



**UNIVERSIDAD
MAYOR**

FACULTAD DE CIENCIAS, INGENIERÍA Y TECNOLOGÍA

Escuela de Geología

**MAGMATISMO EN TRANSICIÓN TECTÓNICA SUBDUCCIÓN A
RIFT CONTINENTAL: PETROGÉNESIS DE LA ISLA PINGÜINO,
ANTÁRTICA**

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

IGNACIO JESÚS AGUIRRE SOTO

Profesor guía:

JAVIER ANTONIO REYES VIZCARRA

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

JOAQUÍN BASTÍAS SILVA

SANTIAGO, CHILE

MAYO, 2023

RESUMEN

La Isla Pingüino pertenece al archipiélago de las Islas Shetland del Sur, ubicado entre el Paso de Drake al sur de América del Sur y el estrecho de Bransfield al norte de la Península Antártica. Se enmarca en un complejo contexto geodinámico caracterizado por el fin de la subducción de la placa de Fénix bajo la placa Antártica hace ~3,3 Ma y la apertura del rift de Bransfield. Esta Isla se compone por tres unidades volcánicas, Fm. Marr Point, Fm. Deacon Peak y Fm. Cráter Petrel. Dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y liquenometría (Pánczyk y Nawrocki, 2011; Birkenmajer, 1980) establecen edades para las rocas de la Isla en el rango Pleistoceno-Holoceno.

Los análisis geoquímicos (ICP-OES/ICP-MS), permiten clasificar a los magmas generados en la Isla Pingüino, como basaltos ligeramente alcalinos. La variabilidad composicional internas entre las unidades volcánicas de la Isla se atribuyen principalmente a procesos de cristalización fraccionada (olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti). Estas unidades se caracterizan geoquímicamente por bajas concentraciones de SiO_2 , altas de MgO, Cr y Ni con altas razones de La/Yb, La/Sm y Ce/Y, y bajos valores de HREE, esto se relaciona a la presencia de granate residual en la fuente del manto, lo cual sugiere un problema ya que esta mineralogía se estabiliza a profundidades mayores a 80 km (Davidson *et al.*, 2013) y por lo general cuando se presenta un engrosamiento cortical, caso contrario ocurre en la zona de estudio la cual se caracteriza por un adelgazamiento de la corteza producto de la apertura regional del rift de Bransfield. A pesar de esto, existen otras litologías como piroxenitas que pueden estabilizar granate a presiones más bajas (~ 19 kbar) que una peridotita (> 30 kbar). En este caso la fuente del manto podría corresponder a bolsones de piroxenitas, los cuales se mezclan con peridotitas de espinela en un manto tipo marmolado, las cuales se funden en bajos grados, teniendo un mayor aporte al fundido la piroxenita de granate, evidenciado principalmente en la ligera alcalinidad del magma y en los altos valores de Al_2O_3 , CaO, Cr, y Zr. Clasificando a las rocas de la Isla Pingüino en el grupo Adakítico bajo en SiO_2 propuesto para las Shetland del Sur (Leaty Riley, 2021). También las rocas tienen un notable enriquecimiento en LILE sobre HFSE y REE, junto a anomalías geoquímicas propias del proceso de subducción, esto propiciado por el proceso de *flux melting* continuo durante toda la actividad del arco de las Islas Shetland del Sur.

El magmatismo de la Isla Pingüino es un ejemplo particular del magmatismo de arco donde los de regímenes tectónicos afectan el tipo de manto, grado y el mecanismo físico de fusión parcial y principalmente la geoquímica del magma. Los aportes de este trabajo confirman que las reconfiguraciones tectónicas afectan la dinámica del magmatismo generando importantes variaciones composicionales en el tiempo.

Para mi familia, Beatriz, Alan y Alejandro

SOLO USO ACADÉMICO

Si tienes algo que quieres lograr en tu vida, aquel que va a entregarte tus deseos no es más que uno mismo.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres, Beatriz y Alan los cuales me han apoyado siempre en cada paso que he dado en mi vida, por cada momento de corrección en que me desviaba de mis objetivos, por la motivación de querer superarme y perseverar constantemente a pesar de lo difícil que se pusieran las cosas, por la entrega, sabiduría y paciencia durante mis años universitarios. A mi hermano Alejandro, por los momentos de grandes carcajadas, peleas, carretes y por tu inmenso apoyo en cada momento de mi vida.

Agradezco también al Instituto Antártico Chileno por financiar el proyecto RT-56-18 "*Time constrains for Quaternary volcanism and tectonics in the Bransfield and Larsen rifts, Antarctica*" bajo el cual se desarrolla este proyecto. A las personas de la Base Escudero por su excelente trato, disposición y buena onda en todo momento.

A mi profesor guía Javier Reyes, por su entrega y entusiasmo en la investigación, por compartir su conocimiento conmigo, por los momentos de discusión y momentos más distendidos, hicieron que el trabajo de este proyecto fuese entretenido y ameno. También por darme la gran oportunidad de conocer un lugar extremo y hostil como lo es la Antártica. A mis profesores co-guía Luis Lara y Joaquín Bastías por sus recomendaciones, comentarios y apoyo en el periodo final de la memoria.

Agradezco a todos los docentes de la Universidad Mayor que aportaron en mi formación como profesional durante mis años estudiante, como también a mis amigos cercanos, a Jonatan Vega por bancarme en su depa como lugar de estudio, carretes y por su apoyo en los momentos que más necesitaba, a Lukas Herrera por su gran apoyo como amigo y ayudante en los últimos en años de carrera, a Sebastián Santana por hacer más divertido el proceso de la memoria, y a Pablo Carrazana, Alex Guzmán, Dylan López y Jorge Amestoy por tantos momentos de diversión y buena onda. A mis amigos cercanos Vane, Mauri, Gastón, Felipe, Urrutia y Freddy. A Sebastián Fredes, Antonio Cordero y Daniela Soto por sus consejos y el apaño en todo. Gracias a ustedes estos últimos años fueron increíbles.

Por último, pero no menos importante agradezco a Valentina Cifuentes, mi compañera en estos últimos 3 años de carrera, por su inalcanzable perseverancia, amor, empatía, apoyo y cariño, por los momentos de grandes risas, viajes, terrenos y todos los increíbles días que me haces vivir contigo. Simplemente gracias por todo.

Lista de abreviaturas

LILE: Large Ion Lithophile Elements

HFSE: High Field Strength Elements

REE: Rare Earth Elements

LREE: Light Rare Earth Elements

HREE: Heavy Rare Earth Elements

Ma: Millones de años

CCB: Cuenca Central de Bransfield

COB: Cuenca Oriental de Bransfield

ICP-OES: Espectrometría óptica

ICP-MS: Espectrometría en masa

EPMA: Electron Probe Micro-Analyzer

SOLO USO ACADÉMICO

INDICE DE CONTENIDO

1. Introducción	1
1.1. Problemática del estudio	1
1.2. Hipótesis.....	2
1.3. Objetivo General	2
1.4. Objetivos específicos	2
1.5. Metodología.....	3
1.5.1. Campaña de terreno	3
1.5.2. Preparación de muestras	3
1.5.3. Petrografía.....	3
1.5.4. Geoquímica de roca total.	4
1.6. Ubicación y acceso	4
2. Marco teórico	5
2.1. Magmatismo en márgenes continentales activos	5
2.2. Magmatismo en cuencas de tras arco.....	6
3. Marco geotectónico	7
3.1. Generalidades.....	7
3.2. Apertura de la cuenca de Bransfield	8
4. Antecedentes geológicos	10
4.1 Volcanismo de las Islas Shetland del Sur.	10
4.2. Volcanismo de la cuenca de Bransfield.....	12
4.3. Volcanismo en la Península Antártica	14
4.4. Volcanismo de la Isla Pingüino.....	14
5. Geología de la Isla Pingüino	17
5.1. Unidades volcánicas	17
5.1.1. Formación Marr Point.....	17
5.1.2. Formación Deacon Peak.....	18
5.1.3. Formación Cráter Petrel.....	18
5.2. Petrografía de la Isla Pingüino.....	19
5.2.1. Petrografía de la Fm. Marr Point.....	21
5.2.2. Petrografía de la Fm. Deacon Peak.....	22
5.2.2. Petrografía de la Fm. Cráter Petrel.....	28
6. Geoquímica de roca total	30
6.1. Elementos mayores	31
6.2. Elementos trazas	33

6.3. Tierras raras	36
6.4. Multielementos	37
7. Discusión	38
7.1. Análisis textural	38
7.2. Origen de la composición magmática.....	40
7.2.1. Diferenciación magmática.....	40
7.2.3. Componente de subducción	45
7.2.2. Asimilación cortical como factor en la signatura de subducción.....	50
7.2.4. Isla Pingüino en contexto de las Isla Shetland y origen del Grupo Adakítico.....	51
7.2.5. Fuente y fusión del manto.....	53
7.2.6. Modelo petrogenético.....	55
8. Conclusiones	58
9. Referencias.....	60
10. Anexos	64
10.1. Descripciones petrográficas	64
10.1.1. Fm. Marr Point.....	64
10.1.2. Fm. Deacon Peak.....	72
10.1.3. Fm. Cráter Petrel.....	83
10.2. Ubicación geográfica de muestras	84
10.3. Datos geoquímicos de Isla Pingüino	85
10.4. Datos geoquímicos del estrecho de Bransfield y las Islas Shetland del Sur.....	86

INDICE DE FIGURAS

Figura I: Imagen satelital que muestra la ubicación de la Isla Pingüino.....	4
Figura 1: Esquema de una zona de subducción con sus principales procesos (Extraído de Zheng, 2019).....	5
Figura 2: Esquema representativo de una cuenca de tras arco (Modificado de Saunders y Tarney, 1984).....	6
Figura 3: Configuración tectónica actual del mar de Scotia, rectángulo rojo representa la zona de estudio (Modificado de Martos <i>et al.</i> , 2014).....	7
Figura 4: Modelo esquemático 3D de la apertura de la cuenca de Bransfield (arriba). Perfil esquemático 3D que muestra el slab window y la rotación del ante arco (Extraído de Li <i>et al.</i> , 2021)	9
Figura 5: Mapa de las Islas Shetland del Sur que muestra la distribución de rocas volcánicas y volcanoclásticas del arco volcánico de las Shetland en conjunto sus respectivas edades (Extraído de Leat y Riley, 2021).....	10

Figura 6: Mapa representativo de la cuenca de Bransfield, las Islas Shetland del Sur y el norte de la península Antártica. Se muestran en naranja los volcanes subacuáticos en el estrecho de Bransfield (Extraído de Smellie, 2021).....	13
Figura 7: Mapa físico de la Isla Rey Jorge que muestra el espesor de la cobertura glacial y lugares libres de hielo. Rectángulo rojo muestra la ubicación de la Isla Pingüino (Giovani Fatorri, 2005).....	15
Figura 8: Mapa geológico esquemático de la Isla Pingüino (Extraído de Smellie, 2021).....	15
Figura 9: Perfil geológico esquemático de la Isla Pingüino (Extraído de Kraus, 2005).	15
Figura 10: Fotografías de la Formación Marr Point. Sector norte (arriba), sector sur (abajo). 17	
Figura 11: Fotografías del cono de escorias principal y secundario; y los diques pertenecientes a la Formación Deacon Peak.	18
Figura 12: Fotografías del maar perteneciente a la Formación Cráter Petrel.....	19
Figura 13: Fotografías de la Formación Marr Point. (A) Lava basálticas macizas con superficie brechizada. (B) Lavas basálticas con disyunción columnar en contacto con depósitos del cráter de maar.....	21
Figura 14: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha). A) Muestra JR080122-2, se observan fenocristales de olivino y clinopiroxeno, y la masa fundamental con textura intergranular. B) Muestra JR100122-6, se observan fenocristales de olivino altamente alterados a iddingsita.....	22
Figura 15: Fotografías de la Formación Deacon Peak. A) Bombas de del cono de escorias principal. Depósitos piroclásticos basales del cono de escorias principal	23
Figura 16: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha) Fm. Deacon Peak cono de escorias principal. A) Muestras JR100122-5 evidencia textura glomeroporfírica entre fenocristales de olivino y clinopiroxeno. B) Muestra JR080122-8, presenta textura esquelética en fenocristales de olivino. C) Muestra JR080122-7, denota textura de reemplazo total de fenocristales de olivino a óxidos de Fe-Ti.....	24
Figura 17: Fotografías de la Formación Deacon Peak. A) Cono de escoria secundario ubicado en el centro del cono principal. B) Colada de lavas basálticas con superficie brechosa en el cráter del cono secundario	25
Figura 18: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha) Fm. Deacon Peak cono de escorias secundario. A) Muestra JR100122-1 presenta textura de reabsorción en fenocristales de olivino.....	26
Figura 19: Fotografías de la Formación Deacon Peak. A) y B) Se observan los diques radiales en la cicatriz de colapso. C) Dique basáltico subvertical en el cráter del cono de escorias principal.....	27
Figura 20: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha) de la Fm. Deacon Peak diques. A) Muestra JR080122-5 evidencia texturas de reabsorción y poikilitica (circones). B) Muestra JR100122-4 presenta textura glomeroporfírica en fenocristales de olivino y clinopiroxeno.....	28
Figura 21: Fotografías de la Formación Cráter Petrel. A) y B) Deposito piroclástico del cráter de maar, evidenciando bloques métricos de lavas basálticas en superficie.....	29

Figura 22: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha). A) y B) Muestra JR100122-7 donde se evidencia un cristal subhedral de biotita y textura glomeroporfírica en fenocristales de olivino y clinopiroxeno en masa fundamental vitrofírica.....	30
Figura 23: Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) realizado para las muestras de la Isla <i>Pingüino</i> . La línea azul representa la división entre las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).....	31
Figura 24: Diagramas binarios de elementos mayores respecto al MgO (wt.%) en las muestras de la Isla <i>Pingüino</i>	32
Figura 25: Diagramas binarios de variación de elementos traza LILE para las unidades volcánicas de la Isla <i>Pingüino</i>	33
Figura 26: Diagrama binario de variación de elementos traza HFSE para las unidades volcánicas de la Isla <i>Pingüino</i>	34
Figura 27: Diagramas binarios de variación de elementos de transición para las unidades volcánicas de la Isla <i>Pingüino</i>	35
Figura 28: Diagrama REE normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras de la Isla <i>Pingüino</i>	36
Figura 29: Diagrama de razones de REE. La/Sm y Sm/Yb con respecto a La/Yb para las muestras de la Isla <i>Pingüino</i>	37
Figura 30: Diagrama de multielementos normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), para las muestras de la Isla <i>Pingüino</i> . A) Diagramas multielementos para cada unidad volcánica. B) Diagrama multielementos para todas las unidades volcánicas de la Isla <i>Pingüino</i>	38
Figura 31: Diagrama de variación de Ni, Co y CaO/Al ₂ O ₃ con respecto al MgO, para las muestras de la Isla <i>Pingüino</i>	41
Figura 32: Diagrama de variación de Sc, V y Sr con respecto al MgO, para las muestras de la Isla <i>Pingüino</i>	42
Figura 32.1: Diagrama de variación de elementos mayores para las muestras de la Isla <i>Pingüino</i> . Las líneas continuas corresponden a los modelos de cristalización fraccionada extraídos de alphaMELTS (Antoshechkina y Asimow, 2016).....	44
Figura 33: Diagrama de multielementos normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), para la Isla <i>Pingüino</i> , Sail Rock, Isla Decepción, Three Sisters, monte Orca, Bridgeman Rise y Hook Ridge.....	46
Figura 34: Diagramas multielementos normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), para la Isla <i>Pingüino</i> en comparación con las principales Islas de las Shetland del Sur.	47
Figura 35: Diagrama binario Rb/Nb vs Ba/Nb para las muestras del rift de Bransfield, arco de las Islas Shetland del Sur y la Isla <i>Pingüino</i> . Flecha verde indica tendencia del arco de las Islas Shetland del Sur y flecha anaranjada indica tendencia del rift de Bransfield.....	48
Figura 36: A) Diagrama binario para las razones Th/Ce vs Sr/Th. B) Diagrama binario para las razones Th/Ce vs Ba/Th para las muestras del rift de Bransfield, arco de las Islas Shetland del Sur y la Isla <i>Pingüino</i>	48

Figura 37: A) Diagrama binario para las razones Rb/Nb vs Ba/Nb. B) Diagrama binario para las razones Th/Ce vs Sr/Th para las muestras del rift de Bransfield, arco de las Islas Shetland del Sur y la Isla Pingüino por unidad.....49

Figura 38: Diagramas binarios de MgO vs Th/Ce para la Isla Pingüino y las Islas Shetland del Sur. 50

Figura 39: Diagramas binarios Y vs Sr/Y, Zr vs Zr/Y para muestras representativas del rift de Bransfield, Islas Shetland del Sur y la Isla Pingüino. Polígono rojo muestra el campo del grupo adakítico (Leat y Riley, 2021).51

Figura 40: Muestra la distribución espacial de los grupos adakítico y calcoalcalinos en las Islas Shetland del Sur (Modificado de Leat y Riley, 2021).52

Figura 41: Discriminantes mineralógicos y litológicos de la fuente del manto para las unidades de la Isla Pingüino. A). Diagrama binario de las razones de $(La/Sm)_c$ vs $(Gd/Yb)_c$ (Sun y McDonough, 1989). Línea negra separa los campos de estabilidad del granate y espinela (Álvaro et al., 2014). (B) Diagrama binario MgO vs CaO para las unidades volcánicas de la Isla Pingüino (Hezberg y Asimov, 2008). Línea roja separa los campos de piroxenita y peridotita.53

Figura 42: Modelo petrogenético para la Isla Pingüino. La profundidad de la corteza es representada por los estudios de Haase et al., (2012), mientras que el tipo de manto y profundidad fueron estudiadas por Hole et al., (2023).57

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Ubicación geográfica, unidad y tipo de material de las muestras de la Isla Pingüino
20

Tabla 2: Petrografía de la Isla Pingüino basado en la estimación modal de 1000 puntos. La mineralogía se presenta como porcentaje de volumen libre de vesículas para fenocristales y microfenocristales (>0,2 mm).20

Tabla 3: Texturas de las unidades volcánicas de la Isla Pingüino40

Tablas 4: Características geoquímicas de los grupos calcoalcalino y adakítico.....51

SOLO USO ACADÉMICO

1. Introducción

1.1. Problemática del estudio

Las reconfiguraciones tectónicas afectan la dinámica del magmatismo en todo el mundo, diferenciando distintos ambientes de generación de magmas, e incluso cambiando el tipo y profundidad de la fuente, enriquecimiento de esta y generando variaciones composicionales temporales (Wilson, 1989). Algunos de estos casos se evidencian en rift continentales, que a través del tiempo podrían llegar a formar una dorsal oceánica, como el rift de Bransfield ubicado entre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica.

Las Islas Shetland del Sur son un archipiélago conformado principalmente por los territorios insulares: Islas Rey Jorge, Nelson, Robert, Greenwich y Livingston. Estas se encuentran al norte de la Península Antártica, entre el paso de Drake y el estrecho de Bransfield, las cuales formaron un arco volcánico activo desde el Mesozoico hasta el Mioceno Inferior (~ 20 Ma atrás), con periodos esporádicos de volcanismo y donde la subducción estuvo activa hasta hace aproximadamente 4 Ma. La configuración tectónica se vio afectada por el cese de la expansión de la dorsal de Antártico - Fénix en el mar de Drake, produciendo que la subducción entre la placa oceánica Fénix y la placa continental Antártica se detuviera o se volviera muy lenta. Esto generó que las placas tectónicas se reacomodaran produciendo una compleja configuración tectónica (Barker *et al.*, 1982 y 1991).

El cese de la subducción y el reacomodamiento de las placas circundantes favorece a la activación de otras estructuras regionales, lo que conlleva al desarrollo de una cuenca de tras arco en el actual estrecho de Bransfield (Fretzdorff *et al.*, 2004). Estos cambios en la configuración tectónica también afectan a los procesos de generación de magmas y sus representaciones volcánicas, por lo que, durante la última parte del Cuaternario, el volcanismo en la cuenca de Bransfield construyó diferentes edificios volcánicos, con variaciones composicionales que podrían responder a la reconfiguración tectónica de la zona, pero aspectos como la fuente mantélica involucrada y variaciones temporales son desconocidos. Algunos de estos edificios son la caldera en la Isla Decepción, varios montes submarinos de diversa dimensión como el monte Orca, Melville Peak y un pequeño cono de escoria en la Isla Pingüino (Fretzdorff *et al.*, 2004).

La Isla Pingüino se encuentra al SE de la Isla Rey Jorge y pertenece a las Islas Shetland del Sur en el estrecho de Bransfield. Se compone por tres unidades geológicas: una plataforma de lavas basales, un cono de escorias sobreimpuesto a la plataforma y finalmente hacia el sector noreste un cráter de maar (González-Ferran y Katsui, 1970). La formación de la Isla

Pingüino es relativamente incierta en términos petrogenéticos, ya que, junto a Melville Peak representan un ambiente geotectónico y magmático desconocido al estar alejados del eje de la cuenca de Bransfield (Smellie, 2021). Por otra parte, las lavas basales de la Isla Pingüino fueron datadas en $2,7 \pm 0,2$ Ma. por Pańczyk y Nawrocki (2011)^($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), mientras que el cono de escorias presenta una edad máxima de ~ 300 años según el método liquenométrico de Birkenmajer (1980). Esta brecha temporal, el cese de la subducción hace 3,3 Ma y la ubicación de la Isla Pingüino (entre el arco y la cuenca), conlleva a inferir que la Isla Pingüino puede ejemplificar la transición entre el fin o ralentizamiento del proceso de subducción y el comienzo de la extensión que separa la placa continental Antártica. La Isla Pingüino, debido al desconocido ambiente tectónico donde se encuentra y dada la escasa información geológica actualizada, es un lugar interesante para investigar la relación de la tectónica con el magmatismo y volcanismo de la zona.

1.2. Hipótesis

La fuente mantélica de la Isla Pingüino se asocia a un manto de poca profundidad, el cual sufrió bajas tasas de fusión parcial generando magmas enriquecidos que propician la formación de la Isla. Esta fuente se ve influenciada tanto por un manto metasomatizado por fluidos remanentes de la subducción de las Islas Shetland del Sur, como por un manto empobrecido del rift de Bransfield. Por otra parte, la variabilidad de la signatura geoquímica entre las unidades de la Isla Pingüino está relacionada a cambios recientes en la compleja configuración tectónica de la zona, con un empobrecimiento de la componente de subducción hacia las rocas más jóvenes.

1.3. Objetivo General

Comprender los procesos petrogenéticos que dan origen a la Isla Pingüino y analizar los procesos de generación de magmas en respuesta a cambios de regímenes tectónicos.

1.4. Objetivos específicos

- a) Entender la petrografía y geoquímica de las unidades volcánicas en la Isla Pingüino.
- b) Definir el ambiente de generación de magmas en el contexto tectónico donde se ubica la Isla.
- c) Proponer un modelo de evolución magmática para la génesis de la Isla.
- d) Evaluar los cambios composicionales con respecto a la variación temporal relativa que presentan las unidades geológicas de la Isla.

1.5. Metodología

1.5.1. Campaña de terreno

La campaña de terreno se realizó bajo el proyecto RT-56-18, titulado “*Time constrains for Quaternary volcanism and tectonics in the Bransfield and Larsen rifts, Antarctica*” (Investigador Principal: Luis E. Lara) entre el 30 de diciembre de 2021 y el 13 de enero de 2022, enmarcada en la Expedición Científica Antártica 58 (ECA 58), financiado por el sistema de proyectos del Instituto Antártico Chileno (INACH). La Isla fue visitada en el buque Betanzos, propiedad de la empresa privada DAP. Se recolectaron 15 muestras de las 3 unidades principales, obteniendo un muestreo representativo de toda la Isla. Se muestrearon lavas y bombas de depósitos piroclásticos en el cono de escorias y maar.

Adicionalmente se facilitaron 5 muestras por Magdalena Panczyk del *Polish Geological Institute*. Estas últimas fueron recolectadas durante la expedición del Club de Exploradores (Flag 109) en el marco de la 33ª Expedición Antártica Polaca a la Estación Arctowski (Isla Rey Jorge), la cual fue subvencionada por el Ministerio de Ciencia y Educación Superior de Polonia (nº NN307 058434).

1.5.2. Preparación de muestras

Se realizó una limpieza y reducción de tamaño de las muestras, se seleccionaron las partes sin alteración y contaminación de materia orgánica para la confección de cortes transparentes y geoquímica. Posteriormente, las muestras seleccionadas para la química se secaron en un horno eléctrico, durante 48 horas a 40°C, en el Laboratorio de Molienda del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin). Las muestras ya secadas, fueron procesadas por un chancador de laboratorio, para finalmente ser enviadas al laboratorio de geoquímica.

1.5.3. Petrografía

Se elaboraron cortes transparentes para 20 muestras en los talleres de J&J Geominerals. La descripción petrográfica detallada de las 20 secciones delgadas se realizó un en microscopio óptico Nikon Eclipse E200, en laboratorio de microscopía de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor. La descripción se llevó a cabo a través de la observación de las relaciones texturales y un conteo modal de fenocristales, con el fin de clasificar las rocas petrográficamente y relacionarlas con los datos geoquímicos obtenidos en el punto 1.5.4.

1.5.4. Geoquímica de roca total.

Se realizaron análisis geoquímicos de roca total para las 15 muestras obtenidas en la ECA58, a través espectrometría óptica (ICP-OES) para elementos mayores y espectrometría en masa (ICP-MS) para elementos trazas. La pérdida por ignición (LOI) se determinó por ignición de una muestra a 1000 °C. Las muestras facilitadas por Magdalena Pánczyk, se reanalizaron a través de los mecanismos mencionados anteriormente para una mayor exactitud de los datos.

1.6. Ubicación y acceso

La Isla Pingüino se ubica noreste en el estrecho de Bransfield ($62^{\circ}06'S$, $57^{\circ}52'O$) perteneciendo a las Islas Shetland del Sur, Antártica. Se puede acceder mediante zodiac por vi marítima o desde helicóptero por vía aérea. En Chile el acceso científico está controlado por INACH, mediante las Expediciones Científicas Antárticas (ECA) desde la base Escudero en la Isla Rey Jorge.



Figura I: Imagen satelital que muestra la ubicación de la Isla Pingüino.

2. Marco teórico

2.1. Magmatismo en márgenes continentales activos

Los márgenes continentales activos, se forman por la interacción de dos placas tectónicas, que presentan un movimiento convergente entre sí, donde una más densa y fría (oceánica), se recicla en el manto bajo la otra placa menos densa (continental) (Wilson, 1989 y Zheng, 2019).

Estas áreas se denominan zonas de subducción, y generan un fuerte desequilibrio térmico y químico provocando la deshidratación del slab, en conjunto con la fusión parcial del manto y de forma excepcional la fusión parcial del slab. Esto propicia tres procesos en las zonas de subducción: el metamorfismo, el metasomatismo y el magmatismo. Este último se da por la fusión parcial de la cuña astenosférica, aproximadamente a los 100 - 120 km de profundidad (Zheng, 2019; Figura 1), en donde existe un aporte de fluidos provenientes del slab, favoreciendo que disminuya el punto de fusión del manto y se produzca el proceso de generación de magmas mediante fusión parcial (Wilson, 1989).

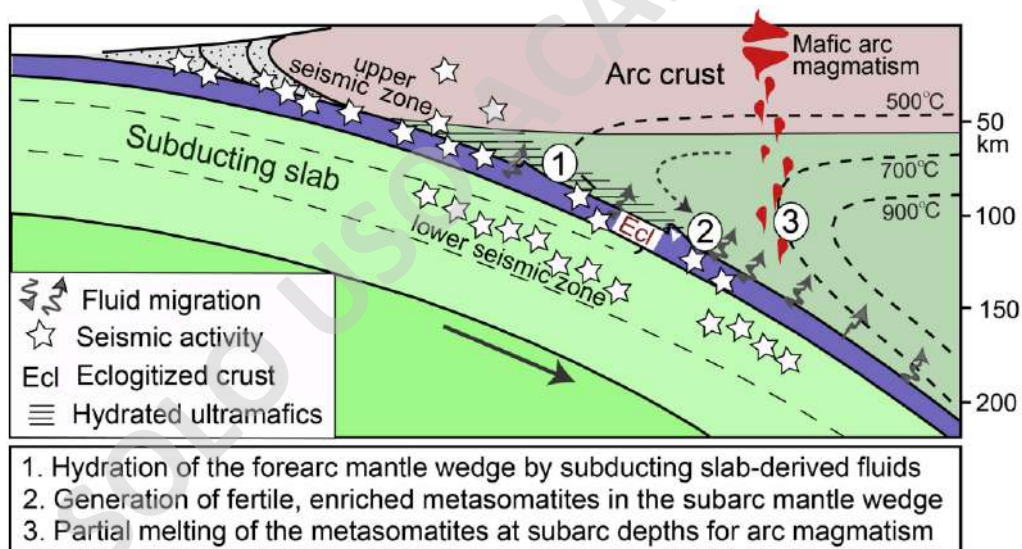


Figura 1: Esquema de una zona de subducción con sus principales procesos (Extraído de Zheng, 2019).

Estos magmas se caracterizan geoquímicamente por presentar un enriquecimiento de *Large Ion Lithophiles Elements* (LILE) y *Light Rare Earth Elements* (LREE), pero presentan un empobrecimiento de *High Field Strength Elements* (HFSE), *High Rare Earth Elements* (HREE), Nb y Ta, en relación con el manto primordial (Zheng, 2019). La signatura isotópica está marcada por altas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ las cuales indicarían una contaminación relacionada a la asimilación de la corteza continental (Wilson, 1989).

2.2. Magmatismo en cuencas de tras arco

Las cuencas de tras arco o cuencas marginales semi aisladas, se caracterizan por presentarse en regímenes tectónicos extensivos y posteriores al arco volcánico, principalmente en zonas de subducción entre corteza oceánica – oceánica, y en menos casos entre corteza oceánica – continental (Saunders y Tarney, 1984). Además, en este tipo de ambientes, a diferencia de las dorsales oceánicas, no se genera nueva corteza oceánica (Wilson, 1989). Las cuencas de tras arco, se superponen a zonas de subducción con un fuerte ángulo y se produce cuando la litosfera subductante es antigua (>80 Ma), fría y densa (Furlong *et al.*, 1982)

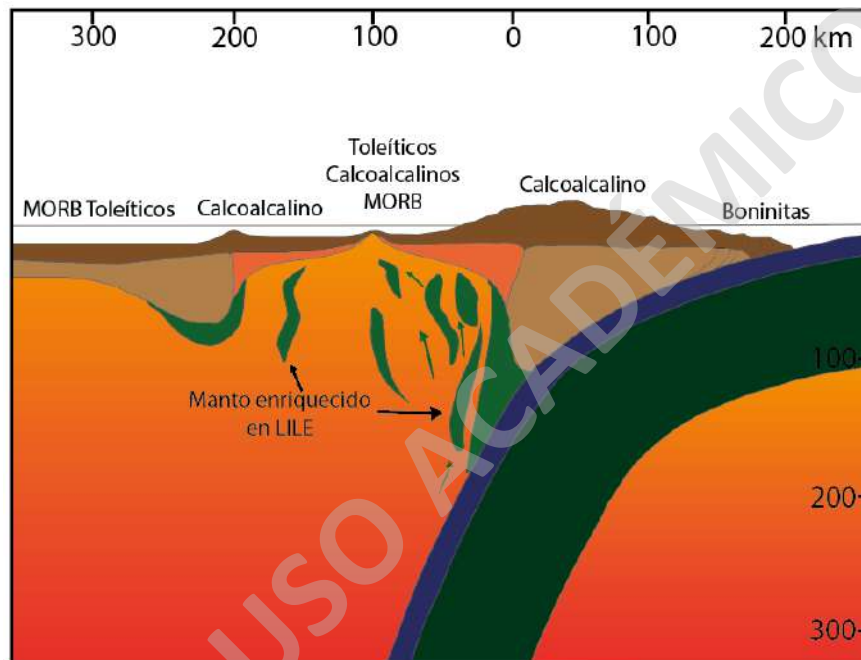


Figura 2: Esquema representativo de una cuenca de tras arco (Modificado de Saunders y Tarney, 1984)

Las cuencas de tras arco presentan una geoquímica transicional entre basaltos tipo *Normal Mid Ocean Ridge Basalts* (N-MORB) y basaltos de arco de Islas, e incluso en algunas ocasiones se presentan basaltos calcoalcalinos los cuales se desarrollan mejor en cuencas angostas y jóvenes, como el estrecho de Bransfield, en donde la extensión es adyacente al arco magmático antiguo sobre la corteza continental. En este tipo de ambiente el componente geoquímico que podría permitir discriminar el ambiente tectónico de la cuenca es el grado de enriquecimiento LILE sobre HFSE, con un aumento relativo en cuencas de tras arco relacionadas a subducción oceánica – continental y que estén en sus etapas iniciales de formación (Saunders y Tarney, 1984). Con respecto a su isotopía, presenta bajas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con excepción de que pueden ser altas, mientras que las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son similares al MORB (Wilson, 1989).

3. Marco geotectónico

3.1. Generalidades

La configuración tectónica de la zona de estudio presenta una larga y compleja historia de evolución, en la cual existe una gran densidad de placas tectónicas que interactúan activamente desde el Mesozoico (Barker, 1982), generando procesos de subducción, apertura de cuencas, y zonas de fallas transformantes de gran escala. La zona de estudio abarca principalmente las Islas Shetland del Sur y la cuenca de Bransfield en donde la subducción de la placa de Fénix bajo la placa continental Antártica generó un arco volcánico con actividad esporádica en distintas épocas desde el Mesozoico hasta el Mioceno Inferior (Barker *et al.*, 1991). Por otra parte, el eje de subducción Antártico-Fénix fue cortado por una serie de zonas de fallas transformantes con tendencia NNO-SSE cuyos segmentos de dorsal fueron subductados progresivamente (Figura 3), durante una serie de colisiones de las dorsales con la fosa desde los 54 hasta los 4 Ma (Larter y Barker, 1991), periodo en el cual la dorsal Antártico – Fénix dejó de expandirse produciendo un cese o ralentizamiento en la subducción, favoreciendo la apertura regional en el tras arco (Barker *et al.*, 1991).

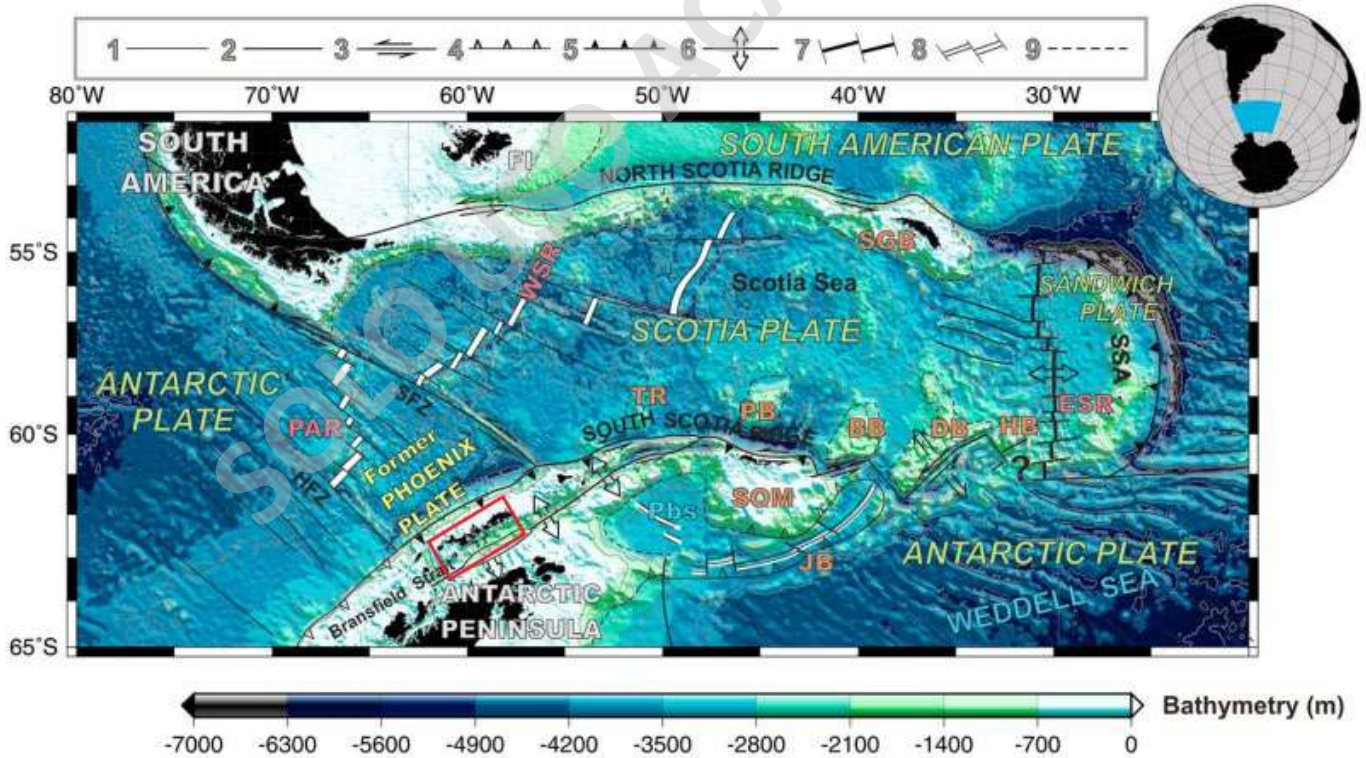


Figura 3: Configuración tectónica actual del mar de Scotia, rectángulo rojo representa la zona de estudio (Modificado de Martos *et al.*, 2014).

3.2. Apertura de la cuenca de Bransfield

La formación de la cuenca de Bransfield ha sido estudiada con bastantes limitaciones principalmente por los escasos afloramientos para la recopilación de datos, en este caso las mayores evidencias son la geoquímica de las rocas ígneas (Fretzdorff *et al.* 2004), y con el avance de nuevas metodologías, es posible obtener evidencias a partir de estudios geofísicos.

Durante el siglo XX se propuso la idea de que la cuenca de Bransfield era una típica cuenca de tras arco generada por un slab roll-back, esto propiciado por el cese y/o ralentizamiento de la subducción de la placa de Fénix, generando un decrecimiento abrupto en su ángulo, lo cual conlleva al retroceso del slab (Weaver *et al.*, 1979). Sin embargo, según los estudios petrogenéticos de Fretzdorff *et al.* (2004), el slab roll-back no sería el proceso de formación de la cuenca, sino que sería una respuesta a la transtensión inducida por la propagación de la falla de la dorsal de Scotia del Sur hacia el oeste, proponiendo que el arco de las Shetland del Sur se extinguió hace unos 3,3 Ma, lo que implicó el cese de liberación de volátiles provenientes del slab hacia el manto sub-Bransfield después de que la subducción se redujera drásticamente con el cese de la expansión de la dorsal Antártico - Fénix.

Por otra parte, comprobando la investigación de Fretzdorff *et al.* (2004), los estudios de Solari *et al.* (2008), sugieren que el mecanismo de apertura necesita de al menos dos procesos: el primero es un régimen transtensivo significativo en el área de Bransfield causada por el movimiento sinistral de la dorsal de Scotia Sur desde hace 7 Ma, y la presencia de un slab roll-back incipiente generado por el cese o ralentizamiento de la subducción de la placa de Fénix bajo la placa Antártica propiciando el retroceso de la fosa de las Shetland.

Finalmente, los estudios geofísicos de Li *et al.* (2021), basados en la velocidad de ondas S, sugieren la presencia de una exhumación del manto (Figura 4) que reduce drásticamente el grosor de la corteza inferior al este del monte Orca en el estrecho de Bransfield. Esto genera que la extensión sea más fuerte en el sector noreste y más débil en el suroeste, favoreciendo una deformación desacoplada entre la corteza superior y el manto litosférico. Por lo tanto, las variaciones extensionales de la cuenca de Bransfield pueden ser explicadas por la formación de un slab window y la rotación del antearco, asociada al desprendimiento de los segmentos de las dorsales colisionadas con la fosa al suroeste de la zona de fractura de Hero, pudiendo ser el mecanismo inicial de extensión de la cuenca de Bransfield (Li *et al.*, 2021).

