baragar, 1971), o diagramas de composiciones químicas como el TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para estas rocas, aunque si pueda utilizarse como guía, siempre y cuando no sean tratados de forma aislada (Mitchel & Bergman, 1991).

Rock (1991), geólogo inglés experto en lamprófidos y uno de los más grandes promotores de la investigación de los mismos, propuso separar cinco litologías bajo la designación de “clan lamprófido” integrado por lamprófidos calcoalcalinos, alcalinos, ultramáficos, kimberlitas y lamproítas (Figura 7), sustituyendo la propuesta de Le Maitre (1989) en base a criterios geoquímicos y mineralógicos y asignando un origen magmático común para estos cinco “ramas” heteromórficas. En dicho trabajo se reivindica la clasificación con base en la geoquímica de estas rocas, se publica un estudio de más de 5.000 especímenes, la creación de nuevos diagramas y también introduce el grupo de los lamprófidos ultramáficos (*ultramafic lamprophyre*, UML; Rock, 1986), el cual no había sido reconocido hasta la fecha en ninguna de las propuestas previas.

La iniciativa del “clan lamprófido” fue rechazada por varios petrólogos, entre otros Mitchell (1994), quien se basa en la premisa de que no existe relación genética entre los integrantes del “clan” y que no existiría un “magma lamprofídico padre” del cual derivan todos los tipos de lamprófidos. Plantea que lo que tienen en común es el hecho de que estas rocas han cristalizado bajo condiciones de abundancia en volátiles, y dicha circunstancia no sirve *a priori* a ningún propósito petrológico. Este autor propone reemplazar el término “clan” por “facies” eliminando la implicancia genética e indicando que es una característica distintiva o facies (propiedad, textura, mineralogía), la que permite la diferenciación dentro del grupo.

Formalmente es a partir de Woolley *et al.* (1996) que se sugiere discontinuar el término “clan” y se propone separar a las kimberlitas y lamproítas de los lamprófidos, tal como se anticipaba en investigaciones de otros miembros de la IUGS (Le Bas & Streckeisen, 1991). Allí se enumeran los problemas vinculados a la clasificación de seis litologías: las rocas Leucíticas, Melilíticas, Kalsilíticas, Lamproítas, Kimberlitas y Lamprófidos. Se presenta un esquema de flujo que subdivide éstas, adoptando

criterios de clasificación pre-existentes para la mayoría de las mismas, tanto texturales como mineralógicos y define a los lamprófidos como intrusiones menores máficas a ultramáficas con anfíbol, flogopita-biotita y fenocristales de minerales máficos.

Le Maitre (2002), recomienda no utilizar los términos “rocas lamprofídicas” (Le Maitre, 1989), “clan lamprófido” (Rock, 1991) o “facies lamprófidas” (Mitchell, 1994). Se retoma la clasificación de Streckeisen (1978) (Figura 8), modificándola ligeramente y define a los lamprófidos como un grupo de rocas difícil de clasificar químicamente enumerando un conjunto de características que “tradicionalmente” presentan los mismos.

Un grupo de lamprófidos alcalinos especiales, como la alnoita (mineral principal en la matriz: melilita), aillikita (mineral esencial: carbonatos) y damtjernita (mineral principal en la matriz: feldespatoideas), que se encontraban agrupadas dentro del grupo UML (Rock, 1985; Rock, 1991), nunca fue incorporado en la clasificación de la subcomisión de nomenclatura de la IUGS (Streckeisen, 1978; Le Maitre, 1989; Woolley *et al.*, 1996; Le Maitre *et al.*, 2002).

Este grupo recibe atención años después con Tappe (2005), quien elabora un esquema de flujo complementario a Le Bas & Streckeisen(1991) y Woolley (1996), para incluir este grupo de rocas “exóticas” dentro de la clasificación más reciente y extendida presentada por Le Maitre (2002).

A pesar de los esfuerzos de los diferentes autores por categorizar y jerarquizar al grupo de los lamprófidos, aún hace falta generar un mayor número de investigaciones sobre estas rocas que permita llegar a un consenso sobre la relevancia de una clasificación basada en condiciones genéticas, mineralógicas, químicas o combinaciones de ambas.

| Constituyentes félsicos | | Minerales máficos predominantes | | | |
|-------------------------|---------------|--|--|--|---|
| feldespato | feldespatoide | biotita , augita-diópsido, ± olivino | hornblenda, augita-diópsido, ± olivino | anfíbol marrón, titanoaugita, olivino, biotita | melilita, biotita ± titanoaugita ± olivino, calcita |
| or > pl | ----- | minette | vogesite | ----- | |
| pl > or | | kersantita | spessartita | ----- | |
| or > pl | feld > foid | ----- | ----- | sannaita | |
| pl > or | feld > foid | ----- | ----- | camptonita | |
| ----- | vidrio o foid | ----- | ----- | monchiquita | polzenita |
| ----- | ----- | | | | alnoita |

Figura 7: Clasificación de lamprófidos presentada por Streckeisen (1978). Referencias: or = feldespato alcalino; pl = plagioclasa; feld = feldespatos; foid = feldespatoide.

| CLAN | RAMA | FAMILIA | ROCA |
|---------------------|----------------------------------|--------------------------------------|---|
| ROCAS LAMPROFÍDICAS | Lamprófidos Calcoalcalinos [CAL] | Volcánica/ hipoabisal | MINETTE, KERSANTITA, SPESSARTITA, VOGESITA |
| | | Plutónica | SUITE APPINITA, SERIE VAUGNERITA |
| | Lamprófidos Alcalinos [AL] | | CAMPTONITA, MONCHIQUITA, SANNAITA |
| | Lamprófidos Ultramáficos [UML] | | AILLIKITA, ALNOITA, DAMKJERNITA, OUACHITITA, POLZENITA. |
| | Kimberlitas [KIL] | No-micáceas Grupo 1 | TRANSICION KIMBERLITA-AILLIKITAS |
| | | Micáceas Grupo 2 | |
| | Lamproitas [LL] | Lamproíta olivínica | LAMPROÍTA OLIVÍNICA |
| | | Fitzroyitas, Jumillitas, Wyomingitas | LAMPROITA |
| | | Lamproitas con afinidad CAL | COCITE |

Figura 8: Última clasificación del “Clan Lamprófidio” con las respectivas ramas, familias y rocas, presentada por Rock (1991).

2.3. Nomenclatura y Clasificación

Como se expuso anteriormente, los lamprófidos son rocas que presentan dificultades para su categorización (Woolley *et al.*, 1996) y las diferencias entre lamproítas, kimberlitas y diferentes variedades de lamprófidos no han sido establecidas con certeza causando que la misma roca sea caracterizada con distintos nombres en una misma área (Perring *et al.* 1989). Respecto a su mineralogía presentan minerales muy poco frecuentes, del tipo fantasma o “pseudomorfo”, donde minerales del grupo de las zeolitas, serpentina, arcilla o carbonatos sustituye minerales primarios como el olivino, melilita, piroxenos o anfíboles.

La gran cantidad de volátiles que contienen estos magmas lamprofídicos, permiten que cristalice una mayor cantidad de minerales hidratados como anfíbol y biotita y varias texturas petrográficas sugieren ocurrencia de alteración deutérica que es provocada por los vapores residuales ricos en agua que penetran por las fronteras de

los cristales y a través de fracturas, reaccionando con los minerales primarios (Ibrahim *et al.* 2010a).

Tampoco se ha podido llegar a un consenso para explicar cómo estas rocas presentan altísimos porcentajes de elementos altamente móviles a pesar de encontrarse en ocasiones, profusamente meteorizadas.

Desde el punto de vista geoquímico los lamprófidos son rocas subsaturadas en sílice, con contenidos altos de sodio o potasio, ricas en volátiles (H₂O, CO₂, F, Cl), enriquecidas en elementos litófilos de gran radio iónico (LILE, *Large Ion Lithophile Elements*) especialmente bario y estroncio, y tierras raras livianas (LREE, *Light Rare Earth Elements*), asociación química que ha llevado a numerosos científicos a elaborar complejas teorías sobre su petrogénesis.

Con respecto a lo observado en campo es común que estos diques presenten un alto grado de intemperismo, que afecta en gran medida las observaciones realizadas aunque la signatura química mencionada persiste en la amplia mayoría de los lamprófidos (Perring *et al.* 1989).

Según Rock (1991) el término lamprófidio abarca composiciones desde ultramáficas a mesócratas, ultrabásicas a intermedias, ricas en sodio a ricas en potasio, cuarzo a melilita normativos, peraluminosos a perpotásicos y en este sentido propone que dicho término pueda quedar reservado para observaciones de campo y el empleo de clasificaciones más precisase siempre luego de detalladas descripciones petrológicas.

En este trabajo las descripciones petrográficas macroscópicas y microscópicas siguen los criterios descriptivos establecidos por Rock, (1985; 1991) y aquellos reseñados por la IUGS en sus principales compendios (Le Maitre, 1989; Le Maitre *et al.*, 2002). Los diagramas utilizados para geoquímica son varios de los utilizados para otras rocas ígneas y son ineludiblemente tratados en conjunto con la mineralogía observada.

En la figura 9 se presenta el último diagrama de clasificación presentado por la IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), modificado de aquel presentado por Streckeisen (1978), donde aparecen dos columnas principales, divididas en constituyentes máficos y félsicos, donde las diversas proporciones relativa de ciertos minerales clave, proporciona la nomenclatura asociada a los diferentes tipos de lamprófidos y su clasificación.

| Constituyentes félsicos | | Minerales máficos predominantes | | |
|-------------------------|---------------|--|---|--|
| feldespato | feldespatoide | biotita > hornblenda, ± augita-diópsido, ± olivino | hornblenda, augita-diópsido ± olivino | anfíbol marrón, titanoaugita, olivino, biotita |
| or > pl | ----- | minette | vogesite | ----- |
| pl > or | ----- | kersantita | spessartita | ----- |
| or > pl | feld > foid | ----- | ----- | sannaita |
| pl > or | feld > foid | ----- | ----- | camptonita |
| ----- | vidrio o foid | ----- | ----- | monchiquita |

Figura 9: Último diagrama presentado por la IUGS para clasificación de lamprófidos (Le Maitre *et al.*, 2002) Referencias: or = feldespato alcalino; pl = plagioclasa; feld = feldespatos; foid = feldespatoide.

CAPÍTULO 3

3. ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA DEL ÁREA

3.1. Contexto Geológico Regional

Almeida *et al.* (1973), definen al basamento cristalino del Uruguay como Escudo Uruguayo, subdividiéndolo en tres grandes dominios

El basamento cristalino de Uruguay está constituido por diferentes bloques corticales de diferentes edades e historia geológica. Estos bloques se encuentran amalgamados entre sí a través de importantes discontinuidades y están asociados a diferentes eventos magmáticos y rocas supracorticales (Masquelín, 2006). A continuación se describen brevemente las principales unidades geológicas relacionadas al objeto de estudio.

3.1.1. Cratón del Río de la Plata (CRP)

Esta unidad geotectónica fue definida por Almeida *et al.* (1973), como una de las regiones cratónicas de la Plataforma Sudamericana, que se consolida hacia el Precámbrico Tardío. El mismo incluye a aquellas rocas del basamento cristalino pre-devónicas que afloran en la porción sur de Uruguay, así como la porción noreste de Argentina (Complejo Buenos Aires).

Bossi & Campal (1992), proponen separar el Cratón del Río de la Plata en dos terrenos tectono-estratigráficos, que definen como Terreno Piedra Alta y Terreno Nico Pérez, encontrándose limitados entre sí por la megaestructura del Lineamiento Sarandí del Yí - Piriápolis (Preciozzi *et al.* 1989).

Posteriormente, la aplicación sistemática del concepto de terreno tectono-estratigráfico, dio lugar a la definición de otros terrenos como el Terreno Cuchilla Dionisio (Bossi *et al.*, 1998), Terreno Punta del Este (Preciozzi *et al.* 1999) y recientemente el Terreno Tandilia (Bossi, 2005).

Por su parte, Oyhantçabal *et al.* (2011) consideran que en nuestro territorio, el Cratón del Río de la Plata sólo está compuesto por el Terreno Piedra Alta apoyándose (entre otros argumentos) en el hecho de que no se registran eventos vinculados a la orogénesis Neoproterozoica (Ciclo Orogénico Pan- Africano), mientras que estos últimos sí se registran en el Terreno Nico Pérez (Figura 10).

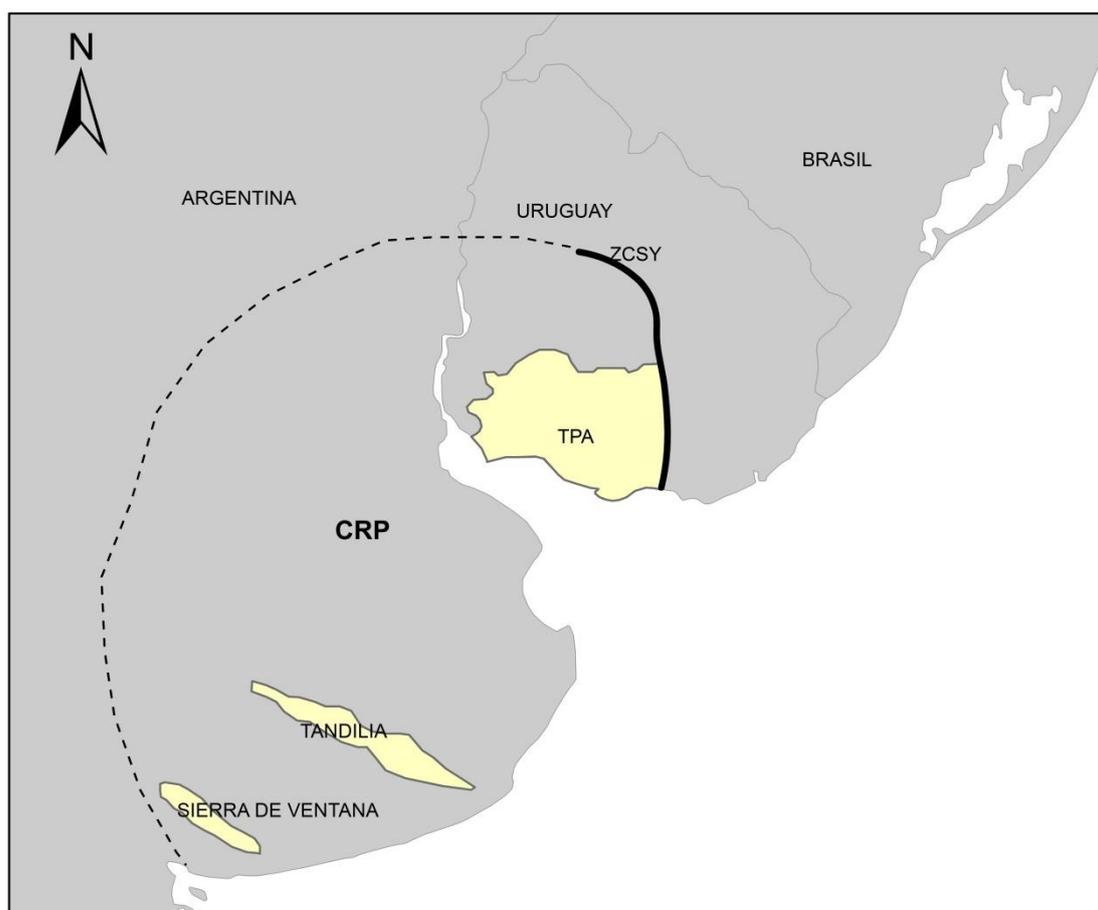


Figura 10: Se observan los límites propuestos por Oyhantçabal *et al.* (2011) para el Cratón del Río de la Plata. Referencias: CRP= Cratón del Río de la Plata, TPA= Terreno Piedra Alta, ZCSY= Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

3.1.2. Terreno Piedra Alta (TPA)

El Terreno Piedra Alta se desarrolla al oeste de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, y se encuentra en continuidad con el basamento de Tandilia de la Provincia de Buenos Aires (Masquelín, 2006). Fue propuesto por Bossi *et al.* (1993) como una faja “granito-neissica con anatexitas” que abarca más de la mitad de la extensión superficial del mismo. El mismo comprende tres cinturones metamórficos principales; el Cinturón San José (Bossi *et al.* 1993), el Cinturón Andresito (Bossi & Ferrando 2001) y el Cinturón Pando (Bossi & Campal, 1992). Estos son considerados antiguas secuencias volcano-sedimentarias metamorizadas y deformadas durante el Ciclo Orogénico Transamazónico (2.5 - 2.0 Ga). Oyhantçabal *et al.* (2003), proponen la necesidad de suprimir el Cinturón Pando que estaría incluido dentro del Cinturón San José dada la proximidad, carácter estructural y el grado metamórfico (de bajo a medio) (Figura 11). Dentro de este terreno hacen intrusión varios granitos post-orogénicos, de naturaleza química calco-alcalina y alcalina, así como un haz de diques de doleritas o

microgabros que afloran en un área de aproximadamente 100 km de ancho por más de 300 km de largo. Hacia el Este, en el contacto con la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, los diques se encuentran arqueados formando un *drag fault* o “pliegue de arrastre” (Bossi & Campal, 1992), siendo este fenómeno el que permitió inicialmente, asignarle a un sentido dextral a esta megaestructura.

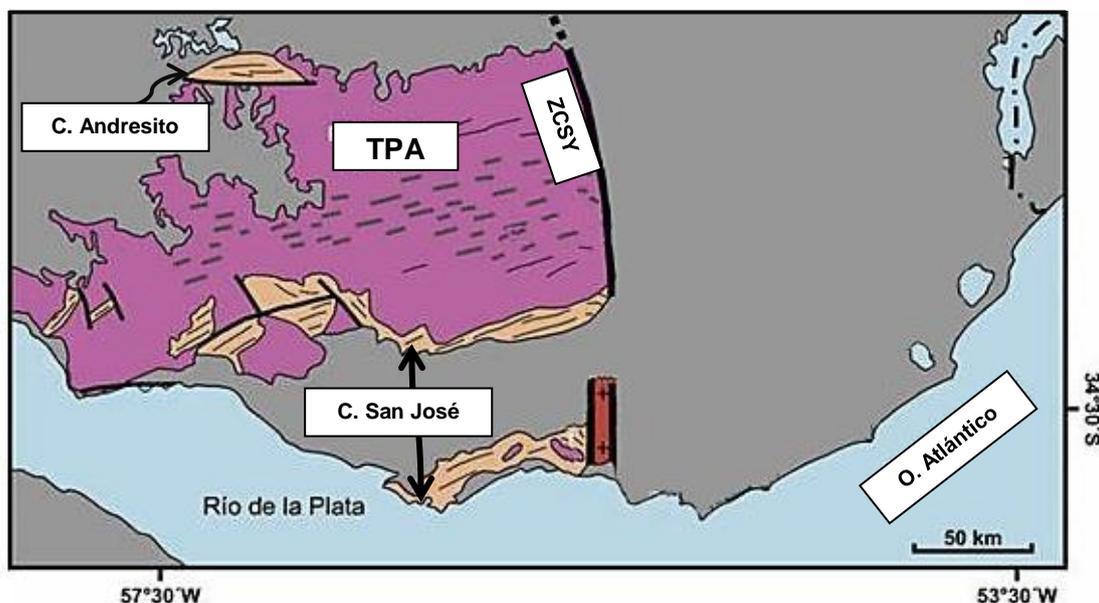


Figura 11: Imagen modificada de Oyhantçabal *et al.* (2003), donde se presenta la extensión del Terreno Piedra Alta con sus principales unidades integrantes: en lila figuran los granitoides y neises, en donde se observa el haz de diques máficos; en rosa, los Cinturones Andresito y San José y en naranja (con traza de cruces), figuran granitoides neoproterozoicos producto de la reactivación de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

3.2. Antecedentes y Geología del área de estudio

Este trabajo fue llevado a cabo en zonas restrictas del departamento de Montevideo, donde se han reportado los diques lamprófidos en áreas donde se encuentra aflorando el basamento cristalino del Terreno Piedra Alta y el Granito de La Paz (Figura 12). Dentro de la zona de estudio, el basamento cristalino del Terreno Piedra Alta está representado por el Cinturón San José, donde se han definido las Formaciones Montevideo, Paso Severino y San José (Oyhantçabal *et al.* 2003).

En función del avance de las investigaciones, así como el aumento de estudios detallados, se han definido otras unidades de menor jerarquía o expresión superficial, asociadas a las formaciones anteriores. Las unidades geológicas del basamento que se encuentran aflorando en las zonas del estudio son la Formación Montevideo y la Unidad Ortoneises de Punta Carretas (Oyhantçabal *et al.* 2003). Estas litologías son

recortadas por diques pegmatíticos y aplíticos, algunas por diques de lamprófidos y en otros sectores cubiertas por sedimentos Cenozoicos, particularmente por las formaciones Fray Bentos, Raigón, Libertad y Villa Soriano, así como por depósitos actuales (Figura 12).

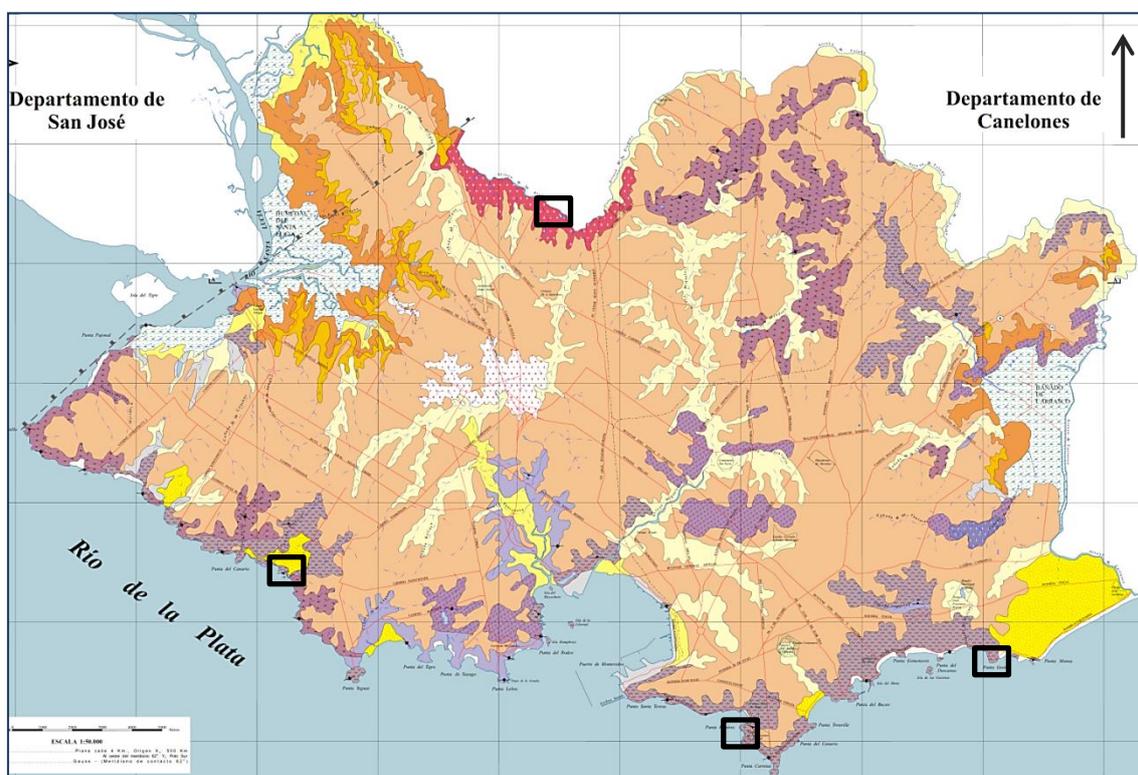


Figura 12: Mapa Geológico a escala 1:50.000 del Departamento de Montevideo (Spoturno *et al.*, 2004) donde se indican las principales unidades geológicas. En recuadros color negro se puede apreciar la ubicación de los afloramientos relevados. Referencias: en colores violetas – lilas se indica el Paleoproterozoico (p.e. Fm. Montevideo y Unid. Ortoneises de Punta Carretas), en rosado se indica el Cámbrico (Granito de La Paz), en amarillos se indican formaciones sedimentarias Cenozoicas.

3.2.1. Formación Montevideo

La Formación Montevideo fue definida por Bossi *et al.* (1965), como un conjunto de gneises, anfibolitas y micaesquistos estructuralmente concordantes, siendo parte del Cinturón Pando, definida a su vez como una faja metamórfica de grado medio del Terreno Piedra Alta. Oyhantçabal *et al.* (2002, 2003) redefine esta formación geológica considerándola como una “secuencia supracortical de origen volcano-sedimentario metamorfizada en facies anfibolita”, y propone que la Formación Montevideo y Paso Severino formen parte de del Cinturón San José, suprimiendo el Cinturón Pando. Esta secuencia se encuentra constituida por micaesquistos, paraneises y paranfibolitas que alternan con ortoanfibolitas, representantes de la secuencia volcánica (Pascale, 2013).

Debido a la urbanización de la ciudad de Montevideo y a la cobertura cenozoica, los afloramientos del basamento se encuentran prácticamente restringidos a la faja costera, sin embargo se pueden apreciar también en las principales elevaciones, el “Cerro de Montevideo” y el “Cerrito de la Victoria” (Figura 12).

Al subdividir la faja costera en sector Este y Oeste a partir de la Bahía de Montevideo, que es donde se encuentra el puerto, la secuencia meta-sedimentaria se observa aflorando en el sector Oeste, próximo al Arroyo Pantanoso y entre Puntas del Rodeo y Punta Yeguas, mientras que las ortoanfibolitas afloran en algunos sectores del Arroyo Miguelete, Barrios de Cerro y Casabó, en la Cañada de la Canteras y sector Norte de los bañados de carrasco (Spoturno *et al.* 2004), además de aflorar como bloques aislados (xenolitos) englobados en ortoneises en el sector Este (Pascale, 2013).

Los micaesquistos de la Formación Montevideo son litologías que presentan textura lepidoblástica a granoblástica y mineralógicamente están compuestos por cuarzo, muscovita, biotita, opacos con cantidades variables de turmalina, granate, andalucita y silimanita.

Se puede observar la estratificación original o So y la abundancia de pliegues, los cuales estarían representando dos fases de deformación: la primera de tipo isoclinal y la segunda con pliegues cerrados a abiertos (Oyhantçabal *et al.*, 2003; Spoturno *et al.*, 2004; Pascale, 2013), encontrándose frecuentemente clivajes de crenulación en estas litologías (Figura 13).



Figura 13: Micaesquistos en playa del Cerro de Montevideo donde se observa el clivaje de crenulación. Coordenadas UTM: 568601, 6138237.

Los paraneises de la Formación Montevideo son leucócratas y presentan texturas granolepidoblásticas. Mineralógicamente están compuestos por cuarzo, oligoclasa, microclina, biotita, muscovita, hornblenda con cantidades variables de epidoto, esfeno, opacos y apatito.

Se encuentran intercalados con el resto de la secuencia supracortical (Pascale, 2013) y la abundancia de biotita en algunos especímenes condiciona que los mismos sean denominados como paraneises biotíticos.

La estratificación original y el plegamiento no se conservan de manera tan marcada como en los micaesquistos, aunque si se reconocen pliegues paralelos. El ángulo de buzamiento de la foliación es en general subvertical. Suelen aparecer como xenolitos de dimensiones métricas a decamétricas en las áreas granito-néisicas (Figura 14; Oyhançabal *et al.*, 2003)

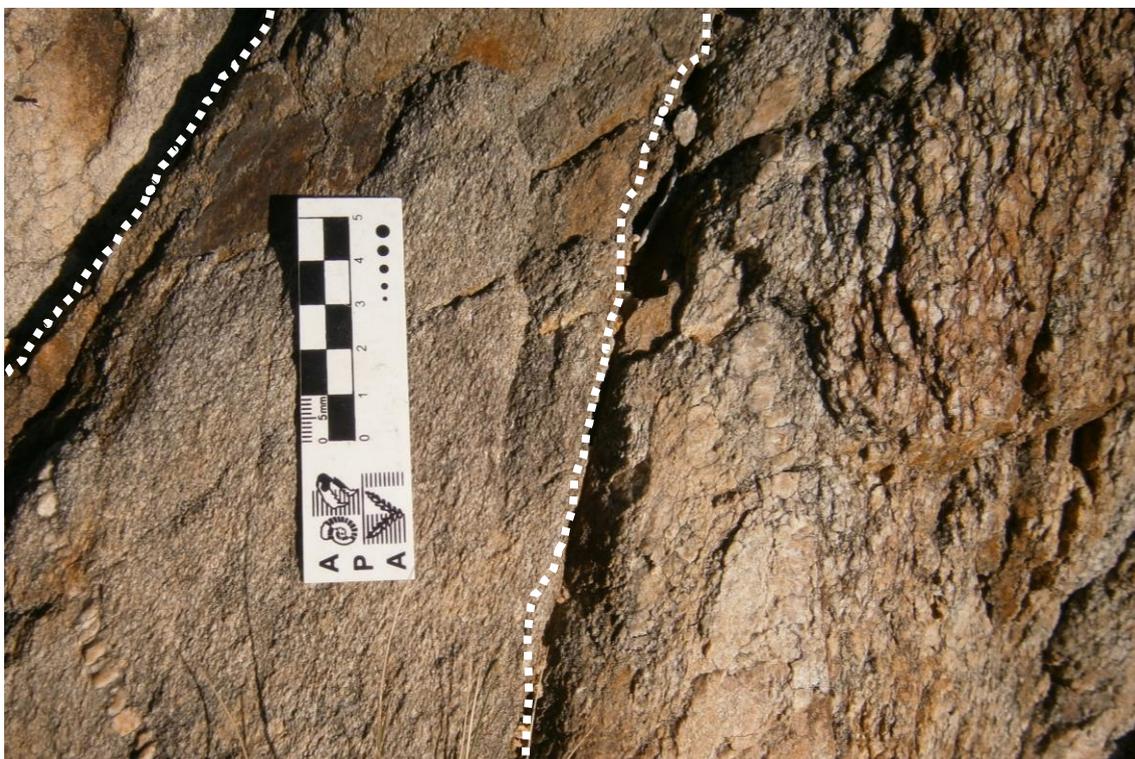


Figura 14: Xenolito tabular de paragneis dentro de ortoneises en Canteras del Parque Rodó. Coordenadas UTM: 575703, 6135457.

Las paranfibrolitas de la Formación Montevideo presentan un bandeado composicional que podría ser atribuible a la estratificación original (Oyhançabal *et al.*, 2003), compuesto por capas oscuras de anfíbol y plagioclasa y las bandas félsicas por epidoto-pistacita (Pascale, 2013).

Estas litologías presentan textura nematoblástica y mineralógicamente están compuestas por hornblenda con pleocroísmo, augita-egirina, plagioclasa, cuarzo, epidoto, biotita, opacos y apatito como accesorios frecuentes.

Los pliegues de tipo isoclinal, generan repeticiones particularmente evidentes en los estratos leucócratas pudiendo ser la explicación al bandeado.

Algunos de los afloramientos presentan *boudines* por la diferencia de competencia de las capas, siendo común observar estas estructuras en bandas epidotizadas (Pascale, 2013) (Figura 15).



Figura 15: Se observa el bandeado composicional de las anfibolitas, en punteado blanco se indican boudines en el sector inferior de la fotografía. Afloramiento de Punta Gorda. Coordenadas GPS: 583971, 6137636.

Las ortoanfibilolitas, representantes de la secuencia volcánica de la Formación Montevideo, presentan colores verdes muy oscuros y se presentan en dos variedades: masivas y foliadas, siendo las primeras más resistentes a la erosión y presentando recristalización de sílice, producto de la migración de la misma (Figura 16).

Además presentan en ocasiones estructuras de tipo *pillow lavas* que estarían sugiriendo que el protolito de estas anfibilolitas pueda ser una lava basáltica. Las variedades foliadas son de grano medio y textura nematoblástica, con cristales de hornblenda hipidiomorfos de 0,1 a 0,7 mm (Oyhantçabal *et al.*, 2003).

Afloran alternando con la secuencia metasedimentaria en el sector oeste de la costa del departamento.

La paragénesis dominante es hornblenda, plagioclasa, cuarzo y epidoto y es frecuente pequeños encontrar cristales de ilmenita de 0.2 a 0.3 mm.



Figura 16: Recristalización de cuarzo presente en las ortoanfibolitas del Cerro de Montevideo. UTM: 567718, 6139073.

3.2.2. Unidad Ortoneises de Punta Carretas

La Unidad Ortoneises de Punta Carretas fue definida por Oyhantçabal *et al.* (2003), para identificar aquellos ortoneises que son el producto de la recrystalización metamórfica de granitoides calcoalcalinos, siendo la unidad de basamento de mayor extensión en el Departamento de Montevideo que se encuentra alternando con la Formación Montevideo y los granitoides asociados (Pascale, 2013), en la porción centro-este del mismo y extendiéndose por la costa hasta el balneario Costa Azul (a la altura del kilómetro 55.500 de ruta Interbalnearia).

Estructuralmente presentan foliaciones que van desde N80 W a N70 E y son rocas grises a grises claro pasando por rosadas (cuando exhiben alteración), con textura granolepidoblástica constituidas por oligoclasa, cuarzo, biotita, epidoto, muscovita (secundaria), apatito y microclina. Destacan fundamentalmente la gran cantidad de intrusiones pegmatíticas y aplíticas encontradas en esta unidad, así como zonas más cataclásticas o cizalladas, presentando más o menos afectación (Figura 17).

Solo se ha datado esta unidad en la zonas de las “Canteras del Parque Rodó” arrojando una edad Rb-Sr de 1990 ± 32 Ma (Cingolani *et al.* 1997) aunque Santos *et al.* (2003) reportan una edad de 2165 ± 38 Ma obtenida con el método U- Pb SHRIMP en un neis en Montevideo, aunque no se especifica la ubicación.



Figura 17: Fotografía de ortoneis, donde se observa la intrusión de un dique aplítico y el fallamiento del mismo, tomada en el afloramiento de Punta Gorda. Coordenadas UTM: 568601, 6138237.

3.2.3. Granito de La Paz

Este granito representa el magmatismo Neoproterozoico que afectó el Terreno Piedra Alta, se encuentra aflorando al NW del departamento de Montevideo y al SW del departamento de Canelones (Figura 12) y fue datado por Umpierre & Halpern (1971) en 566 ± 15 Ma mediante Rb/Sr y más recientemente ha sido datado en 585 ± 4 Ma mediante U-Pb por Abre *et al.* (2014).

La relación de contacto entre el Granito de La Paz y otras unidades del Terreno Piedra Alta es difícil de determinar por la amplia cobertura sedimentaria constituida por las Formaciones Fray Bentos y Libertad (Spoturno *et al.*, 2004).

Presenta fundamentalmente dos facies, una porfiroide de mayor extensión con fenocristales centimétricos de microclina, con plagioclasa (albita u oligoclasa), siempre en cristales más pequeños con inclusiones de máficos; y una facie equigranular, en el borde sur del cuerpo de colores rosados de grano medio compuesto por ortosa perítica, microclina, cuarzo y albita, con biotita, epidoto, calcita, opacos y anfíbol como accesorios.

De manera subordinada aparecen intrusiones de diques máficos (relevados en este trabajo), enclaves biotíticos centimétricos a decimétricos, subesféricos a elipsoidales y grandes enclaves de pórfido microgranítico (Oyhantçabal *et al.*, 1990) (Figura 18).

En términos generales el Granito de La Paz presenta un manto de alteración de unos 30 metros de potencia, por debajo de la cobertura sedimentaria y hasta la aparición de los enclaves micrograníticos o “bochas” (término manejado comúnmente por los mineros de la zona) de granito consolidado, luego de este nivel aparece el granito fresco que imposibilita su explotación por arranque mecánico.

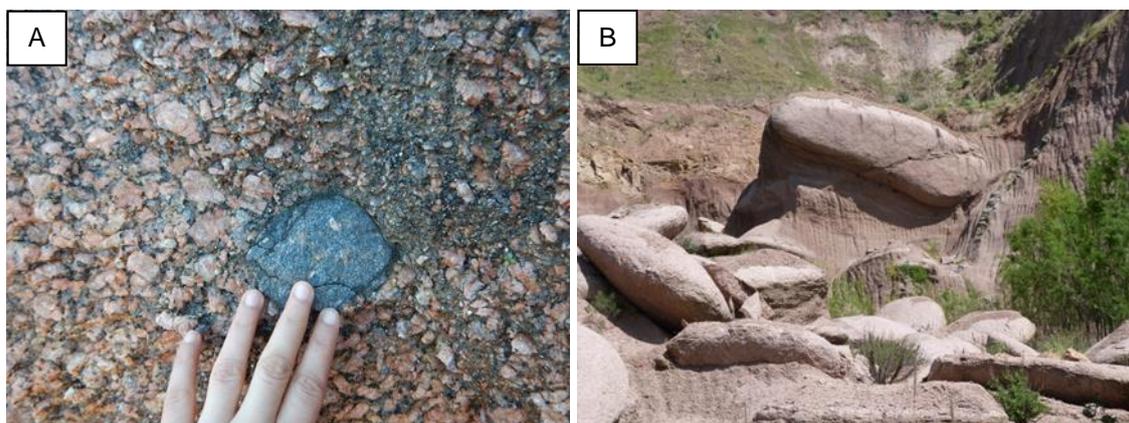


Figura 18: A- Enclave biotítico en el Granito de La Paz. B- Fotografía en una de las canteras que explotan este granito donde se observan “las bochas” elongadas, subredondeadas con diámetros mayores del entorno de los tres metros.

3.2.4. Antecedentes sobre los Diques Lamprófidos en Uruguay

Los diques de lamprófido reportados (Walther, 1935, 1948; Oyhantçabal *et al.*, 2003; Spoturno *et al.*, 2004; Pascale & Oyhantçabal, 2010; Pascale, 2013) aparecen intruyendo la unidad denominada Ortoneises de Punta Carretas y la Formación Montevideo, en el afloramiento de Punta Gorda, en las playas de Pajas Blancas y Cerro de Montevideo, y en las Canteras del Parque Rodó. También intruyen el Granito de La Paz (Walther, 1948; Pascale, 2013), que posiblemente se emplaza en una zona de cizalla con una orientación aproximadamente Este-Oeste. Los mismos son definidos como diques porfiríticos, con fenocristales de biotita rojiza, plagioclasas y piroxenos en una mesostasis afanítica.

Los primeros antecedentes de trabajos de detalle en la zona, donde se mencionan los diques lamprófidos, fueron publicados por Walther (1935; 1948), donde se realizan descripciones tanto estructurales como petrográficas de las distintas unidades que allí afloran. En dichas obras el autor hace referencia a los “filones lamprófidos” con “hojitas de mica de brillo áureo” como parte del “séquito melanocrático” de los granitos calcoalcalinos de Montevideo, e incluso hace mención a los “alcalinitos de La Paz” refiriendo al conocido granito de la ciudad homónima.

Posteriormente otros autores realizan menciones en sus trabajos a “actividad filoniana básica y ultrabásica” (Coronel & Oyhançabal, 1988), a “lamprófidos pos-tectónicos” (Masquelin, 2003) o a los “diques básicos alcalinos”, asignándoles tentativamente una edad Neoproterozoica o Mesoproterozoica (Oyhançabal *et al.* 2003, Pascale & Oyhançabal, 2010), sin ser en ninguno de los casos, trabajos de detalle sobre los mismos.

Los trabajos que presentan descripciones petrográficas y estructurales de las distintas litologías que se encuentran en el afloramiento de Punta Gorda (Pascale & Oyhançabal, 2010; Pascale, 2013), y que describen además los diques de lamprófidos, infieren sobre los mismos, que serían el último evento magmático que afectó a la Formación Montevideo, aunque tampoco han sido el foco principal del estudio.

Por lo expuesto anteriormente, se propuso en este Trabajo Final realizar un análisis sistemático reuniendo datos de campo de la geometría de los diques y de las diversas estructuras presentes en sus afloramientos conocidos, además de estudios petrográficos de detalle y geoquímica sobre las muestras obtenidas con el fin de caracterizar su composición, establecer su relación de contacto con las rocas encajantes y finalmente ser capaces de clasificarlos. Este abordaje metodológico, siguiendo criterios de reconocimiento (Streckeisen 1978; Rock, 1991) y clasificación de lamprófidos (Rock, 1991; Le Maitre *et al.* 2002; Tappe *et al.*, 2005) permite, por un lado entender los mecanismos físicos y procesos asociados durante el emplazamiento de estas particulares rocas intrusivas y por otro, intentar homogeneizar la terminología aplicada, en consonancia con los criterios vigentes.

