

“Ambiente tectónico y evolución magmática de los volcanes Cape Purvis y Paulet, Grupo volcánico Isla Jame Ross, Península Antártica”

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al título de Geólogo

DIEGO HERNÁN GONZÁLEZ SOBARZO

Profesor guía:

JAVIER REYES VIZCARRA

Miembros de la comisión evaluadora:

LUIS LARA PULGAR

GABRIEL OROZCO LANFRANCO

ABRIL, 2022

RESUMEN.

La Península Antártica es una zona tectónica y magmática activa con una vigente actividad sísmica local y un histórico registro de actividad volcánica. Actualmente las manifestaciones ígneas se restringen a centros eruptivos activos presentes en lineamientos dispuestos de manera sub paralelas entre sí, con una orientación NE-SW correspondientes a los rifts Bransfield, Príncipe Gustav y Larsen.

Los volcanes Cape Purvis y Paulet ($63^{\circ}28'31$ S, $55^{\circ}53'32$ O; $63^{\circ}34'83$ S, $55^{\circ}47'32$ O) son centros eruptivos de edad Plioceno a reciente, que forman parte del rift activo Príncipe Gustav y representarían la actividad volcánica más joven del grupo volcánico de la Isla Jame Ross (JRIVG) Esta zona de expansión de fondo oceánico ha sido escasamente estudiada producto de las adversas condiciones climáticas de la zona y sus escasos afloramientos de roca.

Este estudio analiza de forma inédita muestras recolectadas en una campaña de terreno realizada por el Instituto Antártico chileno (INACH) en el marco de la Expedición Científica Antártica 56 (ECA56) y tiene como objetivo entender el ambiente tectónico de generación, la petrogénesis del magmatismo y las características de la evolución magmática en los volcanes, a través del análisis geoquímico y petrográfico de sus productos.

La geoquímica de elementos mayores y traza de estos volcanes comparten fuertes similitudes composicionales con un ambiente tectónico tipo basaltos de islas oceánicas (OIB) con escasa evidencia de componentes de subducción para el caso del volcán Cape Purvis. La presencia de estos componentes de subducción se refleja en el leve empobrecimiento en Nb-Ta y mayores razones LILE/HFSE con respecto a OIB. Esta contribución se asocia principalmente al contexto geodinámico extensional de tras arco en el cual se sitúa la zona de estudio y que genera el adelgazamiento litosférico que propicia a su vez la generación de magmatismo dentro de una placa tectónica alejada de la zona de subducción.

Las sutiles diferencias composicionales que caracterizan la evolución entre los productos de un mismo volcán y entre ellos, son consecuencia de las variaciones en los procesos petrogenéticos

como el grado de fusión parcial y la cristalización fraccionada. La escasa variación en la composición de los productos en conjunto con su concentración de SiO_2 , MgO, y Ni indican que los procesos de diferenciación magmática no han actuado de manera intensa y que por ende las rocas estudiadas son cercanas a su composición primitiva.

TABLA DE CONTENIDOS.

RESUMEN.....	2
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.	13
Formulación del problema.	13
Hipótesis de trabajo.	16
Objetivos.	16
Objetivo General.	16
Objetivos Específicos.....	16
Metodología	17
Recopilación y análisis bibliográfico:.....	17
Trabajo de terreno y preparación de muestras.....	18
Confección de cortes transparentes y análisis químico.	18
Ubicación y zona de acceso	19
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.	19
Magmatismo y tectónica de placas.	19
Ambientes tectónicos.	21
Cuencas de tras arco.	22
Magmatismo oceánico intra-placa.	25

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO.....	27
Generalidades.....	27
Marco Geotectónico.....	28
Rift Bransfield.....	30
Grupo volcánico isla James Ross.....	32
Rift Príncipe Gustav: Cape Purvis y Paulet.....	36
CAPITULO 4: RESULTADOS.....	40
Morfología de los centros eruptivos.....	40
Generalidades.....	40
Rasgos geomorfológicos.....	40
Petrografía.....	42
Petrografía del volcán CapePurvis.....	43
Petrografía volcán Paulet.....	45
Geoquímica de los centros eruptivos Paulet y Cape Purvis.....	47
Generalidades.....	47
Elementos mayores.....	49
Elementos traza.....	50
Elementos tierras raras.....	54
Multielementos.....	55
CAPITULO 5: DISCUSIÓN.....	56
Origen del magma.....	56
Características de la fuente.....	56
Fuente del manto.....	58
Fusión parcial.....	62
Influencia de subducción.....	65
Cristalización fraccionada.....	67

Análisis textural	69
Ambiente tectónico	71
Comparación Paulet, CapePurvis y JRIVG	75
Modelo petrogenético	77
CONCLUSIONES	79
REFERENCIAS	80
ANEXOS	87
Anexos A. Imagenes de muestras a lamina delgada	87
Anexo.B Datos Geoquimicos	91

INDICE DE FIGURAS.

Figura 1: Ubicación espacial de los volcanes Cape Purvis y Paulet, islas de referencia y bases cercanas en la Península Antártica.....	15
Figura 2: Ubicación espacial de los volcanes Cape Purvis y Paulet, islas de referencia y bases cercanas en la Península Antártica.....	20
Figura 3: Ilustración de los diversos ambientes tectónicos y la ubicación de las distintas placas. Fuente: Wilson., (1989). 21	21
Figura 4: Diagrama esquemático de los principales factores que inciden en la composición química final de los productos volcánicos presentes en cuencas de tras arco. Fuente: Pearce & Stern (2003).	24
Figura 5: Basaltos de cuecas de tras arco de la cuenca East ScotiaSea, la cual muestra el tipo de basalto enriquecido (enriched BABB) y basalto de tras arco empobrecido (repletad BABB) normalizados a MORB-N (Sun &	

McDonough, 1989) y normalizados a $Yb = 1$. Datos de Fretzdorff et al. [2004], Leat et al. [2000], Pearce et al. [1995], Peate et al. [1997], Turner et al. [1997]. Fuente: Pearce & Stern, 2006.24

Figura 6: Ilustración esquemática de la tierra con su respectivo eje de rotación, manto superior e inferior y la proveniencia de los tres tipos de plumas siendo 1: plumas “primarias”, 2: plumas “secundarias” y 3: plumas terciarias. Fuente: Imagen extraída de Courtillot et al., 2003.25

Figura 7: Abundancia de elementos incompatibles normalizados composiciones condrito c_1 , datos de MORB -N, MORB-E (Sun & McDonough, 1989) y productos típicos de basaltos OIB proveniente de Hawái (Clague & Frey, 1982). Fuente: Wilson (1989) modificado por Winter, 2014.26

Figura 8: Gráfico el cual muestra la concentración de tierras raras ligeras y pesadas presentes en magmatismo tipo OIB normalizados a Morb-N de Sun & McDonough, 1989. Fuente: Wilson (1989) modificado por Winter, 2014.26

Figura 9: Mapa de la región del extremo norte de la Península Antártica, se muestran los centros eruptivos asociados al magmatismo basáltico alcalino con edades Pleistocenas hasta recientes. Se observa la presencia de las zonas de rift de orientación NE-SW de forma paralela correspondiente a los Rift Bransfield, Príncipe Gustav y Larsen. Fuente: Kraus et al., (2013).29

Figura 10: Resumen de la evolución geodinámica al noroeste de la Península Antártica. (a) Hace 105 Ma se aprecia el triple sistema entre las placas Pacífico, Fénix y Farallón, subducción activa de Fénix bajo la Península Antártica y la presencia de volcanismo activo asociado a la dorsal Pacífico- Fénix. (b) Posterior a la colisión de la dorsal Pacífico – Fénix con la fosa presente en la Península Antártica se da paso a la segmentación de la dorsal colisionada y comienza la segmentación por la dorsal Pacífico- Antártica y Antártica- Fénix. (c) Presencia de las dorsales Pacífico- Antártica y Antártica- Fénix, incorporación de corteza producida por la dorsal Pacífico-Fénix como parte de la placa Antártica. (d) Se observa casi la desaparición completa de la antigua dorsal Pacífico-Fénix, asimilación de corteza por parte de la placa Antártica. Fuente: Kraus et al., (2013).30

Figura 11: Gráficos de elementos múltiples normalizados por NMORB de (a) el arco de la isla Shetland del Sur y (b – f) muestras del estrecho de Bransfield (normalizadas a los valores de N-MORB de Sun y McDonough [1989]). La línea gruesa en la Figura 11a es el E-MORB de Sun y McDonough [1989]. El campo sombreado en las Figuras 11b-11f son los datos del Arco de las Shetland del Sur de la Figura 11a para comparar. Fuente: Keller et al., 2002.31

Figura 12:	Mapa de la Península Antártica, los recuadros en gris representan la presencia de volcánico basáltico alcalino asociado a la extensión en el tras arco. En el recuadro con líneas punteadas se aprecia la Isla Jame Ross, luego el polígono sombreado de colorgris que incluye dicha isla representa el complejo volcanico de la Isla James Ross (JRIVG). Fuente: Košler et al., 2009.....	33
Figura 13:	Contenido de elementos principales presentes en basaltos alcalinos en la parte norte de la Isla Jame Ross, la cual refleja su alto contenido de K_2O . Los campos de composición para el estrecho de Bransfield y las islas Shetland del Sur se trazan para comparar y se basan en datos de Tarney et al. (1982), Saunders y Tarney (1984), Smellie et al. (1984), Fisk (1990), Keller et al., (1992, 2002) y Fretzdorff et al. (2004). Los límites de los campos de composición se basan en Peccerillo y Taylor (1976). Fuente: Košler et al.,2009.....	34
Figura 14:	Composición de elementos traza de basaltos alcalinos en la parte norte de la Isla Jame Ross. Los datos están normalizados a la composición del manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). El campo de color gris oscuro corresponde a la composición de varios arcos de islas (Kelemen et al.,2003), las composiciones OIB y MORB son extraídas de Sun & McDonough,1989). Fuente: Košler et al., 2009.....	35
Figura 15:	Gráfico de multielementos para Islas Shetland del Sur, Rift Bransfiel y JRIVG, normalizados por N-MORB (Saunders & Tarney,1984). Fuente: Lawver et al.,1996.....	35
Figura 16:	Distribución de las islas volcánicas parte del Rift Príncipe Gustav. Estas se extienden desde la Isla Long Island hacia Cape Purvis y Paulet a través del canal Príncipe Gustav. Fuente: Gonzalez- Ferrán (1984).	36
Figura 17:	Grafico k_2O vs Na_2O para muestras provenientes de los volcanes Cape Purvis y Paulet, JRIVG, Deception Island (Smellie et al., 2002 y no publicado); Montes submarinos del estrecho de Bransfield (Keller et al., 2002); centros alcalinos y toleíticos en las Islas Shetland del Sur (Smellie inédito); e Isla Brabante (Smellie et al. 2006 e inédito). Se observa la similitud entre las muestras de Cape Purvis, Paulet y JRIVG. Fuente: Košler et al.,2009.	37
Figura 18:	Diagrama TAS álcalis vs SiO_2 ,el cual demuestra la clara tendencia a composiciones basálticas y andesíticas de todos los centros eruptivos recientes en la Península Antártica. Por otro lado, las muestras provenientes de Cape Purvis difieren en su contenido de álcalis con los productos del volcán Paulet al presentar menores contenidos de Na_2O+K_2O . Fuente: Kraus et al.,2013.....	38
Figura 19:	Gráfico isotopos de Nd vs Sr. Se puede apreciar composiciones similares entre los productos volcánicos de Cape Purvis y Paulet con respecto a los centros eruptivos provenientes del Rift Bransfield. Por otro lado, las composiciones de los basaltos alcalinos de la Península Antártica se asemejan a la composición MORB de basaltos	

provenientes del pasaje de Drake (Pearce et al.,2001). Los datos de la literatura de Seal Nunataks tomados de Hole (1990) y Hole et al. (1993); Los datos de la literatura de Sail Rock y Deception Island de Keller et al., (1992). Los datos del monte submarino de la cuenca Bransfield de Keller et al., (2002) y Fretzdorff et al. (2004).39

Figura 20: A) Fotografía desde helicóptero Isla Dundee e Isla Paulet. B) Fotografía desde helicóptero Isla Dundee. C) Sector norte de la Isla Dundee: Curvas de nivel y ubicación espacial del centro eruptivo Cape Purvis y los puntos de muestreo dispuesto sobre imagen satelital, software ArcGIS 10.3.41

Figura 21: A) Mapa topografico, mapeo geologico de la Isla Paulet, ubicación de los centros eruptivos y disposicion espacial del muestreo. B) Isla Paulet con la ubicación de los centros euptivos y la dispocion espacial del muestreo. Basemap y fotogeologia realizada a traves del software ArcGis 10.3.42

Figura 22: A) Afloramiento de toba de lapilli brechosa lítica (UTM 553384.00 E/ 2951512.00 S). B) Afloramientos de toba sub-horizontales dispuestos en el acantilado costero frente a la zona de aterrizaje (UTM 553399.00 E/ 2951399.0 S). 44

Figura 23: Microfotografías a nicoles paralelos (Izquierda) y nicoles cruzados (Derecha). A y B) Muestra GO030220-2 y lente con zoom 4x con fenocristales de olivino y plagioclasa, matriz vitrea alterada a palagonita y vesiculas irregulares. C y D) Muestra GO030220-3 con lente 20x, muestra fenocristales de plagioclasa dispuestas en una masa fundamental vitrea fuertemente alterada a palagonita.....44

Figura 24: Fotografías conos de escorias los cuales componen la actual cubierta del edificio volcánico del volcán Paulet. 45

Figura 25: Microfotografía a nicoles paralelos (Izquierda) y nicoles cruzados (Derecha). A y B) Muestra LL030220-3, glomeroporfidos de olivinos y piroxenos dispuesto en una matriz de plagioclasas y vidrio levemente alterado a palagonita. C y D) Muestra LL030220-7, fenocristales de olvino, clinopiroxeno y plagioclasas dispuestas en una masa fundamental de plagioclasas y vidrio alterado a palagonita.46

Figura 26: Diagrama TAS (“total álcalis vs sílice”) de Le Maitre et al., (1989), para las rocas de los volcanes Paulet y Cape Purvis. 48

Figura 27: Diagrama álcalis vs SiO₂ para las rocas de los volcanes Paulet y Cape Purvis. Límite propuesto por Irvine y Baragar (1971).48

Figura 28:	Diagrama K_2O (wt %) vs SiO_2 (wt%), para las muestras del volcán Paulet y Cape Purvis.....	49
Figura 29:	Diagramas de variación del contenido de MgO con respecto a los elementos mayores en sistemas magmáticos (wt%).	51
Figura 30:	Diagramas de variación de elementos LILEs (ppm) con respecto al contenido de MgO (wt%).....	52
Figura 31:	Diagramas de variación en elementos HFSE (ppm), con respecto al contenido de MgO (wt%).....	53
Figura 32:	Diagramas de variación de elementos de transición (ppm) con respecto al contenido de MgO	53
Figura 33:	Diagrama de tierras raras normalizadas a manto primitivo con datos de Sun & McDonough, 1989 con los datos de los volcanes Paulet y Cape Purvis.	54
Figura 34:	Diagrama La/Sm con respecto a La/Yb, para determinar el enriquecimiento relativo de LREE con respecto a HREE. 55	
Figura 35:	Diagrama de Multielementos normalizados a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), con las muestras analizadas de Cape Purvis y Paulet.	56
Figura 36:	Diagrama Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce et al., 2014), con muestras de los volcanes Cape Purvis y Paulet para la discriminación de basaltos oceánicos con evidencia de contaminación por componentes corticales.....	57
Figura 37:	Tabla Excel con parámetros de entrada y salida para simular el contenido de elementos mayores del fundido primario y la litología de la fuente residual a través del programa Primelt3.	59
Figura 38:	Diagrama Nb/Yb vs TiO_2/Yb (Pearce et al., 2008), con las muestras de Cape Purvis y Paulet para la discriminación con posibles fuentes con la presencia de granate residual.	60
Figura 39:	Diagrama de proporciones entre elementos traza como factor discriminante para caracterizar el tipo de fuente según su composición con datos de los volcanes Cape Purvis y Paulet, EMI, EMII e Himu con datos de Weaver., 1991 y Willbold et al., 2006 y magmatismo OIB y Morb-N de Sun & McDonough., 1989. A) Proporciones de elementos LILE vs La (Ba/La vs Rb/La). B) Diagrama La/Th vs La. C) Grafico de elementos LILE vs HFSE (Ba/Nb vs Rb/Nb). D) Proporciones La/Th vs Rb/Th.	61

Figura 40: Diagrama entre elementos traza incompatibles con diferente coeficiente de distribución en el granate, el cual sirve para identificar posibles diferencias en el grado de fusión parcial en fuentes con estas características. 63

Figura 41: Razones LILHFSE con muestras de los volcanes Paulet y CapePurvis, Rift de Bransfield con datos de Keller et al.,2002, muestras de la cuenca de tras arco Mariana con datos de Pearce et al.,2005, OIB y MORB-N de Sun & McDonought., 1989. Proporciones Rb/Nb vs Ba/Nb A la derecha de todos los datos y a la izquierda un zoom de la agrupación de datos concentrados en la esquina inferior izquierda del gráfico.66

Figura 42: Razones Th/Ce vs LILE (Sr,Ba)/ Th, como indicadores del grado de asimilación de sedimentos y adición de fluidos respectivamente.....67

Figura 43: Diagrama Harker con modelo de cristalización cualitativo. A) Diagrama Ni vs MgO para la cristalización de olivino. B) Diagrama Co vs MgO el cual evidencia la cristalización de olivino. C) Figura CaO vs MgO el cual refleja la cristalización de clinopiroxeno y en menor medida plagioclasa. D) Diagrama SiO₂ vs MgO, el cual explica la variación del contenido de óxido de sílice con la cristalización de minerales silicatados.69

Figura 44: Diagramas Multielementos normalizados a manto primitivo de Sun & McDonough. A) Productos volcán CapePurvis y Paulet con MORB-N y OIB de Sun & McDonough, normalizados a manto primitivo. B) Productos volcán Paulet y Cape Purvis con productos volcánicos del rift Bransfield con datos de Keller et al.,2002, normalizados a manto primitivo. C)Productos volcán Paulet y CapePurvis con productos volcánicos de JRIVG con datos de Kosler et al., 2009, normalizados a manto primitivo.....73

Figura 45: Diagramas de discriminación tectónica con las muestras de los volcanes CapePurvis y Paulet. A) Diagrama binario de Shervais., 1982. B) Diagrama terciario de Cabanis & Thieblemont., 1988. C) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce., 2014.74

Figura 46: A) Diagrama Tas con las muestras de los volcanes CapePurvis y Pauler, muestras provenientes de rift Bransfield de Keller et al., 2002 y productos volcanicos de JRIVG con datos de Kosler et al., 2009.B) Diagrama K₂O vs Na₂O de Kosler et al., 2009 modificado.....76

Figura 47: Mapa esquemático con la ubicación espacial de rift Bransfield, JRIVG, CapePurvis y Paulet con sus respectivas proporciones LILE/HFSE y su contenido de Nb.76

Figura 48: Esquema resumen del modelo petrogenético para los volcanes Cape Purvis y Paulet. A) Etapa inicial: Fusión parcial de la fuente. B) Fusión parcial y primer evento de cristalización. C) Ascenso y residencia magmática. D) Ascenso magmático y erupción.78

INDICE DE TABLAS.

Tabla 1. Muestras extraídas en terreno con sus respectivos códigos, proveniencia, material, coordenadas y altura.
43

Tabla 2. Tabla con la moda mineral (Sun & Liang, 2014), el coeficiente de partición K_0 , para cada elemento en la fase mineral (olivino: McKenzie & O'nions., 1991; Clinopiroxeno y ortopiroxeno: Adam & Green., 2006; granate: Takada & Okayasu., 2003) y el cálculo del bulk partition coefficient D_064

Tabla 3. Tabla resumen de las texturas cristalográficas evidenciadas en los cortes transparentes para ambos centros eruptivos.71

SOLO USO ACADÉMICO

Agradecimientos.

Antes que todo, quisiera agradecer a mi familia más cercana: mi padre Manuel, mi madre María Eugenia, mis hermanos Vicente y Paulina, mi pareja Francisca y mi hijo Diego. A ellos les debo todo y les agradezco mucho su apoyo incondicional al acompañarme en los momentos más difíciles, forjar mis valores y enseñarme a ser resiliente y perseverante. También me gustaría mencionar a mis abuelos Raúl y Sofía, ya que ellos son la mano cariñosa que me sujeta, alienta y guía.

Inmensas gracias a todo el cuerpo docente de la Universidad Mayor, en especial a mi profesor guía Javier Reyes por la buena onda, entrega de conocimiento y total disposición. La buena energía y la pasión para enseñar de la mayor parte de los profesores generaron en mí el amor por el conocimiento que tengo hacia las ciencias de la tierra.

Mención especial a todos mis compañeros de universidad de la escuela de geología, en especial a los que me brindaron su amistad tras los largos años de estudio. Gracias a ellos pude afrontar de mejor manera las adversidades del camino académico de la carrera y me motivaron a seguir adelante.

Agradecer también a mis amigos de colegio, pichangas y demás, que me aguantaban cuando hablaba sobre geología en los momentos más inoportunos. A los miembros de la comisión Luis Lara y Gabriel Orozco por la buena disposición y la información entregada.

Agradezco al Instituto Antártico Chileno por financiar esta memoria de título a través del apoyo entregado al proyecto RT_56-18 “Time constraints for Quaternary volcanism and tectonics in the Bransfield and Larsen rifts, Antarctica”, en el cual se enmarca este trabajo.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.

Formulación del problema.

La Península Antártica es una zona tectónica y magmática activa con una vigente actividad sísmica local y un registro histórico de actividad volcánica que sigue creciendo hasta el día de hoy (González Ferrán, 1984). La variabilidad composicional de las rocas volcánicas expuestas en esta zona es consecuencia de su compleja evolución geodinámica posterior al desmembramiento de Gondwana durante el Jurásico Inferior (Hole et al., 1994) producto de los constantes movimientos de las placas tectónicas bajo el extremo norte de la península los cuales han generado distintos ambientes favorables para la generación de magmatismo con distintas características petrológicas a lo largo del periodo geológico comprendido entre el Jurásico Inferior al Holoceno.

Actualmente las manifestaciones volcánicas se restringen a centros eruptivos activos presentes en lineamientos dispuestos de manera sub paralelas entre sí, con una orientación NE-SW correspondientes a los rifts de Bransfield, Larsen y JRIVG (Figura 1). La asociación de estos lineamientos a zonas de divergencia y/o expansión de fondo oceánico fueron propuestas en primera instancia por Barker & Griffith, 1972; González-Ferrán, 1984 y posteriormente comprobadas a través de análisis geofísicos por Lawver et al., 1996; González Casado, 2002; Almendros et al., 2020 y Anabalón, 2021.

El mecanismo tectónico responsable de generar el magmatismo actual en la zona se asocia principalmente a procesos de extensión de tras arco consecuencia del cambio en la dinámica de la zona de subducción en la presente en las Islas Shetland del Sur (Figura 1) y a movimientos trascurrentes sinestrales entre la placa Scotia y Antártica, las cuales generan tras tensión con orientación NW-SE en el mar de Weddell al noroeste de la península Antártica (Lawver et al., 1995; Gonzalez Casado, 2002).

A pesar de la cercanía geográfica de estas zonas de expansión, algunas similitudes en las características geoquímicas de sus productos y sus edades similares, probablemente estas estén vinculadas a procesos geotectónicos diferentes (Hole et al.,1984). Por un lado, los basaltos y

andesitas presentes en el Rift de Bransfield son consecuencia de procesos de extensión de tras arco generados por el cambio y cese de la zona de subducción presente en las Islas Shetland del Sur (Keller et al.,2012). Los basaltos alcalinos dispuestos en JRIVG entraron en erupción de manera contemporánea a la subducción y se asocian principalmente a la fusión de zonas profundas del manto consecuencia del adelgazamiento cortical provocado principalmente por el retroceso de losa de la zona de subducción (Haase & Beier., 2021). Finalmente, las manifestaciones volcánicas del rift Larsen lugar donde se sitúan las islas Seal Nunataks, son basaltos alcalinos post subducción los cuales están relacionados con el cese de la subducción, la formación una “slab window” (ventana de losa) y la fusión, surgencia y descompresión de la astenosfera debajo de la losa (Hole et al.,1984).

El rift Príncipe Gustav el cual forma parte de JRIVG, corresponde a una zona de expansión de fondo oceánico (Barker & Burrell., 1977), ubicado al este de la Península Antártica con una orientación SW-NE, comprendido por una serie de islas de origen volcánico las cuales se extienden desde la isla Long Island, pasando por la península de Tabarín hasta los centros eruptivos más contemporáneos como Cape Purvis y Paulet. En base a las similitudes de características petrográficas y geoquímicas en escasas muestras de dichos volcanes (Ejemplos Barker & Burrell., 1997; Smellie et al., 2006; Kraus et al.,2013) se asocia el magmatismo presente en el Rift Príncipe Gustav como parte del JRIVG (Barker et al.,1982; Hole et al., 1994; Lawver et al., 1995; Smellie et al.,2006; Košler et al., 2009; Smellie., 2021; Hasee & Beier.,2021). El ambiente tectónico específico en el cual se enmarca la actividad volcánica presente en JRIVG y por lo tanto de los centros eruptivos más contemporáneos del Rift Príncipe Gustav, no está del todo definido y se relaciona a un ambiente de carácter divergente asociado a procesos extensionales de tras arco dispuestos dentro de una placa tectónica (Ejemplos Košler et al., 2009; Kraus et al., 2013). Sin embargo, la correlación directa entre el magmatismo presente en el Rift Príncipe Gustav con JRIVG carece de sustento debido a la falta de un mayor muestreo, y por lo tanto el ambiente tectónico entendido para los centros eruptivos Cape Purvis y Paulet no se conoce del todo y se encuentra abierto a debate.

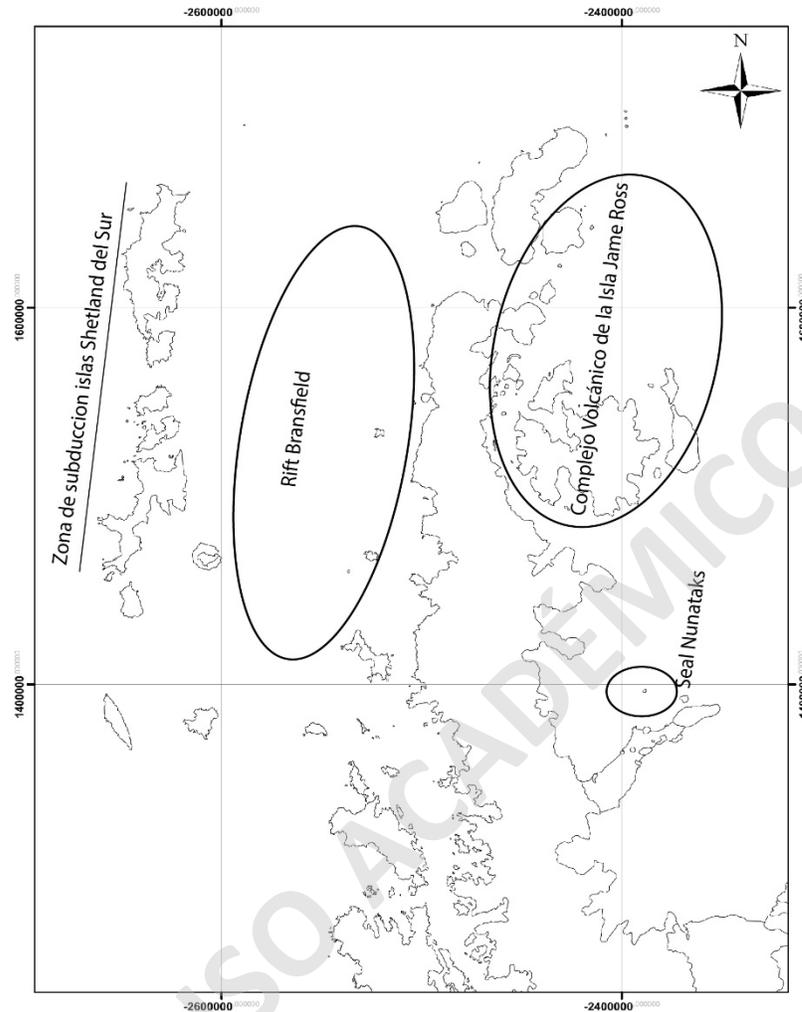


Figura 1: Ubicación espacial de los volcanes Cape Purvis y Paulet, islas de referencia y bases cercanas en la Península Antártica.

Los volcanes Cape Purvis y Paulet ($63^{\circ}28'31$ S, $55^{\circ}53'32$ O; $63^{\circ}34'83$ S, $55^{\circ}47'32$ O) son centros eruptivos de edad Plioceno a reciente (Barker, 1982; Smellie et al., 2006), que forman parte del rift activo Príncipe Gustav. Esta zona de expansión ha sido escasamente estudiada producto de las adversas condiciones climáticas de la zona y sus escasos afloramientos de roca disponibles. Es por esto que aspectos como; el ambiente tectónico, la evolución magmática y los procesos petrogenéticos que interfieren en la química final, no han sido aclarados en base al espectro composicional que abarcan sus productos. Este hecho, sumado a las nuevas campañas de terreno las cuales han logrado recolectar muestras inéditas de los centros eruptivos Cape Purvis y Paulet,

ofrecen la oportunidad de entender los procesos geológicos que interfieren en la composición química del volcanismo presente en este sector.

Este estudio pretende aportar nuevos antecedentes con el fin de comprender el ambiente tectónico en el cual se enmarca el magmatismo presente en el Rift Príncipe Gustav y proporcionar una actualizada visión del ambiente que origina la actividad volcánica en la zona a través de las características petrogenéticas de sus productos volcánicos. A su vez, el entender la composición de elementos mayores y traza presentes en los productos de los centros eruptivos más contemporáneos del Rift Príncipe Gustav, permitirá identificar las características composicionales de la fuente involucrada.

Hipótesis de trabajo.

El ambiente tectónico que da origen al magmatismo bajo los centros eruptivos Cape Purvis y Paulet, corresponde a un ambiente tipo intra-placa con una leve influencia de componentes de subducción vinculadas al régimen extensional de tras arco que propicia el magmatismo. La composición química de sus productos indicaría bajos grados de fusión parcial de una fuente enriquecida tipo HIMU, EMI o EMII. La evolución magmática de estos volcanes es consecuencia exclusiva de pequeñas variaciones en los procesos petrogenéticos principales como cristalización fraccionada y grado de fusión parcial.