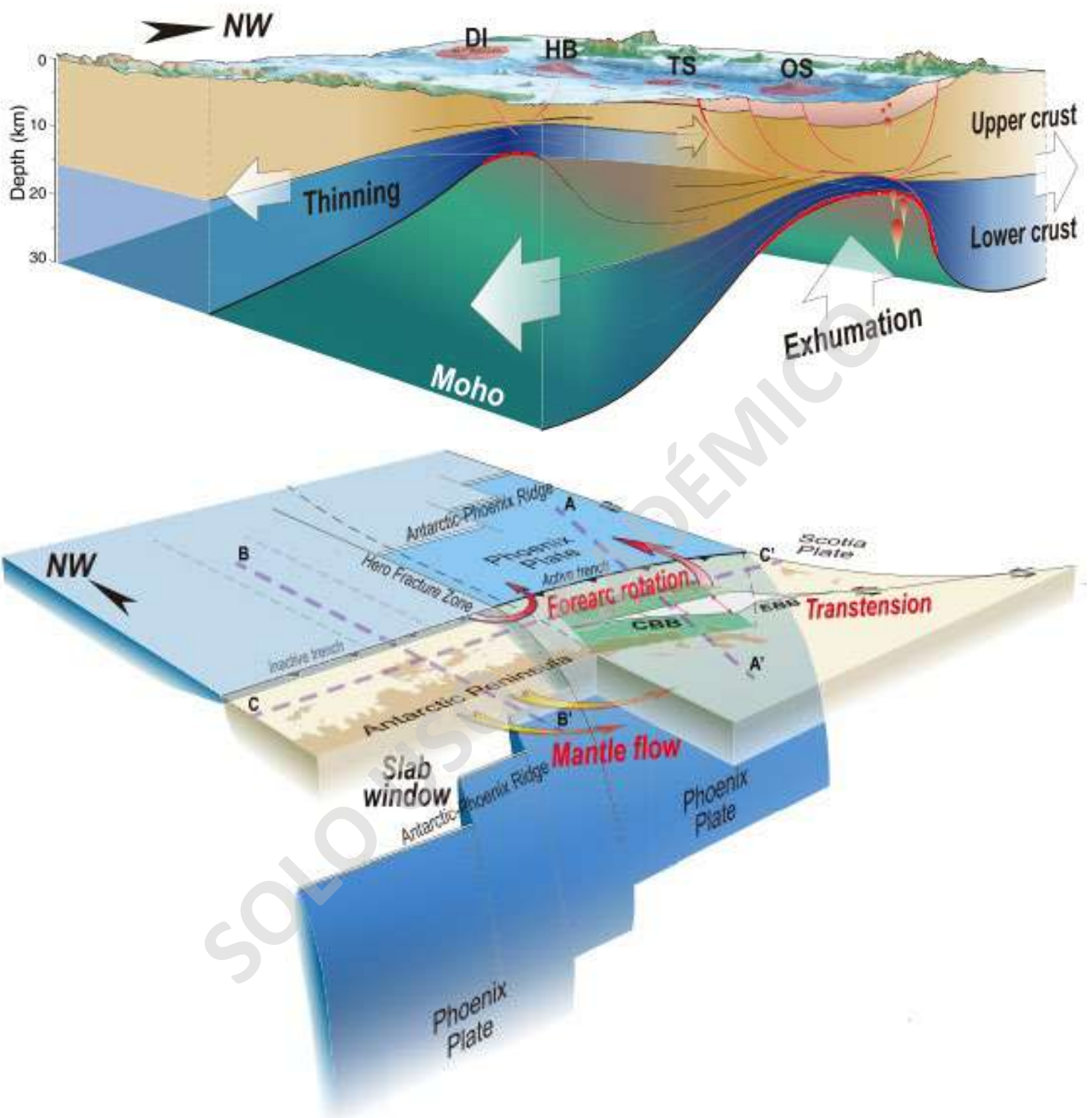


Figura 4: Modelo esquemático 3D de la apertura de la cuenca de Bransfield (arriba). Perfil esquemático 3D que muestra el slab window y la rotación del ante arco (Extraído de Li *et al.*, 2021)

4. Antecedentes geológicos.

4.1 Volcanismo de las Islas Shetland del Sur.

Las Islas Shetland del Sur son un archipiélago de 300 km de largo con orientación suroeste - noreste, que abarcan desde la Isla Smith hasta la Isla Rey Jorge, ubicado entre el paso de Drake y el estrecho de Bransfield, las cuales en su mayoría están cubiertas por una extensa capa de hielo y son solo unas pocas áreas sin cobertura glacial donde se pueden realizar diferentes estudios geológicos (Leat y Riley, 2021; Figura 5).

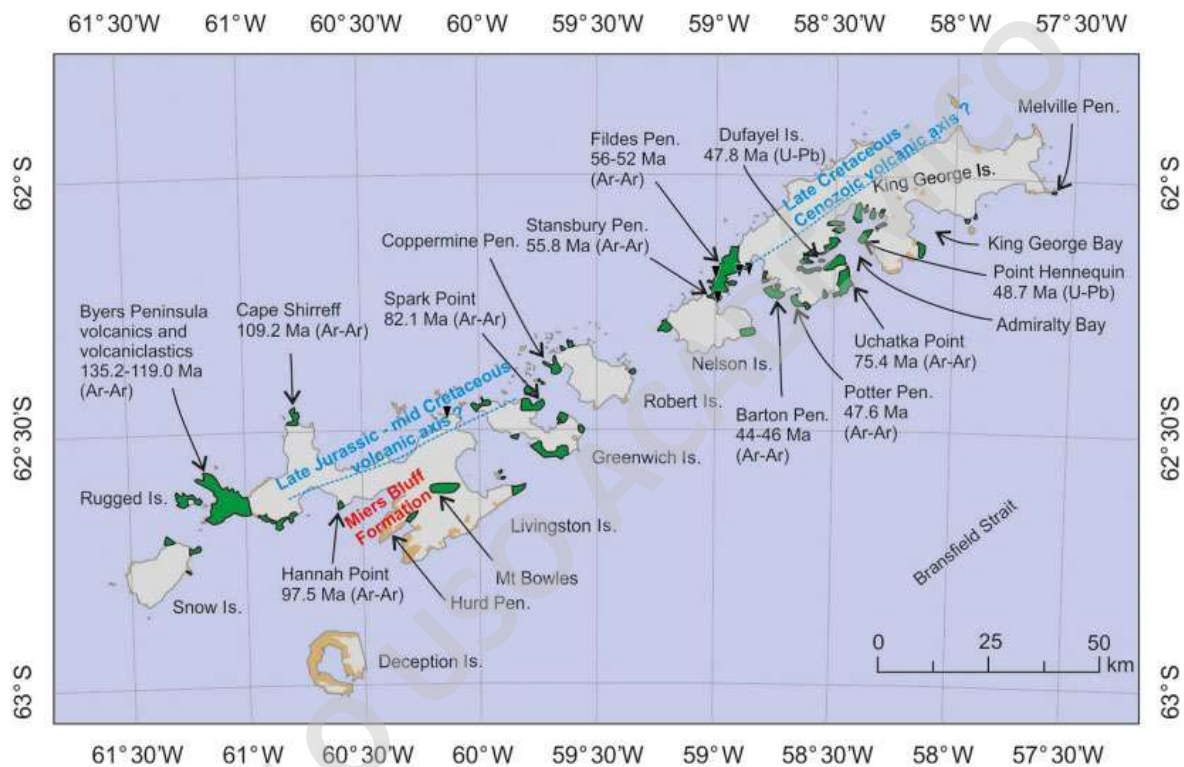


Figura 5: Mapa de las Islas Shetland del Sur que muestra la distribución de rocas volcánicas y volcanoclásticas del arco volcánico de las Shetland en conjunto sus respectivas edades (Extraído de Leat y Riley, 2021).

La mayoría de las Islas de este archipiélago están formadas por rocas volcánicas e hipabisales, con intercalaciones de sedimentos en ciertos afloramientos, las que se formaron sobre una corteza continental que actualmente tiene entre 30 - 35 km de espesor (Haase *et al.*, 2012). Los estudios estratigráficos, petrológicos y geoquímicos sugieren que el volcanismo estuvo relacionado con la evolución de la Península Antártica, en la cual se fueron subduciendo los segmentos de la dorsal Antártico - Fénix desde el Mesozoico, formando un slab window continuo en el margen occidental, que favorece el ascenso del manto tanto en la Península Antártica como en las Islas Shetland del Sur (Pankhurst y Smellie, 1983).

El magmatismo asociado a la subducción en las Islas Shetland del Sur construyó un arco volcánico compuesto por lavas con afinidad principalmente calcoalcalinas y toleíticas a lo largo de la Península Antártica, y extendiéndose por las Islas Shetland del Sur (Pankhurst y Smellie, 1983). También se sugieren diferentes pulsos magmáticos intermitentes para su génesis, que según las fechas datadas van desde los 140 hasta los 20 Ma. Además, se ha reportado una tendencia geográfica de edades decrecientes desde el suroeste (Isla Snow) hasta el noreste (Isla Rey Jorge) para el volcanismo en las Islas Shetland del Sur, evidenciado en los ejes volcánicos Jurásico Tardío – Cretácico Medio y Cretácico Tardío - Cenozoico (Leat y Riley, 2021; Haase *et al.*, 2012; Figura 5). Por otra parte, no hay registro de lavas menores a 20 Ma con evidente signatura de subducción (Smellie *et al.*, 1984), pudiendo ser consecuencia de procesos como la subducción de la corteza oceánica más joven y caliente bajo la placa Antártica, lo que haría que el ángulo de subducción se somerizara produciendo un flat-slab (Keller *et al.*, 1991), o que el arco se pudo haber hundido bajo el nivel del mar al abrirse la cuenca de Bransfield posterior a al Mioceno Temprano (20 Ma) (Smellie *et al.*, 1984).

Las rocas de las Islas Shetland del Sur se caracterizan por ser principalmente basaltos y andesitas basálticas de afinidades principalmente calcoalcalinas y toleíticas (Haase *et al.*, 2012), con un amplio rango composicional en las series del K, donde dominan las de la serie media, sobrepuestas significativamente con la serie baja, mientras que las muestras de la serie alta, presentan una mayor dispersión composicional (Leat y Riley, 2021). Además, las rocas de la zona noreste se caracterizan geoquímicamente por presentar tendencias de una fuente mantélica empobrecida con bajas razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y altas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mientras que la zona suroeste se caracteriza por presentar un componente significativo de elementos LILE provenientes de la adición de sedimentos pelíticos a la cuña del manto (Haase *et al.*, 2012).

Por otra parte, se reconocieron 4 grupos composicionales en la Península Antártica, de los cuales 2 se encuentran en las Islas Shetland del Sur, basados en la signatura de la fuente y en la concentración de elementos trazas. Estos grupos son el grupo calcoalcalino, que representa el típico magmatismo de arco volcánico (Ej: arco de los Andes), y se caracteriza por presentar un rango variado de SiO_2 entre el 47 y 75 wt% y una abundancia en Al_2O_3 que en la mayoría de los casos está entre el 15 - 17 wt%. Además, en este grupo, los elementos incompatibles presentan proporciones consistentes con las composiciones toleíticas (serie baja del K) y calcoalcalinas (serie media del K). Por otra parte, el grupo adakítico se caracteriza principalmente por sus bajas concentraciones de Y y HREE, altas razones de Sr/Y y La/Yb, y altas concentraciones de Al_2O_3 . Las adakitas de las Islas Shetland de Sur se

formaron por la fusión de la cuña del manto con una participación importante de la fusión parcial del slab eclogitizado (Leat y Riley, 2021).

4.2. Volcanismo de la cuenca de Bransfield

El estrecho de Bransfield es una cuenca extensional de 500 km de largo y 100 km de ancho, orientada en dirección noreste - suroeste, que separa la microplaca continental de las Islas Shetland del Sur de la Península Antártica (Fretzdorff *et al.*, 2004; Figura 8). La cuenca de Bransfield se divide en 3 segmentos: occidental, central y oriental. La cuenca occidental de Bransfield tiene una profundidad de ~ 1 km y no presenta actividad magmática (Barker y Austin, 1998). Por otra parte, la CCB es más profunda (hasta 1.950 m) y está delimitada por grandes Islas cuaternarias como la Isla Decepción, y caracterizada por una serie de volcanes submarinos espaciados regularmente, que delimitan el fondo marino, y según las mediciones batimétricas se profundiza aún más hacia el noreste, cercano a la Isla Bridgeman (Almendros *et al.*, 2020). Por último, la cuenca oriental (COB) es la más amplia y presenta las mayores profundidades (~ 2750 m), sin embargo, no se ve un fondo marino regular, sino más bien rugoso e interpretado como una serie de pequeños conos volcánicos dispersos entre sí (Gràcia *et al.*, 1996; Fretzdorff *et al.*, 2004).

Los volcanes submarinos más importantes se ubican dentro de la CCB, la cual está delimitada al suroeste por la Isla Decepción y al noreste por la Isla Bridgeman (Figura 8). La mayoría de estos montes presentan una morfología de cono seccionado por una dorsal paralela al eje de la cuenca, con excepción del monte Orca el cual presenta una estructura volcánica simétrica. Por otra parte, las rocas recolectadas de estos montes abarcan firmas desde arco volcánico hasta Enriched Mid Ocean Ridge Basalts (E-MORB) y presentan un amplio rango composicional desde basaltos hasta traquitas y riolitas (Keller *et al.*, 2002). Con respecto a la afinidad química las rocas de los montes submarinos de la CCB se caracterizan por ser toleíticas con contenidos de K_2O relativamente bajos, mientras que las rocas más enriquecidas como basaltos alcalinos con bajos contenidos de SiO_2 se presentan en la COB (Haase y Beier, 2021).

Las lavas de la CCB son de composiciones basálticas y andesíticas con un incremento en el contenido de SiO_2 , TiO_2 , FeO^T y K_2O , al disminuir el MgO de un 9 a 4 wt%, en comparación con la COB. Estos contenidos de elementos mayores se asocian a distintos procesos de

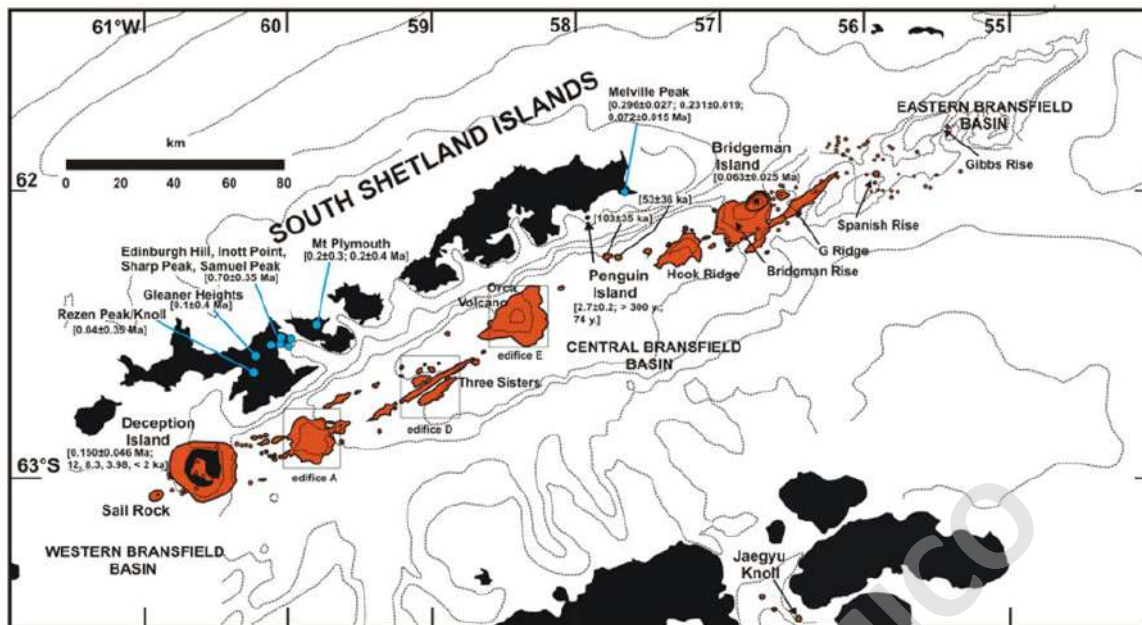


Figura 6: Mapa representativo de la cuenca de Bransfield, las Islas Shetland del Sur y el norte de la península Antártica. Se muestran en naranja los volcanes subacuáticos en el estrecho de Bransfield (Extraído de Smellie, 2021)

cristalización fraccionada, los cuales hacen variar la mineralogía presente en las rocas, sin embargo, la mayoría de las rocas presentes en la CCB siguen la misma tendencia geoquímica, con excepción de algunas rocas más diferenciadas en las Islas Decepción y Bridgeman Rise (Haase y Beier, 2021). El contenido de elementos traza de las lavas de la CCB es relativamente homogéneo, con un incremento de Zr y Ba cuando el MgO disminuye, en comparación con la COB, donde sus concentraciones son más variables, ya que en ciertas zonas son más enriquecidas, mientras que en otras está empobrecida en estos elementos (ej: Bridgeman Rise; Haase y Beier, 2021).

Los patrones de elementos incompatibles de la CCB y la COB muestran una componente geoquímica caracterizada por anomalías negativas de Nb y Ta, y positivas de Sr, K, U y Ba, asociadas a magmas de subducción con un enriquecimiento en LILE provenientes de la deshidratación del slab. (Haase y Beier, 2021). Además, la mayoría de las lavas de la cuenca de Bransfield tienen razones de Ba/Nb y U/Nb más altos que el MORB, indicando la presencia del componente de subducción con altas concentraciones de elementos LILE. Asimismo, este componente afecta de forma heterogénea el manto bajo el estrecho de Bransfield, ya que en algunos sectores como en la Isla Decepción, este componente no es tan marcado, mientras que en las lavas de Bridgeman Rise y Hook Rigde (COB) es más acentuado. Este patrón de subducción se evidencia aún más en las rocas del extremo este de la COB, en Gibbs Rise (Figura 6), donde se presentan los valores más altos de Ba/Nb, U/Nb y La/Sm de la cuenca. Adicionalmente, las rocas de Gibbs Rise son las más antiguas (Pleistoceno - Holoceno)

recuperadas del estrecho de Bransfield (Fretzdorff *et al.*, 2004) y presenten los mayores valores de elementos traza asociados al componente de subducción, mientras que las lavas más jóvenes de la cuenca presentan una menor influencia de esta (Weaver *et al.* 1979; Haase y Beier, 2021).

La mayoría de las lavas de la cuenca tienen bajas concentraciones de HREE en comparación con el N-MORB, lo que podría indicar un empobrecimiento extremo del manto o la presencia de granate residual en la fuente (Weaver *et al.*, 1979). Además, los valores de Nb y Ta son más bajos que el MORB lo que podría indicar que el manto bajo la cuenca de Bransfield se encuentra empobrecido. Sin embargo, el componente de subducción favorece el enriquecimiento de las fuentes del manto propiciando que sean tanto enriquecidas como empobrecidas, lo que conlleva una heterogeneidad significativa del manto bajo la cuenca de Bransfield (Weaver *et al.* 1979; Haase y Beier, 2021).

4.3. Volcanismo en la Península Antártica

Las rocas volcánicas del sector oriental de la Península Antártica (Grupo volcánico James Ross) se caracterizan por ser alcalinas y geoquímicamente enriquecidas, asociadas al rift de Larsen, con una gran densidad de rocas volcanoclásticas y un rango composicional de basaltos alcalinos pasando por basanitas y tefritas con contenidos de SiO₂ entre 47 y 52 wt%. Los elementos incompatibles y razones isotópicas de Sr-Nd-Pb muestran perfiles típicos de basaltos alcalinos de intraplaca posiblemente asociados a un manto tipo *Oceanic Island Basalt* (“OIB like”) (Hole y LeMasurier, 1994; Hole, 2021; Hole *et al.*, 2023).

Adicionalmente, existe el volcanismo en el sector occidental de la Península Antártica (Islas Anvers y Brabant), que se relaciona a una serie de colisiones entre los segmentos de la dorsal de Antártico - Fénix y la fosa desde el Mesozoico, generando la apretura progresiva del slab window. (Hole, 2021). Geoquímicamente se caracterizan por presentar los grupos composicionales calcoalcalino y adakítico (Leat y Riley, 2021).

4.4. Volcanismo de la Isla Pingüino

La Isla Pingüino (62°06'S / 57°52'O) pertenece al archipiélago de las Islas Shetland del Sur y se ubica en la entrada noreste de la bahía Rey Jorge (Kraus, 2005). Sus dimensiones son de 1,7 x 1,4 km con una altura máxima de 180 m, para la cual se definieron 3 unidades geológicas volcánicas, la Formación Marr Point, Formación Deacon Peak y la Formación Cráter Petrel (González – Ferran y Katsui, 1970).

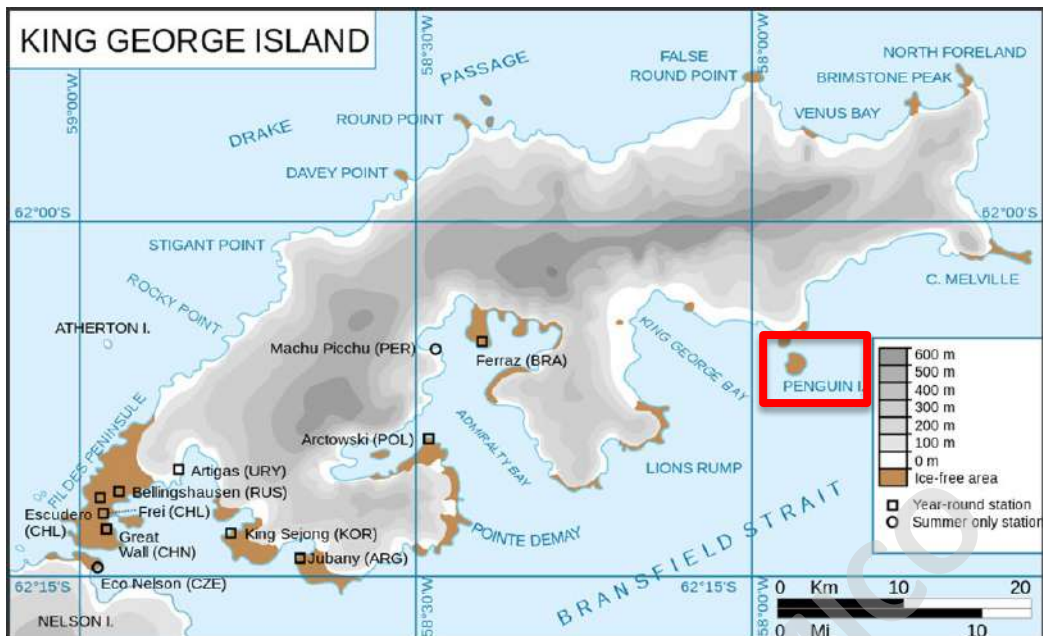


Figura 7: Mapa físico de la Isla Rey Jorge que muestra el espesor de la cobertura glacial y lugares libres de hielo. Rectángulo rojo muestra la ubicación de la Isla Pingüino (Giovani Fatorri, 2005).

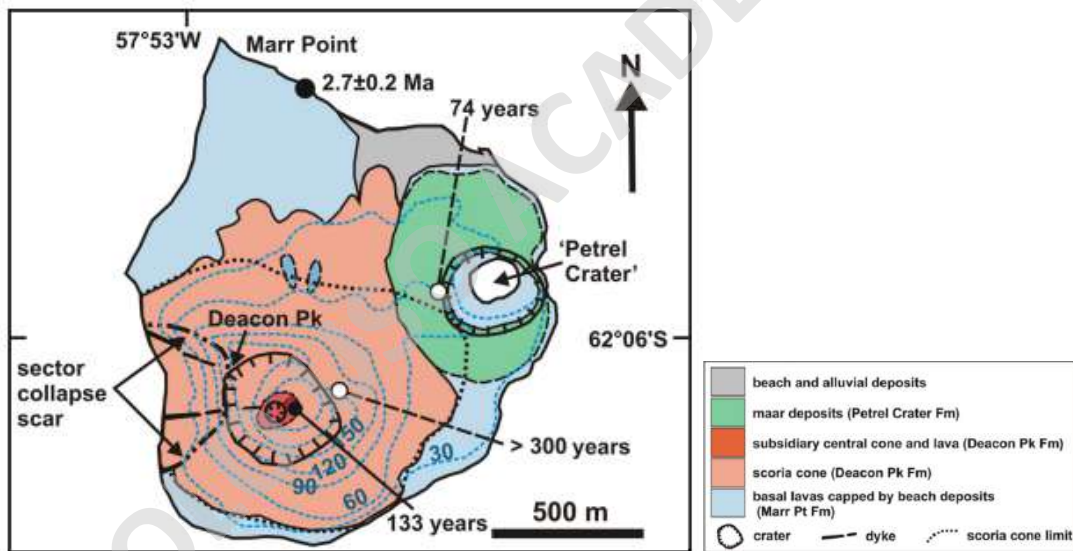


Figura 8: Mapa geológico esquemático de la Isla Pingüino (Extraído de Smellie, 2021)

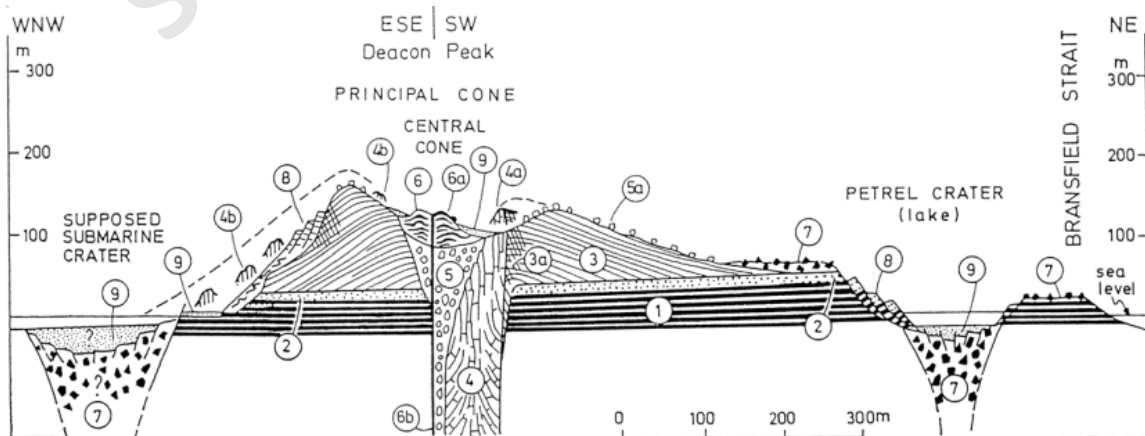


Figura 9: Perfil geológico esquemático de la Isla Pingüino (Extraído de Kraus, 2005).

Las rocas que componen la Isla Pingüino son basaltos ligeramente alcalinos y representan la química más primitiva de las lavas del estrecho de Bransfield, caracterizadas por bajas concentraciones de SiO₂, altas de MgO, Cr (500 ppm) y Ni (170 ppm), que podrían representar los fundidos del manto menos modificados (Weaver *et al.*, 1979). Con respecto a la afinidad química, las rocas de la Isla Pingüino se superponen entre toleíticas de arco de Islas y calcoalcalinas, e incluso con los MORB, aunque el Ba se encuentra bastante más enriquecido que en una dorsal. Por otra parte, las altas razones de Ce/Sm, Ce/Yb y Ce/Y sugieren bajos grados de fusión parcial con las HREE y el Y retenido en el granate residual de la fuente, que se refleja en bajas razones Y/Zr (Weaver *et al.*, 1979 y Keller *et al.*, 1992).

Las razones isotópicas de la Isla Pingüino se caracterizan por presentar los valores más altos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de todo el estrecho de Bransfield, y los valores más bajos de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd tras Sail Rock y la Isla Bridgeman. También presenta valores relativamente bajos de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (Keller *et al.*, 1992). Sin embargo, los magmas de la Isla Pingüino presentan un empobrecimiento en metales alcalinos, específicamente K, Rb y Cs, lo que indicaría que no existe asimilación cortical, por lo que las altas concentraciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr se atribuyen a una fuente enriquecida radiogénicamente (Weaver *et al.*, 1979).

Por otra parte, se ha sugerido la edad Pleistoceno – Holoceno para la Isla Pingüino, relacionada a la apertura del estrecho de Bransfield (Barton, 1965; Birkenmajer, 1980; González-Ferrán y Katsui, 1970). Asimismo, la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenida en las lavas basales de la Isla Pingüino por Pańczyk y Nawrocki (2011), entregan la discutible edad de 2,7 ± 0,2 Ma, debido al poco Ar liberado (50,5 %) en el proceso de *step-heating*, además de amplios rangos de error en cada edad y una forma que podría interpretarse como “U” que eventualmente implicaría un exceso de Ar (Kelley, 2002). Mientras que la edad del cono principal, cono secundario y de la erupción del maar fueron datadas por Birkenmajer (1980) a través del método liquenométrico, con edades de ~300 años para el cono principal, ~133 años para el cono secundario y ~74 años para la erupción del maar; y en vista del aspecto juvenil del cono de escoria de Deacon Peak, se ha sugerido que las observaciones de actividad fumarólica atribuidas a la Isla Bridgeman en el siglo XIX podrían corresponder a la Isla Pingüino (González-Ferrán y Katsui, 1970). Adicionalmente, la datación de los diques radiales de la Isla entregó una muy dudosa edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar en plagioclasa de 8,8 ± 2.4 Ma (Kraus, 2005).

5. Geología de la Isla Pingüino

5.1. Unidades volcánicas

Los nombres de las tres unidades volcánicas en este capítulo no están definidos por la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980), sino que son unidades informales que corresponden a sectores homónimos de la isla, los cuales fueron utilizados por primera vez en el artículo "*Pliocene age of the oldest basaltic rocks of Penguin Island (South Shetland Islands, northern Antarctic Peninsula)*" por Pańczyk y Nawrocki, (2011) y serán utilizadas con el mismo nombre en esta investigación.

5.1.1. Formación Marr Point

La Formación Marr Point se compone por una plataforma de lavas basálticas tipo aa y pahoehoe con superficie brechizada, la cual se dispone con un leve manteo hacia el sur ($< 5^\circ$). Además, esta unidad delimita la forma de la Isla, manteniendo un escarpe en casi todo el borde, siendo más pronunciado en el sector sur (~ 20 m), y en el sector norte, no supera los 5 metros (Figura 10).



Figura 10: Fotografías de la Formación Marr Point. Sector norte (arriba), sector sur (abajo).

5.1.2. Formación Deacon Peak

La Formación Deacon Peak se compone por los depósitos piroclásticos de un cono de escorias principal el cual está compuesto por lapilli y bombas de color negro y rojizo; de ~180 m de altura y ~300 m de ancho, sobrepuesto inconformemente sobre la Formación Marr Point. Además, dentro del cráter del cono principal se encuentran un cono secundario de ~90 m de altura y ~120 m de ancho, y un dique basáltico subvertical de ~40 m de altura. A esta unidad también pertenecen al menos 2 diques ubicados en el sector suroeste de la Isla donde se observa una cicatriz de colapso.



Figura 11: Fotografías del cono de escorias principal y secundario; y los diques pertenecientes a la Formación Deacon Peak.

5.1.3. Formación Cráter Petrel

La Formación Cráter Petrel consta de un cráter de maar bien formado y se compone por una intercalación de flujos de lavas basálticas y depósitos piroclásticos de tamaño lapilli de grano fino de 2 a 5 cm de espesor y bloques métricos (>2 m) de lavas basálticas en los alrededores del cráter, las cuales sobreyacen a la Formación Marr Point en el sector noreste de la Isla.



Figura 12: Fotografías del maar perteneciente a la Formación Cráter Petrel.

5.2. Petrografía de la Isla Pingüino

La descripción petrográfica de la Isla Pingüino se realiza a través de la información obtenida en terreno, de las 15 muestras recolectadas en la Isla, y de las 5 muestras adicionales facilitadas por Magdalena Pánczyk. Para una descripción detallada de cada unidad volcánica, se realizaron 20 cortes transparentes con el fin de caracterizar sus componentes y relaciones texturales, y a través de un conteo modal de 1000 puntos (Tabla 2), cuantificar los fenocristales, masa fundamental y vesículas de las muestras, para reconocer variaciones mineralógicas entre las unidades de la Isla. Las coordenadas geográficas y la unidad volcánica a que pertenece cada muestra se encuentran en la Tabla 1.

Tabla 1: Ubicación geográfica, unidad y tipo de material de las muestras de la Isla Pingüino

Muestras	Latitud	Longitud	Unidad	Tipo
JR080122-01	-62.099552°	-57.939217°	Fm. Marr Point	Lava
JR080122-02	-62.101266°	-57.941131°	Fm. Marr Point	Lava
JR080122-03	-62.100485°	-57.940797°	Fm. Marr Point	Lava
JR080122-04	-62.102660°	-57.940074°	Fm. Deacon Peak	Lava
JR080122-05	-62.103390°	-57.937570°	Fm. Deacon Peak	Dique
JR080122-06	-62.105327°	-57.938086°	Fm. Deacon Peak	Dique
JR080122-07	-62.104396°	-57.938318°	Fm. Deacon Peak	Juvenil
JR080122-08	-62.103394°	-57.939224°	Fm. Deacon Peak	Juvenil
JR100122-01	-62.105333°	-57.931055°	Fm. Deacon Peak	Lava
JR100122-02	-62.105333°	-57.931055°	Fm. Deacon Peak	Lava
JR100122-03	-62.104982°	-57.930453°	Fm. Deacon Peak	Lava
JR100122-04	-62.105879°	-57.929428°	Fm. Deacon Peak	Dique
JR100122-05	-62.106461°	-57.918612°	Fm. Deacon Peak	Lava
JR100122-06	-62.100549°	-57.914726°	Fm. Marr Point	Lava
JR100122-07	-62.100669°	-57.914633°	Fm. Cráter Petrel	Juvenil

Tabla 2: Petrografía de la Isla Pingüino basado en la estimación modal de 1000 puntos. La mineralogía se presenta como porcentaje de volumen libre de vesículas para fenocristales y microfenocristales (>0,2 mm).

Muestra	Código	Tipo de roca	MF (%)	Mineralogía			Vesículas
				Ol	Cpx	Plg	(%)
Fm. Marr Point							
Lava	JR080122-1	Basalto	77	18,5	0,3	4,2	-
Lava	JR080122-2	Basalto	75,2	10,9	4,9	9	-
Lava	JR080122-3	Basalto	82,7	10,7	1,8	4,8	22,6
Lava	JR100122-6	Basalto	74	13,6	4,6	7,8	0,1
Lava	PING1-A	Basalto	74,6	9,4	7	7,3	19,1
Lava	PING3-6	Basalto	81,1	13,6	2,9	2,4	5,7
Lava	PING3-A	Basalto	80,2	15,1	1,2	3,5	0,2
Lava	MAAR2	Basalto	87,2	9,4		2	14,6
Fm. Deacon Peak							
Principal	JR080122-4	Basalto	85,4	10,9		3,2	3,3
Dique	JR080122-5	Basalto	85,5	11,6		2,9	13,1
Dique	JR080122-6	Basalto	80,5	6,5	4,3	8,7	4,7
Principal	JR080122-7	Basalto	70,6	24,3		4,9	69,1
Principal	JR080122-8	Basalto	87	10		3	20,9
Secundario	JR100122-1	Basalto	77,9	6,8	2,6	12,7	22,6
Secundario	JR100122-2	Basalto	85,3	2,3	2,5	9,9	52,6
Secundario	JR100122-3	Basalto	78,4	7	2,3	12,3	0,2
Dique	JR100122-4	Basalto	70,9	7,3	7,5	14,3	0,4
Principal	JR100122-5	Basalto	74,9	5,8	6,1	13,2	8,8
Dique	KRT3	Basalto	78,1	4,8	4,6	12,4	0,2
Fm. Cráter Petrel							
	JR100122-07	Basalto	83,1	4,5	5,3	7	29

5.2.1. Petrografía de la Fm. Marr Point

La petrografía de la Fm. Marr Point consiste en lavas basálticas de color negro tipo aa y pahoehoe de espesores métricos con una disposición subhorizontal, que por lo general son macizas con diaclasas subverticales, y en el sector noreste de la Isla se presentan con una fuerte y desordenada disyunción columnar (Figura 13). La superficie de las lavas es rugosa, brechizada y con gran densidad de vesículas. Además, se observan a simple vista cristales de olivino y piroxeno (~ 1 – 2 mm).



Figura 13: Fotografías de la Formación Marr Point. (A) Lava basálticas macizas con superficie brechizada. (B) Lavas basálticas con disyunción columnar en contacto con depósitos del cráter de maar.

En los cortes transparentes se observan fenocristales (12,8 - 26%) de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, inmersos en una masa fundamental (74 - 87,2%) de clinopiroxeno, olivino, plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y vidrio. Además, presentan vesículas (0,1 - 22,6%) de variados tamaños siendo las de mayor volumen irregulares y con bordes sinuosos, mientras que las más pequeñas son subredondeadas y con bordes suavizados.

Las texturas observadas en las muestras son: hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular, intergranular en masa fundamental, glomeroporfírica heterogénea en fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. También se observan texturas de desequilibrio como sieve y zonación en fenocristales y microlitos de plagioclasa, y bordes de reabsorción en fenocristales de olivino. Finalmente, las muestras JR100122-6 y MAAR2, extraídas cercanas al cráter Petrel en el sector NE de la Isla, presentan una fuerte alteración a iddingsita en fenocristales de olivino.

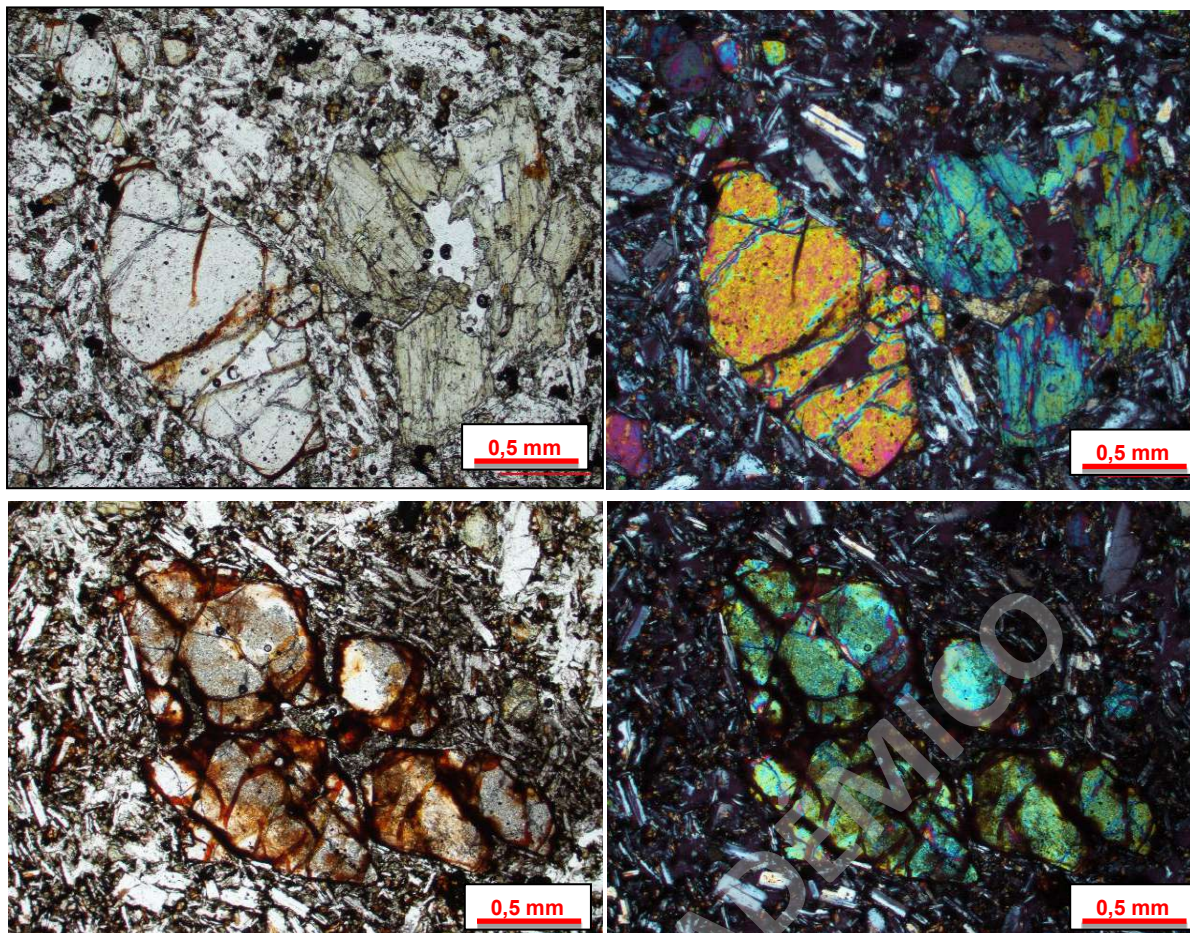


Figura 14: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha). **A)** Muestra JR080122-2, se observan fenocristales de olivino y clinopiroxeno, y la masa fundamental con textura intergranular. **B)** Muestra JR100122-6, se observan fenocristales de olivino altamente alterados a iddingsita.

