

**Clasificación de las rocas ígneas y su importancia en la interpretación de su origen:
ejemplo de las komatiítas y la textura *spinifex***

Trabajo de grado para optar al título de Geóloga

Autora:

Laura Michell Agudelo Marín

Asesor:

Camilo Bustamante Londoño

Universidad EAFIT

Departamento de Ciencias de la Tierra

Medellín, Colombia

2021-1

Contenido

1. Introducción	4
2. Generalidades	6
2.1 Pregunta de investigación.....	6
2.2 Hipótesis.....	6
2.3 Objetivos	6
2.3.1 Objetivo General	6
2.3.2 Objetivos Específicos.....	7
3. Descripción geológica de las localidades a comparar.....	7
3.1 Komatiitas de Munro, Canadá	7
3.2 Komatiitas de Gorgona, Colombia	11
4. Metodología.....	12
5. Resultados	13
5.1. Comparación petrográfica	13
5.2. Comparación geoquímica	17
5.3. Comparación de las litologías asociadas.....	20
6. Discusión	24
6.1 Implicaciones petrográficas	24
6.2 Implicaciones geoquímicas	25
6.3 Implicación de las variedades volcánicas.....	25
7. Conclusiones	26
Referencias.....	27
Anexos.....	31

Resumen

Las komatiítas son un tipo de roca volcánica ultramáfica que se caracteriza por cristalizar a partir de magmas de alta temperatura y contienen MgO >18wt.%. Estas rocas se han clasificado principalmente por la presencia de la textura *spinifex*. Esto, ha provocado problemas en su clasificación, debido a que se ha priorizado dicho criterio antes que su composición mineralógica y geoquímica. Un ejemplo son las komatiítas de Gorgona, las cuales, a pesar de poseer la textura *spinifex*, contienen plagioclasa, y un bajo contenido de MgO, lo cual sugiere temperaturas de formación menores a las requeridas para que se generen las komatiítas. Posiblemente condiciones más cercanas a otra categoría en las rocas ígneas como picritas o komatiítas basálticas. Discernir entre estas últimas es complicado debido a que solo se usan criterios químicos que no son excluyentes entre sí y, por lo tanto, representa actualmente otro problema de clasificación.

1. Introducción

Las rocas ígneas se clasifican a partir de tres criterios principales: observaciones petrográficas cualitativas (mineralogía), datos petrográficos cuantitativos (porcentaje mineral) y la composición química, por ejemplo, usando un diagrama de Alcalis total vs. Silice (TAS) para rocas volcánicas (Gill, 2011). La Subcomisión de Rocas Ígneas de la *International Union of Geological Sciences* (IUGS) establece que la clasificación de rocas volcánicas debe ser consistente con la clasificación de las rocas plutónicas. Por lo tanto, debe basarse, en primera instancia, en parámetros minerales. Una subdivisión del grupo mayor (basalto, andesita, etc), se puede lograr usando criterios suplementarios (Sabine, 1975). Estos calificadores adicionales pueden ser nombres minerales (por ejemplo, granito de biotita), términos de textura (por ejemplo, granito porfídico), términos químicos (por ejemplo, granito rico en Sr), términos genéticos (por ejemplo, granito anatéctico), términos tectónicos (por ejemplo, granito post-orogénico) entre otros términos que se consideren apropiados (Le Maitre et al., 2005). Una adecuada clasificación de las rocas ígneas permite hacer interpretaciones sobre su origen; pueden informar sobre procesos magmáticos o las condiciones bajo los cuales estos operan y hacer comparaciones regionales que pueden tener un alcance tectónico (Gill, 2011).

Un tipo de roca ígnea volcánica que ha llamado la atención de los geólogos durante las últimas décadas debido a sus características texturales, mineralógicas y genéticas, son las komatiitas. En términos normativos, las komatiitas son una variedad de rocas volcánicas que cristalizan a partir de magmas de alta temperatura con 18 wt.% a 32 wt.% de MgO. Como se muestra en la figura 1, a menudo forman texturas almohadillada (*pillow*), *chilled flow-top* y *spinifex* bien desarrolladas en cristales de olivino y piroxeno esquelético y afilado, intercrecidos en abundante vidrio (Le Maitre et al., 2005).