Objetivos.

Objetivo General.

Entender el ambiente tectónico y la petrogénesis del magmatismo que da origen a la actividad volcánica de los centros eruptivos Cape Purvis y Paulet.

Objetivos Específicos.

1. Entender la petrografía y geoquímica de roca total de los productos volcánicos provenientes de los centros eruptivos Cape Purvis y Paulet.

2. Comprender los principales procesos que controlan la evolución magmática de cada centro eruptivo y determinar los mecanismos petrogenéticos involucrados.
3. Inferir características de las fuentes del manto involucradas y el grado de fusión parcial que origina el magma.
4. Identificar el ambiente tectónico que da origen a la actividad magmática presente en Rift Príncipe Gustav.

Metodología

Para llevar a cabo la realización de este estudio, se dividieron las actividades en base a tres etapas. Un periodo de recopilación y análisis bibliográfico con énfasis en identificar aspectos geológicos que contribuyan a realizar los objetivos y alcances del estudio. Una etapa de terreno y preparación de muestras en la cual se recopilaron las rocas volcánicas a analizar y posteriormente se prepararon para la confección de cortes transparentes y análisis químico. Finalmente, una etapa donde se llevó a cabo la confección de cortes transparentes y la implementación de técnicas analíticas para obtener la química de roca total en las muestras.

Recopilación y análisis bibliográfico:

Se recopilaron antecedentes bibliográficos relacionados con el tema de investigación y la zona de estudio, los cuales abarcan las asociaciones petrogenéticas de los productos volcánicos presentes en la Península Antártica, los rasgos evolutivos del magmatismo, la evolución geológica de la península Antártica y las variaciones en el espectro composicional acorde al marco cronoestratigráfico en el cual se enmarca la investigación.

Trabajo de terreno y preparación de muestras.

Trabajo de terreno.

En el verano del 2020 se llevó a cabo una campaña de terreno organizada por el Instituto Antártico Chileno (INACH) en el marco de la Expedición Científica Antártica 56 (ECA56), en la que participaron los geólogos Luis Lara y Gabriel Orozco, ambos investigadores del proyecto INACH RT_56-18, con el fin de realizar un muestreo de los centros eruptivos Cape Purvis y Paulet. La expedición a la Isla Dundee y Paulet, lugares donde se sitúan los volcanes respectivamente, se llevó a cabo en primera instancia por vía marítima con ayuda del buque AP-41 Aquiles perteneciente a la Armada de Chile, para posteriormente acceder a las zonas de estudio en helicóptero despegando desde el buque hacia el destino. La visita hacia ambos centros eruptivos se realizó de forma simultánea y el muestreo se concentró específicamente en recolectar muestras frescas representativas de distintos periodos eruptivos de acuerdo con su disposición volcano-estratigráfica y factibilidad de acceso.

Preparación de muestras.

La preparación de muestras fue elaborada por el geólogo Javier Reyes en el laboratorio del SERNAGEOMIN ubicado en Til Til 1993, Ñuñoa, Santiago y consistió en la limpieza de muestras, chancado con martillo geológico y selección de fragmentos sin evidencia de alteración para la elaboración de cortes transparentes junto con la separación de fragmentos menores a 2 cm sin evidencia de alteración y con pocas vesículas para análisis químico. Posteriormente los fragmentos destinados para cortes transparentes se enviaron a los laboratorios J&J Geominerals ubicado en Av. Matías Cousiño #716, Santiago, Chile y los fragmentos seleccionados para análisis químico se enviaron a los laboratorios Acme ubicados en Vancouver, Canadá.

Confeción de cortes transparentes y análisis químico.

Con el fin de conocer las características petrográficas de las rocas una vez finalizada la campaña de muestreo, se dio paso a la confección de cortes transparentes a través de una preparación estándar. Por otro lado, para reconocer las características petroquímicas y los procesos

petrogenéticos que gobiernan el magmatismo en los centros eruptivos investigados, se realizaron análisis geoquímico de roca total para elementos principales y traza de tres muestras recolectadas del volcán Cape Purvis y nueve muestras extraídas de la isla Paulet. Este procedimiento fue llevado a cabo por los laboratorios AcmeLabs ubicados en Vancouver, Canadá a partir de la pulverización de chips de rocas de aproximadamente 2 cm. Los elementos mayores fueron analizados a través de ICP-OES y los elementos traza mediante ICP-MS. La exactitud y precisión de los análisis son calculados mediante la medición de muestras en blanco, estándar y duplicados proporcionados por el laboratorio. Los límites de detección varían de 0.01 a 0.04 wt% para elementos mayores y de 0.01 a 1 ppm para elementos traza. El cálculo de la masa perdida por carburación o ignición, en sus siglas en ingles LOI (Loss on ignition), se determinó calentando la muestra a una temperatura estándar de 1000 °C al mismo tiempo que se miden los parámetros de humedad y los elementos volátiles que se liberan.

Ubicación y zona de acceso

Los volcanes Cape Purvis y Paulet se encuentran en el Mar de Weddell, al este de la Península Antártica, a unos 50 km de la Península de Tabarín y unos pocos kilómetros al sur de la isla Joinville (Figura 2). El acceso a estos centros eruptivos se puede realizar por vía marítima a través del canal Príncipe Gustav y el Paso Antártica o por vía aérea desde las principales bases de aterrizajes presentes en el norte de la Península Antártica (Bases O'Higgins, Chile y Esperanza, Argentina) o en la Isla Seymour (Base Marambio, Argentina).

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.

Magmatismo y tectónica de placas.

La tectónica de placas es una teoría que explica de modo elegante muchos de los procesos naturales presentes en la Tierra. Uno de los fenómenos geológicos que se encuentra indiscutiblemente ligado al movimiento de las placas tectónicas y plumas provenientes del manto, es el magmatismo activo a lo largo del planeta (Wilson., 1989). La actividad volcánica contemporánea no se encuentra repartida al azar en la superficie terrestre, sino que se halla sobre las zonas de actividad sísmica las

cuales concuerdan en su mayoría con los límites entre placas (Figura 2). Más del 90% de la actividad ígnea reciente se localiza en o cerca de límites de estas placas litosféricas (Cepeda., 1985).

Sobre la base del entorno tectónico en el cual se sitúa la actividad magmática contemporánea se pueden definir al menos cuatro tipos distintos de ambientes tectónicos:

1. Márgenes de placas constructiva: Este entorno tectónico se sitúa en límites divergentes dentro, o entre placas tectónicas donde se sitúan comúnmente sistemas de dorsal oceánica o cuencas de tras arco.
2. Márgenes de placas destructiva: Se da por la convergencia entre dos placas tectónicas las cuales dan origen a arcos insulares o arcos continentales activos.
3. Ambiente intra-placa oceánica: Se da al interior de una placa tectónica de carácter oceánico el cual puede dar lugar a montes submarinos o islas oceánicas.

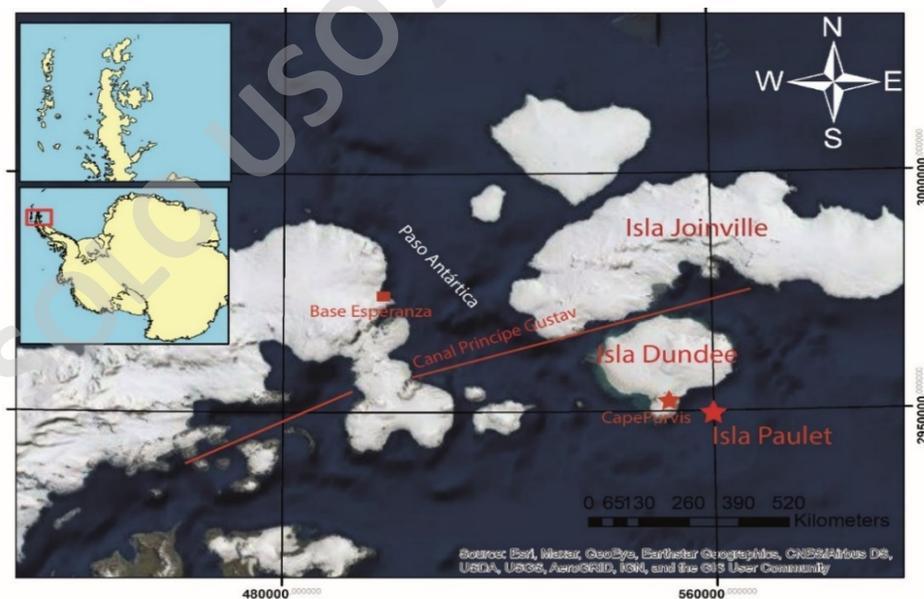


Figura 2: Ubicación espacial de los volcanes Cape Purvis y Paulet, islas de referencia y bases cercanas en la Península Antártica.

4. Ambiente intra-placa continental: Magmatismo al interior de una placa de carácter continental. Entre ellas se incluye las provincias continentales basálticas y las zonas de rift continental.

Los distintos escenarios tectónicos producen rocas ígneas con rasgos composicionales diferentes, denominados como asociaciones o características petrogenéticas. Los estudios petrogenéticos implican la caracterización de las regiones tectónicas que dan origen a los magmas, las condiciones de fusión parcial y el grado de modificación posterior a la génesis del magma primario durante su transporte y almacenamiento (Wilson., 1989). Dichos estudios a modo general se basan en observaciones de campo, mapeo geológico, muestreo y caracterización composicional de elementos mayores, menores, traza e isótopos, acompañada comúnmente de dataciones radiométricas en las rocas ígneas presentes en una zona determinada.

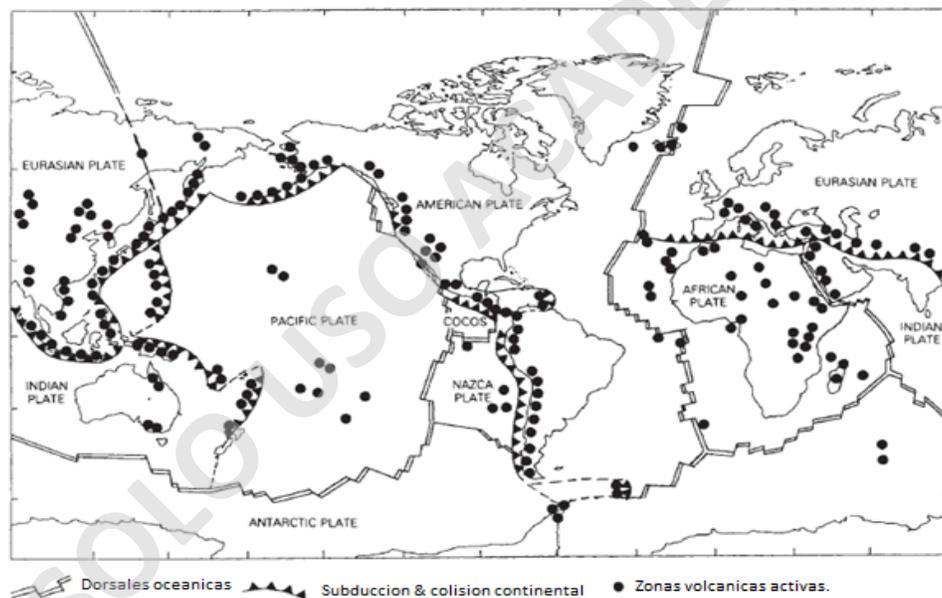


Figura 3: Ilustración de los diversos ambientes tectónicos y la ubicación de las distintas placas. Fuente: Wilson., (1989).

Ambientes tectónicos.

Considerando la ubicación, disposición espacial y la geomorfología de las zonas de divergencia presentes en la península Antártica, existen dos posibles ambientes tectónicos los cuales, en base a

su modelo geológico y las características petrogenéticas de sus productos, podrían ser los responsables de generar el magmatismo presente en la zona de estudio.

Cuencas de tras arco.

Las cuencas de tras arco, son cuencas ubicadas detrás de cordones volcánicos tipo arco de islas (Karig., 1971). Estas cuencas se originan producto de procesos extensionales en un ambiente tectónico de carácter divergente asociado a expansión de lecho marino, muy similares a los que ocurren en las dorsales oceánicas (Wilson.,1989). Su origen extensional es apoyado por la presencia de un alto flujo de calor subyacente en compañía de lineamientos magnéticos similares a los observados en la corteza oceánica normal (Barker & Griffiths., 1972).

La mayor parte de las cuencas de tras arco ubicadas en el planeta presentan una dirección de expansión aproximadamente perpendicular a la fosa, lo que sugiere una relación íntima con la dinámica del sistema de subducción (Wilson., 1989). Es por esto que los modelos petrogenéticos presentan diferencias fundamentales en los procesos de generación de magma, composición de la fuente, profundidad y grados de fusión parcial, con respecto a una dorsal oceánica normal (Best., 2003).

En su mayoría todas las áreas de extensión que generan estas cuencas se superponen a zonas de subducción con un ángulo de inclinación mayor a 30° típicamente asociado al descenso de una corteza fría y densa, con edades mayores a 55 Ma (Sdrolias & Dietmar, 2006). Los procesos petrogenéticos como variaciones en el grado de fusión parcial, cristalización fraccionada y la contaminación del magma con rocas de la corteza o sedimentos presentes en la cuenca de tras arco, son los principales factores que controlan la composición química final de los magmas que forman los centros de propagación (Woodhead et al., 1993). Por otro lado, la composición de la fuente subyacente se puede entender por al menos 3 procesos: (1) La composición del manto astenosférico previa a la subducción; (2) El flujo de los componentes de subducción al sistema arco- cuenca; (3) La naturaleza de la interacción entre el manto y los componentes de subducción (Figura 4) (Pearce & Stern., 2006).

El metasomatismo entre la corteza subductada y la astenósfera puede afectar el proceso de generación de magma y producir productos volcánicos con características geoquímicas de transición entre basaltos de dorsal oceánica (MORB) y arco de islas (IAB) (Saunders & Tarney, 1979). A pesar de lo anterior, los fluidos provenientes del slab no están necesariamente involucrados en su petrogénesis, en especial cuando las manifestaciones magmáticas se encuentran alejadas de la fosa (Saunders & Tarney, 1979; Hole et al., 1984; luego Košler et al., 2009).

Los productos volcánicos presentes en las cuencas de tras arco se caracterizan por ser basaltos con un rango composicional desde toleíticos bajos en K hasta basaltos sub alcalinos. Por lo general la composición de elementos mayores para los centros de expansión cerca de la fosa se asemejan a MORB y IAB, aunque tienden a tener contenidos de álcali ligeramente más altos (Wilson., 1989). Por otro lado, el contenido promedio de elementos mayores en productos volcánicos sin evidencia de contaminación se asemeja a MORB-N (Taylor & Martinez, 2003).

La geoquímica de elementos traza en estos basaltos es claramente compleja y su petrogénesis puede involucrar fuentes de manto tipo MORB empobrecida y una fuente más enriquecida similar a la presente en basaltos de islas oceánicas (Wilson., 1989). Las principales características geoquímicas de elementos traza muestran la transición de los productos entre MORB y IAB, evidenciada por el enriquecimiento de elementos móviles de alto radio iónico (LILE) como Sr, K, Rb, Ba y empobrecimiento de elementos inmóviles de alta intensidad de campo (HFSE) como Nb y Ta, ambas atribuidas a la adición de fluidos proveniente del margen convergente a la fuente del manto subyacente (Pearce & Stern, 2006). Sin embargo, cuando la contaminación proveniente de los fluidos de subducción se encuentra ausente, el enriquecimiento relativo de elementos incompatibles no se genera selectivamente en LILE y carece de empobrecimiento significativo en HFSE (Figura 5) (Saunders & Tarney., 1979; Hole et al., 1994; Shinjo & Kato., 2000; Košler et.al, 2009).

Con respecto a la composición isotópica radiogénica de los productos en tras arco, estos se caracterizan por presentar bajas proporciones de Sr^{87}/Sr^{86} en comparación con los productos de IAB. Esta diferencia se asocia principalmente al mayor grado de contaminación por fluidos provenientes del slab en los productos de arcos de isla (Gill., 1976). Por otro lado, las proporciones

de las razones isotópicas tanto de Sr^{87}/Sr^{86} como Nd^{143}/Nd^{144} en basaltos de cuencas de tras arco se asemejan a los rangos dispuestos para OIB y AIB.

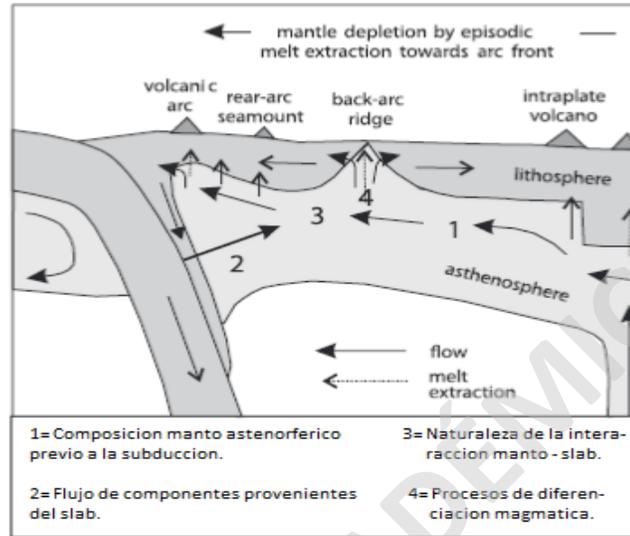


Figura 4: Diagrama esquemático de los principales factores que inciden en la composición química final de los productos volcánicos presentes en cuencas de tras arco. Fuente: Pearce & Stern (2003).

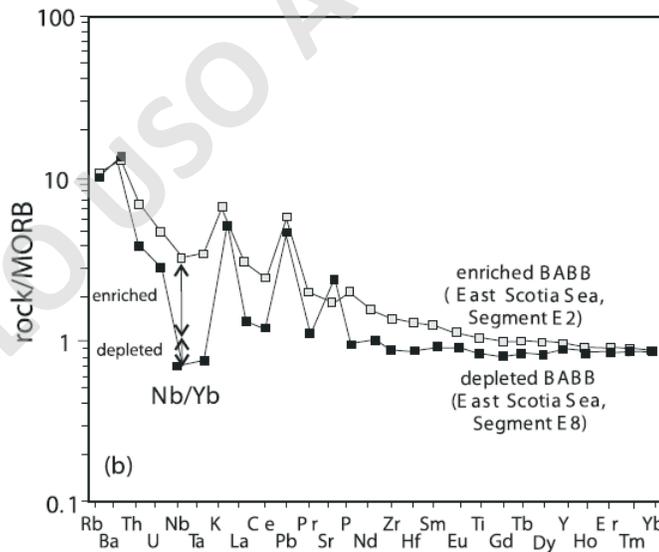


Figura 5: Basaltos de cuencas de tras arco de la cuenca East Scotia Sea, la cual muestra el tipo de basalto enriquecido (enriched BABB) y basalto de tras arco empobrecido (depleted BABB) normalizados a MORB-N (Sun & McDonough, 1989) y normalizados a $Yb = 1$. Datos de Fretzdorff et al. [2004], Leat et al. [2000], Pearce et al. [1995], Peate et al. [1997], Turner et al. [1997]. Fuente: Pearce & Stern, 2006.

Magmatismo oceánico intra-placa.

Alrededor del 90% de la actividad volcánica se restringe a las zonas limítrofes entre las distintas placas tectónicas. Sin embargo, en ocasiones se pueden originar procesos magmáticos dentro de estas placas que, en caso de producirse en una placa de carácter oceánico, son capaces de generar islas oceánicas y montes submarinos. Los montes submarinos son estructuras volcánicas submarinas, morfológicamente similares a los volcanes de escudo sub-aéreos que nunca crecen sobre el nivel del mar. En contraste los volcanes de islas oceánicas son estructuras inmensas que se elevan hasta 1000 metros sobre el nivel base del fondo oceánico adyacente.

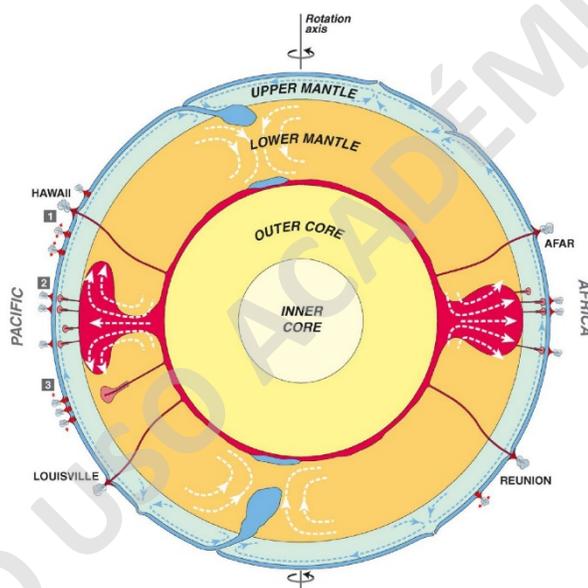


Figura 6: Ilustración esquemática de la tierra con su respectivo eje de rotación, manto superior e inferior y la proveniencia de los tres tipos de plumas siendo 1: plumas "primarias", 2: plumas "secundarias" y 3: plumas terciarias. Fuente: Imagen extraída de Courtillot et al., 2003.

El modelo petrogenético intraplaca en el cual se enmarcan las islas oceánicas y montes submarinos, es un tema controversial y ampliamente discutido en ciencias de la Tierra. La propuesta actual propone la existencia de tres tipos de hot spots o puntos calientes, los cuales se originan en diferentes partes del manto. Hot spots provocados por plumas "primarias" que se originan en la capa límite del manto inferior, hot spots por plumas "secundarias" las cuales provienen de la zona de transición entre el manto superior e inferior y por ultimo los hotspots "terciarios" los cuales

pueden tener un origen superficial y se encuentran asociadas a tensiones en la litosfera y descompresión adiabática (Figura 6) (Courtillet et al., 2003).

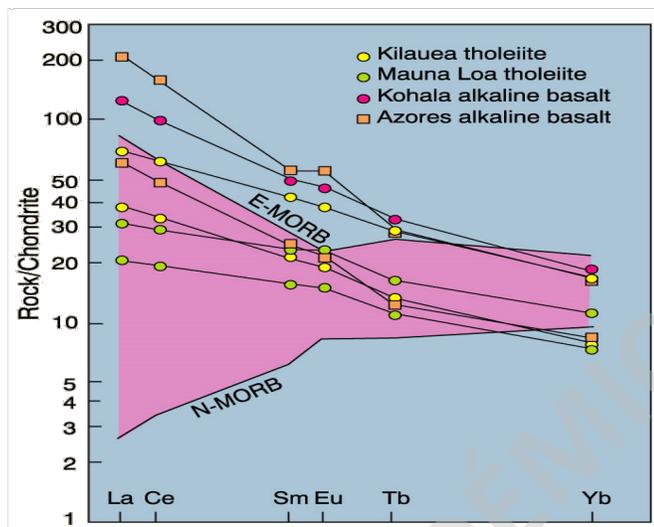


Figura 7: Abundancia de elementos incompatibles normalizados composiciones condrito c1, datos de MORB -N, MORB-E (Sun & McDonough, 1989) y productos típicos de basaltos OIB proveniente de Hawái (Clague & Frey, 1982). Fuente: Wilson (1989) modificado por Winter, 2014.

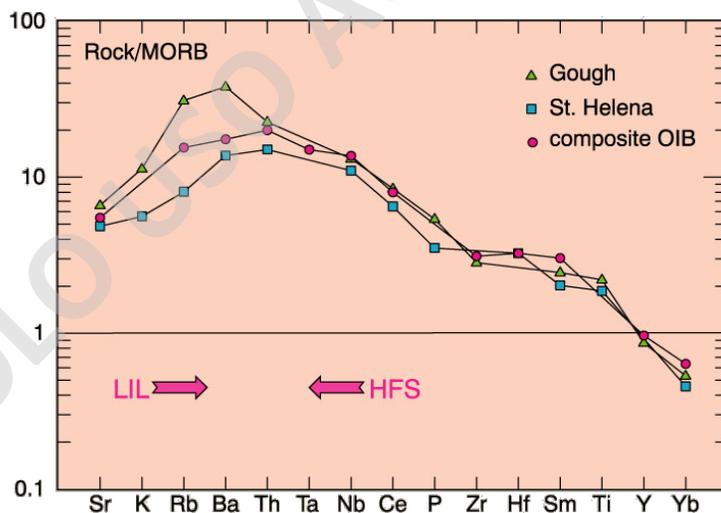


Figura 8: Gráfico el cual muestra la concentración de tierras raras ligeras y pesadas presentes en magmatismo tipo OIB normalizados a Morb-N de Sun & McDonough, 1989. Fuente: Wilson (1989) modificado por Winter, 2014.

Los productos volcánicos OIB, se caracterizan en mayor parte por ser basaltos con firmas tóxicas y alcalinas. Estos presentan un enriquecimiento relativo de TiO_2 y K_2O con respecto a MORB y tienen contenidos de Al_2O_3 más bajos asociados posiblemente a la diferencia composicional en la fuente (Yaoling Niu et al., 2003). A modo general estos basaltos presentan un enriquecimiento en los elementos más incompatibles con respecto a MORB (Figura 7), así como de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) (Figura 8). Por otro lado, pueden presentar empobrecimiento de Eu, Cr y Ni por cristalización fraccionada a alta presión de plagioclasa, espinela rica en Cr y olivino durante el ascenso (Wilson., 1989).

Con respecto a la composición isotópica en OIB, estos por lo general son particularmente diferentes a MORB producto de las particularidades y heterogeneidades composicionales de la fuente que las generan (Niu et al., 2011). A grandes rasgos dichos productos volcánicos tienden a presentar razones isotópicas inferiores de Nd^{143}/Nd^{144} y mayores de Sr^{87}/Sr^{86} con respecto a MORB, asociado principalmente a la proveniencia de una fuente enriquecida similar a las composiciones del manto primordial (Sun., 1980).

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO.

Generalidades.

El volcanismo activo presente en el sector norte de la Península Antártica se restringe a tres zonas de expansión de fondo oceánico definidas como Rifts Bransfield, Príncipe Gustav y Larsen (Figura 9). La vigente actividad volcánica se encuentra principalmente en las islas Decepción, Pingüin, Bridgeman y montes submarinos; partes del rift Bransfield, Cape Purvis y Paulet ubicados en el rift nororiental Príncipe Gustav y el grupo volcánico Seal Nunataks pertenecientes a Larsen Rift, con actividad desde el Neógeno hasta reciente (Kraus et al., 2013). Este volcanismo se genera como consecuencia del cambio en las condiciones tectónicas, desde una subducción activa con magmatismo calcoalcalino propios de un ambiente de subducción de carácter oceánico, hacia un magmatismo basáltico alcalino asociado a un ambiente tectónico divergente producido en el tras arco (Gonzalez Ferrán., 1984).

Si bien existe una extensa literatura sobre el rift de Bransfield y el vulcanismo cuaternario asociado, la literatura sobre JRIVG es mucho más escasa y el pequeño registro geológico de sus productos volcánicos se compone de datos recolectados por Barker & Burrell, 1997; Smellie et al., 2006; Kosler et al., 2009 y Kraus et al., 2013.

Marco Geotectónico.

La compleja evolución individual de la península Antártica comenzó junto con el desmembramiento de Gondwana en el Jurásico Inferior. Este territorio probablemente migró durante el periodo comprendido entre el Jurásico inferior y Jurásico superior, separándose del margen Pacífico de Gondwana e iniciando la apertura del actual Mar de Weddell (Barker & Hill., 1981; Kraus et al., 2010). La zona occidental de la Península Antártica ha presentado una subducción activa mayor a 200 Ma (Barker & Hill., 1981) y durante el Jurásico y Cretácico superior las placas Pacífico, Farallon y Fénix probablemente formaron un punto triple (Larson & Chase, 1972).

Durante el Cretácico inferior y el Eoceno, los segmentos de la dorsal Pacífico- Fénix colisionaron con el área occidental de la Península Antártica (Figura 10) (Bradshaw, 1989), luego la placa se desplazó hacia el noroeste (Figura 10b) y fue remplazada sucesivamente por segmentos de las dorsales Pacífico- Fénix y Antártica- Fénix (Figura 10c) (Cande & Mutter., 1982). Como consecuencia de esta segmentación, parte de la corteza oceánica generada por la dorsal Pacífico - Fénix fue agregada a la placa Antártica en un proceso que perduró hasta hace aproximadamente 47 Ma (Figura 10d) (Kraus, 2010). La placa Fénix o Aluk, remanente de dicho proceso, comenzó a subducir bajo la placa Antártica en el margen Occidental del Rift Bransfield, generando un arco volcánico calcoalcalino representado por las Islas Shetland del Sur (Barker, 1982).

Hace aproximadamente 4 Ma el centro de propagación en la placa Fénix (Fénix – Antártica) ubicado al oeste del paso de Drake se extinguió y la fosa oceánica al noroeste de las Islas Shetland del Sur fue rellenada de sedimentos. Como consecuencia la subducción de las islas Shetland del Sur cesó o continúa en la actualidad a velocidades muy bajas (Barker., 1982). De manera consecutiva comenzó un régimen tectónico de carácter extensional en el tras arco, el cual genera

la apertura del actual Rift de Bransfield asociado a un sistema de fracturas en abanico que se abre hacia el sureste desde rift de Bransfield al de Larsen (González Ferrán., 1984), aunque evidencias sugieren que este margen extensional comienza durante el Oligoceno superior y alcanza su mayor actividad durante el Plioceno (Barker & Austin, 1994).