5.2.2. Petrografía de la Fm. Deacon Peak

La petrografía de la Formación Deacon Peak se divide en 3 partes: cono principal, cono secundario y diques. El cono principal corresponde a un cono de escorias bien formado y está compuesto de piroclastos tamaño lapilli y bombas de color rojizo y negro de 2 – 50 cm. Este presenta un diámetro de 350 m y una altura que varía de 50 a 75 m. Adicionalmente, en el sector oeste de la Isla se encuentran lavas basálticas en la base del cono principal, las cuales son macizas con superficie brechizada al igual que las de la Formación Marr Point, mientras que las del sector este de la Isla presentan un porcentaje mayor de vesículas (Figura 15).

En los cortes transparentes se observan fenocristales (13 – 29,5%) de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, inmersos en una masa fundamental (70,6 – 85,4%) de clinopiroxeno, olivino, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Además, presenta una alta densidad de vesículas (3,3 – 69,1%) principalmente en los juveniles de las muestras JR080122-7 y JR080122-8. Estas son de variados tamaños siendo las de mayor volumen irregulares y con bordes sinuosos, mientras que las más pequeñas son subredondeadas y con bordes suavizados.

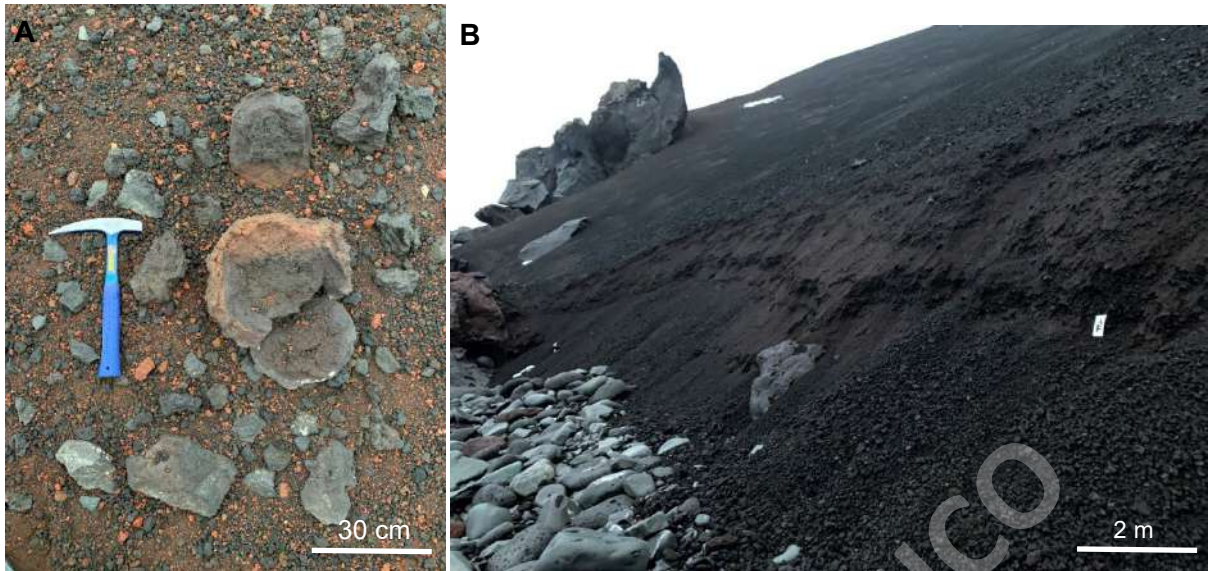
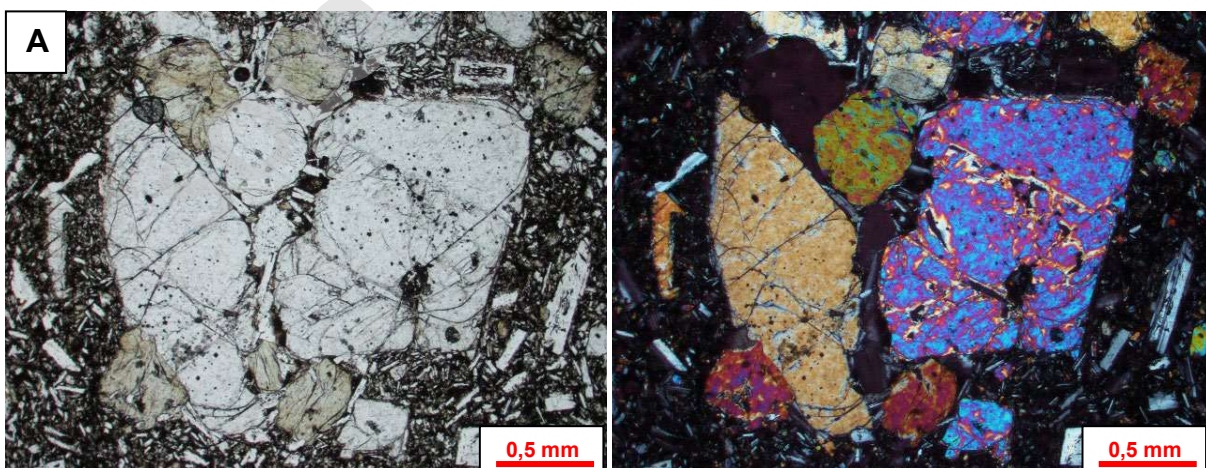


Figura 15: Fotografías de la Formación Deacon Peak. A) Bombas de del cono de escorias principal. Depósitos piroclásticos basales del cono de escorias principal.

Las texturas observadas en las muestras son: hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular, intergranular en masa fundamental, glomeroporfírica heterogénea en fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. También se observan texturas de desequilibrio como sieve y zonación en fenocristales y microlitos de plagioclasa, bordes de reabsorción en fenocristales de olivino. Caso particular se presenta en la muestra JR080122-7, en la cual los fenocristales de olivino están casi completamente alterados a óxidos de Fe – Ti e iddingsita, mientras que en la muestra JR080122-8 los fenocristales de olivino presentan textura esqueletal (Figura 16).



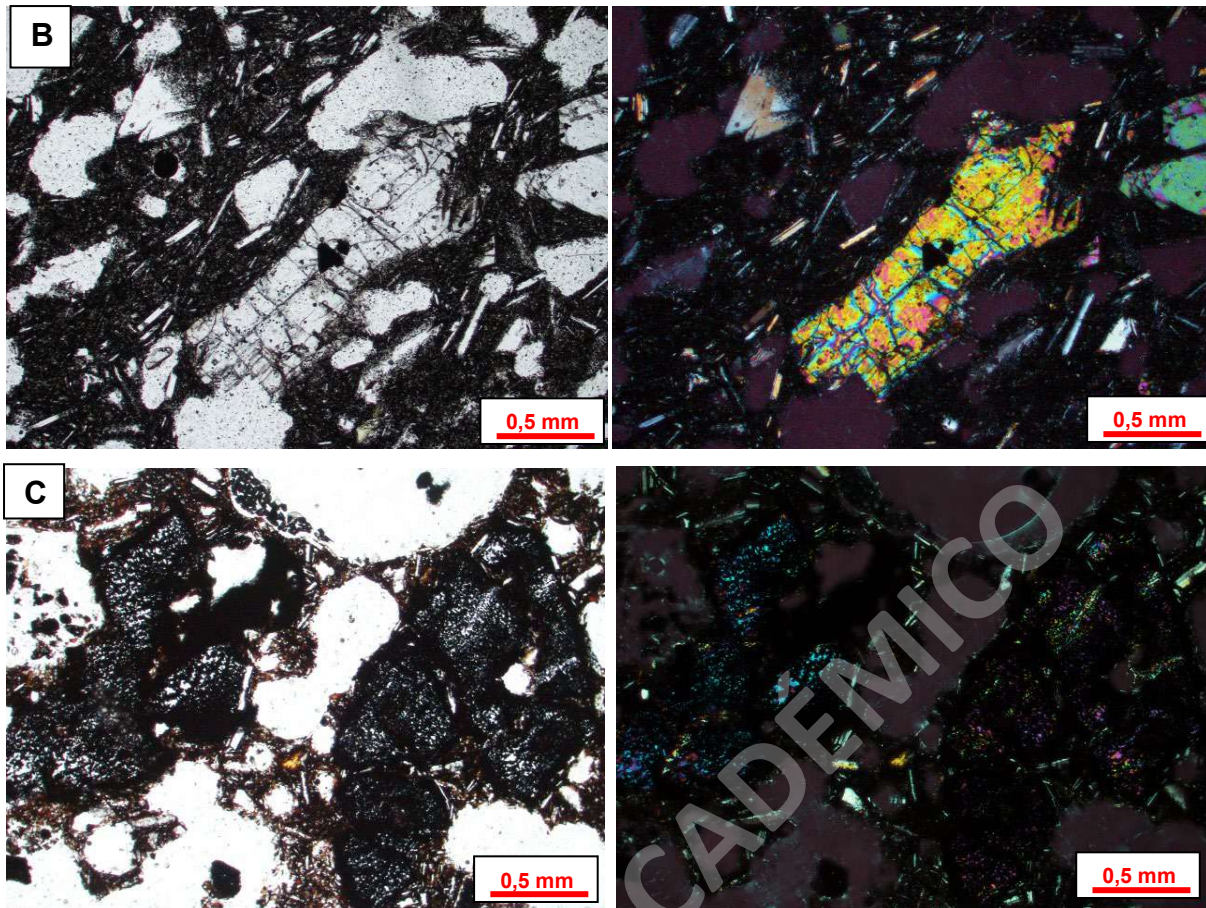


Figura 16: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha) Fm.

Deacon Peak cono de escorias principal. **A)** Muestras JR100122-5 evidencia textura glomeroporfírica entre fenocristales de olivino y clinopiroxeno. **B)** Muestra JR080122-8, presenta textura esqueletal en fenocristales de olivino. **C)** Muestra JR080122-7, denota textura de reemplazo total de fenocristales de olivino a óxidos de Fe-Ti.

Por otra parte, el cono secundario corresponde a otro cono de escorias el cual está compuesto por piroclastos parecidos al del cono principal, en este se presentan bombas y lapilli de color rojizo. Sus dimensiones son de aproximadamente 120 m de ancho y 20 m de altura, el cual está levemente inclinado hacia el sector noreste. Además, en el interior de su cráter se encuentran dos coladas de lavas, una en la parte sur y otra en la norte, ambas de color gris, con textura brechosa en la superficie y más macizas hacia el centro. Se identificaron cristales de olivinos a simple vista los cuales varían entre ~1 y 2 mm.

En los cortes transparentes se observan fenocristales (14 – 22,1%) de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, inmersos en una masa fundamental (77,9 – 85,3%) de clinopiroxeno, olivino, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Además, presenta una mayor densidad de vesículas (0,2 – 52,6%) en las lavas brechosas superficiales (JR100122-1 y 2), mientras que en las más macizas no superan el 1%. Adicionalmente, se encuentra una mayor cantidad de fenocristales de plagioclasa (~12%) respecto a los minerales ferromagnesianos.



Figura 17: Fotografías de la Formación Deacon Peak. A) Cono de escoria secundario ubicado en el centro del cono principal. B) Colada de lavas basálticas con superficie brechosa en el cráter del cono secundario.

Las texturas observadas en las muestras son: hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular, glomeroporfírica heterogénea en fenocristales de olivino y clinopiroxeno. También se observan texturas de desequilibrio como sieve y zonación en fenocristales y microlitos de plagioclasa y bordes de reabsorción en fenocristales de olivino los cuales presentan la mayor reabsorción de todas las unidades de la Isla (Figura 18). Es importante mencionar una mayor presencia de fenocristales y microlitos de plagioclasas.

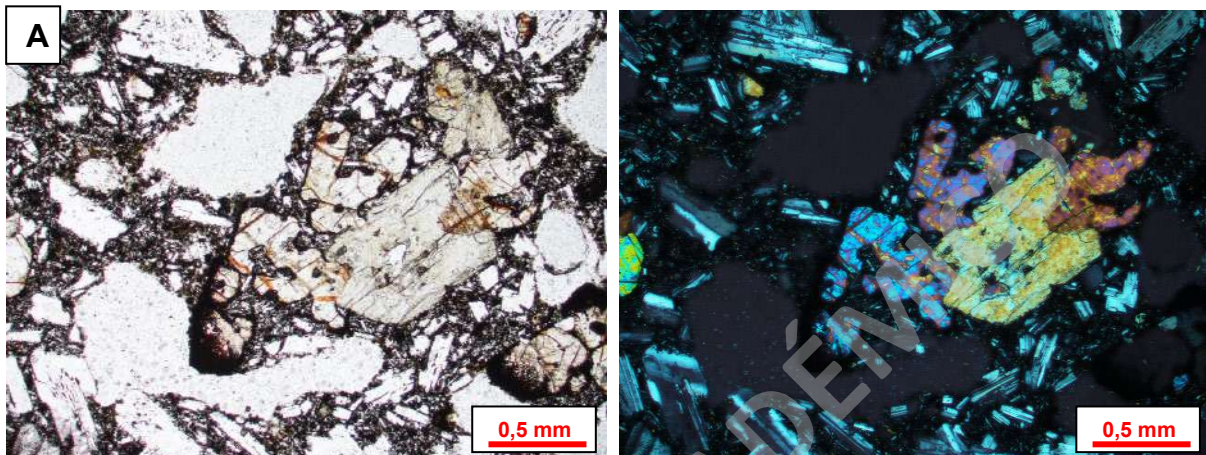


Figura 18: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha) Fm. Deacon Peak cono de escorias secundario. A) Muestra JR100122-1 presenta textura de reabsorción en fenocristales de olivino.

Finalmente, existen 3 diques que cortan el cono principal, 2 de estos se encuentran en una cicatriz de colapso en el sector oeste de la Isla. Estos afloran como una pared basáltica subvertical con orientaciones N 70°O y O-E respectivamente. Ambos diques se caracterizan por ser de color negro a grisáceo, cubierto por piroclastos rojizos, con vesículas pequeñas y alargadas y superficie rugosa.

El tercer dique se encuentra en el cráter del cono principal, a pocos metros al SE del cono secundario con una orientación subvertical este fue observado por primera vez por González - Ferran y Katsui (1970) y descrito como un plug basáltico por Birkenmajer (1980). Este último dique tiene una altura ~ 40 m, de color verdoso, y con una alta densidad de cristales de olivino (verde) y piroxeno (negro) de ~ 1 y 2 mm.



Figura 19: Fotografías de la Formación Deacon Peak. A) y B) Se observan los diques radiales en la cicatriz de colapso. C) Dique basáltico subvertical en el cráter del cono de escorias principal.

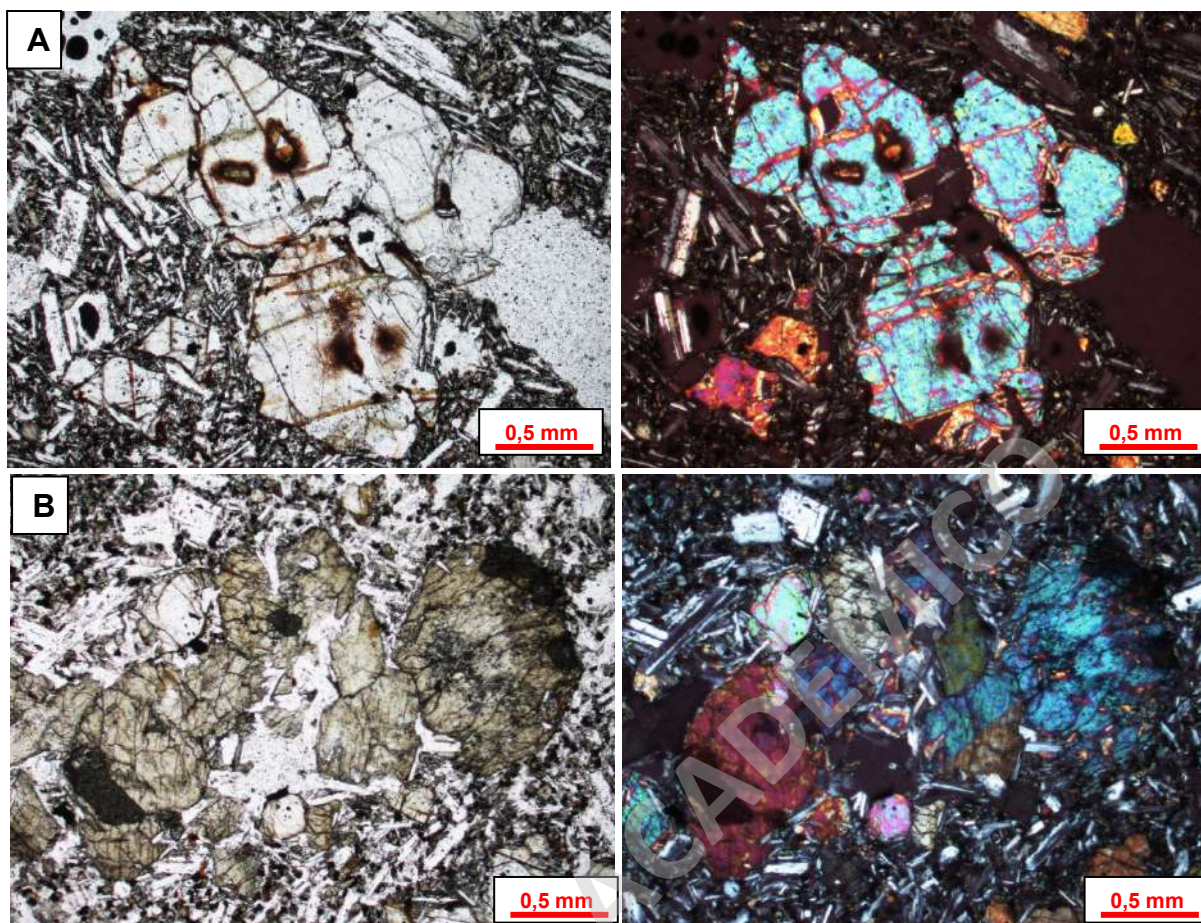


Figura 20: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha) de la Fm. Deacon Peak diques. A) Muestra JR080122-5 evidencia texturas de reabsorción y poikilítica (circones). B) Muestra JR100122-4 presenta textura glomeroporfírica en fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

5.2.2. Petrografía de la Fm. Cráter Petrel

La petrografía de la Formación Cráter Petrel se caracteriza por presentar depósitos piroclásticos de color negro, los cuales están compuestos por lapilli y bombas de 2 - 10 cm, con un bajo grado de consolidación, estos se encuentran asociados a la explosión de un maar con una laguna circular en el centro. Además, se encuentran una gran densidad de bloque métricos alrededor del lago, estos fragmentos se reconocieron como lavas basálticas pertenecientes a la Formación Marr Point (Figura 19).

En la sección delgada de una bomba del depósito piroclástico, se observaron fenocristales (16,9%) de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, inmersos en una masa fundamental (83,1%) de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe – Ti y vidrio. Además, se tiene un alto porcentaje de vesículas (29%), las cuales presentan formas irregulares con son bordes sinuosos y lisos.



Figura 21: Fotografías de la Formación Cráter Petrel. A) y B) Deposito piroclástico del cráter de maar, evidenciando bloques métricos de lavas basálticas en superficie.

Las texturas observadas en la muestra son: hipocristalina, inequigranular, vitrofírica, textura glomeroporfírica heterogénea en fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, y textura poikilítica en fenocristales de olivino en ortopiroxeno. También se observan texturas

de desequilibrio como zonación en fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasas, y sieve en fenocristales de plagioclasa y bordes de reabsorción en fenocristales de olivino.

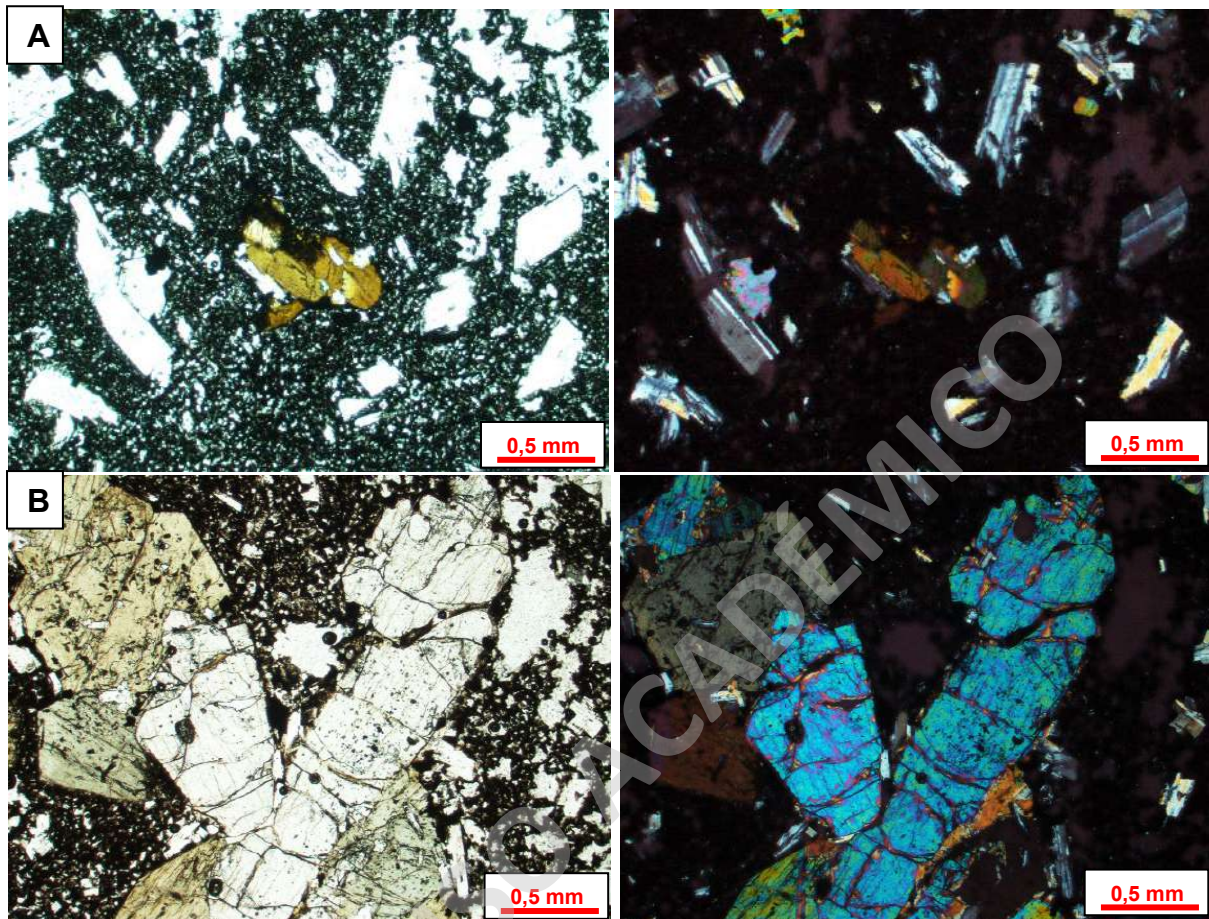


Figura 22: Microfotografías en polarizadores paralelos (izquierda) y polarizadores cruzados (derecha). A) y B) Muestra JR100122-7 donde se evidencia un cristal subhedral de biotita y textura glomeroporfirica en fenocristales de olivino y clinopiroxeno en masa fundamental vitrofirica.

6. Geoquímica de roca total

Se analizaron las 15 muestras recolectadas en la campaña de terreno (Punto 1.5.1) y 5 muestras extras facilitadas por Magdalena Pánczyk, totalizando 20 muestras correspondientes a las tres formaciones presentes en la Isla. Para todas las muestras se obtuvieron concentraciones de elementos mayores (wt.%), traza (ppm), tierras raras (ppm) y valores de LOI (<0.5). Además, todas las muestras de la Isla fueron normalizadas respecto a la pérdida por ignición.

Los métodos de análisis de las muestras se encuentran en detalle en el punto 1.5.4 y la ubicación geográfica en la tabla 1.

6.1. Elementos mayores

Las muestras analizadas para las tres unidades volcánicas de la Isla Pingüino exhiben bajas concentraciones de SiO_2 (47,86 - 50,14 wt.%) y álcalis (3,47 – 4,57 wt.%). Según el diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice o TAS (Le Bas et al., 1986; Figura 23) la Isla Pingüino corresponde a basaltos. Además, en este diagrama se muestra la línea divisora entre las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971) que posiciona a los basaltos de la Isla como signatura ligeramente alcalina a subalcalina.

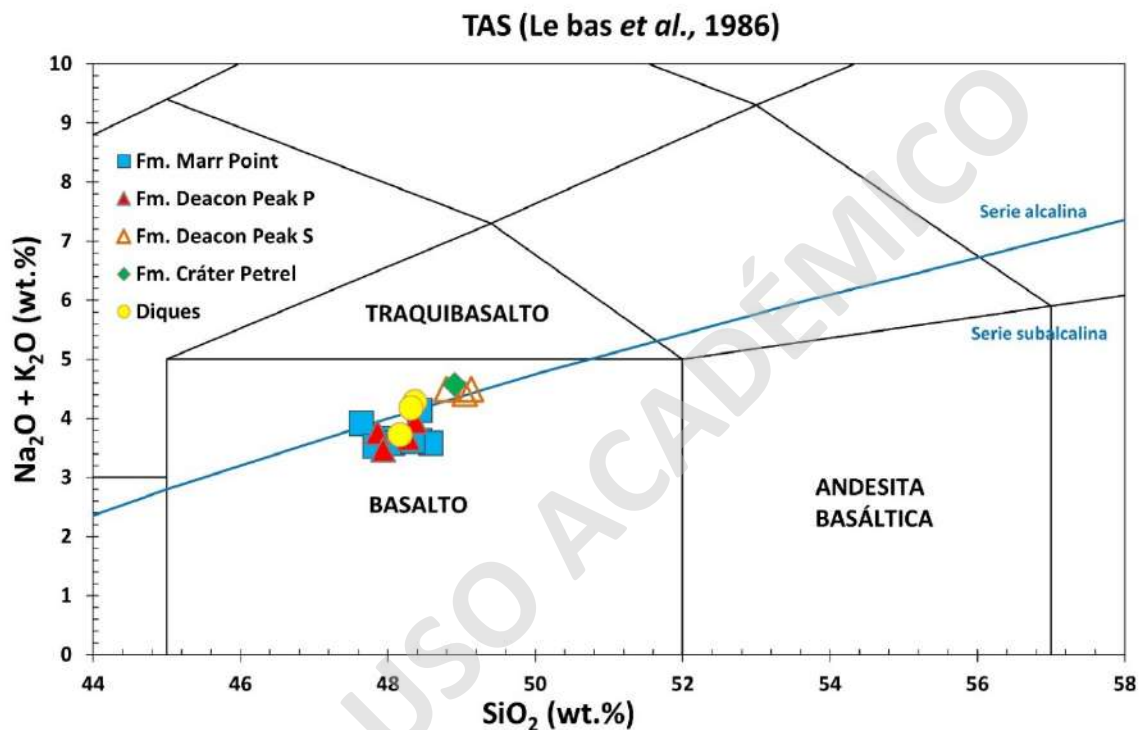
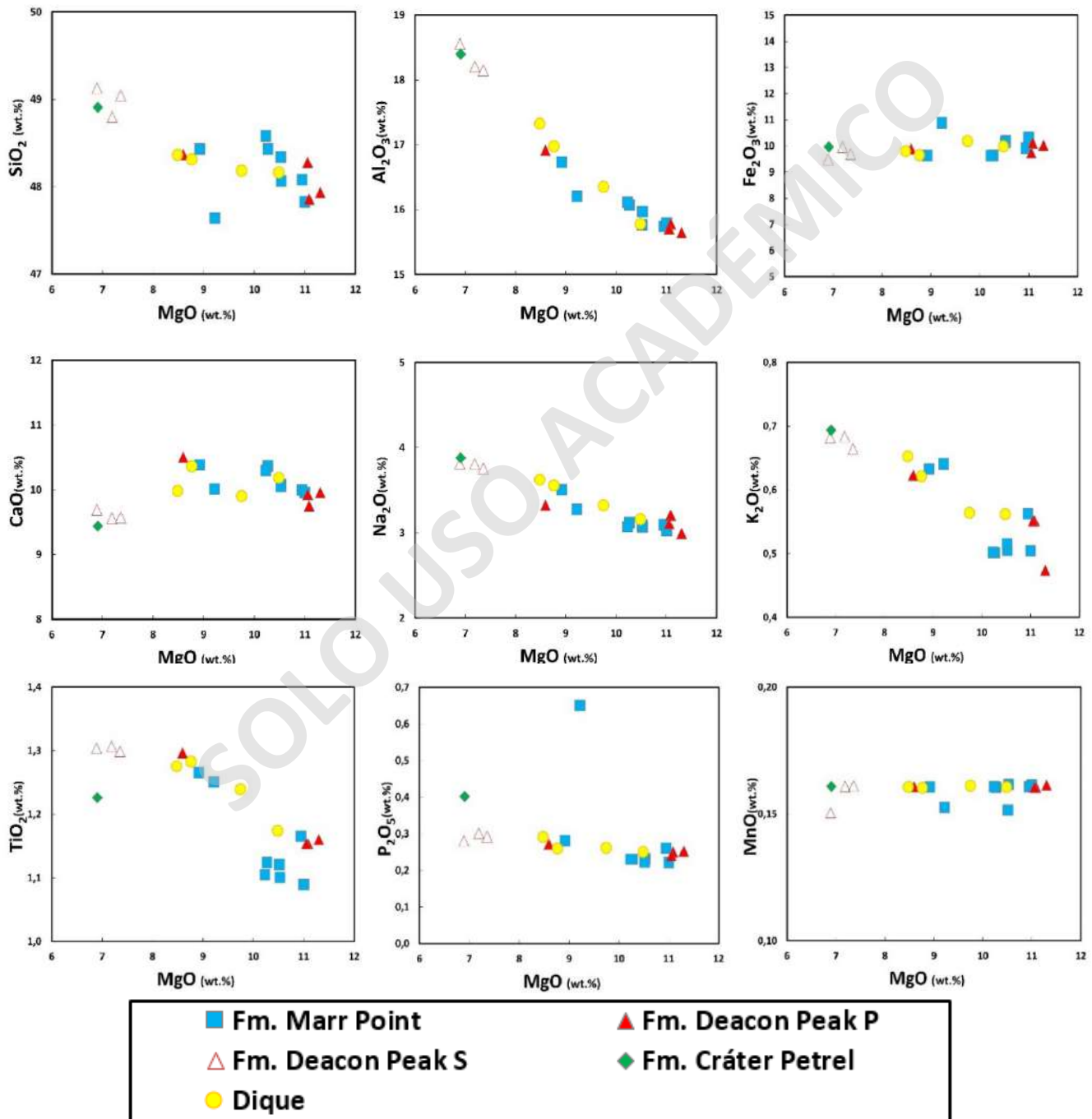


Figura 23: Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) realizado para las muestras de la Isla *Pingüino*. La línea azul representa la división entre las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

Los diagramas de variación de elementos mayores se realizaron con respecto al MgO, debido al acotado rango de SiO_2 (47,64 – 49,13 %) presentes en las muestras de la Isla Pingüino. El contenido de MgO va desde 6,89 – 11,30 %, donde los mayores valores se obtuvieron en las lavas del cono principal (8,59 – 11,30 %), mientras que las del cono secundario varían entre 6,89 – 7,19 %. Para el caso de la Fm. Marr Point el MgO es similar a las del cono principal con variaciones entre 8,92 – 10,94 %. Los diques (9,98 – 10,36 %) tienen valores con la menor variabilidad de las unidades. Finalmente, la Fm. Cráter Petrel (6,91 %) presenta uno de los valores más bajos de MgO.

En los diagramas binarios para elementos mayores (Figura 24) se puede observar en general tendencias lineales para las unidades de la Isla Pingüino, con excepción del CaO. Presentan tendencias positivas los óxidos de K_2O , Na_2O , SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 y levemente positiva para el P_2O_5 , donde la muestra PING 1A escapa de la tendencia principal. Por otra parte, el $Fe_2O_3^T$ y MnO presentan valores relativamente constantes (no cambian respecto al MgO). Finalmente, para el caso del CaO presenta una tendencia positiva hasta aproximadamente los 8,5 wt.% de MgO, donde su tendencia cambia a negativa.

Figura 24: Diagramas binarios de elementos mayores respecto al MgO (wt.%) en las muestras de la Isla



Pingüino.

6.2. Elementos trazas

Los diagramas binarios para elementos trazas se realizaron con respecto al MgO, al igual que con los elementos mayores. Para esta sección estos se separan en LILE (*Large Ionic Lithophile Elements*), HFSE (*High Field Strength Elements*) y elementos de transición. Para los LILE (Figura 25), el Ba, Sr y Rb presentan una tendencia lineal positiva respecto a la diferenciación, mientras que el Pb se distribuye aleatoriamente en las muestras de la Isla.

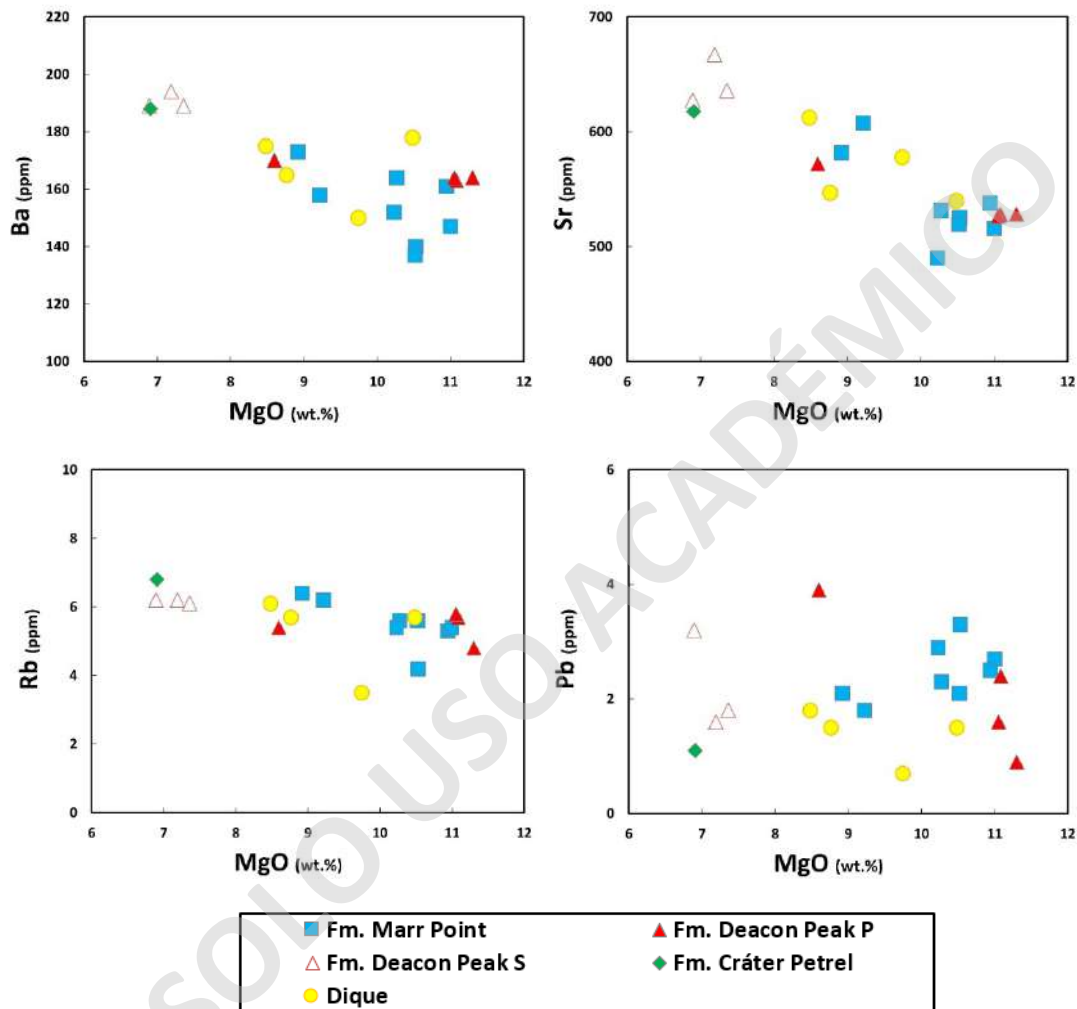


Figura 25: Diagramas binarios de variación de elementos traza LILE para las unidades volcánicas de la Isla Pingüino.

Los diagramas binarios para elementos HFSE (Figura 26) muestran tendencias lineales positivas para Hf, La, Nb, Zr y Th, mientras que el Yb muestra una distribución lineal constante.

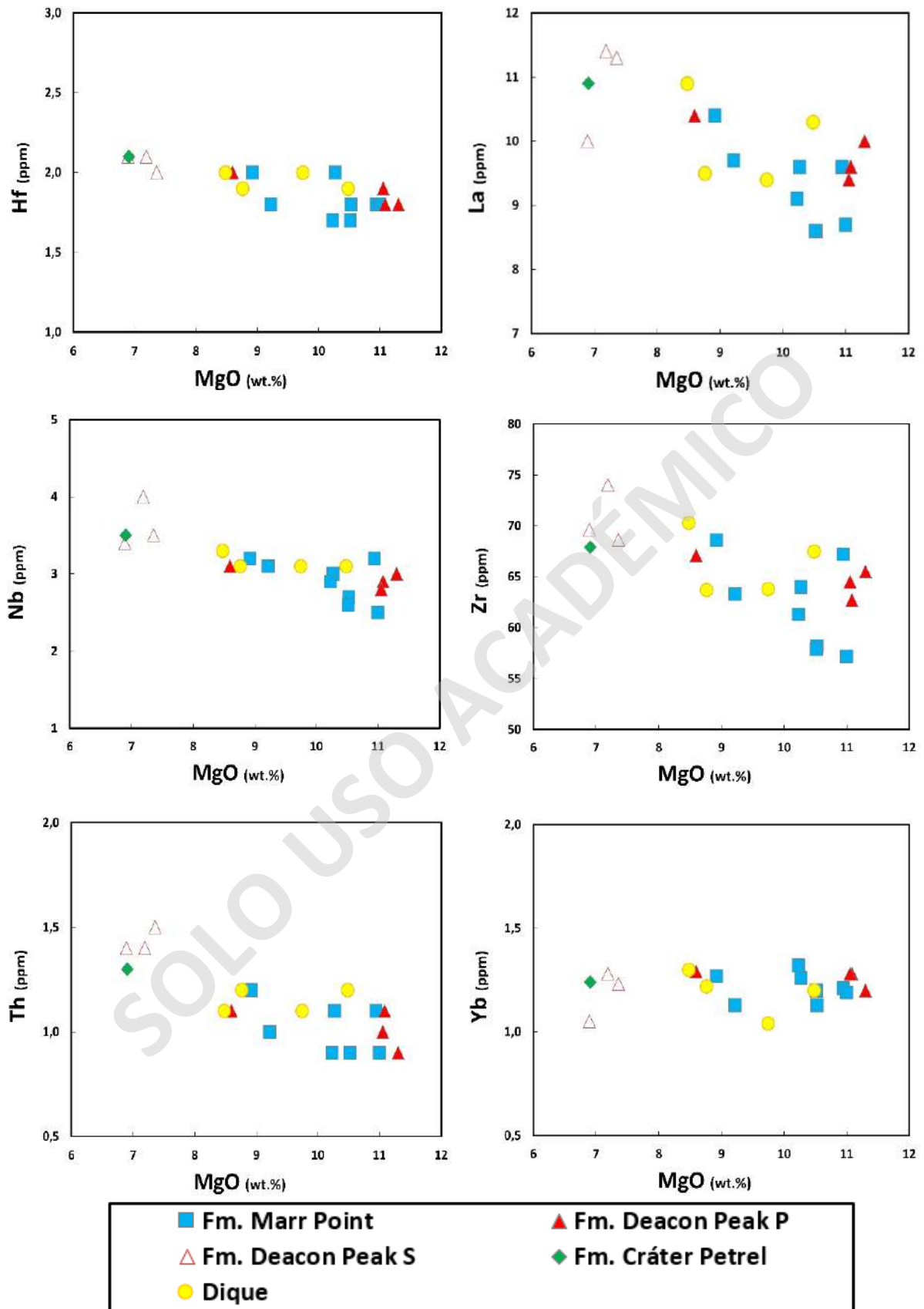


Figura 26: Diagrama binario de variación de elementos traza HFSE para las unidades volcánicas de la Isla Pingüino.