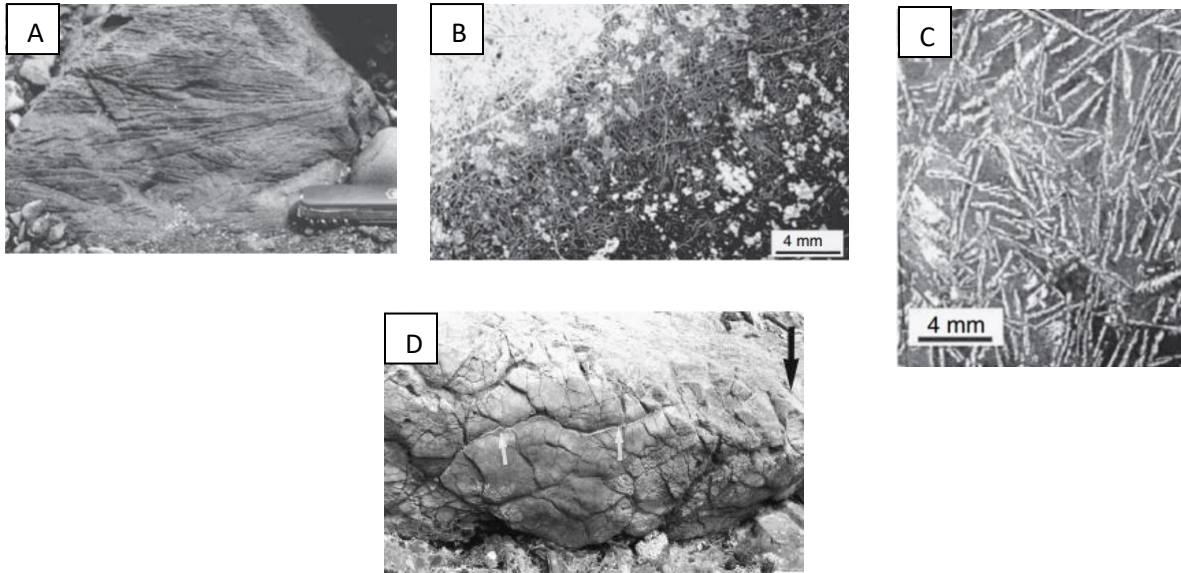


Figura 1. A) Textura *spinifex* en afloramiento de Gorgona. B) *Chilled flow top*, Munro. C) *Spinifex* en sección delgada D) *Pillow lava* en el *greenstone belt* de Abitibi. Fotografías A, B y C tomado de Arndt et al. (2008). Fotografía D tomada de Dostal y Mueller (1997).

El origen de estas rocas es debatido y se ha asociado a ambientes geológicos como *ridges* meso-oceánicos, plumas, *plateaus* oceánicos, grandes impactos de meteoritos y magmas oceánicos (Grove y Parman, 2004). Un rasgo que se ha tomado como diagnóstico, pero a su vez es problemático en estas rocas, es el desarrollo de la textura *spinifex*. A esta textura, se le han atribuido varias interpretaciones como ser indicativa de un enfriamiento rápido de un magma ultramáfico o como el producto de metamorfismo de contacto inducido por intrusiones máficas y ultramáficas (Pyke et al., 1973). Estudios experimentales han demostrado que esta textura resulta del enfriamiento lento de un magma con alto contenido de Mg (Arndt y Brooks, 1980). Sin embargo, esta textura ha sido observada también en otras litologías.

En el mundo se han categorizado y estudiado komatiitas a partir de criterios de clasificación como textura, asociación mineralógica y afinidad geoquímica. Un ejemplo son las komatiitas del Arqueano en el sur de África (Viljoen y Viljoen, 1969), Canadá (Pyke et al., 1973) y Australia (Leshner et al., 1981) asociadas a *greenstone belts*, los cuales son sucesiones supracorticales, sinformes, de forma lineal a irregular que varían en ancho de 5 a 250 km y

en longitud hasta varios cientos de kilómetros. La mayoría de *greenstone belts* se ha formado entre 2,6 y 2,7 Ga. Las sucesiones que lo componen son principalmente de rocas volcánicas máficas almohadilladas, rocas félsicas y calco-alcalinas. Algunos *greenstone belts* contienen una gran cantidad de lavas ultramáficas y komatiíticas en sus partes inferiores. Estas rocas pueden alcanzar metamorfismo en facies esquistos verde o anfibolita (Condie, 1981). Por otro lado, se han documentado komatiitas de edad Pérmico-Triásico (Hanski et al., 2004), asociadas al *rift* continental en Vietnam. Reportes más recientes se han documentado en Colombia (Echeverría 1980, Serrano et al., 2011; Kerr, 2005), Costa Rica, Curazao (Trela et al., 2017) y República Dominicana (Viruete et al., 2006), relacionadas a la formación del *Caribbean Large Igneous Province* (CLIP), el cual es un gran *plateau* submarino que se construyó inicialmente como un LIP (*Large Igneous Province*) y ahora forma una zona engrosada de corteza oceánica entre América del Norte y América del Sur. El origen de este LIP está asociado al inicio de la pluma de Galápagos hace 90-95 Ma (Loewen et al., 2013).

El presente trabajo busca hacer discusión, a partir de información secundaria, sobre la importancia de la nomenclatura de las rocas ígneas, enmarcada en la clasificación de las komatiitas y, a la vez, mostrar las variaciones que se pueden presentar en la interpretación sobre el origen de las rocas ígneas a partir de su clasificación cualitativa y química. Como ejemplo, se contrastará la información respectiva de las komatiitas Arqueanas de Munro, Canadá y las Cretácicas de Gorgona, Colombia, las cuales han sido ampliamente estudiadas.

2. Generalidades

2.1 Pregunta de investigación

Debido a que las rocas komatiíticas se han nombrado así principalmente por la expresión de la textura *spinifex*, ¿representa esto un criterio de clasificación satisfactorio en ellas?

2.2 Hipótesis

Las komatiitas de Gorgona no cumplen con los parámetros mineralógicos y geoquímicos para ser clasificadas como tal y su denominación está basada en características texturales.

2.3 Objetivos

2.3.1 Objetivo General

Demostrar las variaciones que pueden presentarse en la interpretación sobre el origen de las rocas ígneas a partir de su clasificación mineralógica y química.

2.3.2 Objetivos Específicos

Comparar las komatiitas de Munro (Arqueanas) con las de Gorgona (Fanerozoicas), a partir de información secundaria, con el fin de establecer diferencias mineralógicas, texturales y químicas que tienen entre sí.