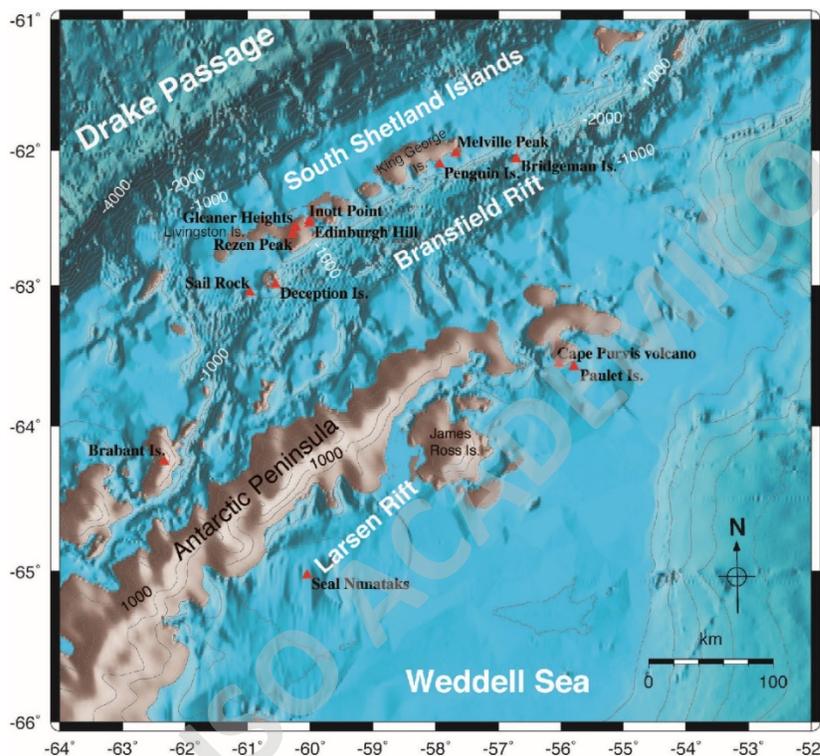


Figura 9: Mapa de la región del extremo norte de la Península Antártica, se muestran los centros eruptivos asociados al magmatismo basáltico alcalino con edades Pleistocenas hasta recientes. Se observa la presencia de las zonas de rift de orientación NE-SW de forma paralela correspondiente a los Rift Bransfield, Príncipe Gustav y Larsen. Fuente: Kraus et al., (2013).

Lawver et al., (1996) sugirió un modelo tectónico en el que el movimiento sinistral, determinado por mecanismos focales de sismos y análisis de fallas, entre las Placas de la Antártica y de Scotia, podría estar causando una extensión oblicua del margen continental de la Península Antártica, el cual generaría el régimen extensional de Bransfield propagando el régimen tectónico hacia los Rift Príncipe Gustav y Larsen. Esta extensión está empujando la Placa Fénix hacia el noroeste y produce compresión en el bloque de islas Shetland del Sur. La constante actividad volcánica actual y la

vigente actividad sísmica presente en los rifts de Bransfield, Príncipe Gustav y Larsen evidencian que estos procesos continúan en la actualidad, aunque a un ritmo más lento (Košler et al., 2009).

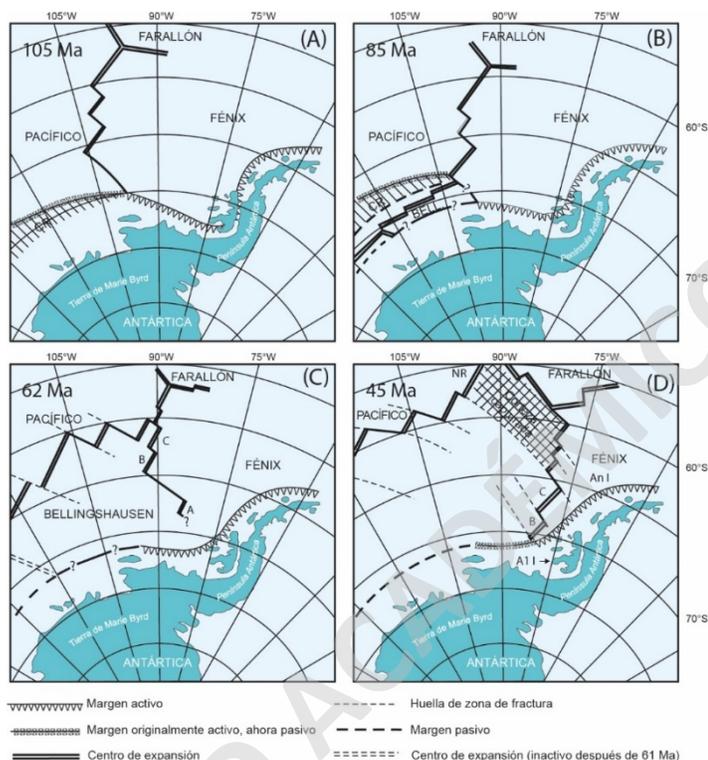


Figura 10: Resumen de la evolución geodinámica al noroeste de la Península Antártica. (a) Hace 105 Ma se aprecia el triple sistema entre las placas Pacífico, Fénix y Farallón, subducción activa de Fénix bajo la Península Antártica y la presencia de volcanismo activo asociado a la dorsal Pacífico- Fénix. (b) Posterior a la colisión de la dorsal Pacífico – Fénix con la fosa presente en la Península Antártica se da paso a la segmentación de la dorsal colisionada y comienza la segmentación por la dorsal Pacífico- Antártica y Antártica- Fénix. (c) Presencia de las dorsales Pacífico- Antártica y Antártica- Fénix, incorporación de corteza producida por la dorsal Pacífico-Fénix como parte de la placa Antártica. (d) Se observa casi la desaparición completa de la antigua dorsal Pacífico-Fénix, asimilación de corteza por parte de la placa Antártica. Fuente: Kraus et al., (2013).

Rift Bransfield.

El estrecho de Bransfield es un ejemplo de una cuenca de tras arco que se formó por rifting dentro de un arco volcánico continental (Lawver et al., 1995). Esta zona de fractura se encuentra entre las Islas Shetland del Sur y el límite norte de la Península Antártica. La extensión actual en esta zona comenzó de forma contemporánea al cese de la expansión de la dorsal Antártica - Fénix (Lawver et al., 1995). El registro volcánico presente abarca edades desde el Pleistoceno superior

hasta la actualidad, donde el vulcanismo se restringe a las islas Deception, Penguin y Bridgeman (Weaver & Saunders., 1979), en algunos lugares aislados en las islas King George, Livingston y Greenwich (Kraus et al.,2013) y varios montes submarinos entre las islas Decepción y Bridgeman (Keller et al.,2002).

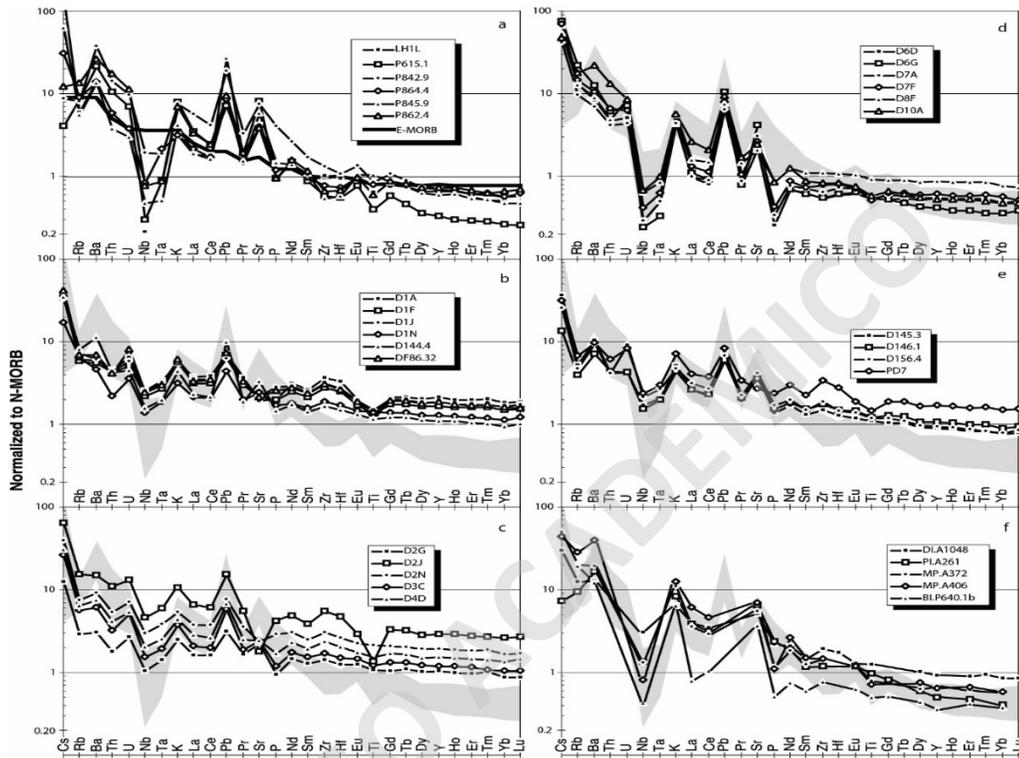


Figura 11: Gráficos de elementos múltiples normalizados por NMORB de (a) el arco de la isla Shetland del Sur y (b–f) muestras del estrecho de Bransfield (normalizadas a los valores de N-MORB de Sun y McDonough [1989]). La línea gruesa en la Figura 11a es el E-MORB de Sun y McDonough [1989]. El campo sombreado en las Figuras 11b-11f son los datos del Arco de las Shetland del Sur de la Figura 11a para comparar. Fuente: Keller et al.,2002.

La composición de los basaltos presentes en el Rift de Bransfield, puede variar desde aquellos que se asemejan a los basaltos creados por la fusión del manto superior empobrecido similar a una dorsal oceánica tipo MORB-N o a basaltos con signatures geoquímicas que reflejan la interacción de la litósfera subducida en la cuña del manto (Hole et al., 1994). Las rocas volcánicas presentes se caracterizan por ser basaltos y andesitas basálticas alcalinas y toleiticas exceptuando pequeñas muestras de composición andesítica y riolítica (Hole, 1994; Lawer, 1995; Keller et al., 2002; Kraus et al., 2013). El rango de enriquecimiento en elementos traza con respecto al manto primitivo

(Figura 11), es lo bastante anómalo para atribuir el enriquecimiento como consecuencia de procesos de cristalización fraccionada (Lawver et al., 1996).

Las relaciones isotópicas de Sr^{87}/Sr^{86} con respecto a Nd^{143}/Nd^{144} se extienden desde valores enriquecidos similares a arco de islas, hasta valores empobrecidos dentro del rango de MORB. Las relaciones isotópicas de Pb están en el extremo superior al límite del rango de MORB. Los valores anómalos altos de isótopos de plomo muestran una diferencia notable con otras cuencas de tras arco y se asocia a diferencias composicionales con una fuente enriquecida en Pb bajo el Rift de Bransfield (Keller et al., 2002).

Grupo volcánico isla James Ross.

El grupo volcánico de las Islas James Ross (JRIVG) aflora en el extremo norte de la Península Antártica, el Rift Príncipe Gustav y en numerosas islas de origen volcánico en el mar de Weddell (Figura 12). Las rocas volcánicas presentes se caracterizan por ser basaltos alcalinos análogos a otras manifestaciones volcánicas de similar composición en la zona. El ambiente tectónico propuesto para el magmatismo corresponde a un ambiente divergente de tras arco dentro de una placa tectónica correspondiente a las manifestaciones extensionales más alejadas de la fosa con un patrón químico composicional similar a OIB (Ejemplo; Hole et al., 1994; Keller et al., 2002; Košler et al., 2009).

La actividad volcánica comienza en el Mioceno y continua hasta el Cuaternario, siendo la roca más reciente fechada con una edad de 0.1 Ma en conos volcánicos ubicados en la Isla Paulet (Strelin et al., 1993). Para efectos prácticos se llevará a cabo la descripción aparte de los centros eruptivos pertenecientes al Rift Príncipe Gustav (Cape Purvis y Paulet) de JRIVG con el fin de especificar cuáles son las características geológicas propias de la zona de estudio, sin necesariamente abarcar todo el norte y este de la Península. Actualmente existe información disponible acerca de las características petrográficas y la edad que abarca el magmatismo presente en JRIVG. Sin embargo, se sabe poco de las características composicionales e isotópicas de esta (Ejemplos: Smellie, 1987; Smellie et al., 2006; Košler et al., 2009).

La composición de estas lavas es diferente de la composición de otras rocas volcánicas asociadas al magmatismo basáltico alcalino en la región, en particular a las rocas alcalinas que provienen del Rift Bransfield (Košler et al., 2009). Estas diferencias se atribuyen principalmente al menor grado de influencia del componente derivado de la corteza subductada que afecta la composición química en los basaltos de tras arco (Lawver et al., 1996; Smellie, 2021).

Los productos presentes en JRIVG consisten principalmente en basaltos alcalinos y escasos basaltos toleíticos. Estas rocas contienen elevadas concentraciones de álcalis y sus relaciones K_2O/Na_2O son mayores en comparación a las rocas basálticas presentes en el Rift Bransfield. Por otro lado, sus contenidos de K_2O son considerablemente más altos a los productos calcoalcalinos de las Islas Shetland del Sur y se asemejan al magmatismo basalto alcalino de rift Bransfield en el contenido de elementos mayores (Figura 13) (Košler et al., 2009).

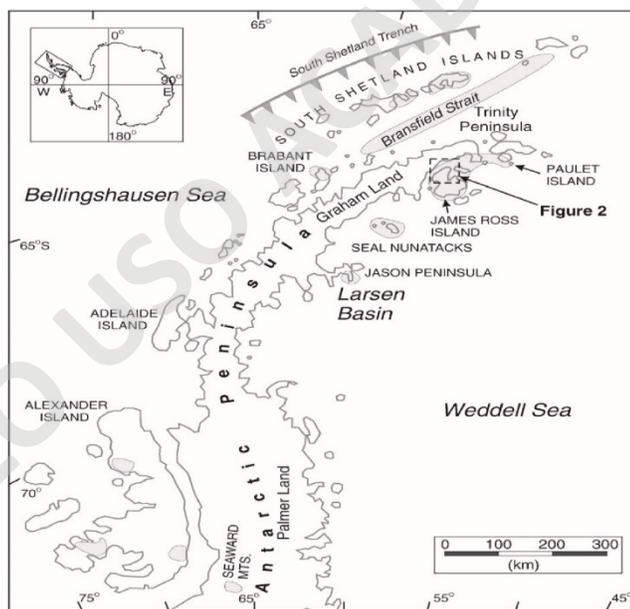


Figura 12: Mapa de la Península Antártica, los recuadros en gris representan la presencia de volcánico basáltico alcalino asociado a la extensión en el tras arco. En el recuadro con líneas punteadas se aprecia la Isla Jame Ross, luego el polígono sombreado de color gris que incluye dicha isla representa el complejo volcánico de la Isla James Ross (JRIVG). Fuente: Košler et al., 2009.

Los rasgos composicionales de elementos trazas muestran un enriquecimiento de 20 a 40 veces en elementos incompatibles, incluidos LREE con respecto al valor de manto primitivo (Saunders &

Tarney., 1979) y se desvían significativamente de la composición de MORB N y MORB E. La composición química de elementos traza en estos basaltos se asemejan a la composición OIB (basaltos de islas oceánicas) con excepción del marcado empobrecimiento de Rb, Ba, Th y P (Figura 14). Por otro lado, la ausencia del empobrecimiento en HFSE y los contenidos más altos de LREE, discriminan la composición de las lavas JRIVG de los basaltos alcalinos en Bransfield Rift (Figura 15) (Košler et al., 2009).

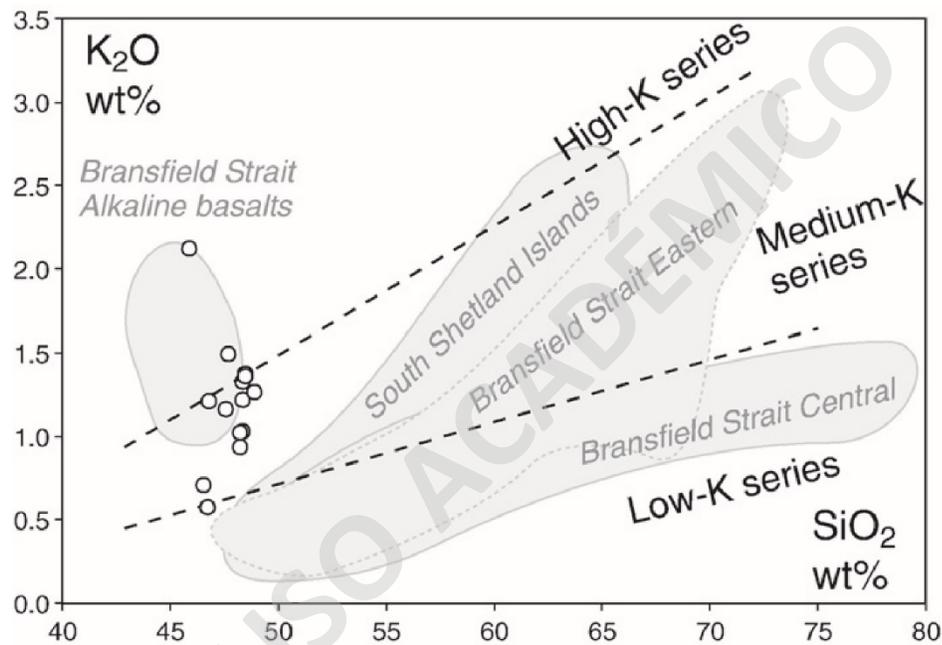


Figura 13: Contenido de elementos principales presentes en basaltos alcalinos en la parte norte de la Isla Jame Ross, la cual refleja su alto contenido de K_2O . Los campos de composición para el estrecho de Bransfield y las islas Shetland del Sur se trazan para comparar y se basan en datos de Tarney et al. (1982), Saunders y Tarney (1984), Smellie et al. (1984), Fisk (1990), Keller et al., (1992, 2002) y Fretzdorff et al. (2004). Los límites de los campos de composición se basan en Peccerillo y Taylor (1976). Fuente: Košler et al., 2009.

Las relaciones isotópicas de Nd^{143}/Nd^{144} y Sr^{87}/Sr^{86} en la mayoría de los basaltos en JRIVG son uniformes y se asemejan a la composición isotópica de las rocas volcánicas alcalinas de la Península Antártica (Ejemplo Hole et al., 1994). En caso particular, la concentración isotópica de Pb en JRIVG son bastante más altas en comparación con las Islas Shetland del Sur y Rift de Bransfield, por lo que se asume una fuente diferente para ambos sectores con un enriquecimiento de Pb en el manto subyacente a JRIVG (Košler et al., 2009).

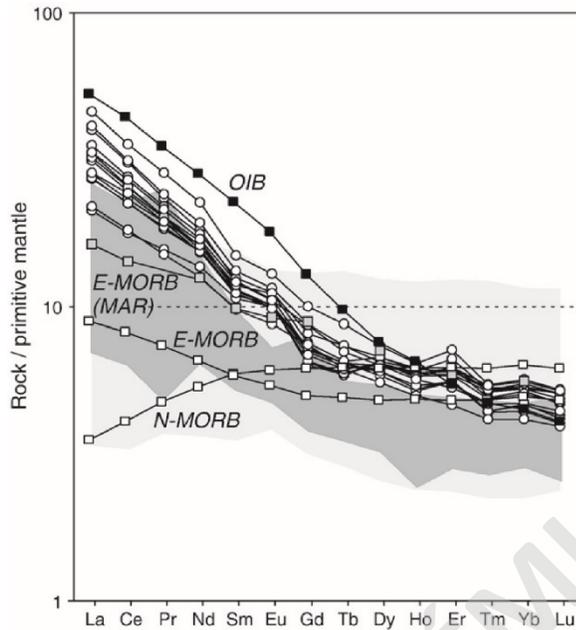


Figura 14: Composición de elementos traza de basaltos alcalinos en la parte norte de la Isla Jame Ross. Los datos están normalizados a la composición del manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). El campo de color gris oscuro corresponde a la composición de varios arcos de islas (Kelemen et al., 2003), las composiciones OIB y MORB son extraídas de Sun & McDonough, 1989). Fuente: Košler et al., 2009.

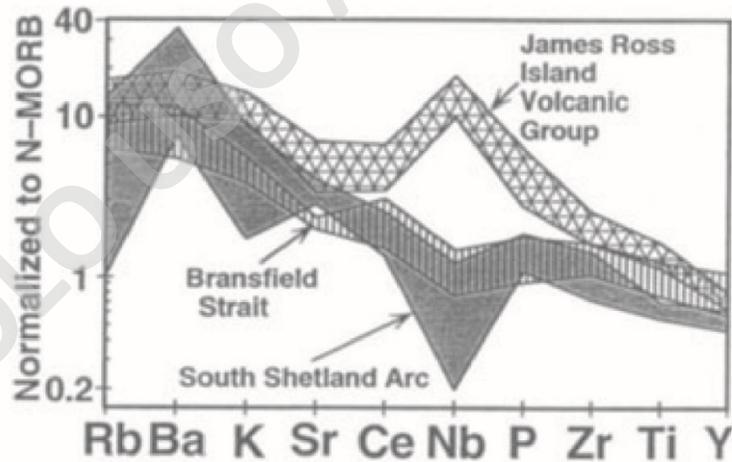


Figura 15: Gráfico de multielementos para Islas Shetland del Sur, Rift Bransfiel y JRIVG, normalizados por N-MORB (Saunders & Tarney, 1984). Fuente: Lawver et al., 1996.

Rift Príncipe Gustav: Cape Purvis y Paulet.

Al este de la Península Antártica, se encuentra el Rift Príncipe Gustav el cual se conforma por una serie de islas volcánicas orientadas con una disposición SW-NE desde la isla Long Island, pasando por la Península Tabarín hasta llegar a la Isla Paulet (Figura 16) (Gonzalez-Ferrán.,1984).

Las dataciones K-Ar para la mayoría de las Islas pertenecientes al Rift Príncipe Gustav abarcan edades que van desde el Plioceno superior hasta la actualidad, presentando actividad volcánica vigente en la Isla Paulet. En base a las edades de las islas asociadas al Rift Príncipe Gustav existe una evidente progresión unidireccional, desde los centros volcánicos del canal Príncipe Gustav (Long Island, Red Island, Vortex island, Corry Island) (2- 1.6 Ma), a través de la Península de Tabarín (1.69 – 1Ma) hasta los volcanes más recientes Cape Purvis y Paulet (132 ka – reciente) (Smellie et al., 2006) asociadas a una abertura de un sistema de fallas que avanza progresivamente hacia el este (González Ferrán., 1984; Smellie et al., 2006; Kosler et al., 2009; Haase & Beier., 2021).

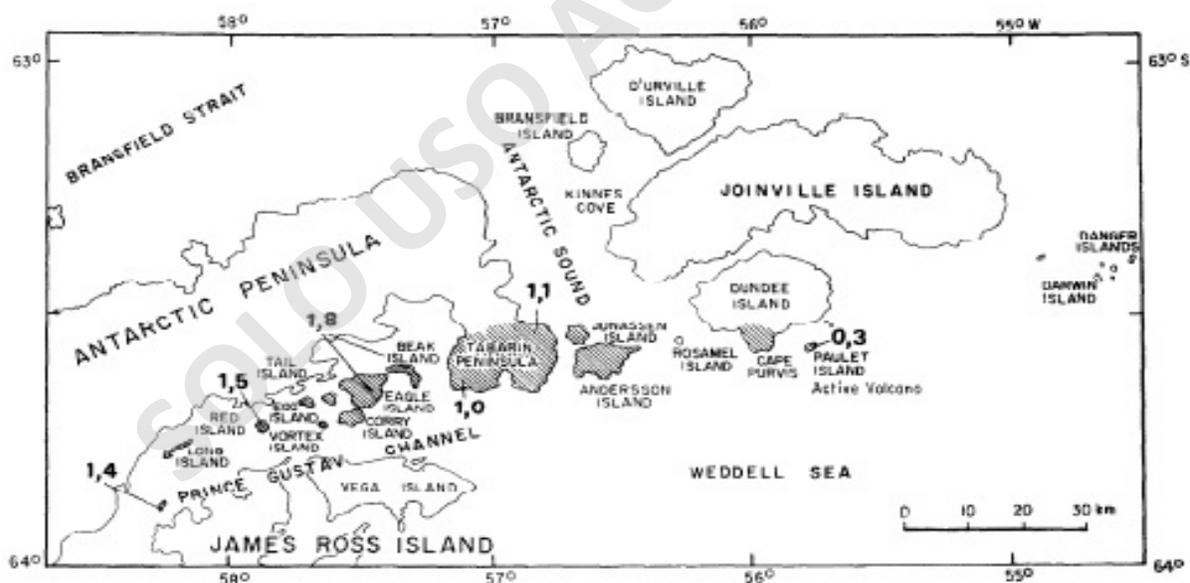


Figura 16: Distribución de las islas volcánicas parte del Rift Príncipe Gustav. Estas se extienden desde la Isla Long Island hacia Cape Purvis y Paulet a través del canal Príncipe Gustav. Fuente: Gonzalez- Ferrán (1984).

El Rift Príncipe Gustav forma parte de JRIVG en base a las similitudes petrográficas y geoquímicas entre sus productos volcánicos (Figura 17) (Hole et al., 1994; Košler et al., 2009; Kraus et al., 2013; Smellie., 2021; Haase & Beier; 2021).

Los volcanes Cape Purvis y Paulet son los centros eruptivos más recientes asociados al Rift Príncipe Gustav, estos se encuentran situados al costado del extremo norte de la península Antártica a unos 50 km de la península de Tabarín y unos pocos kilómetros al sur de la isla Joinville.

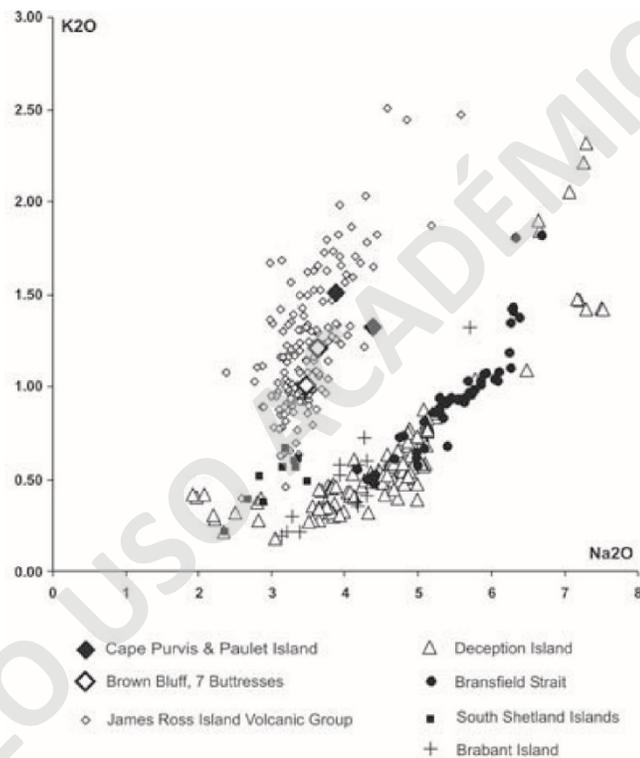


Figura 17: Grafico k_2O vs Na_2O para muestras provenientes de los volcanes Cape Purvis y Paulet, JRIVG, Deception Island (Smellie et al., 2002 y no publicado); Montes submarinos del estrecho de Bransfield (Keller et al., 2002); centros alcalinos y toleíticos en las Islas Shetland del Sur (Smellie inédito); e Isla Brabante (Smellie et al. 2006 e inédito). Se observa la similitud entre las muestras de Cape Purvis, Paulet y JRIVG. Fuente: Košler et al., 2009.

Los inusuales afloramientos de roca presentes en la isla Dundee, lugar donde se sitúa el centro eruptivo Cape Purvis, consisten en una sucesión de al menos 200 m compuestas de lavas tipo pahoe-hoe y hialoclastitas interrumpidas por capas de hielo que cubren ciertos sectores (Ejemplo

Barker & Burrell., 1977; Smellie et al., 2006). Los rasgos petrográficos presentes en las rocas del volcán Cape Purvis sugieren que gran parte de sus erupciones ocurrieron en un ambiente marino o subglacial (Barker & Burrell, 1977).

La información disponible a partir del análisis de elementos mayores presentes en los productos volcánicos analizados en los volcanes Cape Purvis y Paulet difieren entre sí. Las muestras analizadas provenientes de la Isla Paulet tienen una composición traquibasáltica con mayores contenidos de álcalis, mientras que las muestras del volcán Cape Purvis son basaltos y andesitas basálticas con menores contenidos de álcalis, pero mayores de SiO_2 (Figura 18).

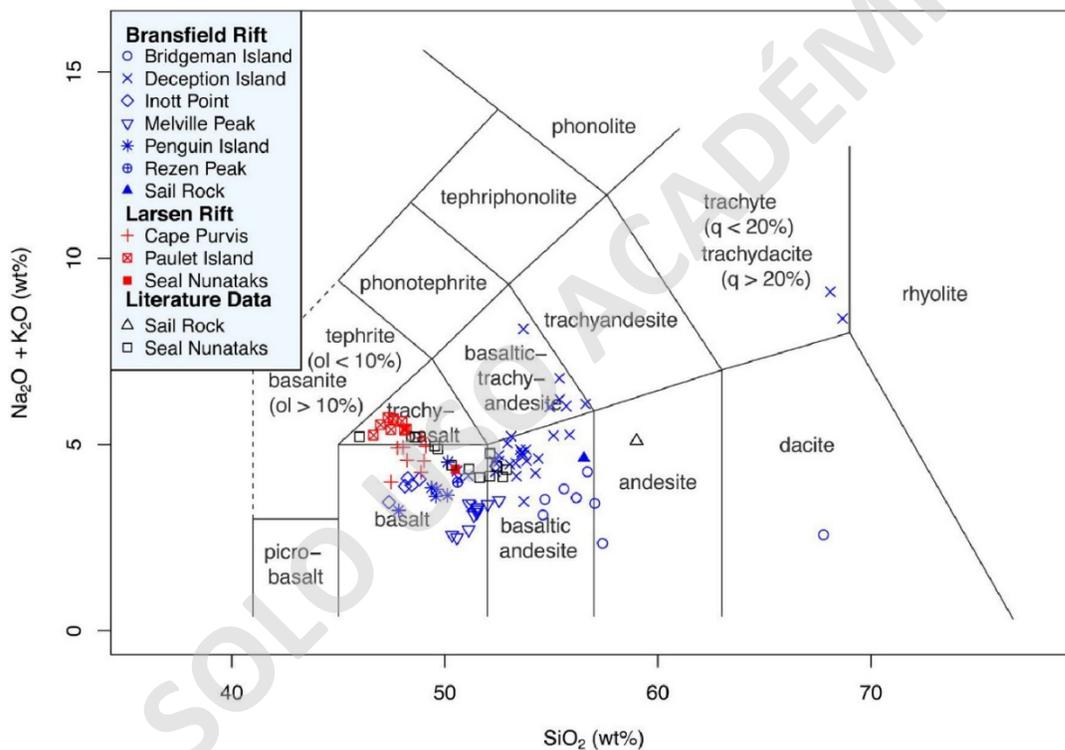


Figura 18: Diagrama TAS álcalis vs SiO_2 , el cual demuestra la clara tendencia a composiciones basálticas y andesíticas de todos los centros eruptivos recientes en la Península Antártica. Por otro lado, las muestras provenientes de Cape Purvis difieren en su contenido de álcalis con los productos del volcán Paulet al presentar menores contenidos de $Na_2O + K_2O$. Fuente: Kraus et al., 2013.