Los diagramas binarios para elementos de transición (Figura 27) muestran tendencias lineales con excepción del Sc. El Ni, Co y Cr muestran tendencias positivas, mientras que para el V y Ga son positivas. Para el Sc es constante aproximadamente hasta 8,5 wt.% MgO, bajo esta concentración, muestra un comportamiento muy similar al CaO.

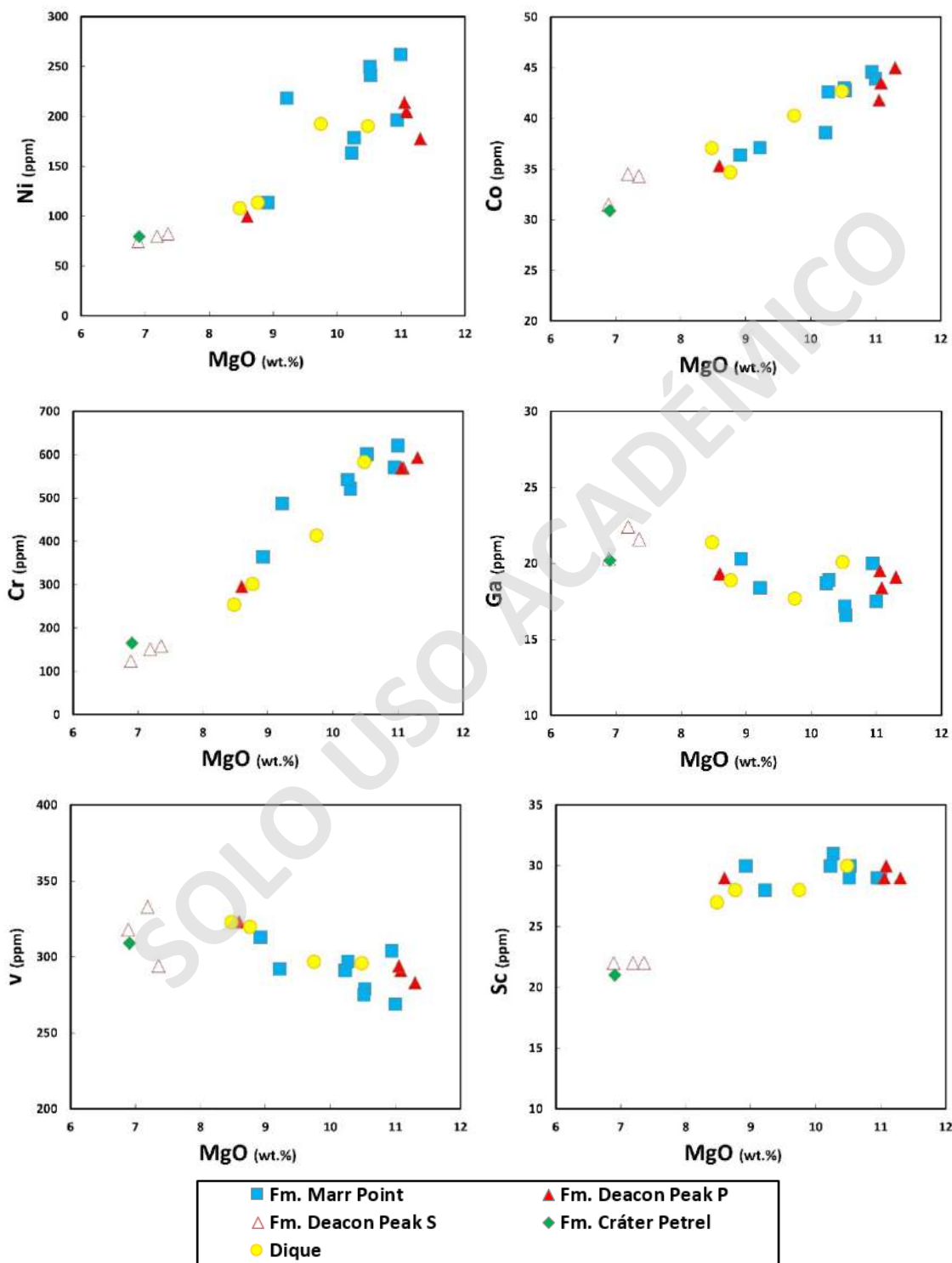


Figura 27: Diagramas binarios de variación de elementos de transición para las unidades volcánicas de la Isla Pingüino.

6.3. Tierras raras

Los diagramas de tierras raras (REE) normalizados al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), y presentan un comportamiento similar para todas las muestras de la Isla Pingüino (Figura 28), exhibiendo un mayor contenido de tierras raras livianas (LREE) que pesadas (HREE). Cabe destacar el patrón observado en estas últimas (HREE), donde es posible reconocer una pendiente más pronunciada. También en las LREE el patrón presenta una tendencia ascendente de las unidades más antiguas a las más jóvenes, mientras que hacia las HREE este patrón ascendente se vuelve aleatorio.

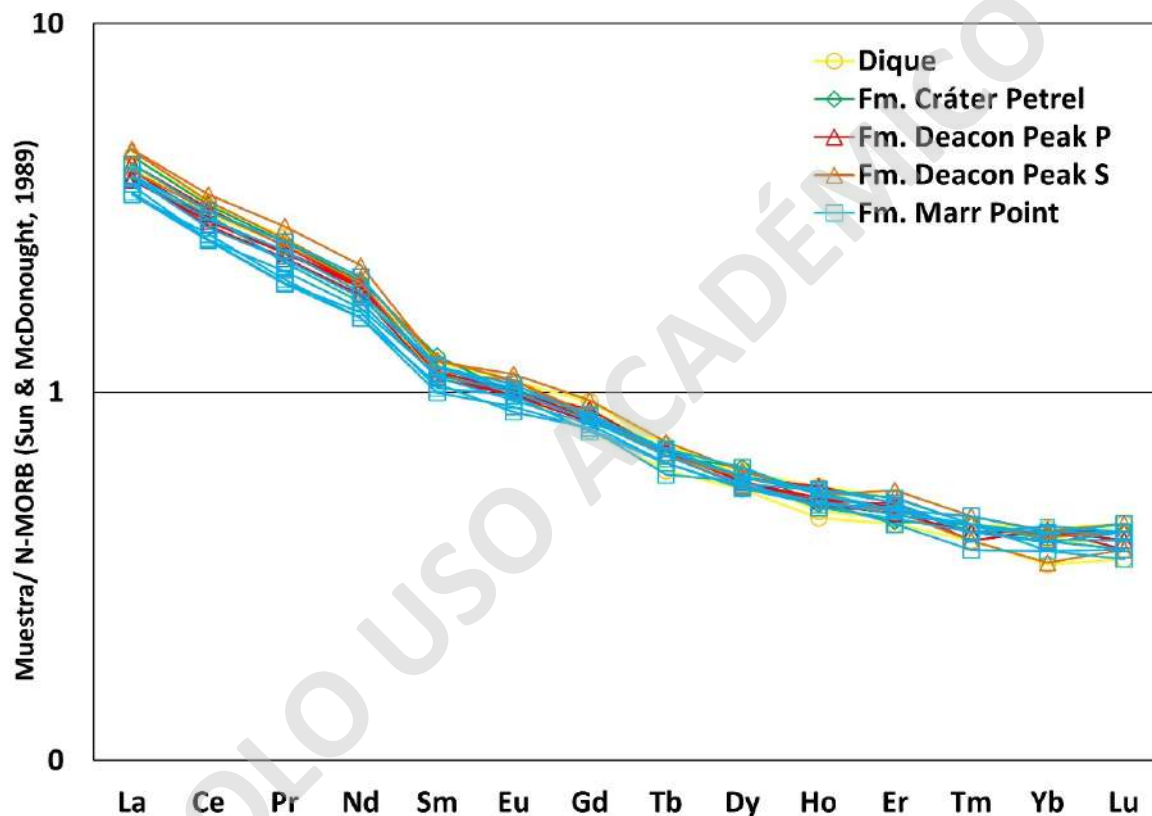


Figura 28: Diagrama REE normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras de la Isla Pingüino.

Lo mencionado anteriormente se puede observar en razón La/Yb (Figura 29), que representa la pendiente de las REE, con promedios de 9,2 (Fm. Deacon Peak S), 8,8 (Fm. Cráter Petrel), 8,3 (Diques), 7,8 (Fm. Deacon Peak P) y 7,7 (Fm. Marr Point) de mayor a menor respectivamente. Por otra parte, se muestran las razones de La/Sm que explican las pendientes de las LREE, donde también se puede observar una tendencia positiva en general para la Isla Pingüino. Finalmente, la razón Sm/Yb representa la pendiente de HREE, la cual es menor que la mencionada para las LREE.

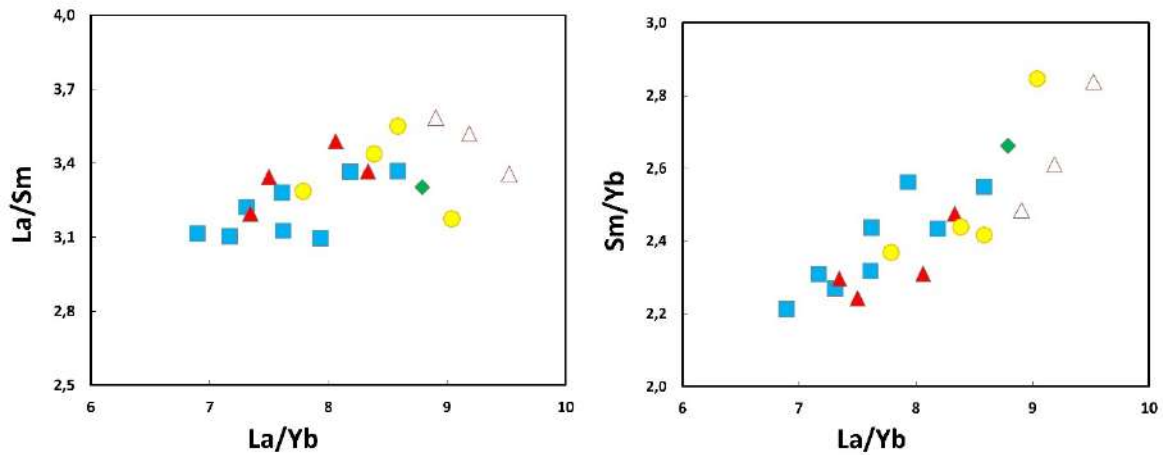
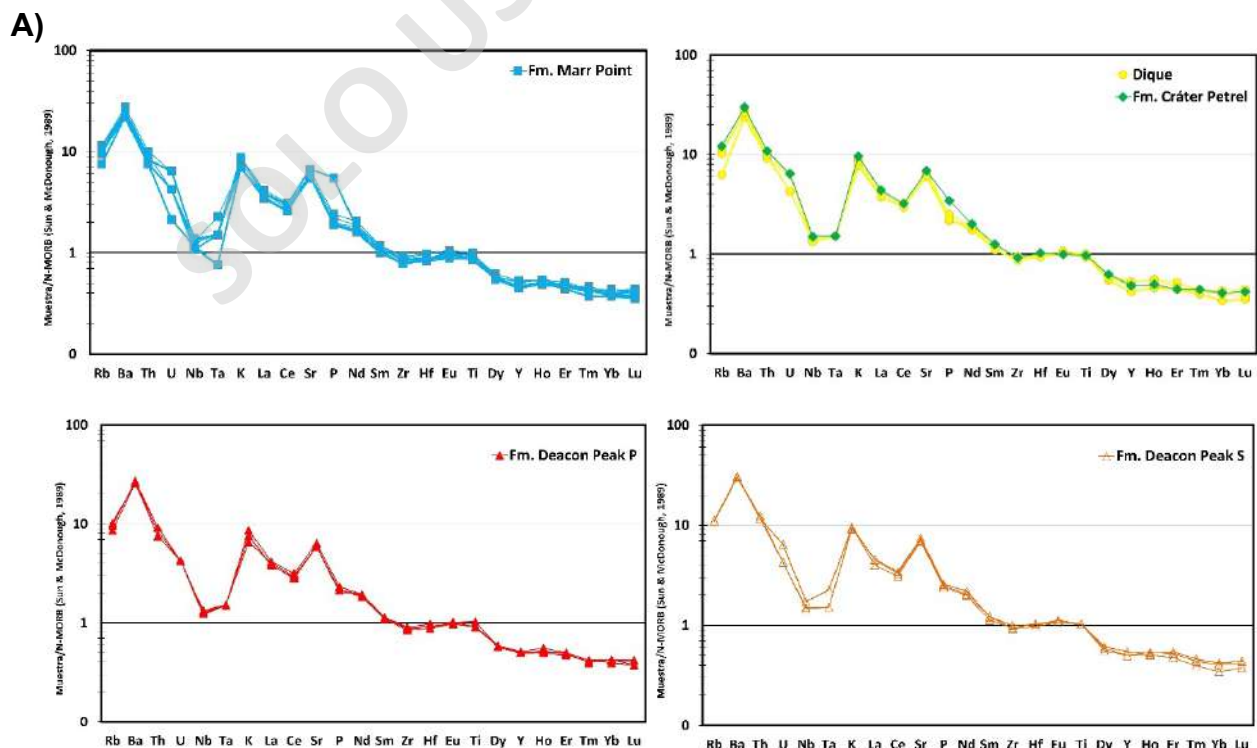


Figura 29: Diagrama de razones de REE. La/Sm y Sm/Yb con respecto a La/Yb para las muestras de la Isla Pingüino.

6.4. Multielementos

Los diagramas multielementos (Figura 30) normalizados al N-MORB (Sun y Mcdonough, 1989), exhiben un patrón geoquímico caracterizado por anomalías positivas de Ba, K y Sr, y anomalías negativas de Nb, Ta y Ce. Al igual que en el diagrama de REE (Figura 30), estas presentan un comportamiento similar entre sí, donde se muestra un enriquecimiento de LREE sobre HREE. Además, existe un enriquecimiento de LILE sobre HFSE, LREE y HREE, mientras que los HFSE se encuentran empobrecidos con relación a LREE.



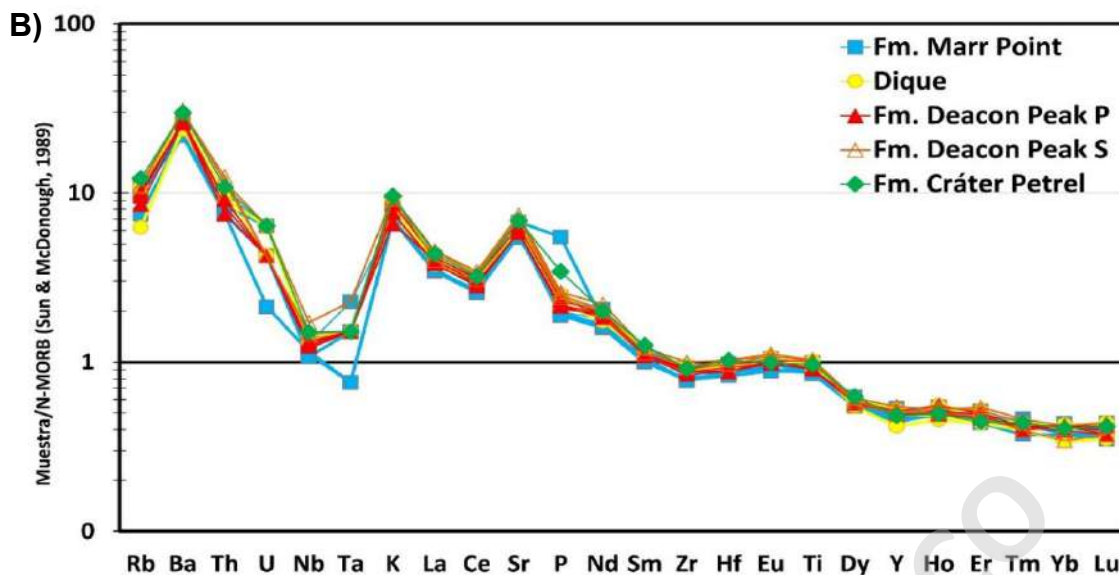


Figura 30: Diagrama de multielementos normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), para las muestras de la Isla Pingüino. A) Diagramas multielementos para cada unidad volcánica. B) Diagrama multielementos para todas las unidades volcánicas de la Isla Pingüino.

7. Discusión

7.1. Análisis textural

Las muestras de la Isla Pingüino correspondientes a lavas, escorias y diques exhiben texturas hipocristalinas, porfíricas y vesiculares indicando al menos 2 eventos de enfriamiento y cristalización. La primera etapa formó los fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, con una baja tasa de nucleación y un bajo sobreenfriamiento, favoreciendo un mayor crecimiento de estos cristales. Además, la gran cantidad de cristales podría suponer el estancamiento del magma en la corteza. La segunda etapa ocurrió cuando el magma se encontraba en la última etapa del ascenso y/o en la colada de lava, donde este sufrió un alto sobreenfriamiento, evidenciando un escaso crecimiento cristalino, pero con una mayor producción de cristales formando la masa fundamental compuesta por vidrio y microlítos de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe – Ti. Además, en esta segunda etapa se formaron vesículas generadas por la despresurización del magma permitiendo que ocurriera la exsolución de volátiles disueltos. La textura intergranular en las muestras de la Fm. Marr Point indicarían un sobreenfriamiento más bajo, en comparación con las muestras con mayor contenido de vidrio. Esto se podría explicar por un lento ascenso magmático a través de la corteza y/o por el alto espesor de las coladas de lava, favorecido por el gran volumen de magma emitido a la superficie, en los dos casos, generaría un enfriamiento más lento y así una menor producción del vidrio.

Las texturas de desequilibrio y sobreenfriamiento observadas para las unidades volcánicas de la Isla Pingüino como bordes de reabsorción, sieve y esqueletal, indicarían un cambio en las condiciones iniciales (presión, temperatura y química) de formación de los fenocristales. Esto evidenciaría un fuerte desequilibrio de las fases cristalinas con el fundido magmático (Shelley, 1993). En el caso de la textura esqueletal, estos fueron observados solo en fenocristales de olivino en bombas del cono principal, pudiendo originarse por una abrupta disminución de la temperatura, favorecido por un ascenso rápido del magma (sobreenfriamiento). Los bordes de reabsorción o embahamientos observados en todas las muestras de la Isla Pingüino, también indicarían un cambio en la presión del sistema magmático o un aumento de la temperatura que afecte las condiciones iniciales del fundido producido por un input de magma más caliente. La textura sieve observada en los fenocristales de plagioclasa también se generan por una despresurización del sistema o por una inyección de magma con mayor temperatura, generando que se produzcan inclusiones vítreas dentro del cristal. Es importante mencionar que los microlitos correspondientes a la masa fundamental no presentan esta textura indicando que el desequilibrio fue previo a la formación de la masa fundamental y debido al escaso tiempo de cristalización. También es relevante mencionar que las lavas del cono secundario presentan una mayor producción de vidrio indicando un alto sobreenfriamiento para esta unidad y además el volumen de magma emitido fue posiblemente menor en comparación con la Fm. Marr Point y el cono principal. La textura glomeroporfírica se podría explicar debido al crecimiento de cristales en forma de cúmulos por un ahorro energético (Shelley, 1993), a partir de una nucleación heterogénea.

Se observan texturas de intercrecimiento que involucran un crecimiento entre dos o más fases cristalinas. En el caso de la textura ofítica esta se da por una mayor tasa de crecimiento del clinopiroxeno en comparación a la plagioclasa, generando que la englobe completamente, sin embargo, esta textura se observó solo en la Fm. Marr Point. Esto es posible debido a algunos factores, como una mayor disponibilidad de elementos compatibles con el clinopiroxeno, lo cual favorece una mayor difusión iónica entre el magma y el mineral, generando una mayor tasa de crecimiento del clinopiroxeno propiciado por periodos de estancamiento del magma. Otra alternativa se relaciona a que el clinopiroxeno cristaliza antes que la plagioclasa, y que este englobe a la plagioclasa cuando comienzan a formarse los pequeños núcleos del mineral, facilitado por la superficie del clinopiroxeno, permitiendo un ahorro energético en la plagioclasa. Por otra parte, la textura poikilítica se da en fenocristales en donde se evidenciaría el crecimiento posterior de un cristal interno de forma anhedral, como un relleno de las cavidades ocasionadas por el desequilibrio, generalmente se da en fenocristales de olivino con cadacristales de óxidos de Fe - Ti.

Tabla 3: Texturas de las unidades volcánicas de la Isla Pingüino

Texturas presentes en la Isla Pingüino					
Unidad	Intercristalinas	Desequilibrio	Intercrecimiento	Nucleación heterogénea	Desgasificación
Fm. Marr Point	Hipocristalina, inequigranular, porfirica, intergranular ⁽¹⁾ , vitrofirica ⁽²⁾	Zonación en plagioclasas y clinopiroxenos, bordes de reabsorción en olivinos, sieve en fenocristales de plagioclasa, Esqueletal en fenocristales de olivino ⁽³⁾	Poikilítica y ofítica ⁽⁴⁾	Glomeroporfirica en fenocristales de olivino	Vesicular
Fm. Deacon Peak				Glomeroporfirica en fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasas	
Fm. Cráter Petrel					

(1) Se ausenta en las bombas del cono principal y lavas del cono secundario. (2) Solo en bomba del cráter de maar y cono principal.

(3) Solo en bombas del cono principal. (4) Solo en Fm. Marr Point.

7.2. Origen de la composición magmática

7.2.1. Diferenciación magmática

A continuación, se estudia la diferenciación magmática para la Isla Pingüino basado principalmente en un modelo de cristalización fraccionada que pretende explicar la evolución magmática de las unidades volcánicas a partir de la variabilidad geoquímica de elementos mayores y principalmente trazas. Esto se da debido a que algunos elementos trazas ingresan a la estructura cristalina de las fases minerales generando un empobrecimiento en la fase fundida residual.

A partir de la petrografía de las rocas de la Isla Pingüino es posible establecer al menos dos eventos de cristalización, el primero donde se forman los fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, y el otro donde se forman los microlitos correspondientes a la masa fundamental compuesta por olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe - Ti.

El diagrama de SiO₂ vs MgO (Figura 24) junto con comportamiento del Ni y Co, se usa como evidencia del fraccionamiento del olivino. Estos elementos se incorporan a la estructura cristalina del olivino, generando una disminución de estos elementos que se interpreta como el fraccionamiento de esta fase mineral. Además, el diagrama de CaO/Al₂O₃ vs MgO también refleja el fraccionamiento de olivino, ya que la tendencia se mantiene constante hasta ~ 8,5 wt.% de MgO en donde se evidencia un punto de inflexión y comienza el fraccionamiento de clinopiroxeno, dado que incorpora el CaO en mayor proporción que el Al₂O₃ a su estructura cristalina, esto se evidenciaría en una disminución del CaO/Al₂O₃ con la diferenciación. También el Co ingresa al olivino y al clinopiroxeno evidenciando un patrón negativo con respecto a la diferenciación.

Por otra parte, el modelo de cristalización de CaO vs MgO (Figura 24) muestra un punto de inflexión (~ 8,5 wt. %) el cual se podría relacionar a la cristalización de clinopiroxeno y/o plagioclasa, esto se puede evidenciar en los elementos de transición como el Sc y V, los cuales ingresan a la estructura cristalina del clinopiroxeno, pero no a la plagioclasa. En el diagrama de Sc (Figura 32), se puede ver una muy ligera tendencia lineal negativa para las formaciones Marr Point y Deacon Peak Principal, mientras que para los diques se observa una tendencia más pronunciada. La Fm. Deacon Peak Secundaria no muestra ninguna tendencia. Lo anterior permite confirmar lo indicado por el comportamiento de la razón CaO/Al₂O₃, es decir, el fraccionamiento de clinopiroxeno en las unidades mencionadas.

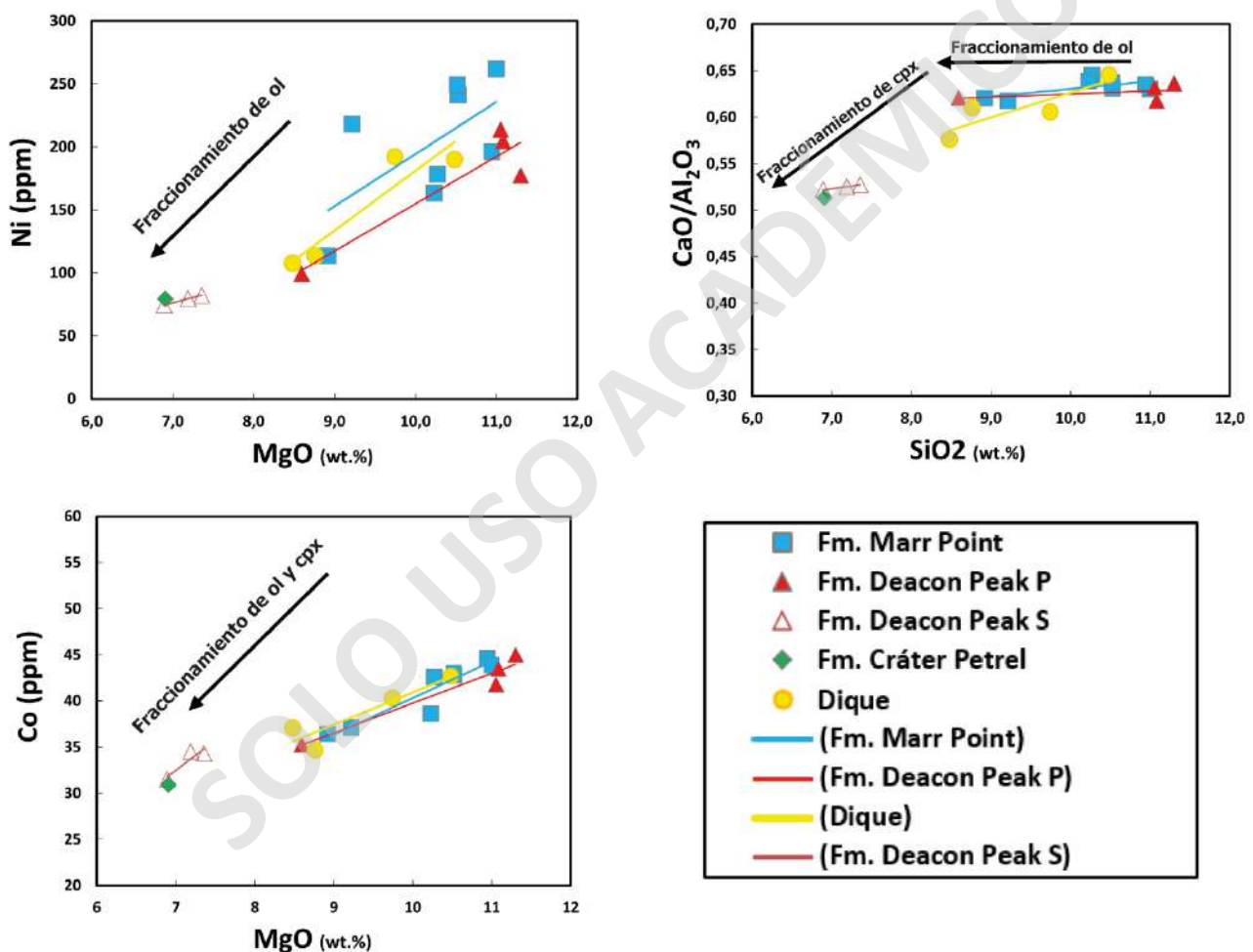


Figura 31: Diagrama de variación de Ni, Co y CaO/Al₂O₃ con respecto al MgO, para las muestras de la Isla Pingüino.

Otra posible explicación para este punto de inflexión de CaO vs MgO (Figura 24) es el fraccionamiento de plagioclasa. En este caso se analiza el diagrama de Sr vs MgO (Figura 32), elemento LIL que ingresa en la estructura interna de la plagioclasa. Se observa un aumento del Sr con la disminución del MgO para las unidades de la Isla Pingüino, con excepción de la Fm. Deacon Peak Secundaria, la cual presenta una tendencia lineal negativa,

correlacionable al fraccionamiento de plagioclasa, sin embargo, el aumento del Sr con la diferenciación indicaría que no se está fraccionando plagioclasa, a pesar de esto si se reconoció plagioclasa en las muestras, pudiendo indicar que el magma si tiene la capacidad de cristalizar este mineral, pero no de fraccionarlo. Lo cual es consistente con el grafico de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs MgO .

El punto de inflexión el diagrama de TiO_2 vs MgO (Figura 24) se infiere como el fraccionamiento de óxidos de Fe – Ti. Para este caso se analiza el diagrama de V vs MgO (Figura 32) el cual coincide con el TiO_2 , el V entra en la estructura cristalina de los óxidos y del clinopiroxeno. Para las formaciones Marr Point, Deacon Peak Principal y Secundaria, y diques se observa un aumento del V con la diferenciación, indicando la ausencia del fraccionamiento de óxidos de Fe – Ti. Con respecto al fraccionamiento de clinopiroxeno, para este caso no se relaciona con el diagrama de Sc, indicando que el V no ingresa en su estructura cristalina

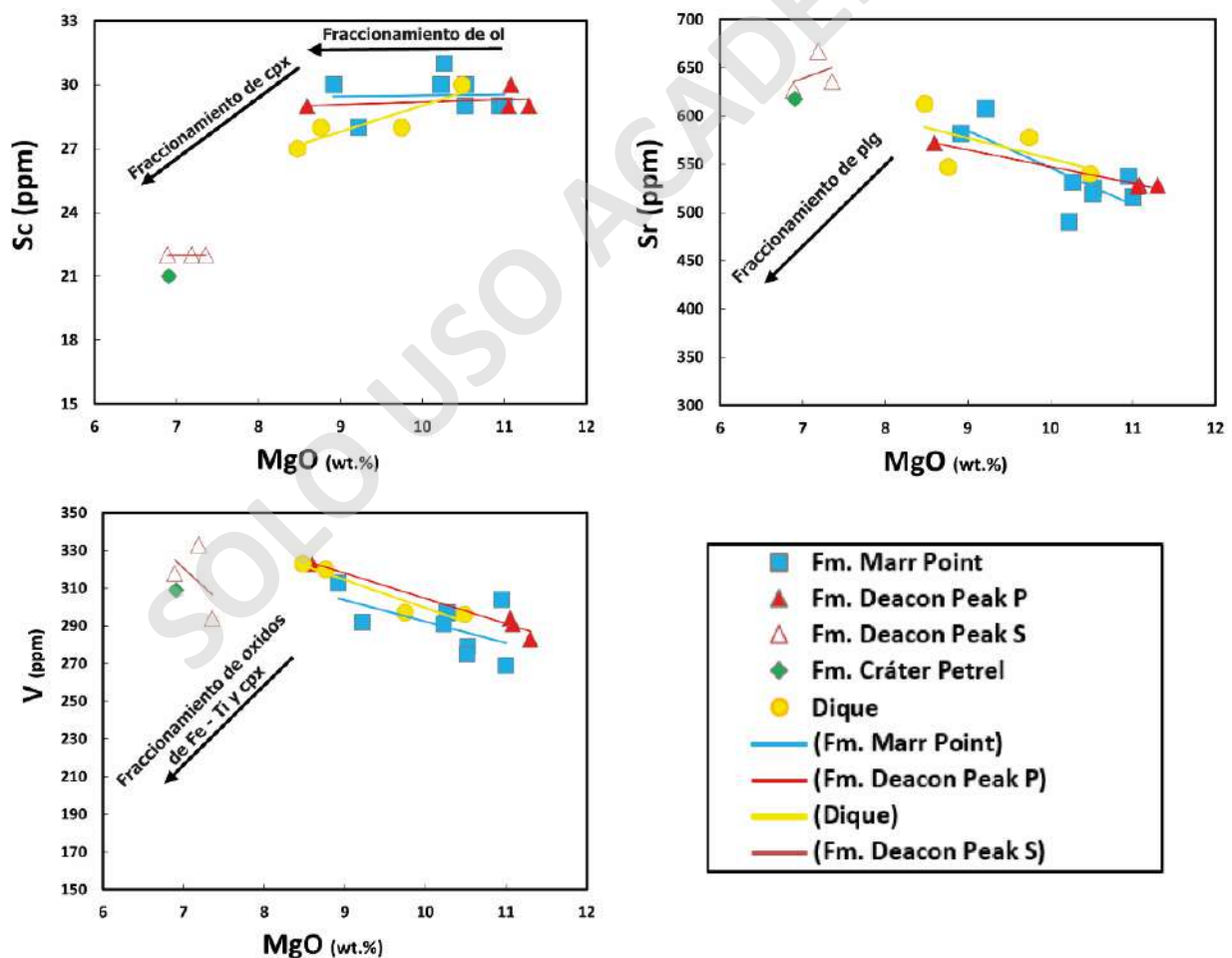


Figura 32: Diagrama de variación de Sc, V y Sr con respecto al MgO, para las muestras de la Isla Pingüino.

También se utilizó el software alphaMELTS (Antoshechkina y Asimow, 2016) con el fin de modelar la cristalización fraccionada de forma cuantitativa a modo de analizar la influencia que tuvo está, en la composición química del magmatismo de las unidades de la Isla Pingüino. Para este caso se asume que los magmas son cogenéticos debido a las fuertes similitudes composicionales y cercanía geográfica.

La modelación de la cristalización fraccionada cuantitativa necesita seleccionar la muestra más primitiva de la Isla. Como la muestra con mayor MgO es una bomba perteneciente al cono principal levemente alterada, se escogió una muestra con la menor cantidad de cristales, vesículas y que se encuentre entre las muestras que contengan alto MgO. La que representaría de mejor forma el magma primitivo es la muestra JR080122-4 (Fm. Marr Point).

Se realizó una modelación isobárica en el software alphaMELTS (Antoshechkina y Asimow, 2016) el cual intenta emular la cristalización de un reservorio magmático a una profundidad fija. Las condiciones de entrada para los modelos fueron: temperatura inicial de 1350 °C, presiones entre 3.5 – 10 kbar (~ 12 – 33 km; Figura 32.1) y un contenido de H₂O ~ 1%. Se ocupó el buffer de fugacidad de oxígeno Δ QFM, el cual se recomienda para magmas generados en zonas de subducción (Myers y Eugster, 1983). También, se suprimió la cristalización de ortopiroxeno debido a que no se encontró esta mineralogía en las rocas de la isla. La modelación fraccionó principalmente olivino, clinopiroxeno y plagioclasa a medida que disminuye la temperatura a una presión constante.

Complementariamente gracias a los datos EPMA (*Electron Probe Micro-Analyser*) anexos a esta investigación, facilitados por la investigadora polaca Magdalena Pánczyk, se determinó que las presiones muy altas no son representativas del sistema magmático, ya que la cristalización de plagioclasa se da ~ 2 kbar, controlando el sistema y restringiendo el contenido de H₂O a concentraciones menores que el 1.5%. Por lo tanto, el reservorio magmático estaría emplazado entre ~ 8 - 12 km de profundidad. Los modelos de la cristalización fraccionada de alphaMELTS se graficaron en conjunto con las muestras de la Isla Pingüino (Figura 32.1) en diagramas binarios de elementos mayores. Se muestra que los magmas de la Isla Pingüino se adaptan de buena forma al modelo explicando la formación de todas las muestras en niveles corticales con presiones que varían entre 2 - 3,5 kbar.

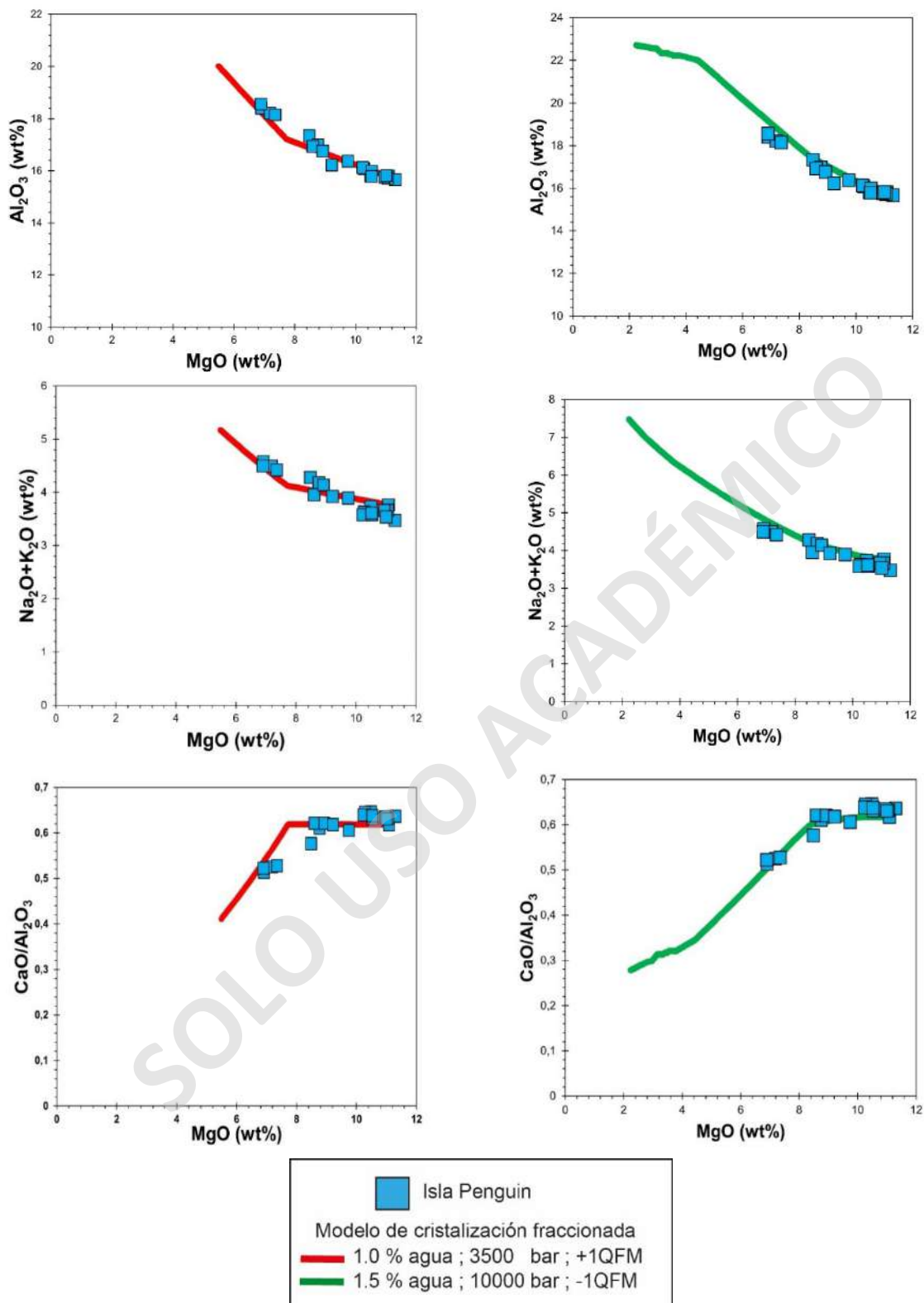


Figura 32.1: Diagrama de variación de elementos mayores para las muestras de la Isla Pingüino. Las líneas continuas corresponden a los modelos de cristalización fraccionada extraídos de alphaMELTS (Antoshechkina y Asimow, 2016).

7.2.2. Componente de subducción

La Isla Pingüino se encuentra en un complejo marco geodinámico y como se mencionó anteriormente, esta se ubica entre el arco extinto de las Islas Shetland del Sur y el rift de Bransfield. Por esto, es necesario establecer como se ve afectada la geoquímica de la Isla con los distintos ambientes tectónicos de generación de magmas y como estos interfieren en la variabilidad química de los magmas de la Isla Pingüino.

Los patrones del diagrama de multielementos normalizados al N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Figura 30) de la Isla Pingüino muestran anomalías negativas de Nb y Ta, y anomalías positivas de elementos LILE (Sr, K, U y Ba), mientras que los elementos HFSE (Zr, Th, Hf, Y) se encuentran en menores concentraciones, favoreciendo altas razones de LILE/HFSE. Por lo tanto, son fundidos geoquímicamente típicos de un ambiente de subducción (McCulloch y Gamble, 1991).

Este patrón de subducción se puede ver también en algunas islas Pleistocenas en el rift de Bransfield, como Isla Decepción y *Sail Rock*, que presentan patrones similares a Isla Pingüino, pero con leves enriquecimientos de Rb, Ba, U, Nb, Ta y HREE (Figura 33), indicando que este patrón es aún más marcado en estas Islas. También algunos montes submarinos Holocenos como *Three Sisters*, monte Orca y Hook Ridge (Figura 33) presentan este patrón de subducción, con las anomalías de Nb y Ta menos marcadas, y menos enriquecidos que la Isla Pingüino, con excepción de las HREE que se encuentran empobrecidas nuevamente (Figura 33).