Generar un documento pedagógico que sirva a los estudiantes de la materia Rocas Ígneas para entender la importancia de la adecuada clasificación de las rocas ígneas y las implicaciones genéticas que se derivan de su nombre.

3. Descripción geológica de las localidades a comparar

3.1 Komatiitas de Munro, Canadá

El *Greenstone belt* de Abitibi, subprovincia de la Provincia Superior, se extiende a ambos lados de la frontera entre Ontario y Quebec al Este de Canadá, y representa uno de los *greenstone belts* Neoarqueanos más grandes y mejor conservados del mundo (Monecke et al., 2017). Se compone en gran parte por un conjunto volcánico metamorfoseado en facies esquisto verde e intrusiones máficas y félsicas asociadas, presenta un plegamiento regional y está delimitado por una serie de complejos intrusivos de gran extensión (Pyke et al., 1973). En la figura 2 se muestra un mapa geológico simplificado del *greenstone belt* de Abitibi limitado al occidente por la zona estructural Kapuskasing, al Este y Sureste por un frente de rocas Grenvilianas (ca. 1.0 Ga) y al Norte por los neises Arqueanos de la subprovincia de Opatica (Ludden y Hubert, 1986). El cinturón se ha dividido en dos zonas volcánicas: Zona Volcánica del Norte (NVZ por sus siglas en inglés) y Zona Volcánica Sur (SVZ por sus siglas en inglés) y dos zonas de Granito-Gneis (Ludden y Hubert, 1986).

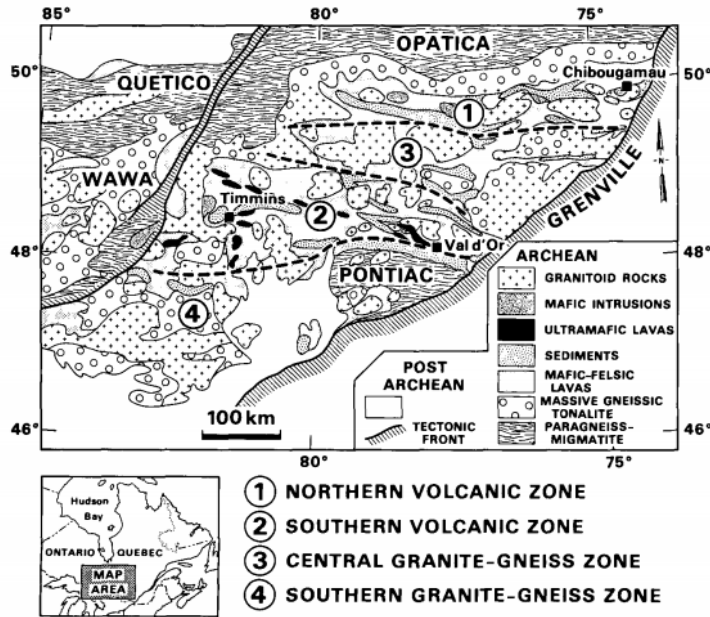


Figura 2. Mapa geológico regional de Munro. Tomado de Ludden y Hubert (1986)

La característica principal de SVZ, donde está ubicado Munro, es la presencia del *plateau* komatiíta-toleiíta de 2.7 Ma estrechamente relacionados a grandes complejos volcánicos centrales bimodales (toleiíta y andesita-riolita). En contraste, la NVZ comprende rocas que van de basalto a riodacita y no hay presencia de komatiítas (Ludden y Hubert, 1986). Sin embargo, Dostal y Mueller (1997), definen en el sur de NVZ, adyacente a SVZ y a una escala local, presencia de basaltos toleiíticos, basaltos komatiíticos y komatiítas (Dostal y Mueller, 1997).

A una escala más local, en la figura 3 se observa la litología por Satterly (1951) en la localidad de Munro. Consiste en flujos volcánicos máficos subyacentes, una unidad de rocas sedimentarias entre capas, parcialmente delimitada por fallas, se encuentra cerca del límite sur del área y estratigráficamente se encuentran debajo de la NVZ. Los flujos volcánicos félsicos subordinados, tobas y brechas forman capas delgadas pero continuas a lo largo de la secuencia volcánica. Las rocas intrusivas máficas y ultramáficas forman una serie de cuerpos en forma de silos con rumbo al Noroeste dentro de las rocas volcánicas. Algunas de las intrusiones máficas están estratificadas y contienen dunita cumulítica y piroxenitas. Pequeños stocks y silos de intrusiones félsicas epizonales que se limitan principalmente a la porción estratigráficamente más baja de la secuencia volcánica. Diques de diabasa con tendencia Norte y Noreste intruyen las rocas ya mencionadas. (Pyke et al., 1973).

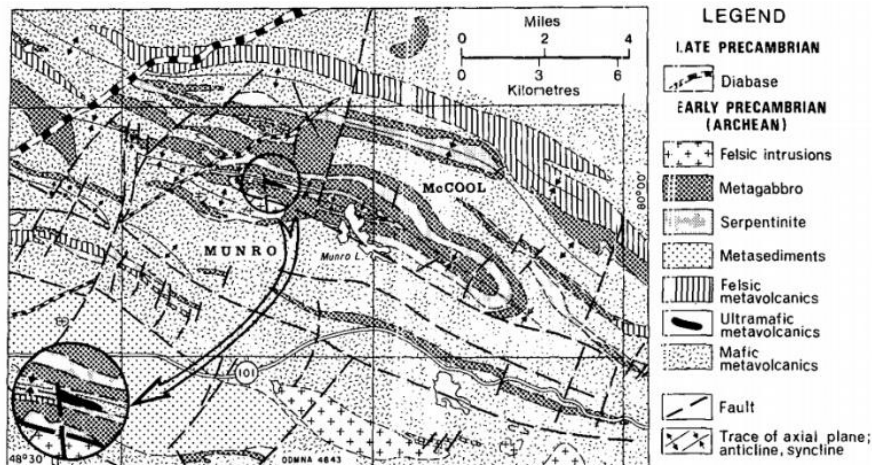


Figure 2. General geology of the Munro Township area (modified after Satterly, 1951).