CAPÍTULO 4

4. PETROGRAFÍA

En este capítulo se aborda la caracterización petrográfica y los principales rasgos estructurales presentes en los diques lamprófidos en sus principales zonas de afloramiento en el Terreno Piedra Alta. Estos estudios, como se ha mencionado anteriormente, se realizaron con mayor énfasis en el afloramiento de Punta Gorda, donde también se realizaron estudios con microscopio electrónico de barrido (SEM).

Las muestras para láminas delgadas fueron tomadas de forma representativa en distintos sectores de los diques, si bien para algunas muestras fue imposible realizar los preparados ya que se encuentran en avanzado estado de meteorización.

4.1. Afloramiento de Punta Gorda

4.1.1. Características generales y Descripción macroscópica

Este conjunto de diques aflora en la faja costera, en el barrio Punta Gorda (ver Capítulo 2) en un afloramiento de aproximadamente 300 m².

Los diques poseen una disposición tabular y elongada (alta relación largo/ancho), con una orientación aproximada ENE-WSW (N75E) y un largo variable alcanzando un máximo continuo de unos 20 m, destacando sus coloraciones oscuras.

Hacia el Oeste se pudo constatar la continuidad de algunos de los diques hasta que el mar no permite continuar avanzando; hacia el Este no fue posible constatarlo, por la abundancia de bloques de gran tamaño (piedra de escollera) depositados allí para construir el muelle y la estación de bombeo del Interceptor Zona Este perteneciente al sistema de saneamiento de la Intendencia de Montevideo (Figura 19).

Estos diques intruyen el basamento cristalino del Terreno Piedra Alta, incluyendo la secuencia metasedimentaria (paraneises y anfíbolitas) de la Formación Montevideo y la Unidad Ortoneises de Punta Carretas (Oyhantçabal, 2003) asociada también con intrusiones félsicas menores de pegmatitas y aplitas (Pascale, 2013).

Cabe destacar que en este afloramiento los lamprófidos recortan todas las litologías anteriormente mencionadas y se encuentran los especímenes mejor preservados estudiados en este trabajo.

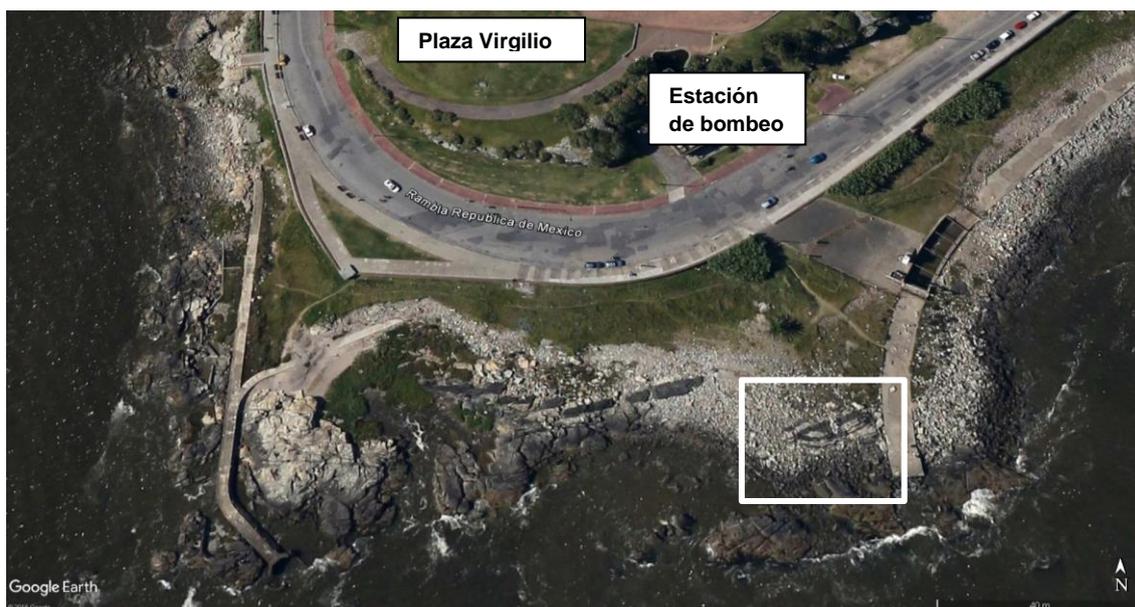


Figura 19: Imagen satelital de la zona de afloramientos en Punta Gorda, donde se encuentra indicado en recuadro blanco el sitio donde afloran los lamprófid, así como la estación de bombeo del saneamiento y la Plaza Virgilio.

| Muestra | PG_1 | PG_2 | PG_3 | PG_4 | PG_5 | PG_6 |
|-----------------------------|--------------------------|---------------------|---------------------|-----------------------------|---------------------|-----------------------------|
| Posición | Borde | Zona central | Borde | Zona central | Zona intermedia | Zona central |
| Roca caja | UOPC | UOPC y FM | UOPC | UOPC y FM | UOPC y FM | UOPC y FM |
| Textura | Afanítica | Porfirítica | Afanítica | Porfirítica | Porfirítica | Porfirítica |
| Alteración | Baja | Baja | Baja | Baja | Baja | Baja |
| Fenocristales | No se identifican | EG y mica oscura | No se identifican | EG, piroxenos y mica oscura | EG y mica oscura | EG, piroxenos y mica oscura |
| Matríz | No se aprecia | No se aprecia | No se aprecia | No se aprecia | No se aprecia | No se aprecia |
| Estructuras globulares (EG) | Si | Si | No | Si | Si | Si |
| Xenolitos | No | Si | No | Si | Si | Si |
| Análisis realizados | Lámina, geoquímica y SEM | Lámina y geoquímica | Lámina y geoquímica | Lámina, geoquímica y SEM | Lámina y geoquímica | Lámina y geoquímica |
| Coordenadas UTM | 583960; 6137635 | 583964; 6137632 | 583977; 6137636 | 583973; 6137635 | 583964; 6137630 | 583985; 6137662 |

Tabla 1: Principales características a nivel de afloramiento de las muestras extraídas en el afloramiento de Punta Gorda. Observaciones realizadas en afloramiento con lupa 20X. Referencias: UOPC= Unidad Ortoneises de Punta Carretas; FM= Formación Montevideo; EG= Estructuras globulares.

Afloran con geometrías tabulares a nivel de afloramiento y son rocas isotrópicas, presentando en todos los casos colores grises a negros y muy buena tenacidad. Presentan un tamaño de cristales fino a medio (Hibbard, 1995), con un brillo dorado característico de la mica en una matriz opaca. Fueron extraídas seis muestras de lamprófid, y se determinaron aspectos de campo relacionados con cada muestra obtenida, los cuales se esquematizan en la Tabla 1.

Todo el conjunto de litologías se encuentra afectado por un sistema de fracturas de orientación preferencial NW y NNW de carácter lineal, discontinuo y espaciado, sin relleno en su interior (excepto en ocasiones por los mismos lamprófidos) presentando dimensiones diversas. Se utilizó un diagrama de roseta y un gráfico de distribución para el estudio de la orientación de dichas fracturas (Figura 20) habiendo tomado 128 datos de rumbo, con buzamientos subverticales a verticales. A nivel de afloramiento se observan principalmente dos *joint sets* o conjuntos de fracturas, con geometrías similares y direcciones preferenciales de rumbos N160 y N145 que afectan a todas las litología presentes

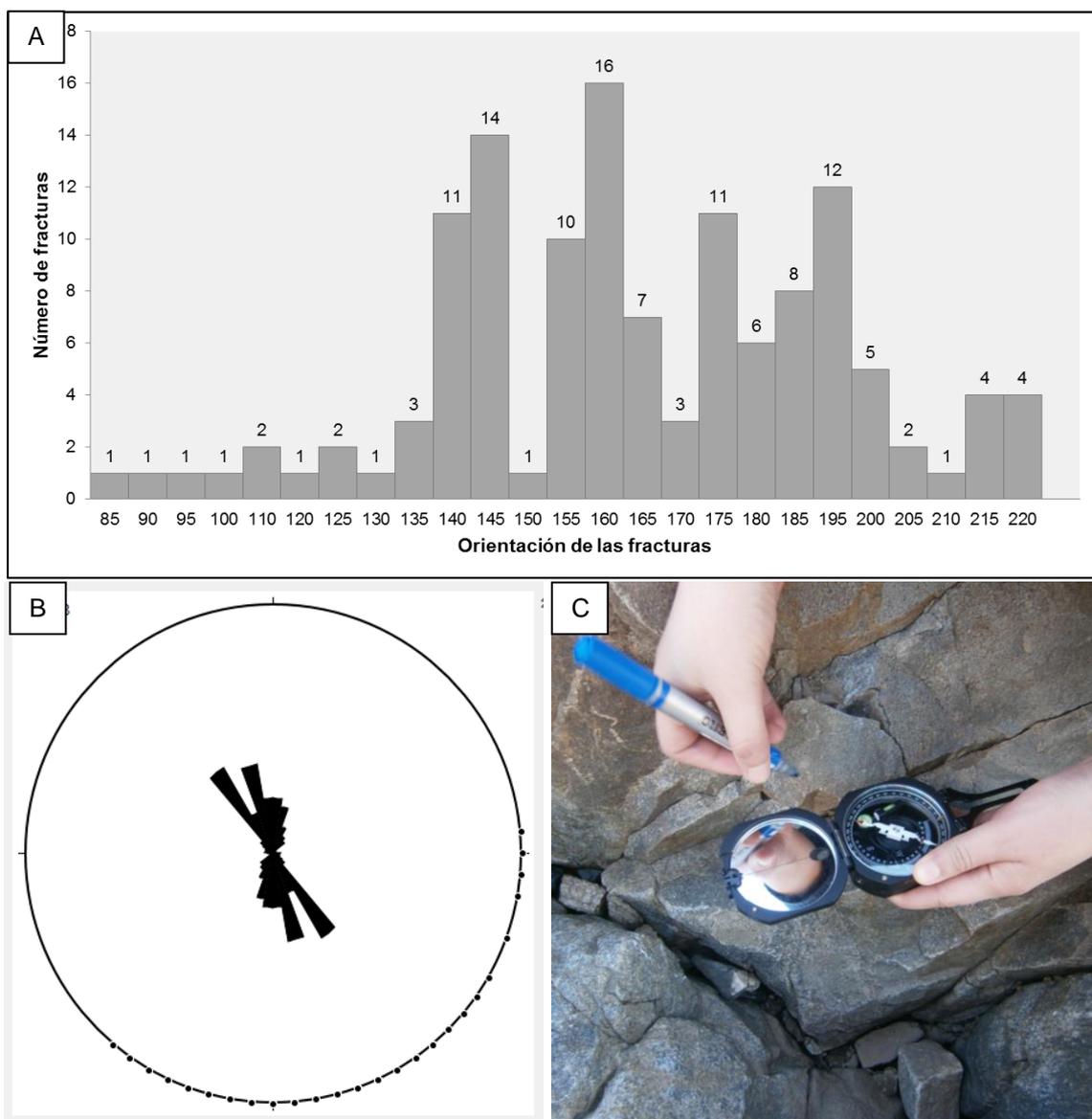


Figura 20: A- Gráfico utilizados para mostrar la distribución estadística de las orientaciones de las fracturas en la zona estudiada. B- Gráfico de distribución de frecuencias, mostrando dos máximos. C- Fotografía de toma de medidas. Coordenadas UTM: 583964; 6137635. El software utilizado fue Stereonet.

Los diques lamprófidos poseen espesores de entre 0,3 a 2 metros, siendo irregulares y disminuyendo hasta unos pocos milímetros cuando el dique se acusa. Los diques se bifurcan, se estrechan y ensanchan, dando un aspecto anastomosado (Figura 3).

Presentan contactos netos, sin indicios de metamorfismo de contacto con la roca encajante y bordes enfriados (*chilled margins*), de colores ligeramente más oscuros. El tamaño de grano de la matriz como los fenocristales aumenta hacia el centro del dique, donde se pueden observar los cristales. Si bien a nivel de afloramiento muchos de los contactos son rectilíneos, particularmente a mayor detalle, se pueden observar algunos contactos sinuosos, dentados y erosivos (Figura 21 B).

A nivel de afloramiento, los diques presentan cierta orientación concordante con la foliación regional que es N70 - 80 (Pascale, 2013), aunque generalmente los diques más pequeños, de espesores de unos pocos centímetros rompen esta norma general, intruyendo fracturas laterales (que posiblemente fueran provocadas por la misma intrusión) principalmente en la dirección NW.

Se observan estructuras de "dique en dique", por procesos de reintrusión magmática que han sido documentados en numerosos afloramientos de lamprófidos en todo el mundo (Rock, 1983). Estos diques son de grano más fino y también presentan bordes enfriados, particularmente se encontraron dos, ambos incluidos dentro del mismo dique y se indican en las figuras 21 A y 23.

En varios de los lamprófidos estudiados se puede distinguir un bandeado paralelo a los contactos, a escala centimétrica sobre el borde, de características petrográficas casi idénticas a los diques, pero que presenta texturas afaníticas a microporfiríticas con disminución de la vesiculación (hasta tres veces más pequeña).

La zona central de los diques se caracteriza por su textura porfirítica, con un mayor contenido de fenocristales (micas oscuras, estructuras globulares y piroxeno principalmente) y mayor vesiculación.

En algunos diques suelen aparecer de forma muy heterogénea, estructuras de flujo paralelas y próximas a los bordes, manifestándose como lineamientos discontinuos a lo largo del dique (Figura 21 D) que son afectados diferencialmente por la meteorización.

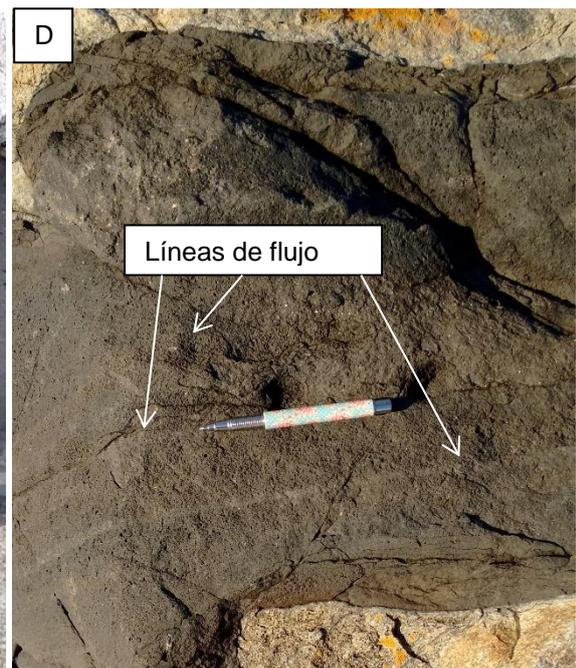
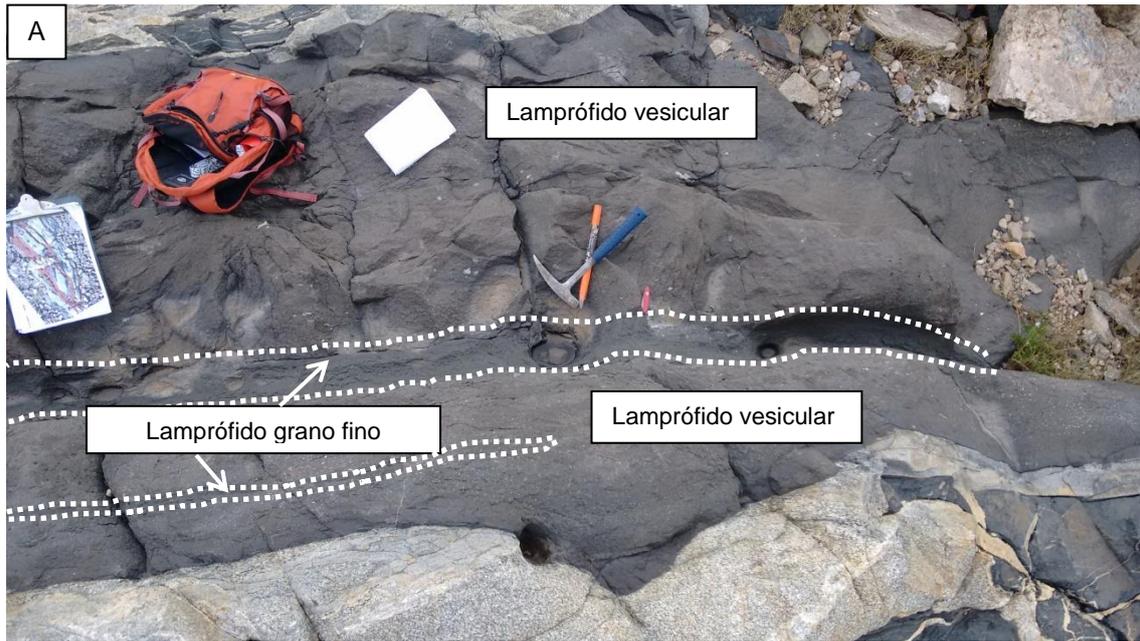


Figura 21: A- Vista de una estructura de “dique en dique”, indicado con punteado blanco se observa el lamprófidio más joven. Coordenadas UTM: 583977; 6137639 B- Vista en detalle del mismo contacto entre los dos lamprófidios, a la derecha se encuentra el dique intruído que presenta abundancia de amígdalas muchas de ellas ligeramente orientadas exhibiendo una textura fluidal. C- Dique donde se observa en la zona central una orientación de las vesículas, las mismas disminuyen hacia los bordes. Coordenadas UTM: 583957; 6137632 D- Líneas de flujo observadas en algunos diques. Coordenadas UTM: 583963; 6137634.

Se observan a ojo desnudo dentro de varios de los diques, estructuras globulares irregulares a esféricas, de composición félsica que muestran una tendencia decreciente hacia los márgenes, acompañadas de una reducción progresiva en sus diámetros y mayormente exhibiendo medidas de 0.1 cm a 1.5 cm con rellenos carbonáticos que exhiben halos de alteración (Figura 22B).

Dichas estructuras que son denominadas comúnmente *ocelli* (Phillpotts, 1990) u ocelos, son características de estas rocas (Capítulo 2) y en este afloramiento tienen tendencia a la coalescencia, desarrollándose en bandas restringidas principalmente próximas a la zona central del dique donde en algunos puntos se encuentran orientadas con su eje mayor paralelo a los bordes (Figura 21 C), indicando una dirección del flujo.

También se puede observar tanto a nivel macro como microscópico, la presencia de xenolitos de composiciones félsicas y máficas correspondientes a trozos de la roca caja, fundamentalmente de ortoneises y anfibolitas. Éstos presentan bordes sumamente corroídos cuando se localizan en la zona central del dique y se observan mayormente preservados cuando se encuentran concentrados a lo largo de los bordes con la roca caja (Figura 22 C-D).

En la figura 23 se presenta un Mapa Geológico a escala de detalle donde se indican las principales litologías presentes, las fracturas relevadas y se sugiere una secuencia de emplazamiento.



Figura 22: A- Lamprófido con vesículas, obsérvese como las mismas disminuyen a medida que se acercan a la zona de contacto con la anfibolita, nótese el detalle de contacto sinuoso. Coordenadas UTM: 583991,6137640. B- *Ocelli* de calcita con halo de alteración, posiblemente de natrolita. Coordenadas UTM: 583977, 6137639 C- Estructura de “dique en dique”, contacto erosivo con la roca caja (anfibolita) y xenolito. Coordenadas UTM: 583966, 6137635. D- Se indica el xenolito en punteado blanco y en punteado rosa se muestra el límite del lamprófido con la anfibolita. Coordenadas UTM: 583975, 6137639.

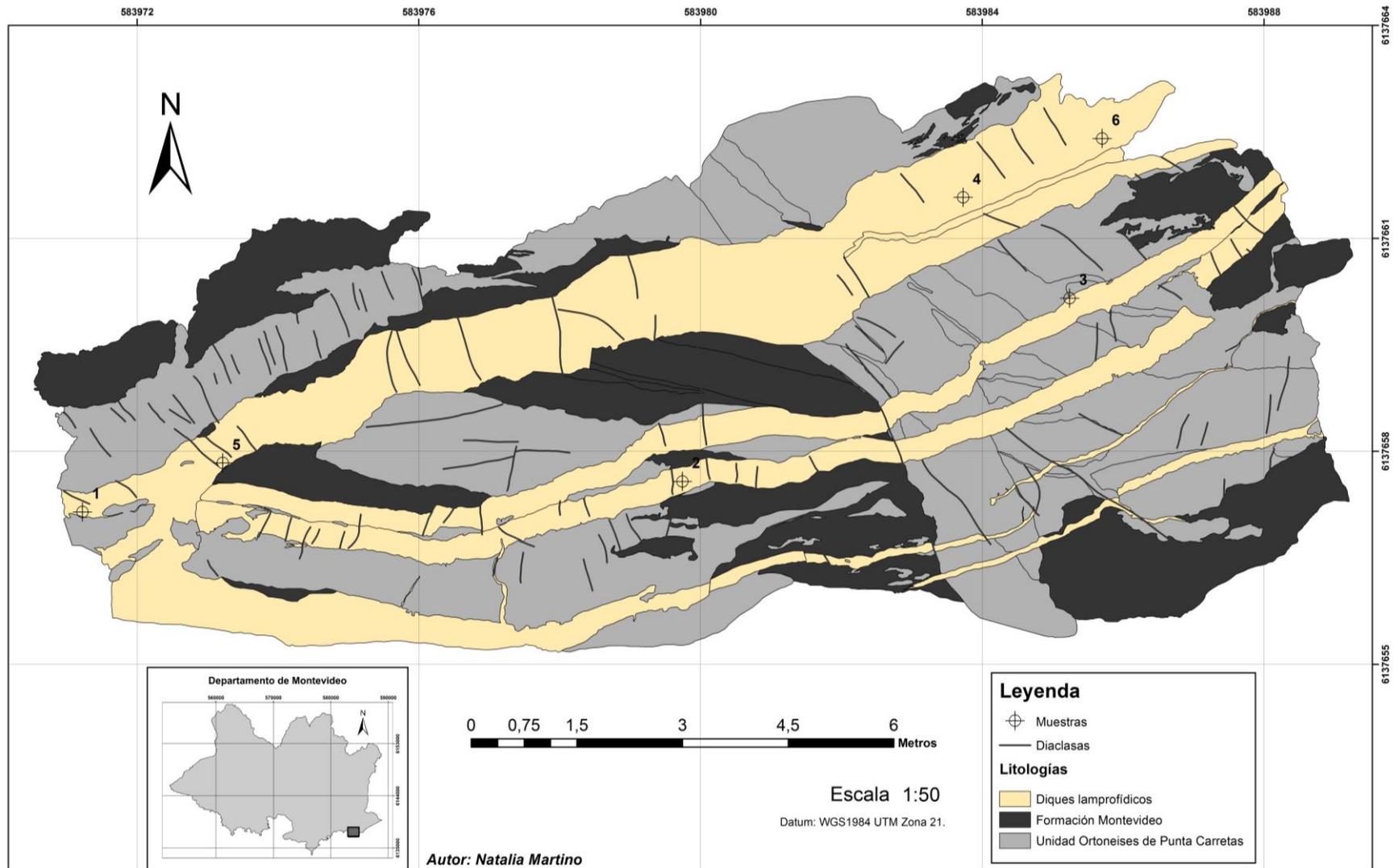


Figura 23: Mapa geológico del afloramiento de Punta Gorda a escala 1:50.

4.1.2. Descripción microscópica de muestras

Con el fin de estudiar los rasgos texturales y variedades mineralógicas observadas en el afloramiento de Punta Gorda se realizaron seis láminas delgadas, para ser analizadas con microscopio petrográfico. También fueron realizados análisis de detalle utilizando microscopio electrónico de barrido en dos de las muestras de este afloramiento, siendo los primeros para estos diques.

Las muestras fueron extraídas tanto de la zona central del dique (muestras PG_2, PG_4 y PG_6) como de las zonas en contacto con el encajante (muestras PG_1, PG_3 y PG_5) (Tabla 1).

Los lamprófidos estudiados muestran textura predominantemente porfirítica a glomeroporfirítica seriada, holocristalina y en ocasiones hipocristalina, con matriz hipidiomórfica donde el contenido de fenocristales aumenta en la zona central del dique con texturas poiquilíticas ocasionales.

Las muestras correspondientes a las facies de borde muestran una textura afanítica a microporfirítica, donde la matriz cubre un volumen de alrededor de un 75%, exhibiendo hacia la zona central textura sensiblemente más gruesa, donde los fenocristales alcanzan el 60% de la roca y se observa piroxeno y biotita-flogopita en mayor cantidad y con menor grado de alteración (Figura 24).

Es común ver el reemplazo de minerales primarios como olivino y posiblemente melilita (secciones prismáticas rectangulares con colores de interferencia azulados) por complejas asociaciones de minerales del grupo de la serpentina, clorita, diferentes carbonatos, micas (predominantemente sericita) y zeolitas (Figura 24 B y D), principalmente a nivel de fenocristales.

La matriz es distinguible en algunas muestras con el primer aumento del microscopio (extraídas de la zona central), posee textura intergranular y está compuesta principalmente de cristales del orden de 50-100 μm de biotita (25-50%), clinopiroxeno (10-15%) y minerales opacos (10-20%) en una masa intergranular y plumosa compuesta por feldespatoideos, feldespatos y carbonatos (40-60%) de difícil identificación con diminutas formas geométricas octaédricas y hexagonales de leucita y analcima, conformando minúsculas estructuras globulares y parches de carbonato intersticial. Los cristales del grupo de la biotita son en su amplia mayoría de flogopita rica en titanio, con colores rojizos. A pesar de ser imposible distinguir con seguridad entre ambas a nivel de microscopio petrográfico (Klein & Hurlbut, 1997), se ha

determinado gracias al estudio de SEM que se presenta en el subcapítulo 4.1.3. Estos cristales exhiben colores de pleocroísmo rojizo pardo (posición horizontal), con secciones longitudinales y aciculares y en menor proporción como cristales xenomorfos. Los piroxenos que se encuentran en la matriz son de pequeño tamaño (10 a 30 μm) y poseen altos colores de birrefringencia siendo menos abundantes que los de flogopita. Los minerales opacos se observan en cristales automorfos (Figura 24 C) y como manchas sin forma definida.

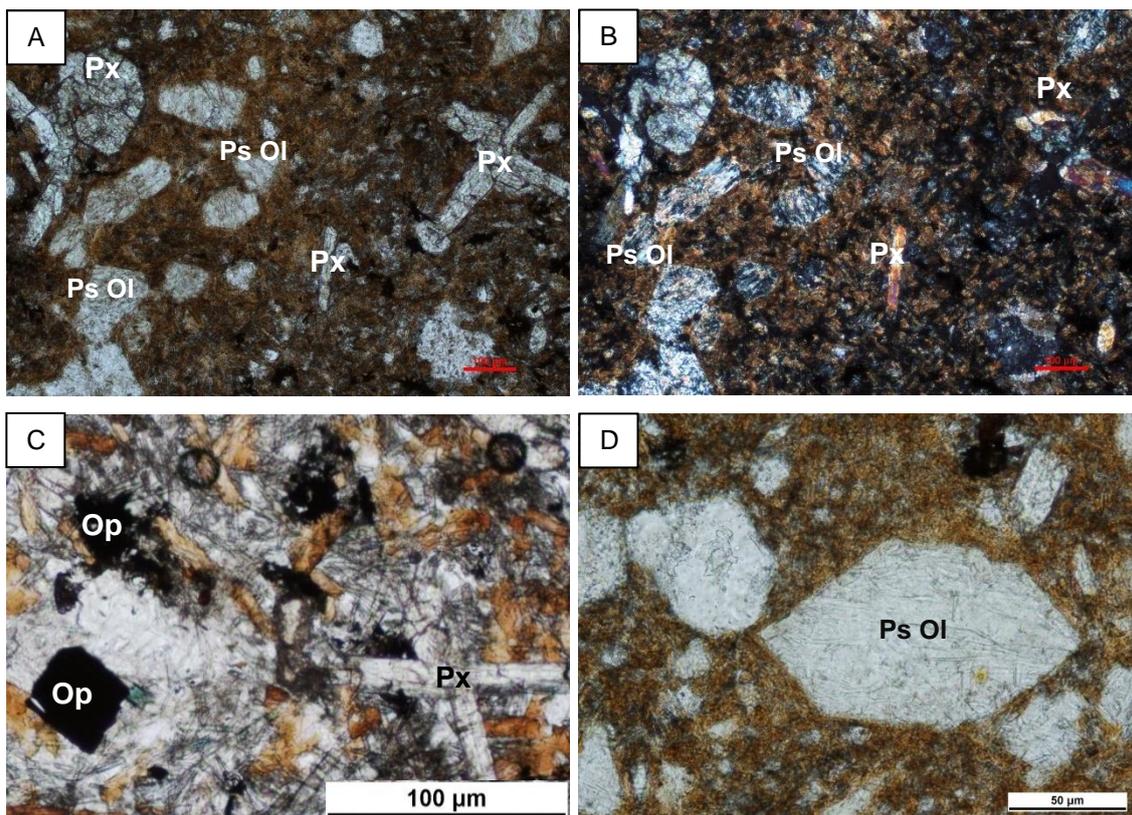


Figura 24: A- Muestra de borde donde se aprecia la textura porfírica con secciones longitudinales de piroxeno (Px) y pseudomorfos (Ps Ol) después del remplazo de olivino. B- Misma lámina con nicoles cruzados. Muestra PG_1 (Objetivo 10x). C- Se observa la matriz, piroxenos conformando estructuras “en cruz” y minerales opacos en secciones cuadradas y ocupando espacios intersticiales. Muestra PG_3 (Objetivo 10x). D- Pseudomorfo prismáticos posiblemente de olivino. Muestra PG_1 (Objetivo 20x). Referencias: Px=piroxeno; Ps Ol= pseudomorfo olivino; Op= opaco.

Todos los diques de este afloramiento se caracterizan por presentar texturas globulares de diferentes tamaños que van desde 10 hasta más de 1000 μm de diámetro y composiciones variables tanto carbonáticas como silicato-félsicas.

Ocasionalmente estas estructuras poseen inclusiones de cristales de egrina, biotita, anfíbol acicular y minerales opacos.

También es frecuente encontrar carbonatos, principalmente dolomita (subcapítulo 4.1.3), en pequeñas venas secundarias y como parches intergranulares.

Las estructuras globulares presentes en los lamprófidos son llamadas *ocelli* u ocelos y en este afloramiento se observan del tipo 1 (Azbej *et al.* 2006) que poseen halos radiales o tangenciales de biotitas o anfíbol (por expansión de los gases en las vesículas). Estos anfíboles son prismáticos a aciculares con un débil pleocroísmo de marrón a un azul pálido y posiblemente se trate de riebeckita (Figura 25 B).

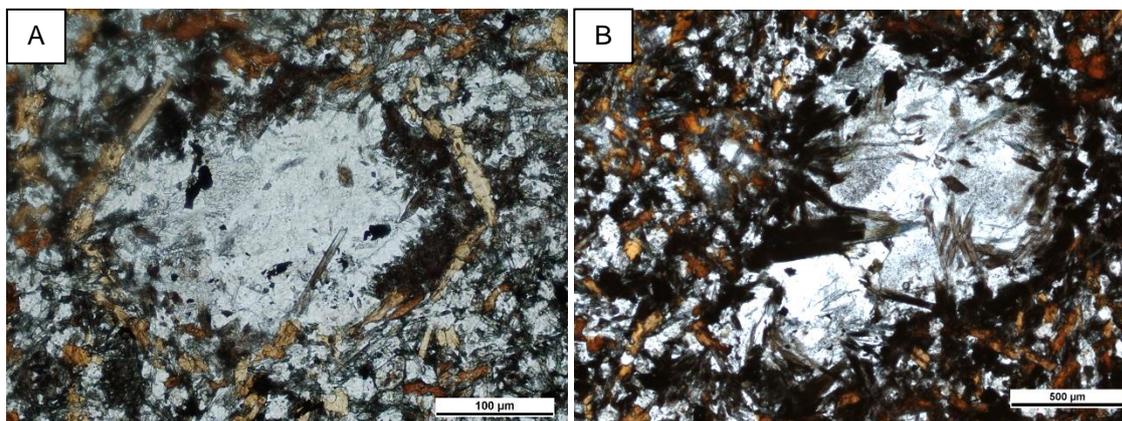


Figura 25: A- Ocelo tipo 1, donde se observan las biotitas “rodeando” el agregado carbonatico de dolomita tangencialmente. Muestra PG_5 (Objetivo 5x). B- Ocelo tipo 1, donde se observan anfíboles aciculares (posiblemente riebeckita) “rodeando” el agregado carbonatico de dolomita radialmente. Muestra PG_2 (Objetivo 5x).

Los de mayor tamaño son los carbonáticos, que poseen parches con iridiscencia característica, colores amarillentos a luz polarizada plana, con tamaños desde 400 hasta más de 1000 μm , presentando dos direcciones de clivaje. Los que presentan secciones prismáticas se encuentran rellenos con feldespatos (ortosa), feldespatoideos (principalmente leucita aunque también pueden contener nefelina), analcima conformando pseudoleucitas (Klein & Hurlbut, 1997) y carbonatos, variando entre los 50 μm -300 μm de diámetro (Figura 26).

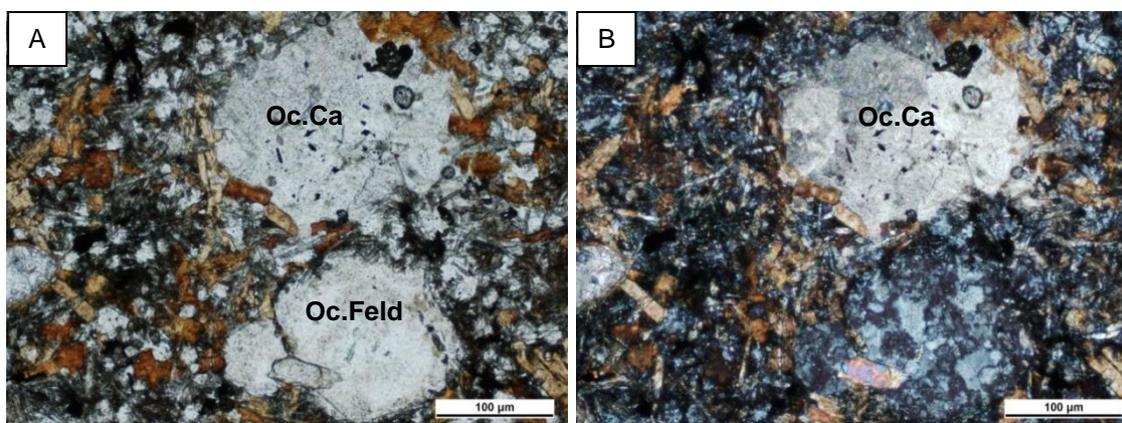


Figura 26: Se observan dos estructuras globulares al tope rodeada de biotita orientada tangencialmente, debajo, forma más prismática. Nícoles cruzados, se observa la diferencia entre ocelo carbonático y el feldespático que posee una inclusión de piroxeno. Muestra PG_5

(Objetivo 10x). Referencias: Px=piroxeno; Oc.Ca= ocelo carbonático; Oc.Feld= ocelo feldespático.

En algunas láminas donde la mayoría de los fenocristales están partidos o son esqueletales, los ocelos también se encuentran afectados por fracturación.

Los minerales opacos varían en proporción entre un 5 y un 10 %, apareciendo como cristales subautomorfos, como rellenos intersticiales en la matriz, alteración de minerales (opacización) y, subordinadamente, como cristales bien formados (Figura 6C).

Muchos presentan coloración rojiza y se puede observar en algunas muestras bordes de color naranja que no cambian prácticamente su color a nicoles cruzados, producto de la alteración a hidróxidos. Se identificaron cristales alargados, esqueletales, irregulares y de hábitos aciculares, característicos de ilmenita y en menor proporción agregados cuadrados y angulosos más representativos de pirita y magnetita.

Las flogopitas se presentan automorfas observándose texturas *battlement-shaped* o en “forma de almena” (Figura 27 A) y se presentan en secciones tanto longitudinales como en secciones basales hexagonales (menos común), con longitudes de hasta 200 μm , extinción moteada, recta y buena exfoliación.

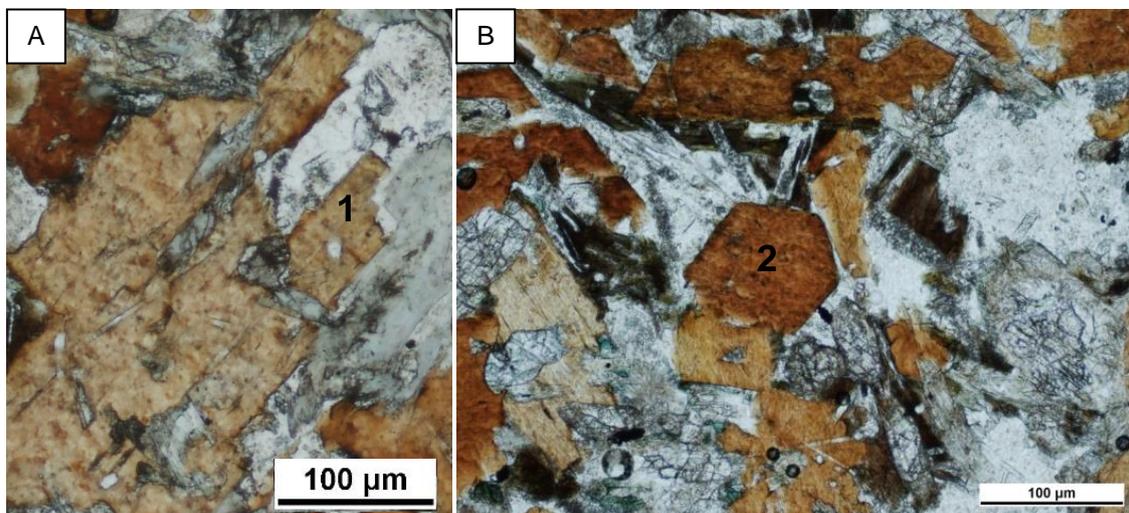


Figura 27: A- Flogopita con inclusiones de apatitos exhibiendo una textura *battlement-shaped*. Muestra PG_6 (Objetivo 5x). B- Sección basal hexagonal de flogopita sin exfoliación y sin pleocroísmo. Muestra PG_4 (Objetivo 10x). Referencias: 1= textura *battlement-shaped*; 2= Sección basal hexagonal de flogopita.

Presentan inclusiones de minerales accesorios como apatito, identificado por su relieve medio-alto, extinción recta y carácter isotrópico que abundan tanto en secciones longitudinales aciculares alcanzando los 3 mm de largo, como en secciones basales hexagonales (Figura 28 A), siendo en menor proporción inclusiones de clinopiroxeno y opacos (Figura 28 E).

Exhiben un marcado pleocroísmo que va desde colores rojos pardos intensos a naranjas muy claro, con procesos más o menos avanzados de opacitización (oxidación del mineral).

También se presenta sustitución de la biotita por clorita procesándose generalmente en bandas paralelas, a través del clivaje de la misma (Figura 28 C).