Las relaciones Nb/Y usadas como indicador de alcalinidad presentes en ambos volcanes muestran valores hasta un orden de magnitud más altos que los centros volcánicos asociados con Bransfield

Rift. Por otro lado, algunas relaciones entre elementos como $Ba/La < 10$, $Th/Nb < 0,16$ y $Th/Ta < 1,7$ son características elementales propias de los volcanes en el Rift Príncipe Gustav, las cuales difieren del resto de basaltos alcalinos de la Península Antártica (Kraus et al., 2013). Las relaciones LILE/HFSE como indicador de contribución de componente cortical para JRIVG son bastante bajas y se asemejan a la composición de MORB-N (Hole et al., 1994).

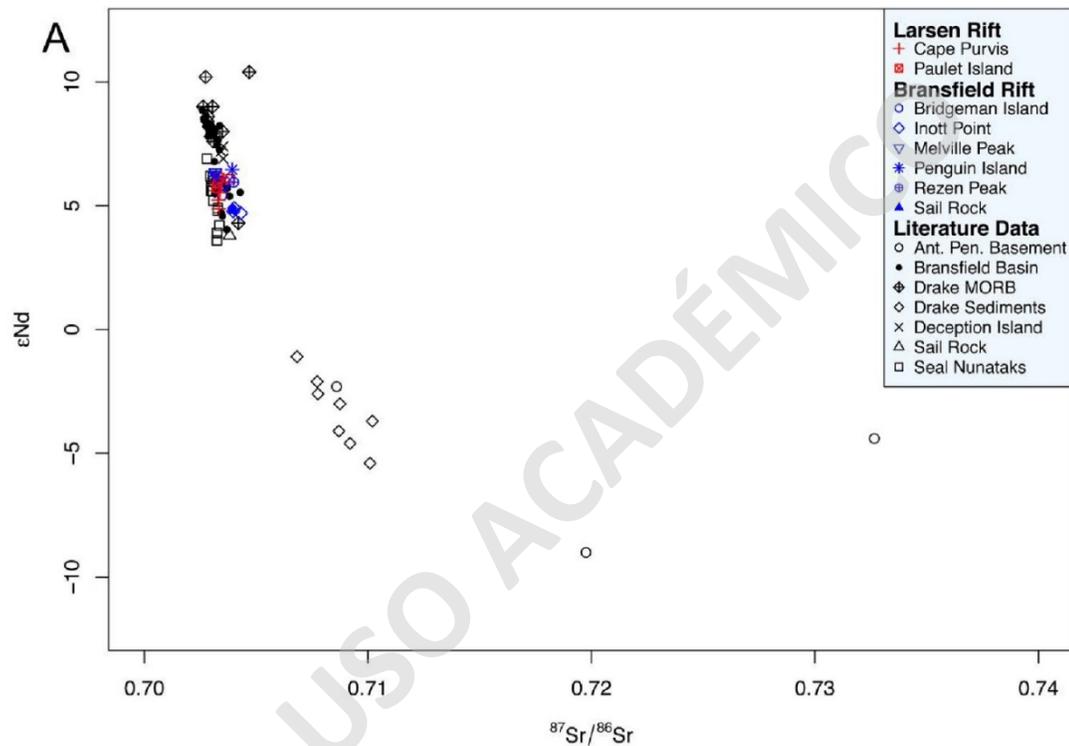


Figura 19: Gráfico isotopos de Nd vs Sr. Se puede apreciar composiciones similares entre los productos volcánicos de Cape Purvis y Paulet con respecto a los centros eruptivos provenientes del Rift Bransfield. Por otro lado, las composiciones de los basaltos alcalinos de la Península Antártica se asemejan a la composición MORB de basaltos provenientes del pasaje de Drake (Pearce et al., 2001). Los datos de la literatura de Seal Nunataks tomados de Hole (1990) y Hole et al. (1993); Los datos de la literatura de Sail Rock y Deception Island de Keller et al., (1992). Los datos del monte submarino de la cuenca Bransfield de Keller et al., (2002) y Fretzdorff et al. (2004).

Debido a la complicada configuración de la placa tectónicas en el área de la Península Antártica, el ambiente tectónico de los volcanes investigados al igual que JRIVG puede variar desde un entorno similar a tras arco influenciado por la subducción hasta un entorno intra-placa (Hole et al., 1994; Lawver et al., 1995; Košler et al., 2009; Kraus et al., 2010).

Las tendencias de los datos en isotopos de Sr,Nd y Pb en las muestras de los volcanes Cape Purvis y Paulet se trazan casi en su totalidad dentro de los rangos MORB asociado a muestras de fondo oceánico vinculados a la apertura del estrecho de Drake (Figura 19)(Kraus et al., 2013).

CAPITULO 4: RESULTADOS.

Morfología de los centros eruptivos.

Generalidades

Los volcanes Cape Purvis y Paulet se encuentran separados por aproximadamente 9 km en dirección SW/NE. Con el fin de poder identificar las características geomorfológicas de ambos centros eruptivos, se utilizó el software ArcGis 10.3 que junto a imágenes satelitales georeferenciadas provenientes de la base de datos de uso gratuito Quantarctica, un modelo de elevación digital (DEM) extraído de la plataforma The Reference Elevation Model of Antarctic (REMA), mapas 3D y perfiles de elevación provenientes del software GoogleEarth Pro, se delimitaron los rasgos geomorfológicos más destacados para ambos centros eruptivos.

Rasgos geomorfológicos.

El volcán Cape Purvis ($63^{\circ}33'S$ - $55^{\circ}57'O$) situado en el sector suroeste de la Isla Dundee, presenta una morfología similar a una meseta la cual contrasta con la topografía suave en forma de escudo de la isla (Figura 20 B). Este se ubica aproximadamente a unos 550 metros sobre el nivel del mar siendo el rasgo topográfico más destacado del sector (Figura 20 C). El centro eruptivo está totalmente cubierto por una capa de nieve y hielo lo cual dificulta la visualización efectiva de sus dimensiones. La única investigación realizada por Smellie et al., 2006, menciona medidas del edificio volcánico obtenidas a través de observaciones de campo e imágenes satelitales de 5,2 y 6,3 km SW-NE y NW-SE respectivamente. Los escasos afloramientos de roca observables en la isla se restringen a pocos acantilados costeros en compañía de rocas parcialmente cubiertas de nieve dispuestas en la ladera suroeste del edificio volcánico.

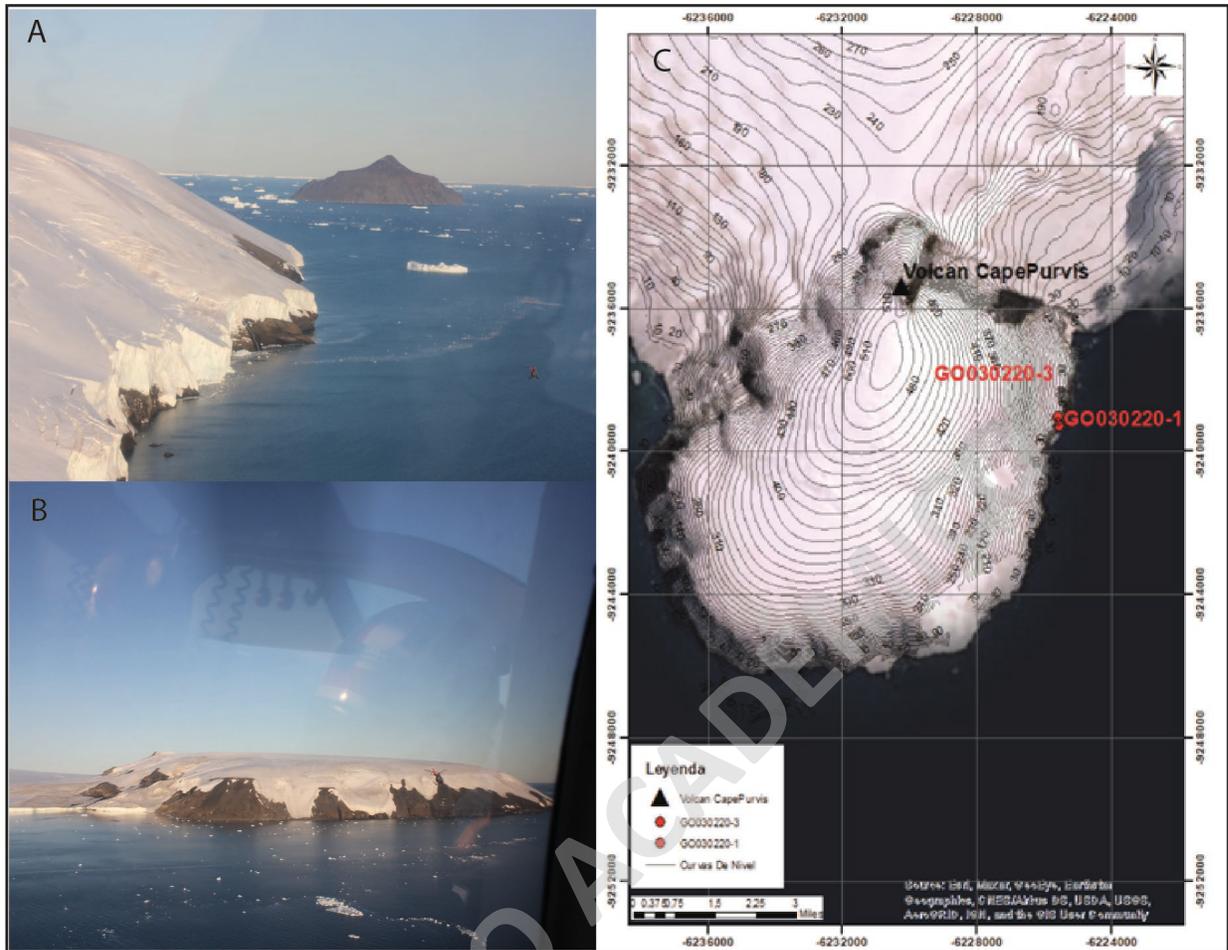


Figura 20: A) Fotografía desde helicóptero Isla Dundee e Isla Paulet. B) Fotografía desde helicóptero Isla Dundee. C) Sector norte de la Isla Dundee: Curvas de nivel y ubicación espacial del centro eruptivo Cape Purvis y los puntos de muestreo dispuesto sobre imagen satelital, software ArcGIS 10.3.

Por otro lado, el Volcán Paulet ($63^{\circ}34'39$ S- $55^{\circ}46'38$ O), se encuentra en el centro de la isla Paulet, aproximadamente a unos 300 metros sobre el nivel del mar. Su actual cráter está en el lugar más elevado de la zona y tiene dimensiones aproximadas de 78 x 80 metros EO-NS respectivamente. La isla está compuesta mayormente por secuencias de lavas subhorizontales en las que se distinguen secuencias de lavas basales que conforman los acantilados costeros y otra secuencia de lava más joven la cual cubre gran parte de la superficie (Figura 21A).

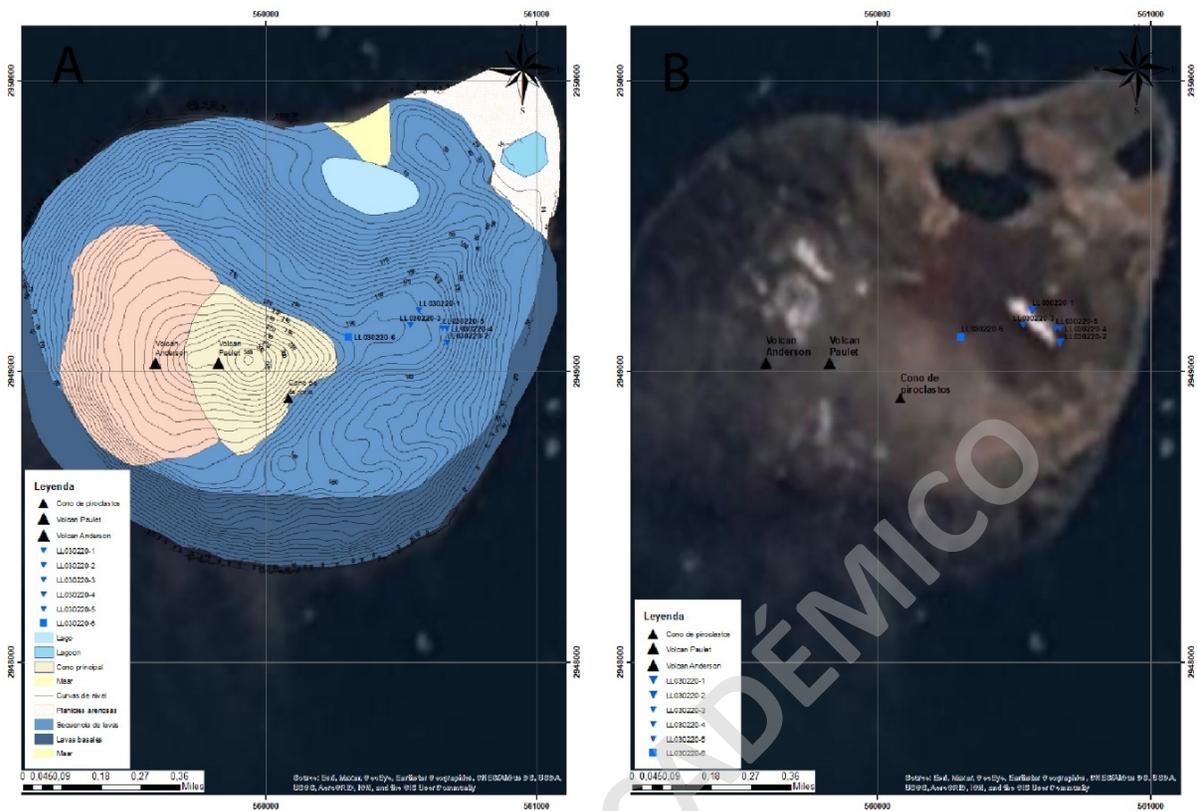


Figura 21: A) Mapa topografico, mapeo geologico de la Isla Paulet, ubicación de los centros eruptivos y disposición espacial del muestreo. B) Isla Paulet con la ubicación de los centros euptivos y la dispocion espacial del muestreo. Basemap y fotogeologia realizada a traves del software ArcGis 10.3.

Petrografía.

La descripción petrográfica de los volcanes Paulet y Cape Purvis se realiza en base a la información recabada en terreno. En este se describieron y recolectaron distintas muestras provenientes de ambos centros eruptivos (Tabla 1). Para obtener información más precisa, se realizaron cortes transparentes con el objetivo de identificar todos los componentes de la roca y sus texturas petrográficas.

ID_ Muestra	Volcán proveniencia	Tipo de roca	UTM	M.s.n.m
LL030220-1	Volcán Paulet	Lava basal	560564.00E/ 2949208.00 S	282
LL030220-2		Lava basal	560669.00 E/ 2949097.00 S	252
LL030220-3		Lava basal	560533.00 E/ 2949158.00 S	280

LL030220-4		Lava basal	560669.00 E / 2949147.00 S	272
LL030220-5		Lava basal	560653.00 E/ 2949147.00 S	269
LL030220-6		Bomba cono inferior negro	560307.00 E/ 2949120.0 S	257
LL030220-7		Bomba cono inferior negro		
LL030220-8		Bomba cono inferior negro		
LL030220-9		Bomba cono superior rojo		
GO030220-1	Volcán Cape Purvis	Clasto en toba	553399.00 E/ 2951399.0 S	234
GO030220-2		Bomba en toba		
GO030220-3		Lava	553384.00 E/ 2951512.00 S	252

Tabla 1. Muestras extraídas en terreno con sus respectivos códigos, proveniencia, material, coordenadas y altura.

Petrografía del volcán Cape Purvis.

Las tres muestras extraídas en terreno fueron recolectadas en un afloramiento uniforme compuesto por una roca piroclástica tipo toba de lapilli brechosa lítica, dispuesta de manera sub-horizontal (Figura 20B). Los fragmentos mayores se componen principalmente de clastos monomícticos de rocas volcánicas basálticas con escasas vesículas insertas en una matriz vítrea tamaño ceniza alterada fuertemente a palagonita (Figura 22A). Esta roca se encuentra presente en toda la zona explorada y abarca la totalidad del acantilado costero circundante (Figura 21B). Los productos fueron rotulados de acuerdo con el orden de muestreo y extraídos de distintos sectores, en un recorrido de aproximadamente 100 metros hacia el norte de la zona de aterrizaje (Figura 19C).

A lámina delgada se identifican fenocristales de olivino (23 %) y plagioclasa (20 %) inmersos en una masa fundamental (42 %) compuesta de microlitos de olivino, plagioclasa, clinopiroxenos, minerales opacos y vidrio de tonalidad café con alteración a palagonita (Figura 23 B). Además, se presentan vesículas (15 %) con formas ovaladas, alargadas y de bordes irregulares.

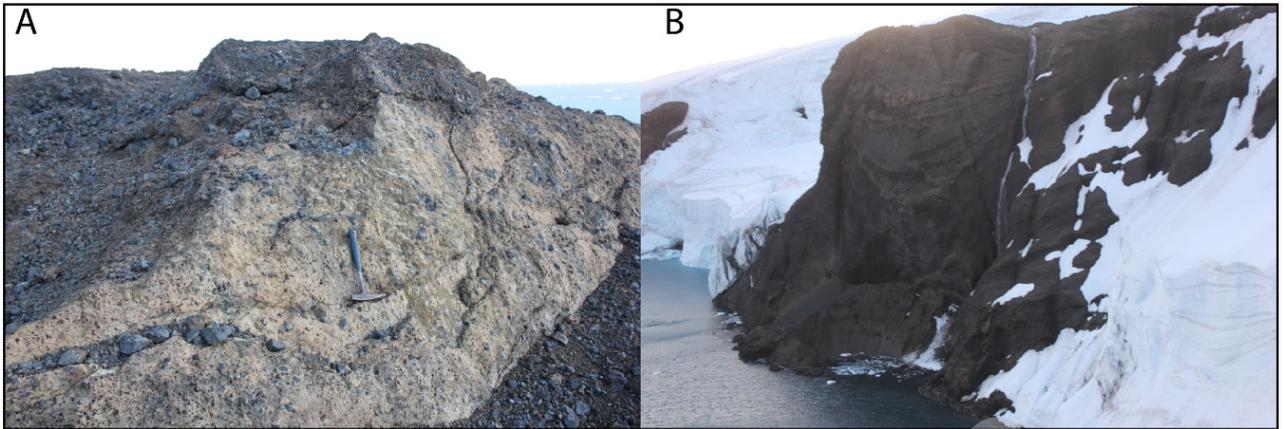


Figura 22: A) Afloramiento de toba de lapilli brechosa lítica (UTM 553384.00 E/ 2951512.00 S). B) Afloramientos de toba sub-horizontales dispuestos en el acantilado costero frente a la zona de aterrizaje (UTM 553399.00 E/ 2951399.0 S).

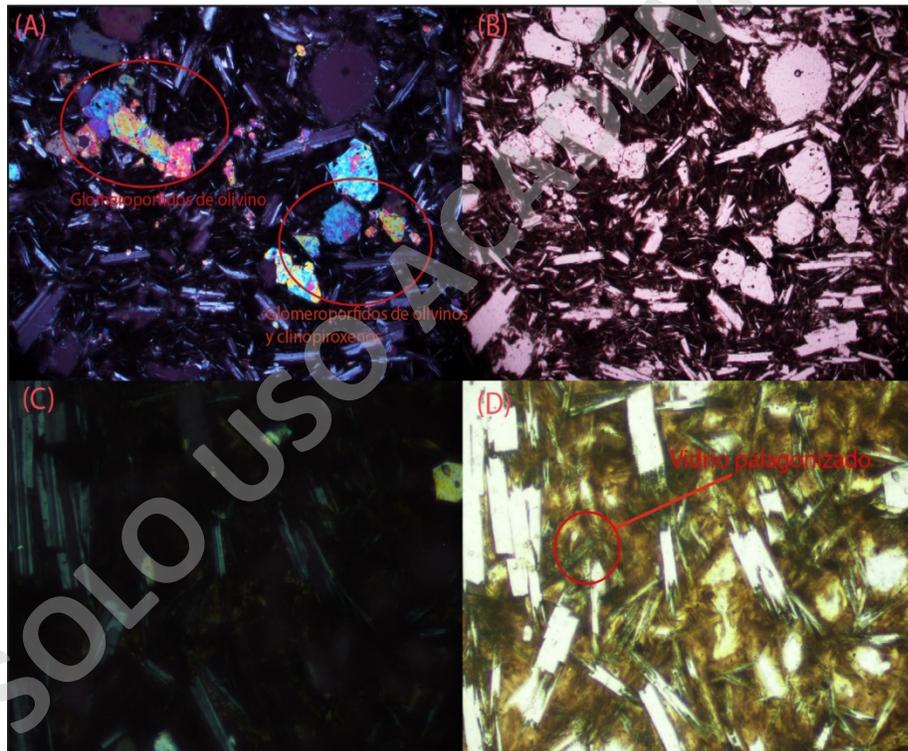


Figura 23: Microfotografías a nicoles paralelos (Izquierda) y nicoles cruzados (Derecha). A y B) Muestra GO030220-2 y lente con zoom 4x con fenocristales de olivino y plagioclasa, matriz vitrea alterada a palagonita y vesículas irregulares. C y D) Muestra GO030220-3 con lente 20x, muestra fenocristales de plagioclasa dispuestas en una masa fundamental vitrea fuertemente alterada a palagonita.

Las texturas presentes a modo general en todas las muestras son: hipocristalina, inequigranular, vesicular, porfirica, dimensional seriada en plagioclasas con tamaños desde los 0,05 mm hasta los 2,5 mm, glomeroporfirica con cúmulos de plagioclasa y olivino (Figura 23 A), intersertal y traquitica hialopilitica.

Petrografía volcán Paulet.



Figura 24: Fotografías conos de escorias los cuales componen la actual cubierta del edificio volcánico del volcán Paulet.

El muestreo de los productos provenientes del volcán Paulet se realizó en la ladera este del edificio volcánico (Figura 20B). Las primeras cinco muestras (LL030220-1 – LL030220-5) se extraen de flujos de lavas subhorizontales presentes a distintas alturas, ubicadas al norte-este del centro eruptivo las cuales corresponden a la sección de lavas más jóvenes de la isla (Figura 21 A y B). Estas muestras de lava se disponen en orden volcanoestratigrafico de base a techo como: LL030220-4 y LL030220-3; LL030220-2 y LL030220-5; LL030220-1. A muestra de mano se trata de rocas de textura hipidiomorfa, homogénea, inequigranular, porfirica con fenocristales de olivino de tamaño milimétrico insertos en una masa fundamental indiferenciada con presencia moderada de vesículas centimétricas, ovaladas e irregulares.

Las otras cuatro muestras recolectadas (LL030220-6 – LL030220-9), corresponden a dos depósitos piroclásticos tipo conos de escorias dispuestos de manera consecutiva (Figura 24). En el cono de coloración negro (Figura 22A) se extraen las tres primeras muestras (LL030220-6 – L030220-8) de fragmentos juveniles escoroso de la misma coloración y con abundantes vesículas. Luego las muestra para el cono de escoria de coloración rojiza (LL030220-9) el cual se encuentra en la parte alta, corresponde a un fragmento juvenil escoroso con igual grado de vesicularidad.

En los cortes transparentes se identifican fenocristales de olivino (20 a 32%) , clinopiroxeno (5 a 18 %) y plagioclasa (20 a 29 %) inmersos en una masa fundamental compuesta por vidrio levemente palagonitizado, microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. El contenido de vidrio presente en las muestras varia considerablemente entre las lavas y las muestras de escoria. Las muestras de lavas y bombas presentan vesículas con formas ovaladas y alargadas las cuales abarcan mayor proporción en las muestras LL030220-6 a L030220-8 (Figura 25 A, B, C y D).

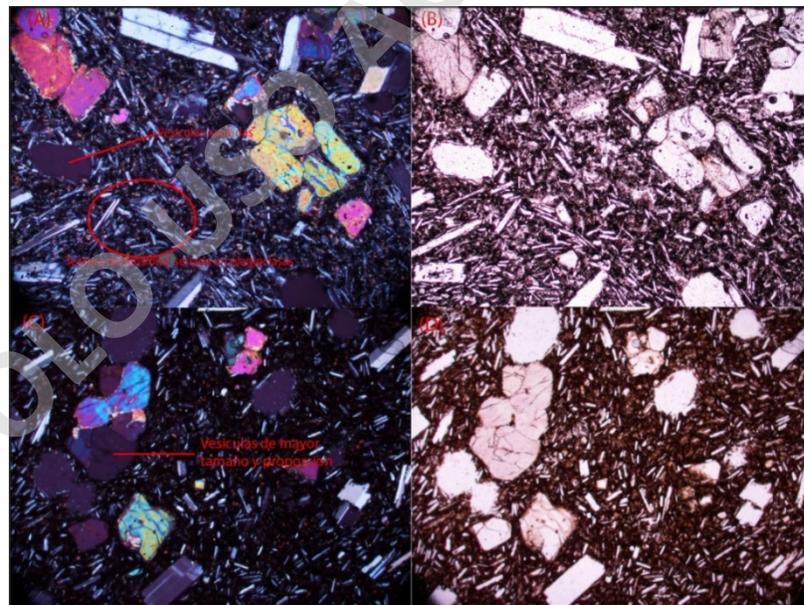


Figura 25: Microfotografía a nicols paralelos (Izquierda) y nicols cruzados (Derecha). A y B) Muestra LL030220-3, glomeroporfidos de olivinos y piroxenos dispuesto en una matriz de plagioclasas y vidrio levemente alterado a palagonita. C y D) Muestra LL030220-7, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasas dispuestas en una masa fundamental de plagioclasas y vidrio alterado a palagonita.

Las texturas presentes, de forma general en todos los ejemplares son: hipocristalina, inequigranular, porfirica – porfirica vitrofirica, subidiomorfica, dimensional seriada en plagioclasas que abarcan tamaños desde los 0,05 hasta los 2,5 mm, glomeroporfirica con cúmulos de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno, textura intergranular – intersertal y traquita hialopilitica – pilotaxitica. Se menciona el caso particular de la muestra LL030220-5 la cual presenta consistentemente mayor proporción de cristales de clinopiroxeno en su masa fundamental.

Geoquímica de los centros eruptivos Paulet y Cape Purvis.

Generalidades.

Se realizó análisis geoquímico a un total de 12 muestras con el fin de obtener el contenido de elementos mayores, traza y tierras raras. Los bajos contenidos de LOI (Loss of ignition) en su totalidad, permite considerar cada de una de ellas para la interpretación petrogenética a través de su composición química. Los métodos analíticos ocupados se exponen en el apartado de metodologías.

Las muestras varían entre traquibasaltos y basaltos para Paulet y Cape Purvis, respectivamente (Figura 26). Las muestras del volcán Cape Purvis poseen un contenido de SiO_2 promedio de 48% y contenidos de alcalis entre 4 a 5%. Por otro lado, los productos del volcán Paulet poseen concentraciones levemente menores en SiO_2 aproximadamente de 46% y contenido de álcalis mayores entre un 5 a 6%. Ambos sets de muestras se sitúan dentro del campo de rocas alcalinas según Irvine y Baragar, 1971 (Figura 27).

En la Figura 28 se aprecia la notable diferencia de la concentración de K_2O para ambos centros eruptivos. Las muestras del volcán Paulet se agrupan en el campo de la serie calco alcalina alta en K_2O mientras que las rocas del volcán Cape Purvis se mantienen cerca del límite entre la serie calco alcalina y calco alcalino alta en K.

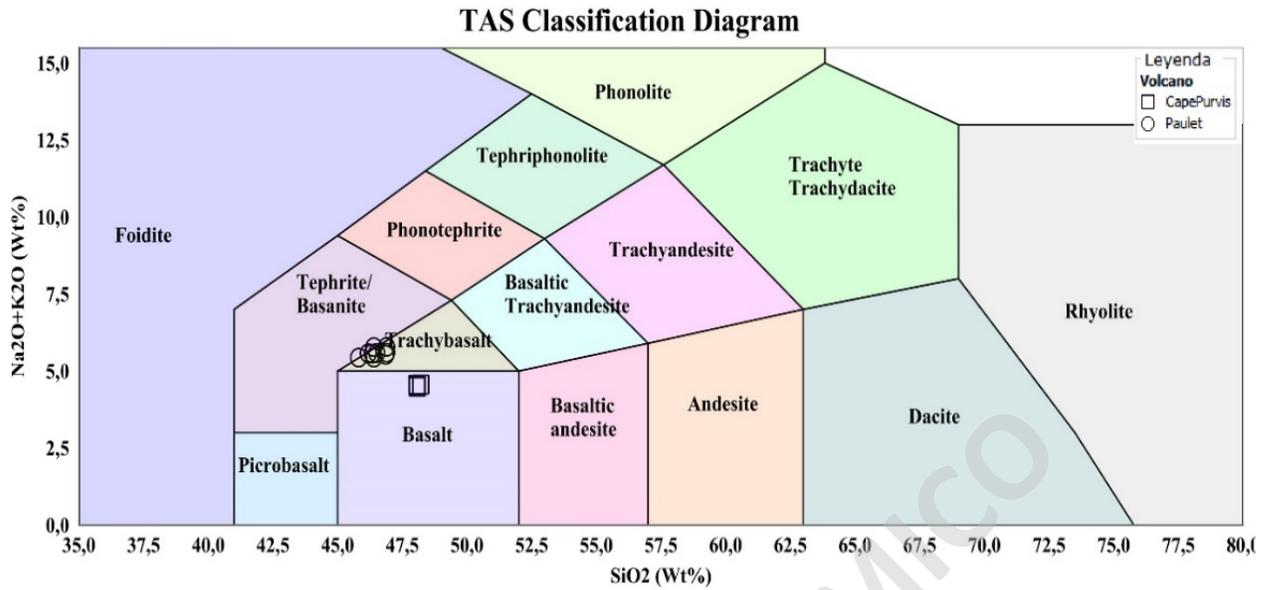


Figura 26: Diagrama TAS ("total álcalis vs sílice") de Le Maitre et al., (1989), para las rocas de los volcanes Paulet y Cape Purvis.