Figura 3. Mapa geológico localizado de Munro. Tomado de Pyke et al. (1973)

Canil (1986) realiza un estudio geoquímico de las komatiitas y toleiiitas expuestas en Deadman Hill en el centro-sur de Munro. Describe las rocas en el área como un complejo interdigitado de flujos komatiíticos y toleiiíticos, donde las secuencias metavolcánicas de komatiitas y basaltos komatiíticos constituyen cerca de 500 m y ocurren como unidades lensoides de flujos brechados, masivos y lava almohadillada entre 1 y 80 cm de espesor. Estos flujos se encuentran estratificados y exhiben uniones poliedrales, texturas esferulíticas y *spinifex* tanto en olivino como en clinopiroxenos, visibles en afloramiento. Los flujos de toleiiita con alto contenido de Fe y Mg constituyen 280 m de espesor y se presentan como unidades masivas, almohadilladas y brechadas como texturas típicas de basaltos submarinos. Ambos flujos han sufrido metamorfismo en facies prehnita-pumplelita (Canil, 1986).

Por otro lado, Arndt et al. (1977) identifican komatiitas peridotíticas, komatiitas piroxeníticas y komatiitas basálticas en Munro y las diferencian por características de campo, petrológicas y por el contenido de MgO ($MgO > 20\%$, $12-20\%$ y $< 12\%$, respectivamente). Las komatiitas peridotíticas, más magnesianas, masivas, de color gris oscuro a negro, ricas en olivino, forman secciones basales cumulíticas de textura *spinifex* o partes centrales de intrusiones. Las menos magnesianas tienen colores más pálidos y ocurren en secciones con textura *spinifex* en flujos zonados; en flujos sin *spinifex*, identificadas por uniones poliedrales; o en los márgenes de pequeñas intrusiones. Las komatiitas piroxeníticas forman afloramientos planos de lava, gris verdosa y quebradiza que se rompe con una fractura irregular; pueden contener clinopiroxeno *spinifex*, unión poliédrica, dedos de lava piroxenítica o variolas. Por

último, las komatiítas basálticas forman afloramientos masivos de color verde grisáceo pálido y puede contener dedos de lava y hialoclastita *flowtop* o puede ser masiva. Algunos ejemplos raros se dan con textura *spinifex* en clinopiroxeno (Arndt et al., 1977).

Canil (1986) examina 45 muestras de komatiítas, provenientes de Munro, en sección delgada en donde describe la mineralogía y textura. En cuanto a la mineralogía, el olivino se serpentiniza invariablemente, el clinopiroxeno se altera a diversos grados por clorita ± tremolita ± esfena, la plagioclasa se saussuritiza y el vidrio se desvitrifica. El carbonato secundario es raro en la mayoría de las muestras. Además, reconoce la ocurrencia de komatiítas (> 18 wt. % MgO), basaltos komatiíticos (10- 18 wt. % MgO) y toleiitas (< 8 wt. % MgO). Las komatiítas las diferencia por la presencia de olivino *spinifex* en la parte superior del flujo. Estos olivinos de 0,25mm de largo se encuentran orientados al azar, hospedados en clinopiroxeno acicular y vidrio, de 0,25 mm de largo. Los *chilled margins* (o bordes quemados) asociados muestran microfenocristales de olivino en la matriz y vidrio, sin clinopiroxeno. Por otro lado, los basaltos komatiíticos muestran gran variedad de texturas petrográficas. Los clinopiroxenos se presentan con textura *spinifex* de 1 a 2 cm de largo, hospedados en plagioclasa intersticial y vidrio en algunos casos. En *chilled margins* son comunes fenocristales aciculares de clinopiroxeno y algunos de plagioclasa acicular fina y clinopiroxeno. Las porciones gabróicas de los flujos en capas grandes a menudo muestran intercrecimientos gráficos de clinopiroxeno y plagioclasa. La base cumúlítica de estos mismos flujos contiene olivino anhedral alojado en oikocristales de clinopiroxeno tabulares. Rara vez se observa cromita en estas acumulaciones (Canil, 1986).

En las unidades descritas por Arndt et al. (1977), las komatiítas peridotíticas están compuestas por olivino y Cr-espinela en una matriz de clinopiroxeno de grano fino y vidrio. En las partes cumúlíticas, los granos de olivino constituyen del 60 al 80% de la roca, son equidimensionales y están compactos. En partes no cumúlíticas, el olivino, componente de un 35-60% de la roca, forma grandes granos laminados esqueléticos en *spinifex* (35 a 60%). Las komatiítas piroxeníticas consisten en granos de olivino equidimensionales o esqueléticos (0 a 35%) en una matriz de grano fino de clinopiroxeno y vidrio, en agujas de clinopiroxeno subcálcico esquelético en matriz de vidrio y en granos equidimensionales de piroxeno y olivino muy compactos, sin plagioclasa. Por último, las komatiítas basálticas contienen

plagioclasa en la matriz en lugar de olivino. El clinopiroxeno y la plagioclasa forman una textura *spinifex*, intercrecimientos gráficos o una textura subofítica normal (Arndt et al., 1977).