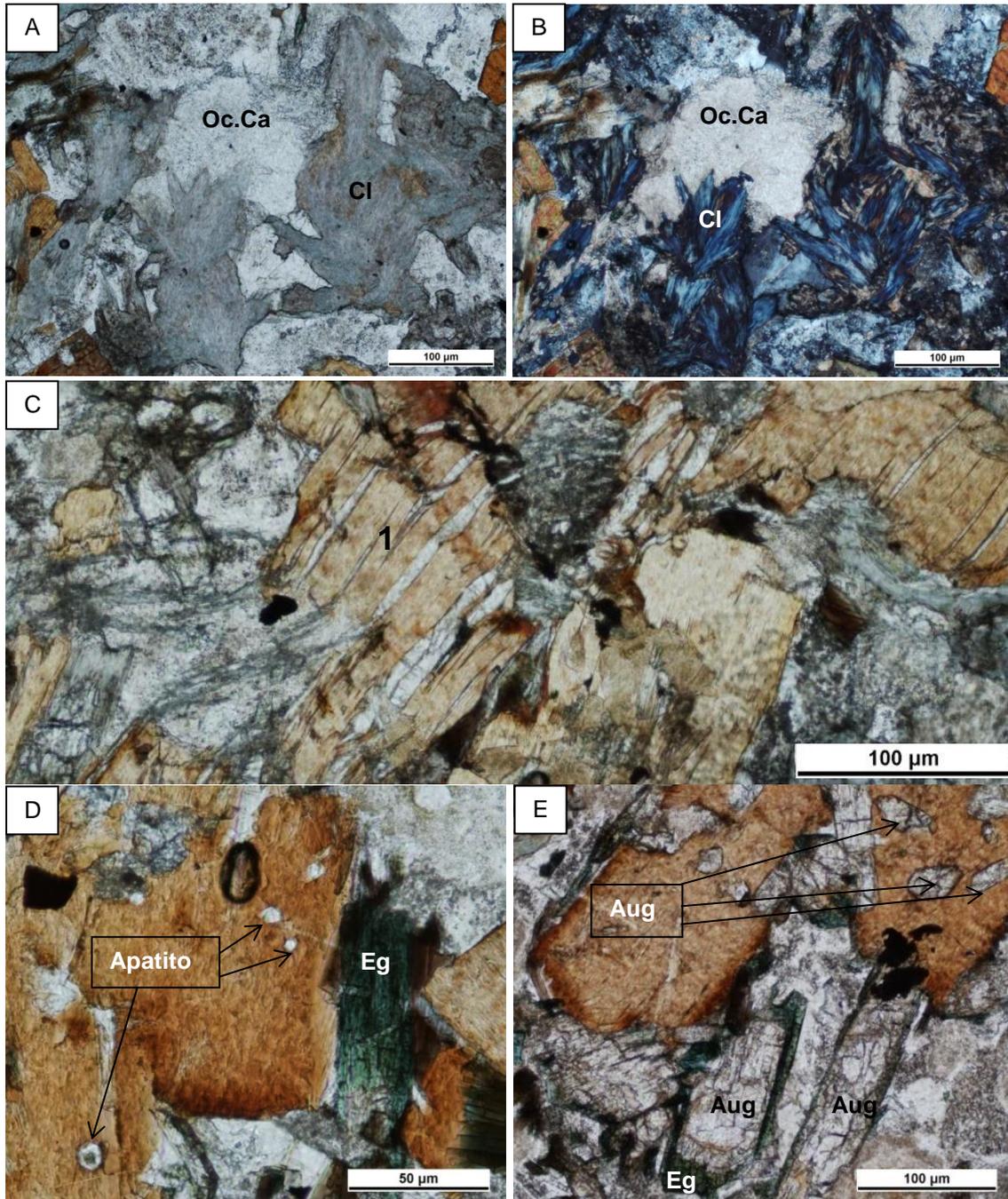


Figura 28: A- Luz polarizada plana, la flogopita es casi totalmente reemplazada por clorita, en el centro arriba se observa un agregado carbonatico. B- Misma imagen con nícoles cruzados, destaca el color “Azul Prusia” anómalo de birrefringencia de la clorita. Muestra PG_6 (Objetivo 10x). C- Estructura “en pajarita” de una sección de biotita, en la cual la prehnita o clorita cristaliza en dirección paralela a la exfoliación de este mineral. Muestra PG_6 (Objetivo 10x). D- Inclusiones de secciones basales de apatito en flogopita que exhibe un leve zoneado.

Muestra PG_4 (Objetivo 20x). E- Inclusiones de clinopiroxeno en flogopita que exhibe bordes oscurecidos. Se aprecian las secciones de augita con bordes de alteración a egirina (verdes). Muestra PG_4 (Objetivo 10x). Referencias: 1= textura “en pajarita”; Oc.Ca= ocelo carbonático, Cl= clorita, Aug= augita, Eg= Egirina.

A pesar de ser un mineral de difícil identificación en esta roca, se observaron cristales de leucita presentando bajo relieve con forma arredondeada, de sección octaédrica y en ocasiones hexagonal (Figura 29), que con nícoles cruzados exhibe maclas complejas en varias direcciones y con secciones siempre extinguidas, siendo distintas en cada cristal. Presenta un importante grado de alteración que generalmente comienza por los bordes, observándose a luz polarizada plana una superficie color castaño, “de aspecto sucio” con manchas marrón claro evidencia de su reemplazo por minerales del grupo de las arcillas como esmectitas o por zeolitas como natrolita, así como nefelina y analcima, observándose en este último caso, fracturas en el mineral que se aprecian a luz polarizada plana producto de un reemplazo total del mineral (Karlsson & Clayton, 1991) y presentando un color de birrefringencia gris oscuro pero no extinguido (a pesar de ser isótropa) con maclas que facilita la confusión con la leucita (MacKenzie & Guilford, 1996).

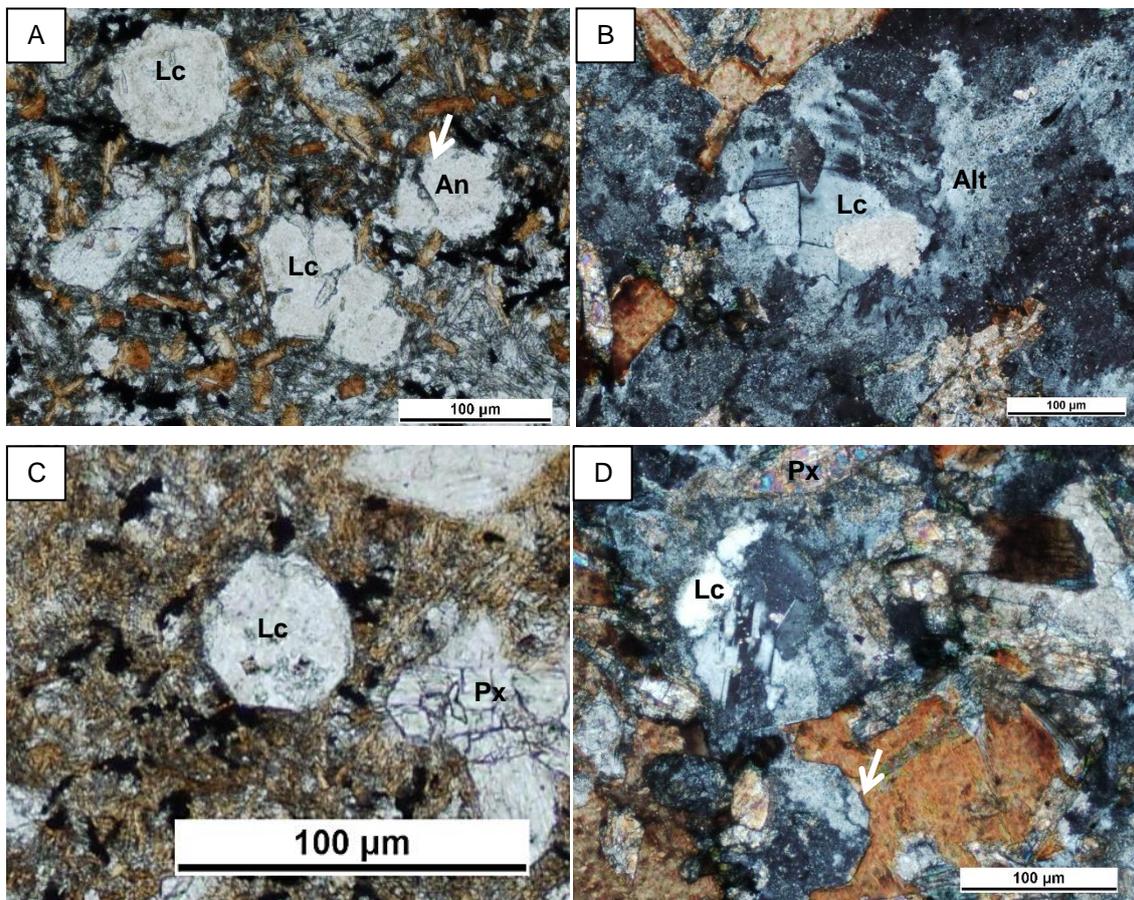


Figura 29: A- Con formas redondeadas de bordes rectos se observan leucitas, incluso formando glómérulos. Nótese que una de las leucitas presenta una fractura lo que evidencia el

proceso de alteración a analcima. Muestra PG_3 (Objetivo 10x). B- Se observa una leucita alterada a minerales de la arcilla con nicoles cruzados donde exhibe maclas características. Muestra PG_6 (Objetivo 5x). C- Sección octaédrica típica de leucita. Muestra PG_1 (Objetivo 10x). D- Leucita con nicoles cruzados exhibiendo maclas, debajo nótese la sección prismática donde no se observan maclas producto de la alteración. Muestra PG_4 (Objetivo 10x). Referencias: Px=piroxeno; Lc = leucita; Alt= alteración de leucita, An= analcima.

Los piroxenos presentan extinción oblicua entre 10° y 40° lo que los categoriza como clinopiroxenos. Poseen alto relieve y formas automorfas a subautomorfas con secciones longitudinales con ejes mayores de aproximadamente 80 a 400 µm que forman a veces glómérulos y formas características en cruz conformando una textura glomeroporfirítica. En luz polarizada plana, se presentan incoloros o con coloraciones levemente verdosas y con manchas amarronadas en los bordes, pleocroísmo muy débil, estrías, fracturación y pocas inclusiones.

Exhiben secciones longitudinales esqueléticas, corroídas y ocasionalmente presentan macla simple sin zonación (Figura 30).

Las secciones basales exhiben direcciones de clivajes característicos que se cruzan casi a 90 grados con tamaños variables dependiendo de la muestra. Presentan alta birrefringencia con nicoles cruzados y se encuentran alterados a egirina que exhibe colores de pleocroísmo entre amarillos y verde agua fuerte.

Solo se observaron anfíboles como fases tardías en las estructuras globulares carbonáticas. Los cristales son aciculares a prismáticos, con colores pardos azulados en luz natural, caracterizados por relieve medio y fuerte pleocroísmo que va desde amarillo pálido a marrón oscuro azulado. Con nicoles cruzados se ven colores bajos de birrefringencia, enmascarados por el color del mineral. Se presume que puede tratarse de arfvedsonita acicular enriquecida en hierro o riebeckita.

Los feldespatos (ortosa), se encuentran restringidos únicamente a la matriz siendo afectados por procesos de sericitización y alteración a minerales del grupo de las arcillas, y donde difícilmente pueden reconocerse secciones longitudinales. Los pocos cristales identificados como tales son cortos y presentan macla simple.

Fueron identificados procesos de desvitrificación en una sola muestra (PG_1), que se encuentra en contacto con la encajante. Presenta un agregado microgranudo difuso de color pardo alterado a arcillas y/o posible sericita ocupando hasta un 10 % de la matriz. No se observan esferulitas.

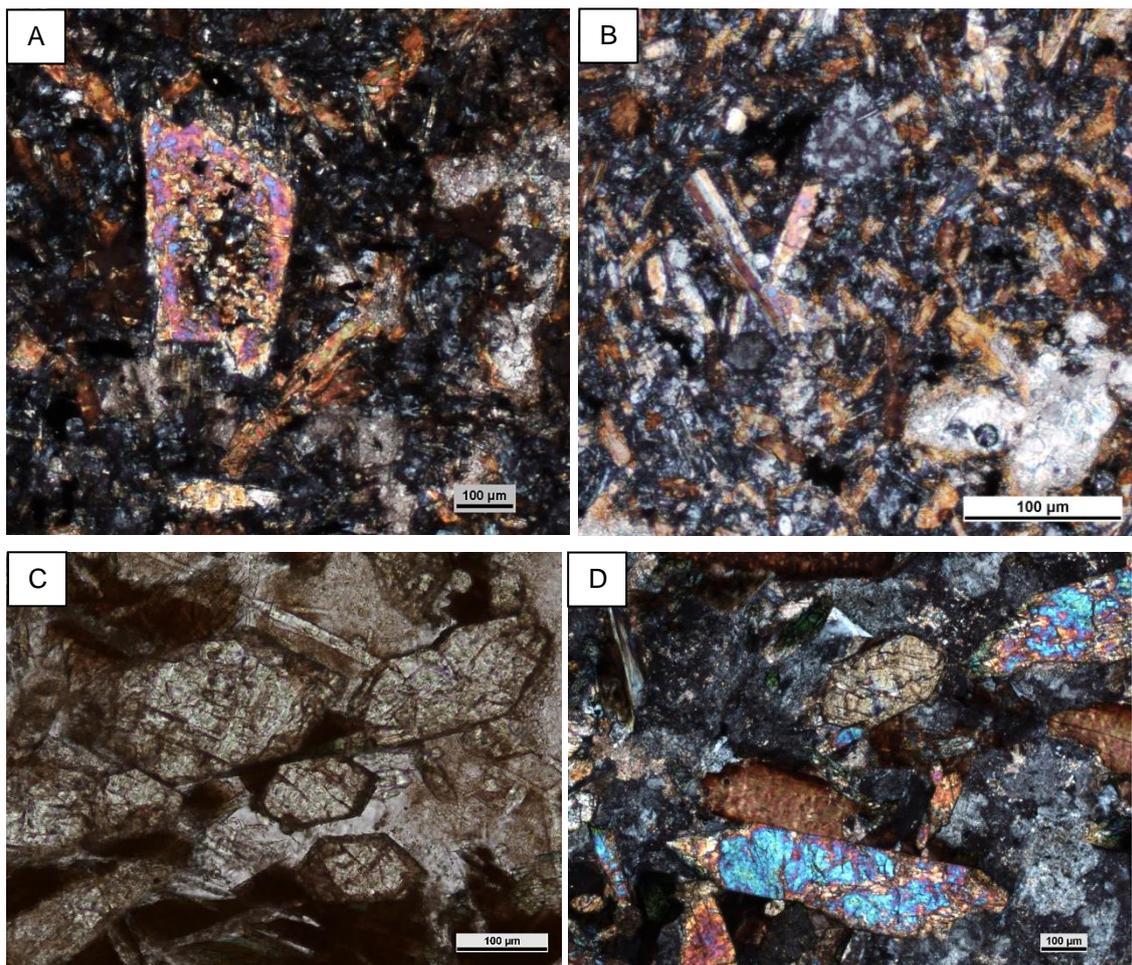


Figura 30: A- Sección longitudinal de augita corroída. Nícoles cruzados. Muestra PG_5 (Objetivo 10x). B- Cristales de clinopiroxeno exhibiendo macla simple, se aprecia cierta textura fluidal en el sector izquierdo. Nícoles cruzados. Muestra PG_3 (Objetivo 10x). C- Sección basales automorfas de augita con halos de alteración verdes (egirina) que muestran cierta orientación. Muestra PG_4 (Objetivo 20x). D- Cristales de augita exhibiendo altos colores de birrefringencia con nícoles cruzados. Muestra PG_3 (Objetivo 10x).

4.1.3. Microscopio Electrónico de Barrido

Para determinar con mayor precisión las características de los minerales que presentaron mayores dificultades a la hora de ser identificados con microscopio petrográfico o por la alteración de la roca, se procedió a realizar estudios con SEM. La identificación mineralógica se basó en la comparación de espectros obtenidos con aquellos espectros tabulados en publicaciones de Severin (2004) y Reed (2005). Los puntos analizados se muestran en las imágenes con un símbolo blanco y circular con una cruz dentro.

Estos análisis permitieron identificar las micas presentes como pertenecientes a la serie biotita-flogopita, si bien predominan ampliamente estas últimas mostrando en el espectro pequeños picos de hierro y picos considerables de magnesio y potasio,

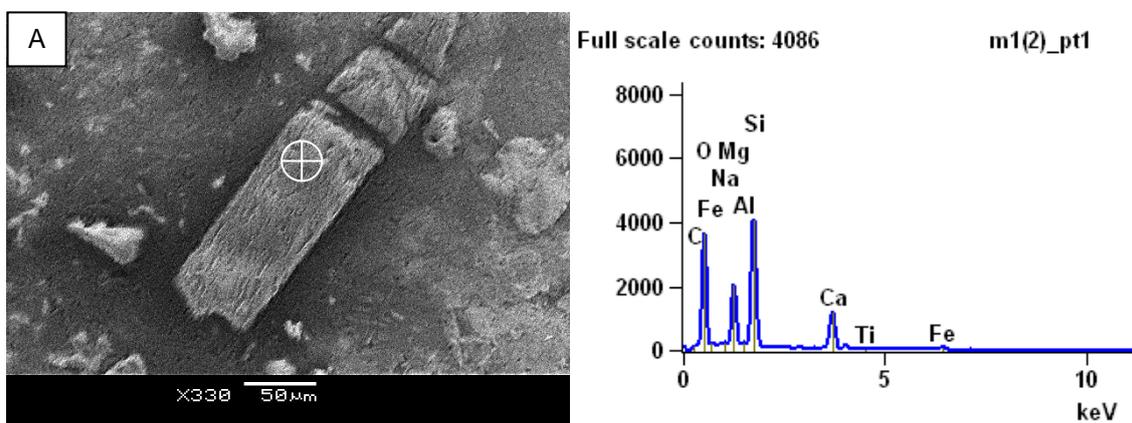
presentando en algunos casos alto titanio. Se observan en colores de gris claro, bajo relieve, mostrando exfoliación muy fina, regular y paralela al alargamiento en las secciones (tabulares).

También fue posible identificar a los clinopiroxenos, grupo donde predominan los extremos magnesio-cálcicos de la serie augita-diópsido-hedenberguita que presentan alto relieve y colores grises claros, así como con presencia de estrías, fracturas y secciones basales automorfas. De manera subordinada y asociada a la augita aparece egirina. Esta última se diferencia de la augita por su mayor contenido en los elementos de Fe y ausencia de pico de calcio.

Como minerales accesorios se identificaron claramente secciones basales y longitudinales (aciculares) de apatito, con picos característicos de Fósforo y Calcio y minerales con secciones romboides, con picos muy altos de titanio, posiblemente de Aenigmatita o Esfeno, aunque no se presentan los espectros porque no fueron concluyentes.

Fueron identificadas secciones basales prismáticas de feldespatoides, destacando en algunas la diferencia de textura entre el centro y los bordes de cristal, en colores grises claros con mayores contrastes en la zona central y mayor atenuación hacia los bordes. Los espectros mostraron composiciones más sódicas y menos potásicas en la periferia, consistente con lo observado en microscopio petrográfico donde se observa la alteración de la leucita a analcima y/o nefelina.

Se analizaron ciertas secciones prismáticas de pseudomorfos de olivino y si bien los espectros no son concluyentes, presentan picos de silicio, magnesio y hierro subordinadamente y se ajustan a los espectros observados para olivino (forsterita) y serpentina.



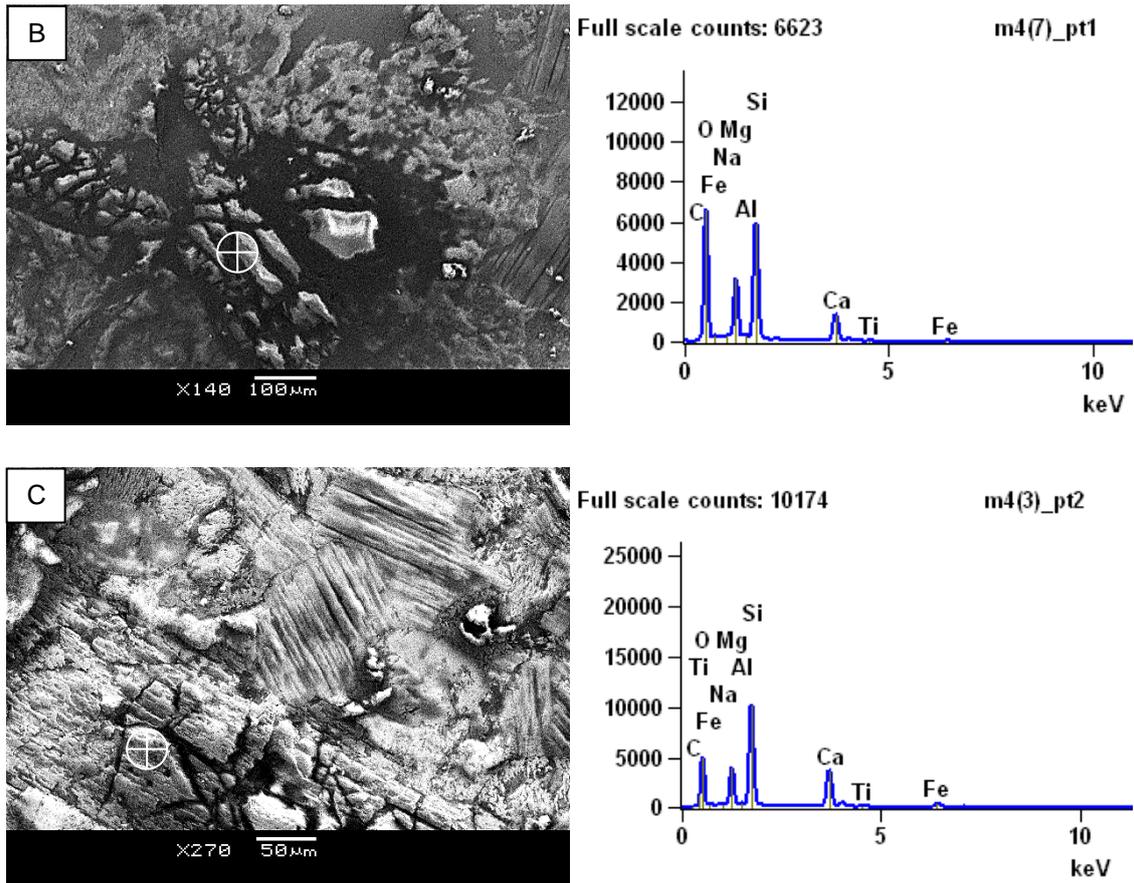
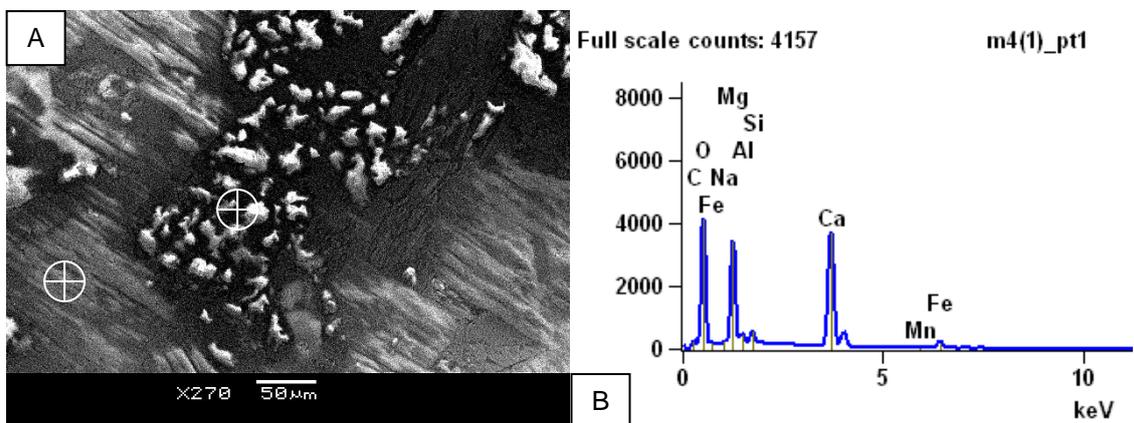


Figura 31: A- Sección longitudinal de diópsido-augita en el centro, con presencia de estrías, color gris claro, fracturado, sin inclusiones. Muestra PG_1. B- Secciones basales de augita conformando glomérulos, con buen relieve. Muestra PG_4. C- Se observa un cristal de augita con fracturas de gran relieve en la porción inferior izquierda y cristales de flogopita de menor relieve y exhibiendo exfoliación característica. Muestra PG_4. A la derecha se observa en los tres casos el espectro correspondiente al mineral al cual se hace referencia (augita).



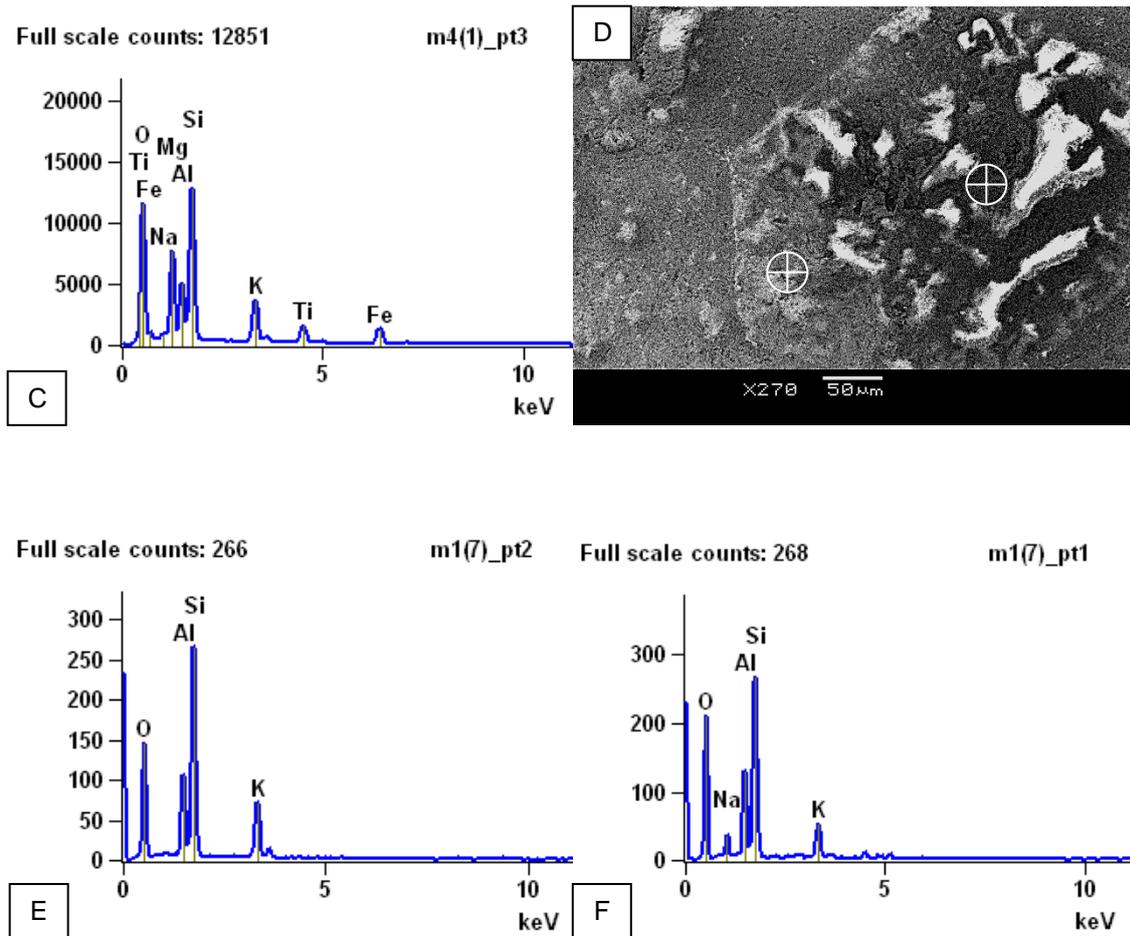


Figura 32: A- Dolomita con textura esponjosa presentando mayor relieve que las micas que se observan alrededor. B- Espectro correspondiente a la dolomita. C- Espectro correspondiente a la mica de la serie Biotita- Flogopita. C- Se observa un típico cristal automorfo hexagonal de la muestra. En el centro (color blanco-negro) el espectro indica Leucita. En los bordes del cristal, en colores grises aumenta el contenido de sodio, consistente con una alteración a analcima o nefelina, pudiendo ser mezcla de ambas. D- Espectro de leucita. E- Espectro de analcima/nefelina.

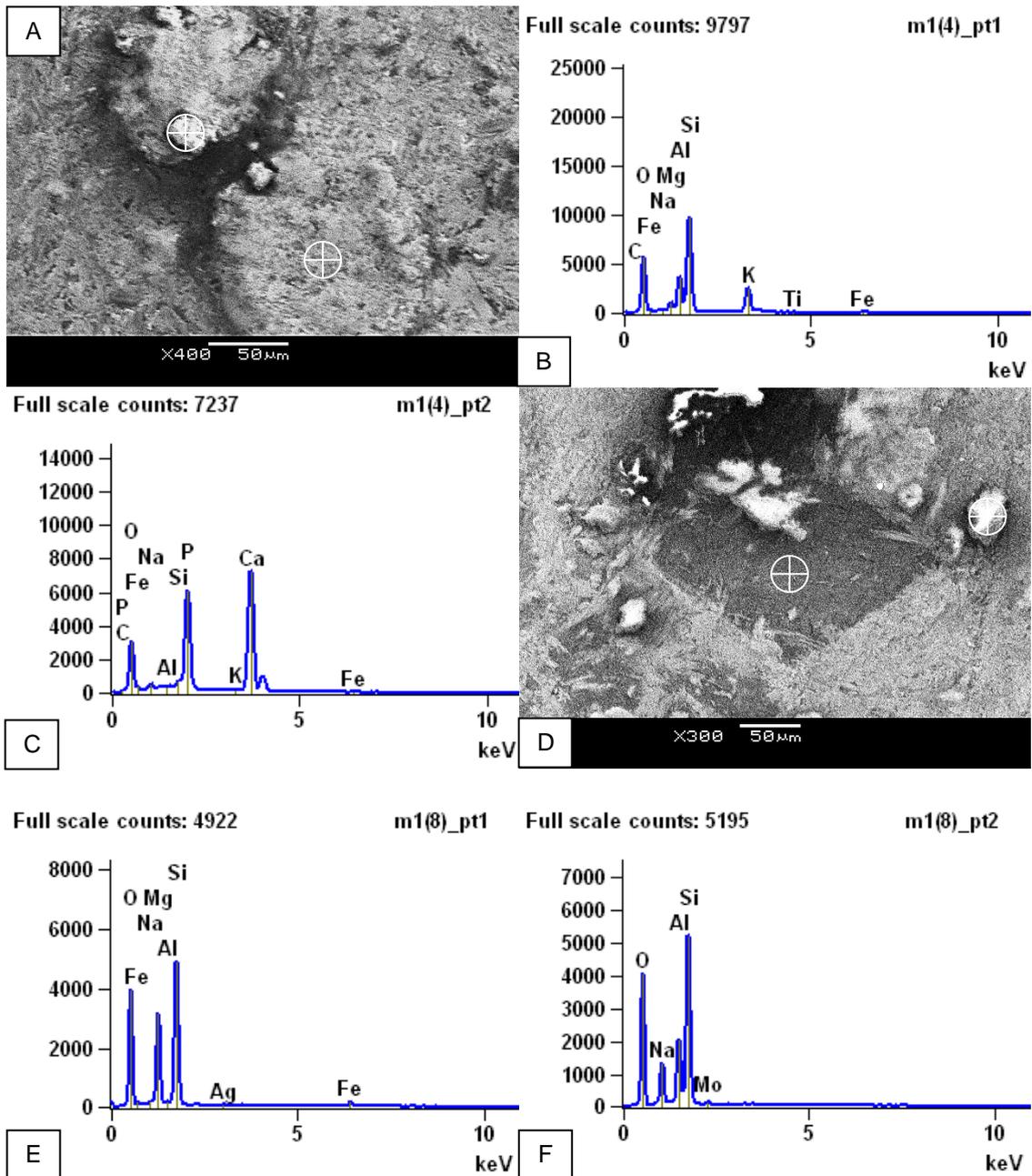


Figura 33: A- Secciones basales de Flogopita con inclusiones de apatito. Muestra PG_1. B- Espectro de flogopita. C- Espectro de apatito. D- Pseudomorfo de olivino y pequeñas estructuras globulares de la matriz. Muestra PG_1. E- Espectro correspondiente al pseudomorfo, se observan los picos de magnesio y silicio y muy subordinadamente uno de hierro. Puede corresponder a forsterita y/o serpentinita, siendo posiblemente una mezcla de ambos. F- Espectro de una de las estructuras globulares espectro correspondiente a analcima.

4.2. Afloramiento de Parque Rodó

4.2.1. Características generales del afloramiento

Este segundo afloramiento relevado, se encuentra en la zona SW de la ciudad de Montevideo, en el Barrio Parque Rodó y fue dividido en dos sectores; las antiguas “Canteras de Parque Rodó” (Avenida Juan A. Cachón), donde se encontraron los diques PR_1, PR_2 y PR_4 y la Rambla Presidente Wilson a la altura del km 4.700, donde se ubican varios clubes de pesca de la zona, y se relevó un dique, PR_3 (Figura 34 A). Se determinaron aspectos de campo relacionados con cada muestra obtenida, los cuales se esquematizan en la tabla que se expone a continuación.

| Muestra | PR_1 | PR_2 | PR_3 | PR_4 |
|-----------------------------|------------------------------|---------------------|------------------------------|----------------------|
| Posición | Zona central | Zona central | Zona central | Borde |
| Roca caja | UOPC | UOPC | UOPC | UOPC |
| Textura | Porfirítica | Porfirítica | Porfirítica | Milonítica |
| Alteración | Alta | Alta | Muy Alta | Alta |
| Fenocristales | Mica oscura | EG y mica oscura | Mica oscura | Mica oscura y cuarzo |
| Matriz | No se aprecia | No se aprecia | No se aprecia | No se aprecia |
| Estructuras globulares (EG) | No | Si | No | No |
| Xenolitos | No | Si | No | No |
| Análisis realizados | Descripción muestras de mano | Lámina y geoquímica | Descripción muestras de mano | Lámina |
| Coordenadas UTM | 575913; 6135566 | 575904; 6135403 | 575603; 6135571 | 575924; 6135473 |

Tabla 2: Principales características a nivel de afloramiento de las muestras extraídas en el afloramiento de Parque Rodó. Observaciones realizadas en afloramiento con lupa 20X. Referencias: UOPC= Unidad Ortoneises de Punta Carretas; EG= Estructuras globulares.

En esta zona aflora principalmente la Unidad Ortoneises de Punta Carretas presentando grano fino, colores grisáceos a rosados claros (por alteración) y gran tenacidad. Presentan textura granolepidoblástica con zonas donde se observa que la deformación es más intensa y por lo tanto es posible observar “esquistosidad néisica” e incluso una amplia zona de cizalla vertical (Pascale, 2013), donde se observa también cataclasis. Este macizo rocoso se encuentra afectado por varias intrusiones félsicas principalmente aplitas de grano fino y pegmatitas subordinadas, así como también por varios sets de fracturas en varias direcciones (Figura 35). Se observaron

algunos conjuntos de intrusiones, feldespáticas y muy finas cortando algunos diques (Figura 35 A), fenómeno que no se observa en el afloramiento de Punta Gorda.

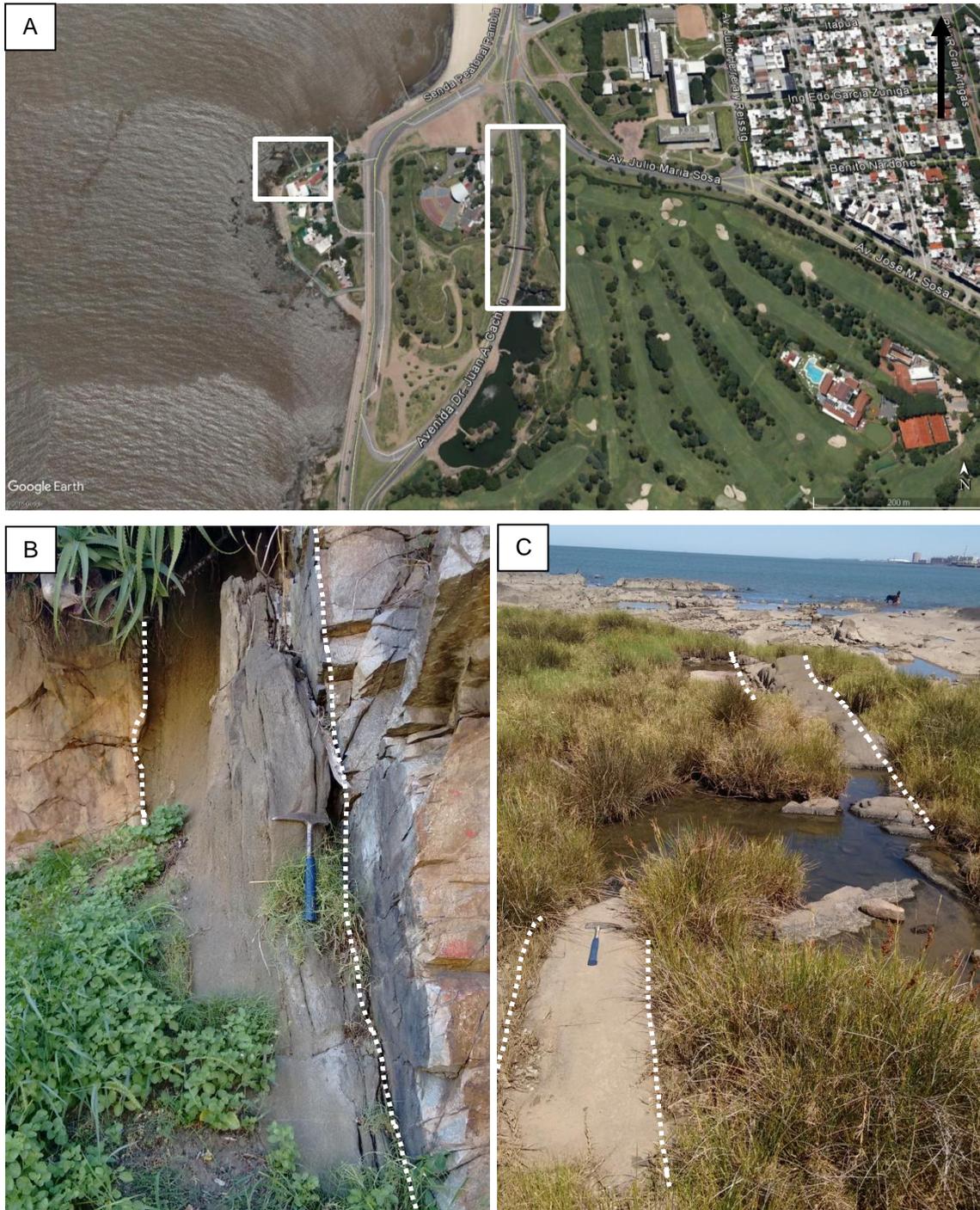


Figura 34: A- En recuadros blancos se indican las dos áreas principales de afloramiento, la de mayor extensión es de las Canteras del Parque Rodó y la más pequeña indica los afloramientos próximos a la rambla Pte. Wilson. B- Dique lamprófidio PR_1 altamente meteorizado. Coordenadas UTM: 575913, 6135566 C- Dique lamprófidio PR_3 que se encuentra en peor estado que el PR_1, nótese la falla dextral con un desplazamiento de 40 cm aproximadamente. Coordenadas UTM: 575603; 6135571.

Los diques presentan tamaños considerables, del entorno del metro de espesor y poseen orientaciones entre N95-110 con buzamientos que tienden a ser subverticales y son variables, incluso dentro del mismo dique entre 80 y 95 °. El estado de alteración de todos ellos es avanzado, presentando tonalidades verdosas y muy poca tenacidad.

En muestra de mano se observa el brillo dorado de las abundantes micas y también se distinguen ocelos alterados, que se encuentran ligeramente orientados en sentido paralelo a los bordes de dique constituyendo verdaderas estructuras de flujo. En los diques más gruesos se observa la diferencia de tamaño de grano entre la zona central y los contactos, estos últimos presentando bandas de aproximadamente 10-20 cm de textura afanítica.

Los contactos con la roca caja son netos y rectilíneos en su mayoría, aunque en ocasiones en el mismo dique van cambiando, pasando a angulosos, sinuosos y erosivos. Uno de los diques relevados (PR_4) que fue reportado como lamprófidio por Pascale (2013), está inmerso en una compleja zona de cizalla, donde las principales características que permitirían identificarlo como tal no se encuentran presentes.

Esta roca posee cuarzo que se aprecia con lupa y subordinadamente mica oscura (biotita), principalmente en los planos de fractura de la roca. Si bien el cuarzo podría haberse incorporado durante el proceso de milonitización, teniendo en cuenta las cantidades abundantes de este mineral en la roca circundante, se han encontrado en otras zonas del afloramiento unos “diques” máficos, de características similares al que se observa afectado por la cizalla.