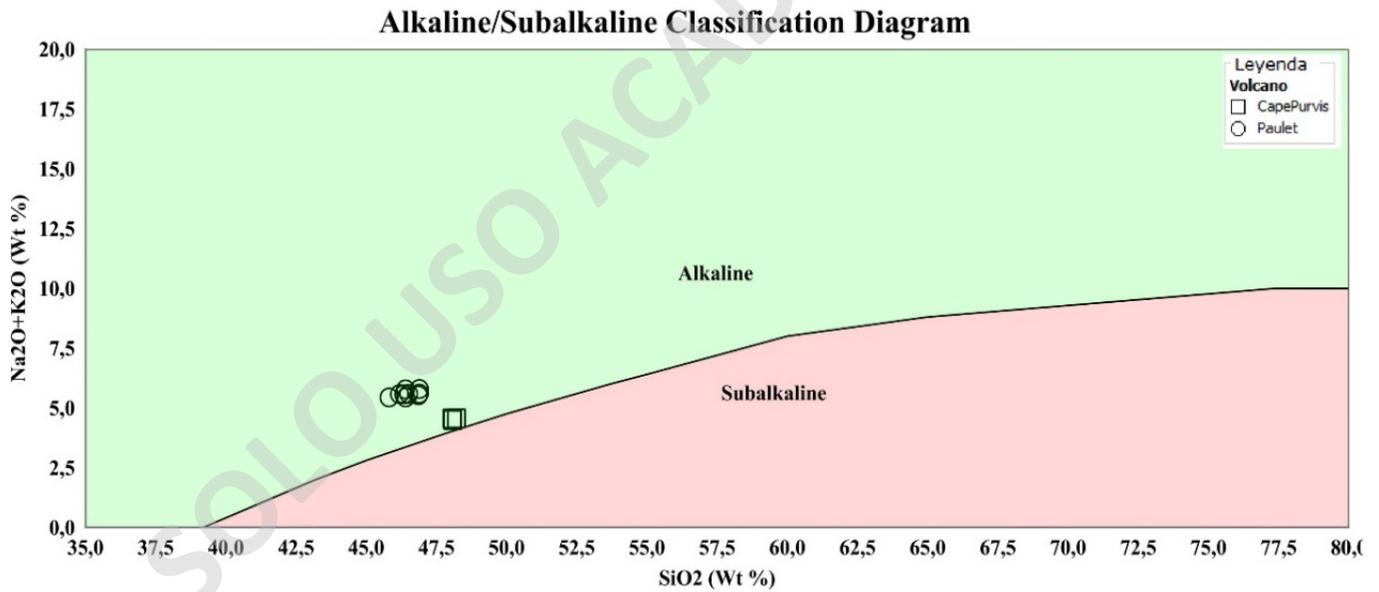


Figura 27: Diagrama álcalis vs SiO₂ para las rocas de los volcanes Paulet y Cape Purvis. Límite propuesto por Irvine y Baragar (1971).

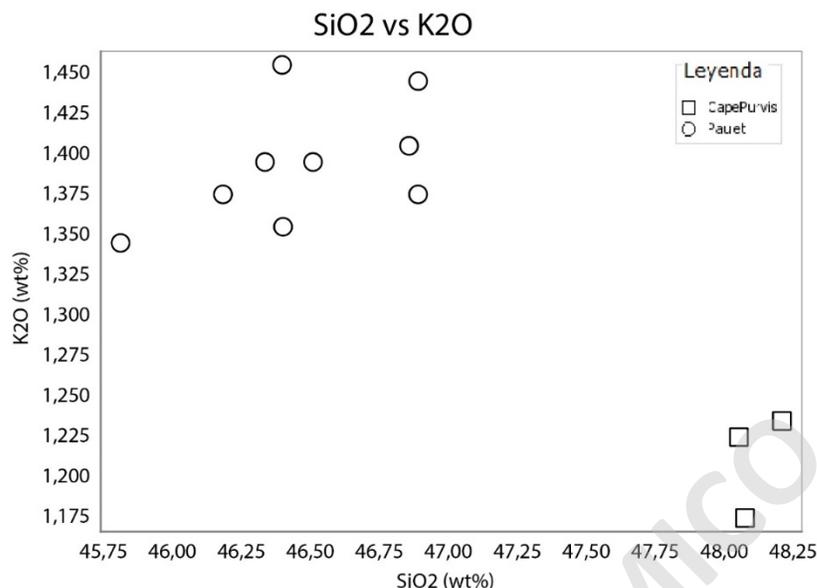


Figura 28: Diagrama K_2O (wt %) vs SiO_2 (wt%), para las muestras del volcán Paulet y Cape Purvis.

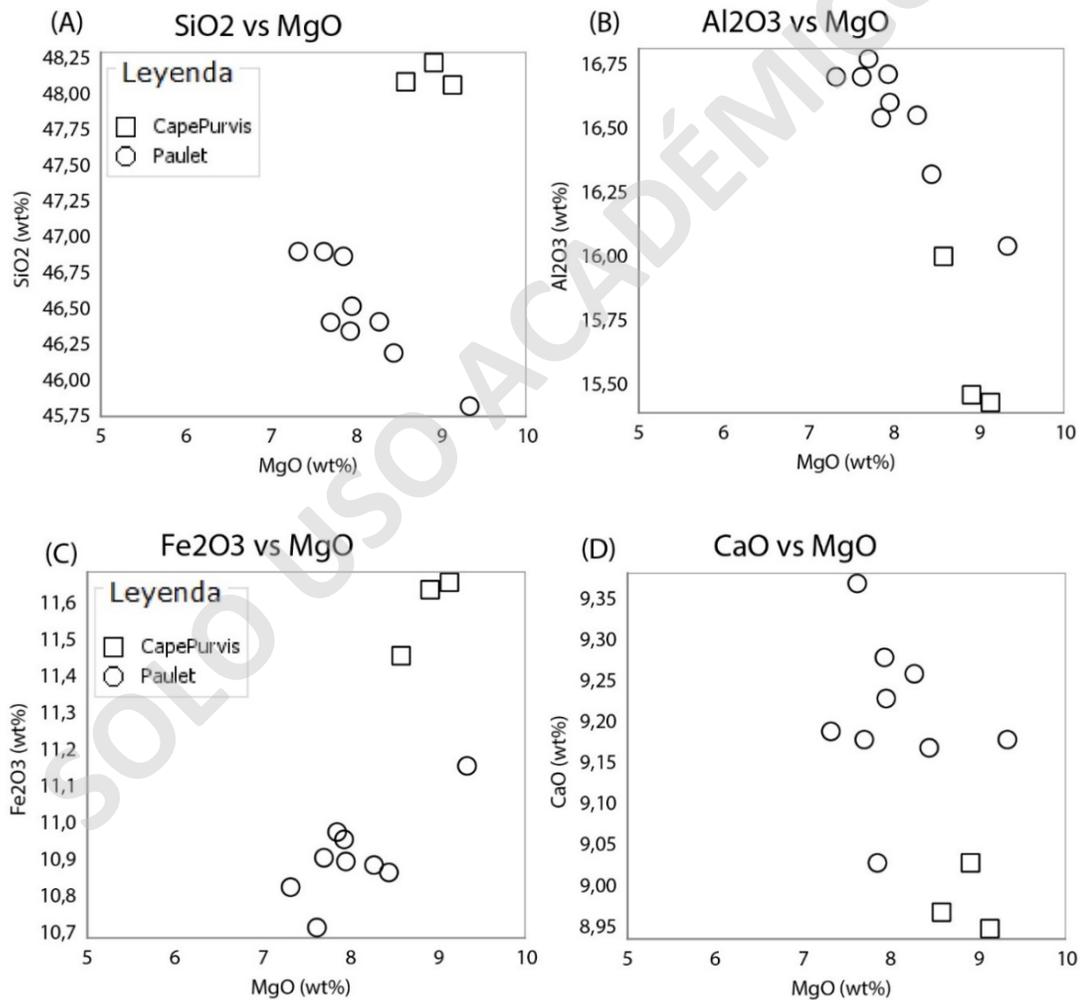
Elementos mayores.

Al comparar las concentraciones de MgO (wt %) con los elementos mayores en las muestras de ambos centros eruptivos, distintos aspectos de la geoquímica pueden apreciarse (Figura 29). A modo general el volcán Paulet presenta mayores concentraciones de Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O , TiO_2 y P_2O_5 y menos contenido de SiO_2 , Fe_2O_{3T} y MgO que el volcán Cape Purvis. Para los óxidos Fe_2O_{3T} y Cr_2O_3 se observa una tendencia lineal positiva con el contenido de MgO. Por otro lado, tendencias lineales negativas se visualizan al comparar los óxidos de Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 y SiO_2 con el contenido de MgO. En caso particular, la tendencia lineal negativa del contenido de SiO_2 con MgO solo se logra apreciar para las muestras del volcán Paulet.

El contenido de CaO y MnO se comportan de manera independiente al contenido de MgO en las rocas de ambos centros eruptivos, siendo las rocas del volcán Paulet las con mayor contenido en óxido de calcio.

Elementos traza.

Los diagramas de variación en elementos traza se realizaron con respecto al contenido de MgO, de igual manera que los elementos mayores. Para los LILE (Figura 30), se observa una correlación lineal directa entre el contenido de Rb, Cs y Eu con MgO para ambos sets de muestras. A su vez el elemento Ba de igual forma presenta una correlación directa con MgO, pero esta tendencia solo es apreciable para las muestras del volcán Cape Purvis. Por otro lado, las concentraciones de Sr parecieran ser independientes del contenido de MgO para ambos centros eruptivos.



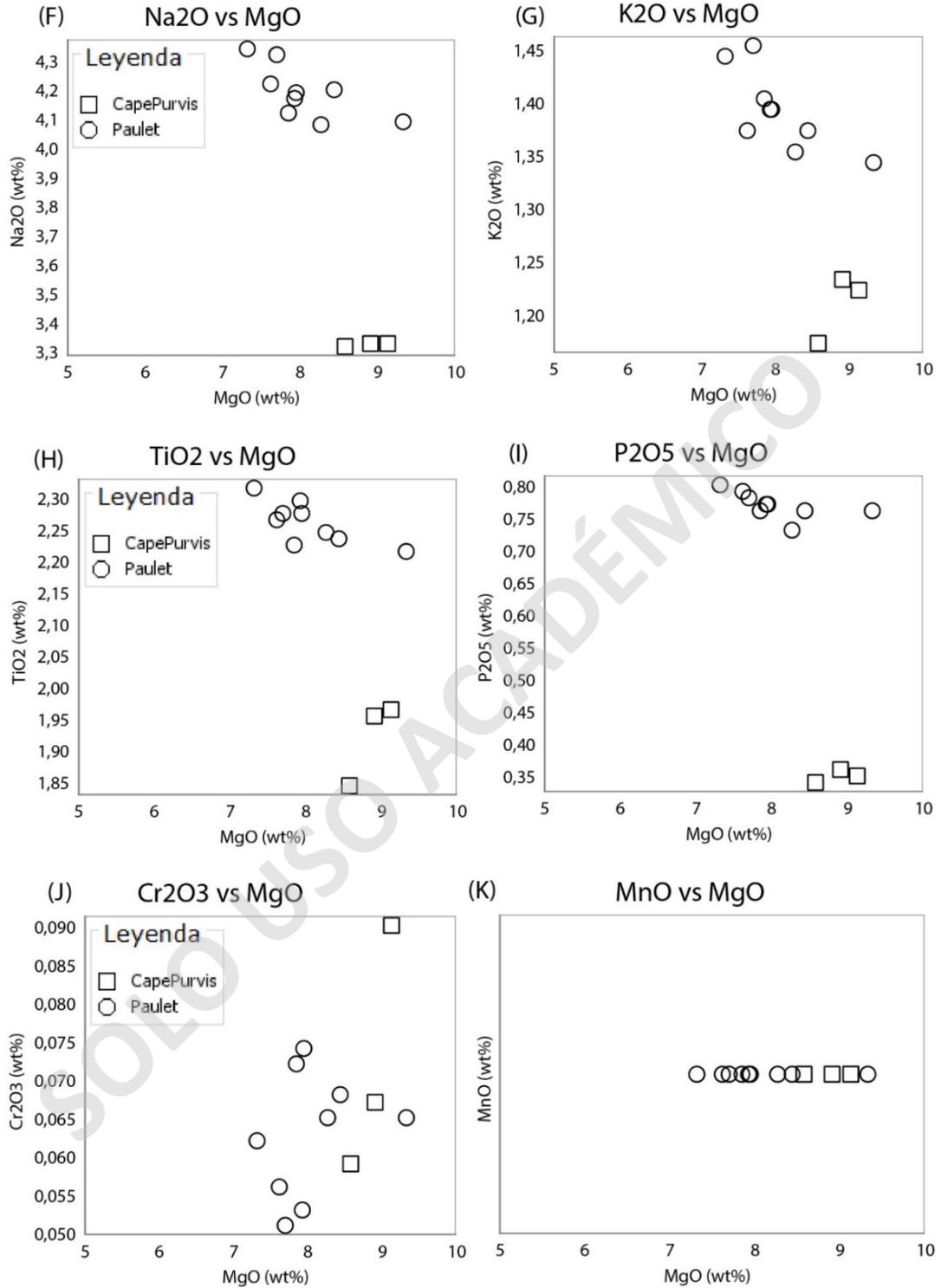


Figura 29: Diagramas de variación del contenido de MgO con respecto a los elementos mayores en sistemas magmáticos (wt%).

Con respecto al comportamiento y las concentraciones de HFSE, estos se encuentran en mayores proporciones en las rocas analizadas para el volcán Paulet. Se observan tendencias positivas entre Ta y Hf con el contenido de MgO para ambos centros eruptivos y de igual manera correlación directa de Nb, U y Th solo para las muestras del volcán Cape Purvis. Las concentraciones de Zr y Ce parecieran ser independientes del contenido de MgO (Figura 31).

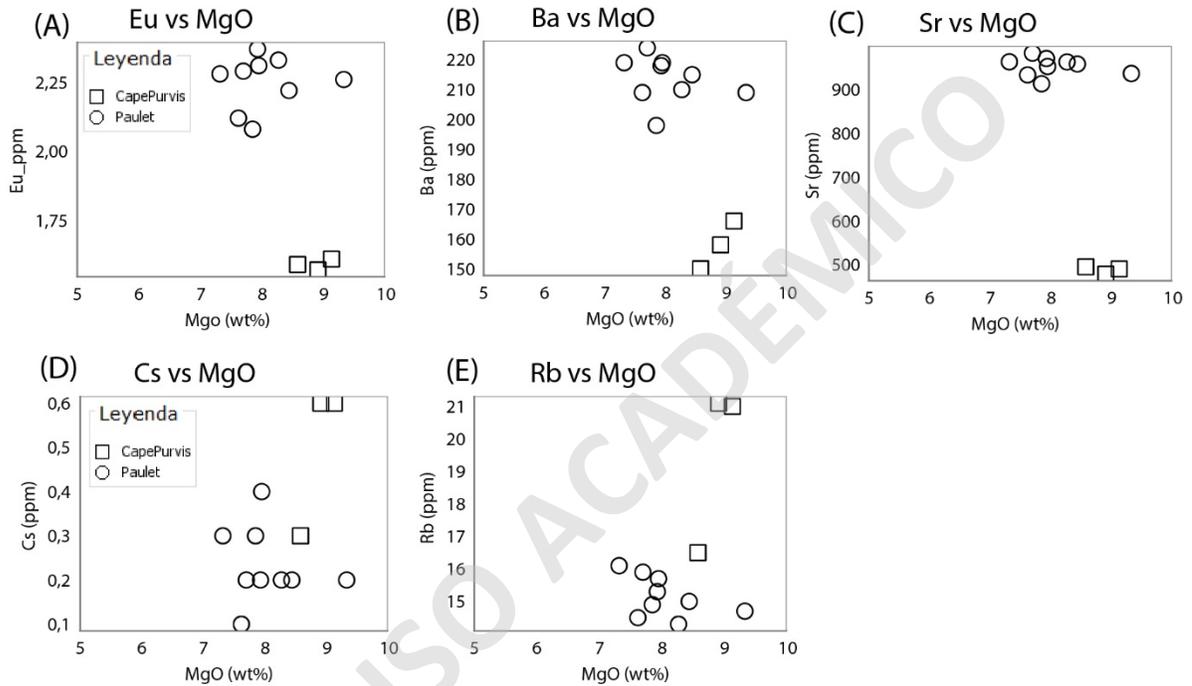


Figura 30: Diagramas de variación de elementos LILES (ppm) con respecto al contenido de MgO (wt%).

Los elementos de transición (Co, Ni, y V) a modo general, tienden a estar en mayores concentraciones en los productos del volcán Cape Purvis. Se observa una correlación directa entre Co y Ni con el contenido de MgO. El contenido de V pareciera no tener una correlación notoria con el MgO (Figura 32). El mayor contenido de estos elementos podría indicar características del magma más primitivas para Cape Purvis.

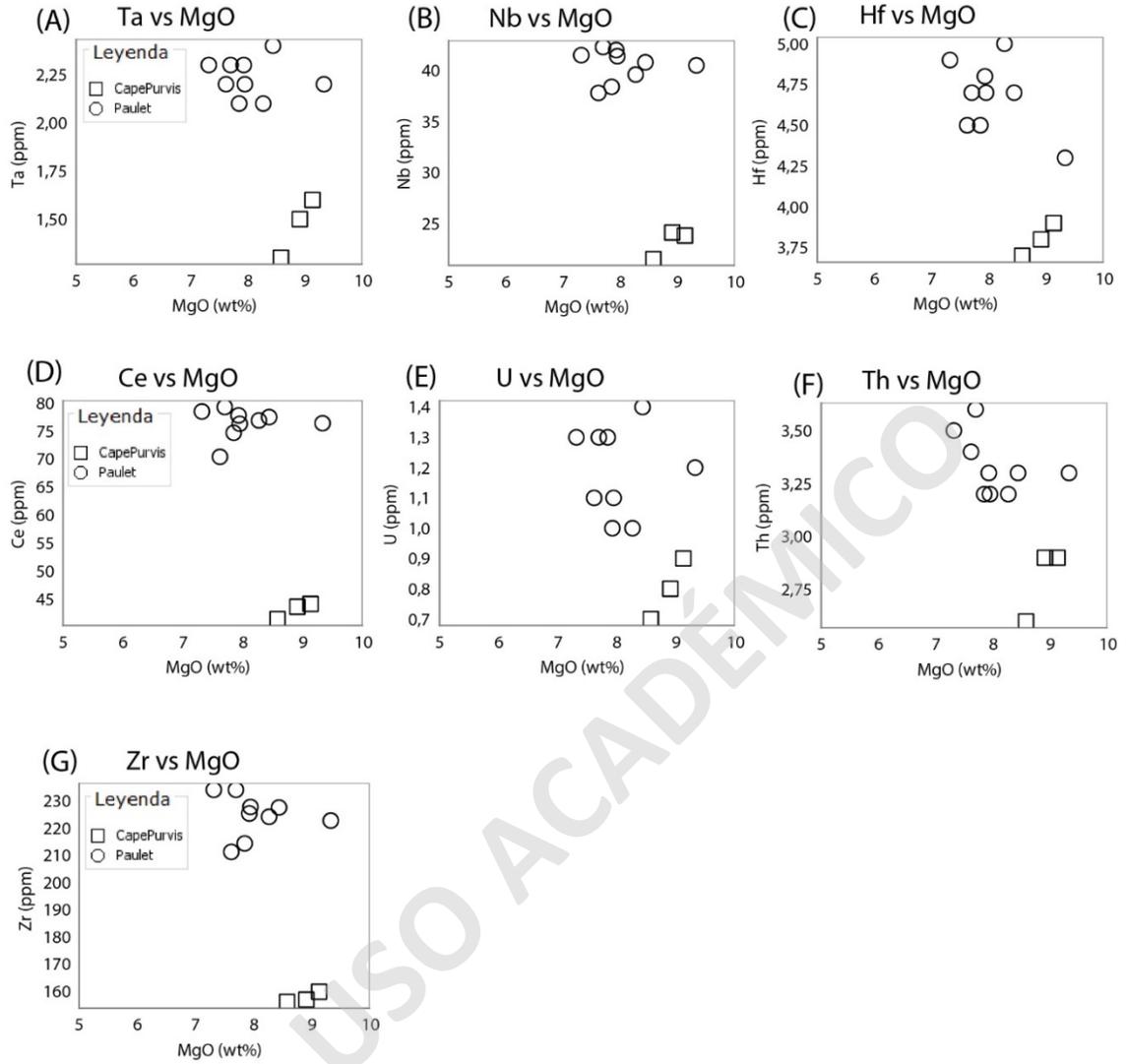


Figura 31: Diagramas de variación en elementos HFSE (ppm), con respecto al contenido de MgO (Wt%).

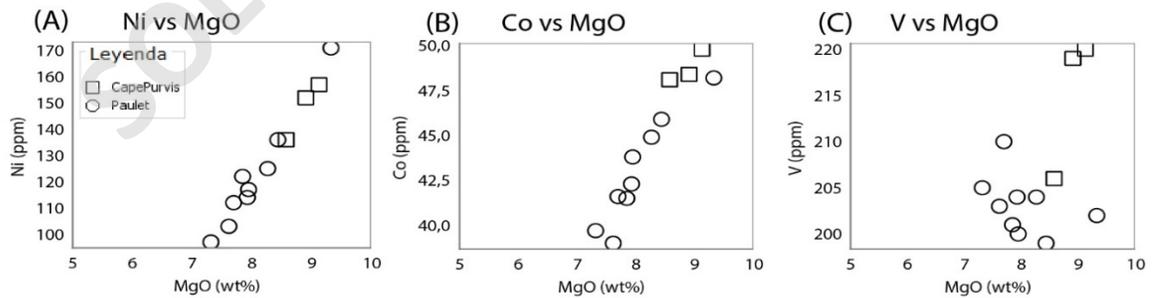


Figura 32: Diagramas de variación de elementos de transición (ppm) con respecto al contenido de MgO

Elementos tierras raras.

El diagrama de REE normalizados a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) (Figura 33), presenta un patrón similar para ambos centros eruptivos, caracterizado por un mayor enriquecimiento en LREE con respecto a HREE. Las muestras provenientes del volcán Paulet contienen mayores concentraciones de LREE que las rocas provenientes de Cape Purvis y similares concentraciones de HREE.

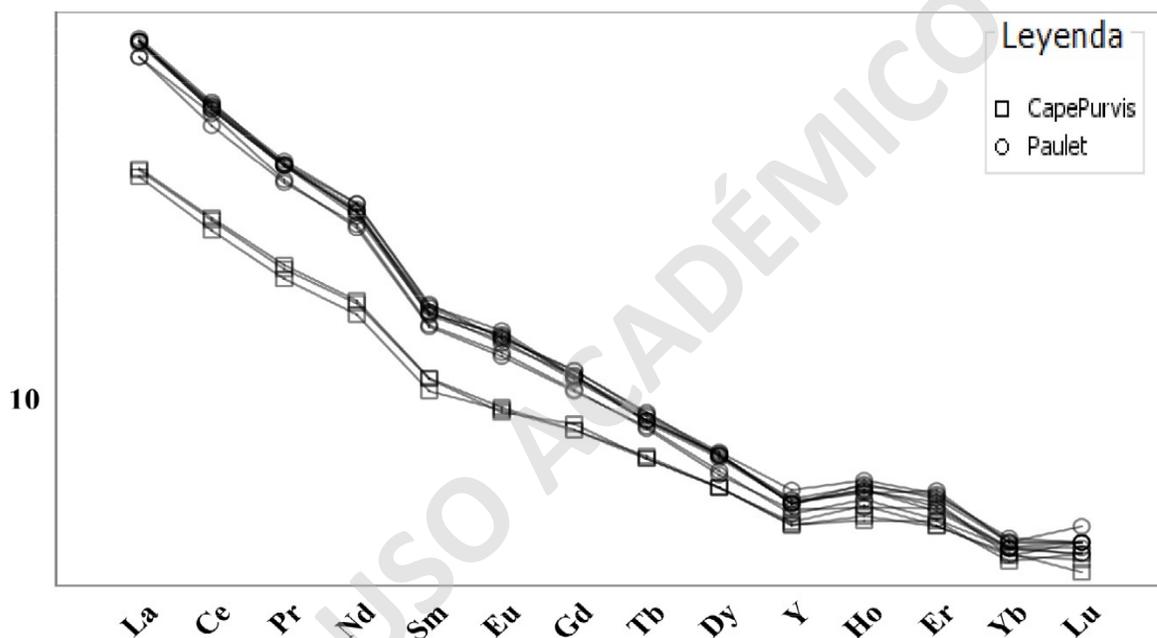


Figura 33: Diagrama de tierras raras normalizadas a manto primitivo con datos de Sun & McDonough, 1989 con los datos de los volcanes Paulet y Cape Purvis.

Las razones La/Sm con respecto a La/Yb confirman la diferencia entre las razones de LREE con respecto a HREE, entre ambos centros eruptivos. Se puede visualizar en la figura 34, que las rocas del volcán Paulet tienen mayores proporciones de LREE con respecto a HREE que el promontorio Cape Purvis.

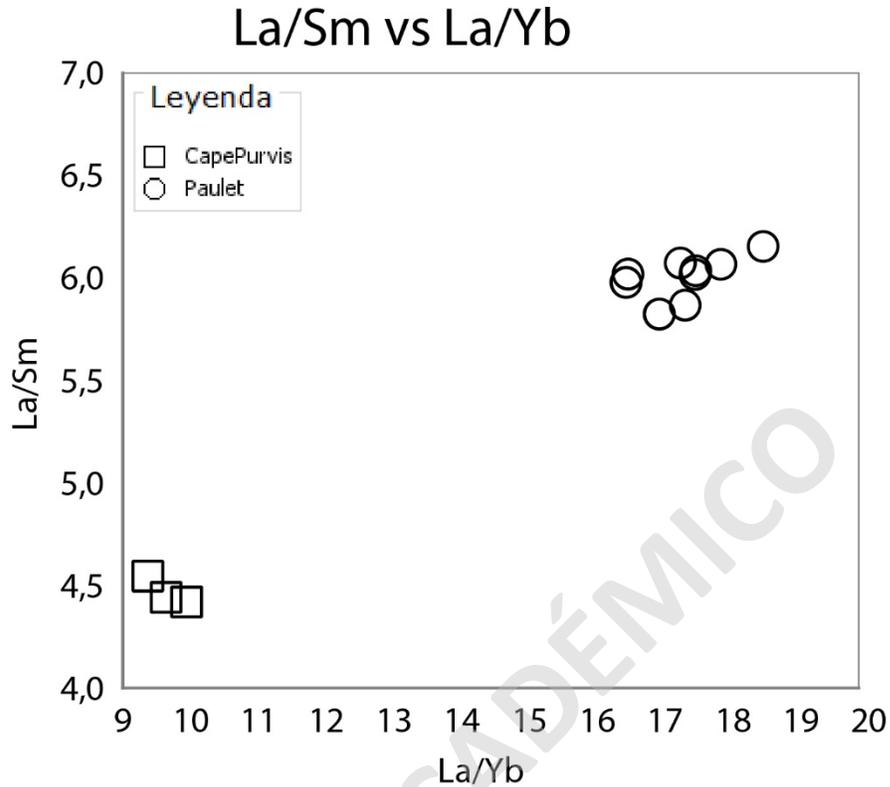


Figura 34: Diagrama La/Sm con respecto a La/Yb, para determinar el enriquecimiento relativo de LREE con respecto a HREE.

Multielementos.

Los diagramas Multielementos normalizados a manto primitivo (Sun & McDonough., 1989) (Figura 35), presentan a modo general un comportamiento similar para las muestras provenientes de ambos centros eruptivos, salvo excepciones. Se logra observar un enriquecimiento entre 10 a 90 veces en elementos incompatibles incluyendo LREE con respecto al manto para ambos sets de muestras, siendo el volcán Paulet el que presenta un claro enriquecimiento mayor en estos elementos en especial en *La* y *Sr*. Otra diferencia notoria se puede observar en las rocas del volcán Cape Purvis, las cuales presentan un leve empobrecimiento de *Nb* y *Ta* con respecto a Paulet.

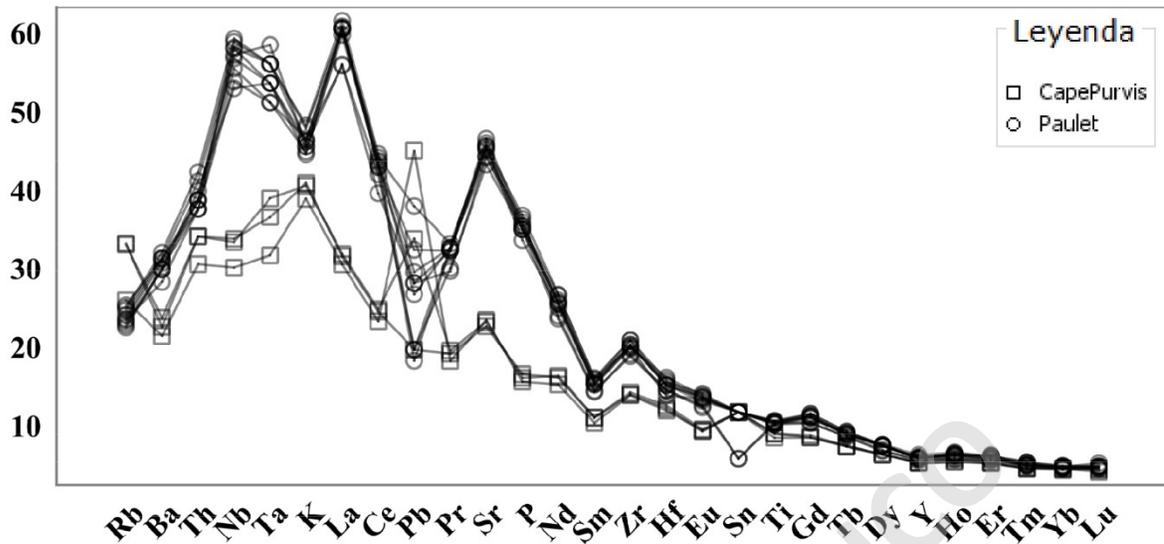


Figura 35: Diagrama de Multielementos normalizados a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), con las muestras analizadas de Cape Purvis y Paulet.