3.2 Komatiitas de Gorgona, Colombia

La Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) ha sido definida como un remanente de la placa Caribe con espesores irregulares y corteza oceánica deformada, así como fragmentos obducidos en el norte de Sur América, Centro América y las Antillas. La isla de Gorgona es una de las piezas menos deformadas y una de las últimas piezas acrecionadas del *plateau* del Caribe (Serrano et al., 2011). La isla principal, Gorgona, tiene aproximadamente 8 km de largo por 2,5 km de ancho y tiene una tendencia de 45 Noroeste aproximadamente (Echeverría, 1980). Ubicada sobre el alto estructural Remolino Grande-Gorgona (Pardo et al., 2018), limita al Norte con la falla Garrapatas y al Este y Sur con la falla Buenaventura. Como se muestra en la figura 4, Gorgona consta de una serie de bloques elevados delimitados por fallas (~ 1 km de ancho por ~ 2 km de largo) que comprenden gabro, wehrlita, dunita, basalto, sedimentos y brechas de toba picrítica y komatiitas (Kerr, 2005). La base expuesta del complejo consiste en peridotita que está cubierta por gabro y microgabro poikilítico de grano grueso. Este último está cubierto por una secuencia de basalto almohadillado y komatiitas entrelazadas.

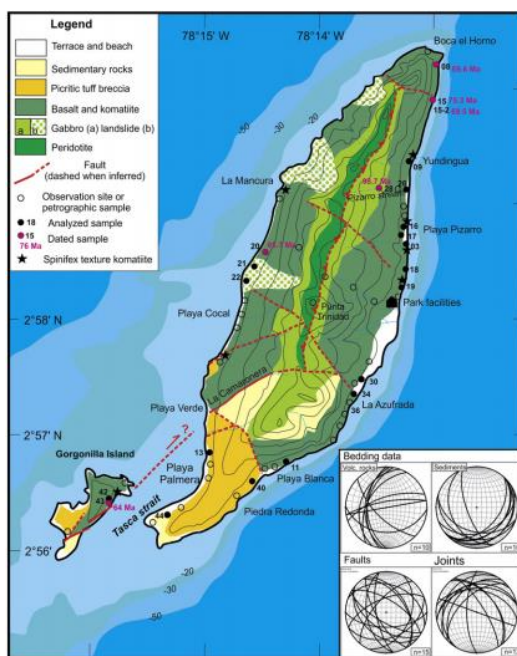


Figura 4. Mapa geológico de Gorgona. Tomado de Serrano et al. (2011).

Una unidad de brecha de toba ultramáfica forma la capa actual del complejo ígneo de Gorgona. Areniscas muy finas, lutitas y calizas fosilíferas se superponen a la secuencia ígnea (Echeverría, 1980).

Echeverría (1980) llevó a cabo trabajo de campo donde observó que las peridotitas, que afloran a lo largo del eje axial, se ven ligeramente serpentinizadas, con dunitas y wehrlitas no deformadas. Sobre las peridotitas hay gabros poikilíticos de grano grueso con ausencia de estratificación. A escala local, los gabros troctolíticos se encuentran dentro de esta sección. Hacia arriba en la sección gabróica, el tamaño de grano disminuye, dando como resultado microgabro. Los flujos de composición basáltica se superponen a los microgabros. Comúnmente, muestran venas de pumpellyita y epidota y estructuras masivas o almohadilladas bien desarrolladas que alcanzan hasta 2 m de ancho y 1 m de altura. Las brechas afloran a lo largo de todo el extremo sur de Gorgona. Estas pueden presentar estratificación definida por el tamaño relativo y la proporción de fragmentos y bloques. Los flujos komatiíticos se entrelazan con los flujos basálticos. En campo, las komatiitas se reconocen fácilmente por la presencia de texturas de *spinifex* bien desarrolladas con agrupaciones tabulares de olivino de 7 a 10 cm de largo aproximadamente. Algunos de los flujos están estratificados con secciones basales cumulíticas (Echeverría, 1980).

4. Metodología

El presente trabajo consiste en una comparación, a partir de referencias bibliográficas mostradas en la tabla 1, la petrografía, geoquímica y vulcanismo asociado a las komatiitas en cada región.

Tabla 1. Referencias usadas en el presente estudio.

	Petrografía	Geoquímica	Litología asociada
Munro, Canadá	Pyke et al. (1973) Arndt et al. (1977) Canil (1987)	Canil (1987) Puchtel et al. (2004)	Dimroth et al. (1982) Ludden y Hubber (1986)
Gorgona, Colombia	Kerr et al. (1996) Echeverría (1980)	Echeverría (1980) Kerr et al. (1996)	Echeverría (1980)

5. Resultados

A continuación, se realizará la comparación petrográfica (mineralógica y textural) de los flujos ocurridos en ambas localidades a partir de sus secciones esquemáticas. También se realiza la comparación geoquímica y, finalmente, la comparación de secuencias volcánicas esquemáticas asociadas a las komatiitas en cada lugar.