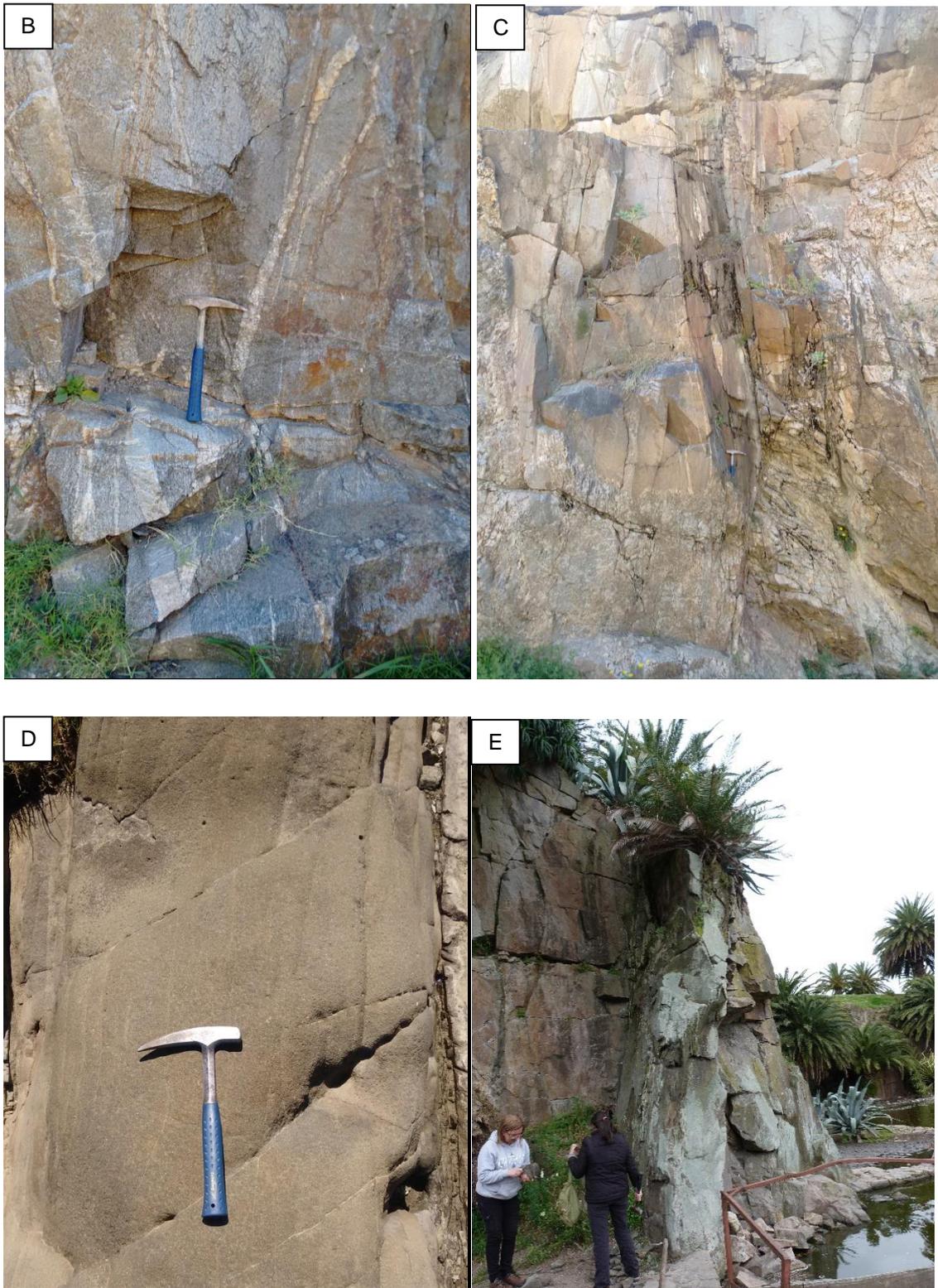


Figura 35: A- Finas intrusiones feldespáticas que afectan tanto al lamprófidio como al ortogneis. Coordenadas UTM: 575913, 6135566 B- Ortoneises de Punta Carretas afectado por numerosas venillas félsicas. Coordenadas UTM: 575920; 6135505. C- Zona de cizalla vertical y deformación cataclástica. En color oscuro y donde se encuentra la piqueta se tomó la muestra PR_4. Coordenadas UTM: 575924; 6135473. D- Detalle de dique lamprófidio sumamente meteorizado. Coordenadas UTM: 575603; 6135571. E- Dique lamprófidio próximo a la laguna producto de extracción de piedra partida de las “Canteras del parque Rodó”.

4.2.2. Descripción microscópica de muestras

Fueron realizadas dos láminas delgadas de las muestras PR_2 y PR_4 con el fin de caracterizar petrográficamente a estos diques.

La muestra PR_4, que fue tomada de una zona de cizalla del afloramiento, presenta textura grano lepidoblástica y milonítica con abundancia de cuarzos estirados y bandas finas de biotita verdosa (Figura 19 A-B). Esta muestra fue descartada como lamprófido por no presentar ninguna textura asociadas a los mismos.

La lámina PR_2, presenta texturas similares a las encontradas en algunos diques de Punta Gorda, mostrando disposición caótica de los minerales especialmente a nivel de la matriz que posee textura intergranular, encontrándose compuesta por flogopita (20%), clinopiroxenos (30%), opacos (10%) y una masa feldespática (40%) compuesta por feldespatos, feldespatoides y carbonatos, con alteración más o menos variable a minerales de la arcilla y/o sericita.

Presenta textura porfirítica, donde las estructuras globulares, compuestas por carbonatos y zeolitas con halos de opacos y anfíbol acicular (arfvedsonita), alcanzan tamaños de hasta 1000 μm .

Los clinopiroxenos a nivel de la matriz poseen alto relieve y se presentan en cristales longitudinales subautomorfos incoloros, sin pleocroísmo y en algunos casos con una leve coloración verde agua. Fueron identificados como diópsido los cristales que presentan mayor color de birrefringencia y como augita-egirina los que presentan menor ángulo de extinción ($\sim 30^\circ$). No se observaron secciones basales.

La flogopita se presenta en cristales subautomorfos con una característica extinción moteada, y texturas poiquiliticas ocasionales, con colores de pleocroísmo rojizo pardo exhibiendo una exfoliación regular. En los bordes de las estructuras ocelares los cristales presentan mayores tamaños (Figura 36 C-D).

Es frecuente encontrar carbonatos, principalmente en pequeñas venas que atraviesan toda la lámina y como parches intergranulares en la matriz.

Los minerales opacos aparecen como cristales subautomorfos, presentando coloraciones rojizas, conformando agregados cuadrados y angulosos.

Se observaron cristales de leucita presentando bajo relieve, con forma redondeada o de sección octaédrica en menor proporción y a nivel de matriz, no se identificaron sus maclas características ya que la alteración a otros minerales, posiblemente analcima, no lo permitió.

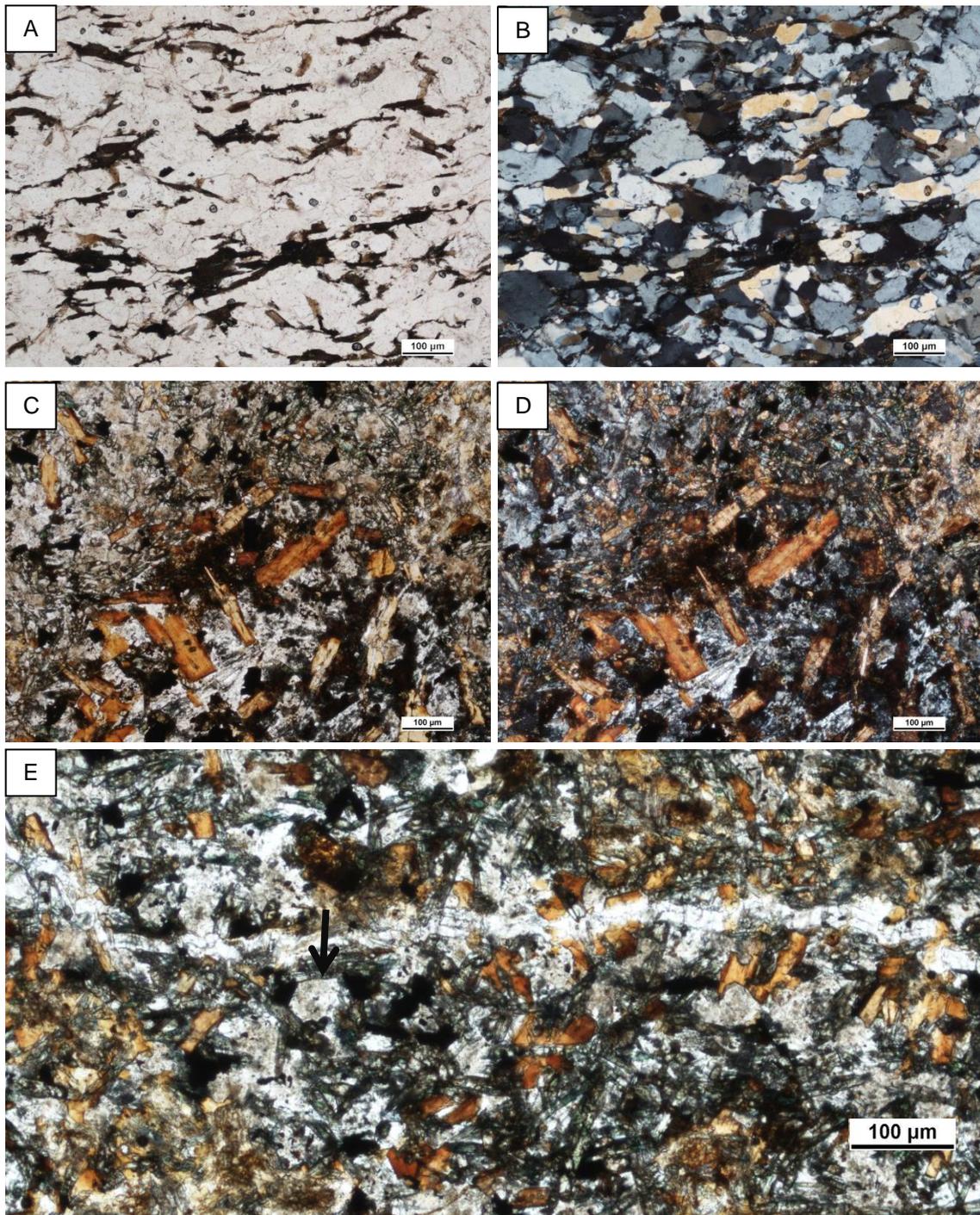


Figura 36: A- Muestra PR_4, de la zona de cizalla en las “Canteras del Parque Rodó” a luz natural B- Misma lámina con nícoles cruzados. Muestra PR_4 (Objetivo 5x). C- Se observa en la parte inferior la mitad de un ocelo carbonático rodeado de flogopita y minerales opacos en secciones angulosas. D- Misma lámina con nícoles cruzados. Muestra PR_2 (Objetivo 5x). E- Se observa una venilla de carbonato atravesando la matriz de la roca. Con una flecha negra se indica un posible cristal de leucita subautomorfo. Muestra PR_2 (Objetivo 5x).

4.3. Afloramiento de Pajas Blancas

4.3.1. Características generales del afloramiento

Este afloramiento se encuentra también en el sector oeste del Departamento de Montevideo, en la localidad de Pajas Blancas, donde se reportó la presencia de un dique lamprófico próximo a la Terminal de Ómnibus que se encuentra en las intersecciones de la Avenida Capitán Leal de Ibarra y la Rambla Puerto Soledad de Malvinas. Bajando a la costa hacia el oeste se encuentra la desembocadura de la Cañada Piedritas y allí se encuentra un afloramiento de aproximadamente 2.000 m² de neises y anfibolitas, donde se observa un dique de escasa longitud e intensamente meteorizado, que presenta colores negros intensos e intenso brillo.



Figura 37: Zona de afloramiento (indicada en recuadro negro) de Pajas Blancas donde se releva el dique PB_1. Coordenadas UTM: 560119, 6141182.

En esta zona aflora principalmente la Formación Montevideo, con grandes extensiones de orto- y paraneises y anfibolitas bandeadas. Varias intrusiones afectan este macizo rocoso, que presenta cataclasis localmente, similares a aquellas que se observaron tanto en los afloramientos de Punta Gorda como de Parque Rodó, siendo aplitas y también pegmatitas de grano grueso. Se observaron también en este afloramiento algunas intrusiones feldespáticas centimétricas intruyendo el lamprófico relevado.

Este dique reportado intruye el basamento con un rumbo N220, con aproximadamente 60 cm de espesor, estando cubierto en un 80% por arena y presentando una foliación incipiente. Más al sur, muy próximo al agua se puede apreciar otro afloramiento de la misma roca, muy pequeño, donde el dique cambia su rumbo a 90° con respecto al

anterior. Los contactos con la roca caja si bien son rectilíneos, presentan evidencias de metasomatismo, donde la zona periférica presenta mayor contenido de minerales félsicos, así como el neis presenta también en este contacto cristales máficos, en ocasiones oxidados posiblemente de magnetita, mineral que se observó en abundancia dentro del dique. Una característica destacable a nivel de afloramiento es el abundante brillo que presenta esta roca, en una primera instancia parece ser micáceo, pero una vez observada la roca en muestra de mano es descartada esta hipótesis y este mineral se observa con poca frecuencia. El brillo es aportado por la gran cantidad de anfíbol que presenta esta roca, en grandes cristales.

| Muestra | Roca caja | Textura | Alteración | Fenocristales | Matriz | Estructuras globulares (EG) | Xenolitos | Análisis realizados | Coordenadas UTM |
|---------|-----------|---------|------------|---------------|-----------------|-----------------------------|-----------|---------------------|--------------------|
| PB_1 | UOPC y FM | Foliada | Alta | Anfibol | No se distingue | No | No | Lámina y Geoquímica | 560119; 6141182 |

Tabla 3: Principales características a nivel de afloramiento de la muestra extraída en el afloramiento de Pajas Blancas. Observaciones realizadas en afloramiento con lupa 20X. Referencias: UOPC= Unidad Ortoneises de Punta Carretas; FM= Formación Montevideo; EG= Estructuras globulares.

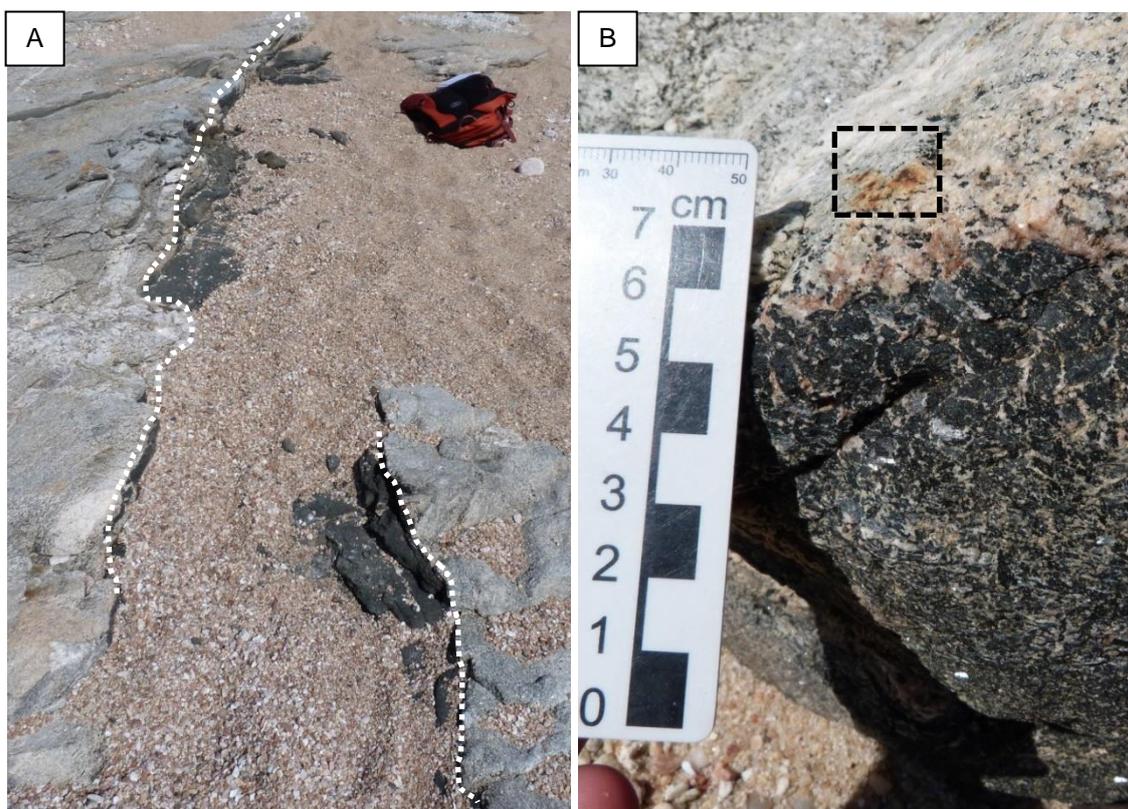


Figura 38: A- En líneas punteadas se indica el dique principal de rumbo N220 donde se extrajo la muestra PB_1. B- Contacto entre el dique y el ortogneis. Obsérvese destacado en recuadro punteado el conjunto de minerales oxidados que se aprecia en la encajante. Coordenadas UTM: 560119; 6141182.

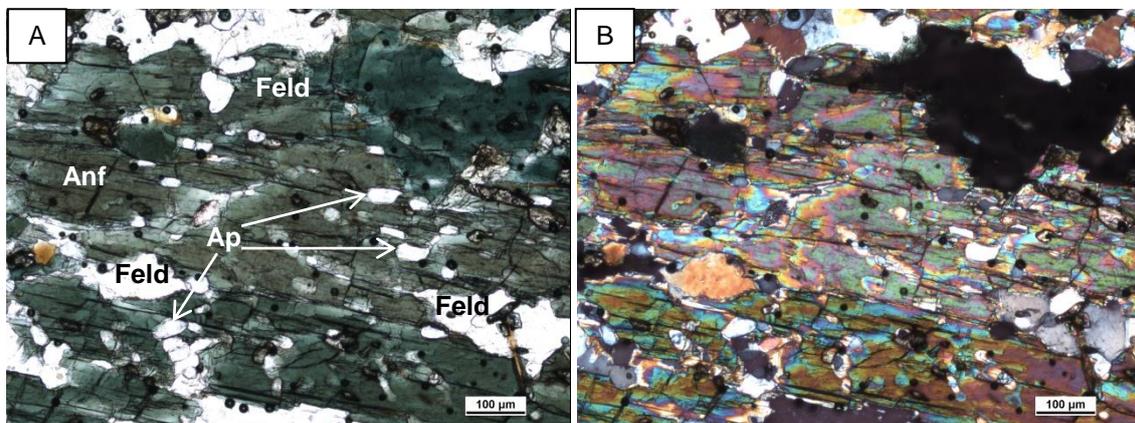
4.3.2. Descripción microscópica de muestras

Se confeccionó una lámina delgada de la muestra PB_1 con el fin de caracterizar petrográficamente a este dique máfico, aunque el estado de la roca (que permite la toma de muestras porque la marea se encuentra baja) hizo difícil dicha tarea, ya que se evitó realizar frotis, para conocer la textura microscópica de esta roca.

Confirmando lo que había observado en muestra de mano, la roca mostró una gran abundancia de cristales de anfíbol verde fuerte, estirados, con relieve moderado, mostrando altos colores de birrefringencia con secciones basales donde se identifica con claridad el doble clivaje característico a 60 y 120 °.

Estos minerales poseen gran cantidad de inclusiones de apatito, ya sea en secciones longitudinales como basales y se observan plagioclasas y feldespatos estirados (~100µm) en ocasiones en bandas discontinuas de pequeño tamaño, donde bajo una detallada observación se visualizan maclas características que descartan el cuarzo, si bien es posible que se encuentre alguno.

Ninguno de los diques previamente relavado presenta una textura o mineralogía similar. Se encuentra compuesto por anfíbol (65%), feldespatos y plagioclasas (15%), apatito (15%) y opacos (5%).



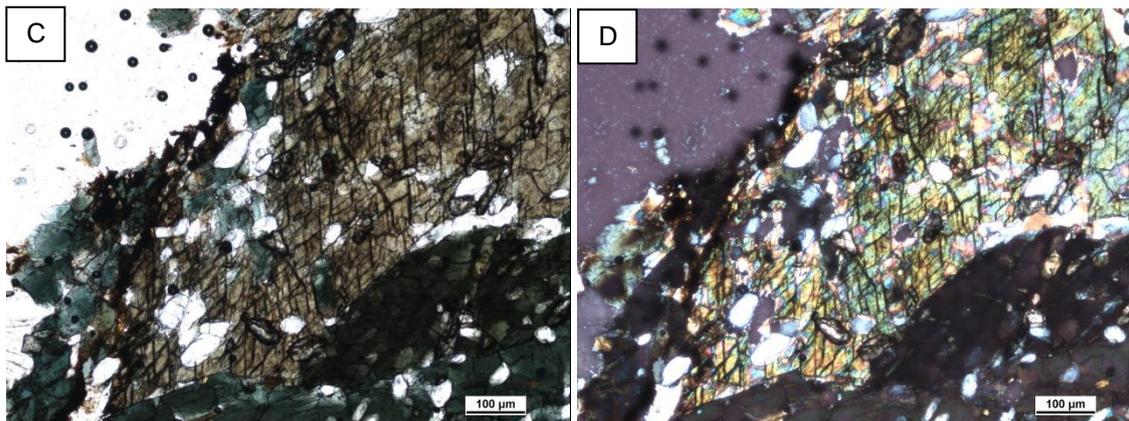


Figura 39: A- Mineralogía exhibida a luz natural. B- Misma lámina con nícoles cruzados. C- Se observa en el centro el doble clivaje característico del anfíbol junto con abundantes inclusiones de apatito. D- Misma lámina con nícoles cruzados. Muestra PB_1 (Objetivo 5x). Referencias: Anf=anfíbol; Ap= apatito; Feld= feldespatos o plagioclasas estirados.

4.4. Afloramiento de la Cantera Casil SA

4.4.1. Características generales del afloramiento

Este afloramiento se encuentra en la ciudad de La Paz en el departamento de Montevideo, muy próximo con el departamento de Canelones (a dos kilómetros del límite entre ambos) y a un kilómetro del cruce de la ruta nacional N° 5 y Camino Tomás Aldabalde.

Esta zona es conocida por sus canteras de balasto y tosca, que explotan el Granito de la Paz con grado variable de meteorización. Una de estas empresas es Casil S.A. donde en varios frentes del sector sur, afloran los diques lamprófidos. En particular los frentes donde se presentan estos diques, no están siendo explotados actualmente, lo que permitió visitar el lugar en varias oportunidades.

Los diques lamprófidos poseen una disposición tabular con una orientación aproximada N100-110, son de grano fino a grueso, presentan colores gris oscuro y tenacidad intermedia así como colores verdosos y menor tenacidad cuando se encuentran con mayor estado de meteorización.

Muchos de ellos presentan intrusiones muy finas félsicas-feldespáticas que se asemejan composicionalmente a la roca caja y también otras con relleno carbonático, presentando buena reacción ante HCl, posiblemente de origen secundario y más reciente. Los diques con mayor grado de intemperismo, presentan nidos de mica negra de hasta un centímetro de diámetro y estructuras *mica print*.

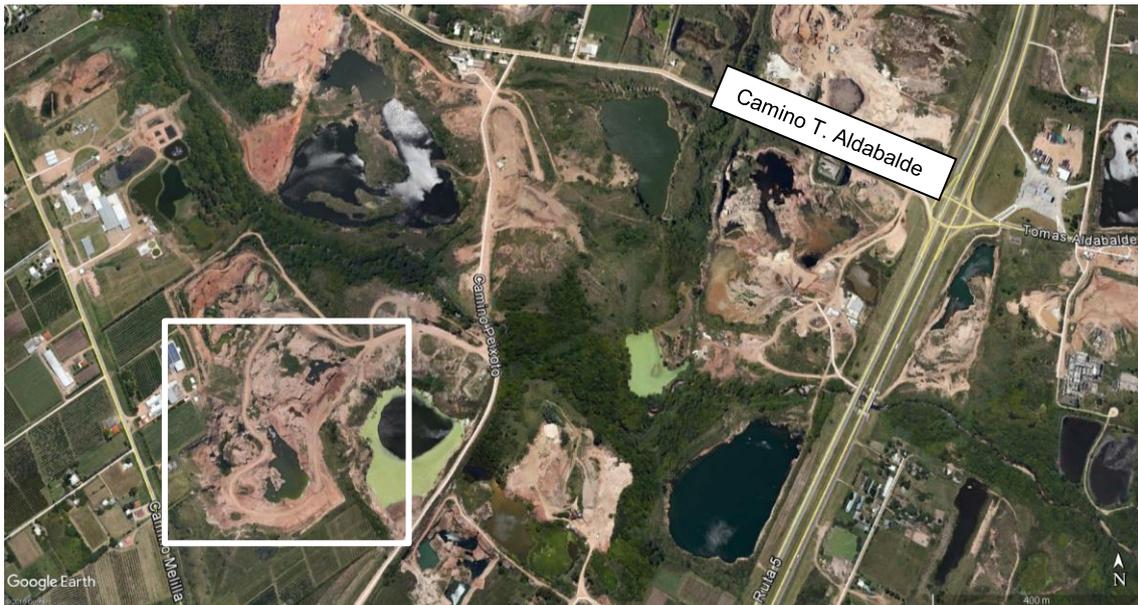


Figura 40: Fotografía aérea de la zona de estudio donde se indica la Ruta Nacional N°5 y Camino Tomás Aldabalde y la zona de afloramientos en recuadro blanco en el borde inferior izquierdo.

Poseen espesores de entre 0,1 a 1,2 metros, siendo irregulares y disminuyendo hasta unos pocos milímetros en la vertical hacia arriba. No presentan bordes enfriados (*chilled margins*) y no se observaron estructuras de “dique en dique”.

Los contactos con la roca caja son sinuosos y se destacan las formas intrusivas “escalonadas” ligadas al típico mecanismo de intrusión de magmas básicos, que puede ser potenciada por la gran cantidad de volátiles que poseen los magmas que dan origen a estas rocas.

A su vez, se dan procesos de mezcla entre el lamprófido y el granito, mostrando clara contaminación e incorporación de fenocristales mayormente de feldespato, y plagioclasa subordinada en su interior, indicando que al momento de la intrusión el granito no habría estado cristalizado totalmente, fenómeno que no se había observado en los afloramientos de Punta Gorda o Parque Rodó. Estos feldespatos que fueron incorporados al lamprófido se observan con bordes corroídos y con sus ejes mayores paralelos a los bordes del dique (Figura 41).

Se recolectaron cuatro muestras de lamprófido y se determinaron aspectos de campo relacionados con cada muestra obtenida, los cuales se esquematizan en la tabla que se expone a continuación.

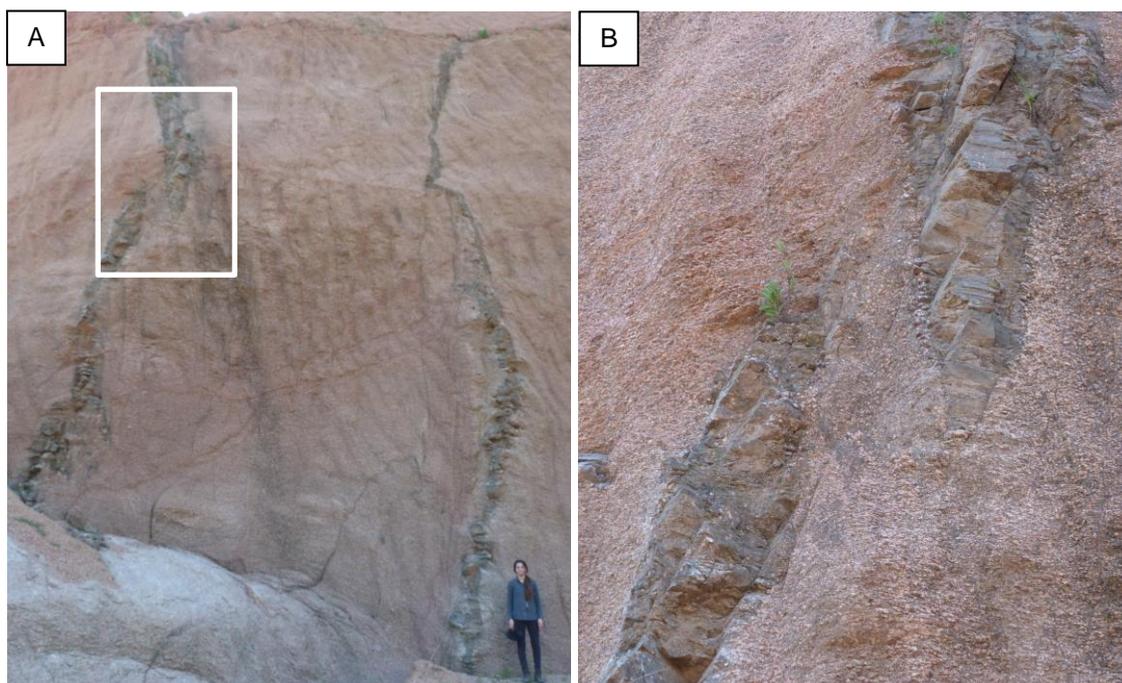
Si bien el bandeado en los diques que identifica una zona de borde y una zona central no se encuentra tan marcado en este afloramiento, se puede observar una diferencia en el tamaño de los feldespatos (xenocristales), que son de mayor tamaño (hasta

cuatro veces mayores) en la zona central de los mismos. No se descarta que se deba puramente a un fenómeno de arrastre, ya que en la zona central hay mayor velocidad de flujo que puede transportar partículas de mayor tamaño.

| Muestra | CA_1 | CA_2 | CA_3 | CA_4 |
|-----------------------------|--------------------------|-----------------------|---------------------|--------------------------|
| Posición | Zona central | Zona central | Borde | Borde |
| Roca caja | G. de La Paz | G. de La Paz | G. de La Paz | G. de La Paz |
| Textura | Porfírica | Porfírica | Porfírica | Porfírica |
| Alteración | Alta | Intermedia | Muy Alta | Intermedia |
| Fenocristales | Mica oscura y feldespato | Feldespato y piroxeno | Mica oscura | Mica oscura y feldespato |
| Matriz | No se aprecia | No se aprecia | No se aprecia | No se aprecia |
| Estructuras globulares (EG) | No | No | Si | No |
| Xenolitos | Si | Si | Si | No |
| Análisis realizados | Lámina | Lámina y geoquímica | Lámina y geoquímica | Lámina y geoquímica |
| Coordenadas UTM | 566847; 6153941 | 566871; 6153886 | 566860; 6153858 | 566782; 6153859 |

Tabla 4: Principales características relevadas para cada una de las cuatro muestras recolectadas en el afloramiento de la cantera Casil SA. Observaciones realizadas en afloramiento con lupa 20X. Referencias: G. de La Paz= Granito de la Paz; EG= Estructuras globulares.

Las estructuras globulares u ocelos observados en algunos diques en muestra de mano son angulosos a esféricos, exhibiendo corrosión en estos núcleos que parecen ser feldespáticos y no carbonáticos, donde en algunos casos se observan halos de minerales color pardo-naranja sin brillo.



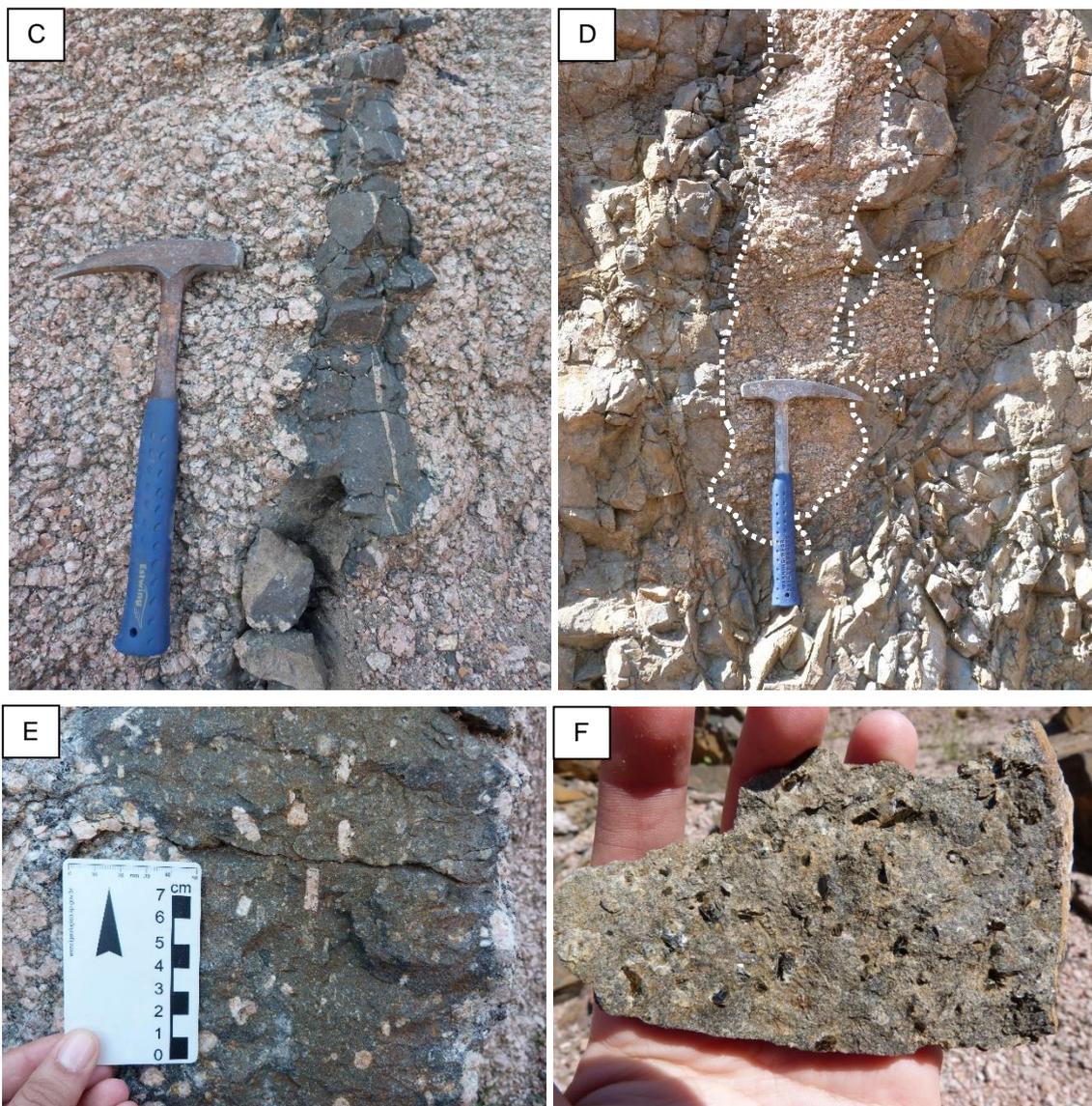


Figura 41: A- Se aprecian dos diques lamprófidos en uno de los frentes de explotación abandonados. En recuadro blanco se observa un fallamiento dextral de uno de los diques. B- Detalle de falla dextral del lamprófido de la anterior imagen. C- Detalle del contacto irregular del lamprófido con el granito. Nótese una venilla rosada atravesando el cuerpo, en el sentido del flujo magmático. Coordenadas UTM: 566847; 6153941. D- Gran xenolito de granito dentro de uno de los lamprófidos más anchos (1,3 metros) relevados. Coordenadas UTM: 566881; 6153832. E- Detalle de la orientación de los feldspatos redondeados (corroídos). Coordenadas UTM: 566845; 6153905. F- Muestra de mano de lamprófidos más alterados. Nótese los nidos de mica oscura. Coordenadas UTM: 566882; 6153866.

4.4.2. Descripción microscópica de muestras

En este afloramiento fueron extraídas cuatro muestras de cuatro diques distintos, para realizar los respectivos preparados petrográficos con el fin de su caracterización.

La muestra CA_1 corresponde a un ejemplar sumamente afectado por la incorporación de roca caja al dique, básicamente identificada en el afloramiento por los xenocristales

de feldespatos que se encuentran orientados con su eje mayor paralelo a los bordes del dique.

La textura de esta roca difiere en gran medida con la de las otras tres láminas, caracterizándose por presentar fenocristales de feldespatos y ocelos de cuarzo, en una matriz con plagioclasas exhibiendo maclas polisintéticas características, feldespato potásico con pertitas y estructuras mirmequíticas (Figura 42), así como biotita rojiza-parda con alto grado de alteración a clorita y, muy subordinadamente, anfíbol con relieve medio y altos colores de birrefringencia, todos presentando una orientación preferencial.

Si bien por las características observadas en campo respecto al emplazamiento del dique se trate de un magma lamprofídico el que hizo intrusión en el granito de La Paz, la contaminación que lo afectó en este caso no permite identificarlo como tal por las características petrográficas previamente descritas.

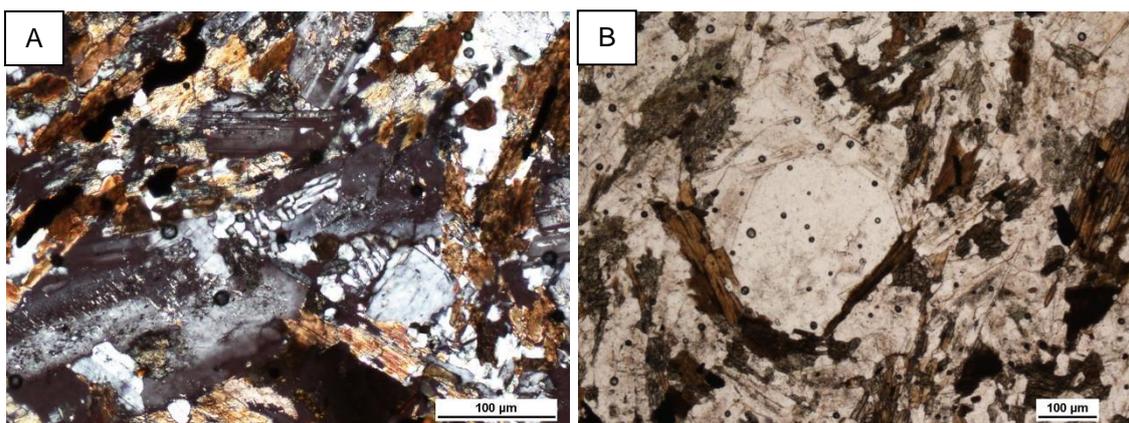


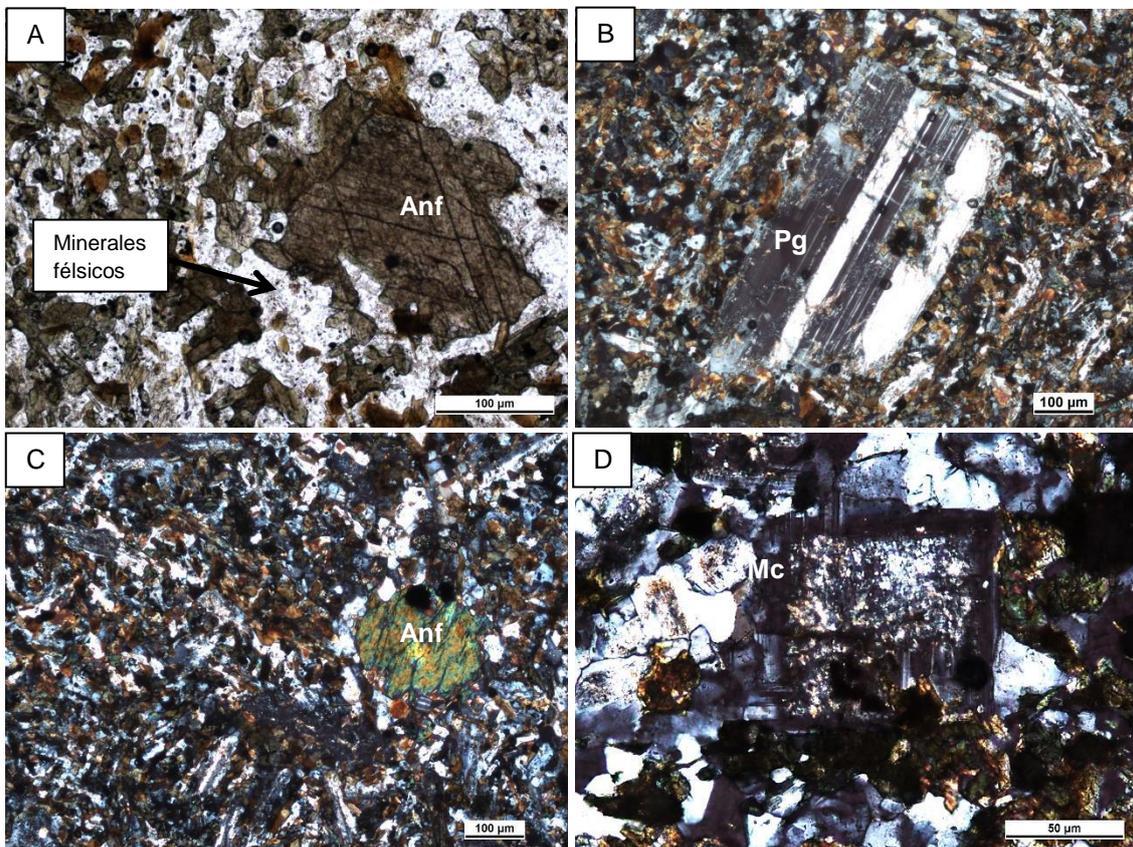
Figura 42: A- Se observa la textura mirmequítica y pertitas a nícoles cruzados. Muestra CA_1 (Objetivo 10x). B- Ocelo de cuarzo rodeado de biotita-flogopita a luz polarizada plana. Muestra CA_1 (Objetivo 5x).