CAPITULO 5: DISCUSIÓN.

Origen del magma

Características de la fuente.

Los basaltos que demuestran poca diferenciación magmática son ideales para deducir las características composicionales de la fuente, ya que carecen de las complejas interacciones corteza – manto y de procesos que puedan modificar de manera muy intensa la química final del fundido primario. Esto se puede ver reflejado a través de la concentración de elementos mayores y traza en los productos del volcán Paulet y Cape Purvis. Por un lado, las concentraciones bajas de SiO_2 (45% a 58%) y altas de MgO (7% a 9%), Ni (100 a 160 ppm), Cr y V , evidencian que los procesos de cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno, responsables de generar las primeras variaciones químicas desde el magma primario al producto final a través del fraccionamiento de los elementos más compatibles, no han actuado intensamente. Por otro lado, las proporciones relativas de elementos traza como Th/Nb y Nb/Yb pueden evidenciar si las rocas presentan la adición de un componente cortical que puede modificar la química final (Pearce et al., 2008 y Pearce et al., 2014). El torio es un elemento altamente incompatible el cual tiende a concentrarse en la corteza continental, oceánica y en sedimentos, en cambio el niobio es un elemento que suele estar empobrecido en este tipo de material sometido a procesos de subducción (Ej: Münker et al; 2006).

Es por ello que una proyección $Th/Nb - Nb/Yb$ resulta útil para poder distinguir entre basaltos con evidencia de un componente cortical considerando que Yb es un elemento que no se fracciona por esta interacción.

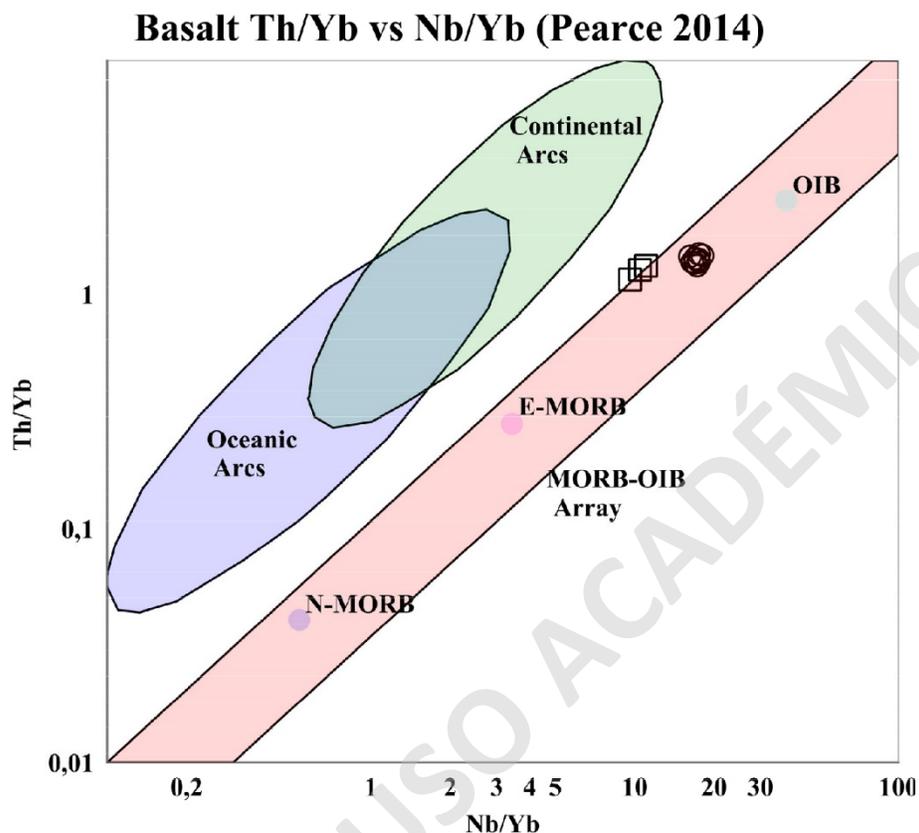


Figura 36: Diagrama Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce et al., 2014), con muestras de los volcanes Cape Purvis y Paulet para la discriminación de basaltos oceánicos con evidencia de contaminación por componentes corticales.

En la figura 36, se puede observar que las muestras del volcán Paulet caen en el polígono asignado para basaltos oceánicos en la matriz Morb-N y OIB, sin evidencias de contaminación. Por otro lado, los productos de Cape Purvis se posicionan en el margen de rocas con evidencia de contaminación cortical y se proyectan levemente a una composición de arcos continentales al tener proporciones levemente menores de Nb/Yb . Esta diferencia entre ambos centros eruptivos se puede atribuir al aporte de un componente de subducción, a procesos de contaminación cortical por asimilación de la corteza continental suprayacente o una combinación de ambos procesos. A pesar de lo anterior las concentraciones primitivas de MgO , SiO_2 y las proporciones $Th/Nb - Nb/Yb$ presentes en las rocas del volcán Cape Purvis reflejan que estos procesos no han actuado de manera

considerable y por lo tanto ambos sets de muestras se pueden utilizar para deducir las características composicionales de la fuente.

Fuente del manto

En la figura 33, se logra apreciar que las muestras de ambos volcanes presentan un enriquecimiento de REE con respecto al manto primordial. Se observa a su vez que este enriquecimiento se caracteriza por presentar mayores contenidos de LREE con respecto a HREE, lo que genera una pendiente negativa para ambos sets de datos. Esta relación en los contenidos de REE es típica de la fusión parcial de fuentes con la presencia de granate residual, ya que dicho mineral tiende a fraccionar HREE y retenerlo en la fuente. Por otro lado, se puede evidenciar que el patrón de REE se asemeja a los productos de tipo OIB y se encuentran empobrecidos en HREE con respecto a N-Morb, lo cual apoyaría dicho supuesto.

A través del programa Primelt3 (Herzberg & Asimow; 2015), el cual utiliza las concentraciones de elementos mayores para deducir la temperatura y profundidad de fusión a través de termobarómetros experimentales, se puede determinar una fuente de granate residual que da origen al magmatismo presente en ambos volcanes (Figura 37). En este programa se utilizan las muestras con menor contenido de SiO₂ y mayor de MgO junto con valores FeO/Fe₂O₃ de 0,9 recomendadas para magmas basálticos en entornos oceánicos (Herzberg & Asimow, 2008).

De igual manera, si se analizan las proporciones entre aquellos elementos con altos y bajos coeficiente de partición con el granate, se puede interpretar la presencia de dicho mineral en la fuente. En la figura 38 se observa que las muestras de ambos centros eruptivos caen en el campo asignado para magmatismo tipo OIB al presentar evidencia de “Deep Melting”, los cuales provienen de una fuente con presencia de granate al tener mayores proporciones de TiO₂/Yb producto del empobrecimiento de HREE en el fundido (Pearce et al., 2008). Los campos delimitados entre OIB alcalinos y toleiticos representan las concentraciones típicas de estas proporciones en los productos volcánicos de basaltos de islas oceánicas con diferentes firmas composicionales

Cape Purvis

INPUT MEASURED LIQUID COMPOSITION HERE												Cape Purvis: G0030220-1				
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5					
48,07914196	1,8455	15,99767	0,059176	11,45413	0,160478	8,585585	8,966721	3,319893	1,173497		0,341016					
SPECIFY MOLE FRACTION Fe2+/Fe*												0,9	Option to fix Fe2O3/TiO2:	1		
Primary Melt																
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5				
45,744	1,300	11,186	0,048	0,886	10,427	0,153	20,588	6,303	2,312	0,817	0,000	0,237				
Residual Lithology																
Garnet Peridotite																

INPUT MEASURED LIQUID COMPOSITION HERE												Cape Purvis: G0030220-2				
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5					
48,21341409	1,955828	15,45606	0,0672	11,63467	0,160478	8,916571	9,0269	3,329923	1,233676		0,361076					
SPECIFY MOLE FRACTION Fe2+/Fe*												0,9	Option to fix Fe2O3/TiO2:	1		
Primary Melt																
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5				
45,74976112	1,381559	10,83789	0,054584	0,902681	10,49425	0,151645	20,62672	6,362167	2,325181	0,861437	0	0,252128				
Residual Lithology																
Garnet Peridotite																

INPUT MEASURED LIQUID COMPOSITION HERE												Cape Purvis: G0030220-2				
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5					
48,05699482	1,965858	15,42597	0,090269	11,65473	0,160478	9,137229	8,946661	3,329923	1,223646		0,351046					
SPECIFY MOLE FRACTION Fe2+/Fe*												0,9	Option to fix Fe2O3/TiO2:	1		
Primary Melt																
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5				
45,70756913	1,405037	10,94714	0,073814	0,915271	10,49392	0,151782	20,45856	6,380375	2,353553	0,86486	0	0,249116				
Residual Lithology																
Garnet Peridotite																

Paulet

INPUT MEASURED LIQUID COMPOSITION HERE												Paulet: LLO030220-1				
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5					
46,85964173	2,226635	16,53929	0,072215	10,9727	0,160478	7,853403	9,0269	4,122284	1,404184		0,762272					
SPECIFY MOLE FRACTION Fe2+/Fe*												0,9	Option to fix Fe2O3/TiO2:	1		
Primary Melt																
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5				
45,296	1,722	12,709	0,063	0,935	10,271	0,159	17,054	6,970	3,160	1,076	0,000	0,584				
Residual Lithology																
Garnet Peridotite																

INPUT MEASURED LIQUID COMPOSITION HERE												Paulet: LLO030220-6				
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5					
46,89284784	2,316904	16,69977	0,062185	10,82225	0,160478	7,321819	9,187378	4,342942	1,444304		0,802391					
SPECIFY MOLE FRACTION Fe2+/Fe*												0,9	Option to fix Fe2O3/TiO2:	1		
Primary Melt																
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5				
45,279	1,786	12,792	0,054	0,919	10,231	0,160	16,668	7,073	3,319	1,104	0,000	0,613				
Residual Lithology																
Garnet Peridotite																

INPUT MEASURED LIQUID COMPOSITION HERE												Paulet: LLO030220-9				
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5					
46,39873221	2,276785	16,76997	0,051152	10,90249	0,160478	7,702955	9,177348	4,322882	1,454334		0,782331					
SPECIFY MOLE FRACTION Fe2+/Fe*												0,9	Option to fix Fe2O3/TiO2:	1		
Primary Melt																
SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	P2O5				
45,011	1,787	13,086	0,045	0,943	10,234	0,160	16,430	7,195	3,366	1,133	0,000	0,609				
Residual Lithology																
Garnet Peridotite																

Figura 37: Tabla Excel con parámetros de entrada y salida para simular el contenido de elementos mayores del fundido primario y la litología de la fuente residual a través del programa Primelt3.

Por otro lado, si se considera el contenido de elementos trazas más incompatibles, los cuales no varían su contenido ampliamente por procesos de cristalización fraccionada, se puede interpretar que la fuente que dio origen al magmatismo de ambos centros eruptivos se encuentra enriquecida en estos elementos, en especial en el contenido de LREE, LILE y Pb con respecto al manto primitivo de Sun & McDonough, 1989 (Figura 35). La clasificación de una fuente enriquecida en elementos incompatibles resulta útil para obtener un acercamiento de las posibles características composicionales de la fuente que origina el magmatismo en la zona de estudio al apreciar que esta se encuentra enriquecida en dichos elementos con respecto al manto primitivo. En la figura 39, se

puede apreciar a través de razones entre distintos elementos trazas incompatibles, que las rocas de ambos centros eruptivos parecieran ser similares a los productos volcánicos provenientes de una fuente enriquecida tipo HIMU, EMI y EMII, designadas comúnmente como fuente para magmatismo tipo OIB con datos de Weaver et al.,1991 y Willbold et al.,2006. En particular, las muestras del volcán Paulet presentan mayor afinidad composicional con una fuente tipo HIMU al estar enriquecida en Nb con respecto a elementos LILE como Rb y Ba (Figura 39 A y C). En caso contrario las muestras del volcán CapePurvis se encuentra empobrecido en Nb con respecto a Paulet e HIMU y se asemeja al rango composicional para EMII.

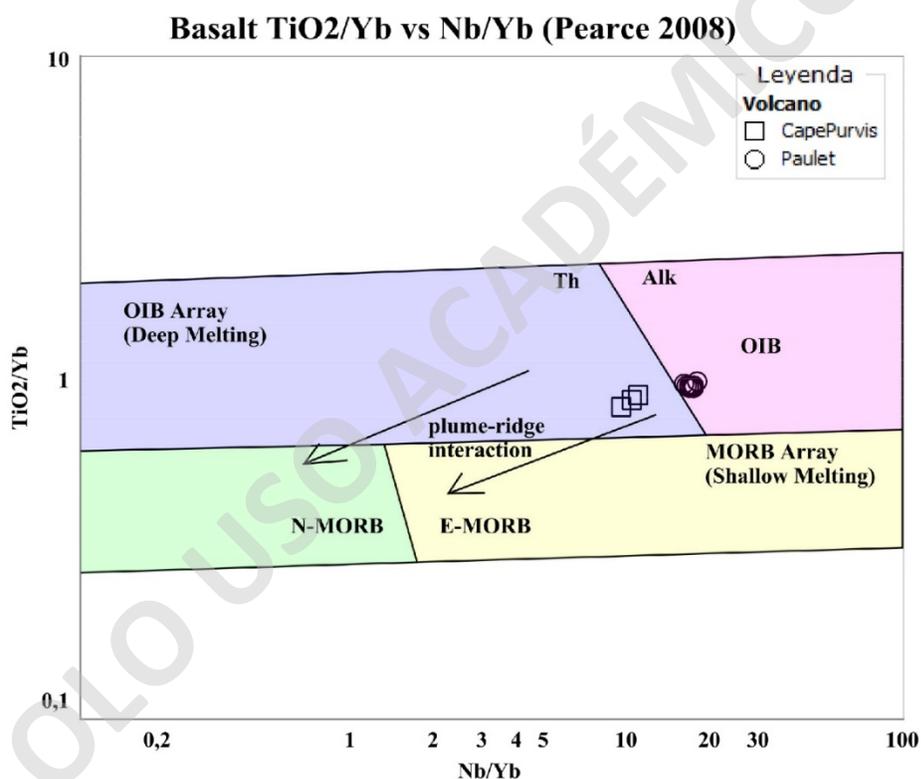


Figura 38: Diagrama Nb/Yb vs TiO_2/Yb (Pearce et al., 2008), con las muestras de CapePurvis y Paulet para la discriminación con posibles fuentes con la presencia de granate residual.

Cabe destacar que la clasificación del tipo de fuente enriquecida a través de las proporciones de elementos incompatibles sirve exclusivamente para observar una aproximación del posible espectro composicional de la fuente, ya que el contenido y las proporciones de elementos traza en basaltos provenientes de HIMU y EM tiende a ser muy variable (Willbold et al., 2006) y se debe determinar de manera más clara mediante análisis de isotopos radiogénicos.

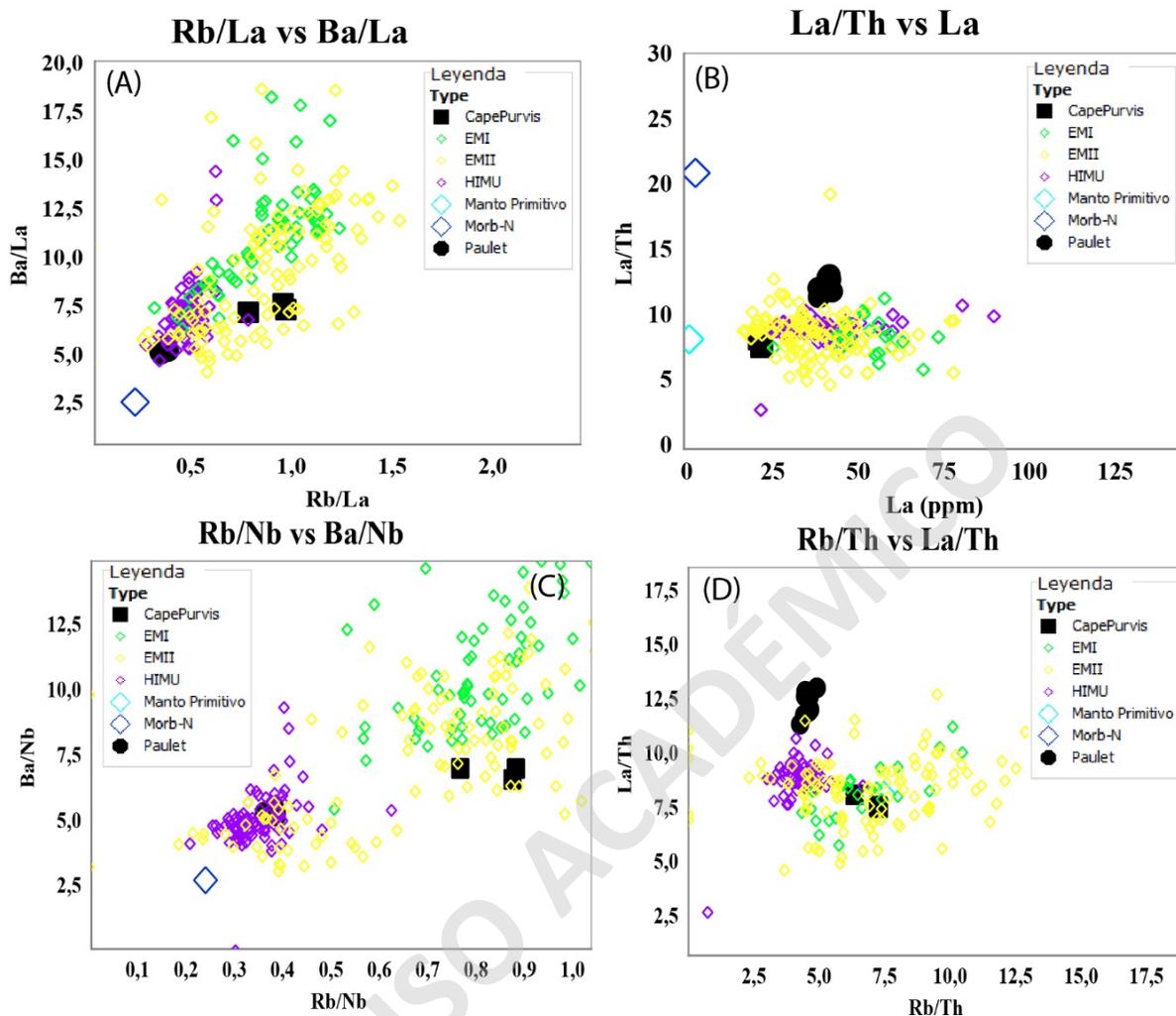


Figura 39: Diagrama de proporciones entre elementos traza como factor discriminante para caracterizar el tipo de fuente según su composición con datos de los volcanes CapePurvis y Paulet, EMI, EMII e Himu con datos de Weaver., 1991 y Willbold et al.,2006 y magmatismo OIB y Morb-N de Sun & McDonought.,1989. A) Proporciones de elementos LILE vs La (Ba/La vs Rb/La). B) Diagrama La/Th vs La. C) Grafico de elementos LILE vs HFSE (Ba/Nb vs Rb/Nb). D) Proporciones La/Th vs Rb/Th.

Desde un punto de vista mineralógico y composicional, la fuente de estos centros eruptivos concuerda con las observaciones propuestas por otros estudios en los volcanes Paulet y CapePurvis, y en JRIVG en general (Ej: Smellie et al., 2006 y Kosler et al., 2009), los cuales postulan una fuente con presencia de granate residual con un espectro composicional que involucra una fuente enriquecida tipo EMI a través de sus proporciones isotópicas.

Resulta relevante destacar que la presencia de una fuente con estas características implica la fusión de una parte del manto que se encuentra comúnmente a profundidades superiores a 50 km (McDonough & Rudnick.,1989) y es por esto que la presencia de un punto caliente debajo de la zona estudiada o la surgencia de zonas profundas del manto consecuencia de los esfuerzos tensionales generados por el marco geodinámico de la Península Antártica, podrían ser candidatos para explicar la fusión en zonas profundas del manto superior.

Fusión parcial.

Los altos contenido de TiO_2 y K_2O que tienden a comportarse de manera independiente al contenido de MgO (Figura 29 H y F), el enriquecimiento de elementos incompatibles en ambos centros eruptivos con respecto al manto primitivo y las altas razones de LREE/HREE en una fuente con granate residual, evidencian procesos de fusión parcial de bajo grado en las fuentes que dan origen al magmatismo presente en ambos centros eruptivos.

La figura 40 permite interpretar, a través de razones LREE/HREE, diferentes grados de fusión parcial entre Cape Purvis y Paulet. Las razones entre estos elementos con diferentes coeficientes de distribución se utilizan comúnmente para identificar la magnitud de los procesos de fusión parcial en fuente con granate residual. El Sc y en menor medida el Yb son elementos que tienden a fraccionarse fuertemente con la presencia de granate, de modo que las proporciones Sc/La tienden a ser menores a bajos grados de fusión mientras que La/Yb tiende a aumentar.

Considerando las características de la fuente de manto mencionada en el capítulo anterior, se realiza un modelo de fusión parcial de una fuente primitiva con la presencia de granate residual para ambos centros eruptivos, con el fin de simular los posibles grados de fusión parcial. El tipo de fuente contemplada son una Lherzolita de granate y una Hazburgita de granate con 9% y 4,3% de composición mineralógica modal de dicho mineral respectivamente (Sun & Liang, 2014). Se utilizan los elementos La e Yb , ya que ambos son elementos inmóviles en otro tipo de procesos y el Yb tiende a fraccionarse fuertemente en el granate.

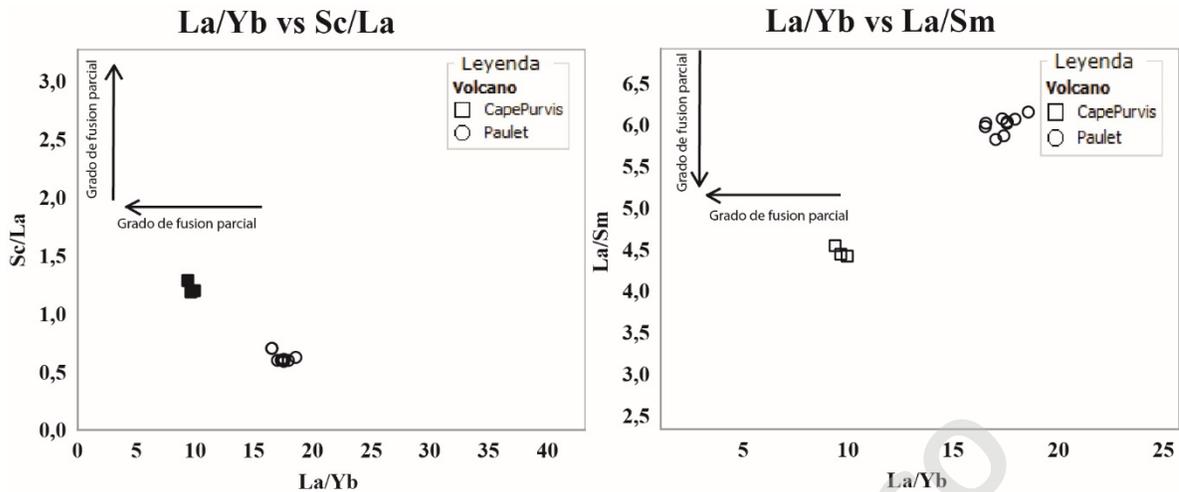


Figura 40: Diagrama entre elementos traza incompatibles con diferente coeficiente de distribución en el granate, el cual sirve para identificar posibles diferencias en el grado de fusión parcial en fuentes con estas características.

Resulta poco confiable considerar un valor promedio de elementos traza de una fuente enriquecida tipo HIMU, EMI o EMII producto de la variabilidad composicional que demuestran sus productos (Willbold et al., 2006). Debido a esto se llevará a cabo el cálculo de fusión parcial considerando la misma fuente para ambos centros eruptivos con valores de manto primitivo con datos de Sun & McDonough, 1989.

Para poder evidenciar posibles diferencias en el grado de fusión parcial se utiliza la ecuación *modal batch melting* (Shaw, 1970):

$$\frac{C^l}{C^0} = \frac{1}{D_0 + F(1 - D_0)}$$

Donde C^l es la composición del líquido inicial, C^0 es la composición de la fuente, D_0 es el *bulk partition coefficient* y F es el grado de fusión parcial. El valor del *bulk partition coefficient* es calculado como:

$$D_0 = \sum X_0^i K_0^i$$

Donde X_0^i es la moda mineral de la fase i para un determinado elemento y K_0^i es el coeficiente de partición de dicho mineral en la fase i . La moda mineral y el coeficiente de distribución son expuestos en la tabla 2.

	Mineral / Fuente	Lherzolita de granate	Hazburgita de granate
Moda de la fuente	Olivino	0.57	0.56
	Ortopiroxeno	0.275	0.39
	Clinopiroxeno	0.065	0.007
	Granate	0.09	0.043
	Mineral/Elemento	La	Yb
K0	Olivino	0.0004	0.0015
	Ortopiroxeno	0.0006	0.077
	Clinopiroxeno	0.03	0.43
	Granate	0.002	6.6
	Fuente/ Elemento	La	Yb
D0	Lherzolita de granate	0.002523	0.64398
	Hazburgita de granate	0.000754	0.31768

Tabla 2. Tabla con la moda mineral (Sun & Liang, 2014), el coeficiente de partición K0, para cada elemento en la fase mineral (olivino: McKenzie & O'Nions., 1991; Clinopiroxeno y ortopiroxeno: Adam & Green., 2006; granate: Takada & Okayasu., 2003) y el cálculo del bulk partition coefficient D0.

Si se considera la misma fuente para ambos centros eruptivos, la relación entre el grado de fusión parcial estará dada por la siguiente ecuación, manteniendo siempre la misma proporción si se considera igual valor para la composición inicial de la fuente (C_0).

$$C^0 = [D_0 + F(1 - D_0)]C^l$$

$$C_{(Paulet)}^0 = C_{(CapePurvis)}^0$$

$$[D_{0(P)} + F_{(P)}(1 - D_{0(P)})]C_{(P)}^l = [D_{0(C)} + F_{(C)}(1 - D_{0(C)})]C_{(C)}^l$$

Al observar la figura 41, se puede evidenciar que a pesar de que la fuente contemplada en este caso para nada representa la verdadera composición de elementos traza de la fuente real, el grado de fusión parcial para Cape Purvis siempre será mayor a Paulet si se considera el mismo espectro composicional de la fuente. Este análisis explicaría las diferencias en el contenido de elementos incompatibles inmóviles en procesos de subducción principalmente de REE entre ambos centros eruptivos, ya que las muestras del volcán Paulet se encuentran mayormente enriquecidas en LREE con respecto a Cape Purvis (Figura 33). Cabe destacar que probablemente si se tuviera la real composición de la fuente el grado de fusión parcial sería notablemente mayor para ambos centros eruptivos, pero mantendrían las diferencias proporcionales entre ellos.

El bajo grado de fusión parcial en una fuente con granate residual con un espectro composicional enriquecido en elementos incompatibles para los productos de los volcanes Paulet y Cape Purvis como parte de JRIVG, coincide con el análisis efectuado por Hole et al., 1994; Smellie et al., 2006 y Kosler et al., 2009.

Influencia de subducción.

La actividad magmática en los volcanes Paulet y Cape Purvis, es contemporánea al cese o retroceso de losa en la zona de subducción presente en las Islas Shetland del Sur y a la apertura de una cuenca de tras arco en el rift Bransfield. Los magmas en ambientes de subducción al igual que sus cuencas de tras arco por lo general presentan patrones geoquímicos asociados a la interacción del slab subductado con el manto subyacente a través del aporte de fluidos, asimilación de sedimentos o corteza subducida.

En particular los productos del volcán Cape Purvis presentan en su geoquímica evidencia asociada a la interacción de la fuente con fluidos provenientes del slab subductado producto del empobrecimiento de Nb-Ta y sus relaciones LILE/HFSE similares a los basaltos alcalinos más empobrecidos presentes en rift de Bransfield. De manera contraria, los productos del volcán Paulet no presentan evidencia de interacción con los componentes de subducción al tener un enriquecimiento de Nb-Ta y proporciones LILE/HFSE similares a OIB (Figura 41). Resulta

relevante destacar estas diferencias composicionales, ya que posiblemente refleje el alcance que poseen los componentes de subducción en esta dirección.

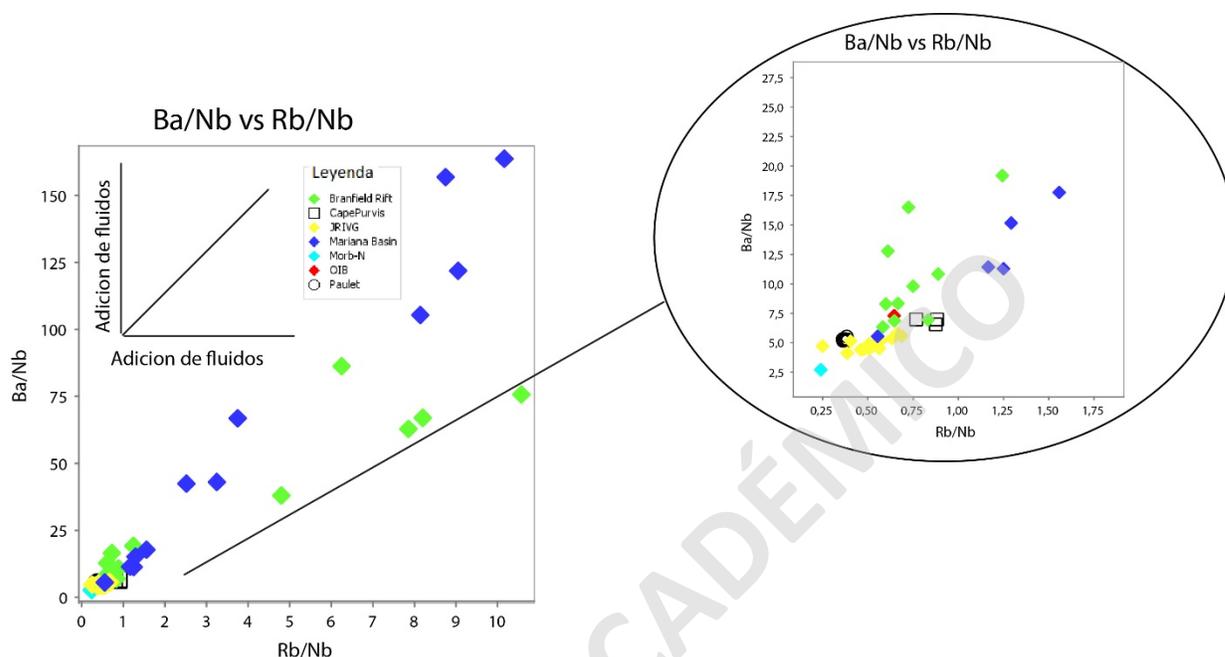


Figura 41: Razones LILHFSE con muestras de los volcanes Paulet y Cape Purvis, Rift de Bransfield con datos de Keller et al., 2002, muestras de la cuenca de tras arco Mariana con datos de Pearce et al., 2005, OIB y MORB-N de Sun & McDonough., 1989. Proporciones Rb/Nb vs Ba/Nb A la derecha de todos los datos y a la izquierda un zoom de la agrupación de datos concentrados en la esquina inferior izquierda del gráfico.