5.1. Comparación petrográfica

Las descripciones que se toman para este ejercicio son las realizadas por Kerr et al. (1996) para Gorgona (es un resumen comparativo de las komatiitas en general) y Pyke et al. (1973) para Munro (en *Pyke Hill*), dado que se basan en secciones esquemáticas de los flujos. Como se muestra en la figura 5, Kerr et al. (1996) describen los flujos komatiíticos de Gorgona en relación con las unidades A y B, propuestas por Pyke et al. (1973), que corresponde al tope superior e inferior respectivamente, los cuales, a su vez, están delimitados en subunidades (A1, A2, B1, B2:B4), descritas en la tabla 2.

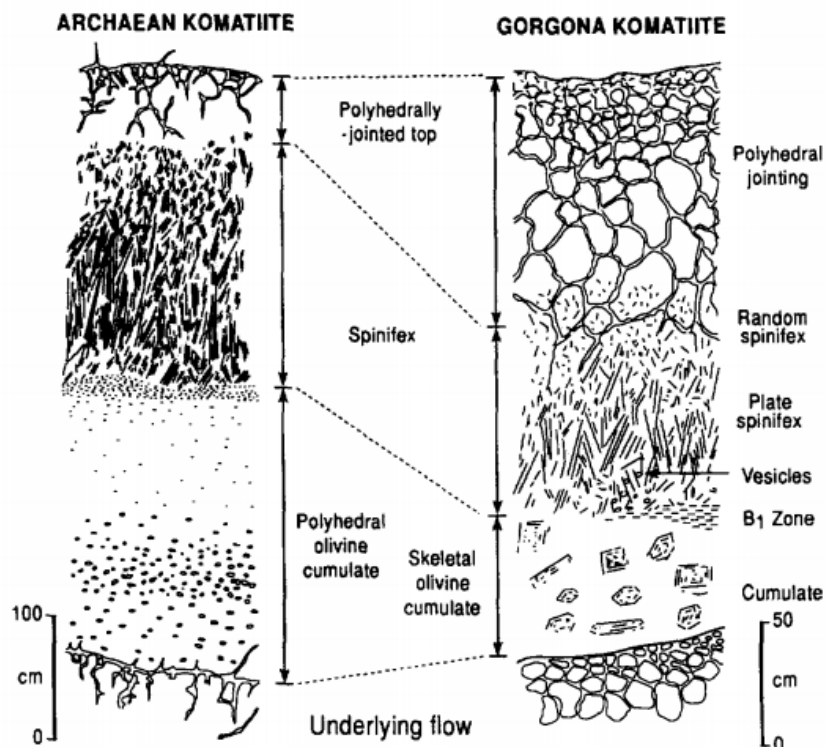


Figura 5. Relación de las secciones diagramáticas de los flujos. Tomado de Kerr et al. (1996).

Existen más descripciones de las usadas. Por ejemplo, para Gorgona, Echeverría (1980); Dietrich et al. (1981); Aiken y Echeverría (1984); y para Munro: Arndt (1977); Arndt et al. (1977). Sin embargo, se escogen los presentes autores porque el análisis interior del flujo está dado en términos equivalentes, tal como lo proponen Kerr et al. (1996). Es importante aclarar que, en las observaciones consignadas por Pyke et al. (1973), el flujo ultramáfico ocurrido en Munro no está definido como komatiíta, sino en términos de peridotitas y sugiere el hecho de que este flujo sea similar al ocurrido en África, estudiado por Viljoen y Viljoen (1969).

Tabla 2. Comparación de los flujos komatiíticos de las zonas de estudio. Ol:olivino, Cpx: clinopiroxeno, Pl: plagioclasa, Cr: cromita.

		Gorgona	Munro
Edad		Cretácico	Arqueano
Espesores		1 a 3m	0,5 a 15m
A	A1	Fenocristales: Ol. (0,2-0,5mm) muy esquelético y Cr-spl. Matriz: Cpx en forma de cadena, vidrio y alterado y listones de pl. intercrecidos.	Fenocristales: Ol. (0,3mm) <i>microspinifex</i> . Matriz: vidrio.
	A2	Fenocristales: Ol <i>spinifex</i> , Cpx plumoso, Cr-spl. Matriz: Cpx, vidrio y listones de pl. Nota: En la parte inferior de la unidad, el Ol. está agrupado en <i>booklets</i> orientados subverticalmente. Se resalta la presencia de Ol. radial con centro en vesículas.	Fenocristales: Ol <i>spinifex</i> en <i>booklets</i> . Matriz: Cpx esquelético, radiante, vidrio y cromita cruciforme esquelética. Nota: En la parte inferior de la unidad se orientan subvericalmente los <i>booklets</i> de Ol. Se resalta la presencia de Ol. radial con centro en inclusiones de B subyacente.
B	B1	Fenocristales: Ol. esquelético orientado subvericalmente. Matriz: Cpx, vidrio y listones de pl.	Fenocristales: Ol. Esqueléticos foliados. Interblade: Cpx esquelético y vidrio. Nota: ocurre solo en algunos flujos con A2 suprayacente.