Las restantes muestras presentan textura porfirítica, con fenocristales (~20%) automorfos a subautomorfos de microclina, feldespato potásico (hasta 700µm) y plagioclasa (hasta 500µm), que presentan texturas poiquilíticas con inclusiones de anfíbol y biotita, en los cuales es común observar bordes corroídos y alteración de los mismos fundamentalmente a micas de grano fino (sericita).

Se identificaron también fenocristales de anfíbol (secciones basales), pleocroico, de color marrón pardo a verde muy claro, con relieve medio-alto, clivaje en dos direcciones a 60-120°, donde en algunas secciones el mismo se observa con bordes corroídos e incluso casi totalmente redondeado, rodeado de un halo de minerales félsicos fundamentalmente feldespatos (Figura 43).

Los porcentajes de matriz son elevados en estas muestras, alcanzando el 80% y está constituida por anfíboles (~35%), biotita (10%) sustituida por clorita y con una ligera alineación de sus cristales, una masa feldespática alterada a sericita y minerales del grupo de la arcilla (45%) y minerales opacos (~10%) magnetita, ilmenita y pequeños minerales opacos redondeados. Con la ayuda del compensador se visualizaron maclas de enrejillado en la matriz identificadas como leucitas, que debido a la alteración es dificultoso observar solo con la lámina polarizadora.

Muchos de los anfíboles, biotitas y minerales opacos, tanto a nivel de matriz como fenocristales, se encuentran redondeados y corroídos, en ocasiones por halos de minerales félsicos o rodeados por la masa feldespática que constituye la matriz, indicando un proceso de reabsorción y recristalización de estos minerales.



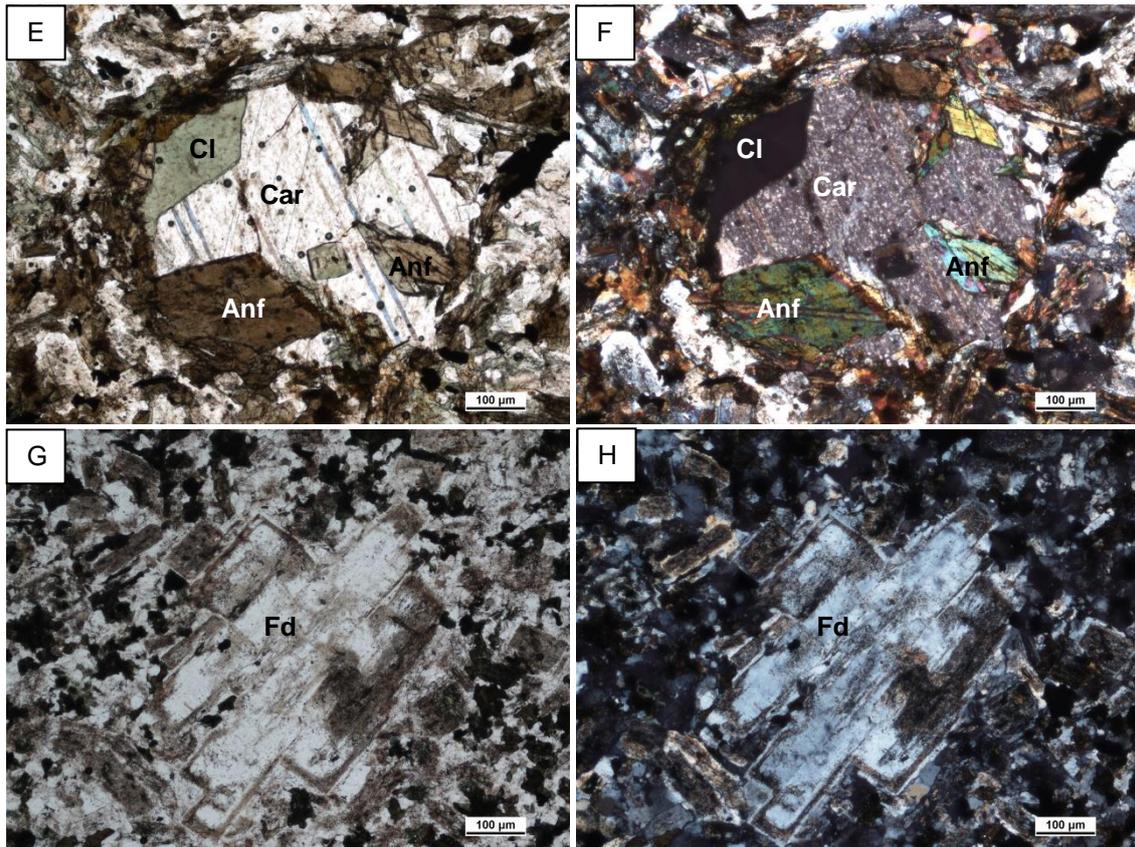


Figura 43: A- Se observa una sección basal corroída de hornblenda a luz polarizada plana rodeada de un halo de minerales félsicos. Muestra CA_2 (Objetivo 10x). B- Ocelo de cuarzo rodeado de biotita-flogopita a luz polarizada plana. Muestra CA_2 (Objetivo 5x). C- Fenocristal de anfíbol redondeado y corroído a nícoles cruzados. Muestra CA_2 (Objetivo 5x). D- Cristal automorfo de microclina con nícoles cruzados donde exhibe su macla característica. Muestra CA_4 (Objetivo 5x). E-Ocelo esférico carbonático rodeado de un halo de anfíbol pardo y opacos F- Misma imagen pero con nícoles cruzados donde se muestra el color de birrefringencia alto del anfíbol así como la clorita en una variedad isótropa. Muestra CA_3 (Objetivo 5x). G- Feldespatos alterados con borde concéntrico de textura celular fina (*spongy*). H- Misma imagen pero con nícoles cruzados. Muestra CA_4 (Objetivo 10x). Referencias: Cl= clorita; Fd= feldespato potásico; Pg= plagioclasa; Anf= anfíbol; Car= Carbonato.

CAPÍTULO 5

5. GEOQUÍMICA

5.1. Análisis realizados

Fueron realizados un total de once análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas en roca total en el Laboratorio *Acme – Bureau Veritas* de Vancouver (Canadá). Las muestras enviadas habían sido trituradas manualmente, luego con molino de mandíbulas Retsch BB100 Rostfrei y posteriormente en el molino de discos Retsch RS 100 ambos ubicados en Facultad de Ciencias (Figura 44).



Figura 44: A- Molino de mandíbulas Retsch BB100 Rostfrei. B- Molino de discos Retsch RS 100.

Para la obtención de la abundancia total de los óxidos mayores y algunos menores, las muestras fueron calcinadas para deshacerse del contenido orgánico y luego calentadas hasta 1000 °C para obtener valores de pérdida de agua al fuego o LOI (*Loss of ignition*). Luego se utilizó metaborato/tetraborato de Litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) como fundente para formar una “perla” que se lleva a solución con ácido nítrico y analizar por espectrometría de emisión (ICP-ES). Las Tierras Raras y elementos refractarios (Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl) fueron analizados mediante espectrometría de masa (ICP-MS), donde la dilución de la “perla” se realiza llevando a solución con una mezcla de ácido nítrico y ácido clorhídrico (agua regia) durante una hora a una temperatura de 95°C.

Se presentan en la Tabla 5 los resultados de los análisis de elementos mayores, menores y trazas con sus límites de detección y unidad de medida para las once muestras.

| | U | L.D | PG_1 | PG_2 | PG_3 | PG_4 | PG_5 | PG_6 | PR_2 | PB_1 | CA_2 | CA_3 | CA_4 |
|--------------------------------|-----|------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | % | 0,01 | 51,43 | 49,79 | 51,05 | 47,17 | 49,62 | 47,95 | 49,56 | 45,21 | 51,39 | 52,21 | 59,74 |
| Al ₂ O ₃ | % | 0,01 | 8,73 | 8,30 | 8,57 | 8,91 | 9,09 | 8,85 | 8,21 | 10,94 | 16,15 | 16,62 | 15,84 |
| Fe ₂ O ₃ | % | 0,04 | 10,48 | 10,42 | 10,41 | 10,61 | 10,74 | 10,48 | 9,92 | 10,65 | 11,34 | 11,44 | 9,95 |
| MgO | % | 0,01 | 9,09 | 10,89 | 8,52 | 11,08 | 9,81 | 10,83 | 10,29 | 10,27 | 5,12 | 5,38 | 0,72 |
| CaO | % | 0,01 | 5,76 | 6,71 | 6,34 | 7,63 | 7,10 | 7,42 | 8,50 | 14,46 | 7,04 | 7,47 | 3,29 |
| Na ₂ O | % | 0,01 | 1,82 | 2,19 | 2,09 | 1,73 | 1,56 | 1,95 | 1,66 | 1,92 | 4,57 | 3,16 | 4,45 |
| K ₂ O | % | 0,01 | 8,13 | 7,41 | 7,92 | 7,97 | 8,02 | 7,94 | 7,09 | 1,37 | 1,91 | 1,09 | 4,54 |
| TiO ₂ | % | 0,01 | 3,27 | 3,06 | 3,17 | 3,07 | 3,15 | 2,98 | 3,08 | 1,71 | 1,93 | 2,01 | 0,83 |
| P ₂ O ₅ | % | 0,01 | 1,05 | 0,97 | 1,73 | 1,60 | 0,72 | 1,38 | 0,81 | 3,00 | 0,34 | 0,36 | 0,29 |
| MnO | % | 0,01 | 0,11 | 0,13 | 0,12 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,08 | 0,16 | 0,16 | 0,18 | 0,16 |
| Cr ₂ O ₃ | % | 0 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | <0,002 |
| Ni | PPM | 0,1 | 143,1 | 197,1 | 131,3 | 239,8 | 178,3 | 223,0 | 198,9 | 47,9 | 4,5 | 4,9 | 0,5 |
| Sc | PPM | 1 | 17 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 22 | 29 | 31 | 21 |
| Sum | % | 0,01 | 99,95 | 99,95 | 99,98 | 99,98 | 100,00 | 99,97 | 99,28 | 99,71 | 99,97 | 99,93 | 99,81 |
| Ba | PPM | 1 | 5048 | 4867 | 5106 | 4399 | 5240 | 4486 | 5980 | 2330 | 447 | 430 | 1605 |
| Be | PPM | 1 | 8 | 9 | 8 | 2 | 5 | 3 | 3 | 5 | 1 | 1 | 5 |
| Co | PPM | 0,2 | 75,7 | 55,3 | 46,2 | 57,7 | 56,0 | 51,0 | 47,7 | 59,6 | 35,8 | 52,5 | 24,8 |
| Cs | PPM | 0,1 | 3,1 | 3,1 | 1,9 | 4,2 | 6,1 | 3,2 | 9,4 | 0,6 | 1,7 | 2,7 | 0,7 |
| Ga | PPM | 0,5 | 17,3 | 17,6 | 17,5 | 18,4 | 18,7 | 16,7 | 17,6 | 16,3 | 20,2 | 20,1 | 32,1 |
| Hf | PPM | 0,1 | 18,3 | 16,6 | 18,3 | 14,9 | 16,2 | 14,2 | 15,6 | 15,1 | 5,0 | 4,5 | 16,7 |
| Nb | PPM | 0,1 | 87,3 | 87,6 | 85,6 | 103,7 | 111,7 | 101,9 | 72,5 | 17,4 | 14,6 | 14,2 | 62,8 |
| Rb | PPM | 0,1 | 142,6 | 129,4 | 148,6 | 248,0 | 168,3 | 181,9 | 185,3 | 18,4 | 102,7 | 41,3 | 91,4 |
| Sn | PPM | 1 | 4 | 3 | 6 | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 | 3 | 3 | 6 |
| Sr | PPM | 0,5 | 1170,0 | 1598,5 | 1160,3 | 1912,6 | 2026,5 | 1692,4 | 1017,6 | 3496,7 | 451,9 | 480,5 | 297,6 |
| Ta | PPM | 0,1 | 4,0 | 4,2 | 4,8 | 5,1 | 5,3 | 5,0 | 4,0 | 0,8 | 0,8 | 0,9 | 3,5 |
| Th | PPM | 0,2 | 16,6 | 15,5 | 19,6 | 13,8 | 17,7 | 13,9 | 11,4 | 22,5 | 1,7 | 1,5 | 10,6 |
| U | PPM | 0,1 | 2,1 | 1,5 | 5,4 | 2,4 | 1,4 | 2,8 | 2,6 | 5,9 | 1,1 | 0,4 | 2,2 |
| V | PPM | 8 | 137 | 116 | 142 | 133 | 135 | 130 | 136 | 195 | 138 | 144 | <8 |
| W | PPM | 0,5 | 151,0 | 80,8 | 69,7 | 80,1 | 99,6 | 71,7 | 82,2 | 157,1 | 79,1 | 210,5 | 177,6 |
| Zr | PPM | 0,1 | 663,3 | 658,7 | 656,2 | 608,0 | 640,8 | 568,2 | 556,8 | 700,7 | 187,2 | 180,6 | 707,3 |
| Y | PPM | 0,1 | 28,7 | 21,9 | 40,4 | 27,1 | 22,5 | 25,6 | 17,7 | 80,4 | 31,2 | 31,0 | 63,7 |
| La | PPM | 0,1 | 201,9 | 186,8 | 207,1 | 165,4 | 189,6 | 163,2 | 158,7 | 194,5 | 29,5 | 23,1 | 90,5 |
| Ce | PPM | 0,1 | 382,1 | 354,4 | 374,0 | 303,1 | 344,7 | 299,0 | 317,2 | 517,3 | 52,1 | 48,3 | 186,9 |
| Pr | PPM | 0,02 | 41,87 | 39,65 | 42,53 | 34,80 | 38,44 | 33,39 | 35,59 | 73,59 | 7,08 | 6,08 | 22,08 |
| Nd | PPM | 0,3 | 145,4 | 137,6 | 150,8 | 119,2 | 132,1 | 118,1 | 122,3 | 323,3 | 28,1 | 24,9 | 83,9 |
| Sm | PPM | 0,05 | 18,23 | 17,28 | 18,93 | 15,66 | 15,81 | 14,64 | 14,91 | 62,50 | 5,66 | 5,30 | 15,31 |
| Eu | PPM | 0,02 | 4,58 | 4,39 | 4,76 | 4,00 | 4,18 | 4,03 | 3,93 | 16,72 | 1,95 | 1,97 | 3,40 |
| Gd | PPM | 0,05 | 12,59 | 11,74 | 13,17 | 10,59 | 11,29 | 10,46 | 9,84 | 44,02 | 6,33 | 6,10 | 13,74 |
| Tb | PPM | 0,01 | 1,47 | 1,23 | 1,69 | 1,25 | 1,19 | 1,20 | 0,98 | 4,60 | 0,92 | 0,93 | 2,00 |
| Dy | PPM | 0,05 | 6,97 | 5,34 | 8,48 | 5,87 | 5,17 | 5,84 | 4,47 | 19,76 | 5,74 | 5,81 | 11,84 |
| Ho | PPM | 0,02 | 1,07 | 0,84 | 1,38 | 0,95 | 0,84 | 0,88 | 0,63 | 2,66 | 1,15 | 1,15 | 2,40 |
| Er | PPM | 0,03 | 2,53 | 2,00 | 3,51 | 2,39 | 2,06 | 2,40 | 1,48 | 5,81 | 3,06 | 3,18 | 6,74 |
| Tm | PPM | 0,01 | 0,31 | 0,23 | 0,42 | 0,32 | 0,26 | 0,30 | 0,21 | 0,67 | 0,46 | 0,47 | 1,03 |
| Yb | PPM | 0,05 | 1,64 | 1,29 | 2,45 | 1,80 | 1,54 | 1,77 | 1,15 | 3,69 | 2,90 | 2,81 | 6,34 |
| Lu | PPM | 0,01 | 0,20 | 0,17 | 0,29 | 0,23 | 0,20 | 0,22 | 0,16 | 0,51 | 0,45 | 0,44 | 1,00 |
| TOT/C | % | 0,02 | 0,42 | 0,85 | 0,27 | 0,99 | 0,99 | 0,92 | 0,76 | <0,02 | 0,03 | 0,25 | 0,04 |
| TOT/S | % | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,13 | 0,13 | 0,07 | 0,10 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,04 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|-----|------|------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Mo | PPM | 0,1 | 1,5 | 1,4 | 1,1 | 1,3 | 2,3 | 2,3 | 0,5 | <0.1 | 0,7 | 0,5 | 3,9 |
| Cu | PPM | 0,1 | 14,2 | 18,0 | 18,6 | 23,8 | 23,4 | 25,0 | 35,8 | 14,7 | 25,3 | 7,6 | 12,2 |
| Pb | PPM | 0,1 | 4,9 | 16,3 | 14,0 | 16,5 | 12,9 | 14,2 | 11,5 | 3,6 | 2,2 | 4,2 | 7,8 |
| Zn | PPM | 1 | 40 | 46 | 37 | 62 | 63 | 59 | 68 | 50 | 53 | 52 | 77 |
| As | PPM | 0,5 | 0,8 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 1,4 | 2,1 | 3,0 | 3,4 | 1,5 |
| Cd | PPM | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0,2 |
| Sb | PPM | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Bi | PPM | 0,1 | <0.1 | <0.1 | 0,2 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Ag | PPM | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Au | PPB | 0,5 | <0.5 | 1,5 | 0,9 | 0,7 | 1,3 | <0.5 | 3,5 | <0.5 | 1,2 | 1,4 | <0.5 |
| Hg | PPM | 0,01 | 0,01 | <0.01 | <0.01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 |
| Tl | PPM | 0,1 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,8 | <0.1 | 0,4 | 0,1 | <0.1 |
| Se | PPM | 0,5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |

Tabla 5: Resultados de análisis geoquímicos realizados a las once muestras de los cuatro afloramientos relevados en este trabajo. Referencias: PG=Punta Gorda, PB=Pajas Blancas, PR=Parque Rodó, CA=Cantera Casil SA, U=unidad, L.D=límite de detección.

Los elementos As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, y se encuentran en casi todas las muestras por debajo de los límites de detección.

En la Tabla 6 se muestran las composiciones promedio de cada uno de los cinco integrantes del "Clan lamprófidio" publicadas por Rock (1991) en base a un estudio sobre más de 5.000 lamprófidios. Encabezada por la sigla "PG-PR" se promediaron los valores obtenidos para las muestras de Punta Gorda, incluyendo la muestra de Parque Rodó, que presenta notables similitudes con éstas. Las muestras de la Cantera Casil SA y de Pajas Blancas poseen diferente carácter geoquímico y en muchos diagramas son analizados de forma diferencial.

| Wt% | CAL | AL | UML | KIM | LL | PG-PR |
|------------------------------------|------|------|------|------|------|-------|
| SiO₂ | 51 | 42,5 | 32,3 | 38,4 | 51,1 | 49,5 |
| Al₂O₃ | 14 | 13,7 | 6,7 | 4,7 | 7,6 | 8,7 |
| Fe₂O₃ | 8,2 | 12 | 13,6 | 12,4 | 7,8 | 10,4 |
| MgO | 7 | 7,1 | 15 | 28,7 | 11,4 | 10,1 |
| CaO | 7 | 10,3 | 14 | 11,3 | 4,8 | 7,1 |
| Na₂O | 2,7 | 3 | 1 | 0,5 | 0,65 | 1,9 |
| K₂O | 3,1 | 2 | 1,9 | 1,4 | 7,3 | 7,8 |
| TiO₂ | 1,1 | 2,9 | 3,1 | 2,6 | 4,1 | 3,1 |
| P₂O₅ | 0,6 | 0,74 | 1 | 0,9 | 1,3 | 1,2 |
| MnO | 0,13 | 0,2 | 0,22 | 0,18 | 0,1 | 0,1 |
| Cr₂O₃ | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,11 | 0,05 | 0,1 |

Tabla 6: Cuadro de composiciones en porcentaje para los óxidos en roca total de los cinco grupos del "Clan Lamprófidio" de Rock, 1991. A la derecha aparece la composición promedio de los diques de Punta Gorda y Parque Rodó. Referencias: CAL, Lamprófidios calcoalcalinos; AL, Lamprófidios alcalinos; UML, Lamprófidios ultramáficos; KIL, Kimberlitas; LL, Lamproítas; PG-PR, promedio de porcentaje de óxidos de muestras de Punta Gorda donde se incluye la muestra de Parque Rodó. Los valores son en porcentaje en peso.

Los diques estudiados presentan un contenido de LOI variable entre 0,9 y 5%, donde las muestras de Punta Gorda presentan en promedio un valor de 3,8% (Anexo 1). Los datos químicos de óxidos fueron recalculados en base anhidra para ser utilizados tanto en las clasificaciones geoquímicas como para la norma CIPW. Si bien los valores pueden parecer elevados, debe tenerse en cuenta que este tipo de magmas, generadores de rocas lamprofídicas/lamproíticas, son extremadamente ricos en volátiles entre los que se incluyen no solo H₂O, sino principalmente CO₂ y SO₂ (Le Roex & Lanyon, 1998). Estos valores elevados de LOI en los diques analizados son consistentes con la presencia de numerosos minerales hidratados en estas particulares rocas, como por ejemplo, biotita-flogopita, anfíbol, ocelos y venillas de carbonato, tanto como fenocristales como también por la presencia de carbonatos diseminados en la matriz (Orejana *et al.*, 2008).

El valor utilizado para Ni fue aquel obtenido mediante espectrometría de masa (ICP-MS), con límite de detección de 0,1 ppm. En el Anexo 1 se muestra la tabla de los análisis del laboratorio.

Se realizaron los cálculos de la norma CIPW para cada muestra con los pesos de los óxidos normalizados en base anhidra mediante hoja de cálculo de Kurt Hollocher (Union College, Nueva York), donde el contenido de Fe₂O₃ es contenido de óxido de hierro total es decir, Fe₂O₃t= Fe₂O₃+FeO (Tabla 7). La norma presentada deberá tomarse con precaución ya que, como se expuso en el Capítulo 4, estas rocas están compuestas mayoritariamente por minerales hidratados como anfíbol y biotita.

Sólo dos muestras presentan cuarzo normativo (CA_3 y CA_4) en muy bajos porcentajes, aunque presentan hiperstena normativa, mientras que las restantes son olivino normativas. Esto permite caracterizar a los diques como subsaturados en sílice.

Los diques de Punta Gorda y Parque Rodó presentan feldespato alcalino y leucita en un porcentaje variable (8,33- 53,8%) y (0- 34,84 %) respectivamente, y porcentajes más restrictos de diópsido (14,74- 27,21%), egirina (6,21- 6,58%), olivino (12,4- 16,37 %), ilmenita (3,54- 3,86 %) y apatito (1,54- 3,7%).

El dique de Pajas Blancas presenta mayor proporción de plagioclasa (37,5%) con respecto al feldespato alcalino (9,8%), presenta anfíbol en importante proporción (27,56%) y olivino (13,35%). Destaca el porcentaje de apatito (6,7%), siendo el mayor para todos los diques relevados.

Los diques relevados en la Cantera Casil SA también presentan mayor proporción de plagioclasa normativa (50,49- 60,32%), con respecto al feldespato alcalino (7,46- 29,51%), en una relación variable desde 1,7 a 8. Con las proporciones de minerales

félsicos normativo, que varían aproximadamente entre 71 y 85% estas últimas rocas no podrían considerarse lamprófidos (Le Maitre *et al.* 2002).

| Vol % | PG_1 | PG_2 | PG_3 | PG_4 | PG_5 | PG_6 | PR_2 | PB_1 | CA_2 | CA_3 | CA_4 |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cuarzo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3,85 | 5,58 |
| Plagioclasa | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 37,5 | 59,35 | 60,32 | 50,49 |
| Ortoclasa | 50,46 | 29,97 | 53,8 | 8,33 | 19,48 | 12,82 | 20,26 | 9,8 | 12,93 | 7,46 | 29,51 |
| Nefelina | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,5 | 1,65 | 0 | 0 |
| Leucita | 3,54 | 18,23 | 0 | 38,89 | 30,64 | 34,84 | 26,04 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Diópsido | 15,91 | 19,92 | 14,74 | 20,3 | 22,54 | 20,49 | 27,21 | 27,56 | 10,78 | 5,11 | 3,54 |
| Hiperstena | 0 | 0 | 0,19 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 17,62 | 7,24 |
| Olivino | 14,06 | 15,97 | 13,44 | 16,37 | 13,47 | 15,79 | 12,4 | 13,35 | 9,86 | 0 | 0 |
| Egirina | 6,45 | 6,45 | 6,39 | 6,58 | 6,61 | 6,49 | 6,21 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K₂SiO₃ | 1,47 | 0,81 | 1,38 | 0,66 | 0,66 | 0,75 | 0,65 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Na₂SiO₃ | 1,86 | 2,78 | 2,51 | 1,63 | 1,18 | 2,17 | 1,63 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ilmenita | 3,86 | 3,64 | 3,73 | 3,65 | 3,73 | 3,54 | 3,69 | 2,12 | 2,26 | 2,38 | 0,93 |
| Magnetita | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2,38 | 2,4 | 2,46 | 2,02 |
| Apatito | 2,24 | 2,08 | 3,7 | 3,45 | 1,54 | 2,97 | 1,76 | 6,7 | 0,72 | 0,77 | 0,59 |
| Zircón | 0,09 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,03 | 0,02 | 0,09 |
| Cromita | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,08 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0 |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 99,99 | 100 | 100 | 100 | 99,99 | 100 | 99,99 |

Tabla 7: Norma CIPW para las once muestras, calculada mediante hoja de cálculo de Kurt Hollocher (*Union College*, Nueva York). Los valores presentados son expresados en porcentaje en volumen (Vol%).

5.2. Diagramas de clasificación general

Los elementos mayores se encuentran en un porcentaje mayor al 1 % en peso (Wt%) en las rocas y los elementos menores son aquellos que se encuentran entre el 0,1 y 1% en abundancia. Para los diques analizados estos elementos son: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, Cr₂O₃, Ba y Sr.

Las muestras analizadas exhiben composiciones desde básicas a intermedias con concentraciones restringidas de SiO₂, variando entre 45,21 (PB_1) y 59,74 (CA_4) % en peso. Poseen concentraciones altas de MgO (8,52-11,08 %), excepto por las muestras de Cantera Casil SA que presentan rangos entre 0,72 y 5,38 %; Fe₂O_{3t} (9,95-11,44%) y excepcionalmente altas en K₂O en las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó (7,09- 8,13 %). Sus contenidos de TiO₂ varían entre los 2,98 (PG_6) y 3,27 % (PG_1), considerando las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó, mientras que las muestras de Pajas Blancas y Cantera Casil SA presentan rangos de entre 0,83 y 2,01 % en peso.

En el diagrama de álcalis total vs sílice, TAS (Le Bas *et al.*, 1986) (Figura 45), las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó clasifican como fono-tefritas a excepción de las muestras PG_1 y PG_3 que clasifican como tefri-fonolitas.

La muestra correspondiente al afloramiento de Pajas Blancas clasifica como basalto y las muestras correspondientes a Cantera Casil SA como traqui-andesita, traqui-andesita basáltica y andesita basáltica. En la misma figura se observa que todos los diques presentan afinidad alcalina, excepto por la muestra CA_2 que clasifica como sub-alcalina o tholeiítica.

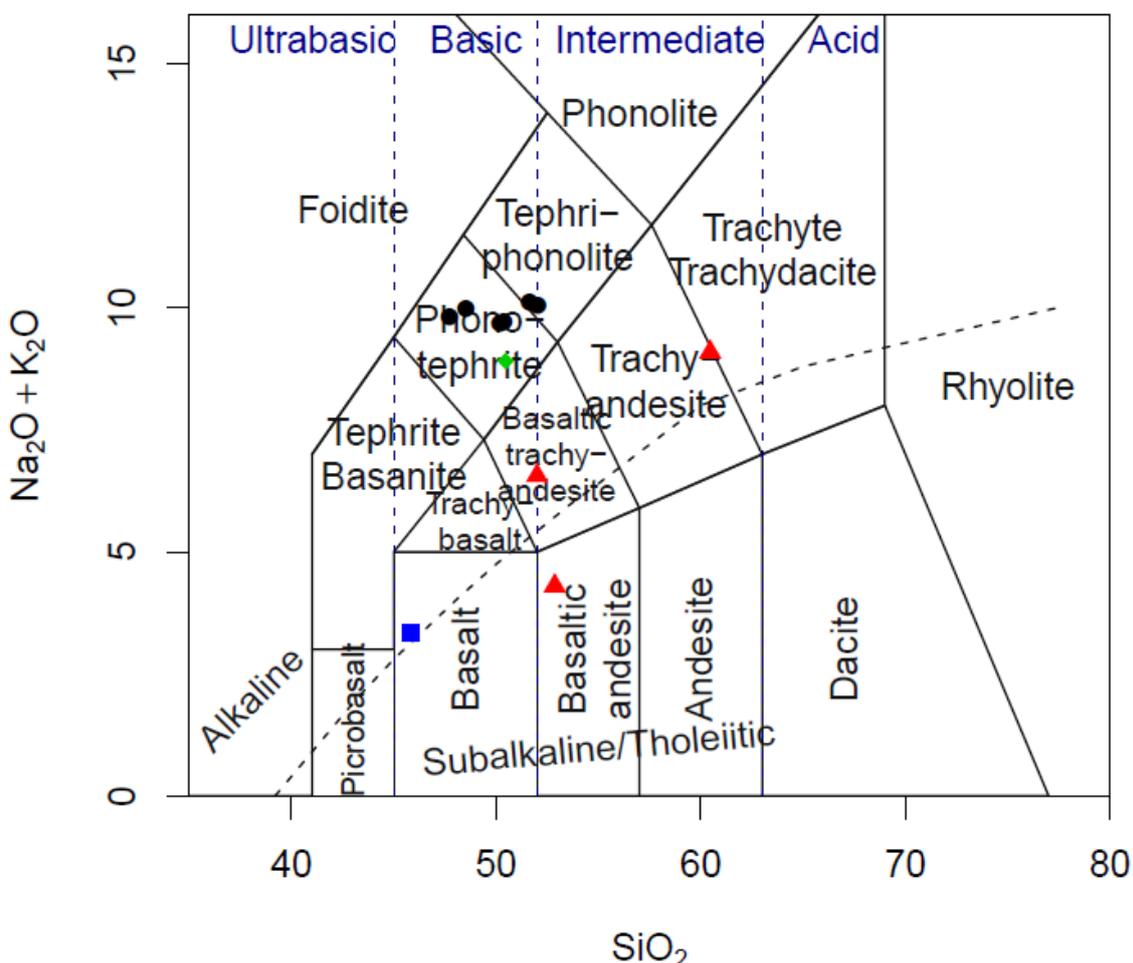


Figura 45: Diagrama de álcalis total vs sílice TAS (Le Bas *et al.*, 1986). Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.

El dique de Pajas Blancas queda incluido en la serie shoshonítica (Peccerillo & Taylor, 1976) y clasifica como sódico (Irvine & Baraghar, 1971), en tanto que los diques de Cantera Casil SA se encuentran ampliamente distribuidos en el diagrama de Peccerillo & Taylor (1976), donde la muestra CA_2 pertenece a la serie calcoalcalina de alto potasio, la CA_3 a la calcoalcalina y la muestra CA_4 a la shoshonítica, y son sódicos

a excepción de la muestra CA_4 que se encuentra en el borde del campo potásico (Irvine & Baraghar, 1971) (Figura 46).

Los diques de Punta Gorda y Parque Rodó clasifican como pertenecientes a la serie shoshonítica en el diagrama de K_2O versus SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976), como ultrapotásicas (Irvine & Baraghar, 1971) y dentro del “grupo I” (Lamproítas) en el diagrama que presenta Foley (1987) para la discriminación de distintas rocas ultrapotásicas. Este grupo en particular se caracteriza por bajos contenido de CaO , Na_2O y Al_2O_3 , altos #Mg y alta razón K_2O/Al_2O_3 (Figura 46).

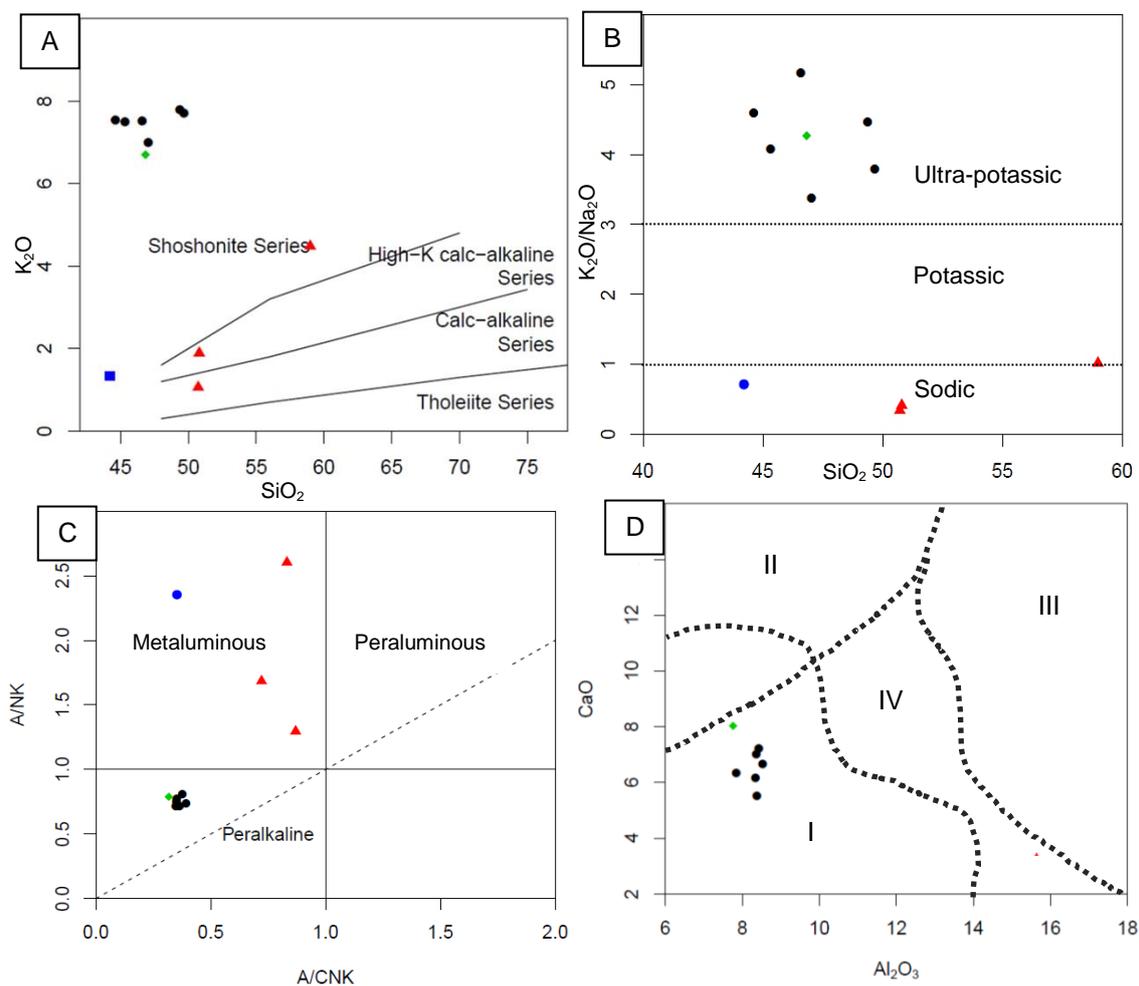


Figura 46: A- Diagrama de K_2O versus SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976). B- Diagrama de K_2O/Na_2O versus SiO_2 de Irvine and Baraghar (1971), nótese el carácter ultrapotásico de las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó. C- Diagrama de Shand (1943) donde se grafica A/CNK ($Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$) vs. A/NK ($Al_2O_3 / (Na_2O+K_2O)$). D- Diagrama de Al_2O_3 vs CaO (Wt %) de Foley *et al.* (1987) aplicado a distintos grupos de rocas ultrapotásicas (Grupos I, II, III y IV). Nótese que sólo se han ploteado las muestras ultrapotásicas. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.

Todos los diques presentan valores menores a uno para la razón $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, por lo que son subsaturados en aluminio, mientras que los

diques de Punta Gorda y Parque Rodó presentan además razones $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) < 1$ clasificados como peralcalinos (consistente con la presencia de minerales como augita-egirina y flogopita), siendo que los diques de Pajas Blancas y Cantera Casil SA presentan razones $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) > 1$ que las clasifican como metaluminosas (Figura 46).

Las muestras presentan Mg# entre 61 y 67 con excepción de las muestras de Cantera Casil SA, que presentan Mg# entre 12 y 48 lo que indicaría claramente para estas últimas que no derivarían de un fundido magmático primario (Kirstein *et al.*, 2006), o que han sufrido contaminación.

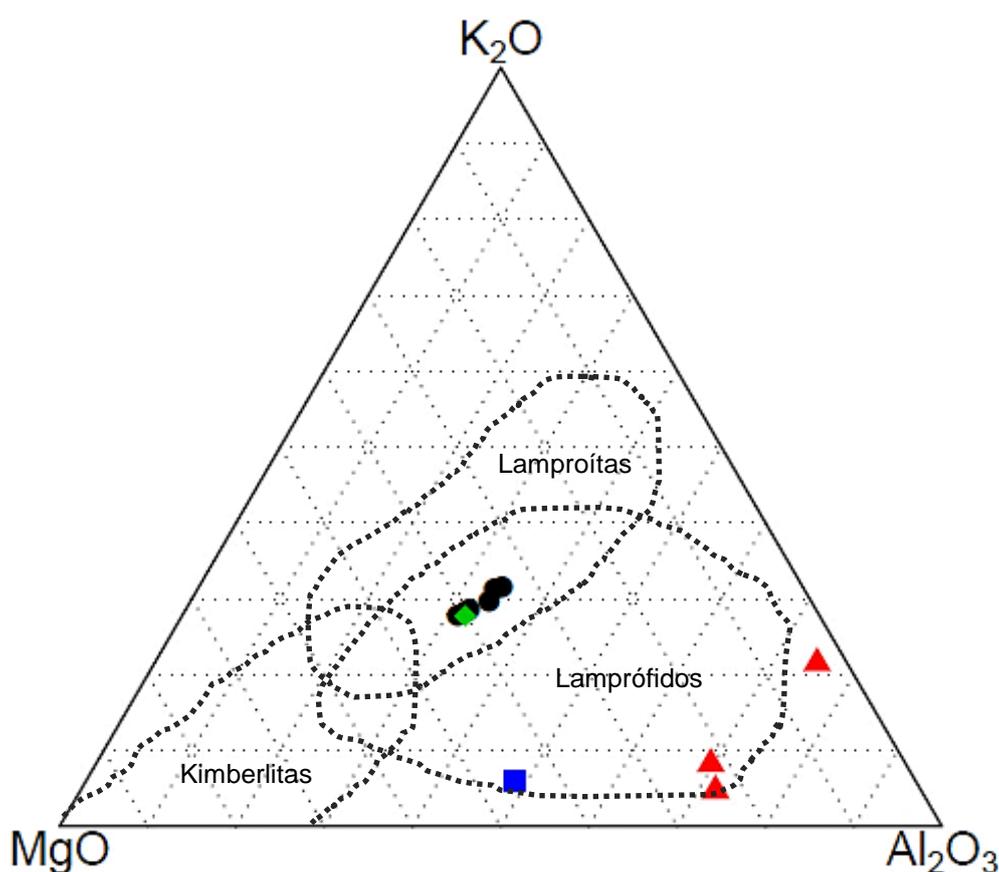


Figura 47: Diagrama ternario Al_2O_3 - MgO - K_2O (Rock, 1987). Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.

En el diagrama ternario Al_2O_3 - MgO - K_2O (Rock, 1987) (Figura 47) se clasifica a todas las muestras analizadas, donde los campos asociados con los lamprófidos y lamproítas se superponen y no se puede discriminar entre ambos. La muestra CA_4 es la única que cae por fuera de estos campos, aunque se ubica en las proximidades del límite con el campo de los lamprófidos.