Por otro lado, este proceso por sí solo no logra explicar las variaciones en el contenido de ciertos elementos específicos entre ambos volcanes. El mayor contenido de SiO_2 (Figura 29 A), las mayores proporciones $Th/Ce - Th/Ta$ y levemente menores de $Sr/Th - Ba/Th$ en las muestras del volcán Cape Purvis presentadas en la figura 42, reflejan la acción de procesos de asimilación de sedimentos, que podría ser el responsable del leve enriquecimiento de Th y SiO_2 para dicho volcán con respecto al promontorio Paulet.

Las limitaciones de estas razones recaen principalmente en la dificultad de encontrar elementos que sean afines exclusivamente a procesos de asimilación de sedimentos o adicionados por la interacción con fluidos de subducción, sin ser influenciados por las diferencias en el grado de fusión parcial. A pesar de ello, las mayores proporciones entre elementos LILE/HFSE y $Th/Ce, Ta$ para

CapePurvis no se logran explicar por mayores grados de fusión parcial con respecto a Paulet, producto que dichos elementos tienden a disminuir su contenido relativo a mayores tasas de fusión.

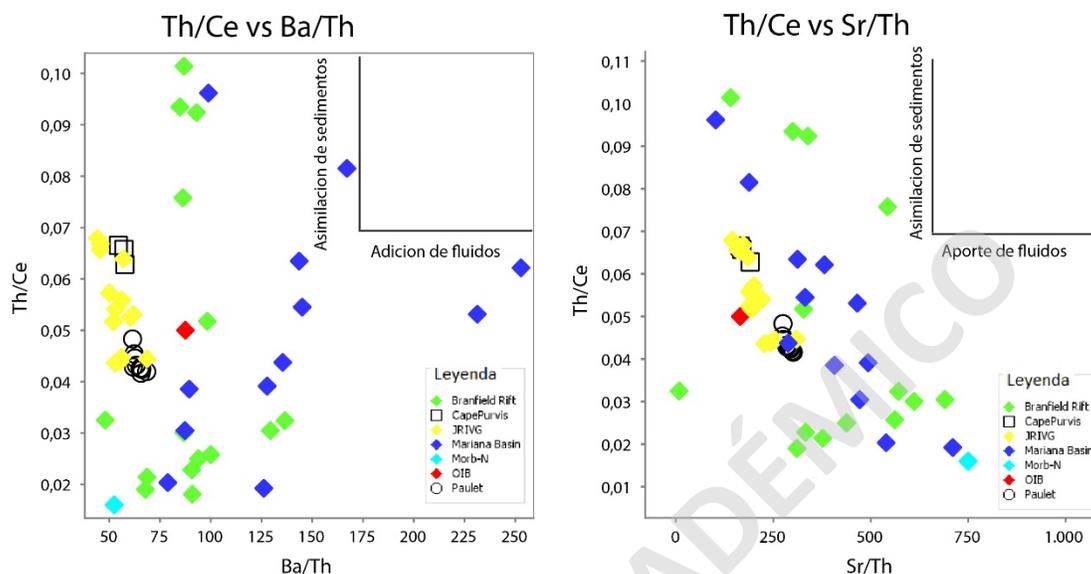


Figura 42: Razones Th/Ce vs LILE (Sr,Ba)/ Th, como indicadores del grado de asimilación de sedimentos y adición de fluidos respectivamente.

El bajo grado de aporte de fluidos de subducción y la escasa asimilación de sedimentos en los productos del volcán CapePurvis coinciden con lo evidenciado en estudios anteriores (Ej: Hole et al., 1994; Smellie et al., 2006; Kosler et al., 2009; Kraus et al., 2013; Hasse & Beier., 2021). Estos dos procesos junto con el grado relativo de fusión parcial explican las principales diferencias en el contenido de elementos trazas incompatibles entre Paulet y Cape Purvis.

Cristalización fraccionada.

Una de las características en común de ambos centros eruptivos es su composición relativamente primitiva producto de sus altos contenidos de MgO (7 – 9 % wt) y bajos de SiO_2 (46 – 48 % wt), los cuales reflejan la escasa acción de procesos que modifican el contenido final de estos elementos, como la cristalización fraccionada.

Los contenidos de *Ni* (93- 157 ppm) y *Co* (39 a 49 ppm) son bastante restringidos para ambos centros eruptivos y se aprecia una correlación positiva muy evidente con el contenido de *MgO* (Figura 32 A y B). Esta tendencia tan marcada posiblemente se deba a la cristalización fraccionada de olivino, ya que dichos elementos tienden a integrarse en la red cristalina del mineral reemplazando principalmente *Mg* y *Fe* (Figura 41 A y B). De manera menos evidente, los contenidos de *CaO* (8 – 10 %wt) y *Cr₂O₃* (0.05 – 0.09 %wt) tienden a presentar una leve correlación positiva con el contenido de *MgO* (Figura 29 D y J). Como no se aprecia una clara correlación directa entre el contenido de *Sr* y *CaO* lo más probable es que la cristalización de clinopiroxeno sea la responsable de fraccionar dicho elemento por sobre la cristalización de plagioclasa (Figura 43 C).

Por último, la cristalización de minerales no silicatados se aprecia por la leve disminución de *TiO₂*, *V* y *Fe₂O₃* a medida que disminuye el contenido de *MgO*. Los óxidos de *Fe* y *Ti* son minerales candidatos para generar esta modificación en la química del magma en ordenes de magnitud menores que la cristalización de minerales silicatados.

En definitiva, la cristalización fraccionada visualizada a través de diagramas Harker pueden explicar las variaciones composicionales entre los productos volcánicos para cada centro eruptivo e inferir la cristalización de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y en menor medida óxidos de *Fe* – *Ti*. Cabe destacar que el escaso muestreo del volcán Cape Purvis impide ver de manera más certera las variaciones composicionales de sus productos y por ello las líneas de tendencia de fraccionamiento mineral solo sirven como una interpretación cualitativa.

Por lo general las interpretaciones expuestas en este apartado concuerdan con las observaciones presentadas por otros autores, los cuales evidencian cristalización fraccionada a alta presión de olivino, piroxenos y plagioclasas para todo JRIVG (Barker, 1977; Smellie.,1987; Smellie et al., 2006; Kosler et al., 2009; Kraus et al., 2013).

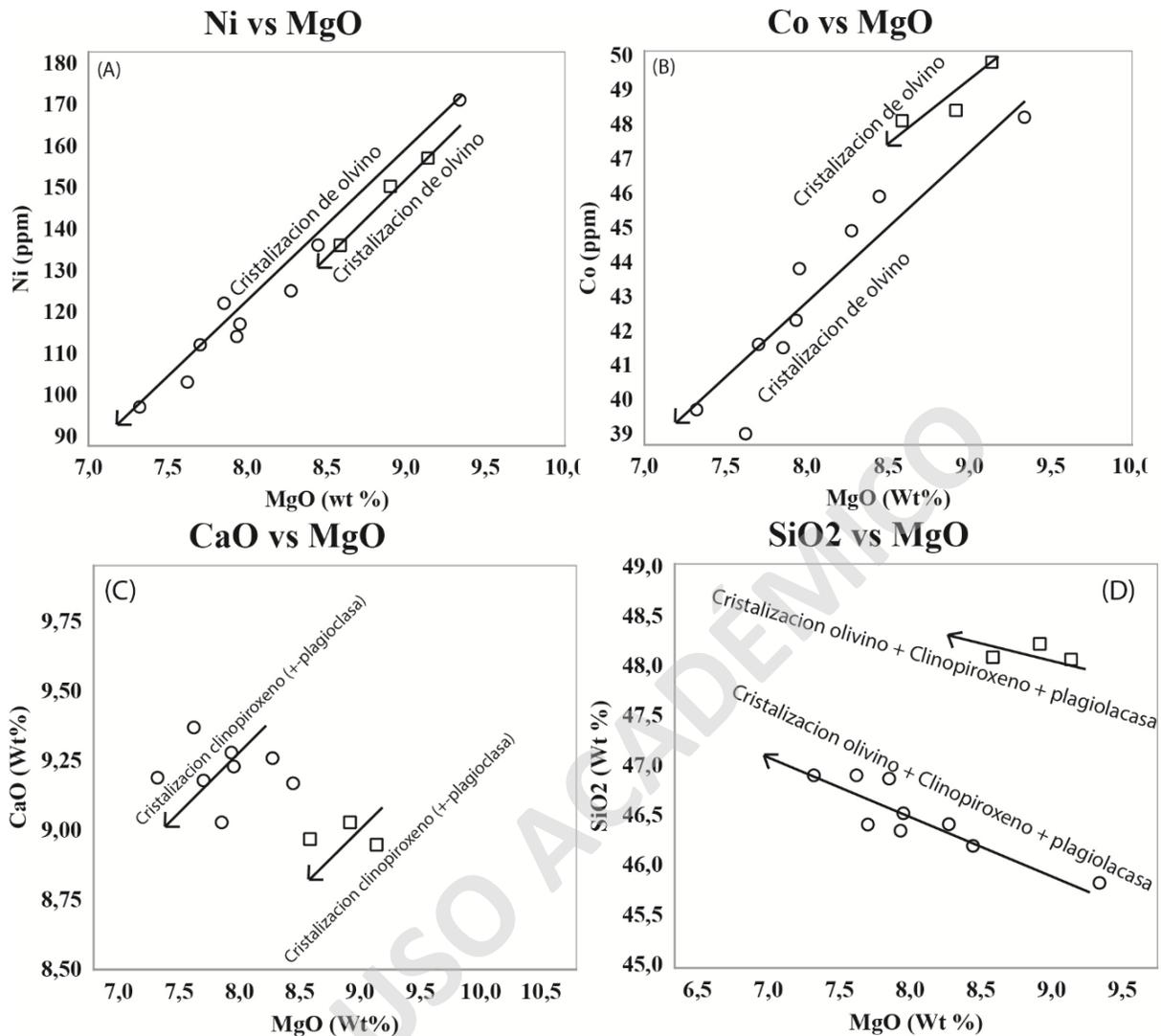


Figura 43: Diagrama Harker con modelo de cristalización cualitativo. A) Diagrama Ni vs MgO para la cristalización de olivino. B) Diagrama Co vs MgO el cual evidencia la cristalización de olivino. C) Figura CaO vs MgO el cual refleja la cristalización de clinopiroxeno y en menor medida plagioclasa. D) Diagrama SiO₂ vs MgO, el cual explica la variación del contenido de óxido de sílice con la cristalización de minerales silicatados.

Análisis textural.

Las muestras de lavas y fragmentos juveniles provenientes de ambos centros eruptivos (tabla 3), presentan en términos generales texturas hipocristalina, porfídica e inequigranular, las cuales pueden ser explicadas por al menos dos etapas de cristalización y enfriamiento. La primera etapa se caracteriza por un enfriamiento lento, a bajas tasas de nucleación, en la cual se forman fenocristales de olivino, clinopiroxeno y escasas plagioclasas de un mayor crecimiento cristalino en comparación con la masa fundamental que las contiene. La segunda etapa quizás a niveles más

superficiales se genera en diferentes condiciones de cristalización, la cual se caracterizan por un rápido enfriamiento y altas tasas de nucleación cristalizando microlitos de olivino, plagioclasa, escasos clinopiroxenos y finalmente vidrio volcánico al momento de solidificarse. El menor tamaño granulométrico de los fenocristales y las mayores proporciones de masa fundamental vítrea en las muestras de CapePurvis probablemente reflejen condiciones de cristalización con mayor tasa de enfriamiento que provoca mayor nucleación y en consecuencia cristales más pequeños en comparación con las muestras de material piroclástico en Paulet. En caso particular la muestra LL030220-5 evidencia una menor tasa de enfriamiento que otras lavas de Paulet al presentar una textura intergranular con mayor proporción en cristales de clinopiroxeno y menor porcentaje de vidrio.

La textura esquelética en escasos fenocristales de olivinos presente en las muestras del volcán CapePurvis probablemente reflejen un cambio en las condiciones iniciales de cristalización que generan un desequilibrio entre los fenocristales y el fundido magmático. Dicha textura se podría generar por el ascenso abrupto del magma, modificando las condiciones de presión y temperatura. La explicación más probable para la presencia selectiva de la textura esquelética en fenocristales de olivino consiste en la presencia de dos grupos diferentes de fenocristales, los cuales se generan en distintas condiciones de presión y temperatura consecuencia de la cristalización en distintos niveles del sistema magmático a medida que asciende el magma. Se descarta un desequilibrio químico entre mineral y líquido producto de la ausencia de zonación o alguna otra evidencia que indique el cambio químico de los cristales, en especial de plagioclasas que presentan texturas seriadas que indican la cristalización continua a medida que cambian las condiciones termodinámicas del sistema.

Los glomeropórfidos presentes en ambos sets de muestras se podrían explicar debido al crecimiento en cúmulos de cristales consecuencia de un ahorro energético a partir de una nucleación heterogénea (Shelley., 1923). La textura traquítica en fenocristales y microlitos de plagioclasas más notorias en muestras de lava, probablemente se generen producto de la orientación de cristales consecuencia del flujo magmático en el conducto volcánico o una vez formada la colada de lava. La textura vesicular se puede explicar debido a la liberación de volátiles en el magma consecuencia de la disminución de la presión y el enfriamiento constante en condiciones superficiales.

Texturas de los centros eruptivos CapePurvis y Paulet					
Volcán/Textura	Intercristalinas	Desequilibrio	Flujo	Nucleación heterogénea	Desgasificación
CapePurvis	Hipocristalina; Porfídica; Vitriofirica; Intergranular; Seriada	Esqueletal y bordes de reabsorción en olivinos.	Traquitica.	Glomeroporfirica en olivinos, olivinos con clinopiroxenos y olivinos, clinopiroxenos y plagioclasas.	Vesicular
Paulet	Hipocristalina; Porfídica; Vitriofirica; Intergranular; Seriada		Traquitica.	Glomeroporfirica en olivinos y olivinos con clinopiroxenos y ortopiroxenos.	Vesicular

Tabla 3. Tabla resumen de las texturas cristalográficas evidenciadas en los cortes transparentes para ambos centros eruptivos.

El análisis petrográfico de las muestras de ambos centros eruptivos concuerda con las observaciones e interpretaciones realizadas en el capítulo de cristalización fraccionada al contener en su mayoría cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasas. Algunas descripciones detalladas en Smellie et al.,2006 y Kraus et al.,2013 concuerdan con la presente descripción exceptuando las evidencias que indiquen erupciones subglaciales.

Ambiente tectónico.

A través del diagrama multielementos normalizado a manto primitivo, se puede evidenciar que las muestras de ambos volcanes difieren notoriamente de MORB-N al tener mayores concentraciones y diferencias en el patrón composicional de elementos trazas. Tanto el volcán Paulet como Cape Purvis se asemejan a los productos tipo OIB, pero presentan leves diferencias como una pendiente negativa en la concentración de elementos LILE desde Cs hasta Ba, un enriquecimiento significativo de Sr y de manera particular el volcán CapePurvis presenta una fosa en los elementos Nb-Ta típicamente generada por la interacción con componentes de subducción (Figura 44A)

En la figura 44 B, se comparan los productos de ambos volcanes con las muestras de mayores y menores razones LILE/HFSE presentes en la cuenca de tras arco en rift de Bransfield con datos de

Keller et al.,2002, normalizadas a manto primitivo de Sun & McDonough, 1989. En este diagrama se puede apreciar que a pesar de la similitud de las proporciones LILE/HFSE entre Cape Purvis y las muestras más empobrecidas del rift de Bransfield (Figura 41), el patrón composicional de los productos volcánicos presenta diferencias principalmente en los elementos como el Th, U y Ta. De igual manera, las muestras del volcán Paulet no encajan con la composición promedio presente en el rift de Bransfield al presentar picos positivos de Nb,Ta y Pb. En la figura 44 C, al comparar las muestras del volcán Paulet y Cape Purvis con los productos de JRIVG con datos de Kosler et al.,2009, se puede apreciar una notable similitud en sus patrones geoquímicos de elementos traza con excepción del empobrecimiento de K y Pb con respecto a JRIVG y el leve pick negativo de Nb y Ta en Cape Purvis.

Por lo mencionado anteriormente resulta relevante destacar que a pesar de la igualdad en algunos patrones composicionales con los productos volcánicos de Bransfield, el magmatismo de los volcanes CapePurvis y Paulet se asemejan en mayor medida a un ambiente tectónico tipo OIB y a la actividad presente en JRIVG. La presencia de la fosa Nb-Ta en las muestras del volcán CapePurvis se puede asociar a la contribución de componentes de subducción presente en el margen constructivo aledaño (Islas Shetland del Sur), los cuales generan pick negativos en los elementos mencionados anteriormente y las proporciones mayores de LILE/HFSE presentes en CapePurvis con respecto a OIB (Figura 41).

En la figura 45, se puede apreciar que, en todos los diagramas de discriminación tectónica binarios y ternarios, los productos de ambos centros eruptivos recaen en el campo dispuesto para OIB. De manera complementaria, se grafican muestras provenientes de la cuenca de tras arco Mariana con datos de Pearce et al.,2005, para poder evidenciar la similitud de sus proporciones en elementos traza en los diagramas binarios con las muestras de tras arco provenientes de Bransfield (Figura 45). Como resultado se visualiza que los productos típicos de cuencas de tras arco tanto de Bransfield como Mariana se asemejan bastante y ambos caen en el campo dispuesto para productos de cuencas de tras arco (Figura 45 A) y Morb- N (Figura 45 B y C).

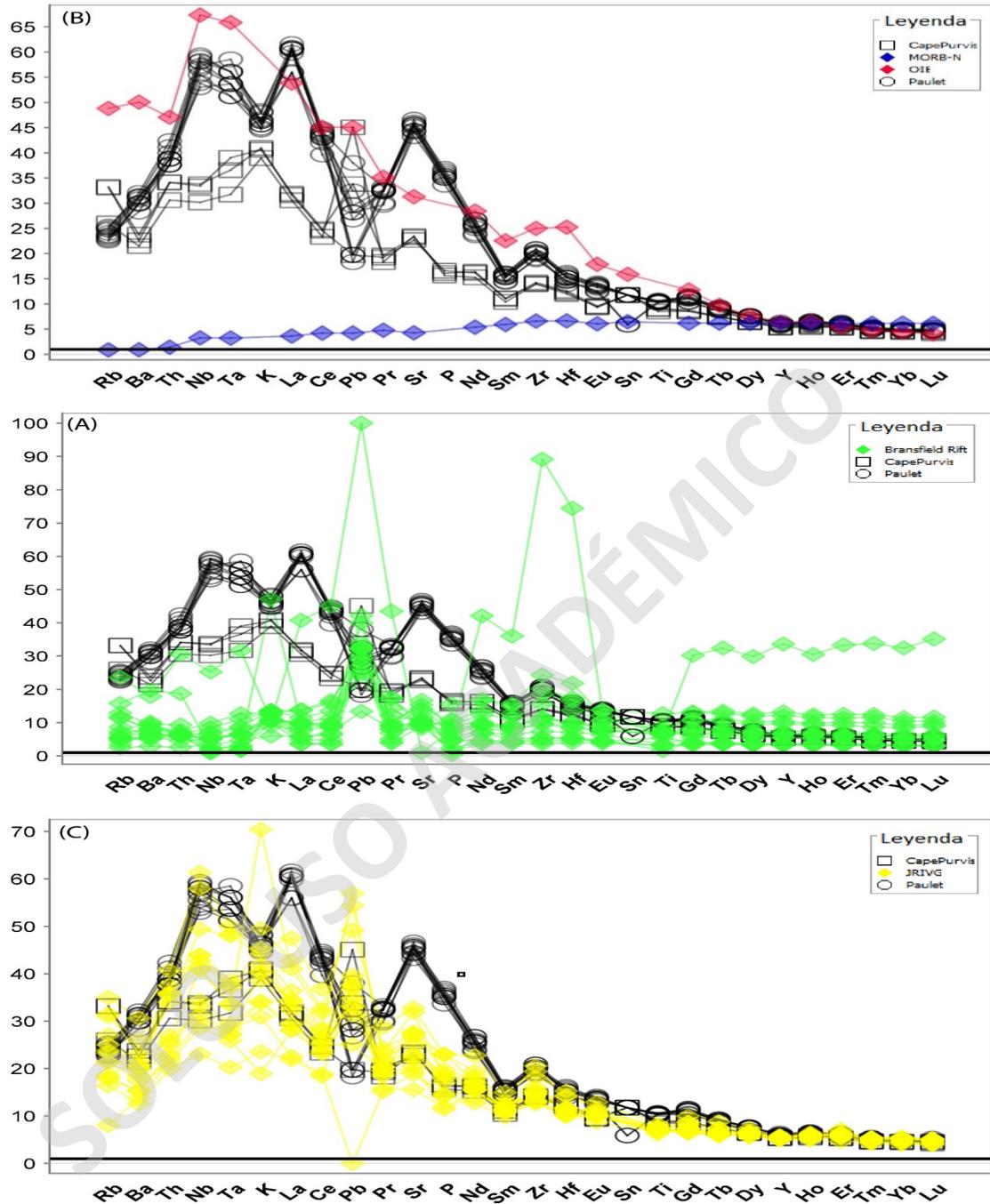
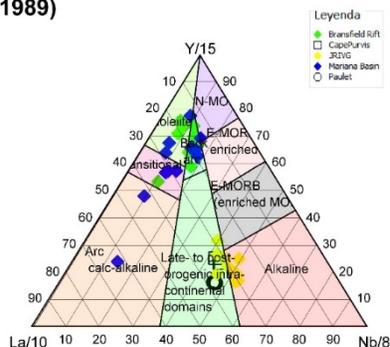


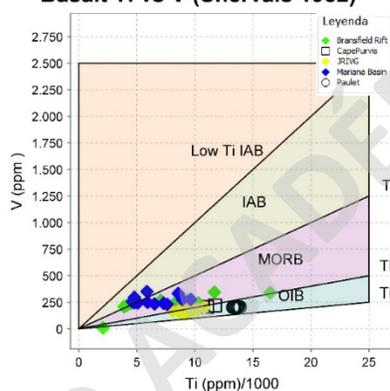
Figura 44: Diagramas Multielementos normalizados a manto primitivo de Sun & McDonough. A) Productos volcán CapePurvis y Paulet con MORB-N y OIB de Sun & McDonough, normalizados a manto primitivo. B) Productos volcán Paulet y Cape Purvis con productos volcánicos del rift Bransfield con datos de Keller et al.,2002, normalizados a manto primitivo. C)Productos volcán Paulet y CapePurvis con productos volcánicos de JRIVG con datos de Kosler et al., 2009, normalizados a manto primitivo.

De acuerdo con Li et al.,2015 los diagramas binarios y ternarios se deben utilizar en compañía de diagramas multielementos para poder evidenciar las particularidades químicas que pueden ayudar a distinguir más específicamente el ambiente tectónico en el cual se desenvuelve el magmatismo. Por lo dicho anteriormente, resulta relevante mencionar que los diagramas de discriminación tectónica que utilizan elementos trazas resultan útiles para distinguir entre basaltos de dorsal oceánica MORB, OIB y productos en ambiente en subducción, pero no para utilizarlos deliberadamente para clasificar entre ambientes tectónicos más específicos, producto de la amplia variabilidad composicional de estos productos (Li et al.,2015).

Tectonic Classification of Mafic Igneous Rocks (Cabanis and Lecolle 1989)



Basalt Ti vs V (Shervais 1982)



Basalt Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce 2014)

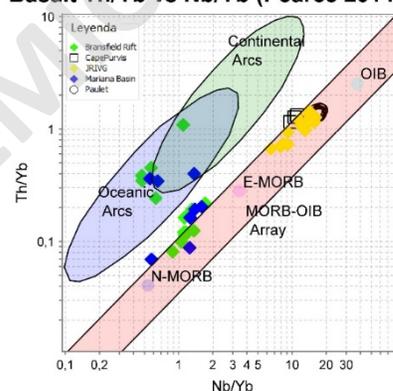


Figura 45: Diagramas de discriminación tectónica con las muestras de los volcanes Cape Purvis y Paulet. A) Diagrama binario de Shervais., 1982. B) Diagrama terciario de Cabanis & Thieblemont., 1988. C) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce., 2014.

Por otro lado, si se considera lo evidenciado en el apartado de características de la fuente, en el cual se postula una fuente con granate residual con un espectro composicional similar al de fuentes que se encuentra en ambientes tectónicos tipo OIB, sirve como un argumento más para catalogar las manifestaciones volcánicas estudiadas inmersas en este ambiente. El manto subyacente que aporta las características composicionales de la fuente, junto con los procesos variables de generación y diferenciación de magma, dependen del entorno tectónico global en el que funcionan (Wilson, 1989), los cuales en este caso comparten dichas similitudes con el ambiente tectónico propuesto.

Finalmente se comprueba la hipótesis sobre el ambiente tectónico tipo OIB asociado a las manifestaciones más alejadas de la zona de subducción para el volcán Paulet y CapePurvis, las cuales se generan producto de procesos extensionales de tras arco desde el punto de vista geodinámico. Por sus similitudes geoquímicas y petrográficas se puede agrupar de manera más certera la actividad magmática en el volcán Paulet como parte de JRIVG y enmarcarlas en un mismo ambiente tectónico.

Resulta interesante destacar que los procesos extensionales de tras arco pueden generar magmatismo de distintas signaturas geoquímicas lo cual concuerda con el entendimiento actual de estos procesos en la literatura (Pearce al.,2014; Smellie 2021, Hasee y Beier, 2021).

Comparación Paulet, CapePurvis y JRIVG.

Las rocas volcánicas pertenecientes a JRIVG, Paulet y CapePurvis, son notablemente similares en su composición química y en su conjunto, son diferentes de tras arco en rift Bransfield. En la figura 46, se logra apreciar al comparar las muestras analizadas con JRIVG y rift Bransfield con datos de Kosler et al.,2009 y Keller et al.,2002 respectivamente, que gran parte de las muestras para JRIVG, Paulet y CapePurvis son traquibasaltos y basaltos las cuales difieren de los productos más diferenciados en rift Bransfield al presentar mayores contenidos de SiO_2 y menores de álcalis (Figura 46 A). De igual manera Los contenidos de MgO y K_2O para JRIVG, Paulet y CapePurvis tienden a ser notablemente diferentes al volcanismo en el rift Bransfield al presentar contenidos más elevados en estos elementos (Figura 46 B).

Con respecto a la geoquímica de elementos traza, se puede aseverar que el comportamiento y la concentración de los elementos incompatibles son casi indistinguibles entre Paulet, CapePurvis y JRIVG, con excepción del empobrecimiento en Nb Y Ta presente en CapePurvis, lo cual se explica por la escasa contaminación de fluidos y sedimentos provenientes de la zona de subducción mencionado en el apartado anterior de ambiente tectónico. La principal diferencia entre los productos volcánicos de rift Bransfield y JRIVG, es el empobrecimiento de Nb-Ta y las mayores proporciones LILE/HFSE de Bransfield (Ej: Kosler et al.,2009).

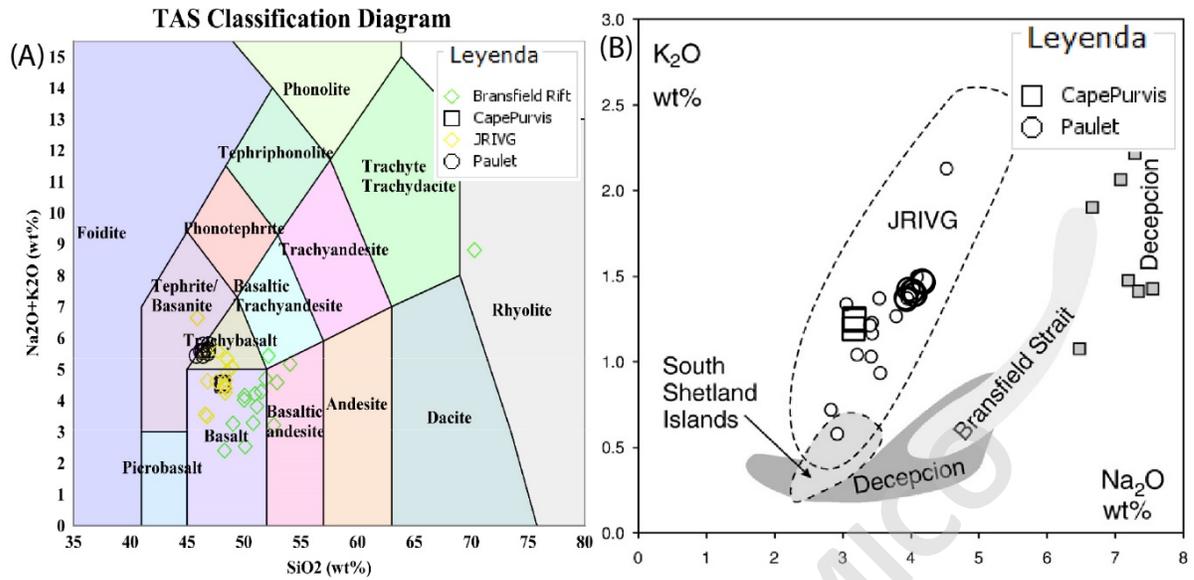


Figura 46: A) Diagrama Tas con las muestras de los volcanes Cape Purvis y Paulet, muestras provenientes de rift Bransfield de Keller et al., 2002 y productos volcanicos de JRIVG con datos de Kosler et al., 2009. B) Diagrama K₂O vs Na₂O de Kosler et al., 2009 modificado.