Por otra parte, en las Islas Shetland del Sur dominan fuertemente los patrones de subducción en el diagrama multielementos normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Figura 34). Esencialmente en las principales Islas del archipiélago, los patrones de subducción son marcados, con anomalías positivas de Ba, K, Sr y anomalías negativas en Nb y Ta. Además, se denota una anomalía positiva de Eu en todas las Islas en comparación con la Isla Pingüino, la cual presenta un patrón plano, explicado en capítulos anteriores como una ausencia de fraccionamiento de plagioclasa. También, la Isla Pingüino presenta los valores más altos de Sr, en conjunto con las Islas Robert y Nelson posiblemente potenciado por un enriquecimiento selectivo de LILE, además, en estas Islas se encuentran patrones de HREE incluso más bajos que en la Isla Pingüino. Esto sugiere posibles variaciones en la fuente del manto a lo largo del arco.

También se conocen otros casos en las Islas Shetland del Sur que se podrían haber formado en el mismo contexto geodinámico que la Isla Pingüino. El sector de Inott Point ($0,7 \pm 0,35$

Ma en $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$, Smellie *et al.* (2006) a, b, c) perteneciente a la zona noroccidental de la Isla Livingston, muestra una tendencia muy similar a la Isla Pingüino, pero con un sutil enriquecimiento en Rb, Th y U (Figura 34). Es el sector dentro de las Islas Shetland del Sur que más se relaciona geoquímicamente a la Isla Pingüino, asociada a la escasa brecha temporal entre estas unidades y posiblemente se relacionen a un ambiente magmático – tectónico muy similar.

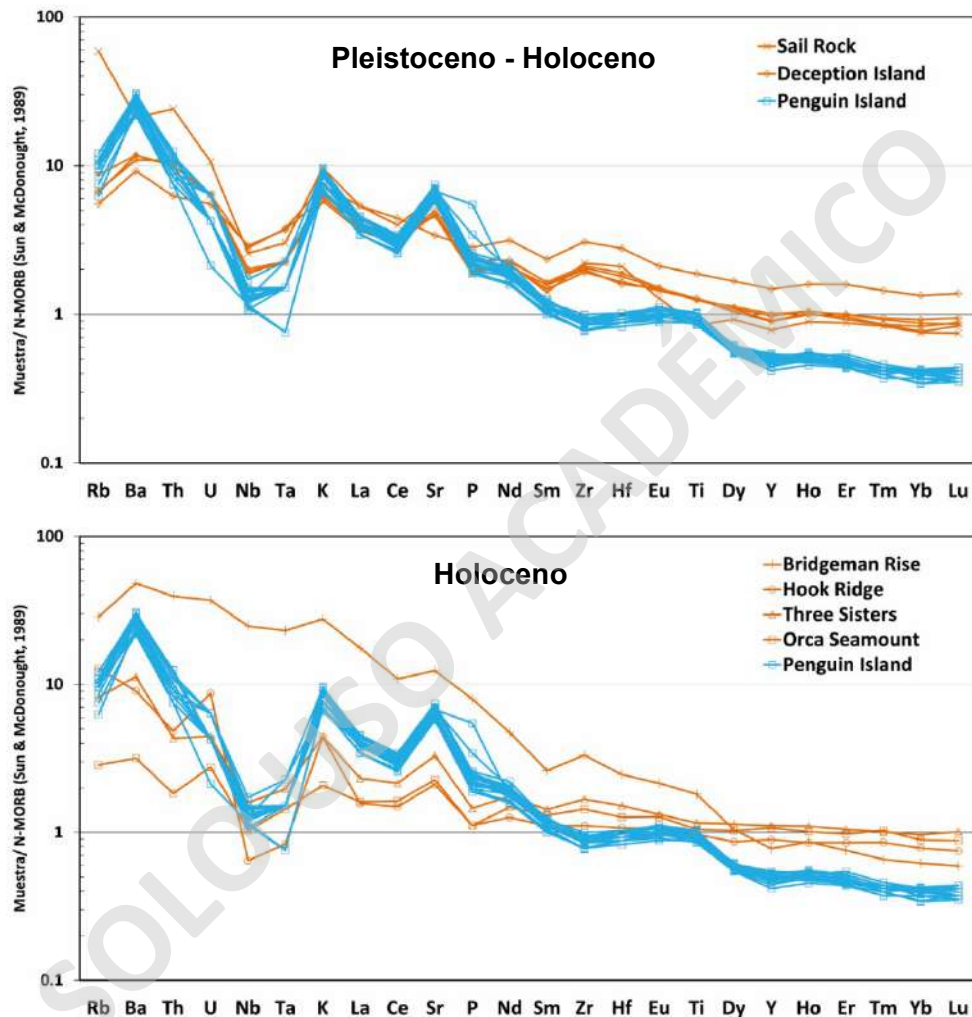


Figura 33: Diagrama de multielementos normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), para la Isla Pingüino, Sail Rock, Isla Decepción, Three Sisters, monte Orca, Bridgeman Rise y Hook Ridge.

Para analizar el componente de subducción propio del arco volcánico de las Islas Shetland del Sur y como este afecta en el volcanismo actual, es necesario visualizar los procesos que se involucran en el enriquecimiento geoquímico de los magmas en una zona de subducción. Estos procesos son la adicción de fluidos provenientes del slab a la astenosfera y la asimilación de sedimentos arrastrados por la corteza oceánica hacia la cuña del manto.

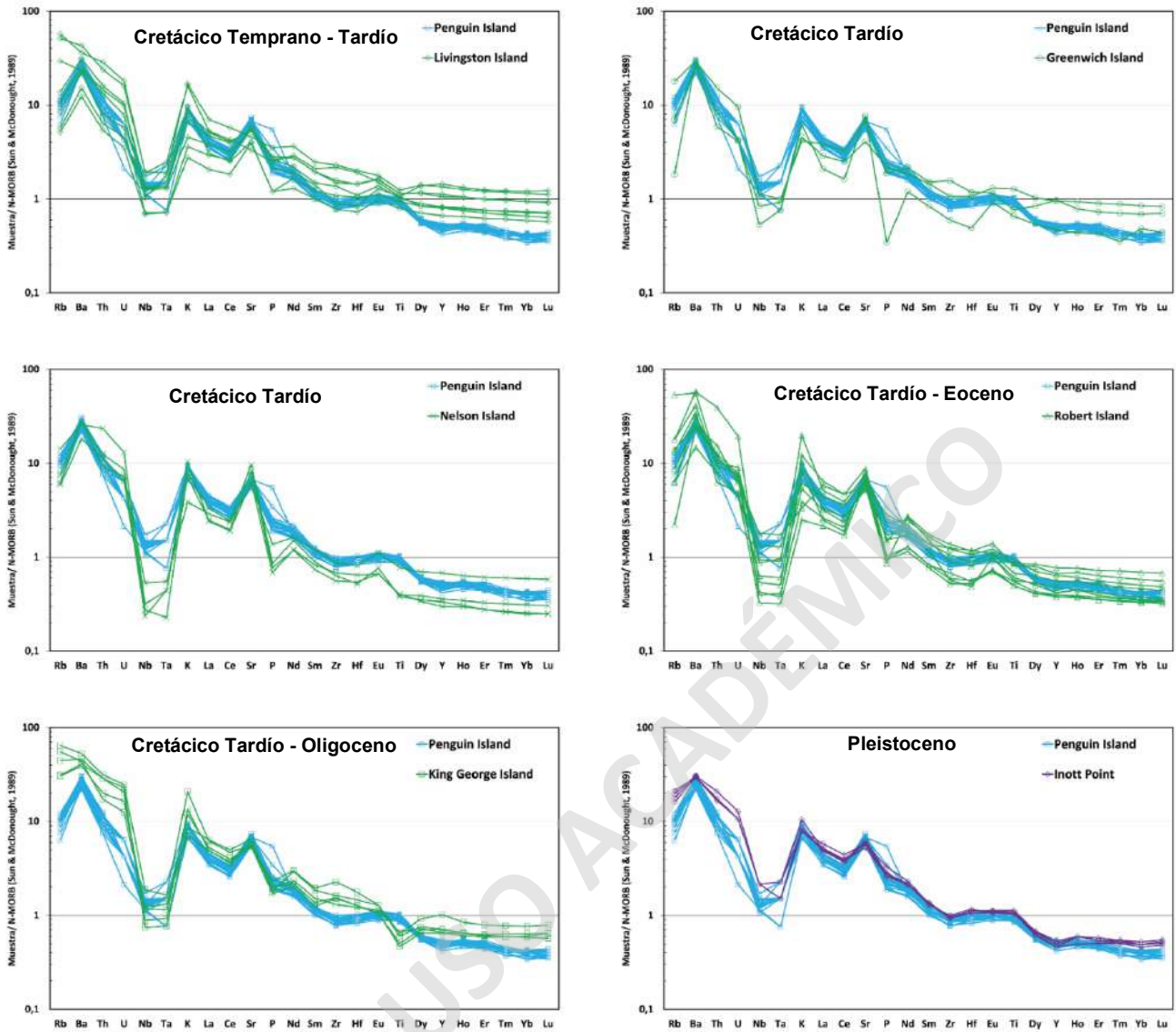


Figura 34: Diagramas multielementos normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), para la Isla Pingüino en comparación con las principales Islas de las Shetland del Sur.

Las altas razones LILE/HFSE permiten definir el enriquecimiento de estos elementos propios de una zona de subducción típica. La Isla Pingüino presenta bajas razones de Rb/Nb y Ba/Nb las cuales son similares a la cuenca central de Bransfield, como también a las razones de Inott Point (Isla Livingston). A pesar de esto, si bien las rocas de la Isla Pingüino muestran química de subducción, se asemejan a la zona menos enriquecida de las Islas Shetland del Sur, debido a que se ubican en una tendencia geoquímica similar, la cual difiere de las muestras del rift de Bransfield (Figura 35), indicando una química de subducción, pero menos marcada que en las rocas más antiguas representativas del periodo activo del arco.

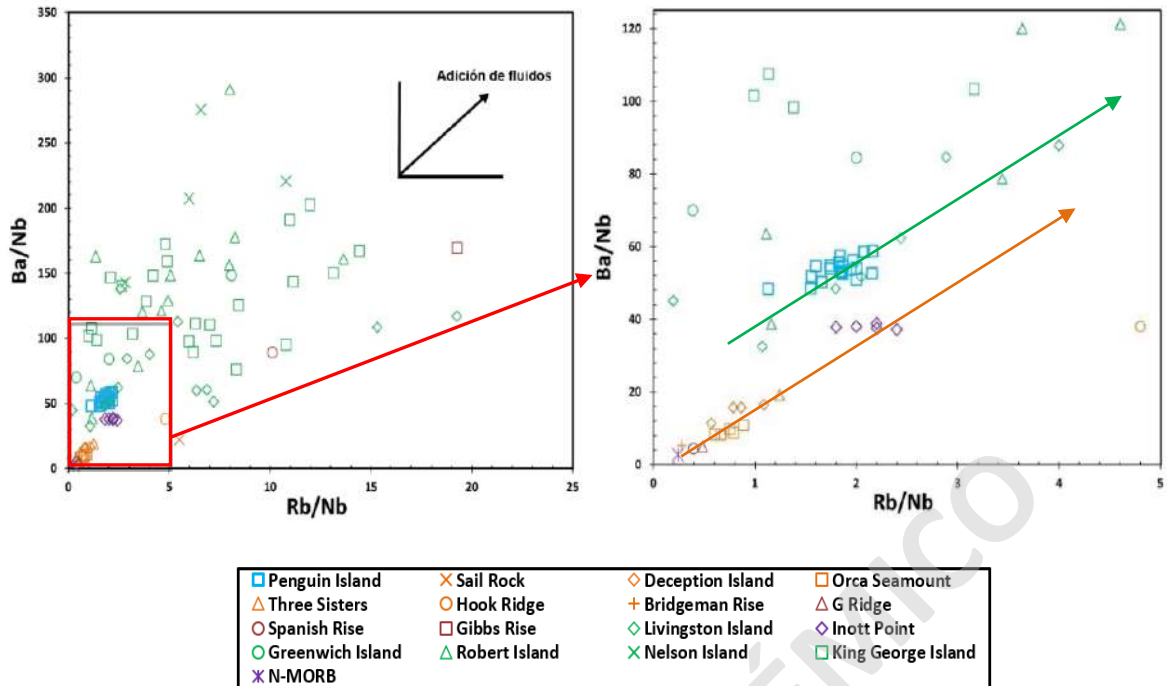


Figura 35: Diagrama binario Rb/Nb vs Ba/Nb para las muestras del rift de Bransfield, arco de las Islas Shetland del Sur y la Isla Pingüino. Flecha verde indica tendencia del arco de las Islas Shetland del Sur y flecha anaranjada indica tendencia del rift de Bransfield.

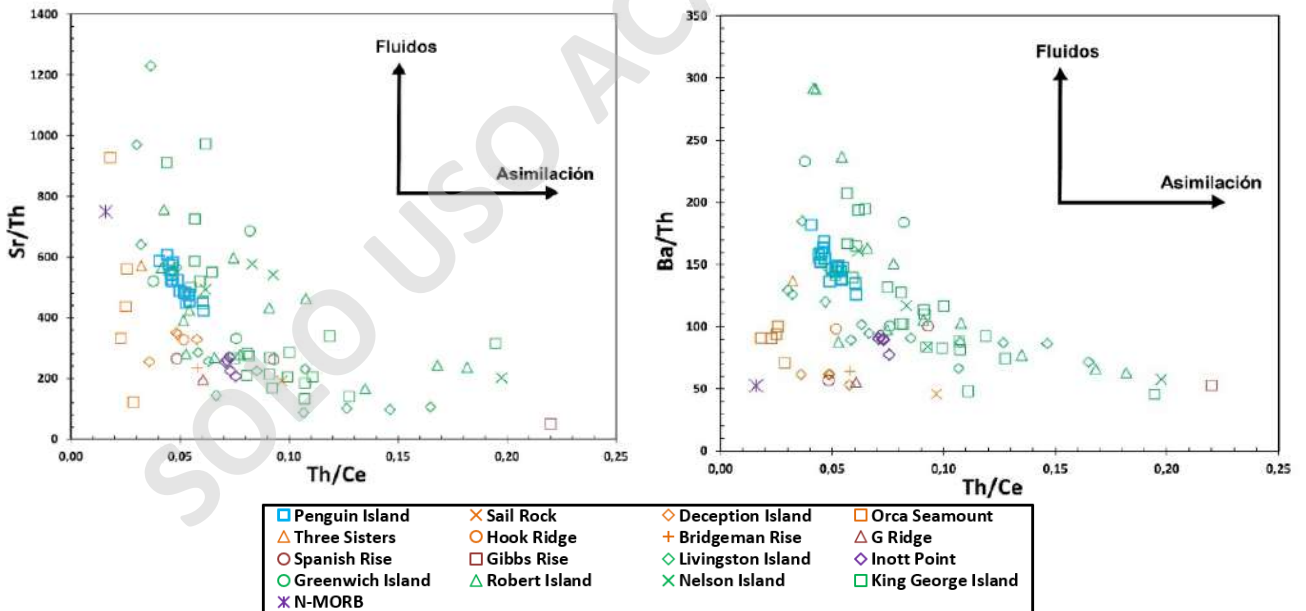


Figura 36: A) Diagrama binario para las razones Th/Ce vs Sr/Th. B) Diagrama binario para las razones Th/Ce vs Ba/Th para las muestras del rift de Bransfield, arco de las Islas Shetland del Sur y la Isla Pingüino.

Por otra parte, la Isla Pingüino e Inott Point presentan un comportamiento muy similar en el diagrama de multielementos, sin embargo, difieren sutilmente en sus razones de Th/Ce donde Inott Point presenta mayores proporciones de asimilación de sedimentos que la Isla Pingüino. Además, se aprecia un mayor aporte de fluidos provenientes de la deshidratación del slab en

los magmas de la Isla Pingüino, evidenciado en las altas razones de Sr/Th y Ba/Th, respecto a Inott Point, esto ocurre debido a que el Sr y Ba son elementos muy móviles (LILE) y prefieren la fase fluida, es por esto los magmas de la Isla Pingüino se enriquecen. Alternativamente, esto también podría ser por variaciones leves en la fuente del manto entre ambos volcanes (Figura 36).

La Isla Pingüino es bastante homogénea composicionalmente considerando los elementos que se enriquecen en una zona de subducción, principalmente elementos LILE, respecto a la cuenca de Bransfield y a las Islas Shetland del Sur. A pesar de esto, existen pequeñas variaciones internas entre las unidades volcánicas de la Isla. La Fm. Marr Point presenta un rango de Rb/Nb y Ba/Nb variado al igual que la Fm. Deacon Peak, las lavas del cono secundario y diques, lo cual sugiere que los fluidos provenientes del slab no tendrían una relación temporal con las unidades de la Isla (Figura 37A), es decir, no se han modificado de manera clara en el tiempo para las unidades más antiguas.

Por otra parte, las razones de Th/Ce más altas se observan en las unidades más jóvenes como las lavas del cono secundario y las bombas del mar, mientras que las altas razones de Sr/Th se dan en algunas muestras de la Fm. Marr Point y en el cono principal (Figura 37B). La participación de los fluidos proveniente del slab y la asimilación de sedimentos explicaría estas sutiles variaciones en el componente de subducción para los magmas de la Isla Pingüino, sin embargo, no se puede establecer una tendencia temporal que explique una pérdida del componente de subducción, ya que en este caso las muestras de la Isla Pingüino presentan una distribución aleatoria (Figura 37 A).

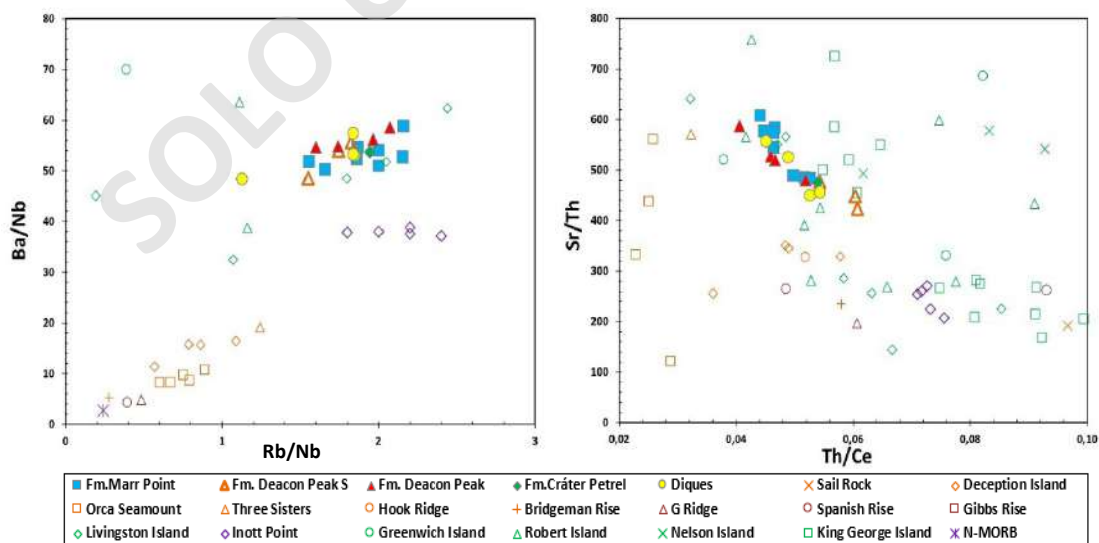


Figura 37: A) Diagrama binario para las razones Rb/Nb vs Ba/Nb. B) Diagrama binario para las razones Th/Ce vs Sr/Th para las muestras del rift de Bransfield, arco de las Islas Shetland del Sur y la Isla Pingüino por unidad.

7.2.3. Asimilación cortical como factor en la signatura de subducción

Se explora la participación de la asimilación cortical en la diferenciación de los magmas de la Isla Pingüino para explorar la posibilidad de que dicho proceso sea responsable de generar la signatura de subducción observada en la Isla Pingüino.

El Th presenta altos valores en la corteza continental, mientras que los sedimentos subductados presentan un aumento del Th y LREE. Por lo tanto, altas razones de Th/Ce reflejaría un aumento de contaminación cortical y/o aumento en la participación de sedimentos subductados (Hawkesworth *et al.*, 1997). El diagrama binario de Th/Ce vs MgO (Figura 38) muestra bajas razones de Th/Ce respecto a las Islas Shetland, que se mantienen constantes respecto la diferenciación, esto nos lleva a inferir que en general los magmas de la isla no presentan una química que indique contaminación cortical y/o adición de sedimentos. En las muestras más diferenciadas podría haber una leve participación de contaminación, pero no sería relevante en proceso de diferenciación. Esto indicaría que el proceso de asimilación cortical no afectaría de forma considerable la geoquímica de la isla.

Por otra parte, los magmas de la Isla Pingüino son primitivos respecto a las Islas Shetland del Sur (Figura 33), con altos valores de #Mg, Cr, Ni y Co, lo cual dificulta la participación de la asimilación cortical, ya que como reflejo de la contaminación se esperaría una disminución de estos parámetros químicos junto a un aumento en el porcentaje de SiO₂. Adicionalmente, según el estudio de Heinonen *et al.* (2021) es poco probable que un fundido primitivo asimile más de un 20 - 30% como máximo de corteza superior antes de evolucionar a composiciones con mayor SiO₂ que los basaltos (52 %wt), lo que no permite explicar la notoria signatura de subducción observada en los magmas de la Isla como resultado solo del proceso de asimilación, sino que corresponde a una firma química adquirida por el magma con anterioridad desde la fuente.

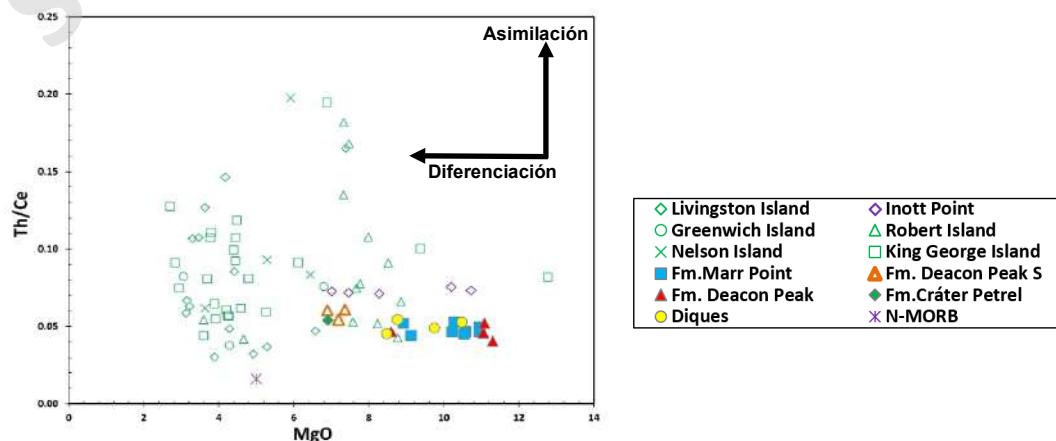


Figura 38: Diagramas binarios de MgO vs Th/Ce para la Isla Pingüino y las Islas Shetland del Sur.

7.2.4. Isla Pingüino en contexto de las Islas Shetland y origen del Grupo Adakítico

Existen dos grupos composicionales en las Islas Shetland del Sur, los cuales se asocian al magmatismo ocurrido en esta zona producto de la subducción de la placa de Fénix bajo la placa Antártica, como se mencionó en el capítulo 4.1, los cuales fueron descritos a partir de sus elementos trazas, estos son el grupo calcoalcalino y adakítico bajo en SiO₂. En la tabla 4 se pueden ver las características de cada grupo.

Tablas 4: Características geoquímicas de los grupos calcoalcalino y adakítico.

Grupo	SiO ₂ wt.%	Mg#	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Al ₂ O ₃ wt.%	MgO wt.%	Zr (ppm)	Y (ppm)	Zr/Y	Sr/Y
Calcoalcalino	47 - 75	>64	>400	>200	15 - 17	2,0 - 10	30 - 300	15 - 45	2,0 - 4,0	5,0 - 40
Adakítico	45 - 56	31,5 - 71,2			15,4 - 25,5	1,0 - 9,0	20 - 150	10,0 - 20	4,0 - 8,0	25 - 90
Penguin	47,6 - 49,1		123,5 - 621,3	74,8 - 262,1	15,7 - 18,6	6,9 - 11,3	57,2 - 74	11,7 - 15,3	4,3 - 5,5	35 - 49,4

El grupo adakítico bajo en SiO₂ se caracteriza por altas razones de Sr/Y y La/Yb, y concentraciones de Zr e Y más bajas que en magmas de un arco volcánico típico (Leat y Riley, 2021). Como se puede ver en la Figura 39, las muestras de la Isla Pingüino caen dentro del rango de las adakitas definidas para las Islas Shetland del Sur, donde se evidencian bajas concentraciones de Y y Zr. Además, se relacionan más a la signatura propia del arco de las Islas Shetland del Sur y no a las de la cuenca de Bransfield, las cuales presentan mayores contenidos de estos elementos que la Isla Pingüino. Es importante mencionar que nuevamente Inott Point comparte un campo similar con la Isla Pingüino, perteneciendo al grupo adakítico de las Islas Shetland del Sur.

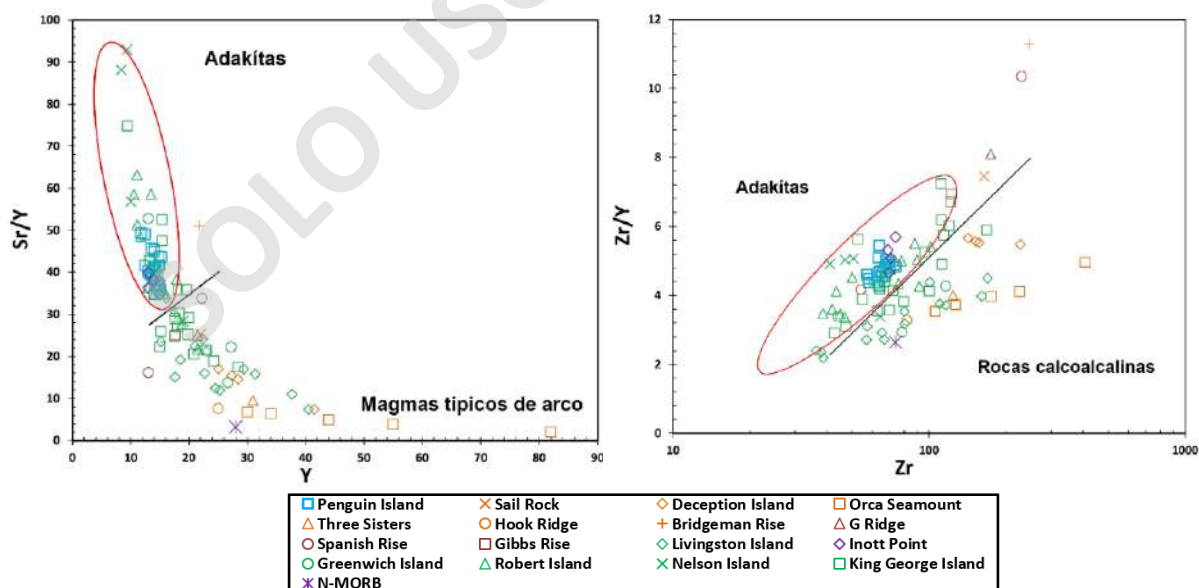


Figura 39: Diagramas binarios Y vs Sr/Y, Zr vs Zr/Y para muestras representativas del rift de Bransfield, Islas Shetland del Sur y la Isla Pingüino. Polígono rojo muestra el campo del grupo adakítico (Leat y Riley, 2021).

Se han detallado distintos procesos para la generación de adakítas pobres en SiO_2 en una zona de subducción. Atherton y Petford (1993) explican que se forman por la fusión parcial de la corteza inferior máfica rica en granate, explicando así un empobrecimiento de las HREE y Zr. También Martin *et al.* (2005) menciona que es posible mediante la fusión parcial de la astenosfera la cual ha sido modificada por la fusión parcial del slab subductante.

Para las adakítas de las Islas Shetland del Sur, Leat y Riley (2021) sugieren, que estas presentan $\text{Mg\#} > 60$ y $\text{SiO}_2 < 55$ wt.%, y se generan a partir de la fusión parcial del manto y no de la fusión del slab o la corteza inferior máfica. A pesar de esto, Martin *et al.* (2005) y Castillo (2012) describen dos variedades de adakítas, siendo las de bajo SiO_2 las de interés para este estudio. El origen de la variedad de adakítas bajas en SiO_2 , se ha interpretado por Martin *et al.* (2005) como reflejo de una fuente del manto metasomatizado por fundidos provenientes de la fusión del slab (que sin mayor interacción con el manto podrían formar adakítas en sentido estricto) que reaccionaron con la astenosfera. Esto es consistente con lo propuesto por Leat y Riley (2021), solo que el manto que ellos proponen ya estaba metasomatizado por los fundidos del slab, generando que los magmas de la Isla Pingüino se formaran por este proceso, produciendo así las adakítas pobres en SiO_2 . (Figura 40).

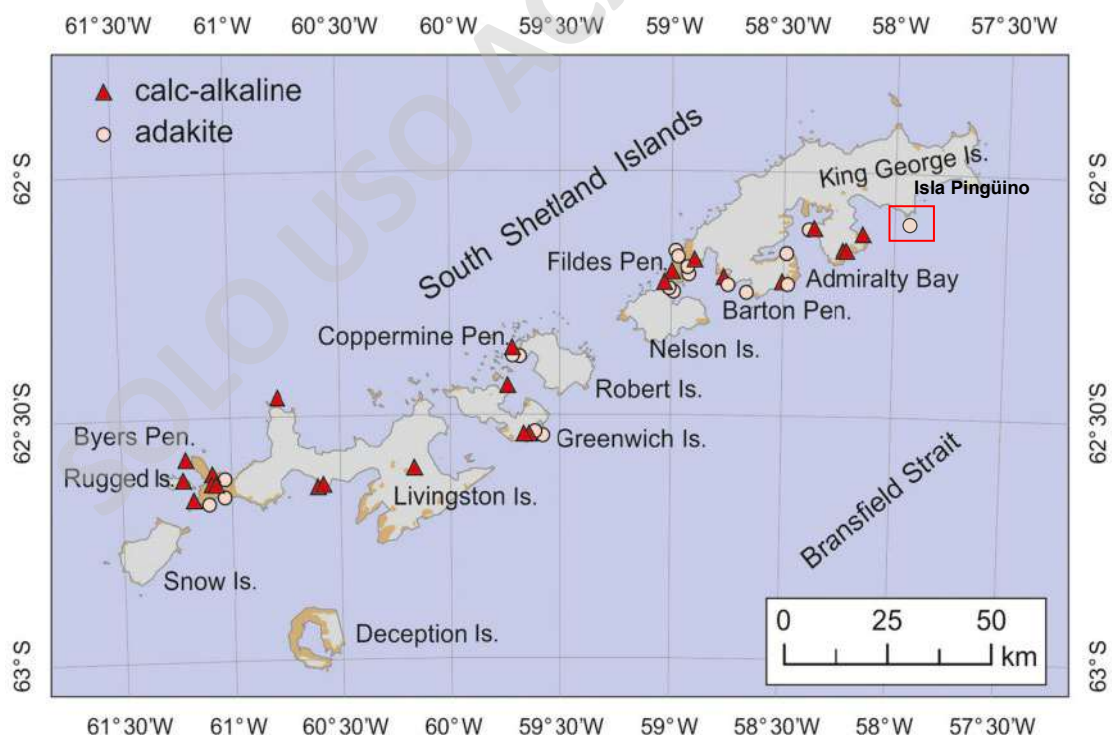


Figura 40: Muestra la distribución espacial de los grupos adakítico y calcoalcalinos en las Islas Shetland del Sur (Modificado de Leat y Riley, 2021).

7.2.5. Fuente y fusión del manto

En el patrón de REE para la Isla Pingüino (Figura 28) se puede observar un enriquecimiento de LREE y un patrón quebrado de HREE. Esto sugiere la presencia de granate residual en la fuente del manto, donde quedan retenidas las HREE produciendo este patrón negativo, y evidenciado en las razones de $(La/Sm)_c$ y $(Gd/Yb)_c$ mostradas en la Figura 41A. La estabilidad del granate en una peridotita típica del manto se da a profundidades mayores a 80 km (Davidson *et al.*, 2013), habitualmente en condiciones de corteza continental engrosada. Sin embargo, la zona de estudio presenta un adelgazamiento cortical y el LAB (*Lithospheric Asthenospheric Boundary*) se ubica ~ 70 km de profundidad (An *et al.*, 2015), lo que dificulta la factibilidad de fundir peridotitas astenosféricas con granate. Alternativamente, diversos estudios han mostrado que existen otras litologías en donde el granate es estable a menores presiones (Kogiso *et al.*, 2003; Lambart *et al.*, 2016)

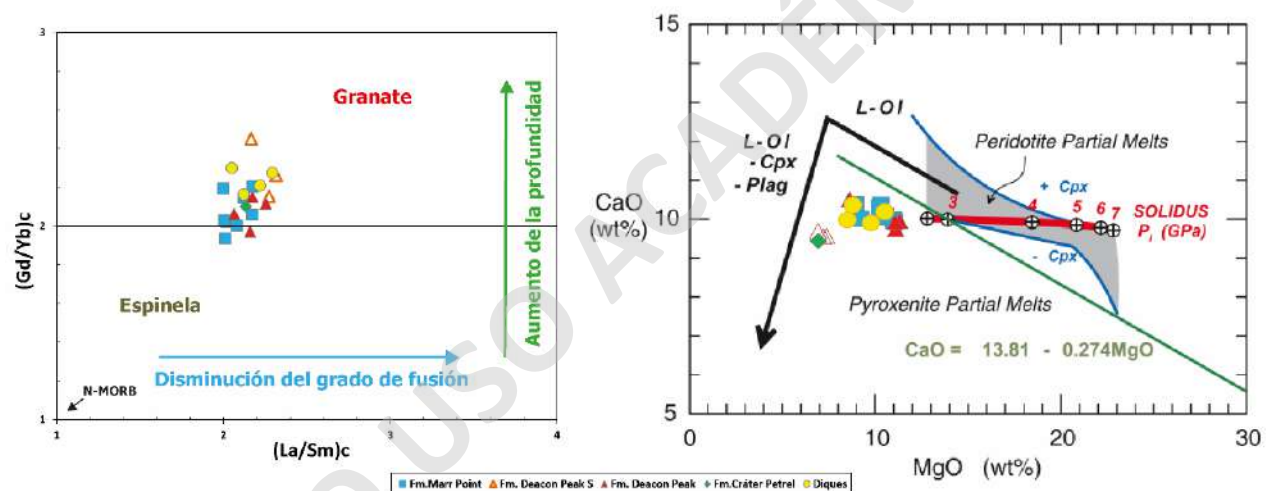


Figura 41: Discriminantes mineralógicos y litológicos de la fuente del manto para las unidades de la Isla Pingüino. A). Diagrama binario de las razones de $(La/Sm)_c$ vs $(Gd/Yb)_c$ (Sun y McDonough, 1989). Línea negra separa los campos de estabilidad del granate y espinela (Álvaro *et al.*, 2014). (B) Diagrama binario MgO vs CaO para las unidades volcánicas de la Isla Pingüino (Herzberg y Asimov, 2008). Línea roja separa los campos de piroxenita y peridotita.

La litología involucrada en la fuente podría corresponder a una piroxenita, en donde el granate en el *solidus* de la piroxenita es estable a presiones más bajas que la peridotita, aproximadamente a 19 kbar (~ 57 km) y temperaturas entre 1320 – 1350 °C (Kogiso *et al.*, 2003; Lambart *et al.*, 2016). Además, se reconoce que las piroxenitas son parte intrínseca del manto superior (Herzberg, 2011; Lambart *et al.*, 2016). En la figura 41B se observa el diagrama binario MgO vs CaO utilizado para magmas primarios según los resultados experimentales de Walter (1998) en el modelo de Herzberg (2006). Para las zonas de fusión bajo el manto astenosférico, el *solidus* debe ser ≥ 30 kbar (~100 km), por lo que todos los

fundidos primarios derivados una peridotita de espinela se sitúan por encima de la línea roja (Figura 41B), mientras que los fundidos generados a partir de una piroxenita se sitúan debajo de esta línea (Hezberg y Asimov, 2008). Esto es consistente con el notable adelgazamiento cortical producto de la apertura de la cuenca de Bransfield.

Se han propuesto diferentes procesos para la generación de las piroxenitas en las Islas Shetland del Sur y la cuenca de Bransfield. (1) En primer lugar, se propone que estos componentes de piroxenitas han estado presentes en el manto superior desde hace 550 Ma. Por lo tanto, el slab – window generado por la colisión de los segmentos de la dorsal Antártico – Fénix desde el Mesozoico permite que estos componentes piroxeníticos asciendan desde el manto bajo la placa de Fénix hacia el manto astenosférico (Hole *et al.*, 2023). (2) En segundo lugar se propone que el slab – window favorece que el slab se funda parcialmente en los bordes, generando fundidos que metasomatizan el manto de peridotita (Martin *et al.*, 2005) produciendo una asociación mineral de granate, clinopiroxeno, anfíbol y flogopita (Prouteau *et al.*, 2001). Durante la fusión de esta asociación, el anfíbol se funde primero, produciendo granate y clinopiroxeno, generando este manto de piroxenita de granate (Francis y Ludden, 1995; Dalpé y Baker, 2000). Lo cual es consistente con el origen de las adakítas bajas en SiO₂ para las Islas Shetland del Sur.

Considerando el marco geodinámico regional, en el que han ocurrido diferentes procesos tectónicos que implican la generación de magmas con una alta variabilidad geoquímica a partir de su fuente. Anderson *et al.*, (2022) propone que el manto bajo la placa de Fénix (N-MORB con partes tipo E-MORB) fluye y entra por los bordes de esta placa bajo las Islas Shetland del Sur y el rift de Bransfield. Además, se ha reconocido una fuente enriquecida con composiciones únicas de elementos traza e isótopos típicos del volcanismo alcalino de la Península Antártica, incluso bajo la dorsal de Fénix, las Islas Shetland del Sur y el rift de Bransfield. Esto sugiere una fuente enriquecida distinta en el manto superior a lo largo de esta región (Anderson *et al.*, 2022), consistente con lo propuesto en este estudio. Asimismo, Hole *et al.*, (2023) propone la presencia de bolsones de piroxenitas en el manto bajo el slab subductante, y el slab - window como mecanismo de descompresión del manto y la generación de fundidos de las piroxenita, con poca o nula fusión de la peridotita del manto. Esto se relaciona con lo propuesto por Anderson *et al.*, (2022) y sería la posible fuente enriquecida en esta zona. Dicha explicación es consistente con la geoquímica de la Isla Pingüino y con la fuente propuesta en este trabajo,

En ambos casos el slab – window es el mecanismo responsable de la generación y/o ascenso de este manto piroxenítico. Esta litología se ha estado formando durante toda la actividad del

arco y se ha movilizado desde el suroeste de la Península Antártica hacia el noreste (Li *et al.*, 2021), permitiendo que estas piroxenitas se muevan bajo el arco de las Islas Shetland del Sur y la cuenca de Bransfield. La Isla Pingüino se genera por la fusión de este manto marmolado entre piroxenitas de granate y peridotitas de espinela, metasomatizado por los fluidos de la antigua subducción de las Shetland produciendo fundidos correspondientes al grupo adakítico bajo en SiO₂ (capítulo 7.2.4) con signature de subducción.

7.2.6. Modelo petrogenético

La generación del magma primario de la Isla Pingüino estaría dada por notoria influencia de la subducción y la fuerte descompresión en el manto producto de la apertura de la cuenca de Bransfield. Este manto se compone por dos componentes, piroxenitas de granate y peridotitas de espinela (Figura 42), siendo el primero el más relevante en el enriquecimiento geoquímico. Estas piroxenitas de granates se pueden formar por al menos dos procesos, en los cuales el slab – window es el principal mecanismo involucrado en su formación. (1) Estos componentes piroxeníticos siempre han estado presentes en el manto superior desde hace 550 Ma y el slab – window permite que estos asciendan desde el manto bajo la placa de Fénix hacia el manto astenosférico (Hole *et al.*, 2023). (2) El slab – window favorece que el slab se funda parcialmente en los bordes, generando fundidos que metasomatizan el manto de peridotita (Martin *et al.*, 2005) generando una nueva asociación mineral rica en clinopiroxeno y granate, formando este manto de piroxenitas.