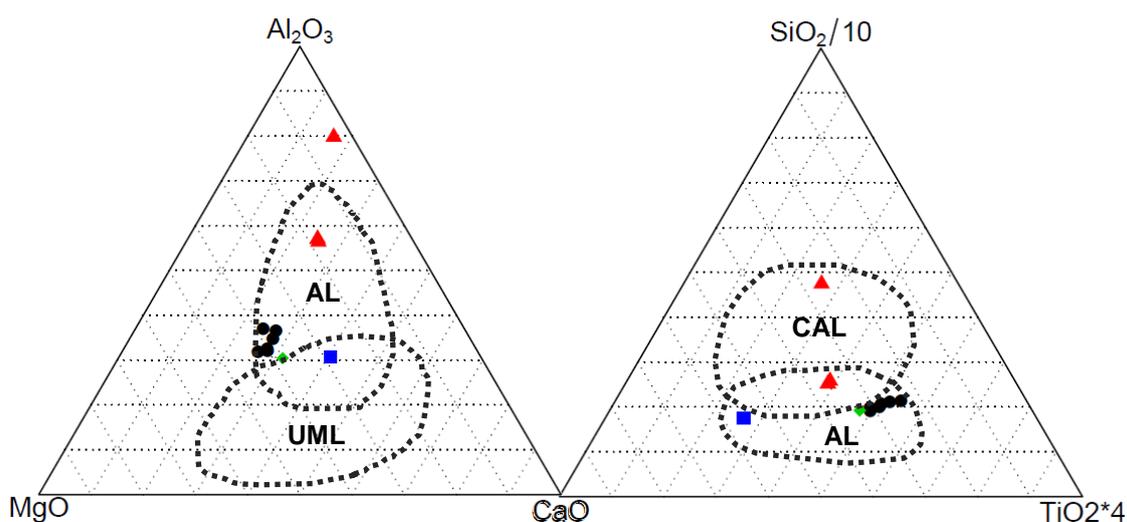


Figura 48: Diagramas ternarios de Rock (1987) para clasificación de lamprófidos. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas, AL=Lamprófidos alcalinos, UML= Lamprófidos ultramáficos, CAL= Lamprófidos calcoalcalinos.

En la figura 48, donde se muestran dos diagramas ternarios que permiten discriminar entre tres tipos de lamprófidos, los diques clasifican como pertenecientes al grupo de los lamprófidos alcalinos (Figura 48 A y B) a excepción de la muestra CA_4, que en el primer diagrama se encuentra fuera de los límites. En el segundo diagrama las muestras también plotean en el campo de los lamprófidos alcalinos excepto por la muestra CA_4.

Muchos estudios se enfocan en la clasificación de los lamprófidos mediante comparación de óxidos ya que hay mayor confiabilidad y cantidad de datos (Rock, 1991), dado el contraste necesario que se debe realizar con la petrografía de la roca a la hora de clasificar un lamprófido (Rock, 1987, Perring *et al.* 1989, Rock, 1991, Le Maitre *et al.* 2002). Sin embargo, los elementos traza juegan un papel fundamental tanto para corroborar clasificaciones como para conocer el fraccionamiento, contaminación cortical y otros procesos petrogenéticos.

Los diques relevados en Punta Gorda y Parque Rodó se encuentran enriquecidos en elementos incompatibles de gran radio iónico o LILE, como en el caso de Sr y Ba pero además incluyendo al Cs (1,9-9,4ppm) y Rb (129,4-248,0ppm) con respecto a la composición promedio de lamproítas expuesta por Rock (1991).

Posee valores promedio en elementos incompatibles de alta carga iónica (HFSE) como Zr (556,8-248,0ppm), Nb (72,5-111,7ppm) y Th (11,4-19,6ppm) y poseen bajos valores de elementos de transición como Cu (14,2-35,8ppm) o Zn (37-68ppm), valores

promedio para Ni (131-239 ppm) y Cr con valores entre 390 y 570 ppm, con respecto a los diferentes grupos de lamprófidos definidos por Rock (1991).

Los diques de Cantera Casil SA presentan los valores más bajos para elementos LILE, incluso para las composiciones promedio de los diques lamprófidos (Rock, 1991), Ba (430-1605 ppm), Sr (297-480 ppm) y Rb (41- 102 ppm); aunque poseen valores reportados para Sc, V (excepto por CA_4), Co, Y y Zr. Los valores de Ni (0,5-4,9 ppm) y Cr (0.01- <0.002 ppm) son bajos y son empobrecidos en general en Tierras Raras con respecto a las demás muestras.

Los valores para el elemento Y (17-63 ppm) son similares a los presentados para algunos lamprófidos y no se observan altos valores (~150ppm) los cuales se han reportado como característicos, en lamprófidos alcalinos o ultramáficos (Rock, 1987).

En el diagrama de Pearce (1996) de Nb/Y versus Zr/Ti las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó clasifican como foiditas, en el límite con el campo de las tefri-fonolitas, excepto por la muestra PG_3 que se encuentra en el campo de las traquiandesitas (Figura 49 A). Las muestras de CA_2 y CA_3 clasifican como basaltos excepto por la muestra CA_4.

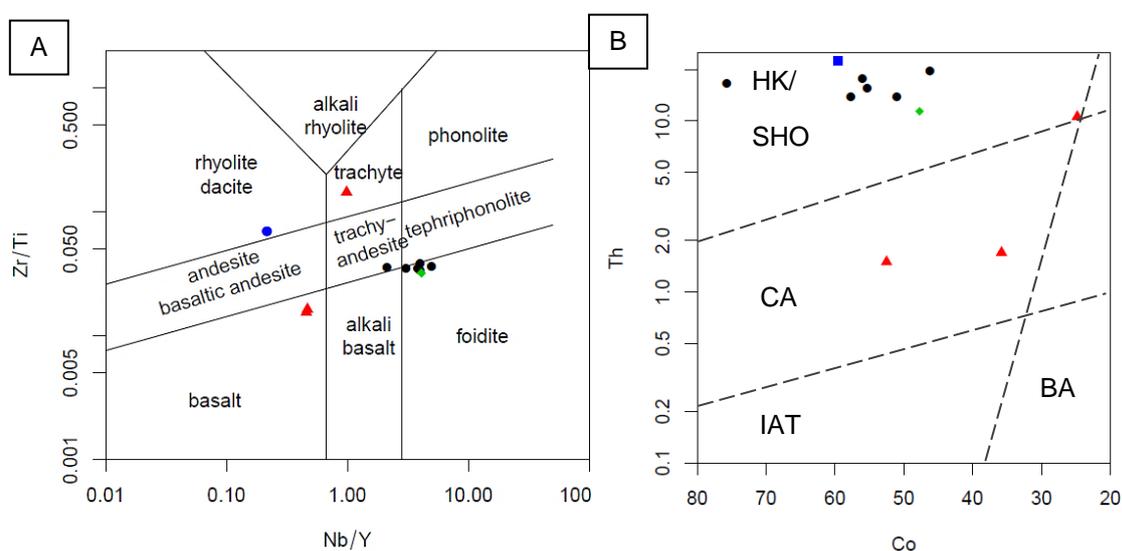


Figura 49: A-Diagrama de clasificación Nb/Y versus Zr/Ti (Pearce, 1996), asociados al TAS pero con elementos incompatibles inmóviles. B- Diagrama de discriminación Th-Co (modificado de Hastie *et al.*, 2007), donde se utilizan elementos traza inmóviles. Referencias: BA/A, andesita basáltica; SHO, shoshonítico; CA, calcoalcalino; IAT, toleítas de arco de isla. Valores en ppm. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.

En la figura 49 B se presenta el diagrama de discriminación de Th vs Co (Hastie *et al.*, 2007), donde se utilizan estos elementos traza inmóviles para identificar andesitas basálticas y andesitas, rocas de alto potasio/shoshonitas, rocas calcoalcalinas y toleítas de arco de isla. Al igual que en otros diagramas mostrados previamente, las

muestras de Punta Gorda y Parque Rodó clasifican como rocas de alto potasio al igual que la muestra de Pajas Blancas (conteniendo 1,34% de K_2O). Las muestras de Cantera Casil muestran amplia dispersión donde CA_2 y CA_3 clasifican como calcoalcalinas y CA_4 como de alto potasio, en el límite con el campo basáltico y calcoalcalino.

En el diagrama de Rock (1991) de Sm versus Ce/Yb, se clasifica a las muestras CA_2 y CA_3 como lamprófidos calcoalcalinos y se observa a los de Punta Gorda y Parque Rodó en el límite de los campos de lamprófidos alcalinos y lamproítas, siendo según su autor el que mejor discrimina entre lamproítas y lamprófidos calcoalcalinos.

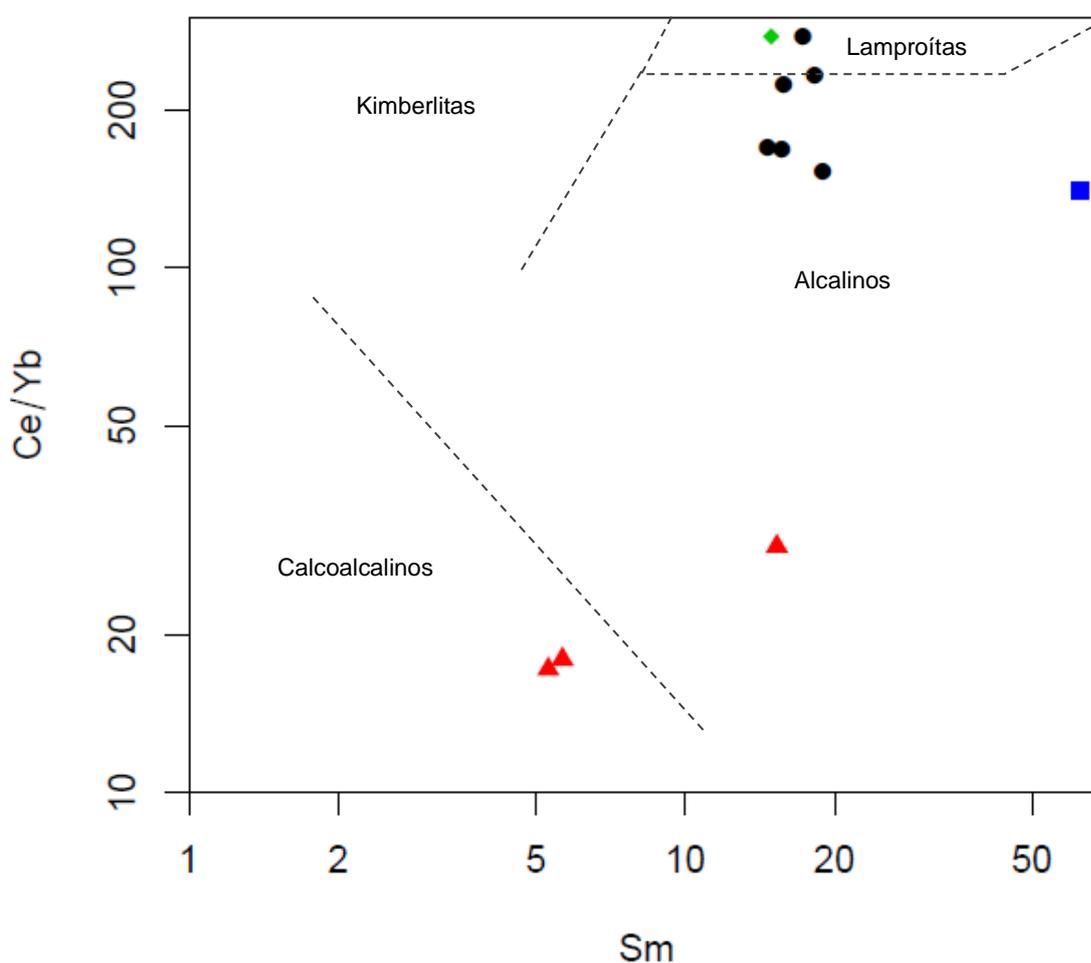


Figura 50: Diagrama Sm versus Ce/Yb (Rock, 1991). Se observa que las muestras de punta Gorda y parque Rodó se encuentran en el límite de campos de lamprófidos alcalinos y lamproítas. En cambio las muestras de Cantera Casil SA se clasifican como calcoalcalinos, excepto por la muestra CA_4. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.

Los diques presentan altas razones Nb/Ta (17,83-21,83 ppm), similares a las reportadas para manto primitivo, altos valores de Nb y Zr (excepto por los relevados en

Cantera Casil SA), y bajos valores relativos de Hf e Y, signatura considerada como de intraplaca. (Green, 1995).

Para procesos de enriquecimiento mantélico Sun & Stern (2001), han propuesto utilizar razones de elementos traza donde el numerador es un elemento que posee mayor movilidad que el elemento del denominador, lo que significa que los magmas derivados de fuentes enriquecidas serán empobrecidos en estas razones. Los diques relevados en Punta Gorda y en Parque Rodó se encuentran enriquecidos en la razón Ba/La (28 en promedio) y Zr/Hf (7 en promedio) y empobrecidos en las razones Pb/Ce (0,04 en promedio), Cs/Rb (0,03 en promedio) y U/Th (0.17 en promedio).

5.3. Diagramas bivariantes

Estos diagramas, fueron popularizados en 1909 por Alfred Harker y se utilizan para evaluar la evolución magmática de la roca graficando porcentaje de sílice versus porcentaje de óxidos mayoritarios, menores o trazas lo que permite identificar correlaciones positivas o negativas, indicando en que elementos se enriquece/empobrece el magma hasta cristalizar.

Rollinson (1993) y Wilson (1996) recomiendan el uso del MgO para rocas con un contenido de sílice menor al 55% en peso total (rocas básicas y ultrabásicas), siendo entonces ambos óxidos utilizados como índice de diferenciación.

Como el contenido de sílice en las rocas estudiadas es restricto (menor al 52% *Wt*, a excepción de la muestra CA_4 que tiene un 59%), los elementos mayores y trazas fueron graficados utilizando como parámetro el MgO, donde se delimitaron las tendencias interpretadas (Figura 52 y 53).

Para delimitar estas tendencias se tuvo en cuenta en primer lugar aquella exhibida por las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó y en segundo lugar se observó la tendencia mostrada principalmente por las muestras CA_2 y CA_3. Las muestras CA_4 y PB_1 muestran características tanto químicas como petrográficas diferentes, por lo que serán incluidas en las tendencias con las precauciones del caso.

La mayoría de los elementos mayores muestran correlación lineal con dicho elemento, excepto por el Fe_2O_3 , P_2O_5 y TiO_2 donde, si bien se puede indicar una tendencia posible, la dispersión de puntos es grande. El CaO, Cr_2O_3 y MnO, muestran una correlación positiva respecto al contenido de MgO, y por otra parte, el SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 y K_2O muestran una correlación negativa, siendo en el caso del K_2O sólo

consideradas las muestras de Parque Rodó y Punta Gorda; en el caso del MnO sólo las de este último afloramiento.

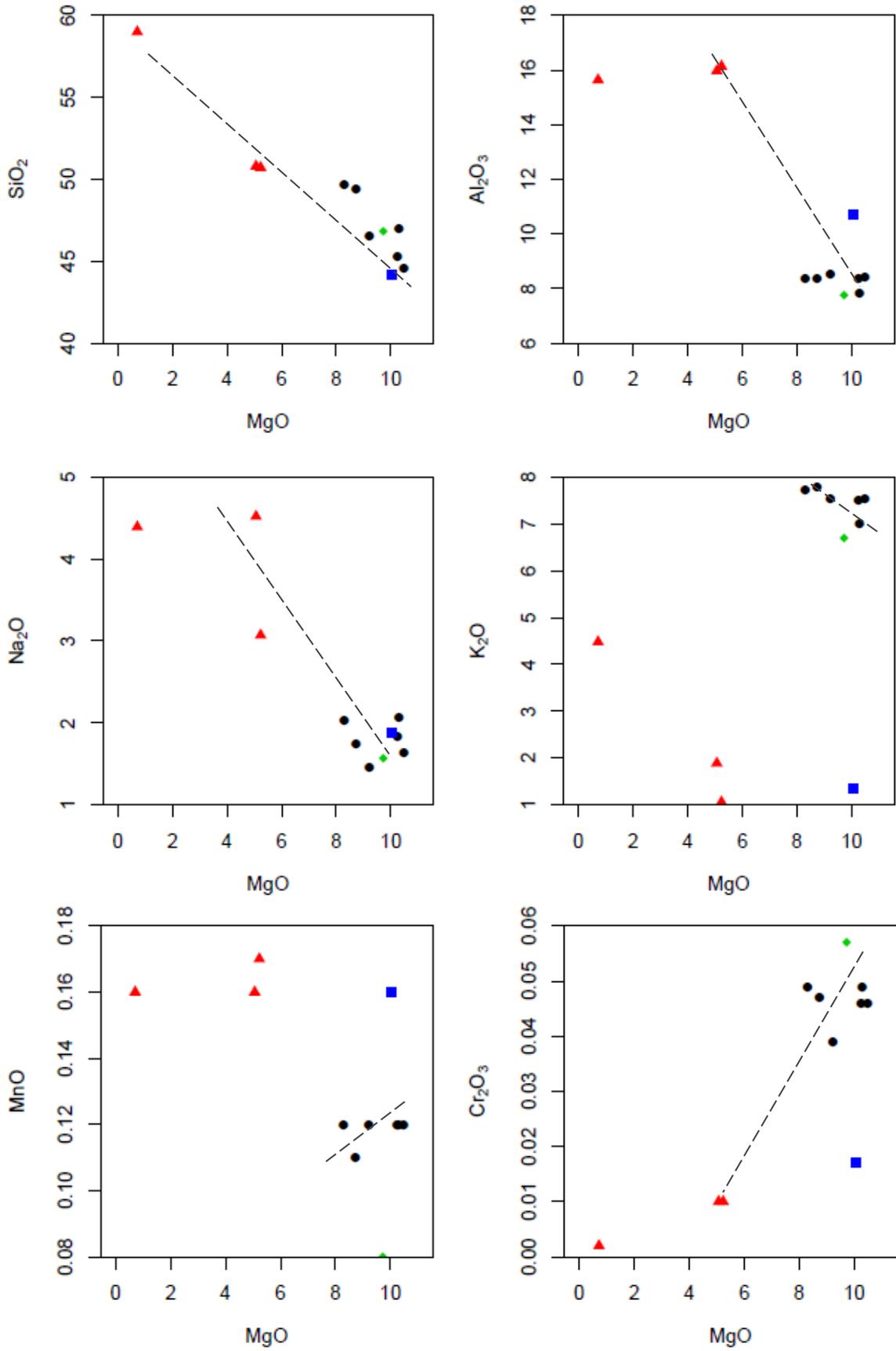
La mayor parte de los elementos traza presentan correlaciones lineales con el MgO como se puede observar en la Figura 53, a excepción del Cs que muestra gran dispersión y no se puede establecer una tendencia.

La variación sistemática del MgO con respecto a algunos elementos traza puede sugerir importantes roles del fraccionamiento durante la cristalización magmática.

En el caso del Sr presenta una correlación con una pendiente positiva y variación restringida (1160- 2027 ppm) entre los valores de los diques relevados en Punta Gorda y Parque Rodó, lo que puede indicar procesos asociados al fraccionamiento de feldespatos. El Ba también presenta altas concentraciones de entre 4399 y 5980 ppm en las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó, consistente con valores que sólo se han reportado para lamproítas (Rock, 1991), siendo el rango para los otros grupos de lamprófidos entre 500 y 2000 ppm. En las muestras de Cantera Casil SA varía entre 430 y 1605 ppm. Para el Th, Zr y Ba, se han interpretado dos tendencias distintas para los grupos de muestras de Punta Gorda y Cantera Casil SA.

Se interpretaron correlaciones positivas para el Ni, Co, Sr, Rb y Cu y negativas para el V, Th, Ba y Zr, siendo necesario para estos tres últimos elementos dividir en dos grupos las tendencias (Figura 52).

La discusión asociada a estas correlaciones se abordará en el capítulo 6.



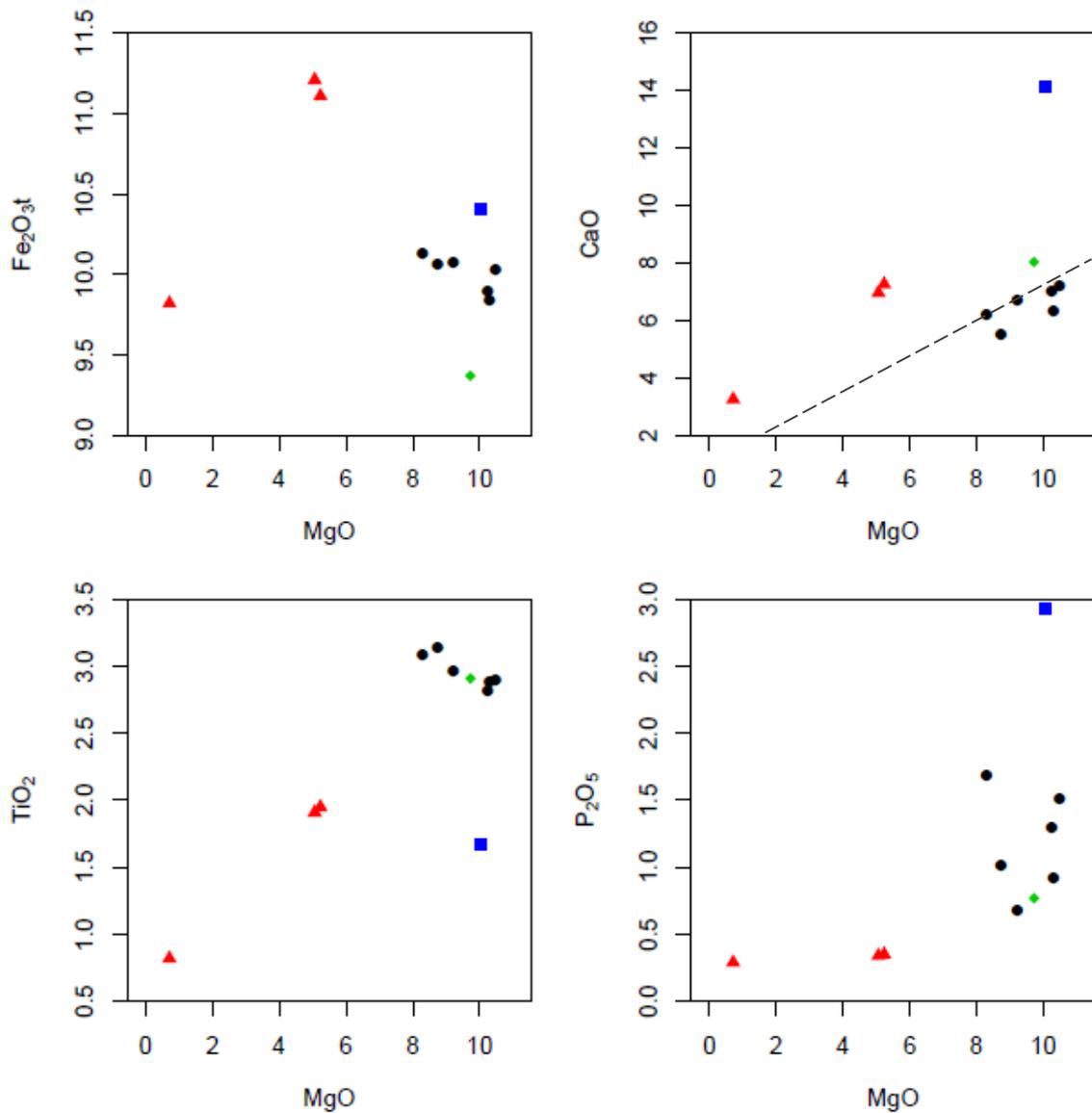
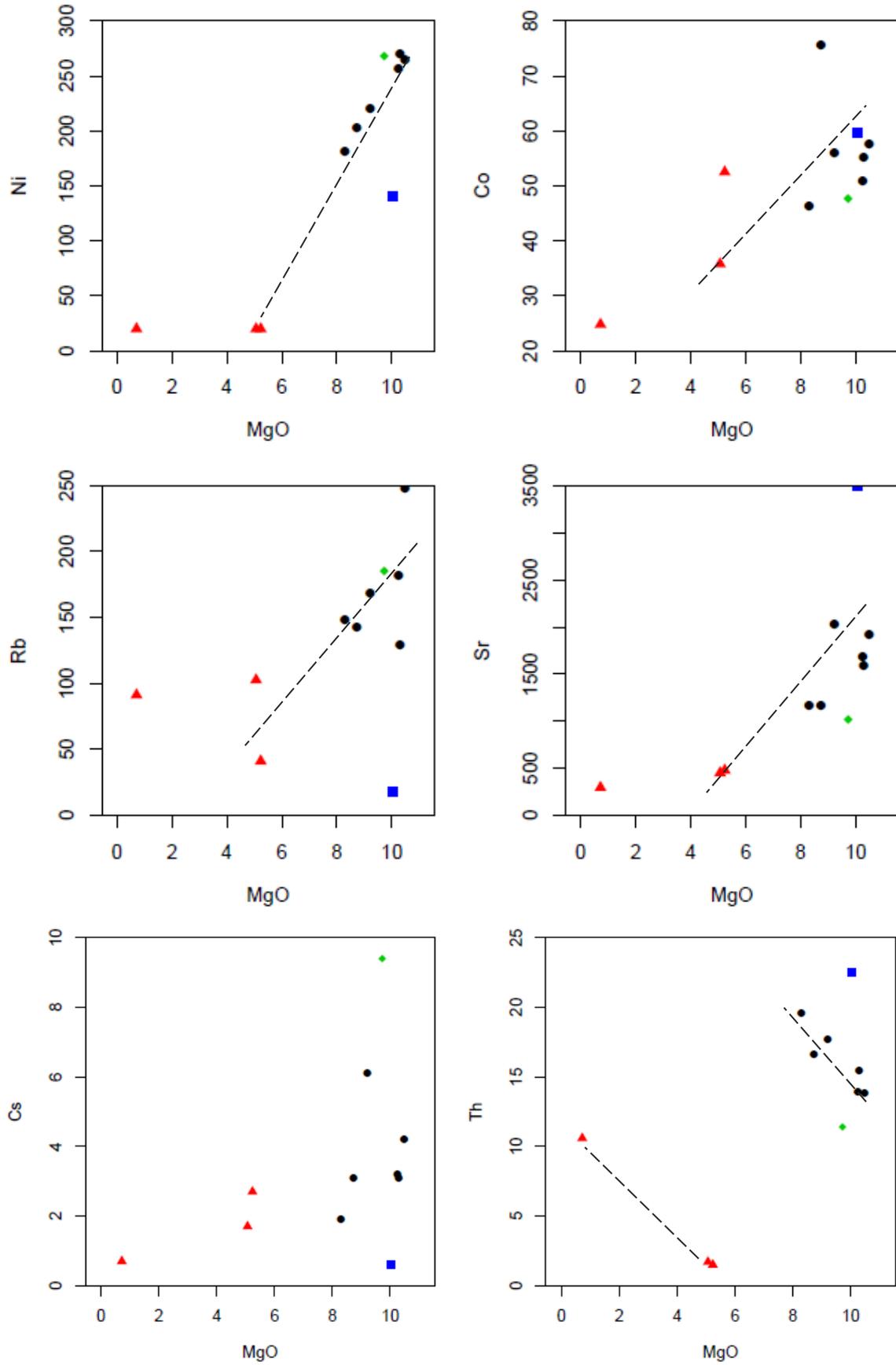


Figura 51: Diagramas bivalentes de los elementos mayores y menores *versus* MgO en % en peso; las líneas en gris punteadas indican las correlaciones interpretadas. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.



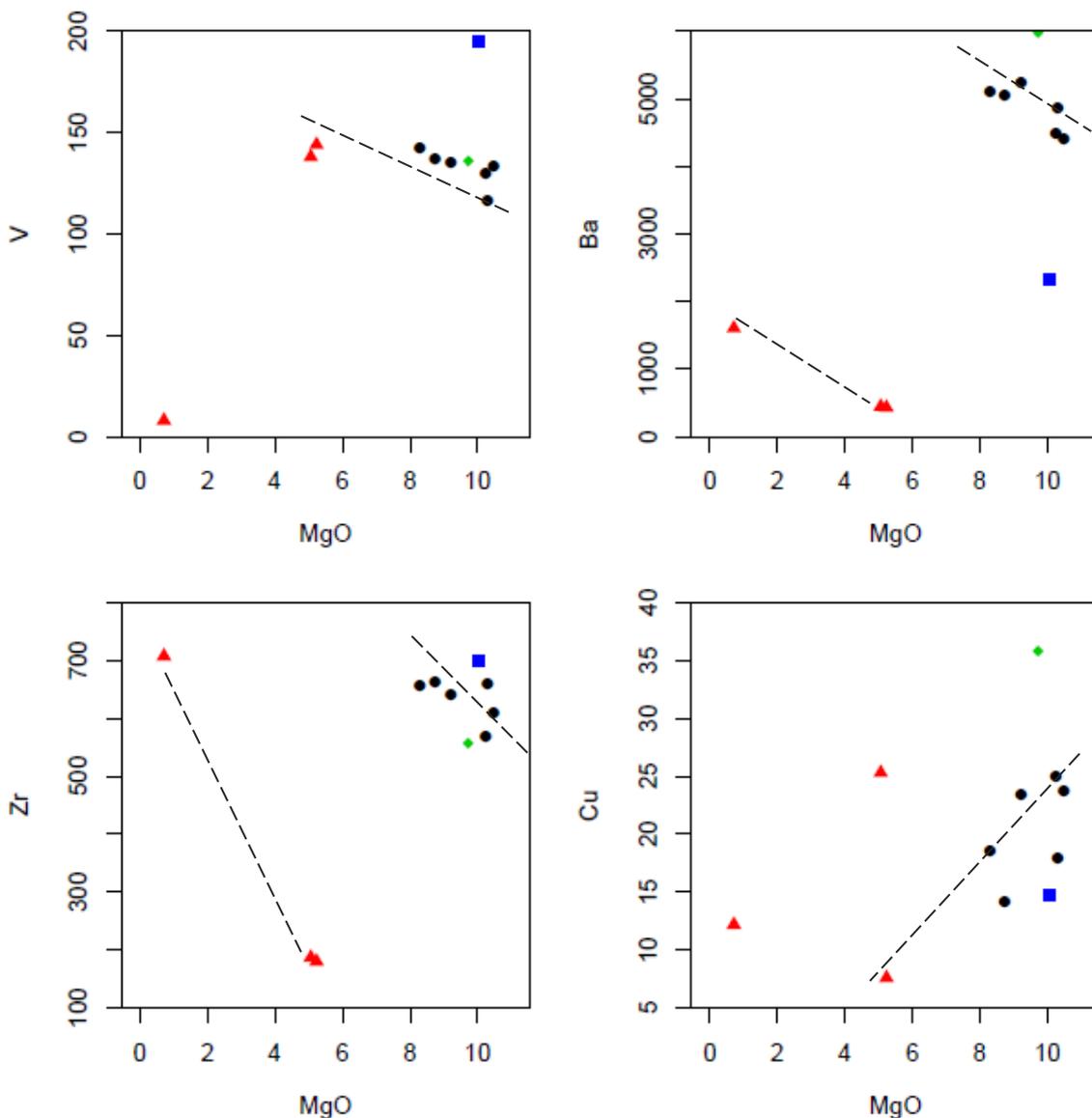


Figura 52: Diagramas bivalentes de los elementos traza vs. MgO en % en peso; las líneas en azul claro indican las correlaciones interpretadas. El Ba y Sr se han incluido en esta figura a pesar de ser elementos menores. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.

5.4. Diagramas multielemento (*spidergrams*)

En el diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), se observa un grado de fraccionamiento de 2 a 1000 veces superior respecto al manto primitivo para las muestras de Parque Rodó y Punta Gorda (Figura 53), y de 3 a 300 veces mayor, en las muestras de Cantera Casil SA y Pajas Blancas (Figura 54).

Para las muestras de Parque Rodó y Punta Gorda (Figura 53), se observa una pendiente general negativa y pronunciada, donde estas muestras presentan valores ajustados entre sí, excepto por el Cs, U, P, Y e Yb donde exhiben mayor variabilidad. Se observa un enriquecimiento general en los LILE (Cs, Rb, Ba) con respecto al Sr y a los HFSE, presentando anomalía negativa para U, Sr, P y una para el Pb sólo en la muestra PG_1 que se aparta de la tendencia, así como anomalías positivas para el Ba y el Nd.

Muestran un enriquecimiento general en Tierras Raras, que decrece para elementos relativamente más compatibles como Dy, Y, Yb y Lu, y no se observa anomalía para Eu.

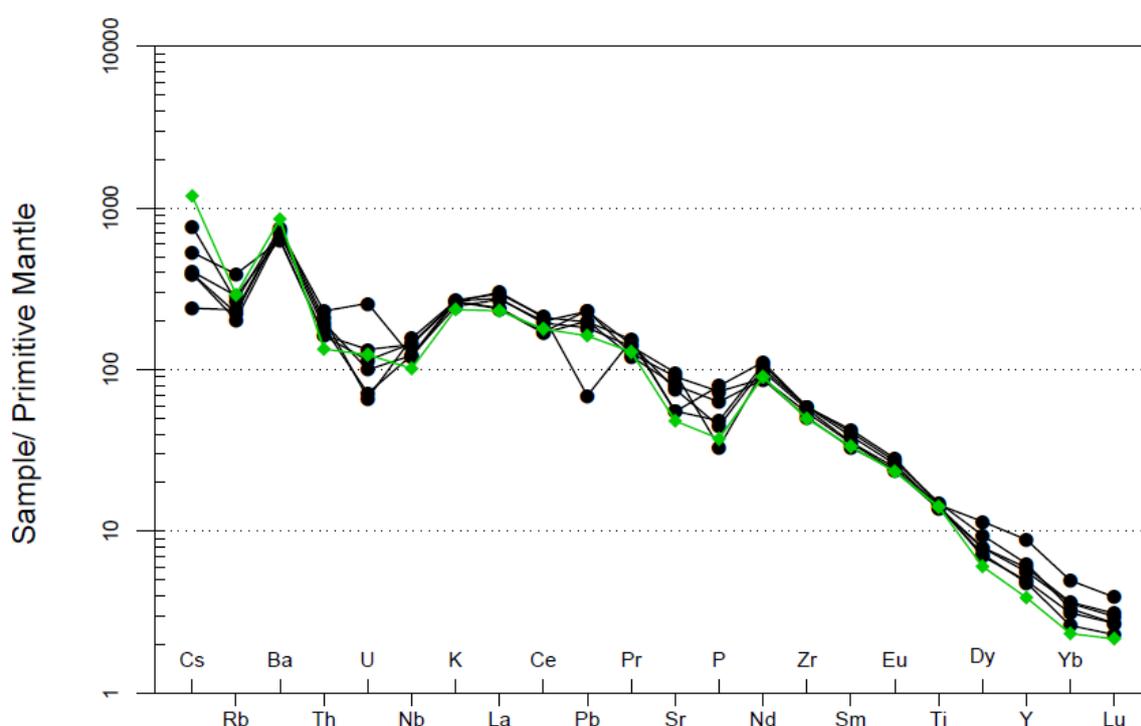


Figura 53: Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) de los diques de Parque Rodó y Punta Gorda. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, rombo verde= Parque Rodó.

Analizando solo los padrones para las muestras de Pajas Blancas y Cantera Casil SA (Figura 54), el rasgo más llamativo es la gran dispersión entre las muestras, que es menor en las muestras CA_2 y CA_3 siendo a partir del Pd, una tendencia muy ajustada entre sí. La muestra CA_4 se encuentra más enriquecida en todos los elementos a excepción de Cs, Sr, P y Ti, donde presenta anomalías negativas, así como para el Nb. Las muestras CA_2 y CA_3 presentan anomalías positivas de U y de Pb respectivamente.

El dique de Pajas Blancas presenta gran variabilidad en su registro, anomalías negativas marcadas de Rb, Nb, K, Pb, y Ti.

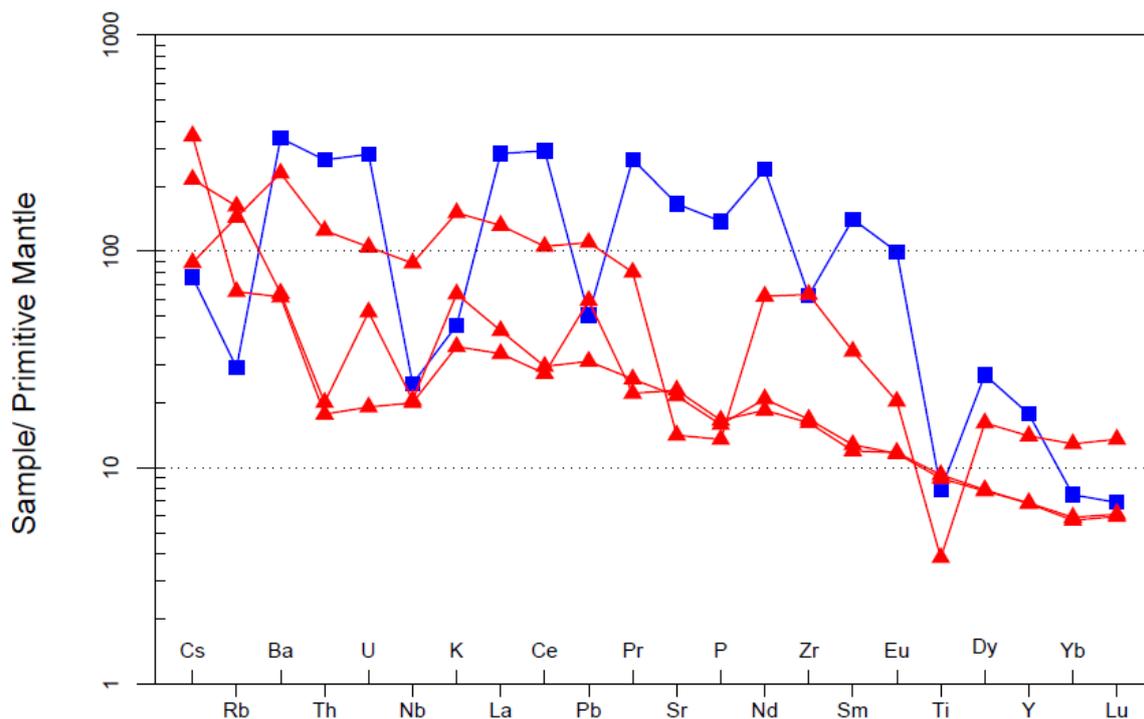


Figura 54: Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) de los diques de Pajas Blancas y Cantera Casil SA. Referencias de muestras: triángulos rojos= Cantera Casil SA, cuadrado azul= Pajas Blancas.

En el diagrama de Tierras Raras (Figura 55), Punta Gorda y Parque Rodó así como los diques de Cantera Casil presentan patrones que son similares a aquellos presentados por Rock (1987; 1991), para diferentes grupos de lamprófidios, donde en el primer caso se ajustan más al grupo de los ultramáficos o lamprófitas, mientras en el segundo caso, los padrones se ajustan más al grupo de los lamprófidios calcoalcalinos y alcalinos que se encuentran más empobrecidos en las Tierras Raras más incompatibles (La-Eu) (HREE, *Heavy Rare Earth Elements*).

La razón La/Yb establece la pendiente del diagrama y correlaciona bien con el grado de subsaturación en sílice. Para Punta Gorda y Parque Rodó estos valores son mayores a 100, y para las muestras de Cantera Casil SA valores cercanos a 10.

Los diques relevados presentan un enriquecimiento en Tierras Raras livianas (LREE, *Light Rare Earth Elements*) de 110-600 en Punta Gorda y Parque Rodó y de 20-100 veces en Cantera Casil SA con respecto al patrón condrito, así como una marcada tendencia al empobrecimiento en HREE (mas atenuada en muestras de Cantera Casil SA), con un quiebre en la pendiente general a partir del Tb generando una amplia variación del contenido de LREE, mientras que las HREE presentan escasa variación.

El dique de Pajas Blancas se encuentra en general enriquecido en todas las Tierras Raras con respecto a los demás diques relevados.

Los diques de Cantera Casil SA presentan las mismas formas en sus patrones aunque la muestra CA_4 presenta un enriquecimiento variable (2 a 3 veces mayor) y constante con respecto a las otras dos muestras, presentando esta última una anomalía negativa de Eu, posiblemente vinculada al fraccionamiento de plagioclasas.