		Gorgona	Munro
Edad		Cretácico	Arqueano
Espesores		1 a 3m	0,5 a 15m
	B2/B2:B4	<p>Fenocristales: Ol esquelético cumulático y con inclusiones de Cr-spl.</p> <p>Matriz: Cpx oikocristales radiante y Ol. granular, listones de pl., octaedros de Cr-spl.</p> <p>Nota: ocurre solo en algunas localidades. Cuando se manifiesta, son discontinuos y lenticulares. La pl. puede nuclear e irradiar desde los Ol. cumuláticos.</p>	<p>Fenocristales: Ol. equidimensional.</p> <p>Interblade: Cpx paralelo o esquelético y Cr esquelética.</p> <p>Matriz: vidrio.</p> <p>Nota: subunidad continua e incluso dominante. Puede desarrollarse B3 (peridotita <i>knobby</i>).</p>

Comparación A1

A escala de afloramiento, ambas unidades son aparentemente similares respecto al color y fracturas, las cuales aumentan hacia la parte superior. En Gorgona, esta subunidad puede representar una importante porción del flujo de hasta el 50% y para Munro representa mucho menor porcentaje. En Munro se menciona una delgada capa de vidrio en la parte más superior y externa del flujo (*chill margin*), componente ausente en Gorgona. Como se observa en la tabla 2, esta subunidad también tiene diferencias petrográficas tanto en composición como en textura. Por ejemplo, la matriz en Gorgona contiene Cr-espina euédrales a subédrales, plagioclasa intercrecida en listones y clinopiroxeno plumoso, minerales no descritos en Munro. Por otro lado, para el olivino, componente común en ambas unidades, en Gorgona tiene textura *plates* y en su mayoría muy esqueléticos; en Munro, exhiben textura *fine-bladed mesh* o *microspinfex*.

Comparación A2

En esta subunidad la característica más importante, y que se comparte en ambas localidades, es la dominancia de la textura *spinfex*, como se muestra en la figura 6. Una de las principales diferencias es que esta subunidad puede estar presente o no en los flujos de Munro. En la parte superior de ambas localidades se presenta textura más fina donde los *brooklets* o racimos de olivino se disponen aleatoriamente. En la parte basal, los *brooklets* son más grandes y tienen una disposición subvertical. En ambas localidades, los *brooklets* de olivino están conformados por olivino *blade* o *plate*. Sin embargo, en Gorgona el olivino *hopper* puede darse de forma esquelética. Aunque el olivino radial está presente en las dos

localidades, en Gorgona este aspecto se da con centro en las vesículas, mientras que en Munro el centro corresponde a inclusiones de la zona B subyacente. Nuevamente, las diferencias mineralógicas y composicionales se mantienen, pues en Gorgona hay presencia de Cr-espinela y plagioclasa, minerales ausentes en Munro. Adicionalmente, en Munro se reporta la presencia de cromita, mineral ausente en Gorgona. En ambas localidades, las zonas *interbladed* se componen de clinopiroxeno con textura plumosa y vidrio alterado.

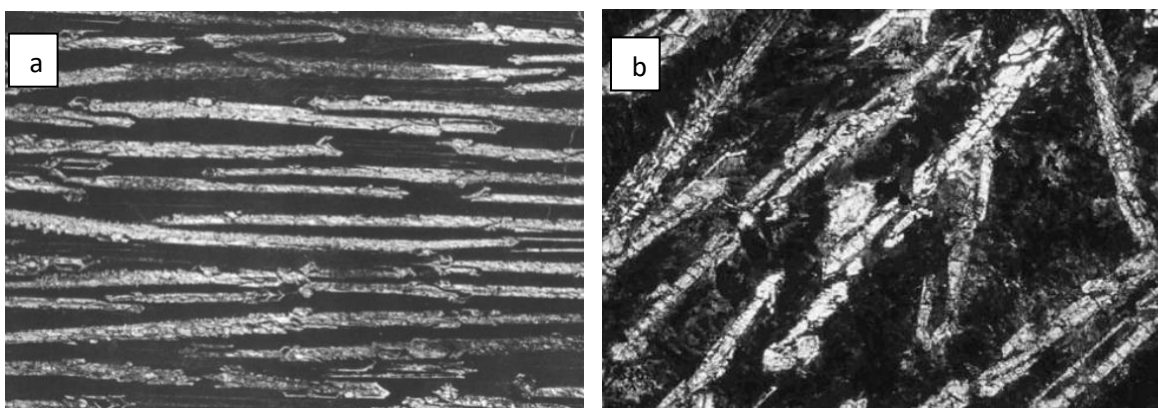


Figura 6. Textura *spinifex* para a) Munro y b) Gorgona. Tomado de Pyke et al. (1973) y Keer (2005).

Comparación B1

Esta subunidad puede estar, o no, presente en ambas unidades de flujo. En ambas, se aprecia un contacto neto con A2 y alineación o foliación subparalela de olivinos esqueléticos, los cuales son de tamaño medio a fino. La composición del área *interblade* es similar a la subunidad A2 respectiva: clinopiroxeno, plagioclasa y vidrio para Gorgona, y clinopiroxeno y vidrio para Munro. En Munro, esta subunidad se interpenetra con A2.

Comparación B2/B2:B4

Una de las grandes diferencias es la cantidad de subunidades en cada localidad. En Gorgona, B2 es la parte basal cuando está presente (si está ausente, B1 sería la parte basal) y, en Munro, se puede identificar desde B2 hasta B4. aunque sucede solo si B3, identificada por su meteorización nudosa (*knobby*) y asociada a unidades que carecen de *spinifex*, está presente. En consecuencia, en Munro, la parte basal de la secuencia sería B2 o B4. Adicionalmente, Munro presenta *chill margin* basal de hasta 15mm de ancho, compuesto casi en su totalidad

por vidrio. Esta subunidad se presenta discontinua y lenticular en Gorgona, mientras que en Munro es continua e incluso puede llegar a ser dominante si A2 está ausente. Petrográficamente las diferencias se mantienen de forma similar a B1, a diferencia que la Cr-espínela en Gorgona tiene forma octaédrica y se puede presentar como inclusiones en olivino.