A partir de la química de la Isla Pingüino y de las características físicas regionales de la zona, la segunda opción sería más consistente con los datos, debido a que la serie de colisiones de la dorsal Antártico – Fénix con el margen de subducción ha generado un slab – window continuo desde el Mesozoico, permitiendo que el slab se funda constantemente favoreciendo la formación de piroxenitas. El cual también es consistente con la génesis de la signature adakítica baja en SiO₂ en las Islas Shetland del Sur. Además, el flujo constante del manto desde el suroeste de la Península Antártica hacia el noreste (Li *et al.*, 2021) permite que estos componentes piroxeníticos lleguen a la zona de subducción en donde la participación del *flux melting* durante toda la actividad del arco de las Islas Shetland del Sur ha modificado el manto peridotítico. Esto genera que se enriquezca en elementos LILE y LREE por sobre los elementos HFSE, produciendo un manto tipo marmolado entre piroxenitas y peridotitas favoreciendo una fusión heterogénea de este manto (Figura 41). Esto genera una mezcla de fundidos clasificados como adakíticos bajos en SiO₂ (Martin *et al.*, 2005) que dan origen al magmatismo levemente alcalino de la Isla Pingüino. Esto se puede observar en las dos

signaturas químicas que se encuentran en las Islas Shetland del Sur, la calcoalcalina y adakítica.

Sin embargo, no existen rocas volcánicas calcoalcalinas Pleistocenas – Holocenas en las Islas Shetland del Sur. Esto se puede explicar debido a que la dorsal Antártico – Fénix se detuvo hace ~ 3,3 Ma, causando que el proceso de *flux melting* disminuyera paulatinamente, permitiendo que el manto no pudiese fundirse por este proceso. Asimismo, la acomodación tectónica permite la apertura de la cuenca de Bransfield, generando una descompresión regional en el tras arco y permitiendo en bajos grados de fusión parcial (< 5%), la fusión de piroxenitas de granate (~ 13%) y escasa fusión de peridotitas de espinela (~ < 5%) a presiones inferiores de 19 kbar (~ 57 km) (Hole *et al.*, 2023). Cabe destacar que la Isla Pingüino presenta una firma geoquímica de subducción, sin embargo, físicamente no se asocia a este proceso debido a que la subducción se detuvo hace 3,3 Ma y el volcanismo de las Islas Shetland hace aproximadamente 20 Ma, por lo tanto, es necesario recurrir a otro mecanismo de fusión, posiblemente a la descompresión regional en la zona producto de la expansión del rift de Bransfield.

Los fundidos generados ascienden por la corteza continental (30 – 35 km. Haase *et al.*, (2012)), evolucionando por fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno. Posteriormente el magma ascendería a niveles más superficiales de la corteza evidenciado en las texturas de desequilibrio, este ascenso posiblemente se asocia a una debilidad estructural inferida, producto de la apertura de la cuenca de Bransfield. Las condiciones más someras, generan una disminución la de temperatura y presión, propiciando una baja tasa de crecimiento y una alta tasa de nucleación, formando los microlitos y parte de la masa fundamental, los cuales también se formaron en el momento de la extrusión del material volcánico. Las variaciones petrográficas y composicionales entre cada unidad volcánica de la Isla serían explicadas por cambios en los periodos de estancamiento magmático, siendo mayor para las rocas más antiguas y por el tipo de erupción de cada unidad.

Finalmente, las variaciones composicionales internas de cada unidad volcánica estarían relacionadas solamente a procesos de cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. También, la asimilación cortical es un proceso que no presenta mucha influencia en la evolución magmática, siendo levemente mayor para las unidades más recientes como el cono secundario y maar. Además, el *input* de fluidos desde el slab no presenta una disminución temporal en la Isla, debido a que la Fm. Marr Point presenta incluso menores razones de Rb/Nb y Ba/Nb que las rocas de los conos de escoria y maar. A pesar de esto, si se puede establecer un aumento de la asimilación de sedimentos evidenciado en el incremento de la razón Th/Ce.

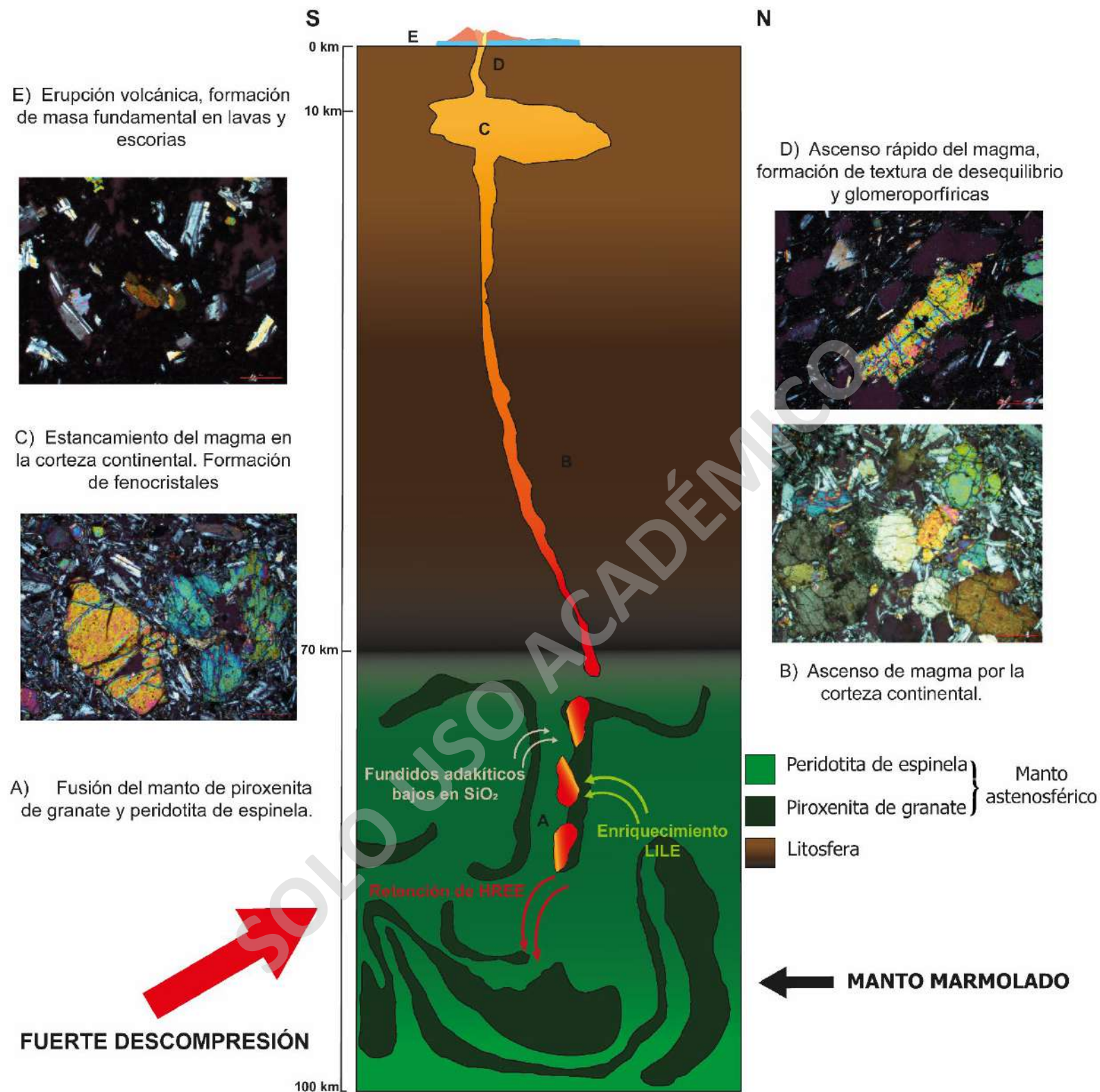


Figura 42: Modelo petrogenético para la Isla Pingüino. La profundidad de la corteza es representada por los estudios de Haase et al., (2012), mientras que el tipo de manto y profundidad fueron estudiadas por Hole et al., (2023).

8. Conclusiones

La Isla Pingüino se ubica en un ambiente tectónico complejo entre el arco volcánico extinto de las Islas Shetland del Sur y un rift continental activo en el actual estrecho de Bransfield.

La Isla Pingüino está formada por basaltos levemente alcalinos que no presentan variaciones notorias en sus elementos mayores y traza. Se presenta un enriquecimiento de LILE sobre HFSE, LREE y HREE, de LREE sobre HFSE y un patrón quebrado de HREE.

El origen de la composición magmática se explica principalmente por el tipo de manto que se está fundiendo en bajos grados (< 5%), en este caso una mezcla tipo marmolado entre piroxenitas de granate y peridotitas de espinela.

Las piroxenitas de granate se generan a partir la fusión parcial del slab que posteriormente genera esta modificación del manto, movilizandolos estos bolsones de piroxenitas hacia el manto bajo la Isla Pingüino. Mientras que las peridotitas de espinela son parte fundamental del manto, y fueron fuertemente afectadas por el proceso de *flux melting* durante toda la vida del arco de las Islas Shetland del Sur.

Las variaciones geoquímicas internas entre cada unidad se explican por procesos de cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Por otra parte, las unidades no presentan un empobrecimiento del componente de subducción hacia las unidades más jóvenes, sino que es más bien aleatorio. A pesar de esto, se puede establecer un leve aumento de la asimilación de sedimentos y/o cortical hacia las unidades más recientes.

La Isla Pingüino tiende geoquímicamente a las rocas del rift de Bransfield, sin embargo, las rocas del arco de las Islas Shetland del Sur presentan un fuerte patrón geoquímico de subducción muy similar a las rocas de la Isla Pingüino, debido a esto, la Isla se asemeja a la tendencia más empobrecida del arco de las Islas Shetland.

El proceso de *flux melting* producto de la subducción presentaría poca a nula implicancia en la generación de los magmas ligeramente alcalinos de la Isla Pingüino y las Islas Shetland del Sur

La Isla Pingüino presenta un fuerte patrón de subducción, el cual fue heredado desde su fuente durante el periodo activo de este proceso, sin embargo, el mecanismo físico se asocia a la descompresión del manto producto de la extensión regional en la cuenca de Bransfield y no al proceso de subducción. Por lo tanto, la Isla Penguin no se considera una isla del arco volcánico de las Islas Shetland del Sur.

Se recomienda un muestreo sistemático de la Fm. Cráter Petrel, con la finalidad de completar el estudio realizando química de roca total a esas nuevas. También se proponen análisis isotópico para justificar el tipo de manto que se encuentra bajo la Isla Pingüino. Se sugiere análisis de microsonda y geofísica para establecer de forma más precisa a que profundidad se encuentra el reservorio magmático de la Isla Pingüino.

El magmatismo de la Isla Pingüino es uno de los ejemplos más particulares del magmatismo de arco, debido al complejo ambiente geodinámico en el cual se encuentra, donde las reconfiguraciones tectónicas implican fuertemente en la generación del magmatismo. Estos cambios tectónicos afectan el tipo de manto, grado de fusión parcial, mecanismo de fusión parcial y principalmente la geoquímica del magma. Esto conforma un gran aporte en la comprensión del estudio petrogenético del magmatismo de arco.

SOLO USO ACADÉMICO

9. Referencias

- Álvarez, J., Pouclet, A., Ezzouhairi, H., Soulaïmani, A., Bouougri, E. H., Imaz, A. and Fekkak, A. (2014). Early Neoproterozoic rift-related magmatism in the Anti-Atlas margin of the West African craton, Morocco. *Precambrian Research*, 255, 433-442.
- Antoshechkina, P. and Asimow, P. (2016). AlphaMELTS Software Manual.
- Atherton, M. and Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144–146.
- Barton, C. (1965). The geology of the South Shetland Islands: III. The stratigraphy of King George Island.
- Birkenmajer, K. (1980). Age of the Penguin Island Volcano, South Shetland Islands (West Antarctica), by the lichenometric method. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences*, 27, 69–76.
- Birkenmajer, K. (1982). The Penguin Island volcano, South Shetland Islands (Antarctica): its structure and succession. *Studia Geologica Polonica*, 74, 155–173.
- Birkenmajer, K. (2001). Mesozoic and Cenozoic stratigraphic units in parts of the South Shetland Islands and Northern Antarctic Peninsula (as used by the Polish Antarctic Programmes). *Studia Geologica Polonica*, 118, 5-188.
- Castillo, P., Janney, P. and Solidum, R. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 33–51.
- Castillo, P. (2012). Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134–135, 304–316.
- Dalpe, C., Baker, D. (2000). Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 233 – 250.
- Davidson, J., Turner, S. and Plank, T. (2013). Dy/Dy*: variations arising from mantle sources and petrogenetic processes. *Journal of Petrology*, 54(3), 525-537.
- Francis, D., Ludden, J., (1995). The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera. *J. Petrol.* 36, 1171 – 1191.
- Fretzdorff, S. Worthington, T. Haase, K. Hékinian, R. Franz, L. Keller, R. and Stoffers, P. (2004). Magmatism in the Bransfield basin: rifting of the South Shetland Arc?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12).
- Furlong, K. Chapman, D. and Alfeld, P. (1982). Thermal modeling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B3), 1786-1802.
- González-Ferrán, O. and Katsui, Y. (1970). Estudio integral del volcanismo cenozoico superior de las Islas Shetland del Sur, Antártica. *Series Científicas del Instituto Antártico Chileno*, 1, 123–174.

- Gràcia, E. Canals, M. Li Farran, M. Prieto, J. Sorribas, and GEBRA Team (1996).** Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula).
- Haase, K. and Beier, C. (2021).** b Bransfield Strait and James Ross Island: petrology. Geological Society, London, *Memoirs*, 55(1), 285-301.
- Haase, K. Beier, C. Fretzdorff, S. Smellie, J. and GarbeSchönberg, D. (2012).** Magmatic evolution of the South Shetland Islands, Antarctica, and implications for continental crust formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 1103–1119.
- Hawkesworth, C., Turner, S., McDermott, F., Peate, D., and Van Calsteren, P. (1997).** U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312), 551-555.
- Hedberg, H. (1980).** Guía Estratigráfica Internacional: guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos. Reverté.
- Heinonen, J., Spera, F. and Bohron, W. (2022).** Thermodynamic limits for assimilation of silicate crust in primitive magmas. *Geology*, 50(1), 81-85.
- Herzberg, C. (2011).** Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins: *Journal of Petrology*, v. 52, p. 113– 146.
- Herzberg, C. and Asimow, P. (2008).** Petrology of some oceanic Island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(9).
- Hole, M. (2021b).** Antarctic Peninsula: petrology. Geological Society, London, *Memoirs*, 55(1), 327-343.
- Hole, M. and LeMasurier, W. (1994).** Tectonic controls on the geochemical composition of Cenozoic, mafic alkaline volcanic rocks from West Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 187–202.
- Hole, M., Gibson, S., and Morris, M. (2023).** Slab window–related magmatism as a probe for pyroxenite heterogeneities in the upper mantle. *Geology*.
- Keller, R. Fisk, M. White, W. and Birkenmajer, K. (1992).** Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(2-4), 287-303.
- Keller, R. Fisk, M. Smellie, J. Strelin, J. and Lawver, L. (2002).** Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B8), ECV-4.
- Kelley, S. (2002).** Excess argon in K–Ar and Ar–Ar geochronology. *Chemical Geology*, 188(1-2), 1-22.
- Kraus, S. (2005).** Magmatic Dyke Systems of the South Shetland Islands Volcanic Arc (West Antarctica): Reflections of the Geodynamic History. PhD thesis, University of Munich, Munich, Germany.
- Kraus, S. Kurbatov, A. and Yates, M. (2013).** Geochemical signatures of tephra from Quaternary Antarctic Peninsula volcanoes. *Andean Geology*, 40, 1–40.

- Kogiso, T., Hirschmann, M., and Frost, D. (2003).** High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: Possible mafic lithologies in the source of ocean Island basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 216, p. 603–617.
- Lambart, S., Baker, M., and Stopler, E. (2016).** The role of pyroxenite in basalt genesis: Melt-PX, a melting parameterization for mantle pyroxenites between 0.9 and 5GPa: *Journal of Geophysical Research*, v. 121, p. 5708–5735,
- Larter, R. and Barker, P. (1991).** Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on a young subducting plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 19583-19607.
- Leat, P and Riley, T. (2021a).** Antarctic Peninsula and South Shetland Islands: volcanology. Geological Society, London, Memoirs, 55(1), 185-212.
- Leat, P and Riley T. (2021b).** Antarctic Peninsula and South Shetland Islands: petrology. Geological Society, London, Memoirs, 55(1), 213-226.
- Machado, A., Lima, E., Chemale, F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D. et al. (2005).** Geochemistry constraints of mesozoic–cenozoic calc-alkaline magmatism in the South shetland arc, Antarctica. *J. S. Am. Earth Sci.* 18 (3), 407–425.
- Martin, H. Smithies, R, Rapp, R. Moyen, J. and Champion, D. (2005).** An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1–24
- Martos, Y. Galindo-Zaldívar, J. Catalán, M. Bohoyo, F. and Maldonado, A. (2014).** Asthenospheric Pacific–Atlantic flow barriers and the West Scotia Ridge extinction. *Geophysical Research Letters*, 41(1), 43-49.
- McCulloch, M. and Gamble, J. (1991).** Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), 358-374.
- Myers, J., and Eugster, H. (1983).** The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1,500K. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 75-90.
- Pańczyk, M. and Nawrocki, J. (2011).** Pliocene age of the oldest basaltic rocks of Penguin Island (South Shetland Islands, northern Antarctic Peninsula). *Geological Quarterly*, 55, 335–344.
- Pankhurst, R. and Smellie, J. (1983).** K-Ar geochronology of the South Shetland Islands, Lesser Antarctica: apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary Island arc volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 66, 214-222.
- Petrone, C. and Ferrari, L. (2008).** Quaternary adakite–Nb-enriched basalt association in the western Trans-Mexican volcanic belt: is there any slab melt evidence? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 73–86
- Saunders, A. and Tarney, J. (1984).** Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. Geological Society, London, Special Publications, 16(1), 59-76.

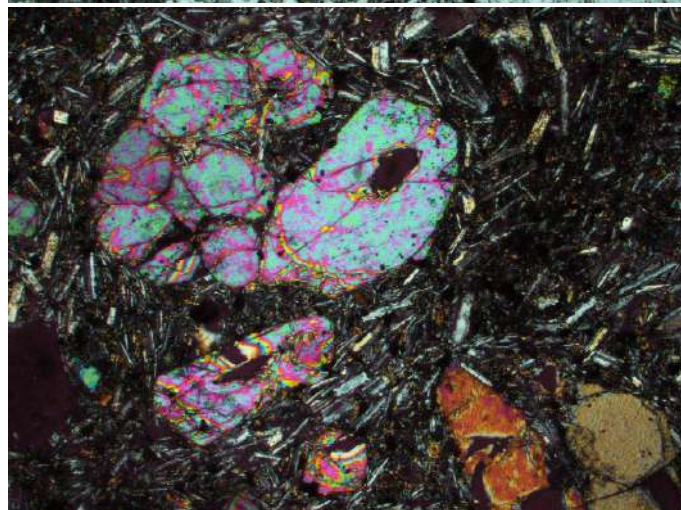
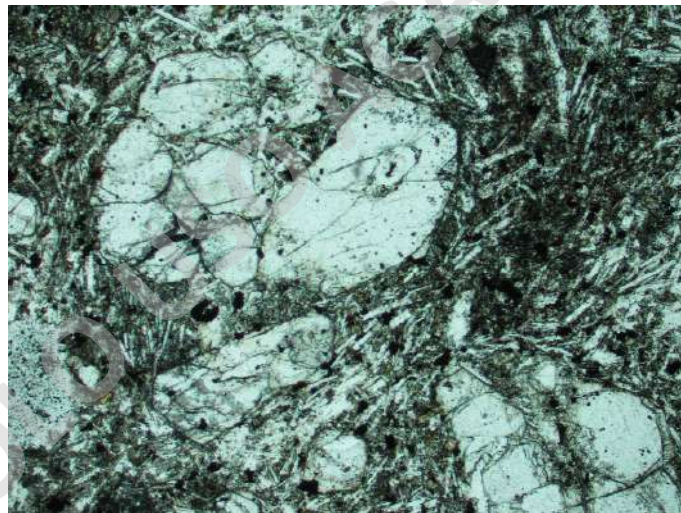
- Shelley, D. (1992).** Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures, and mineral preferred orientations. London: Chapman and Hall
- Smellie, J. Pankhurst, R. Thomson, M. and Davies, R. (1984).** The geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution (Vol. 87). British Antarctic Survey.
- Smellie, J., McArthur, J., McIntosh, W. and Esser, R. (2006a).** Late Neogene interglacial events in the James Ross Island region, northern Antarctic Peninsula, dated by Ar/Ar and Sr-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242, 169–187.
- Smellie, J., McIntosh, W. and Esser, R. (2006b).** Eruptive environment of volcanism on Brabant Island: Evidence for thin wetbased ice in northern Antarctic Peninsula during the Late Quaternary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, 233–252.
- Smellie, J., McIntosh, W., Esser, R. and Fretwell, P. (2006c).** The Cape Purvis volcano, Dundee Island (northern Antarctic Peninsula): late Pleistocene age, eruptive processes, and implications for a glacial palaeoenvironment. *Antarctic Science*, 18, 399–408.
- Smellie, J. (2021).** a Bransfield Strait and James Ross Island: volcanology. *Geological Society, London, Memoirs*, 55(1), 227-284.
- Walter, M. (1998).** Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere, *J. Petrol.*, 39, 29–60.
- Weaver, S. Saunders, A. Pankhurst, R. and Tarney, J. (1979).** A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading: the Quaternary volcanics of Bransfield Strait, from South Shetland Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, 151–169.
- Zheng, Y. (2019).** Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1223-1254.

10. Anexos

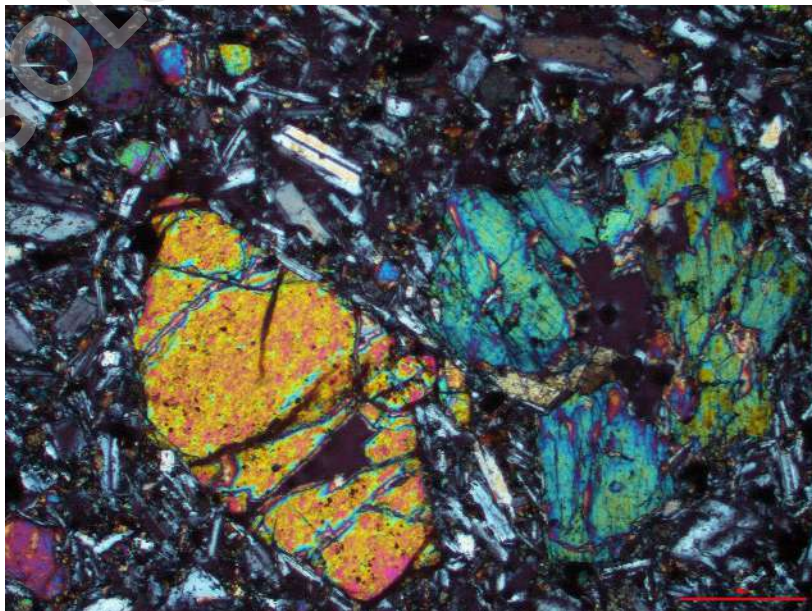
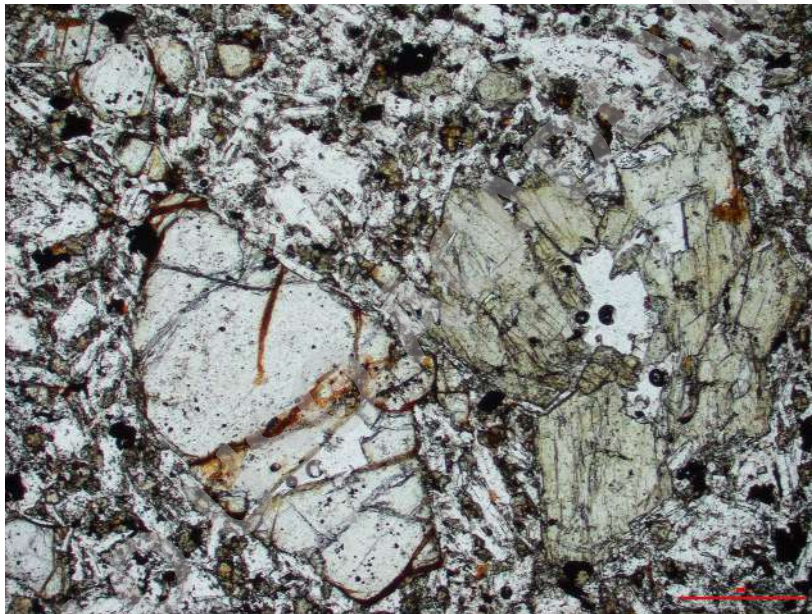
10.1. Descripciones petrográficas

10.1.1. Fm. Marr Point

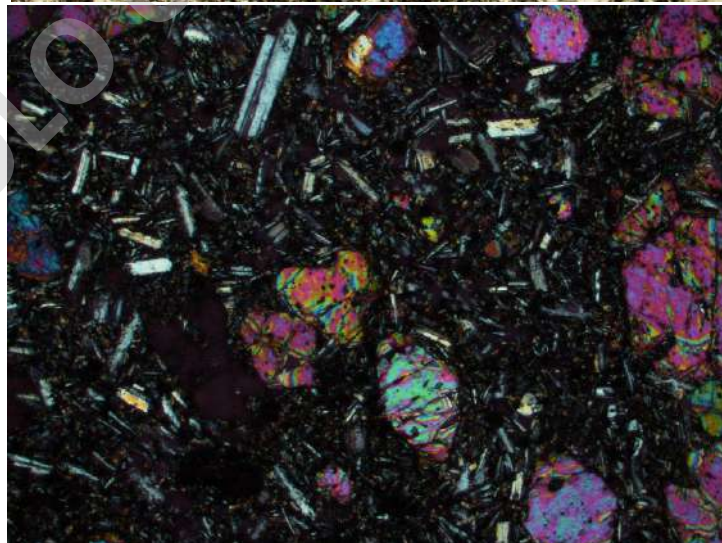
Codigo	JR080122-1				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	23				
Olivino	18,5	Euhedral - Subhedral	0,5 - 2,5	Media	Fracturados con gran densidad de inclusiones de minerales opacos
Clinopiroxeno	0,3	Euhedral - Subhedral	0,5 - 1	Media	-
Plagioclasa	4,2	Euhedral	0,5 - 0,8	Alta	Presentan macla polisintética y por lo general la zonación es poco visible
Masa fundamental	77				
Plagioclasa		Euhedral - Subhedral	< 0, 2	Alta	Presentan macla polisintética
Olivino		Subhedral	< 0, 2	Alta - Media	-
Clinopiroxeno		Subhedral - Anhedral	< 0, 2	Mdia	-
Opacos		Subhedral	< 0, 05	Media	Por lo general son cúbicos y alargados
Vidrio		Masivo	-	-	Tonalidades grisáceas, sin alteración
Vesículas	0	-	-	-	-
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfírica, zonación y sieve en plagioclasas, zonación en ortopiroxeno, ofítica en la masa fundamental, bordes de reabsorción en olivinos. Textura intergranular en masa fundamental.					
Nombre	Basalto de Olivino				



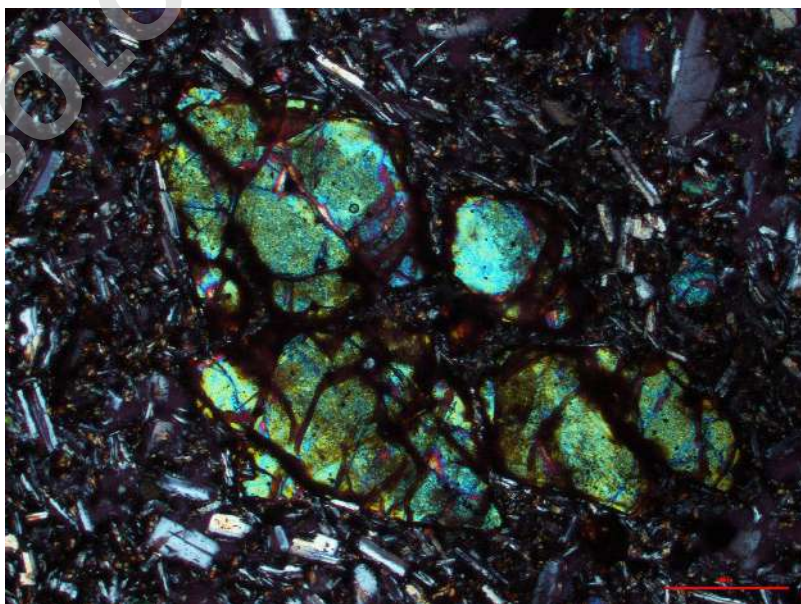
Codigo		JR080122-2			
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	24,8				
Olivino	10,9	euhedral - subhedral	1,5 - 2,5	Media	Alteración a iddingsita y crisotilo
Clinopiroxeno	4,9	subhedral	0,5 - 1	Media	Maclas simples y lamelares
Plagioclasa	9	euhedral - subhedral	0,1 - 0,2	Alta	Macla polisintética, cristales alargados y finos
Masa fundamental	75,2				
Plagioclasa		euhedral - subhedral	< 0, 2	Alta	Maclas polisintéticas
Olivino		subhedral - anhedral	< 0, 2	Media	Alteración a iddingsita y crisotilo
Clinopiroxeno		subhedral - anhedral	< 0, 2	Media	-
Opacos		subhedral	< 0, 1	Media	-
Vidrio		-	-	-	Tonalidades grisáceas
Vesículas	0	Subredondeadas	0,5 - 1,5	-	Bordes rugosos e irregulares
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular, zonación y sieve en plagioclasas, bordes de reabsorción en olivinos, glomeroporfirica heterogénea entre olivino y clinopiroxeno.					
Nombre	Basalto de Olivino				



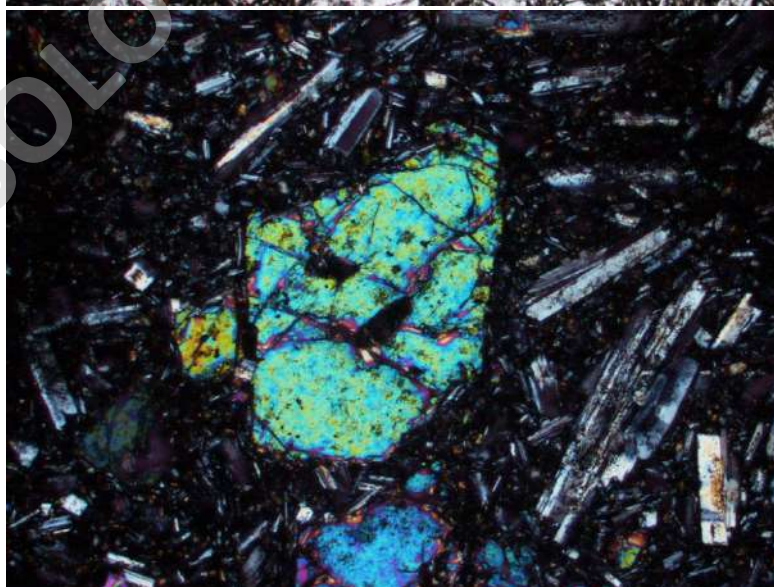
Codigo	JR080122-3				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	17,3				
Olivino	10,7	Euhedral-subhedral	1,5 - 2	Media	Alterado parcialmente a iddingsita y crisotilo
Clinopiroxeno	1,8	Subhedral	0,8 - 1	Media	Macla reloj de arena
Plagioclasa	4,8	Euhedral-subhedral	0,5 - 1,2	Alta	Macla polisintética
Masa fundamental	82,7				
Plagioclasa		Euhedral-subhedral	< 0,2	Alta	Macla polisintética
Olivino		Subhedral	< 0,2	Media	-
Clinopiroxeno		Subhedral	< 0,2	Baja-media	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominio de formas cúbicas.
Vidrio		Masivo	-	-	Tonalidades grisáceas
Vesículas	22,6		2 - 7,5	-	Redondeadas con excepción de algunas alargadas. Todas son de bordes lisos.
Texturas					
Hipocristalina, porfírica, inequigranular, vesicular. Zonación y sieve en fenocristales de plagioclasas. Textura ofítica. Bordes de reabsorción en fenocristales de olivino. Glomeroporfidos de plagioclasa. Textura intergranular en masa fundamental					
Nombre	Basalto de Olivino				



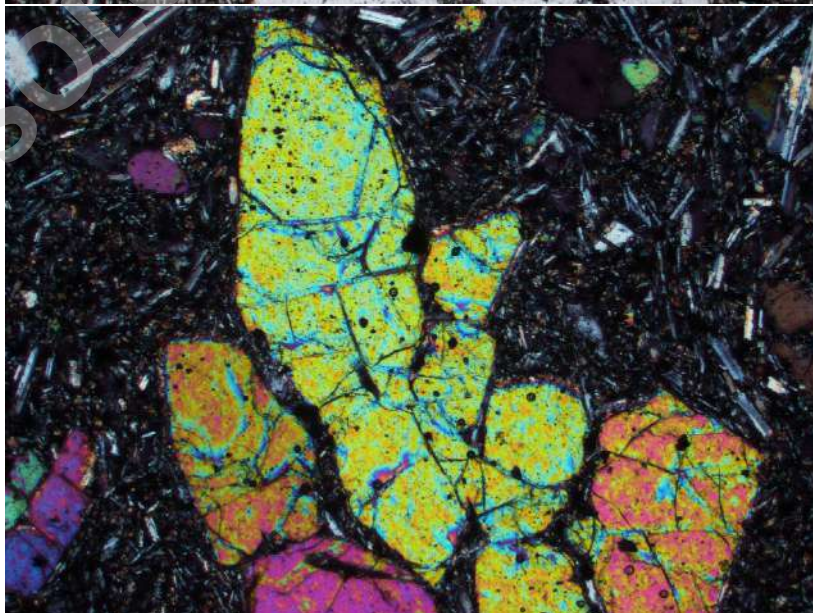
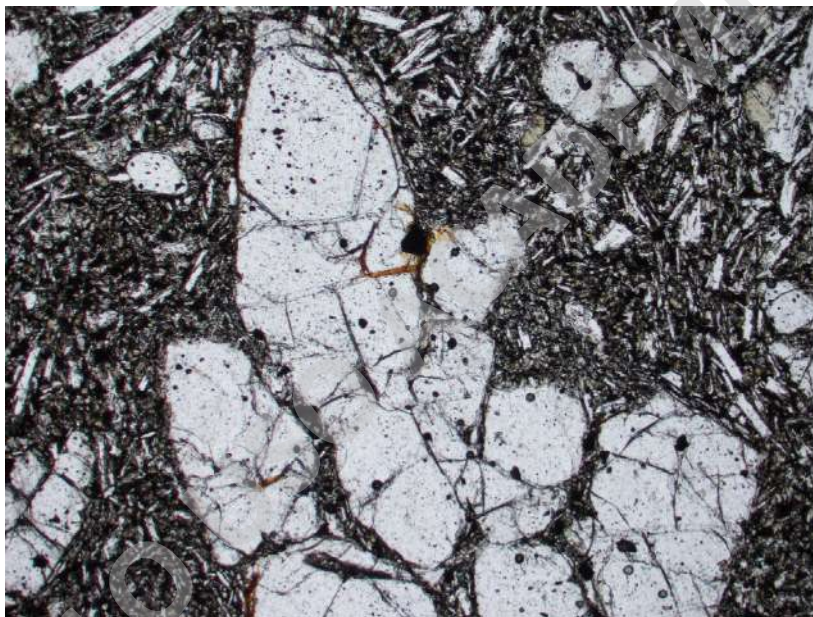
Codigo	JR100122-6				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	26				
Olivino	13,6	Euhedral - subhedral	1,5 - 2	Baja	Altamente alterado a iddingsita
Clinopiroxeno	4,6	Euhedral - subhedral	0,8 - 1,2	Media	Presencia de macla lamelar
Plagioclasa	7,8	Euhedral - subhedral	0,7 - 1,2	Alta	Macla polisintética
Masa fundamental	74				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Alta	Macla polisintética
Olivino		Subhedral	< 0,2	Baja	Altamente alterado a iddingsita
Clinopiroxeno		Subhedral	< 0,2	Media	
Opacos		Subhedral	< 0,2	Media	
Vidrio		Masivo	-	-	Tonalidades grisáceas
Vesículas	0,1	subredondeadas			Irregulares y sinuosos
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación y sieve en plagioclasas. Borde de reabsorción en fenocristales de olivino. Glomeroporfirica heterogenea en fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa. Textura intergranular en masa fundamental.					
Nombre	Basalto de Olivino				



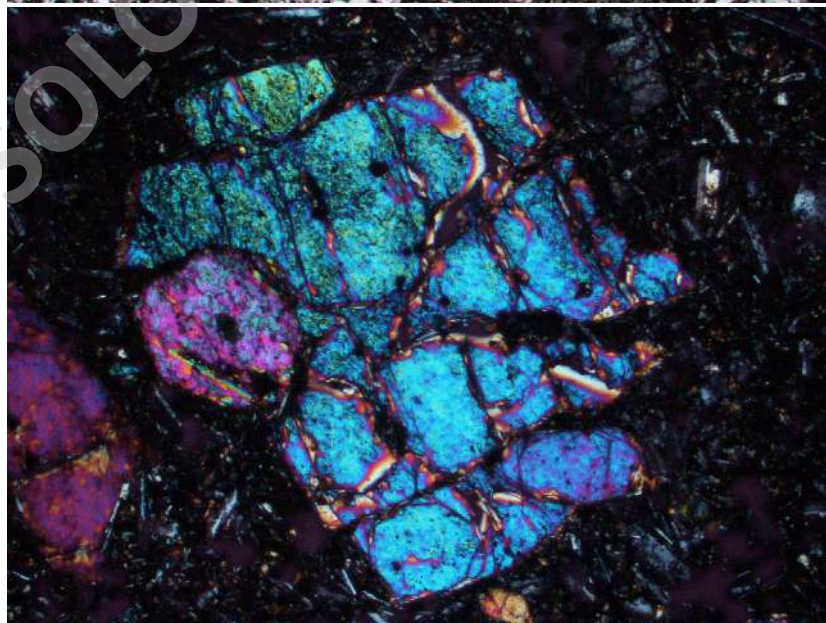
Codigo	PING1-A				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	23,7				
Olivino	9,4	Euhedral - subhedral	0,5 - 1,5	Media	Levemente fracturados
Clinopiroxeno	7	Subhedral	0,7 - 1,5	Media	-
Plagioclasa	7,3	Euhedral - subhedral	0,5 - 1,7	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	74,6				
Olivino		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		-	-	-	-
Vesículas	19,1	Subredondeadas	1,0 - 2,5		Bordes irregulares y sinuosos
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación y sieve en fenocristales de plagioclasas. Textura glomeroporfirica homogénea en fenocristales de clinopiroxeno. Textura intergranular en masa fundamental. Bordes de reabsorción en fenocristales de olivino					
Nombre	Basalto de olivino				