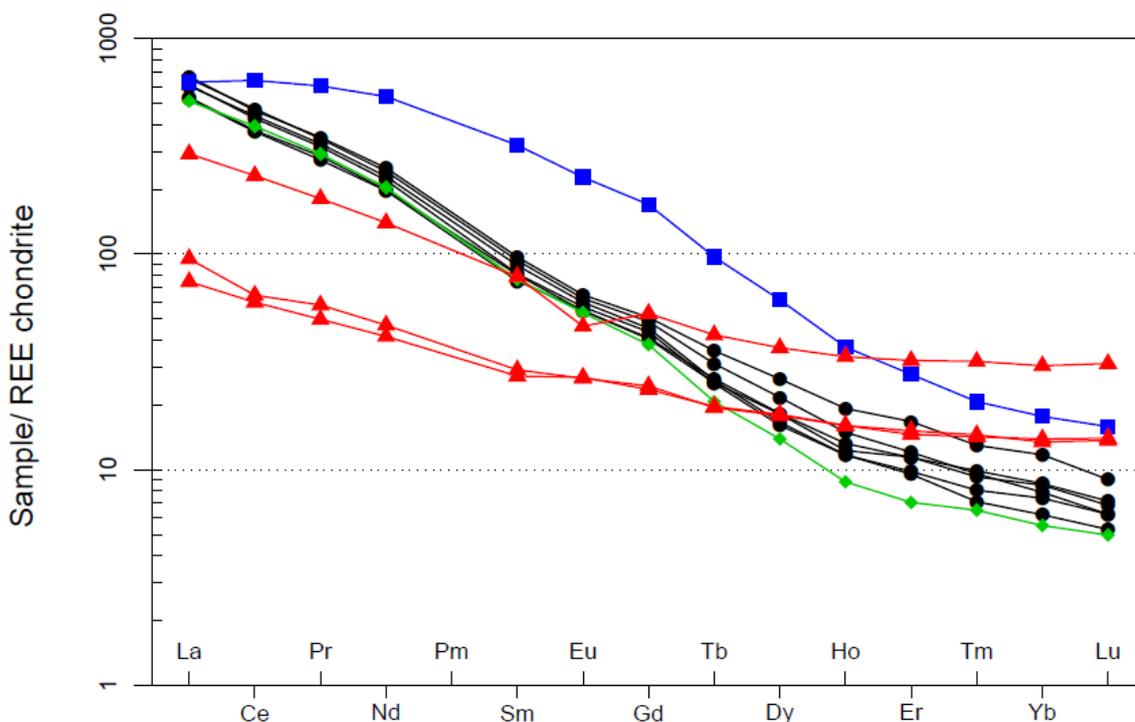


Figura 55: Patrón de REE en los diques relevados. La normalización de valores respecto al condrito se encuentra realizada por Boynton (1984). Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.

5.5. Diagramas de ambiente tectónico

Estos diagramas permiten distinguir, en base al quimismo de las rocas, los posibles ambientes tectónicos en los que se habrían generado los magmas.

Los diagramas fueron construidos utilizando elementos mayores y traza que son relativamente inalterables por procesos secundarios e inmóviles (Ti, Zr, Y, Nb, P), pudiendo ser utilizados en rocas alteradas y hasta con bajo grado metamórfico.

Diversos diagramas han sido utilizados para discriminación tectónica como Zr-Ti/100-3Y; Zr-Ti/100-Sr/2; Zr versus Ti (Pearce and Cann, 1973), Ti/1000 versus V (Shervais, 1982), Th-Hf/3-Ta; Th-Hf/3-Nb/16; Th-Zr/117-Ta (Wood, 1980), aunque son insuficientes para la clasificación de rocas de alto potasio o de lamprófidos (Müller and Groves, 1995; Müller *et al.*, 1992).

Todos los diques relevados clasifican en un ambiente tectónico de Intraplaca de acuerdo al diagrama Zr/Al_2O_3 versus TiO_2/Al_2O_3 (Müller *et al.*, 1992) (Figura 56), con excepción de las muestras CA_2 y CA_3 que se encuentran en el límite hacia el campo de Arco continental/Arco post-colisional. Estas últimas fueron ploteadas en el diagrama ternario $3Zr-50Nb$ versus Ce/P_2O_5 (Müller *et al.*, 1992), resultando que ambas se ubican en el campo de Arco post-colisional (Figura 57).

Las muestras de Parque Rodó y Punta Gorda presentan en promedio una razón La/Nb de 1,99, siendo estos valores típicos de rocas ígneas de Intraplaca ($La/Nb = 0.5-2.5$), lo cual es también apoyado por la relación lineal que presentan el Ce vs. Ta (no mostrada) y las altas razones Ti/Nb , que además están indicando composiciones alcalinas (Pearce, 1982).

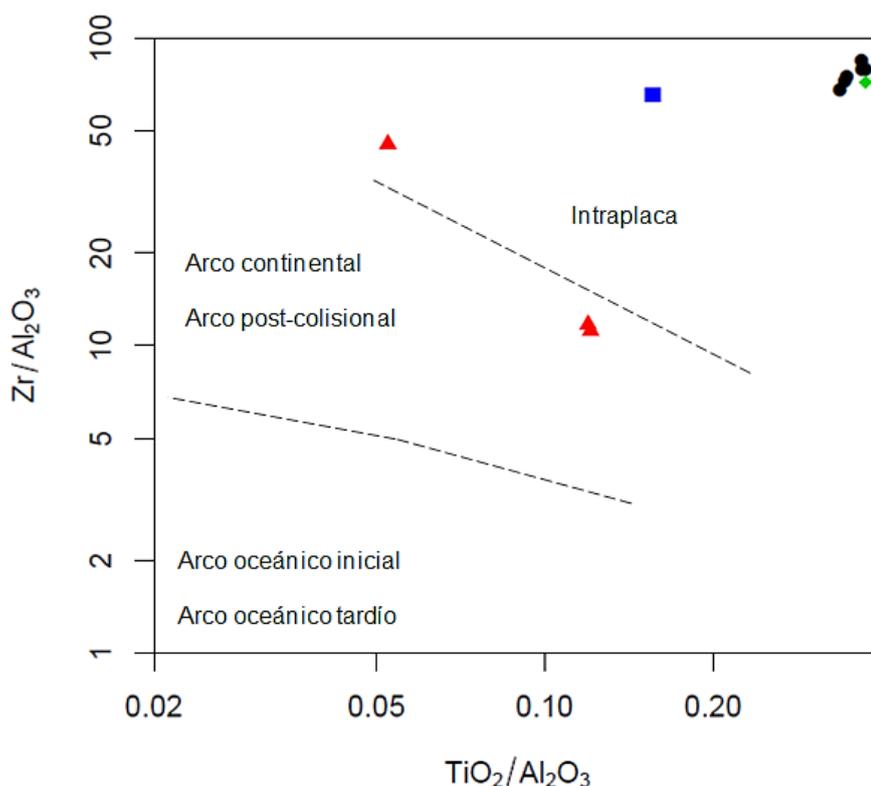


Figura 56: Diagrama de ambiente tectónico (Müller *et al.* 1992) para rocas ígneas potásicas donde se discrimina entre Intraplaca, Arco continental, Arco post-colisional, Arco oceánico inicial, Arco oceánico tardío.

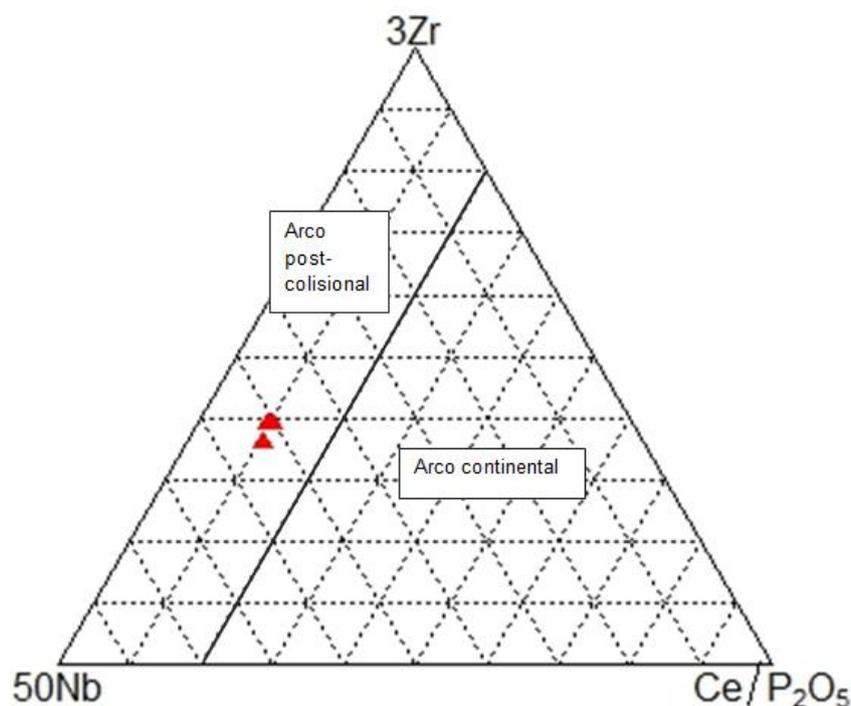


Figura 57: Diagrama ternario 3Zr-50Nb-Ce/P₂O₅. (Müller *et al.*, 1992) que separa rocas de arco continental y post-colisional. Se graficaron las muestras CA_2 y CA_3 que se identifican con un triángulo rojo en el campo de arco post- colisional.

Pearce (2008), utiliza diagramas de Nb/Yb *versus* Th/Yb y Nb/Yb *versus* TiO₂/Yb, el primero utilizado para conocer si existe influencia del componente de subducción, y de ser así el patrón de puntos será ascendente (mayores valores de la razón Th/Yb) (Figura 58).

El segundo diagrama se utiliza para indicar la profundidad de la fuente del magma, siendo que en el caso de plotear dentro de la zona sombreada, el magma primario habrá tenido un origen en una fusión cercana a la superficie.

Los diques relevados quedan comprendidos en el campo de Arco volcánico, muy próximas al campo MORB-OIB (en sombreado amarillo, Figura 58) y siguiendo un patrón diagonal excepto por la muestra PB_1.

Las muestras de Punta Gorda y Parque Rodó presentan poca dispersión y se encuentran por encima de los valores de la razón Th/Yb para OIB. En la Figura 58 B, se presenta el diagrama de TiO₂/Yb vs Nb/Yb donde estas muestras se encuentran en el campo de OIB (*Ocean Island Basalt*) presentando las más altas razones para TiO₂/Yb vs Nb/Yb, caracterizado a las muestras como alcalinas.

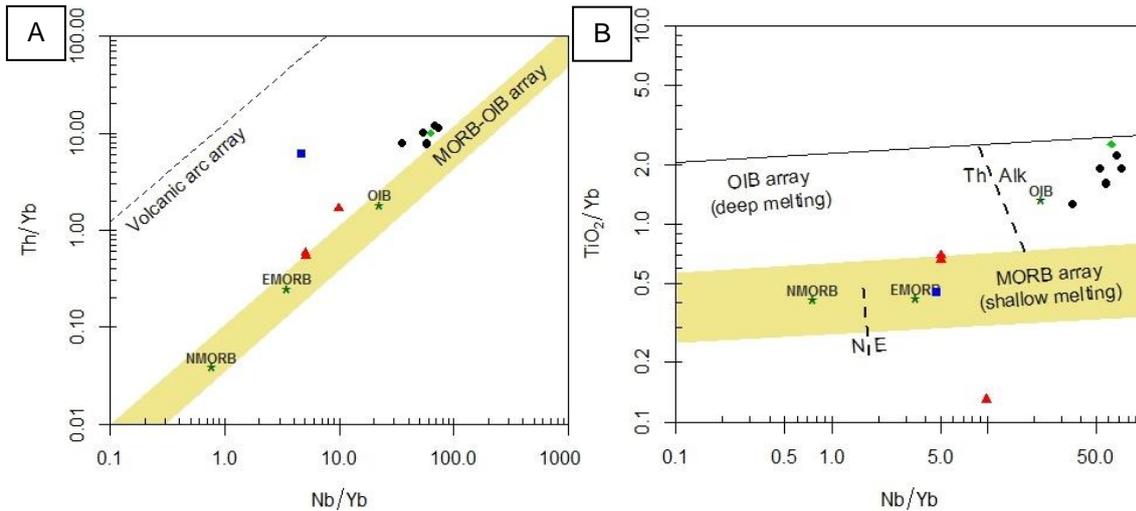


Figura 58: A- Diagrama de Th/Yb vs. Nb/Yb. B- Diagrama de TiO₂/Yb vs. Nb/Yb, (Pearce, 2008).

Como se expuso previamente, los diques lamprófidos relevados presentan signatures de fundidos enriquecidos (E-MORB) y también altas concentraciones en elementos LILE como Ba, Sr, Rb; lo que sugiere metasomatismo del magma primario o una fuente mantélica enriquecida (Rollinson, 1995). En la Figura 59 se presentan dos diagramas de La/Sm vs. Nb y Sr, utilizados para discriminar entre dos tipos de fuentes, donde todos los diques relevados parecen encontrarse asociados con metasomatismo de una fuente carbonática según diagramas de Downes *et al.* (2005).

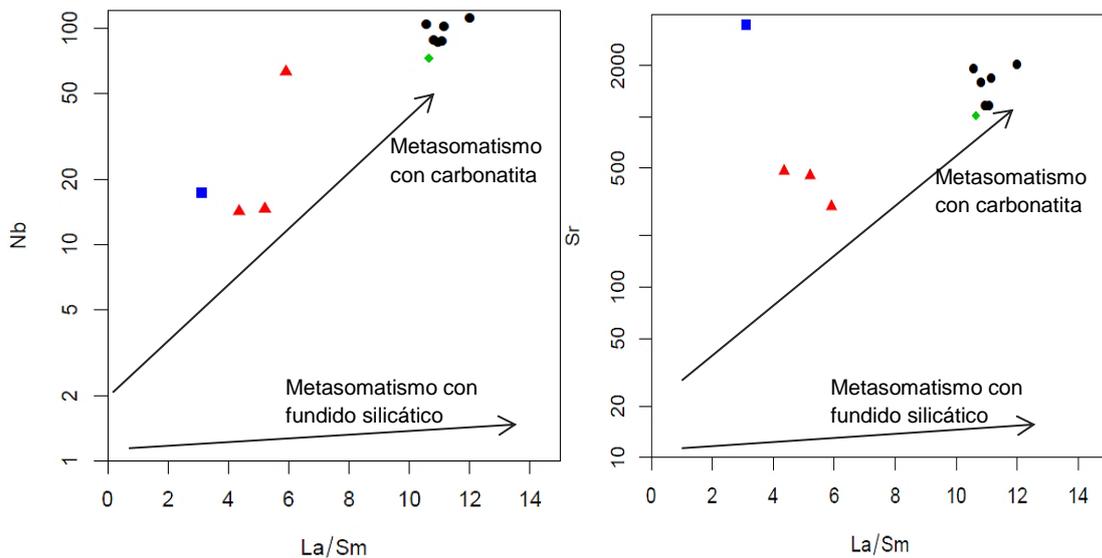


Figura 59: Diagramas de La/Sm vs Nb y Sr de Downes *et al.* (2005) donde se muestra el contraste entre metasomatismo con fuente del tipo carbonatita y con fundido silicático. Referencias de muestras: círculos negros= Punta Gorda, triángulos rojos= Cantera Casil SA, rombo verde= Parque Rodó, cuadrado azul= Pajas Blancas.

CAPÍTULO 6

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1. Clasificación

Al inicio de este trabajo se planteó dar respuesta a una serie de preguntas vinculadas con la presencia de ciertos diques máficos intruyendo el Terreno Piedra Alta, en particular el Cinturón San José y el Granito de La Paz, y que fueron denominados en algunas publicaciones como lamprófidos. En una primera instancia era de interés relevar sólo los diques que afloran en el barrio Punta Gorda de Montevideo, ya que eran los que mejor estado de conservación presentaban, pero luego se entendió pertinente exponer, aunque con menor grado de detalle, otros afloramientos reportados.

La primera pregunta a discutir es si son todos realmente lamprófidos.

6.1.1. Diques de Punta Gorda y Parque Rodó

Los seis diques relevados en Punta Gorda poseen las mismas características generales, tanto petrográficas como geoquímicas, además de encontrarse en un afloramiento restringido por lo que no se dividirán según subgrupos, sino que se discutirán los resultados obtenidos en conjunto en este capítulo.

En el afloramiento de Parque Rodó se relevaron cuatro diques, presentando tres de ellos similar mineralogía y forma de emplazamiento (PR_1, PR_2 y PR_3), con los diques estudiados en Punta Gorda. Un cuarto dique (PR_4), se descarta como lamprófido por no presentar las características petrográficas mínimas para considerarlo como tal, como se expuso en el Capítulo 4. Teniendo en cuenta el estado de meteorización, se eligió la muestra PR_2 para realizar también análisis químicos, los cuales se ajustan a las tendencias observadas para los diques de Punta Gorda. Por este motivo, es que en este capítulo estos dos afloramientos (Punta Gorda y Parque Rodó) se analizarán en conjunto, denominados como Grupo 1.

De acuerdo con la información presentada en los capítulos previos, los diques del Grupo 1 presentan todas las características petrográficas típicas de los lamprófidos: texturas porfiríticas, con abundantes fenocristales de flogopita titanífera y augita-egirina, en una matriz feldespática alterada. Se presentan además como diques

relativamente finos y restrictos en el espacio, con formas entrelazadas, exhibiendo texturas típicas de bordes enfriados, estructuras de dique en dique y con bandeo interno. La presencia de diversos minerales como dolomita, clorita, zeolitas, arcillas y la alteración selectiva de olivinos, anfíboles y melilitas, es también característica de estas rocas así como los altos porcentajes en peso de K_2O , P_2O_5 y Ba.

A pesar de cumplir con las características previamente mencionadas y que “tradicionalmente” presentan estas rocas (Le Maitre *et al.* 2002; Le Maitre, 1989), ciertos rasgos mineralógicos y químicos ocasionan que no se ajusten a ninguno de los diagramas presentados por la IUGS (International Union of Geological Sciences), para una clasificación más específica.

Los diques agrupados como Grupo 1 presentan una mayor proporción de fenocristales de flogopita, así como mayor contenido de feldespato potásico que de plagioclasas, pero también contienen feldespatoideos en un porcentaje variable, rasgos que no se encuentran contemplados en los cuadros clasificatorios propuestos por la IUGS.

La presencia de leucita, en diques lamprófidos definidos inicialmente como *minette*, puede deberse a la deshidratación del magma durante su ascenso, cristalizando entonces leucita a expensas de flogopita (Esperanza & Holloway, 1987), ya que agua+leucita+olivino = flogopita (Rock, 1991). Por otro lado, los altos porcentajes de flogopita en estas muestras y que no aparecen en la norma CIPW, podrían estar provocando que el porcentaje de leucita normativa en algunas muestras (e incluso de olivino, en el caso de los anfíboles) pueda ser excesivo, alcanzando hasta un 38% en peso. En la mayoría de las muestras del Grupo 1 es difícil distinguir la leucita a nivel modal, ya que cuando no se observa en sus típicas formas octaédricas o hexagonales con macla característica, se encuentra alterada y formando una masa restricta a la matriz, con espacios intersticiales donde cristaliza en conjunto con feldespato alcalino.

Si bien estos diques podrían ser clasificados como *minette* (lamprófido calcoalcalino según Rock, 1991), por presentar biotita-flogopita como fenocristal máfico esencial, no está previsto por la IUGS que estas rocas contengan feldespatoideos. Tampoco podrían ser clasificados como Sannaitas (lamprófido alcalino, Figura 8, Capítulo 2), por no contener “anfíbol marrón” (kaersutita) como fenocristal principal.

Químicamente, estos diques clasifican como rocas ultrapotásicas a través de una serie de diagramas tomando los porcentajes de óxidos mayoritarios, donde se definen como lamproítas (diagrama presentado en la Figura 46, Capítulo 5; Foley *et al.*, 1987), siendo éste un criterio geoquímico aceptado por la IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002). Además, deben considerarse los criterios petrológicos-mineralógicos establecidos para

la clasificación de las lamproítas (Mitchell & Bergman, 1991), aunque algunos investigadores han tenido problemas con la misma, ya que la mineralogía se encuentra muy acotada y en ocasiones los resultados que se obtienen difieren de la clasificación geoquímica (Lustrino *et al*, 2016).

En este sentido, los diques del Grupo 1 son rocas volcánicas, ultrapotásicas ($K_2O/Na_2O > 3$), peralcalinas ($(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3 > 1$), perpotásicas ($K_2O/Al_2O_3 > 1$), con CaO y $Fe_2O_3t \leq 10\%$ en peso, que presentan muy alto contenido de Ba ($>5.000ppm$), TiO_2 ($\sim 3\%$ en peso), Zr ($\sim 650ppm$) y Sr ($\sim 1500ppm$), siendo todas estas características químicas típicas de las lamproítas (Le Maitre *et al.*, 2002; Foley *et al.*, 1987). Sin embargo, los valores característicos de Mg# en lamproítas son mayores a 70 y el contenido de La es mayor a 200 ppm; siendo para las rocas estudiadas entre 63 y 67 y 182 ppm, respectivamente.

De acuerdo con Rock (1991), es común que se confunda entre *minette* y lamproíta. Muchos *minette* se han “mal clasificado” como lamproítas por presentar minerales exóticos y kalsilita normativa. Debido a ello, el autor mencionado propone que la relación Al_2O_3/K_2O sea una mejor forma de distinguirlos, proponiendo que aquellos diques con valores cercanos a 0,8 corresponden a lamprófidos calcoalcalinos o *minettes*, en tanto que las lamproítas deben presentar razones Al_2O_3/K_2O mayores a 1. En el caso de los diques del Grupo 1, este valor asciende a 1.14 en promedio.

También se han reportado *minettes* y lamproítas incluidas en el campo de clasificación de las fono-tefritas y tefri-fonolitas (Rock, 1991), según el diagrama de álcalis total vs sílice de Le Bas *et al.* (1986). Estos campos también son ocupados por las muestras del Grupo 1 (Figura 45 del Capítulo 5).

Como fue mencionado anteriormente, el término lamprófidio abarca composiciones desde ultramáficas a mesócratas, ultrabásicas a intermedias, ricas en sodio a ricas en potasio, cuarzo a melilita normativos y peraluminosos a perpotásicos. En este sentido, Rock (1991), científico dedicado al estudio de los lamprófidos, expone que dicho término debería estar reservado para observaciones de campo, el empleo de clasificaciones más precisas deberá realizarse siempre luego de detalladas descripciones petrológicas.

Por lo expuesto anteriormente es que desde un punto de vista de descripción de campo, los diques del Grupo 1 pueden ser denominados como lamprófidos (Rock, 1991).

Desde un punto de vista químico, los diques del Grupo 1 comparten las características tanto de lamproítas como de lamprófidos, según la última clasificación de IUGS.

Siendo así, es importante destacar que las características químicas de las lamproítas son particulares, acotadas y se cumplen para estas muestras, y es por este motivo que es preferible llamarlos de esta manera: lamproítas.

Petrográficamente, los diques del Grupo 1 se asemejan a la mineralogía presentada por los lamprófidos del tipo *minette*, donde los piroxenos desarrollan bordes de egrina, parches de carbonato, y matriz feldespática alterada, por lo que es probable que hayan sufrido alteración deutérica y que este último fluido magmático fuera fundamentalmente rico en sodio (Gupta & Fyfe 1975; Macdonald *et al.* 1992), sílice y en menor medida en aluminio y calcio.

Si bien no se incluyen los feldespatoides, como leucita, dentro de la mineralogía característica de los lamprófidos tipo *minette* según la IUGS, varios autores los han reportado (Esperanza & Holloway, 1987; Gupta, 2015; Bhowmik, 2000; Wallace & Carmichael, 1989).

6.1.2. Dique de Pajas Blancas

El único dique que se encontró en el balneario de Pajas Blancas no comparte las características generales de mineralogía o signatura geoquímica con los diques previamente mencionados del Grupo 1, por lo que no quedan dudas de que no se encuentra vinculado a estos. El estado de meteorización es avanzado como fuera mencionado previamente, aunque sí se pudo determinar su mineralogía, que consiste en anfíbol, con finas bandas de minerales félsicos estirados y como mineral accesorio gran cantidad de apatito, por lo cual se presume que puede tratarse de una anfibolita. Destaca el gran tamaño y brillo de los cristales de anfíbol, por lo que no se descarta que pueda ser producto de una recristalización. Presenta evidencias de interacción y/o metasomatismo con el borde de la roca caja, evidenciado en venillas félsicas que intruyen a este dique. Por la extraña forma de aflorar, donde se observaron dos secciones del “dique” a 90°, no se descarta que se trate de un xenolito máfico.

Químicamente clasifica como basalto en el diagrama de álcalis total *versus* sílice, TAS (Le Bas *et al.*, 1986), en el límite de los campos alcalinos y sub-alcalino. Posee una tendencia sódica contrastando con las muestras del Grupo 1, que presentan una signatura ultrapotásica. Clasifica en el diagrama Al_2O_3 -MgO-K₂O (Rock, 1987) como lamprófido y en los diagrama ternarios de la Figura 48 (Capítulo 5), como lamprófido alcalino, siempre próximo a los bordes de los campos de clasificación.

Por no cumplir con las características petrográficas típicas de los lamprófidos, como presentar texturas porfiríticas, ocelos o paragénesis mineral con olivino, flogopita y/o

clinopiroxeno, además de su forma de aflorar en campo y por el hecho de que presenta valores por debajo de los reportados para K_2O y Na_2O , es que no se puede caracterizar esta roca como lamprófido, y sea posiblemente una anfibolita.

Se realizaron comparaciones con las anfibolitas registradas para la Formación Montevideo en el trabajo de Pascale (2013), pero no se pudo determinar la evidencia de una signatura química común, aunque ambos clasifiquen como basaltos según Le Bas *et al.*, (1986) (diagrama comparativo no incluido en este trabajo), ya que la muestra de Pajas Blancas se encuentra, en general, enriquecida en elementos incompatibles y en LREE, en particular en un factor de 30 (con respecto a las muestras de Formación Montevideo), pese a lo cual no se descarta una relación con esta unidad y deberá estudiarse en mayor profundidad en investigaciones posteriores.

6.1.3. Diques de Cantera Casil SA

Los diques de Cantera Casil SA presentan las características típicas presentadas por los lamprófidos en el campo, intruyendo como diques con alta relación largo/ancho, con colores grises a grises oscuros, colores verdosos de alteración y brillo micáceo. Petrográficamente, se observa la incorporación de fenocristales de plagioclasas y feldespatos alcalinos, y es claro a nivel tanto de afloramiento como de lámina delgada que esos fenocristales son incorporados desde el cuerpo encajante, en este caso el Granito de La Paz. Esto provoca que el grado de contaminación de estos diques sea variable y se puede medir en base al contenido de sílice, siendo el dique CA_4 el más comprometido. Es una característica fundamental de los lamprófidos presentar minerales félsicos como plagioclasas o feldespatos alcalinos, siempre restringidos a la matriz, por este motivo, estos diques no podrían clasificarse como tales (Le Maitre *et al.* 2002). Por este motivo, estos fenocristales se considerarán como xenolitos o xenocristales, que en este caso están afectando el quimismo de dichas rocas.

Estos diques presentan ocelos carbonáticos, mayor proporción de anfíbol (con respecto al Grupo1) y texturas porfiríticas, donde tanto los fenocristales (biotita y anfíbol) como la matriz se encuentran afectados por corrosión, redondeados y relícticos, exhibiendo texturas de reacción y reabsorción. Los xenocristales de plagioclasa y feldespato potásico incorporados por los diques se encuentran menos afectados.

Este tipo de texturas que se verifica microscópicamente se debe a la intrusión de estos magmas máficos en un granito que no se encontraba totalmente cristalizado, corroborado en campo con la observación de numerosas estructuras de reabsorción y

de *magma mingling*, como por ejemplo venillas de fundidos graníticos-feldespáticos atravesando dicho dique y pequeños restos de enclaves máficos en el granito, próximos a los límites dique-granito. Esto implica una relativa simultaneidad entre la intrusión del granito de La Paz y los diques máficos descritos.

Una característica distintiva con respecto a otros afloramientos estudiados es la gran cantidad de minerales opacos redondeados y ocupando sitios intersticiales. Una explicación para este fenómeno es que los sulfuros presentan temperaturas de fusión más bajas que algunos silicatos y, si no se han segregado de los mismos, estarán presentes como agregados de granos redondeados, representando la solidificación de glóbulos de líquido inmiscible en el magma (Maksaev, 2001).

Si bien los resultados químicos se deberán tomar con las precauciones del caso, en el diagrama de álcalis total *versus* sílice, TAS (Le Bas *et al.*, 1986), las muestras están incluidas en los campos con composiciones basálticas-andesíticas y clasifican en el diagrama Al_2O_3 -MgO- K_2O (Rock, 1987) como lamprófidos, a excepción de la muestra CA_4 que se encuentra próxima al límite, mientras que en los diagramas ternarios más específicos de la Figura 48 (Capítulo 5), clasifican como lamprófidos alcalinos y calcoalcalinos. Además, las muestras clasifican como metaluminosas y sódicas según los diagramas de Shand (1943) e Irvine & Baragar (1971), respectivamente (Capítulo 5, figura 46).

En comparación con el Grupo 1, estos diques presentan casi el doble de contenido de Al_2O_3 y Na_2O , así como mayor contenido de CaO y Fe_2O_3 . Poseen hasta siete, cinco y cuatro veces menores cantidades de K_2O , Cr_2O_3 y Ni, respectivamente. Debido a estas diferencias, y en función de la petrografía observada, se tratan de diques distintos.

Por lo anteriormente expuesto y siguiendo los criterios de clasificación, considerando además que estos diques presentan procesos de contaminación, en base a la mineralogía observada donde el contenido de anfíbol (hornblenda) es mayor que el de biotita (10%) y el contenido de plagioclasas es mayor al de feldespatos alcalinos, se clasificarían como espesartitas (Le Maitre *et al.* 2002; Rock, 1991).

6.2. Consideraciones petrográficas

La secuencia de emplazamiento observada en el afloramiento de Punta Gorda es posiblemente discontinua y en varios pulsos, pero de una misma fuente magmática o muy similar (de acuerdo a los datos químicos obtenidos), que estaría explicando las

estructuras de “dique en dique”, así como las composiciones tan similares que presentan estos diques. Los contactos netos y los bordes enfriados en los diques del Grupo 1, indican que el contraste reológico entre el dique y la roca encajante era alto, e indica que el basamento habría estado cristalizado/estabilizado cuando estos hacen intrusión. A escala cartográfica, los diques presentan una dirección paralela entre sí (~N75), y estos rumbos pueden interpretarse como una indicación del régimen de esfuerzos regional que actuaba durante su emplazamiento, siendo eje de menor esfuerzo compresivo (extensión cortical) perpendicular a los diques. Los diques de Parque Rodó y Cantera Casil SA presentan rumbos de N95-110 y N100-110 respectivamente, esto puede indicar un régimen de esfuerzos similar durante el emplazamiento, a través de direcciones pre-existentes en el basamento cristalino.

No se observan intrusiones posteriores en el afloramiento Punta Gorda, excepto por los mismos diques lamprófidos. Sin embargo, en Pajas Blancas y Parque Rodó se observan intrusiones menores, feldespáticas, posiblemente por procesos posteriores de poca magnitud, a excepción de los diques relevados en Cantera Casil SA donde se observan claros procesos de *magma mingling*, con el granito encajante.

En el afloramiento de Cantera Casil SA se observaron varias texturas de reabsorción y desequilibrio como las pertitas en feldespatos alcalinos, texturas celulares penetrativas en hornblenda, o bordes concéntricos de pocas micras con textura celular fina en feldespatos. Estas características son evidencias que sugieren procesos de mezcla de magmas y condiciones de desequilibrio (P, T y/o composición), durante la evolución y emplazamiento de los mismos (Polanco *et al*, 2009).

Algunos de estos procesos también se identificaron, en menor medida en los diques del Grupo 1; donde los cristales de flogopita exhiben procesos más o menos avanzados de opacitización (oxidación del mineral), posiblemente debido a desequilibrios a medida que el magma asciende (Rayo-Rocha & Zuluaga, 2011) y el reemplazo de cristales individuales pre-existentes como melilita u olivino es característico de estos procesos, donde estas fases minerales ya no son estables con las nuevas condiciones de presión, temperatura y composición.

Como ya se mencionó, dentro de los diques se identificaron estructuras previamente definidas como *chilled margins* (Pascale & Oyhantçabal, 2010; Pascale, 2013), pero también se identificaron bandeados internos, que son menos comunes en diques basálticos (Rock, 1991). Esas bandas se comportan como una zona de alta tasa de cizalla, donde los contactos netos entre la zona central y la zona de borde señalan una superficie de despegue entre ambas y donde los fenocristales son desplazados hacia

las porciones centrales, donde la velocidad de cizalla es menor (Llambías, 2008). Este magma en su proceso de emplazamiento, ha tenido capacidad de asimilación, evidenciada en los xenolitos que se encuentran sobre el borde del dique (que presentan bordes corroídos y redondeados) y se ve reflejado también en los contenidos de SiO₂, que son ligeramente menores en las muestras extraídas del centro (mayores en MgO) y viceversa.

En capítulos anteriores se mencionó que los ocelos son estructuras típicas de los lamprófidos y, si bien su origen es discutido, la explicación mayormente aceptada sobre el mismo es la precipitación de fluidos inmiscibles en las últimas etapas de la cristalización magmática (Foley 1984; Rock, 1991; Ibrahim, 2010a), donde rellena cavidades, reacciona expandiéndose y generando los halos radiales o tangenciales de anfíbol y biotita (alteración deutérica). La observación de contactos graduales entre las fases minerales que rellenan los ocelos puede indicar un proceso de cristalización continuo.

Los carbonatos se han identificado como rellenos pseudomorfos, como agregados intergranulares, parches en la matriz, y como relleno en ocelos. Como no se pudo distinguir de qué carbonato se trataba a través del análisis petrográfico, se utilizó microscopio electrónico de barrido, por medio del cual se identifican estos carbonatos como dolomita aunque deberían realizarse otros estudios para saber si es primaria o una sustitución de dolomita por calcita.

Si bien los valores óxidos de hierro y titanio son relativamente altos no se pudo observar la presencia de esfero en ninguna muestra, lo que puede deberse al bajo porcentaje de aluminio disponible (Figura 46, Capítulo 5), el cual sería necesario junto con los óxidos mencionados para la cristalización de dicho mineral.

6.3. Consideraciones geoquímicas

Los diques del Grupo 1 presentan una razón Nb/Y que en promedio es de 3,7 y caracteriza a estos diques como alcalinos (Winchester & Floyd, 1977), a su vez los diques de Cantera Casil SA presentan valores de 0,6 caracterizándolos como sub-alcalinos.

Durante la cristalización de los fenocristales, el Th, Zr, Hf, Y y LREE son incorporados por el clinopiroxeno y el Ba, Rb y Ti por la flogopita.

Las muestras del Grupo 1 poseen mayor contenido de Ba y Rb con respecto a las muestras de Pajas Blancas y Cantera Casil SA y también poseen los más altos porcentajes de feldespato alcalino y flogopita, así como la presencia de leucita. Estos elementos tienden a sustituir al K en dichos minerales.

Análogamente, los más altos valores de Sr se observaron en la muestra de Pajas Blancas y puede deberse a los altos contenidos en anfíbol y plagioclasa, donde este elemento puede sustituir al Ca.

No se observaron anomalías de Eu, excepto por la muestra CA_4, que posee gran cantidad de contaminación del Granito de la Paz.

Los elementos Cr, Co y Ni tienen valores de 97, 38 y 65 ppm en lamprófidos alcalinos, contrastando claramente con los valores promedio para las rocas de Parque Rodó y Punta Gorda de 480, 56 and 172 ppm. Estos últimos se ajustan más a los presentados por los lamprófidos ultramáficos y lamproíticos, con excepción de los valores de Ni.

En el diagrama de elementos incompatibles normalizados a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) (Figura 53, Capítulo 5), se observa una anomalía negativa para Nb y una moderada para Sr, siendo estos elementos utilizados como indicadores de procesos de contaminación de magmas por fuente cortical (Rock, 1987; Rollinson, 1993). Sin embargo, en el caso de los lamprófidos la presencia de anomalía negativa de Nb puede deberse a la pérdida de Nb por la biotitización del anfíbol, durante el ascenso magmático (Perring *et al*, 1989).

La norma CIPW (Tabla 7), calcula la composición mineral como si el magma fuera anhidro. En particular, los diques de Cantera Casil SA así como los del Grupo 1 presentan claras evidencias respecto a la presencia de fases volátiles, por lo que la norma presenta discrepancias con respecto a la proporción modal de los minerales, fundamentalmente por el hecho de que no aparecen los minerales hidratados como anfíbol y biotita que presentan un importante porcentaje modal en estas rocas. Por este motivo la norma ha sido siempre analizada con precaución.

Los diques han sido clasificados claramente como de ambiente Intraplaca en el diagrama Müller *et al.* (1992) para rocas ígneas potásicas, apoyado por los altos valores para los elementos Zr y Nb y bajos valores relativos de Hf e Y (Green, 1995). En magmas potásicos los altos valores de LREE, Sr y Ba, están asociados a la fusión parcial de un magma primario mantélico, enriquecido en LREE (Gupta, 2015).

La razón Zr/Nb para estos diques es del entorno de 7, lo cual indica fuentes mantélicas enriquecidas (N-MORB >30 y OIB <10).

6.4. Comparación con otros lamprófidos de la región

En el “Núcleo Serrinha”, dentro del Cratón de San Francisco en el NE de Brasil, se han estudiado en Gameleira y Morro do Alfonso varias asociaciones magmáticas de carácter alcalino y ultrapotásico, entre los cuales se encuentran lamprófidos caracterizados como voguesitas y *minette* (Ríos, 2002; Plá *et al.* 2011; Paim *et al.*, 2002). Están caracterizados por presentar anfíboles como fenocristal máfico dominante con texturas poiquilíticas, así como biotita, apatito y clinopiroxeno, siendo la matriz compuesta principalmente por minerales félsicos como feldespato alcalino y plagioclasas. Entre las características más notables de los mismos se encuentra la baja proporción de Al_2O_3 , la baja concentración de HFSE como Y, Zr y Hf, un enriquecimiento extremo en LILE y un patrón de REE que presenta anomalías negativas para Nb y Ta, y moderada para Sr. Estos diques fueron clasificados como pertenecientes a la serie shoshonítica, a pesar de que los contenidos de Al_2O_3 fueran más bajos, y asociaron su génesis a una fuente metasomática relacionada a subducción.

En el Cinturón Tandilia, dentro del Cratón del Río de la Plata se han reportado diques de composición ultramáfica (<48% Wt), asociados al haz de diques andesíticos-riolíticos de Sierra Alta de la Vela (Dristas, 2013). Sus características más destacadas son los altos contenidos de MgO (15% Wt), Cr (707 ppm), Co (41 ppm) y Ni (145 ppm) y bajos porcentajes de TiO_2 (0,6% Wt), K_2O (2% Wt) y Zr (35 ppm). La paragénesis mineral está constituida por dióxido de silicio con cantidades variables de flogopita, estructuras globulares con halos de anfíbol y de augita-egirina, y albita, sericita, calcita y granate restringidos a la matriz. Texturalmente los diques presentan un fuerte bandeo caracterizado en su zona central por su textura porfirítica con una matriz casi panidiomórfica y las zonas de borde por la mayor presencia de minerales de origen secundario como epidoto, mica, cuarzo y esfeno. Los diques fueron clasificados como ultramáficos (UML) y fueron datados por el método K-Ar en flogopita, dando una edad mínima de 1928 ± 54 Ma y asignados a un evento tardío de la Orogenia Transamazónica, precursor del magmatismo calcoalcalino que genera el haz de diques.

Si bien los lamprófidos son rocas que afloran de manera muy restricta, se pueden encontrar en la literatura trabajos regionales vinculados al estudio de estos diques. A pesar de ello, no se ha podido generar una correlación con los mismos, ya que presentan diferentes características petrológicas y se encuentran, muchos de ellos, en

distintos escenarios geológicos. Tampoco se han encontrado trabajos en Uruguay vinculados a otros lamprófidos, siendo este el primero de su tipo.

6.5. Petrogénesis e Inferencias tectónicas

Como se ha discutido previamente, los diques del Grupo 1 y los diques de Canteras Casil SA no presentan evidencias petrográficas o químicas de ser unidades cogenéticas y es probable que no se hayan generado a partir de un mismo magma.

Si bien no hay un criterio universal para caracterizar magmas con afinidad E-MORB, todos los diques relevados presentan altas razones K/Ti y (La/Sm)_n, que son extremadamente altas en el caso de los diques del Grupo 1, siendo mayores a 2.3 y 2.6 respectivamente. Estas características están asociadas a fuentes de manto enriquecido (Mahoney *et al.*, 2002).

Las muestras del Grupo 1 presentan altos Mg# (61-67), lo que sugiere un origen mantélico para este grupo, al igual que los altos valores para Sc (15-16 ppm), Cr (420-520ppm), Co (47-75 ppm) y Ni (143-239 ppm) (Rhodes, 1981).