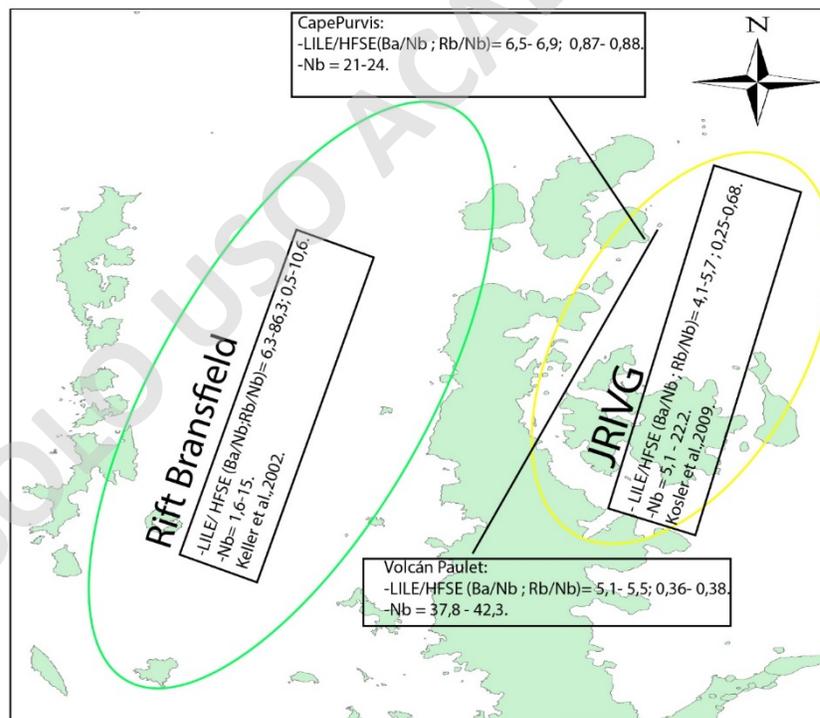


Figura 47: Mapa esquemático con la ubicación espacial de rift Bransfield, JRIVG, Cape Purvis y Paulet con sus respectivas proporciones LILE/HFSE y su contenido de Nb.

Modelo petrogenético.

En base a los rasgos geoquímicos y petrográficos presentes en los volcanes Paulet y CapePurvis, se interpreta que estos centros eruptivos fueron afectados por diferentes procesos en el origen y durante el ascenso del magma, lo cual explicaría las principales diferencias en el contenido de elementos mayores y traza.

La composición del fundido primario estaría afectada por la escasa influencia de componentes provenientes del slab a una fuente enriquecida tipo OIB con presencia de granate residual en el volcán CapePurvis, generando así mayores razones de elementos LILE/HFSE en comparación con el volcán Paulet. Diferentes grados de fusión parcial, mayores para el volcán CapePurvis, explicarían las diferencias en las concentraciones de REE presentes en ambos centros eruptivos, lo cual genera un enriquecimiento en LREE en el volcán Paulet con respecto a CapePurvis.

El magmatismo generado consecuencia de la fusión parcial en la fuente se acumularía en reservorios dispuestos a una profundidad aproximada de 25 km (Anabalón, 2021), consecuencia de la surgencia del manto astenosferico generada por el régimen geotectónico que envuelve la Península Antártica (González Ferran., 1984; Anabalón, 2021) y donde se generaría el primer evento de cristalización de alta presión (Hole et al.,1994; Smellie et al.,2006; Kosler et al.,2009) que forma gran parte de los fenocristales de olivinos, clinopiroxenos, y plagioclasas en ambos sets de muestras. Las condiciones más superficiales del magma a menor presión y temperatura serian ideales para generar el comienzo del segundo evento de cristalización de mayor nucleación y menor crecimiento que se extiende hasta la extrusión del magma cristalizando los microlitos de olivino, clinopiroxenos y plagioclasas orientadas de acuerdo con el flujo magmático.

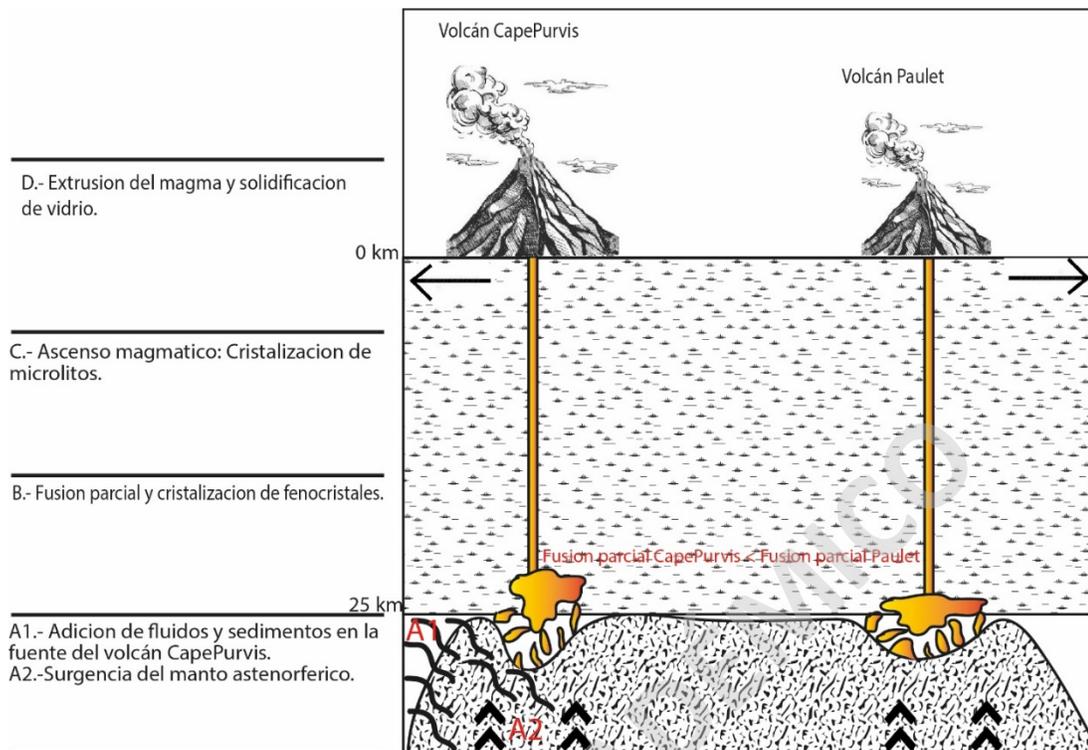


Figura 48: Esquema resumen del modelo petrogenético para los volcanes Cape Purvis y Paulet. A) Etapa inicial: Fusión parcial de la fuente. B) Fusión parcial y primer evento de cristalización. C) Ascenso y residencia magmática. D) Ascenso magmático y erupción.

Las variaciones composicionales entre las muestras de cada centro eruptivo se explican a través de diferencias en las características termodinámicas en procesos de cristalización fraccionada de minerales como olivino, clinopiroxeno, plagioclasas y óxidos de Fe-Ti.

Probablemente la progresión de edad, presente en JRIVG la cual termina en las manifestaciones magmáticas actuales de Cape Purvis y Paulet, se por el avance de un frente de ataque en un sistema de fallas profundas asociada al régimen extensional de tras arco el cual se propaga hacia el NE (González Ferran ,1984; Hole et al.,1994; Anabalon,2021).

CONCLUSIONES.

Las concentraciones primitivas de MgO y SiO_2 , el contenido de elementos traza como Ni , Cr y Co , las proporciones $Th/Nb - Nb/Yb$ y las texturas petrográficas presentes en las rocas de los volcanes Paulet y CapePurvis, reflejan que los procesos p

etrogenéticos como cristalización fraccionada y contaminación cortical los cuales modifican la química inicial del magma primario, no han actuado de manera considerable y por lo tanto ambos sets de muestras se pueden utilizar para deducir las características composicionales de la fuente.

Los procesos petrogenéticos que controlan la evolución magmática para los productos pertenecientes a un mismo centro eruptivo son principalmente el grado de fusión parcial, el cual genera diferencias leves en el contenido de REE y la cristalización fraccionada que modifica levemente el contenido de SiO_2 , CaO , MgO , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Ni , Cr , Co y Sr . La escasa diferencia en el espectro composicional entre los productos y su carácter geoquímico primitivo indica que estos procesos han actuado de manera leve.

A través de la geoquímica de elementos mayores, el contenido de elementos trazas y las razones entre LREE/HREE, se infiere que las características composicionales y químicas de la fuente que da origen al magmatismo bajo CapePurvis y Paulet consisten en una fuente con la presencia de granate residual, enriquecida en elementos incompatibles con composiciones semejantes a HIMU y EMII para CapePurvis y Paulet respectivamente, con la contribución de un componente cortical a través de la adición de fluidos que provocan razones altas de LILE/HFSE y una fosa Nb- Ta, para el caso particular de CapePurvis.

El alto contenido de K_2O y TiO_2 , los cuales se comportan de manera independiente a la concentración de MgO , el enriquecimiento de elementos incompatibles con respecto al manto primitivo y las altas razones de LREE/HREE en una fuente con granate residual, evidencian procesos de fusión parcial de bajo grado en las fuentes que dan origen al magmatismo presente en ambos centros eruptivos. Las menores razones LREE/HREE sugieren que el magmatismo en el

volcán CapePurvis es consecuencia de un mayor grado de fusión parcial que Paulet, si se considera la misma concentración de estos elementos en ambas fuentes.

Las manifestaciones volcánicas en ambos centros eruptivos están dispuestas dentro de un ambiente petrogenético intraplaca producto de la semejanza de su composición química con los productos típicos de OIB. La presencia de la contribución de componentes de subducción en CapePurvis se puede deber al pre acondicionamiento del manto astenosferico, al cual se le adhieren componentes de subducción generando a su vez heterogeneidades composicionales en el manto que podrían explicar la ausencia de estos componentes en el volcán Paulet.

REFERENCIAS.

Almendros, J., Wilcock, W., Soule, D., Teixidó, T., Vizcaíno, L., Ardanaz, O., Granja-Bruña, J., Martín-Jiménez, D., Yuan, X., Heit, B., Schmidt-Aursch, M., Geissler, Dziak, F. Carrión, A. Ontiveros, R. Abella, E. Carmona, J.F. Agüí-Fernández, N. Sánchez, I. Serrano, R. Davoli, Z. Krauss, M. Kidiwela, L. Schmahl. 2002. BRAVOSEIS: Geophysical investigation of rifting and volcanism in the Bransfield strait, Antarctica, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 104, 2020, 102834, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102834>.

Anabálon, A. 2021. Análisis morfotectónico y geodinámico asociado a los Rift de Larsen y Prince Gustav, península antártica, Escuela de ciencias de la tierra, Facultad de ingeniería, Universidad Andrés Bello, <http://repositorio.unab.cl/xmlui/handle/ria/18446>.

Barker, D., Austin, D. 1994. Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: Evidence for distributed extension in marginal-basin formation. *Geology* 1994; 22 (7): 657–660. doi: <https://doi.org/10.1130/0091-7613>.

Barker, P. 1982. *Journal of the Geological Society*, 139, 787-801, 1 November 1982, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.6.0787>.

Barker, P., Burrell, J. 1977. The opening of Drake Passage, *Marine Geology*, Volume 25, Issues 1–3, 1977, Pages 15-34, ISSN 0025-3227, [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(77\)90045-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(77)90045-7).

Barker, P., Griffiths, D. 1972. Discussion on volcanism and the structure of the Earth - The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 271:151–183, <http://doi.org/10.1098/rsta.1972.0005>.

Barker, P., Hill, I. 1981. Back-arc extension in the Scotia Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 300:249–262 <http://doi.org/10.1098/rsta.1981.0063>.

Best, M. 2003. Magmatic Petrotectonic Association. *Igneous and metamorphic petrology* (Ed.2., Vol.1., Pg 365-377) Brigham Young University.

Cande, S., Mutter, J. 1982. A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 58, Issue 2, 1982, Pages 151-160, ISSN 0012-821X, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90190-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90190-X).

Clague, D., Frey, F. 1982. *Journal of Petrology*, Volume 23, Issue 3, August 1982, Pages 447–504, <https://doi.org/10.1093/petrology/23.3.447>.

Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 205, Issues 3–4, 2003, Pages 295-308, ISSN 0012-821X, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).

Fretzdorff, S., Worthington, T., Haase, K., Hékinian, R., Franz, L., Keller, R., Stoffers, P. 2004. Magmatism in the Bransfield Basin: ¿Rifting of the South Shetland Arc? *J. Geophys. Res.*, 109, B12208, doi:10.1029/2004JB003046.

Gill, J. 1976. From island arc to oceanic islands: Fiji, southwestern Pacific. *Geology* 1976;4(2):123–126. doi: <https://doi.org/10.1130/00917613>.

Gonzalez-Casado, J., Giner-Robles, J., y Lopez-Martinez, J., 2000. Bransfield basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin, *Geology*, 28, 1043– 1046.

González-Ferrán, O. 1984. Volcanic and tectonic evolution of the Northern Antarctic Peninsula—Late Cenozoic to recent, *Tectonophysics*, Volume 114, Issues 1–4, 1985, Pages 389-409, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90023-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90023-X).

Haase, K., Beier, C. 2021. Geological Society, London, *Memoirs*, 55, 285-301, 3 February 2021, <https://doi.org/10.1144/M55-2018-37>.

Herzberg, C., Asimow, P. 2008. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9.

Herzberg, C., Asimow, P. 2015. PRIMELT 3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(2), 563-578.

Hole, M., Saunders, A., Rogers, G., Sykes, A. 1995. Geological Society, London, *Special Publications*, 81, 265-285, 1 January 1994, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.081.01.15>.

Karig, D. 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 76(11), 2542– 2561, doi:10.1029/JB076i011p02542.

Kelemen, P., Hanghøj, K., Greene, A. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659.

Keller, R., Fisk, M., Smellie, J., Strelin, J., Lawver, L. 2002. Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations, *J. Geophys. Res.*, 107(B8), doi:10.1029/2001JB000444, 2002.

Košler, J., Magna, T., Mlčoch, B., Mixa, P., Nývt, D., Holub, F. 2009. Combined Sr, Nd, Pb and Li isotope geochemistry of alkaline lavas from northern James Ross Island (Antarctic Peninsula) and implications for back-arc magma formation, *Chemical Geology*, Volume 258, Issues 3–4, 2009, Pages 207-218, ISSN 0009-2541, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.006>.

Kraus, S., Poblete, F., Arriagada, C. 2010. Dike systems and their volcanic host rocks on King George Island, Antarctica: Implications on the geodynamic history based on a multidisciplinary approach, *Tectonophysics*, Volume 495, Issues 3–4, 2010, Pages 269-297, ISSN 0040-1951, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.035>.

Kraus, S.; Kurbatov, A.; Yates, M. 2013. Geochemical signatures of tephras from Quaternary Antarctic Peninsula volcanoes. *Andean Geology* 40 (1): 1-40. doi: <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a01>.

Larson, R., Chase, S. 1972. Late Mesozoic Evolution of the Western Pacific Ocean. *GSA Bulletin* 1972; 83 (12): 3627–3644. doi: <https://doi.org/10.1130/0016>.

Lawver, L., Keller, R., Fisk, M., Strelin, J. 1995. Bransfield Strait, Antarctic Peninsula Active Extension behind a Dead Arc. In: Taylor B. (eds) *Backarc Basins*. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1843-3_8.

Lawver, L., Sloan, B., Barker, D., Ghidella, M., Von Herzen, R., Keller, R., Chin, C. 1996. Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today*, 6(11), 1-6.

Li, C., Arndt, N., Tang, Q., Ripley, E. 2015. Trace element indiscrimination diagrams. *Lithos*, 232, 76-83.

McDonough, W., Rudnick, R. 1998. Mineralogy and composition of the upper mantle. *Reviews in mineralogy*, 37, 139-164.

McKenzie, D., O'nions, R. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021-1091.

Niu, Y., O'Hara, M. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations, *J. Geophys. Res.*, 108, 2209, doi:10.1029/2002JB002048, B4.

Parra F. 2020. Volcanismo sobre la traza del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui: Petrogénesis de los centros eruptivos menores del estuario de Reloncaví (S41°20' – S41°30'), Región de Los Lagos, Chile. Facultad de ciencias de la Tierra. Universidad Mayor.

Pearce, J. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48.

Pearce, J. 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements* 2014; 10 (2): 101–108. doi: <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>.

Pearce, J., Stern, R. 2006. Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives. In *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions* (eds D.M. Christie, C.R. Fisher, S.-M. Lee and S. Givens). <https://doi.org/10.1029/166GM06>

Saunders, D., Tarney, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 43, Issue 4, 1979, Pages 555-572, ISSN 0016-7037, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90165-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90165-0).

Sdrolias, M., Müller, R. 2006. Controls on back-arc basin formation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q04016, doi:10.1029/2005GC001090.

Shaw, D. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243.

Shinjo, R., Kato, Y. 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin, *Lithos*, Volume 54, Issues 3–4, 2000, Pages 117-137, ISSN 0024-4937, [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00034-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00034-7).

Smellie, J. 1987. Geochemistry and tectonic setting of alkaline volcanic rocks in the Antarctic Peninsula: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1-3), 269-285.

Smellie, J., Kurt, S., Geyer, A. 2021 Geological Society, London, Memoirs, 55, 1-6, 12 April 2021, <https://doi.org/10.1144/M55-2020-14>

Smellie, J., McIntosh, W., Esser, R., Fretwell, P. 2006. The Cape Purvis volcano, Dundee Island (northern Antarctic Peninsula): Late Pleistocene age, eruptive processes and implications for a glacial palaeoenvironment. *Antarctic Science*, 18(3), 399-408. doi:10.1017/S0954102006000447.

Strelin, J., Carrizo, H., López, A., Torielli, C. 1993. Actividad volcánica holocena en la isla James Ross. II Jornadas de Comunicaciones Sobre Investigaciones Antárticas, 335-340.

Sun, C., Liang, Y. 2014. An assessment of subsolidus re-equilibration on REE distribution among mantle minerals olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and garnet in peridotites. *Chemical Geology*, 372, 80-91.

Sun, S., McDonough, W. 1989. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345, 1 January 1989, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research* 99, 13,563–13,573.

Taylor, B., Martinez, F. 2003. Back-arc basin basalt systematics, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 210, Issues 3–4, 2003, Pages 481-497, ISSN 0012-821X, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00167-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00167-5).

Weaver, B. 1991. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19(2), 123-126.

Weaver, S., Saunders, A. 1979. Pankhurst, R.J. et al. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. *Contr. Mineral. and Petrol.* 68, 151–169 (1979). <https://doi.org/10.1007/BF00371897>.

Willbold, M., Stracke, A. 2006. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4).

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/ 10.1007/978-1-4020-6788-4_5](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4_5)

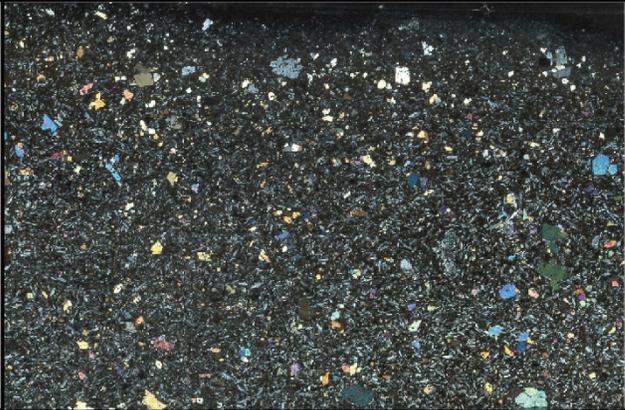
Winter, J. 2014. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Second Edition. Capítulo, 13. Pg. 257 – 298.

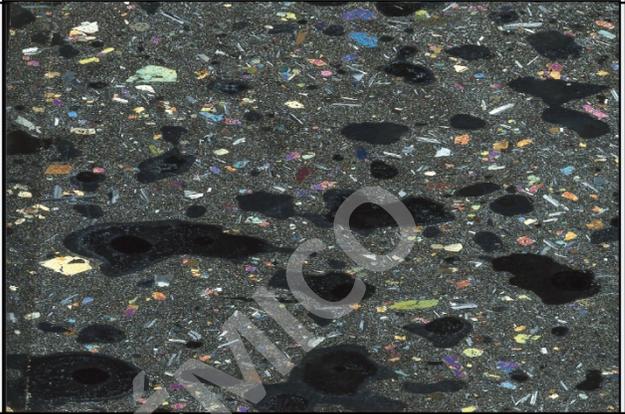
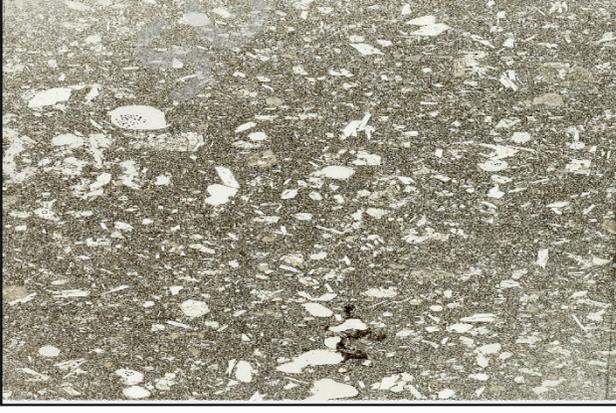
Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J. 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi phase melt extraction and a depleted mantle wedge, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 114, Issue 4, 1993, Pages 491-504, ISSN 0012-821X, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90078-N](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90078-N).

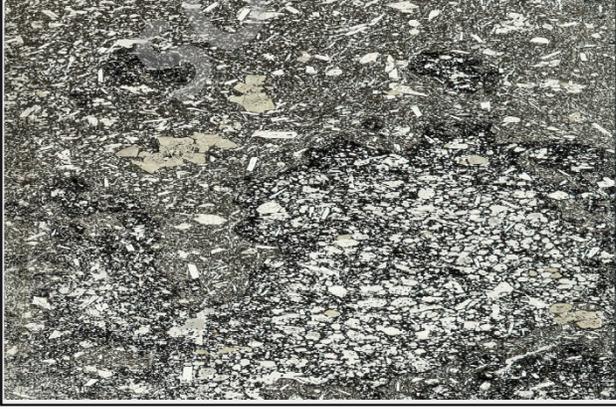
SOLO USO ACADÉMICO

Anexos.

Anexos A. Imagenes de muestras a lamina delgada.

Volcán Cape Purvis	
Codigo de muestra	GO030220-2
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	
Codigo de muestra	GO030220-2
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	
Codigo de muestra	GO030220-3
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	

Volcán Paulet	
Codigo de muestra	LL030220-1
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	
Codigo de muestra	LL030220-3
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	
Codigo de muestra	LL030220-1
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	

Volcán Paulet	
Codigo de muestra	LL030220-4
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	
Codigo de muestra	LL030220-5
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	
Codigo de muestra	LL030220-6
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	

Volcán Paulet	
Codigo de muestra	LL030220-7
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	
Codigo de muestra	LL030220-8
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	
Codigo de muestra	LL030220-9
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados
	

Anexo.B Datos Geoquimicos.

Volcán Paulet									
	LL030220-1	LL030220-2	LL030220-3	LL030220-4	LL030220-5	LL030220-6	LL030220-7	LL030220-8	LL030220-9
SiO2	46.8596417	46.8924972	45.8122906	46.3366495	46.4022464	46.8928478	46.1842132	46.5111619	46.3987322
Al2O3	16.5392871	16.6997653	16.0377926	16.7097952	16.549317	16.6997653	16.3186295	16.5994664	16.7699745
Fe2O3	10.9726986	10.7119215	11.1532366	10.9526389	10.8824296	10.8222503	10.8623699	10.8924595	10.9024894
MgO	7.85340314	7.62271569	9.33782672	7.93364225	8.27465848	7.32181902	8.4451666	7.95370203	7.70295481
CaO	9.02690016	9.36791639	9.1773485	9.27764739	9.25758761	9.18737839	9.16731861	9.22749794	9.1773485
Na2O	4.12228441	4.2225833	4.09219474	4.17243385	4.08216485	4.34294197	4.20252352	4.19249363	4.32288219
K2O	1.40418447	1.3740948	1.34400514	1.39415458	1.35403502	1.44430403	1.3740948	1.39415458	1.45433392
TiO2	2.22663537	2.26675493	2.21660548	2.2968446	2.24669515	2.31690438	2.23666526	2.27678482	2.27678482
P2O5	0.76227157	0.79236124	0.76227157	0.77230146	0.7321819	0.80239113	0.76227157	0.77230146	0.78233135
MnO	0.16047823	0.16047823	0.16047823	0.16047823	0.16047823	0.16047823	0.16047823	0.16047823	0.16047823
Cr2O3	0.0722152	0.05616738	0.06519428	0.05315841	0.06519428	0.06218531	0.06820325	0.07422118	0.05115243
Sum	100	100.167256	100.159245	100.059744	100.006989	100.053266	99.7819344	100.054722	99.9994624
Ba	198	209	209	218	210	219	215	219	224
Ni	122	103	171	114	125	97	136	117	112
Sc	27	27	26	25	25	25	25	25	25
Be	2	1	1	1	2	1	1.5	3	1
Co	41.5	39	48.2	42.3	44.9	39.7	45.9	43.8	41.6
Cs	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.4	0.2
Ga	16	15.6	20.1	20.5	19.5	19.8	19.2	19.5	19.3
Hf	4.5	4.5	4.3	4.8	5	4.9	4.7	4.7	4.7
Nb	38.4	37.8	40.5	42	39.6	41.5	40.8	41.4	42.3
Rb	14.9	14.5	14.7	15.3	14.3	16.1	15	15.7	15.9
Sn	1	1	2	2	2	2	2	2	2
Sr	913.6	933.9	937	971.3	963.5	963.8	958.7	953.1	983.7
Ta	2.1	2.2	2.2	2.3	2.1	2.3	2.4	2.2	2.3
Th	3.2	3.4	3.3	3.3	3.2	3.5	3.3	3.2	3.6
U	1.3	1.1	1.2	1	1	1.3	1.4	1.1	1.3
V	201	203	202	204	204	205	199	200	210
Zr	214.3	211.2	222.7	225.3	224.1	234	227.5	227.7	234
Y	25.5	26.1	26.9	27.3	26.9	27.5	27	26.8	28.8
La	38.4	38.5	41.6	41.6	41.1	41.7	41.8	41.6	42.3
Ce	74.7	70.4	76.4	77.8	76.9	78.5	77.5	76.3	79.3
Pr	8.3	8.19	8.95	9.03	8.92	9.16	9	8.91	9
Nd	32	32.5	34.7	36.1	33.9	36.2	35.2	34.8	34.5
Sm	6.38	6.44	6.76	7.09	6.81	7.16	6.89	6.85	7.03
Eu	2.08	2.12	2.26	2.37	2.33	2.28	2.22	2.31	2.29
Gd	6.19	6.24	6.56	6.67	6.63	6.87	6.71	6.72	6.89
Tb	0.94	0.93	0.97	0.99	0.97	1.01	0.96	0.97	1
Dy	5.13	5.03	5.58	5.54	5.54	5.55	5.48	5.61	5.65
Ho	0.99	0.95	1.03	1.02	1.04	1.06	1.04	1.07	1.09
Er	2.62	2.77	2.86	3.03	2.8	2.95	2.73	2.91	2.98
Tm	0.36	0.37	0.37	0.37	0.38	0.4	0.39	0.38	0.4
Yb	2.32	2.33	2.24	2.39	2.34	2.45	2.33	2.4	2.41
Lu	0.34	0.35	0.36	0.36	0.36	0.36	0.34	0.39	0.36
Mo	4.2	4.2	3.5	3.4	3.8	5.4	3.2	5.9	5.2
Cu	34.3	38.3	24.7	36.6	39.3	36	29.7	33	32.3
Pb	1.4	2	1.3	1.9	2	2.7	1.4	2.3	2.1
Zn	59	65	65	60	63	64	39	64	64
Ni	117.3	105.3	156.3	106.3	121.2	90.2	125	112.6	104.8
As	0.5	0.6	0.7	0.7	0.5	0.9	0	0.9	1.1

Volcán Cape Purvis							
Sample/Element	GO030220-1	GO030220-2	GO030220-3	Sample/Element	GO030220-1	GO030220-2	GO030220-3
SiO ₂	48.079142	48.2134141	48.0569948	Sn	2	2	2
Al ₂ O ₃	15.9976731	15.4560591	15.4259694	Sr	495.3	478.7	490.6
Fe ₂ O ₃	11.4541333	11.6346713	11.6547311	Ta	1.3	1.5	1.6
MgO	8.58558504	8.91657138	9.13722894	Th	2.6	2.9	2.9
CaO	8.96672083	9.02690016	8.94666105	U	0.7	0.8	0.9
Na ₂ O	3.31989328	3.32992317	3.32992317	V	206	219	220
K ₂ O	1.17349702	1.23367636	1.22364647	Zr	156.1	156.9	159.8
TiO ₂	1.84549959	1.95582837	1.96585826	Y	24.5	24.2	24.1
P ₂ O ₅	0.34101623	0.36107601	0.35104612	La	21	21.7	21.9
MnO	0.16047823	0.16047823	0.16047823	Ce	41.4	43.6	44.1
Cr ₂ O ₃	0.05917635	0.06720026	0.090269	Pr	5.05	5.3	5.41
Sum	99.9828149	100.355798	100.342807	Nd	20.7	21.9	22.2
Ba	150	158	166	Sm	4.62	4.91	4.93
Ni	136	152	157	Eu	1.59	1.57	1.61
Sc	27	26	26	Gd	5.09	5.26	5.1
Be	1.5	1.5	1.5	Tb	0.8	0.8	0.81
Co	48.1	48.4	49.8	Dy	4.71	4.73	4.72
Cs	0.3	0.6	0.6	Ho	0.96	0.89	0.91
Ga	18.1	18.5	18.3	Er	2.54	2.6	2.53
Hf	3.7	3.8	3.9	Tm	0.35	0.34	0.34
Nb	21.5	24.1	23.8	Yb	2.24	2.18	2.27
Rb	16.5	21.1	21	Lu	0.33	0.34	0.31
Sn	2	2	2	Mo	1.7	1.3	2.4
Sr	495.3	478.7	490.6	Cu	56.7	28.1	32.4
Ta	1.3	1.5	1.6	Pb	3.2	1.4	2.4
Th	2.6	2.9	2.9	Zn	66	43	52
U	0.7	0.8	0.9	Ni	140.1	158.2	163.3