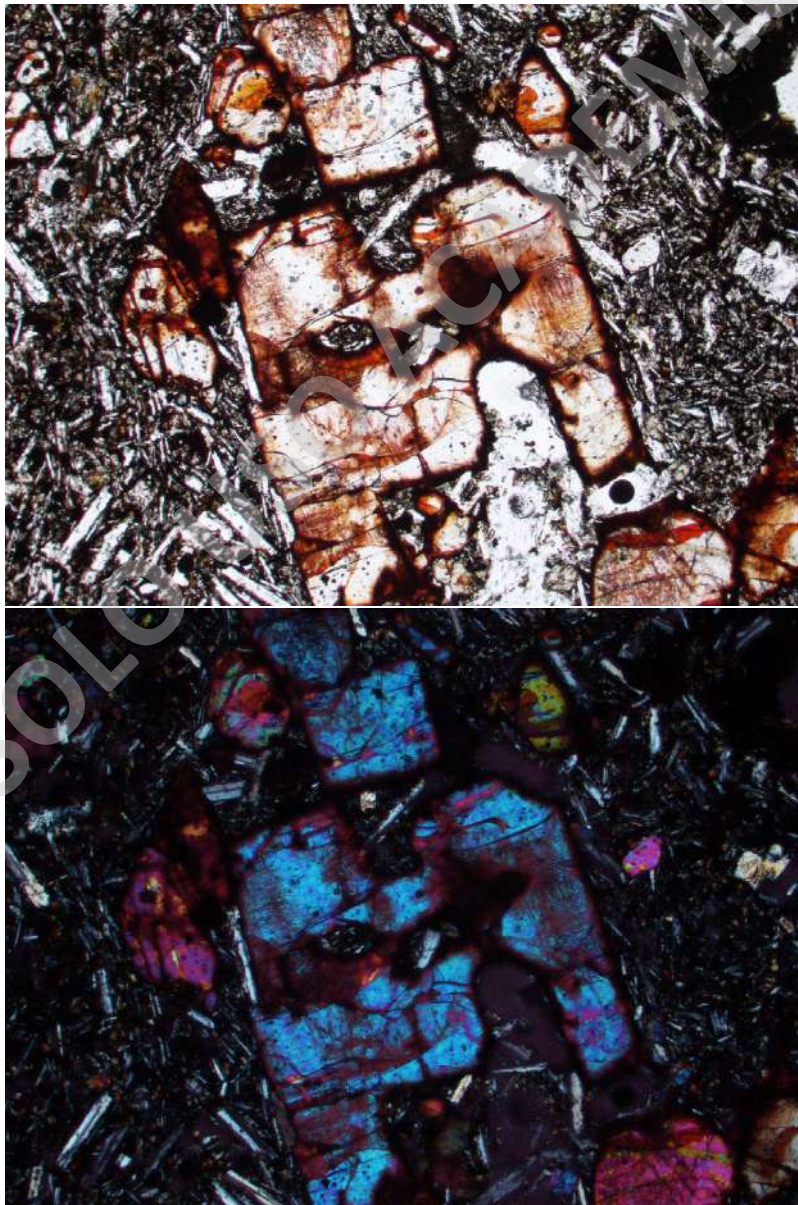
Codigo	PING3-A				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	19,8				
Olivino	15,1	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,5	Media	Levemente fracturados
Clinopiroxeno	1,2	Subhedral	0,2 - 0,8	Media	-
Plagioclasa	3,5	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,8	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	80,2				
Olivino		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		-	-	-	-
Vesículas	0,2	Subredondeadas	1,0 - 2,5		Bordes irregulares y sinuosos
Texturas					
Hipocrystalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación y sieve en fenocristales de plagioclasas. Textura glomeroporfirica homogénea en fenocristales de olivino. Textura intergranular en masa fundamental. Bordes de reabsorción en fenocristales de olivino					
Nombre	Basalto de olivino				



Codigo	PING3-6				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	18,9				
Olivino	13,6	Euhedral - subhedral	0,6 - 2,5	Media	-
Clinopiroxeno	2,9	Subhedral	0,6 - 1,3	Media	-
Plagioclasa	2,4	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,0	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	81,1				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		-	-	-	-
Vesículas	5,7	Subredondeadas	1,0 - 3,5		Bordes irregulares y sinuosos
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación y sieve en fenocristales de plagioclasas. Textura intergranular en masa fundamental. Bordes de reabsorción en fenocristales de olivino					
Nombre		Basalto de olivino			

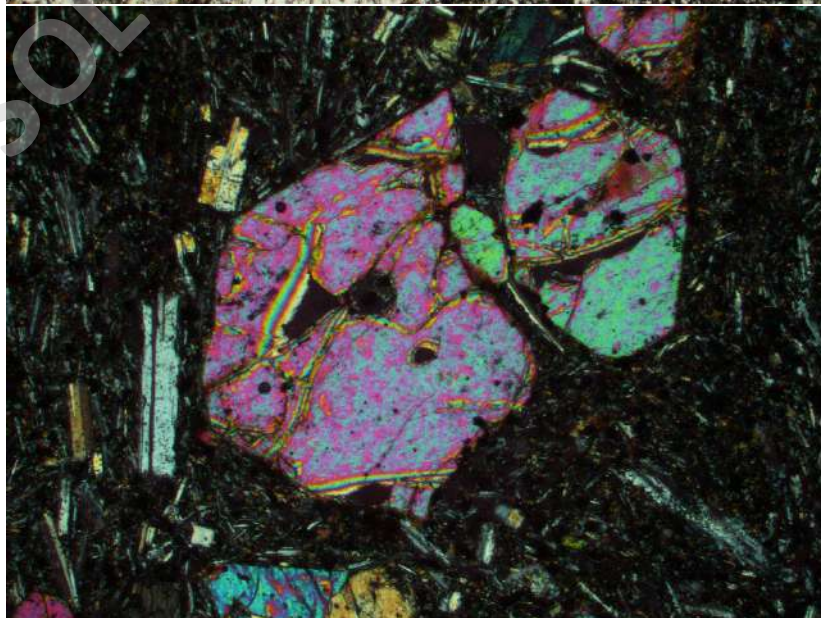


Codigo	MAAR2				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	12,8				
Olivino	9,4	Euhedral - subhedral	0,4 - 1,3	Media	Altamente alterado a iddingsita
Clinopiroxeno	1,4	Subhedral	0,3 - 0,7	Media	-
Plagioclasa	2	Euhedral - subhedral	0,6 - 1,2	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	87,2				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		-	-	-	-
Vesículas	14,6	Subredondeadas	1,0 - 3,5		Bordes irregulares y sinuosos
Texturas					
Hipocrystalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación y sieve en fenocristales de plagioclasas. Textura intergranular y traquitica localmente en plagioclasas de la masa fundamental. Bordes de reabsorción en fenocristales de olivino. Textura glomeroporfirica homogénea en fenocristales de olivino.					
Nombre	Basalto de olivino				

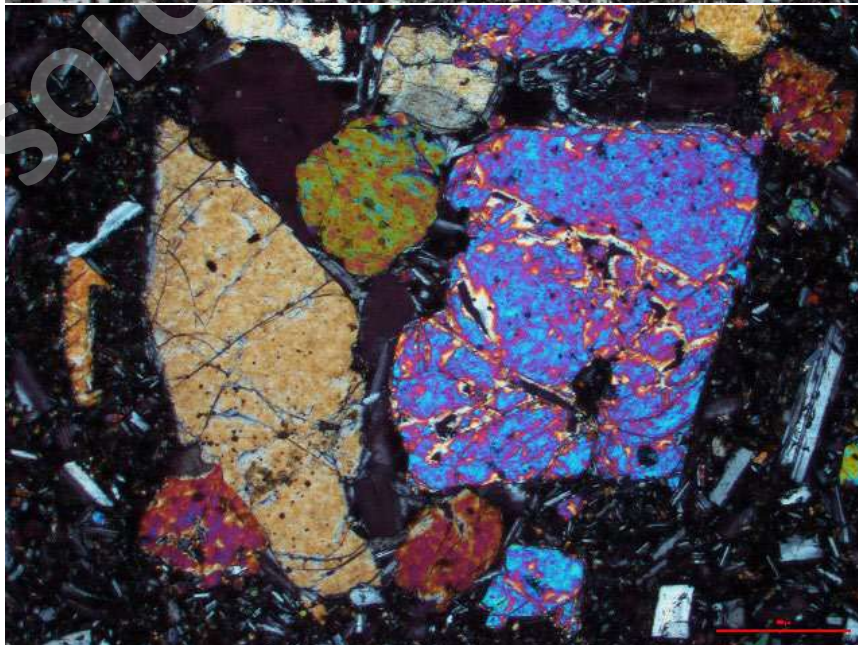
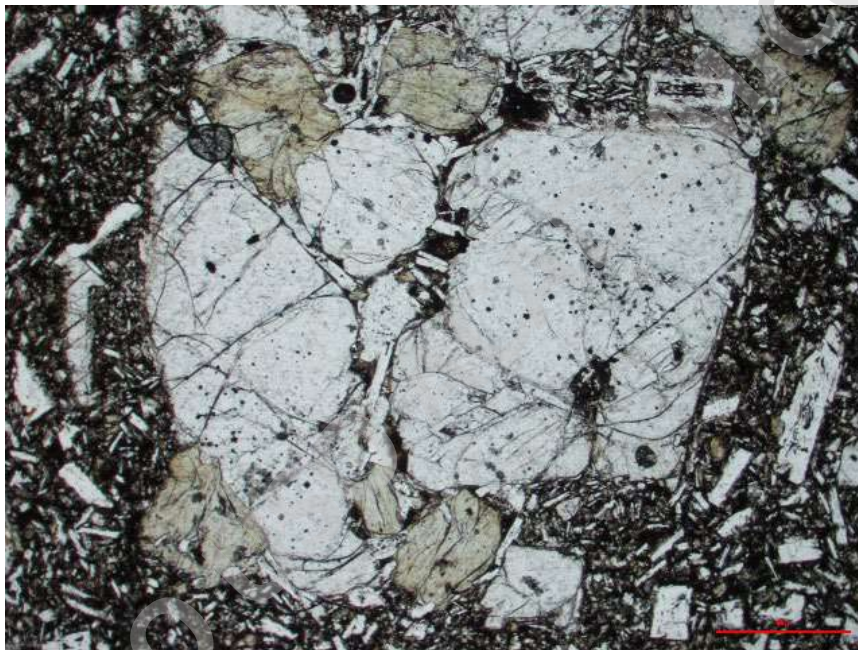


10.1.2. Fm. Deacon Peak

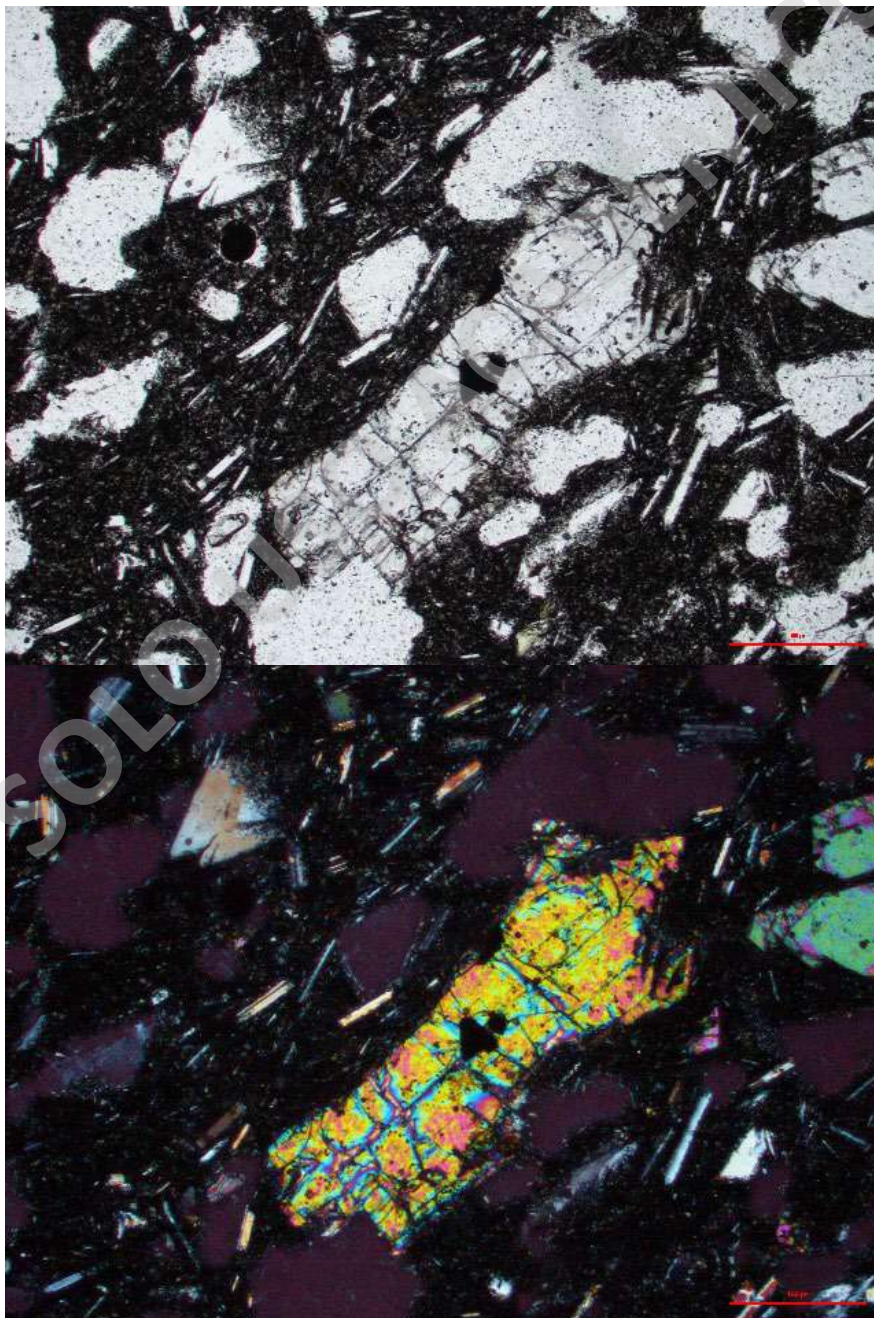
Codigo	JR080122-4				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	14,6				
Olivino	10,9	Euhedral-subhedral	1,5 - 2	Media-baja	Alteración a iddingsita y crisotilo.
Clinopiroxeno	-	Subhedral	0,7- 1,2	Media	Macia simple en algunos cristales
Plagioclasa	3,2	Euhedral - subhedral	0,7 - 1	Alta	Macias polisintéticas
Masa fundamental	85,4				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Alta	Macias polisintéticas
Olivino		Subhedral	< 0,2	Media	-
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Media	-
Opacos		Subhedral	< 0,2	Media	Gran densidad de opacos. Dominan las formas cúbicas
Vidrio		Masivo	-	-	Tonalidades grisáceas, sin alteración
Vesículas	3,3	subredondeadas			Bordes sinuosos y suaves
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación y sieve en plagioclasas. Borde de reabsorción en fenocristales de olivino. Trauítica localmente. Textura intergranular en masa fundamental.					
Nombre	Basalto de Olivino				



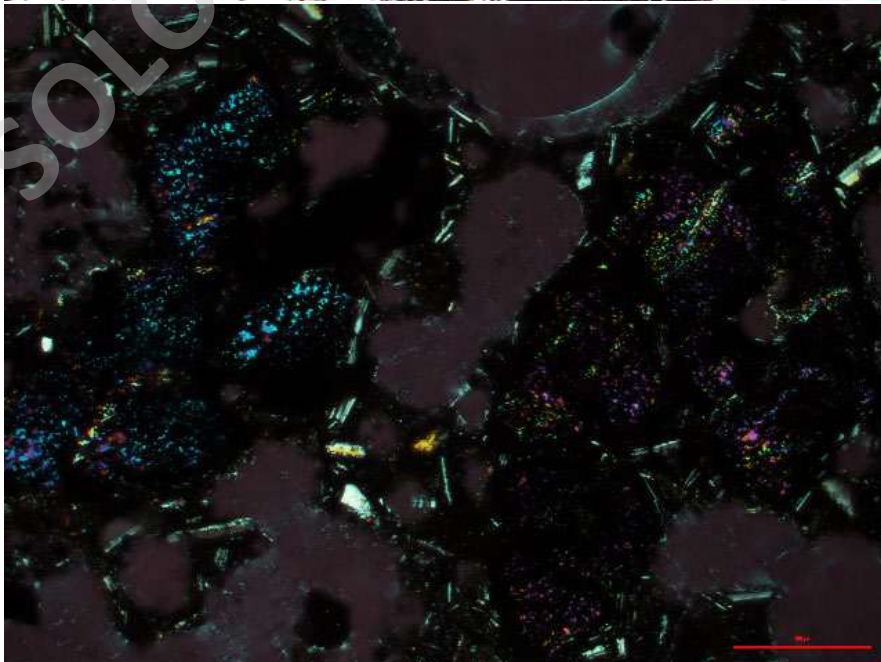
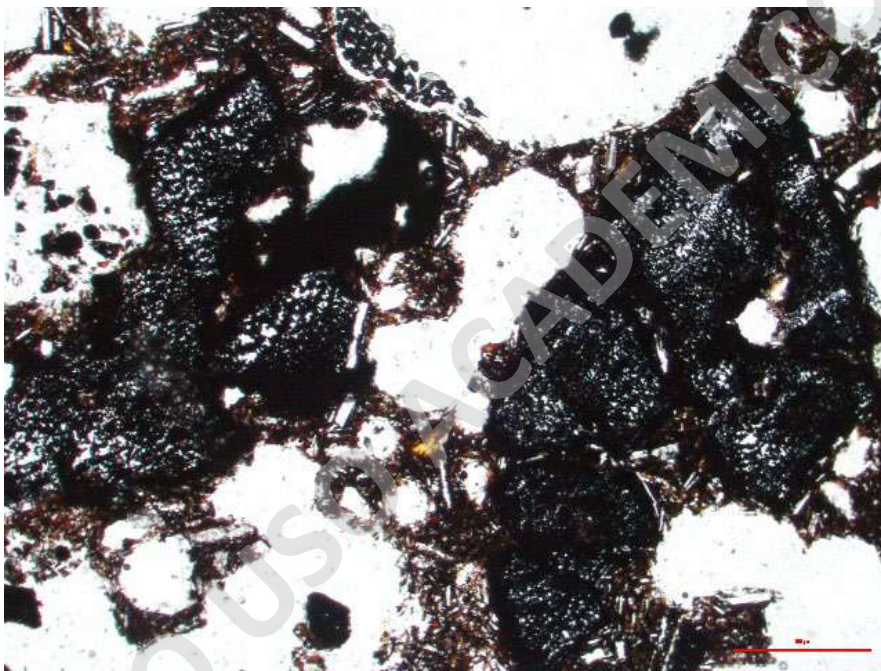
Codigo		JR100122-5			
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	25,1				
Olivino	5,8	Euhedral - subhedral	0,5 - 1,5	Media	-
Clinopiroxeno	6,1	Subhedral	0,7 - 2,5	Media	Maclas simples
Plagioclasa	13,2	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,0	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	74,9				
Olivino		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		-	-	-	-
Vesículas	8,8	Alargadas	1,0 - 5,0		Bordes suaves
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica. Zonación en fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasas, y sieve en fenocristales de plagioclasa. Textura glomeroporfirica heterogénea en fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Textura intergranular en masa fundamental. Borde de reabsorción en fenocristales de olivino.					
Nombre	Basalto de olivino				



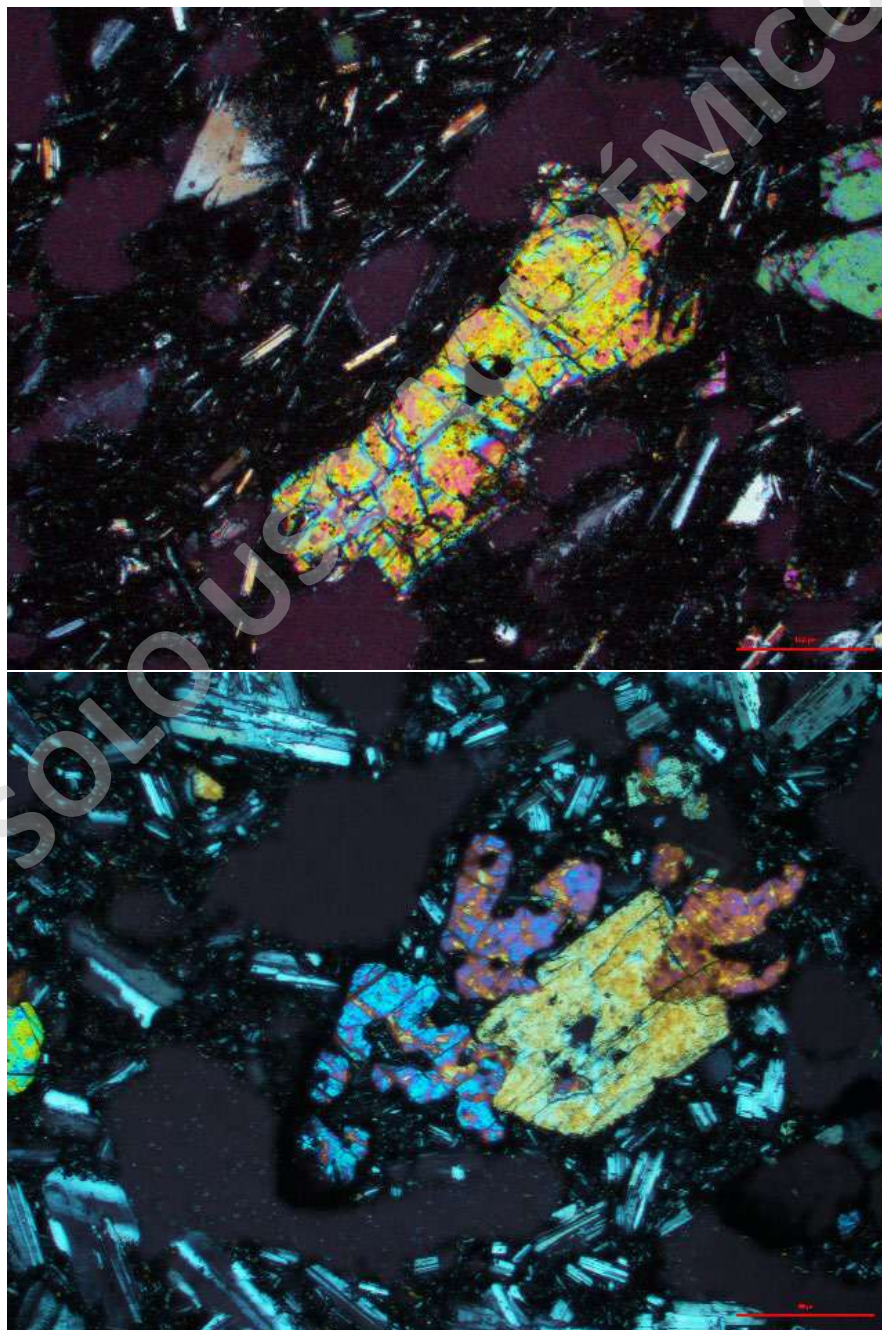
Codigo		JR080122-8			
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales					
Olivino	10	Euhedral-subhedral	0,5 - 2,5	Media	-
Clinopiroxeno	-	Subhedral	0,5 - 1,0	Media	-
Plagioclasa	3	Euhedral - subhedral	0,6 - 1,0	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental					
Plagioclasa	87	Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	Altamente alterado.
Opacos		Subhedral	< 0,2	Media	-
Vidrio		Masivo	-	-	-
Vesículas	20,9	Variedad de formas	0,5 - 3,5		Las más grandes son irregulares y con bordes aserrados. Las pequeñas son subredondeadas a ovaladas con bordes lisos.
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular. Textura esquelética y bordes de reabsorción en fenocristales de olivino. Textura sieve en plagioclasas. Textura glomeroporfírica homogénea en fenocristales de olivino.					
Nombre		Basalto de olivino			



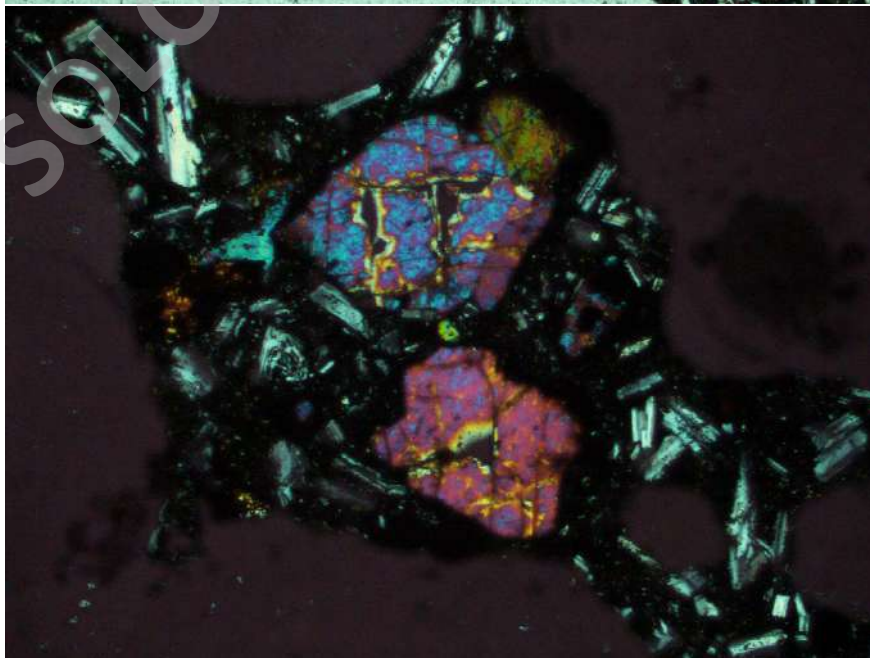
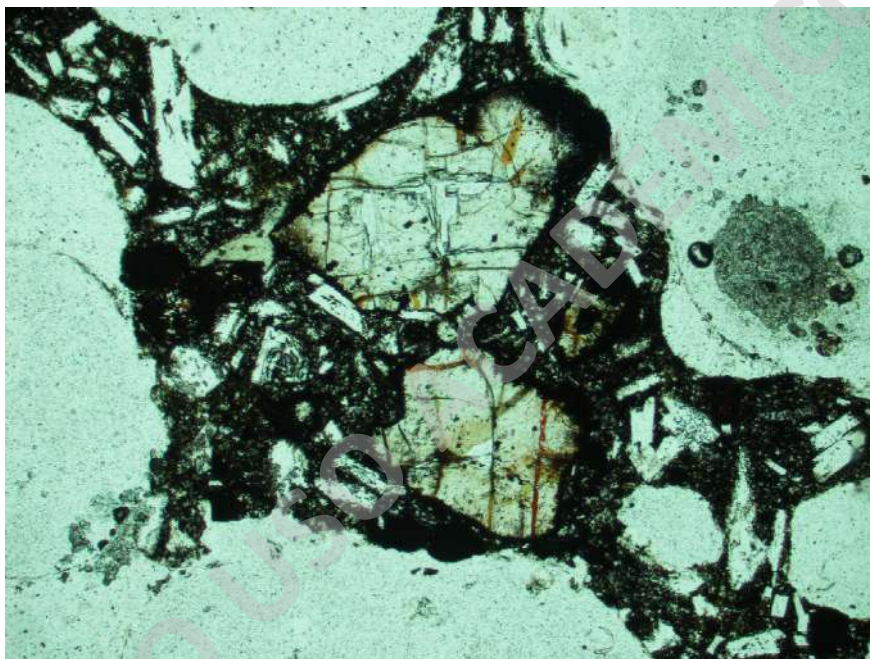
Codigo		JR080122-7			
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	29,4				
Olivino	24,3	Euhedral-subhedral	0,5 - 2,5	Media	-
Clinopiroxeno	-	Subhedral	0,5 - 1,0	Media	-
Plagioclasa	4,9	Euhedral - subhedral	0,6 - 1,0	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	70,6				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	Altamente alterado.
Opacos		Subhedral	< 0,2	Media	-
Vidrio		Masivo	-	-	-
Vesículas	69,1	Variedad de formas	0,5 - 3,5		Las más grandes son irregulares y con bordes aserrados. Las pequeñas son subredondeadas a ovaladas con bordes lisos.
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular, vitrofirica (se alcanzan a observar algunos microlitos de plagioclasa).					
Nombre	Escoria de olivino y clinopiroxeno				



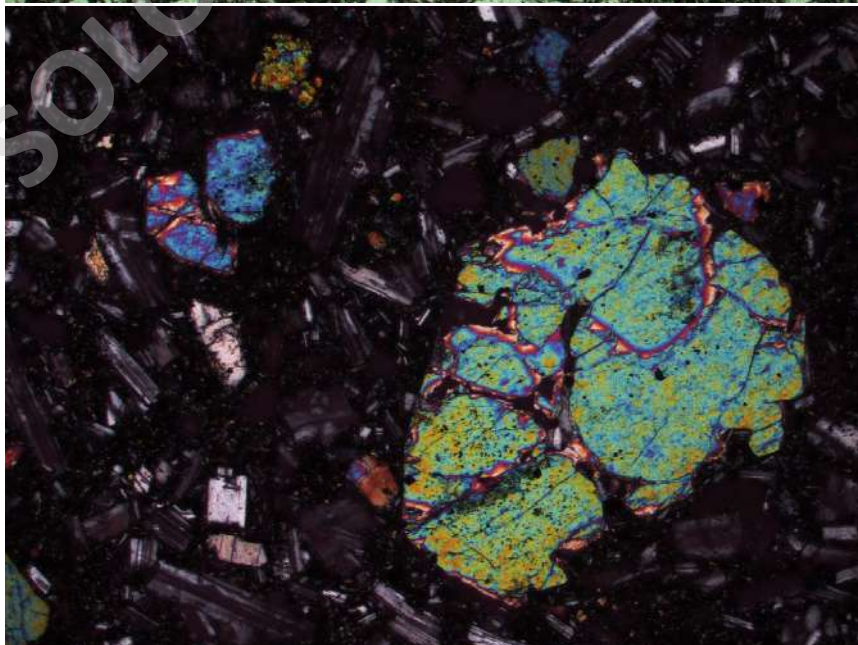
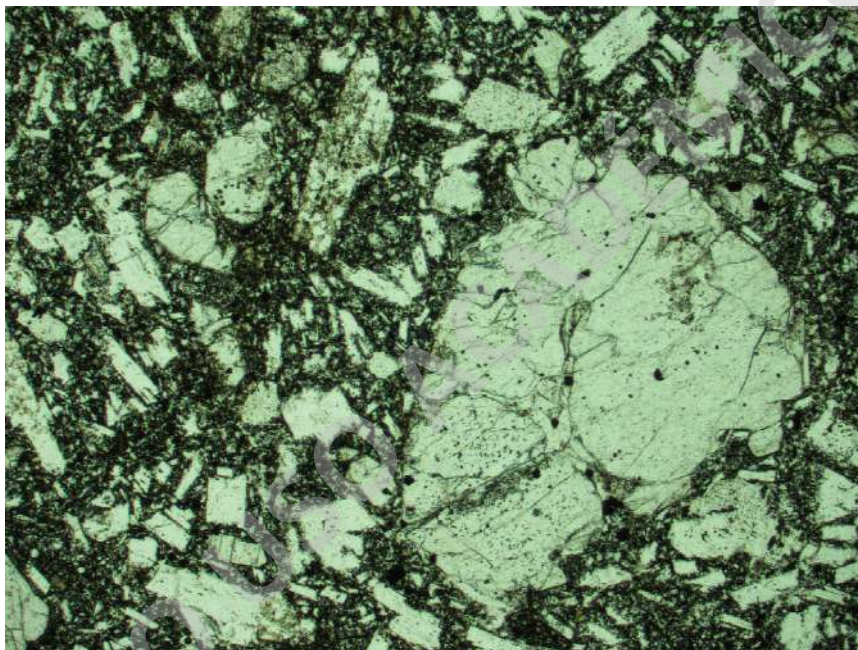
Codigo	JR100122-1				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	22,1				
Olivino	6,8	Euhedral-subhedral	0,3 - 1,5	Baja	Alterado parcialmente a iddingsita
Clinopiroxeno	2,6	Subhedral	1,0 - 3,0	Media	Macla simple
Plagioclasa	12,7	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,2	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	77,9				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,2	Media	Gran densidad de opacos en la masa fundamental
Vidrio		Masivo	-	-	-
Vesículas	22,6	irregulares y subredondeadas	1,5 - 4,0		Variedad de formas, las más grandes son irregulares y con bordes aserrados. Las pequeñas son subredondeadas y con bordes lisos.
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación y textura sieve en fenocristales de plagioclasa. Textura glomeroporfirica heterogénea en fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Bordes de reabsorción en fenocristales de olivino.					
Nombre	Basalto de olivino				



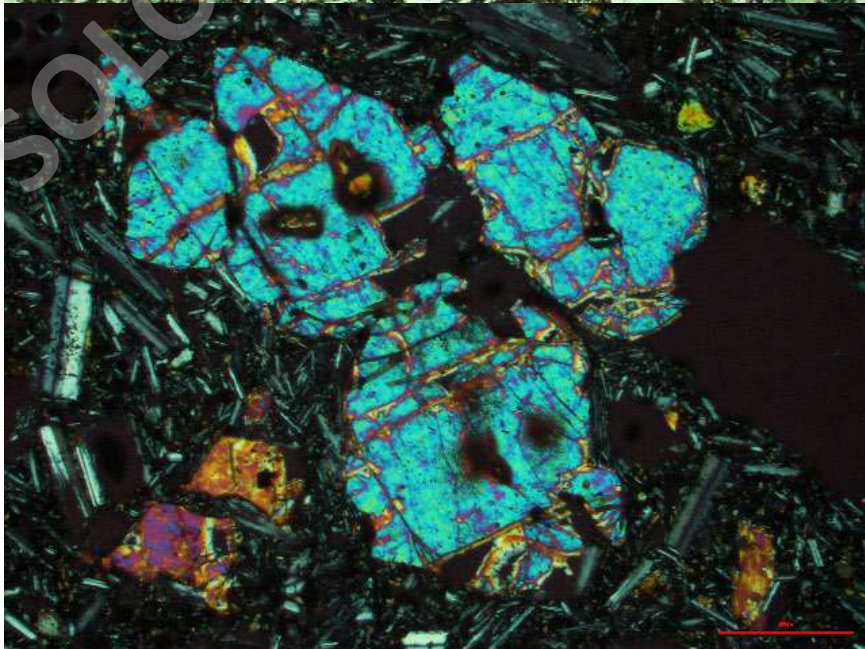
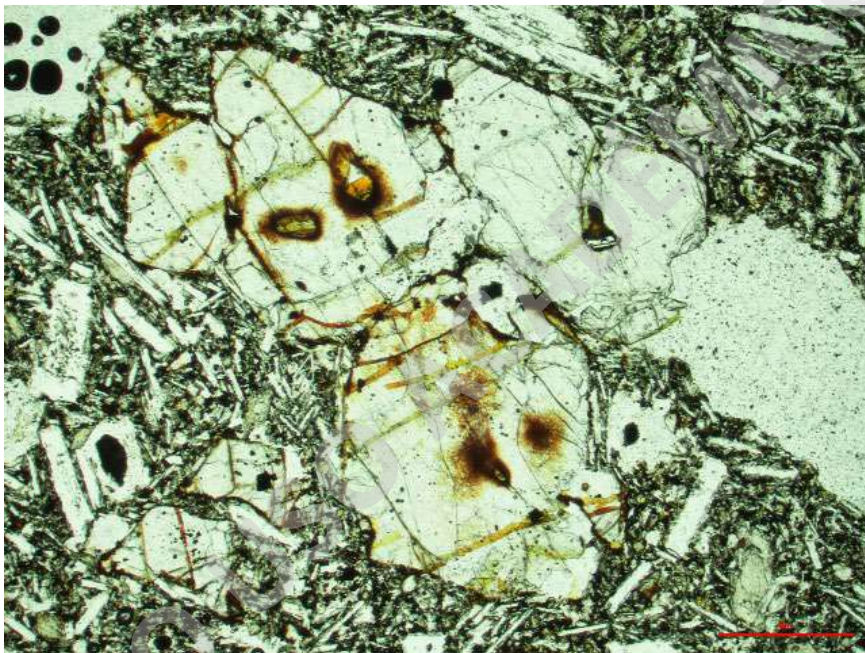
Codigo	JR100122-2				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	14,7				
Olivino	2,3	Subhedral	0,3 - 1,5	Muy baja	Muy fracturados con gran densidad de inclusiones de minerales opacos.
Clinopiroxeno	3,5	Subhedral	0,7 - 1,8	Media	Macla simple
Plagioclasa	8,9	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,2	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	85,3				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,2	Media	-
Vidrio		Masivo	-	-	-
Vesículas	52,6	irregulares y subredondeadas	1,5 - 5,0		En su mayoría subredondeadas con bordes lisos. La mas grandes son irregulares con bordes lisos.
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación en fenocristales de plagioclasa y ortopiroxenos, textura sieve en fenocristales de plagioclasas. Textura glomeroporfirica heterogénea en fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Textura poquilítica de opacos en olivino.					
Nombre	Basalto de olivino				



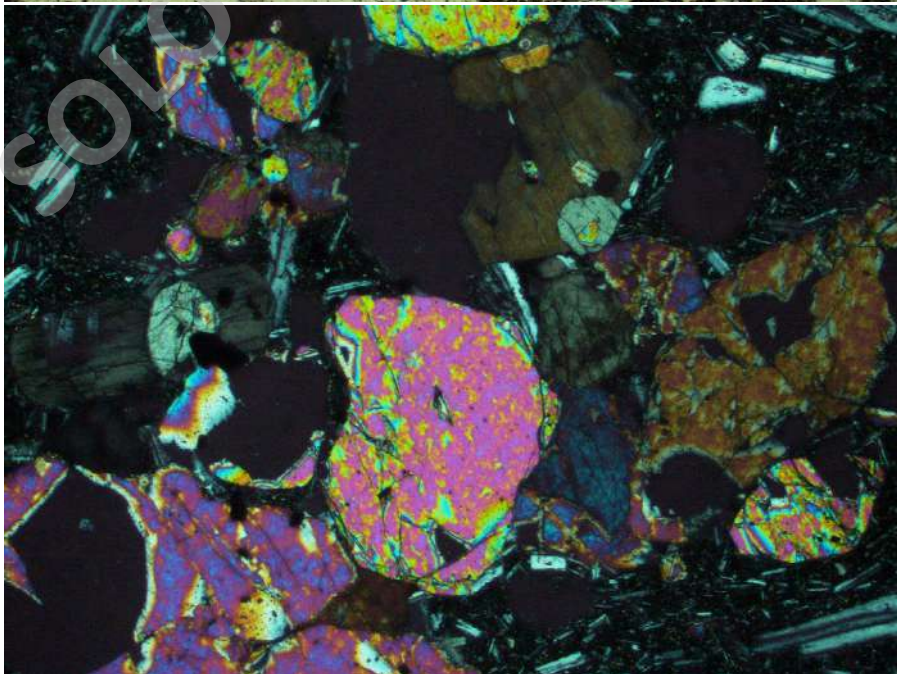
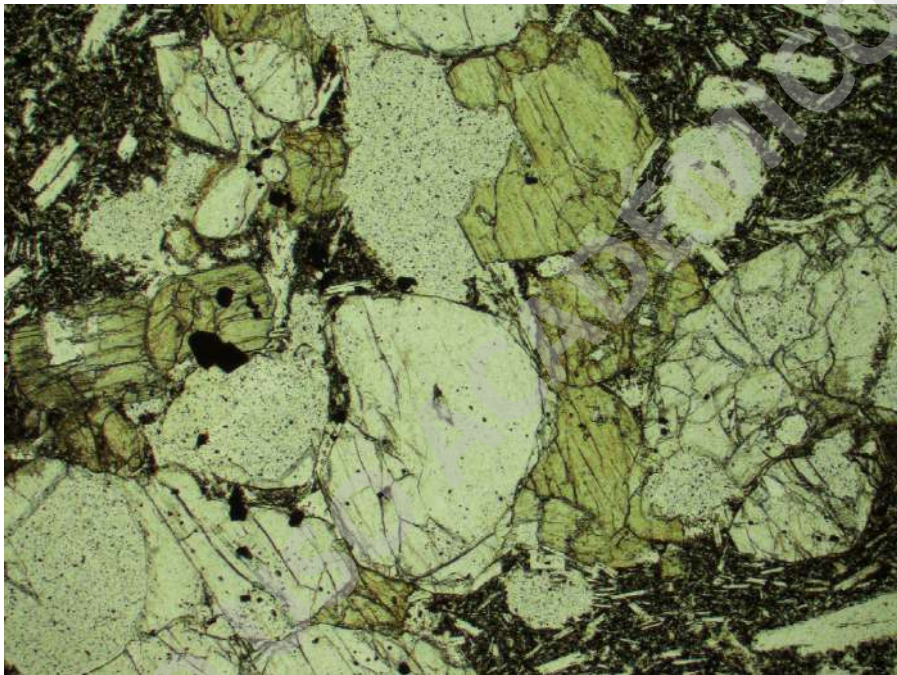
Codigo	JR100122-3				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	21,6				
Olivino	7	Subhedral	1,0 - 2,8	Muy baja	Fracturados
Clinopiroxeno	2,3	Subhedral	0,7 - 1,8	Media	-
Plagioclasa	12,3	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,0	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	78,4				
Olivino		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		Masivo	-	-	-
Vesículas	0,2	Irregulares	-		Bordes sinuosos e irregulares
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica. Zonación y textura sieve en fenocristales de plagioclasas. Textura glomeroporfirica heterogénea en fenocristales de olivino y clinopiroxeno.					
Nombre	Basalto de olivino				