Sin embargo, las muestras de Cantera Casil SA presentan bajos Mg# (entre 12 y 48), que indicarían claramente que no derivan de un fundido magmático primario (Kirstein *et al.*, 2006) o que han sufrido contaminación, lo cual se observa en campo, siendo la muestra CA_4 la que presenta el Mg# más bajo. Si bien el enriquecimiento en LILE y LREE podría estar asociado a magmatismo de arco, los bajos contenidos de Al₂O₃ son inusuales en las series shoshoníticas (magmatismo de arco de alto potasio) (Morrison, 1980).

El magmatismo alcalino es frecuente en ambiente de Intraplaca (Whalen *et al.* 1987), asociado con procesos extensionales, donde exhibe elevadas concentraciones de HFSE y, en contraparte, bajas cantidades de elementos LILE. Las rocas alcalinas que muestran fuertes enriquecimientos en LILE y LREE, están comúnmente asociadas a ambientes anorogénicos y post-orogénicos, relacionados a un magma modificado por la deshidratación de una placa subductada (Plá *et al.*, 2011).

La signatura OIB de los magmas, así como las evidencias de múltiples intrusiones sugiere un ambiente extensional para los diques del Grupo 1 y Cantera Casil SA.

Los anfíboles y flogopitas son los minerales que alojan la mayor cantidad de LILE en la litósfera (Foley *et al.*, 1996), siendo que las flogopitas tienen mayores contribuciones de Ba y Rb que de Sr respecto a los anfíboles. La abundancia de flogopita con

respecto a anfíbol se ve también reflejada con la abundancia de los elementos mayores y las bajas razones Rb/Sr y altas Ba/Rb que presentan los diques. La importancia de la fusión de flogopita en el manto superior, para la generación de magmas potásicos, ha sido demostrada a través de investigaciones experimentales (Conceição and Green, 2000).

Los altos valores de fósforo (0,72-1,73%) registrados para los diques del Grupo 1, con respecto a los registrados para lamprófidos alcalinos y calcoalcalinos (0,6-0,74% respectivamente) (Rock, 1991), podrían estar indicando una fuente magmática profunda. Un metasomatismo (que explique el enriquecimiento en LILE) relacionado a subducción quedaría descartado por los diagramas de Pearce (2008) (Figura 58, Capítulo 5), donde se observa que estos diques derivan de un fundido magmático alcalino de signatura OIB, a grandes profundidades. Para los diques de Cantera Casil SA y Pajas Blancas se indica un origen magmático más próximo a la superficie, de signatura E-MORB.

La petrogénesis de magmas ultrapotásicos alcalinos, de diversos ambientes tectónicos muestran muy alta concentración de elementos incompatibles, que apoyan el origen por fusión parcial de lherzolita, con espinela o granate con muy baja fusión parcial (<1%), desde una fuente mantélica enriquecida o metasomatizada (Loyd *et al.* 1985; Foley, 1992; Foley & Peccerillo, 1992; Ionov *et al.* 1997). Asimismo, altas concentraciones de LREE han sido observadas en otras rocas ultrapotásicas de Intraplaca, como lamproítas, y en lamprófidos de ambientes post-collisionales como *minette* (Foley 1992; Gibson *et al.* 1992).

Un lamprófido con olivino, clinopiroxeno, flogopita y minerales opacos no puede ser reequilibrado a bajas temperaturas y presiones, por lo que se presume que ascendió rápido para ser capaz de preservar dicha asociación mineralógica (Esperanza & Holloway, 1987). En el caso de los diques del Grupo 1 estas ensamblajes minerales no se encuentran totalmente preservadas, con lo cual se podría inferir un ascenso magmático intermitente o más lento.

Como se mencionó previamente los diques del Grupo 1 están enriquecidos en Ba y Sr, con cantidades moderadas de Rb. Las importantes concentraciones de Y y Zr, y relativamente más bajas de Hf, Nb y Ta, así como de HFSE indican en general, una signatura típica de Intraplaca (Foley & Peccerillo, 1992).

Los radios de elementos incompatibles suelen ser utilizados para caracterizar la contaminación cortical. Las razones Nb/U para la corteza inferior y superior son de 21 y 9, respectivamente y, las rocas que exhiben contaminación cortical presentan

valores entre 9 y 40 (Gregoire *et al.*, 2000). Las muestras del Grupo 1 presentan en promedio una razón de 43,3 (el valor más bajo corresponde a una muestra tomada en borde de dique, PG_3), sugiriendo al menos que la contaminación cortical durante el emplazamiento y/o ascenso magmático no es obvia. En cambio, los diques de Cantera Casil SA presentan valores en el entorno de 28 y 3, este último valor para la muestra CA_4.

Si bien se considera también que concentraciones de $Cr > 1000 \text{ ppm}$ y de $Ni > 500 \text{ ppm}$ reflejan el origen en un magma primario, con altas proporciones de piroxeno y olivino, en las rocas ígneas ultrapotásicas esto no siempre es válido, porque el metasomatismo en el manto pudo haber eliminado al olivino y ortopiroxeno, reemplazándolos por la asociación clinopiroxeno + flogopita + granate (Foley, 1987).

6.6. Síntesis final

A raíz de las dificultades encontradas para clasificar estas rocas, poco frecuentes, de afinidad lamprofídica ultrapotásica y, en particular, ciertos conflictos entre las clasificaciones mayormente aceptadas (mineralógicas *versus* criterios geoquímicos) para distinguir entre los diferentes grupos de lamprófidos, se concluye que hace falta mucha más investigación en esta área.

A continuación se resaltan las principales conclusiones obtenidas en este estudio:

- Si bien se relevaron diques máficos en cuatro afloramientos reportados, el dique relevado en Pajas Blancas carece de ciertos rasgos mineralógicos y geoquímicos elementales para clasificarlo como lamprófido y ha sido descartado como tal, en base a los datos obtenidos y los criterios expuestos en los capítulos previos.
- Se identificaron dos grupos de diques con afinidad lamprofídica intruyendo la zona de estudio: el Grupo 1, que incluye a los diques relevados en Punta Gorda y Parque Rodó, y el Grupo 2, que incluye a los diques del afloramiento Cantera Casil SA.
- Los diques del Grupo 1 están caracterizados como rocas hipoabisales, con rumbos variables de entre $N75^{\circ}$ - 85° , texturas porfiríticas, con flogopita, augita, pseudomorfos de olivino y melilita, leucita y clorita, con una matriz feldespática alterada a sericita, zeolitas y minerales de la arcilla. Los diques del Grupo 2

están caracterizados como rocas hipoabisales, con rumbos entre N100°-110°, texturas de reacción y reabsorción, y una asociación mineralógica compuesta por fenocristales de anfíbol y ocelos de carbonato, con xenocristales de plagioclasa/feldespato alcalino en una matriz con biotita, anfíbol, opacos y feldespatos.

- Los diques del Grupo 1 se caracterizan por ser rocas básicas, de naturaleza ultrapotásica ($K_2O/Na_2O > 3$), peralcalinas ($(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3 > 1$), perpotásicas ($K_2O/Al_2O_3 > 1$), con CaO y $Fe_2O_3t \leq 10\%$ en peso, que presentan muy alto contenido de Ba (>5.000ppm), TiO₂ (~3% en peso), Zr (~650ppm), Sr (~1500ppm), así como altos Mg# de entre 63 y 67% y se encuentran de 110 a 1000 veces enriquecidos en LILE con respecto al manto primitivo.
- Los diques del Grupo 2 son rocas intermedias, de naturaleza sódica y metaluminosa, con $K_2O < 2\%$, TiO₂ ~2% en peso, con bajos contenidos de P₂O₅ (~0,3% en peso), Cr₂O₃ (~0,01% en peso), Ni (4,6ppm), así como bajos Mg# de ~47% y se encuentran de 5 a 300 veces enriquecidos en LILE con respecto al manto primitivo.
- De acuerdo a los criterios de clasificación establecidos por la IUGS, los diques del Grupo 1 clasifican químicamente como lamproítas y mineralógicamente como *minette*, y los del Grupo 2, como lamprófidos del tipo espesartita.
- Las características químicas que presentan ambos grupos de diques permiten establecer que ambos conjuntos derivan de una fuente mantélica enriquecida. En el caso del Grupo 1, correspondería a un magma generado a gran profundidad, con una signatura tipo OIB en un contexto tectónico Intraplaca y, en el caso del Grupo 2, habría sido generado a menor profundidad, con una signatura E-MORB, asociada a un contexto de arco post-colisional.
- Los procesos de *magma mingling* presentes en los diques del Grupo 2, indican simultaneidad de ambas intrusiones (Granito de La Paz y diques). Teniendo en cuenta la última edad obtenida por Abre *et al.* (2014) para el Granito de La Paz de 585 ± 4 Ma por el método U-Pb, se infiere una edad Neoproterozoica para los diques del Grupo 2, tal como ha sido sugerido en la literatura (p.e. Oyhantçabal *et al.* 2003; Spoturno *et al.*, 2004; Pascale & Oyhantçabal, 2010; Pascale, 2013).

- Finalmente, las claras diferencias mineralógicas y geoquímicas presentes en los diques del Grupo 1 respecto a los del Grupo 2, así como los rasgos petrográficos presentes en los afloramientos de Punta Gorda y Parque Rodó, no permiten extrapolar una edad Neoproterozoica para estos últimos. En este sentido, los diques del Grupo 1 podrían ser más antiguos (como los que ocurren en el basamento de Tandilia, donde varían entre edades Paleo y Mesoproterozoicas), o más jóvenes (por ejemplo Cretácicos), como ocurre en el Cratón San Francisco (Brasil).

7. BIBLIOGRAFÍA

7.1. Referencias bibliográficas

- Abre, P., Bossi, J., Cigolani, C., Gaucher, C., Piñeyro, D. & Blanco, G. (2014). El Terreno Tandilia en Uruguay y Argentina. *Geología del Uruguay – Tomo 1*, pp. 89-119.
- Almeida, F., Amaral, G., Cordani, U. G., & Kawashita, K. (1973). The precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River. In: Nairn A.E. & Stehli F.G. (Eds.): *The ocean basins and margins, 1 (The South Atlantic)*. Plenum Press, New York, 441-446.
- Azbej, T., Szabo, C., Bodnar, R. & Dobosi, G. (2006). Genesis of carbonate aggregates in lamprophyres from the northeastern Transdanubian Central Range, Hungary: Magmatic or hydrothermal origin? *Mineralogy and Petrology*. Vol 88: 479–497.
- Bhowmik, S. (2000). Ultrapotassic Rocks along Late Ductile Shear Zones from the Eastern Ghats Belt, India. *Gondwana Research*, Y 3, No. 1, pp. 55-63.
- Bossi J. (1965). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 460p.
- Bossi, J. & Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay, pp. 343-356 de Gutiérrez Marco J, Saavedra J & Rábano I (eds), *Simp. Intern. Paleoz. Inf. Latinoam.*, I. Salamanca, Univ. Extremadura, Actas.
- Bossi J. & Ferrando L. (2001). *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000*. Versión CD-ROM, Geo-Editores SRL, Montevideo.
- Bossi J., Ferrando L, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. *Fac. Agronomía, UdelaR*, pp. 1-122, 1 mapa.
- Bossi, J., Piñeyro, D. & Cingolani, C. (2005). El límite norte del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. *Actas XVI Congreso Argentino de Geología de La Plata*. Resúmenes, 1: 20.
- Bossi, J., Preciozzi, F., & Campal, N. (1993). Predevoniano en el Uruguay. Tomo I- Terreno Piedra Alta. *Dirección Nacional de Minería y Geología*, 50 p.
- Bowen, N. (1928) *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press. 334 pp.
- Boynton, W. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, H. (Eds.): *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Publ., p. 63-114.

- Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L., Bossi, J., Campal, N., Ferrando, L., Piñeiro, D. & Schipilov, A. (1997). Rb/Sr geochronology from the Río de la Plata Craton of Uruguay. South American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão, Brasil.
- Conceição, V. & Green, T. (2000). Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite lherzolite. *Lithos* 72:209-229.
- Coronel, N. & Oyhantçabal, P. (1988). Carta geológica del Uruguay a escala 1/100.000-fotoplano J-28 Pando. Convenio Dirección Nacional de Minería y Geología-Facultad de Agronomía-Facultad de Ciencias. Montevideo-Uruguay.
- Downes, H., Balaganskaya, Beard, A., Liferovich, R. & Demaiffe, D. (2005). Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review. *Lithos*. Volume 85. Pp: 48–75.
- Dristas, J., Martínez, J., Massonne, H., & Pimentel, M. (2013). Mineralogical and geochemical characterization of a rare ultramafic lamprophyre in the Tandilia belt basement, Río de la Plata Craton, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 43, pp. 46-61.
- Esperanza, S. & Holloway J. (1987). On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 95, pp. 207-216.
- Foley, S. (1990). A review and assessment of experiments on Kimberlites, Lamproites and Lamprophyres as a guide to their Origin. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*. Vol. 99, pp. 57-80.
- Foley, S., Venturelli, G., Green, D. & Toscani, L. (1987). The ultrapotassic rocks: Characteristics, Classification, and Constraints for petrogenetic models. *Earth-Sci Rev*. Vol 24, pp 81-134.
- Gibson, A., Thompson, R., Leat, P., Morrison, M., Hendry, G., Dicking, A. & Mitchell, J. (1992). Ultrapotassic magmas along the flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande Rift, USA: Monitors of the zone of lithospheric mantle extension and thinning beneath a continental rift. *J Petrol* 34:87-228.
- Gimeno, D. (2009). Estructura y mecanismos intrusivos de los lamprófidos de Sa Planassa Punt d'Es Mut: su interés didáctico. *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, Vol. 11, pp. 105-133.
- Green, T. (1995). Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology* 120, 347-359.
- Gregoire, M., Moine B., O'Reilly S., Cottin J. & Giret, A. (2000). Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatised by high alkaline silicate and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean), *Journal of Petrology* 41,pp. 477–509.

- Gupta, A. & Fyfe, W. (1975). Leucite Survival: The alteration to analcime. *Canadian Mineralogist*. Vol. 13 pp. 361-363.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A, & Mitchell, S.F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341- 2357.
- Hibbard, M. (1995). *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Ibrahim, M., Saleh, G., Dawood, N. & Aly, G. (2010a). Ocellar lamprophyre dyke bearing mineralization, Wadi Nugrus, Eastern Desert, Egypt: Geology, mineralogy and geochemical implications. *Journal of Geology and Mining Research*. Vol. 2(4), pp. 74-86.
- Ibrahim, M. & Ragab, A. (2010b). Geochemistry of lamprophyre dykes, Wadi Sikait area, South Eastern Desert, Egypt. *Chinese Journal of Geochemistry*. Vol. 30, pp. 323–331.
- Ionov, D., Griffin, W. & O'Reilly, S. (1997). Volatile- bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chem Geol* 141:153-184.
- Irving, T & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Journal of Earth Sciences*. Vol. 8, pp. 523-548.
- Karlsson, H. R. and Clayton, R. N. (1991). Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? *American Mineralogist*, 76, 189-199.
- Kirstein, L., Davies, G. & Heeremans, M. (2006). The petrogenesis of Carboniferous–Permian dyke and sill intrusions across northern Europe. *Contrib. Mineral Petrol.* 152:721–742.
- Klein, C. & Hurlbut, C. (1997). *Manual de Mineralogía*. Ed. Reverté. 392pp.
- Llambías, E. (2008). *Geología de los cuerpos ígneos*. Instituto Superior de Correlación Geológica. Serie Correlación Geológica Nº 15. , 222p.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B. & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrology*, 27(3): 745-750.
- Le Bas, M., & Streckeisen, A. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 148, 1991, pp. 825-833.
- Le Maitre, R.W. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous rocks, Blackwell Scientific Publications, 193 p., Cambridge.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J ., Lameyere, J., Sabine, P.A., Schmid,

- R., Sørensen, H. & Woolley, A.R. (2002). *Igneous rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press.
- Le Roex, A.P. & Lanyon, R. (1998). Isotope and Trace Element Geochemistry of Cretaceous Damaraland Lamprophyres and Carbonatites, Northwestern Namibia: Evidence for Plume–Lithosphere Interactions. *Journal of Petrology* 39 (6), pp. 1117 - 1146.
- Loyd, F., Arima, M. & Edgar, A. (1985). Partial melting of a phlogopite clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics. *Contrib Mineral Petrol* 91:321-329.
- Lustrino, M. Agostini, S. Chalal, Y. Fedele, Stagno, L. Colombi, F. & Bouguerra, A. (2016). Exotic lamproites or normal ultrapotassic rocks? The Late Miocene volcanic rocks from Kef Hahouner, NE Algeria, in the frame of the circum-Mediterranean lamproites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 327, pp: 539–553.
- Macdonald, R., Upton, B., Collerson, K., Hearn, B. & James, D. (1992) Potassic lavas of the Bearpaw Mountains, Montana: mineralogy, chemistry and origin. *J Petrol* 33(2): 305–346.
- MacKenzie, W & Guilford, C. (1996). *Atlas-de-Petrografía: Minerales formadores de rocas en lámina delgada*. Ed. Masson. 98 pp.
- Mahoney, J., Graham, D., Christie, D., Johnson, K., Hall, S. & Vonderhaar, D. (2002). Between a Hotspot and a Cold Spot: Isotopic Variation in the Southeast Indian Ridge Asthenosphere, 86°E–118°E. *J Petrology* 2002; 43 (7): 1155-1176.
- Maksaev, V. (2001). *Introducción. Metalogénesis*. Universidad de Chile. Segundo semestre.
- Martino, N., Olivera, A., Ramos, A, & Muzio, R. (2014). *Estudio petrográfico de referencia en lugares de interés geológico del departamento de Montevideo. Programa de Apoyo a la Investigación Estudiantil*. CSIC.
- Masquelin, E., Gutierrez, L., & Sienra, M. (2003). *Análisis estructural y cinemático de la Formación Montevideo*. VI Congreso Uruguayo de Geología CD-ROM.
- Masquelin, E. (2006). *El Escudo Uruguayo. Cuencas Sedimentarias de Uruguay – Paleozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias. Pp 37-106.
- Middlemost, E. (1986). The nomenclature and origin of the noncumulate ultramafic rocks and the systematic position of kimberlites. in *Extended Abstract, Fourth International Kimberlite Conference*. *Geol. Soc, Aust.* 16): 12-74.
- Mitchell, R. H. & Bergman, S.C. (1991). *Petrology of Lamproites*. Plenum Press, New York. 447 pp.
- Mitchell, R. H. (1994). The lamprophyre facies. *Mineralogy and Petrology*. Vol. 51, pp. 137-146.

- Müller, D. & Groves, D.I., (1995). Potassic Igneous Rocks and Associated Gold- Copper Mineralization. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 56: 210.
- Müller, D., Rock, N. M. S. & Groves, D. I. (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, 259–289.
- Orejana, D., Villaseca, C., Billström, K. & Paterson, B. (2008). Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within western Europe. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 156: 477.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S., & Huelmo, S. (2002). La Formación Montevideo y los granito-neises asociados. II Taller del Precámbrico del Uruguay. Montevideo, Uruguay. Pp. 11-17.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S., & Huelmo, S. (2003). Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la formación Montevideo y el magmatismo asociado. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología. Pub. Esp.* Vol. 1, pp. 38-48.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences.* Vol. 100, pp. 201–220.
- Paim, M., Plá Cid, J., Rosa, M., Conceição, H. & Nardi, L. (2002). Mineralogy of Lamprophyres and Mafic Enclaves Associated with the Paleoproterozoic Cara Suja Syenite, Northeast Brazil. *Int Geol Rev* 44: 1017-1036.
- Pascale, A. & Oyhantçabal, P. (2010). Estudio petrográfico-estructural de un afloramiento del Basamento Cristalino de Montevideo. VI Congreso Uruguayo de Geología. CD-ROM.
- Pascale, A. (2013). Petrografía y geoquímica de las Anfibolitas de Formación Montevideo y los Ortoneises Asociados. Tesis de grado.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration.* Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearce, J. & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300.
- Pearce, J. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.* Volume 100. Pp, 14–48

- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Peel, E. & Preciozzi, F. (2006). Geochronologic synthesis of the Piedra Alta Terrane, URUGUAY. V South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Este, Uruguay. Pp. 234-237.
- Perring, C., Rock, N., Golding, S. & Roberts, D. (1989). Criteria for the recognition of metamorphosed or altered lamprophyres: a case study from the Archaean of Kambalda, Western Australia. *Precambrian Research*. Vol. 43, pp. 215-237.
- Philpotts, A. (1990). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. Englewood Cliffs, New Jersey, p 498.
- Plá Cid, J., Campos, C., Nardi, L. & Florisbal, L. (2011). Petrology of Gameleira Potassic Lamprophyres, São Francisco Craton. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (2012) 84(2): 377-398.
- Polanco, E., Clavero, J., Godoy, E., Gimeno, D., Fernández-Turiel, J.L., Rodríguez, I., González, E., Guzmán, S. & Petrinovic, I. (2009). Geoquímica del volcán Lullailaco (24°43'S), Andes Centrales, (Chile-Argentina): resultados preliminares. XII Congreso Geológico Chileno Santiago. Pp: 22-26.
- Preciozzi, F., Pena, S., Masquelín, E. & Oyhantçabal, P. (1989). Memoria explicativa del Fotoplano Piriápolis, escala 1:100.000. DINAMIGE-UDELAR. Montevideo. 90p.
- Preciozzi, F., Basei, M. A., & Masquelín, E. (1999). New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Río de la Plata Craton). II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Pp. 341-344.
- Rayo-Rocha, L. & Zuluaga, C. (2011). Procesos magmáticos en el volcán nevado del Ruíz: un análisis cuantitativo textural. *Boletín de Geología*. Vol 33, pp: 59-72.
- Reed, J. (2005). *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University Press, New York, 216 pp.
- Ríos, D. (2002) Granitogênese no núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Liteoquímica. PhD Thesis, CPGG-UFBA, Salvador, 239 p.
- Rock, N. (1986). The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnoites and allied rocks. *J. Petrol.* Vol. 27, pp 155.
- Rock, Nicholas M.S. (1987). The nature and origin of lamprophyres: an overview. Geological Society, London, Special Publications. Vol 30, pp 191–226.
- Rhodes, J. (1981). Characteristics of primary basaltic magmas. In: *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon, New York, 409-432.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Group, England, 352 pp.

- Severin, K. (2004). *Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals*. Ed. Springer Netherlands. 225 pp.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Shervais, J. W. (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118.
- Smith, H. 1946. The lamprophyre problem. *Geology Magazine*. Vol. 83, pp. 165-171.
- Spoturno, J., Oyhançabal, P., Goso, C., Aubet, N., Cazaux, S., & Morales, E. (2004). *Mapa Geológico y de Recursos Minerales Del Departamento de Montevideo Escala 1/50.000*. DINAMIGE-Facultad de Ciencias. CD-ROM.
- Štemprok, M. & Seiferta, T. (2011). An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization. *Mineralogia*. Vol. 42, Nº 2-3, pp. 121-162. Mineralogical Society of Poland.
- Streckeisen, A. L. (1978). IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, Vol. 141, 1-14.
- Sun, S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 42, p. 313-345
- Sun, C. & Stern, R. (2001). Genesis of Mariana shoshonites: Contribution of the subduction component, *J. Geophys. Res.*, 106(B1), 589–60.
- Tappe, S., Foley, S., Jenner, G. & Kjarsgaard, B. (2005). Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *Journal of Petrology*. Vol. 46, Nº9, pp.1893-1900.
- Umpierre, M., & Halpern, M. (1971). Edades Sr-Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol. 26:133-151.
- Wallace, P. & Carmichael, I. *Mineralogy and Petrology* (1989). Vol 103, pp 470.
- Walther, J. (2009). *Essentials of Geochemistry*, 2nd ed. Jones and Bartlett Publishers, Boston, 797 pp.
- Walther, K. (1919). Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay. *Revista del Instituto Nacional de Agronomía, Serie II* (3).
- Walther, K. (1935). La estructura geológica de los alrededores de Montevideo. *Anales del Museo de Historia Natural de Montevideo*. 2^{da} serie, tomo IV, Nº 7.
- Walther, K. (1948). El Basamento Cristalino de Montevideo. *Instituto Geológico del Uruguay. Boletín* Nº. 33.

- Whalen, J., Currie, K. & Chappel, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Washington, H. (1917). *Chemical analyses of igneous rocks*. U.S.G.S. Pp, 99.
- Wilson, M. (1996). *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer Ed., 457 pp.
- Wood, D. (1980). The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.
- Woolley, A., Bergman, S., Edgar, A., Le Bas, M., Rock, N. & Scott, B. (1996). Classification of lamprophyre, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *The Canadian Mineralogist*. Vol.34, pp.175-186.

7.2. Otra bibliografía consultada

- Arranz, E. & Lago, M. (1992). Características del emplazamiento, petrología y geoquímica del Plutón de la Maladeta: Estudio preliminar. Cuaderno Laboratorio Geológico de Laxe, Coruña. Vol. 17, pp. 145-158.
- Bossi, J., Hartmann, L., Piñeyro, D., Leite, J., & Mcnaughton, N. (1999). Geologic and geochronologic constraints on the Paleo-Proterozoic evolution of the Isla Mala granitic suite, Uruguay. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Villa Carlos Paz. Córdoba. Argentina. Pp. 295-299.
- Cardelino, R. & Ferrando, L. (1969). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000. Segmento Montevideo (Memoria). UdelaR-MGA-MIC , 79p.
- Cingolani, C., Bossi, J., Varela, R., & Navarro, R. (1990). Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. I Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados. Vol.1, pp. 101-105. Montevideo. Uruguay.
- Enrique, P., Butjosa, L. & Esteve, S. (2012). Estudio cartográfico de los diques compuestos y multi-intrusivos de lamprófidos del sector oriental del plutón de Aiguablava. *Geotemas*. Vol. 4, pp. 867-870.
- Goso, C., Veroslavsky, G. & Oyhantçabal, P (1990). Carta Geologica del Uruguay a Escala 1/100.000. Memoria Explicativa del Fotoplano La Unión. Convenio de Cooperación DINAMIGE-UDELAR, 9 pp.
- Guedesa, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P., Valeriano, C., Horta de Almeida, J., Teixeira & W., Thomaz, A. (2005). K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore

- basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.18, pp. 371–382.
- Hart, S. R. (1966). Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. *Geological Society of America. Annual Meeting: 86*. San Francisco, EEUU. Pp.117-126.
- Hartmann, A., Campal, N., Santos, O., Mcnaughton, N., Bossi, J. & Schipilov, A. (2001). Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay-SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 14, pp. 557-570.
- Hartmann, A., Piñeiro, D., Bossi, J., Leite, J. & Mcnaughton, N. (2000). Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 13, pp. 105-113.
- Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R. & Pimentel, M. (2010). Constraints on metasomatized mantle under Central South America: evidence from Jurassic alkaline lamprophyre dykes from the Eastern Cordillera, NM Argentina. *Mineralogy and Petrology*. Vol. 100, pp. 153-184.
- Herriot, A. (1977). The pre-Tertiary dykes of Catacol, Arran. *Trans. Leeds Geol. Assoc.* 9(7),10p.
- Martino, N. & Muzio, R. (2016) Datos geoquímicos preliminares de diques lamprófidos de Punta Gorda, Montevideo. Congreso Uruguayo de Geología CD-ROM.
- Morin, D. & Corriveau, L. (1996). Fragmentation processes and xenolith transport in a Proterozoic minette dyke, Grenville Province, Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 125, pp. 319–331.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., & Loureiro, J. (2007). Caracterización geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región Centro-Sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta-Cratón del Río de la Plata). *Actas V Congreso Uruguayo de Geología*. CD-ROM.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. Springer. Germany.
- Orejana, D., Villaseca, C. & Paterson, B. (2007). Geochemistry of mafic phenocrysts from alkaline lamprophyres of the Spanish Central System: implications on crystal fractionation, magma mixing and xenoliths entrapment within deep magma chambers. *European Journal of Mineralogy*. Vol. 19, pp. 817-832.
- Oyhantçabal, P., Derregibus, M., Muzio, R., L. Nardi. (1998). The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay. *Journal of South American Sciences*. Vol. 11, Nº 2, pp. 169-178.

- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P. (1985). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. DINAMIGE-MIEM. Montevideo.
- Putnis, C., Geisler, T., Schmid-Beurmann, P., Stephan, T., & Giampaolo, C. (2007). An experimental study of the replacement of leucite by analcime. *Am Mineral* 92:19–26
- Sommer, C., Lima, E., Nardi, L., Liz, J. & Waichel, B. (2006). The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Vol. 78, N°3, pp. 573-589.
- Stoppa, F., Rukhlov, A., Bell, K., Schiazza & M., Vichi, G. (2014). Lamprophyres of Italy: early Cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany, Italy. *Lithos*. Vol. 188, pp. 97–112.
- Tarkhani, M., Vossoughi, M. & Baharvand, N. (2010). An introduction to calc-alkaline lamprophyres (spessartites) at Saghez area. *Journal of Science- Islamic Azad University*. Vol. 20, No. 77, pp. 237-251.
- Taylor, S. & McLennan, S. (1985). *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford. 312.
- Ubide, T., Lago, M., Arranz, E., Galé, C. & Larrea, P. (2010). The lamprophyric sub-vertical dyke swarm from Aiguablava (Catalonian Coastal Ranges): petrology and composition. *Geogaceta*. Vol. 49, pp. 83-86.
- Walther, K. (1911). Las Rocas Cristalinas Fundamentales en los Alrededores de Montevideo. *Revista Instituto de Agronomía, Montevideo*. Vol. 9, pp. 39-50.

ANEXO 1: Análisis químicos completos de los diques muestreados.

| | U | L.D | PG_1 | PG_2 | PG_3 | PG_4 | PG_5 | PG_6 | PR_2 | PB_1 | CA_2 | CA_3 | CA_4 |
|--------------------------------|-----|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | % | 0,01 | 49,37 | 47,03 | 49,67 | 44,61 | 46,58 | 45,32 | 46,83 | 44,21 | 50,80 | 50,72 | 58,99 |
| Al ₂ O ₃ | % | 0,01 | 8,38 | 7,84 | 8,34 | 8,43 | 8,53 | 8,36 | 7,76 | 10,70 | 15,97 | 16,14 | 15,64 |
| Fe ₂ O ₃ | % | 0,04 | 10,06 | 9,84 | 10,13 | 10,03 | 10,08 | 9,90 | 9,37 | 10,41 | 11,21 | 11,11 | 9,82 |
| MgO | % | 0,01 | 8,73 | 10,29 | 8,29 | 10,48 | 9,21 | 10,24 | 9,72 | 10,04 | 5,06 | 5,23 | 0,71 |
| CaO | % | 0,01 | 5,53 | 6,34 | 6,17 | 7,22 | 6,67 | 7,01 | 8,03 | 14,14 | 6,96 | 7,26 | 3,25 |
| Na ₂ O | % | 0,01 | 1,75 | 2,07 | 2,03 | 1,64 | 1,46 | 1,84 | 1,57 | 1,88 | 4,52 | 3,07 | 4,39 |
| K ₂ O | % | 0,01 | 7,80 | 7,00 | 7,71 | 7,54 | 7,53 | 7,50 | 6,70 | 1,34 | 1,89 | 1,06 | 4,48 |
| TiO ₂ | % | 0,01 | 3,14 | 2,89 | 3,08 | 2,90 | 2,96 | 2,82 | 2,91 | 1,67 | 1,91 | 1,95 | 0,82 |
| P ₂ O ₅ | % | 0,01 | 1,01 | 0,92 | 1,68 | 1,51 | 0,68 | 1,30 | 0,77 | 2,93 | 0,34 | 0,35 | 0,29 |
| MnO | % | 0,01 | 0,11 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,08 | 0,16 | 0,16 | 0,17 | 0,16 |
| Cr ₂ O ₃ | % | 0,002 | 0,047 | 0,049 | 0,049 | 0,046 | 0,039 | 0,046 | 0,057 | 0,017 | 0,010 | 0,010 | <0,002 |
| Ni | PPM | 20 | 203 | 270 | 181 | 264 | 220 | 256 | 268 | 140 | <20 | <20 | <20 |
| Sc | PPM | 1 | 16 | 15 | 16 | 15 | 15 | 15 | 15 | 22 | 29 | 30 | 21 |
| LOI | % | -5,1 | 2,9 | 4,4 | 1,6 | 4,3 | 4,9 | 4,4 | 5,0 | 1,3 | 0,9 | 2,6 | 1,0 |
| Sum | % | 0,01 | 98,89 | 98,86 | 98,90 | 98,87 | 98,78 | 98,91 | 99,50 | 99,09 | 99,76 | 99,74 | 99,74 |
| Ba | PPM | 1 | 5048 | 4867 | 5106 | 4399 | 5240 | 4486 | 5980 | 2330 | 447 | 430 | 1605 |
| Be | PPM | 1 | 8 | 9 | 8 | 2 | 5 | 3 | 3 | 5 | 1 | 1 | 5 |
| Co | PPM | 0,2 | 75,7 | 55,3 | 46,2 | 57,7 | 56,0 | 51,0 | 47,7 | 59,6 | 35,8 | 52,5 | 24,8 |
| Cs | PPM | 0,1 | 3,1 | 3,1 | 1,9 | 4,2 | 6,1 | 3,2 | 9,4 | 0,6 | 1,7 | 2,7 | 0,7 |
| Ga | PPM | 0,5 | 17,3 | 17,6 | 17,5 | 18,4 | 18,7 | 16,7 | 17,6 | 16,3 | 20,2 | 20,1 | 32,1 |
| Hf | PPM | 0,1 | 18,3 | 16,6 | 18,3 | 14,9 | 16,2 | 14,2 | 15,6 | 15,1 | 5,0 | 4,5 | 16,7 |
| Nb | PPM | 0,1 | 87,3 | 87,6 | 85,6 | 103,7 | 111,7 | 101,9 | 72,5 | 17,4 | 14,6 | 14,2 | 62,8 |
| Rb | PPM | 0,1 | 142,6 | 129,4 | 148,6 | 248,0 | 168,3 | 181,9 | 185,3 | 18,4 | 102,7 | 41,3 | 91,4 |
| Sn | PPM | 1 | 4 | 3 | 6 | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 | 3 | 3 | 6 |
| Sr | PPM | 0,5 | 1170,0 | 1598,5 | 1160,3 | 1912,6 | 2026,5 | 1692,4 | 1017,6 | 3496,7 | 451,9 | 480,5 | 297,6 |
| Ta | PPM | 0,1 | 4,0 | 4,2 | 4,8 | 5,1 | 5,3 | 5,0 | 4,0 | 0,8 | 0,8 | 0,9 | 3,5 |
| Th | PPM | 0,2 | 16,6 | 15,5 | 19,6 | 13,8 | 17,7 | 13,9 | 11,4 | 22,5 | 1,7 | 1,5 | 10,6 |
| U | PPM | 0,1 | 2,1 | 1,5 | 5,4 | 2,4 | 1,4 | 2,8 | 2,6 | 5,9 | 1,1 | 0,4 | 2,2 |
| V | PPM | 8 | 137 | 116 | 142 | 133 | 135 | 130 | 136 | 195 | 138 | 144 | <8 |
| W | PPM | 0,5 | 151,0 | 80,8 | 69,7 | 80,1 | 99,6 | 71,7 | 82,2 | 157,1 | 79,1 | 210,5 | 177,6 |
| Zr | PPM | 0,1 | 663,3 | 658,7 | 656,2 | 608,0 | 640,8 | 568,2 | 556,8 | 700,7 | 187,2 | 180,6 | 707,3 |
| Y | PPM | 0,1 | 28,7 | 21,9 | 40,4 | 27,1 | 22,5 | 25,6 | 17,7 | 80,4 | 31,2 | 31,0 | 63,7 |
| La | PPM | 0,1 | 201,9 | 186,8 | 207,1 | 165,4 | 189,6 | 163,2 | 158,7 | 194,5 | 29,5 | 23,1 | 90,5 |
| Ce | PPM | 0,1 | 382,1 | 354,4 | 374,0 | 303,1 | 344,7 | 299,0 | 317,2 | 517,3 | 52,1 | 48,3 | 186,9 |
| Pr | PPM | 0,02 | 41,87 | 39,65 | 42,53 | 34,80 | 38,44 | 33,39 | 35,59 | 73,59 | 7,08 | 6,08 | 22,08 |
| Nd | PPM | 0,3 | 145,4 | 137,6 | 150,8 | 119,2 | 132,1 | 118,1 | 122,3 | 323,3 | 28,1 | 24,9 | 83,9 |
| Sm | PPM | 0,05 | 18,23 | 17,28 | 18,93 | 15,66 | 15,81 | 14,64 | 14,91 | 62,50 | 5,66 | 5,30 | 15,31 |
| Eu | PPM | 0,02 | 4,58 | 4,39 | 4,76 | 4,00 | 4,18 | 4,03 | 3,93 | 16,72 | 1,95 | 1,97 | 3,40 |
| Gd | PPM | 0,05 | 12,59 | 11,74 | 13,17 | 10,59 | 11,29 | 10,46 | 9,84 | 44,02 | 6,33 | 6,10 | 13,74 |
| Tb | PPM | 0,01 | 1,47 | 1,23 | 1,69 | 1,25 | 1,19 | 1,20 | 0,98 | 4,60 | 0,92 | 0,93 | 2,00 |
| Dy | PPM | 0,05 | 6,97 | 5,34 | 8,48 | 5,87 | 5,17 | 5,84 | 4,47 | 19,76 | 5,74 | 5,81 | 11,84 |
| Ho | PPM | 0,02 | 1,07 | 0,84 | 1,38 | 0,95 | 0,84 | 0,88 | 0,63 | 2,66 | 1,15 | 1,15 | 2,40 |
| Er | PPM | 0,03 | 2,53 | 2,00 | 3,51 | 2,39 | 2,06 | 2,40 | 1,48 | 5,81 | 3,06 | 3,18 | 6,74 |
| Tm | PPM | 0,01 | 0,31 | 0,23 | 0,42 | 0,32 | 0,26 | 0,30 | 0,21 | 0,67 | 0,46 | 0,47 | 1,03 |
| Yb | PPM | 0,05 | 1,64 | 1,29 | 2,45 | 1,80 | 1,54 | 1,77 | 1,15 | 3,69 | 2,90 | 2,81 | 6,34 |
| Lu | PPM | 0,01 | 0,20 | 0,17 | 0,29 | 0,23 | 0,20 | 0,22 | 0,16 | 0,51 | 0,45 | 0,44 | 1,00 |
| TOT/C | % | 0,02 | 0,42 | 0,85 | 0,27 | 0,99 | 0,99 | 0,92 | 0,76 | <0,02 | 0,03 | 0,25 | 0,04 |
| TOT/S | % | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,13 | 0,13 | 0,07 | 0,10 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,04 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|-----|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Mo | PPM | 0,1 | 1,5 | 1,4 | 1,1 | 1,3 | 2,3 | 2,3 | 0,5 | <0.1 | 0,7 | 0,5 | 3,9 |
| Cu | PPM | 0,1 | 14,2 | 18,0 | 18,6 | 23,8 | 23,4 | 25,0 | 35,8 | 14,7 | 25,3 | 7,6 | 12,2 |
| Pb | PPM | 0,1 | 4,9 | 16,3 | 14,0 | 16,5 | 12,9 | 14,2 | 11,5 | 3,6 | 2,2 | 4,2 | 7,8 |
| Zn | PPM | 1 | 40 | 46 | 37 | 62 | 63 | 59 | 68 | 50 | 53 | 52 | 77 |
| Ni | PPM | 0,1 | 137,4 | 186,2 | 127,8 | 226,8 | 167,4 | 210,8 | 188,0 | 46,8 | 4,4 | 4,8 | 0,5 |
| As | PPM | 0,5 | 0,8 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 1,4 | 2,1 | 3,0 | 3,4 | 1,5 |
| Cd | PPM | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0,2 |
| Sb | PPM | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Bi | PPM | 0,1 | <0.1 | <0.1 | 0,2 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Ag | PPM | 0,1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Au | PPB | 0,5 | <0.5 | 1,5 | 0,9 | 0,7 | 1,3 | <0.5 | 3,5 | <0.5 | 1,2 | 1,4 | <0.5 |
| Hg | PPM | 0,01 | 0,01 | <0.01 | <0.01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 |
| Tl | PPM | 0,1 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,8 | <0.1 | 0,4 | 0,1 | <0.1 |
| Se | PPM | 0,5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |

Referencias: PG=Punta Gorda, PB=Pajas Blancas, PR=Parque Rodó, CA=Cantera Casil SA, U=unidad, L.D=límite de detección.