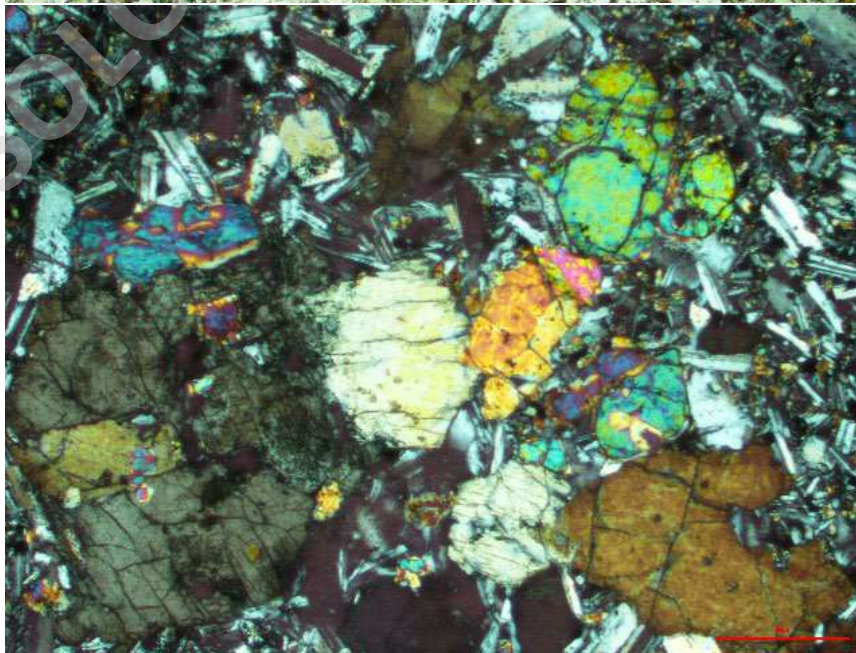
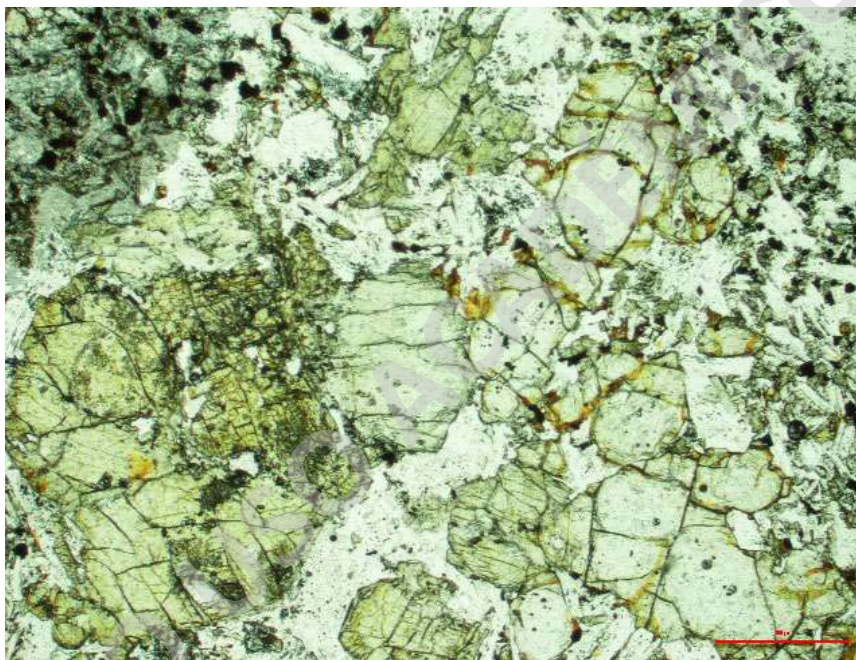
Codigo	JR080122-5				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	14,5				
Olivino	11,6	Euhedral-subhedral	1,0 - 2,0	Baja - Media	Leve alteración a iddingsita y crisotilo.
Clinopiroxeno	-	Subhedral	1,0 - 1,5	Media	-
Plagioclasa	2,9	Euhedral - subhedral	0,7 - 1	Alta	Maclas polisintéticas
Masa fundamental	85,5				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Alta	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Media	-
Opacos		Subhedral	< 0,2	Media	Dominan las formas cúbicas
Vidrio		Masivo	-	-	Tonalidades grisáceas, sin alteración
Vesículas	13,1	-	0,5 - 3,5	-	Variedad de formas, las más grandes son irregulares y con bordes aserrados. Las pequeñas son subredondeadas a ovaladas con bordes lisos.
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación y sieve en plagioclasas. Borde de reabsorción en fenocristales de olivino (> 1,5 mm). Trauítica localmente. Textura glomeroporfirica heterogénea en fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Textura integranular en la masa fundamental.					
Nombre	Basalto de Olivino				



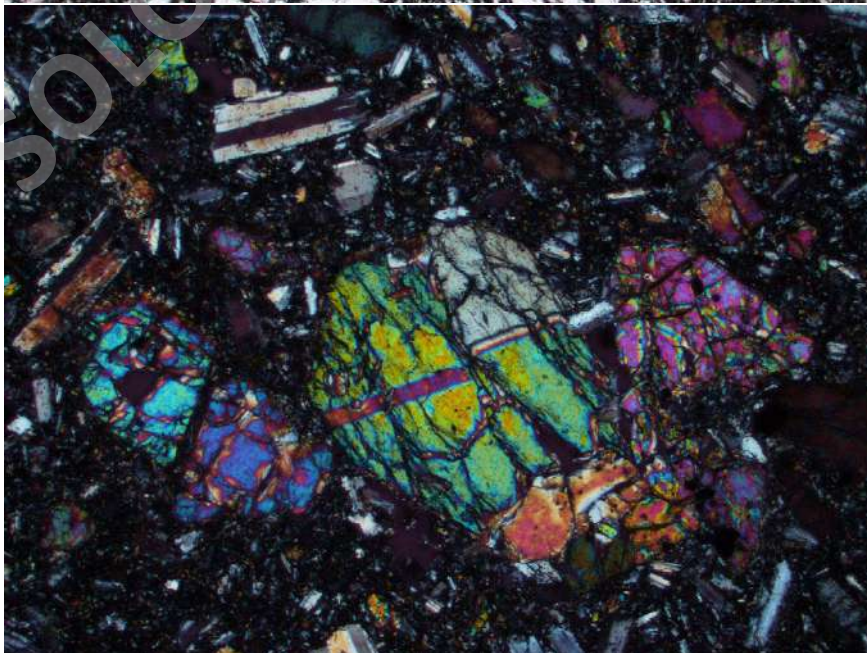
Codigo	JR080122-6				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	19,5				
Olivino	6,5	Euhedral-subhedral	1,5 - 2,7	Media-baja	Alteración a iddingsita y crisotilo.
Clinopiroxeno	4,3	Subhedral	0,7- 1,3	Media	Macla simple en algunos cristales
Plagioclasa	8,7	Euhedral - subhedral	1,4 - 2,3	Alta	Maclas polisintéticas, carlsbad
Masa fundamental	80,5				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Alta	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Media	-
Opacos		Subhedral	< 0,2	Media	Dominan las formas cúbicas
Vidrio		Masivo	-	-	Tonalidades grisáceas, sin alteración
Vesículas	4,7	subredondeadas	1,2 - 2,2		Bordes sinuosos y suaves. Ovaladas y alargadas
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación clinopiroxenos y plagioclasas, y sieve en plagioclasas. Borde de reabsorción en fenocristales de olivino. Textura intergranular en la masa fundamental. Textura glomeroporfirica heterogenea en fenocristales olivino, clinopiroxeno y plgioclasa.					
Nombre	Basalto de Olivino				



Codigo	JR100122-4				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	29,1				
Olivino	7,3	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,0	Media	-
Clinopiroxeno	7,5	Subhedral	0,7 - 2,5	Media	Maclas simples
Plagioclasa	14,3	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,0	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	70,9				
Olivino		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		-	-	-	-
Vesículas	0,4	-	-	-	-
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica. Zonación en fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasas, y sieve en fenocristales de plagioclasa. Textura glomeroporfirica heterogénea en fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Textura intergranular en masa fundamental					
Nombre	Basalto de olivino				

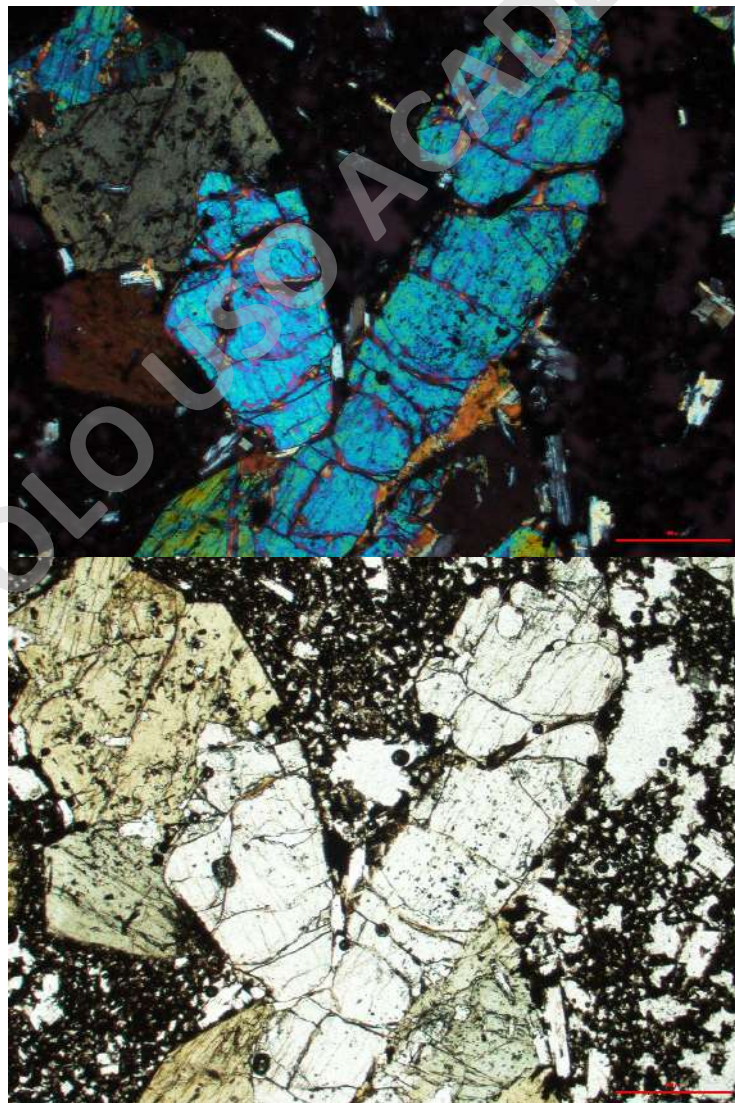


Codigo	KRT3				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	21,8				
Olivino	4,8	Euhedral - subhedral	0,3 - 1,3	Media	Altamente alterado a iddingsita
Clinopiroxeno	4,6	Subhedral	0,3 - 2,5	Media	Maclas simple
Plagioclasa	12,4	Euhedral - subhedral	0,3 - 2,0	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	78,2				
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		-	-	-	-
Vesículas		Subredondeadas	1,0 - 3,5		Bordes irregulares y sinuosos
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, porfirica, vesicular. Zonación en fenocristales de plagioclasa y ortopiroxenos y sieve en fenocristales de plagioclasas. Textura intergranular en masa fundamental. Bordes de reabsorción en fenocristales de olivino. Textura glomeroporfirica homogénea en fenocristales de olivino.					
Nombre	Basalto de olivino				



10.1.3. Fm. Cráter Petrel

Codigo	JR100122-7				
Descripción de componentes					
	%	Forma	Tamaño (mm)	Integridad	Observaciones
Fenocristales	16,9				
Olivino	4,5	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,5	Media	-
Clinopiroxeno	5,3	Subhedral	0,7 - 2,8	Media	-
Plagioclasa	7,1	Euhedral - subhedral	0,5 - 2,5	Alta	Maclas polisintéticas.
Masa fundamental	83,1				
Olivino		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	
Plagioclasa		Euhedral - subhedral	< 0,2	Media	Maclas polisintéticas
Clinopiroxeno		Subhedral - anhedral	< 0,2	Baja	-
Opacos		Subhedral	< 0,1	Media	Dominan formas cúbicas
Vidrio		-	-	-	-
Vesículas	29	Irregular	1,0 - 10		Bordes suaves y sinuosos
Texturas					
Hipocristalina, inequigranular, vesicular, vitrofirica. Zonación en fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasas, y sieve en fenocristales de plagioclasa. Textura glomeroporfirica heterogénea en fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Textura poiquilitica en fenocristales de olivino en clinopiroxeno. Bordes de reabsorción en fenocristales de olivino					
Nombre	Basalto de olivino				



10.2. Ubicación geográfica de muestras



SOLO USO ACADÉMICO

10.3. Datos geoquímicos de Isla Pingüino

Unidad	Dique			Fm. Cráter Petrel	Fm. Deacon Peak P				Fm. Deacon Peak S			Fm. Marr Point								
	JR08012 2-5	JR0801 22-6	KRT3	JR10012 2-4	JR10012 2-7	JR0801 22-4	JR0801 22-7	JR0801 22-8	JR1001 22-5	JR1001 22-1	JR1001 22-2	JR1001 22-3	JR0801 22-1	JR0801 22-2	JR0801 22-3	JR1001 22-6	PING1A	PING3A	PING3-6	MAAR2
SiO ₂	48,2	48,4	48,2	48,3	48,9	47,9	47,9	48,3	48,4	48,8	49,0	49,1	48,1	48,4	48,4	48,6	48,1	47,8	48,2	48,1
Al ₂ O ₃	15,8	17,3	16,4	17,0	18,4	15,8	15,6	15,7	16,9	18,2	18,1	18,6	15,7	16,7	16,1	16,1	16,0	15,8	15,7	
Fe ₂ O ₃	10,0	9,8	10,2	9,7	10,0	10,1	10,0	9,7	9,9	10,0	9,7	9,5	9,9	9,6	9,6	9,6	10,8	10,2	10,2	10,3
MgO	10,5	8,5	9,7	8,8	6,9	11,1	11,3	11,1	8,6	7,2	7,4	6,9	10,9	8,9	10,3	10,2	9,1	10,6	10,5	10,9
CaO	10,2	10,0	9,9	10,4	9,4	9,7	10,0	9,9	10,5	9,6	9,6	9,7	10,0	10,4	10,4	10,3	9,9	10,1	10,1	9,9
Na ₂ O	3,2	3,6	3,3	3,6	3,9	3,2	3,0	3,1	3,3	3,8	3,8	3,8	3,1	3,5	3,1	3,1	3,2	3,1	3,1	3,0
K ₂ O	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5
TiO ₂	1,2	1,3	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2	1,3	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1	1,1
P ₂ O ₅	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,6	0,2	0,2	0,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Cr ₂ O ₃	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ba	178,0	175,0	150,0	165,0	188,0	163,0	164,0	164,0	170,0	194,0	189,0	189,0	161,0	173,0	164,0	152,0	158,0	140,0	137,0	147,0
Ni	215,0	121,0	207,0	128,0	91,0	227,0	239,0	232,0	122,0	88,0	98,0	82,0	229,0	134,0	191,0	191,0	219,0	251,0	257,0	268,0
Sc	30,0	27,0	28,0	28,0	21,0	30,0	29,0	29,0	29,0	22,0	22,0	22,0	29,0	30,0	31,0	30,0	28,0	30,0	29,0	29,0
LOI	0,0	0,1	0,4	-0,1	0,2	-0,1	0,5	-0,1	0,2	0,2	0,3	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	1,4	0,6	0,6	0,5
Sum	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7
Be	<1	<1	2,0	2,0	1,0	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2,0	<1	<1	<1	<1
Co	42,7	37,1	40,3	34,7	30,9	43,5	45,0	41,8	35,3	34,5	34,3	31,5	44,6	36,4	42,6	38,6	37,1	42,8	43,0	43,9
Cs	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Ga	20,1	21,4	17,7	18,9	20,2	18,4	19,1	19,5	19,3	22,4	21,6	20,3	20,0	20,3	18,9	18,7	18,4	16,6	17,2	17,5
Hf	1,9	2,0	2,0	1,9	2,1	1,8	1,8	1,9	2,0	2,1	2,0	2,1	1,8	2,0	2,0	1,7	1,8	1,8	1,7	1,8
Nb	3,1	3,3	3,1	3,1	3,5	2,9	3,0	2,8	3,1	4,0	3,5	3,4	3,2	3,2	3,0	2,9	3,1	2,7	2,6	2,5
Rb	5,7	6,1	3,5	5,7	6,8	5,7	4,8	5,8	5,4	6,2	6,1	6,2	5,3	6,4	5,6	5,4	6,2	4,2	5,6	5,4
Sr	1,0	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	539,8	612,6	577,9	546,9	617,7	528,0	528,4	526,7	572,0	667,1	635,6	627,3	537,6	581,7	531,4	490,0	607,6	525,0	519,1	516,0
Ta	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
Th	1,2	1,1	1,1	1,2	1,3	1,1	0,9	1,0	1,1	1,4	1,5	1,4	1,1	1,2	1,1	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9
U	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2
V	296,0	323,0	297,0	320,0	309,0	291,0	283,0	294,0	323,0	333,0	294,0	318,0	304,0	313,0	297,0	291,0	292,0	279,0	275,0	269,0
W	0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,0	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	0,6	0,8	0,6
Zr	67,5	70,3	63,8	63,7	67,9	62,7	65,5	64,5	67,1	74,0	68,6	69,6	67,2	68,6	64,0	61,3	63,3	58,2	57,9	57,2
Y	14,5	14,7	11,7	13,6	13,5	14,3	14,4	13,7	13,9	15,3	14,0	14,0	14,8	14,3	14,9	14,0	12,4	13,3	12,9	12,4
La	10,3	10,9	9,4	9,5	10,9	9,6	10,0	9,4	10,4	11,4	11,3	10,0	9,6	10,4	9,6	9,1	9,7	8,6	8,6	8,7
Ce	22,8	24,4	22,5	22,1	24,1	21,2	22,2	21,8	23,6	25,8	24,7	23,2	22,1	23,2	20,9	19,4	22,7	19,3	20,1	19,4
Pr	3,3	3,5	3,0	3,2	3,4	3,1	3,2	3,2	3,3	3,7	3,4	3,3	3,2	3,4	3,0	2,8	3,0	2,6	2,7	2,6
Nd	14,4	14,2	12,7	13,7	14,6	13,4	14,2	14,0	14,2	16,1	14,9	14,5	13,6	15,0	13,2	12,3	12,8	11,6	11,6	12,0
Sm	2,9	3,2	3,0	2,9	3,3	2,9	3,0	2,9	3,0	3,2	3,2	3,0	3,1	3,1	2,9	2,9	2,6	2,8	2,7	2,7
Eu	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	1,0
Gd	3,3	3,5	2,9	3,2	3,2	3,1	3,1	3,2	3,3	3,5	3,2	3,1	3,2	3,2	3,1	3,1	3,0	2,9	2,9	2,9
Tb	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4
Dy	2,7	2,8	2,5	2,6	2,8	2,6	2,7	2,6	2,6	2,8	2,7	2,5	2,8	2,7	2,6	2,7	2,5	2,5	2,6	2,5
Ho	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5
Er	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,4	1,5	1,5	1,6	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,3	1,4	1,4	1,5	1,5
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,2	1,3	1,0	1,2	1,2	1,3	1,2	1,3	1,3	1,3	1,2	1,1	1,2	1,3	1,3	1,3	1,1	1,1	1,2	1,2
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
TOT/C	0,0	0,0	0,1	<0,02	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	<0,02	0,0	<0,02	0,0	<0,02	0,2	0,1	0,1	0,1
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,0	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,0	<0,02	<0,02	<0,02	0,0	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	0,1	0,3	2,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	3,3	2,3	2,3	2,3
Cu	75,8	112,6	54,8	112,6	64,5	89,0	25,4	95,2	104,5	80,1	79,7	101,5	44,8	105,2	82,5	68,3	88,1	118,2	52,2	83,5
Pb	1,5	1,8	0,7	1,5	1,1	2,4	0,9	1,6	3,9	1,6	1,8	3,2	2,5	2,1	2,3	2,9	1,8	3,3	2,1	2,7
Zn	33,0	60,0	56,0	52,0	50,0	44,0	21,0	59,0	52,0	34,0	36,0	60,0	56,0	49,0	48,0	42,0	56,0	52,0	48,0	47,0
Ni	190,5	108,1	192,6	113,8	79,7	205,0	177,7	214,0	99,8	79,9	82,5	74,8	196,3	113,9	178,6	163,5	218,5	241,5	249,6	262,1
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	<0,5	2,5	1,4	1,4	3,1	3,1	1,7	<0,5	0,7	<0,5	0,8	0,8	1,4	<0,5	1,2	1,9	0,6	0,8	1,9
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,0	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

10.4. Datos geoquímicos del estrecho de Bransfield y las Islas Shetland del Sur

Fuente	Fretzdorff et al., 2004																											
	BR	HR	Sail Rock	TS	Isla Decepción					Monte Orca										G Ridge	Gibbs Rise	Spanish Rise						
SiO ₂	47,8	48,2	48,2	48,2	51,2	48,2	48,2	48,2	48,2															47,2	53,5	51,1	45,9	
Al ₂ O ₃	16,2	16,5	18,8	17,1	17,1	18,9	17,1	17,2	15,3															15,0	19,0	15,4	15,4	
Fe ₂ O ₃	10,3	8,2	6,5	8,7	9,5	8,4	9,4	9,3	11,5															12,2	7,0	7,9	11,8	
MgO	7,3	6,7	3,8	6,4	5,8	6,4	5,6	5,4	3,6															9,1	2,1	10,7	8,9	
CaO	8,0	11,0	8,4	10,7	10,0	10,7	9,7	9,6	7,9															8,7	8,4	9,5	8,0	
Na ₂ O	4,6	3,0	3,9	3,8	3,9	3,7	4,0	4,1	4,8															3,7	3,0	2,8	4,1	
K ₂ O	2,0	0,3	0,7	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5															1,2	2,0	0,4	1,5	
TiO ₂	2,3	1,2	1,1	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	2,4															1,9	0,8	0,6	2,2	
P ₂ O ₅	0,9	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3															0,4	0,2	0,1	0,7	
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2															0,2	0,1	0,1	0,2	
Ba	304,0	57,0	133,0	71,0	69,0	58,0	74,0	74,0	74,0	20,0	95,0	58,0	95,0	39,0	20,0	58,0	47,0	47,0	39,0	152,0	475,0	80,2	161,0					
Ni	106,0		30,0			43,0														171,0						250,0	179,0	
Sc	18,1		20,0		32,0	28,9	31,0	31,0	29,0											21,1	18,0	29,4	19,4					
LOI					-0,1		0,0	-0,1	1,2																			
Sum					99,8		99,8	99,8	99,8																			
Be					<1		<1	<1	<1																			
Co	35,8		20,0		31,6		31,0	29,7	31,8											48,9	11,1	41,0	46,0					
Cs	0,3	0,4		0,2	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,5	0,3	0,5	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	3,5	0,4	0,3					
Ga			19,0		17,7	17,0	17,1	17,6	19,5																	19,1		
Hf	5,0	2,2	4,3	3,1	3,4	3,3	3,7	3,9	5,7	2,6	9,7	5,4	9,7	3,1	2,6	5,4	4,2	4,2	3,1	3,9	3,8	1,7	4,9					
Nb	57,7	1,5	6,0	3,7	4,4	6,8	4,7	4,5	6,5	2,4	10,9	7,0	10,9	3,6	2,4	7,0	4,8	4,8	3,6	31,4	2,8	0,9	36,6					
Rb	16,0	7,2	33,0	4,6	3,8	3,1	3,7	4,9	3,7	1,6	8,6	4,2	8,6	3,2	1,6	4,2	3,6	3,6	3,2	15,2	54,0	9,1	14,4					
Sn					1,0		1,0	1,0	2,0																			
Sr	1112,0	190,0	556,0	297,0	427,6	449,0	421,0	413,8	306,5	204,0	163,0	213,0	163,0	219,0	204,0	213,0	219,0	219,0	219,0	539,0	444,0	210,0	750,0					
Ta	3,1	0,1	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,5	0,2	0,8	0,5	0,8	0,3	0,2	0,5	0,3	0,3	0,3	2,0	0,2	0,1	2,3					
Th	4,7	0,6	2,9	0,5	1,3	0,8	1,2	1,2	1,2	0,2	1,3	0,6	1,3	0,4	0,2	0,6	0,5	0,5	0,4	2,7	9,0	0,8	2,8					
U	1,7	0,4	0,5	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	0,6	0,3	0,6	0,2	0,1	0,3	0,3	0,3	0,2	1,0	2,4	0,3	1,2					
V	166,0		164,0		241,0	215,0	240,0	232,0	381,0											188,0	201,0	198,0	169,0					
W					<0,5		<0,5	<0,5	<0,5																0,7			
Zr	246,0	82,0	164,0	124,0	142,1	148,0	152,0	156,8	227,2	106,0	407,0	226,0	407,0	127,0	106,0	226,0	175,0	175,0	127,0	174,0	122,8	54,2	230,0					
Y	21,8	25,0	22,0	31,0	25,1	25,3	27,3	28,4	41,5	30,0	82,0	55,0	82,0	34,0	30,0	55,0	44,0	44,0	34,0	21,5	17,7	13,0	22,2					
La	44,1	3,9	13,4	5,8	9,1	9,5	10,2	10,0	13,4	4,0	16,6	9,4	16,6	5,2	4,0	9,4	7,1	7,1	5,2	22,2	18,3	3,6	28,7					
Ce	81,8	11,2	30,0	16,1	22,5	23,5	24,8	24,5	33,3	12,2	46,6	28,1	46,6	15,1	12,2	28,1	20,0	20,0	15,1	45,2	40,9	8,6	58,4					
Pr	9,2	1,9	4,0	2,5	3,3	3,3	3,6	3,4	4,9	2,2	7,2	4,8	7,2	2,5	2,2	4,8	3,4	3,4	2,5	5,5	5,0	1,3	6,9					
Nd	34,6	9,2	15,9	12,8	15,6	15,2	16,9	16,5	23,0	10,8	35,8	22,6	35,8	12,8	10,8	22,6	16,8	16,8	12,8	22,2	20,2	6,1	27,9					
Sm	6,9	2,9	3,7	3,8	3,9	4,1	4,3	4,3	6,2	3,4	10,1	6,7	10,1	4,0	3,4	6,7	5,1	5,1	4,0	5,0	4,3	1,8	5,9					
Eu	2,2	1,1	1,3	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	2,2	1,3	3,0	2,3	3,0	1,5	1,3	2,3	1,8	1,8	1,5	1,7	1,1	0,7	2,0					
Gd	6,0	3,4	4,0	4,5	4,6	4,5	4,9	4,9	7,4	3,9	12,1	7,7	12,1	4,9	3,9	7,7	6,2	6,2	4,9	5,1	3,7	2,2	5,7					
Tb	0,9	0,6	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	1,2	0,7	2,2	1,4	2,2	0,9	0,7	1,4	1,1	1,1	0,9	0,8	0,5	0,4	0,9					
Dy	4,8	3,9	4,2	5,2	4,7	4,9	5,0	5,1	7,6	4,7	13,0	8,8	13,0	5,6	4,7	8,8	6,9	6,9	5,6	4,7	3,2	2,5	4,9					
Ho	0,9	0,9	0,9	1,1	1,0	1,0	1,1	1,1	1,6	1,0	2,9	1,9	2,9	1,2	1,0	1,9	1,5	1,5	1,2	0,9	0,6	0,5	0,9					
Er	2,2	2,5	2,6	3,1	2,9	2,7	3,0	3,0	4,7	2,9	8,2	5,5	8,2	3,4	2,9	5,5	4,4	4,4	3,4	2,3	1,8	1,5	2,4					
Tm	0,3	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,5	1,3	0,9	1,3	0,5	0,5	0,9	0,6	0,6	0,5	0,3	0,3	0,2	0,3					
Yb	1,9	2,4	2,3	2,9	2,5	2,4	2,8	2,7	4,1	2,7	8,0	5,1	8,0	3,2	2,7	5,1	4,2	4,2	3,2	2,0	1,8	1,5	2,0					
Lu	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,4	1,3	0,8	1,3	0,5	0,4	0,8	0,7	0,7	0,5	0,3	0,3	0,2	0,3					
TOT/C					<0,02		0,0	<0,02	0,0																			
TOT/S					<0,02		<0,02	<0,02	<0,02																			
Mo	3,3				1,2		1,7	1,2	1,9											2,5	1,1	0,4	3,6					
Cu	37,3		20,0		37,3	41,0	28,8	50,2	24,4											42,9	132,1	59,9	46,6					
Pb	3,3	2,3	105,0	3,0	1,7	1,9	2,9	1,5	2,6	1,0	4,6	2,3	4,6	1,7	1,0	2,3	2,0	2,0	1,7	2,1	14,1	1,6	2,3					
Zn	74,3		70,0		46,0	66,0	43,0	37,0	67,0											92,9	58,9	57,4	84,5					
Ni					21,6		17,9	15,1	5,7																			
As					<0,5		<0,5	<0,5	<0,5																			
Cd					<0,1		<0,1	<0,1	0,1																			
Sb	0,1				<0,1		<0,1	<0,1	<0,1											0,1		0,0	0,1					
Bi					<0,1		<0,1	<0,1	<0,1																			
Ag					<0,1		<0,1	<0,1	<0,1																			
Au					<0,5		1,1	0,8	0,6																			
Hg					<0,01		<0,01	<0,01	<0,01																			
Tl	0,04				<0,1		<0,1	<0,1	<0,1											0,04	0,2	0,0	0,044					
Se					<0,5		<0,5	<0,5	<0,5																			

Unidad	Kraus et al., 2013																				Keller et al., 2002										
	Robert Island										Greenwich Isl.		Livingston Island								Inott Point										
SiO ₂	52,9	48,2	51,0	49,9	50,0	50,8	48,5	46,5	50,4	51,8	50,1	53,7	55,0	48,1	49,6	50,5	46,1	53,5	53,9	53,0	46,4	51,9	48,3	49,8	47,6	48,1	47,4	48,5	48,3	48,8	
Al ₂ O ₃	18,3	17,1	17,9	16,4	16,8	16,3	17,3	15,8	17,4	14,9	17,6	15,8	14,9	18,2	16,5	17,4	20,0	16,4	16,1	16,4	19,1	19,0	16,1	20,0	21,8	16,4	16,5	17,1	18,4	17,4	
Fe ₂ O ₃	8,9	8,7	10,3	9,2	8,8	8,4	8,5	9,3	8,4	13,5	9,2	11,2	9,8	10,9	10,6	11,7	10,5	10,5	11,0	10,6	11,9	8,3	10,3	8,5	9,6	9,4	9,6	9,2	8,9	9,0	
MgO	3,6	8,5	7,6	8,2	7,7	7,3	4,7	8,8	8,0	4,3	6,8	4,4	3,3	4,9	6,6	4,3	3,9	3,2	3,2	3,1	5,3	3,6	7,4	4,2	3,5	10,7	10,2	8,3	7,0	7,5	
CaO	7,8	11,2	8,5	9,4	11,7	11,4	9,1	10,6	10,9	8,6	9,8	8,7	8,5	11,2	11,9	9,6	11,8	7,7	7,8	8,0	11,7	7,4	12,1	6,7	12,8	9,8	11,0	11,2	11,4	11,5	
Na ₂ O	4,3	2,0	1,5	2,7	2,0	2,2	4,5	2,9	2,3	3,4	2,8	3,1	3,0	2,9	2,4	3,1	2,8	3,8	3,6	3,9	2,5	4,1	2,3	3,8	2,2	3,1	2,9	3,3	3,5	3,5	
K ₂ O	0,8	0,3	0,2	0,4	0,2	0,9	1,4	0,4	0,6	0,3	0,3	0,7	1,2	0,3	0,2	0,3	0,1	0,6	1,2	0,5	0,3	1,3	0,3	2,0	0,5	0,8	0,6	0,6	0,6	0,6	
TiO ₂	1,1	0,6	1,0	0,9	0,7	0,7	1,2	0,8	0,6	1,6	1,0	1,2	1,3	1,3	1,0	1,3	1,2	1,4	1,6	1,4	1,3	0,8	0,7	0,9	0,7	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	
P ₂ O ₅	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2	0,1	0,3	0,3	0,1	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	
MnO	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	
Ba	260,3	150,3	162,2	198,4	92,7	364,5	353,6	217,6	155,7	164,5	183,1	146,4	227,5	96,0	77,8	140,0	62,9	196,4	271,6	155,9	81,7	259,4	178,6	269,2	134,4	188,0	194,0	190,0	189,0	186,0	
Ni	5,5	137,4	93,6	75,0	89,4	45,4	31,0	111,3	97,5	8,6	72,6	8,8	15,6	50,8	35,6	9,7	13,2	1,8	4,5	1,8	11,2	11,9	118,4	8,9	9,9	140,0	150,0	80,0	50,0	50,0	
Sc	30,0	29,6	36,0	29,4	33,9	34,4	29,6	34,3	43,0	42,0	40,6	37,3	35,8	32,8	41,2	30,9	31,5	29,3	30,7	29,7	33,2	21,7	40,8	27,7	30,9	34,0	34,0	36,0	35,0	36,0	
LOI	2,5	3,5	1,4	3,1	1,9	1,7	5,5	5,2	1,2	1,3	3,0	1,3	2,1	2,5	0,9	1,8	3,4	2,0	1,6	2,2	1,1	4,0	2,8	4,3	1,3						
Sum	98,0	96,8	98,2	97,6	98,2	98,4	95,6	95,3	98,8	98,9	97,9	99,1	97,5	98,3	98,9	98,7	96,9	97,7	98,8	97,5	98,7	96,8	97,7	96,1	99,0						
Be																										< 1	1,0	1,0	1,0	< 1	
Co	23,0	38,0	40,1	33,2	33,5	31,8	22,8	43,2	42,6	30,7	40,8	28,6	28,0	37,6	35,4	29,3	30,1	20,0	23,4	19,3	36,0	19,4	46,0	18,2	29,3	39,0	43,0	37,0	33,0	34,0	
Cs	0,1	0,0	1,1	0,0	0,3	0,1	2,2	1,5	0,1	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,3	1,4	0,0	0,2	0,2	0,1	0,4	0,5	0,3	0,5	0,1	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	
Ga																											17,0	18,0	20,0	21,0	21,0
Hf	2,4	1,2	2,4	1,8	1,1	1,6	2,2	1,0	1,1	2,2	2,4	2,1	3,9	2,2	1,5	1,7	1,6	2,9	4,1	3,0	1,1	1,9	1,1	1,6	1,1	2,4	2,2	2,3	2,3	2,3	
Nb	2,0	0,9	4,2	3,1	0,8	1,3	2,2	1,5	1,0	1,9	2,6	2,4	4,4	3,0	1,6	1,7	1,4	3,1	4,5	3,0	0,9	2,4	1,3	2,3	1,2	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	
Rb	10,0	1,2	4,9	3,5	3,5	10,0	29,9	7,4	7,9	3,9	1,0	16,5	31,9	3,2	2,9	4,8	0,3	7,7	28,7	6,2	3,7	36,6	3,3	44,4	6,5	11,0	11,0	10,0	9,0	12,0	
Sn																															
Sr	467,5	616,8	518,9	547,0	568,9	787,7	684,5	565,9	699,3	367,7	605,1	362,6	299,1	488,9	356,4	539,5	471,5	494,2	412,7	497,9	544,2	302,3	265,0	304,5	355,1	472,0	518,0	533,0	568,0	520,0	
Ta	0,1	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	
Th	1,1	1,4	1,8	1,4	1,0	4,7	1,2	0,7	1,5	0,7	1,8	1,6	3,4	0,8	0,6	1,0	0,5	1,9	2,9	1,7	0,4	3,0	2,5	3,1	1,5	2,1	2,5	2,1	2,1	2,0	
U	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,9	0,4	0,2	0,4	0,2	0,4	0,4	0,9	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,8	0,5	0,1	0,7	0,6	0,7	0,4	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	
V	265,9	204,2	74,6	206,9	250,5	250,3	329,3	244,5	270,9	400,5	293,6	365,6	267,3	288,6	298,3	320,7	289,7	252,6	289,7	261,1	376,8	194,1	264,0	286,3	293,6	275,0	302,0	344,0	345,0	344,0	
W																											< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Zr	91,6	43,4	101,6	78,0	38,5	65,4	89,9	41,9	50,1	78,5	116,1	80,3	160,8	100,8	57,4	65,5	57,0	116,6	169,2	110,2	38,0	80,4	38,7	66,9	36,3	74,0	69,0	71,0	70,0	70,0	
Y	21,5	10,6	18,8	15,6	11,1	13,5	17,9	11,7	11,1	26,7	27,2	22,7	40,5	23,0	18,5	22,4	21,0	31,4	37,7	29,4	16,1	25,3	17,6	24,6	15,1	13,0	13,0	14,0	15,0	15,0	
La	8,1	6,5	14,5	11,1	5,4	16,1	12,9	8,0	6,2	7,2	9,6	7,7	13,2	9,5	5,2	7,3	5,8	12,8	17,6	11,7	4,4	9,8	6,5	9,2	6,2	12,5	14,5	12,9	12,5	12,1	
Ce	20,2	15,6	35,0	27,1	12,7	35,0	29,1	17,5	14,0	18,7	24,1	18,9	32,1	23,7	13,8	19,7	16,1	30,6	43,1	29,9	12,1	23,5	15,2	21,3	14,3	28,7	33,1	29,6	28,9	27,9	
Pr	3,1	2,2	4,6	3,7	1,9	4,7	4,1	2,7	2,1	2,8	3,4	2,7	4,6	3,6	2,0	2,9	2,5	4,5	6,0	4,4	1,9	3,1	1,9	2,8	2,0	3,8	4,3	4,0	3,8	3,7	
Nd	13,8	9,4	19,8	15,9	8,3	19,5	18,2	12,4	9,3	13,4	15,8	12,1	21,2	15,9	9,5	13,9	12,3	20,2	26,5	20,1	9,7	14,1	8,5	12,4	9,1	15,7	16,9	15,7	15,6	15,4	
Sm	3,6	2,2	4,6	3,6	2,0	4,0	4,3	3,0	2,2	3,8	4,0	3,2	5,5	3,9	2,6	3,7	3,4	5,1	6,5	5,1	2,7	3,5	2,3	3,1	2,4	3,4	3,5	3,6	3,6	3,5	
Eu	1,1	0,7	1,4	1,1	0,7	1,0	1,2	1,0	0,8	1,3	1,2	1,1	1,5	1,4	1,0	1,3	1,3	1,6	1,8	1,7	1,0	1,1	0,7	1,0	0,8	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1	
Gd	3,9	2,1	4,4	3,5	2,1	3,4	4,1	2,9	2,1	4,5	4,0	3,7	6,1	4,3	3,1	4,0	3,8	5,5	6,8	5,4	3,0	3,7	2,7	3,4	2,6	3,2	3,1	3,3	3,3	3,4	
Tb	0,6	0,3	0,6	0,5	0,3	0,4	0,6	0,4	0,3	0,7	0,6	0,6	1,0	0,7	0,5	0,6	0,6	0,8	1,0	0,8	0,5	0,6	0,4	0,6	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	
Dy	3,8	1,9	3,6	2,9	2,0	2,4	3,2	2,3	1,9	4,7	3,8	3,8	6,3	4,1	3,2	3,8	3,7	5,3	6,4	5,2	2,8	3,8	2,9	3,7	2,7	2,9	2,8	3,0	3,1	3,0	
Ho	0,8	0,4	0,7	0,6	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,9	0,8	0,8	1,3	0,8	0,7	0,8	0,8	1,1	1,3	1,1	0,6	0,8	0,6	0,8	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	
Er	2,2	1,0	1,9	1,5	1,1	1,2	1,7	1,2	1,0	2,7	2,2	2,2	3,7	2,2	1,8	2,1	2,1	3,0	3,6	3,0	1,5	2,3	1,8	2,3	1,6	1,6	1,5	1,6	1,7	1,7	
Tm	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,2	0,4	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	
Yb	2,1	1,0	1,8	1,4	1,1	1,1	1,5	1,0	1,0	2,6	2,1	2,2	3,7	2,2	1,8	2,0	2,0	2,9	3,5	2,9	1,4	2,4	1,8	2,4	1,6	1,5	1,4	1,5	1,6	1,6	
Lu	0,3	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,2	0,4	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	
TOT/C																															
TOT/S																															
Mo																											< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Cu																											100,0	110,0	100,0	110,0	150,0
Pb	3,9	2,8	5,7	3,9	2,1	6,2	2,6	1,3	2,6	4,3	4,1	3,9	7,1	3,0	2,4	3,6	2,4	5,8	6,8	5,6											