En síntesis, el espesor del flujo en Munro es hasta 5 veces mayor que en Gorgona. Una de las principales diferencias a escala de afloramiento entre ambos flujos es la presencia de *chill margin*, la continuidad y dominancia de B2, y la diversidad de subunidades en la zona B para Munro. De forma análoga, la subunidad dominante en Gorgona corresponde a A1 y la zona B es de menor importancia en términos de proporciones y cantidades.

Tanto en Gorgona como en Munro, en la parte inferior de A2 ocurre olivino radial. Sin embargo, son las de vesículas entre A2 y B1 en Gorgona (vesículas ausentes en Munro) los centros de irradiación de olivino. Estos centros en Munro corresponden a inclusiones de la zona B subyacente.

También hay diferencias de composición mineralógica, donde las similitudes de los flujos ocurridos en ambas localidades se mantienen en la presencia de fenocristales de olivino, con matriz compuesta de clinopiroxeno y vidrio. No obstante, Gorgona se caracteriza por la presencia adicional de plagioclasa y Cr-espínela en la matriz en A1, A2 y B2. Munro, por el contrario, reporta cromita en A2 y B2:B4.

Por último, la textura *spinifex* en Munro tiene mayor dominancia y muy buen desarrollo, pues se manifiesta a lo largo de ambas zonas, principalmente en A; mientras que en Gorgona solo se reporta para la subunidad A2.

5.2. Comparación geoquímica

En la presente sección se analizará, de acuerdo con los valores sugeridos por la IUGS, los datos geoquímicos en roca total de las komatiitas en ambas localidades. Para esto, se cuenta con 15 registros de Gorgona, 11 de ellos tomados por Echeverría (1980) y 4 por Kerr et al. (1996) y 26 de Munro, de los cuales 4 son de Canil (1987) y el resto de Puchtel et al. (2004). Los datos están relacionados en el anexo 1.

Debido a que la clasificación TAS no fue pensada para rocas con alto contenido de MgO, la IUGS considera que se deben realizar análisis adicionales de los óxidos bajos los siguientes

valores: $52\% > \text{SiO}_2 > 30\%$; $32\% > \text{MgO} > 18\%$; $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 2\%$ y $\text{TiO}_2 < 1\%$ (Le Maitre et al., 2005).

En la figura 7, se observa el comportamiento estadístico de cada óxido indicador. En términos generales, las muestras de Gorgona exhiben mayores concentraciones de SiO_2 , TiO_2 y $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ que Munro, donde los dos últimos componentes pueden representar hasta el doble de concentración. En Munro, el MgO está en un mayor porcentaje y tiene mayor dispersión que en Gorgona.

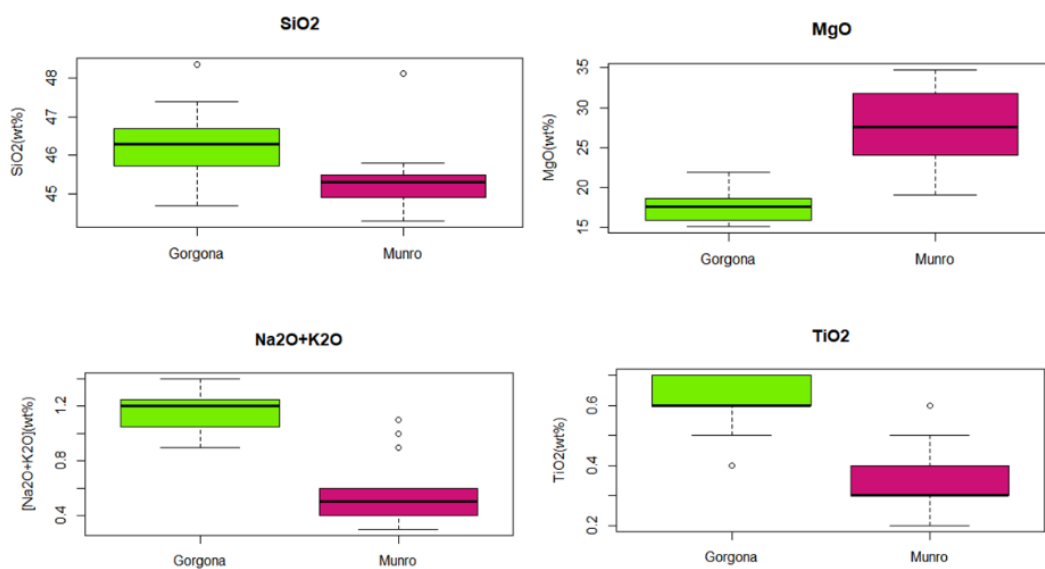


Figura 7. Análisis estadístico de los óxidos indicadores.

De forma específica, el comportamiento del SiO_2 tienen anomalías positivas en ambas localidades. En Gorgona se presenta una dispersión media de los datos variable entre 45,7 y 46,7 wt.%, donde el 50% del registro tiene concentraciones mayores a 46,3 wt%. En Munro los valores medios están entre 44,9 y 45,5 wt.% y mediana de 45,3wt.%. En MgO , los valores medios para Gorgona varían entre 16 y 18,6 wt%, con mediana de 17,6wt%. En Munro, están entre 24,2 y 31,5 wt.%, con mediana de 27,65 wt%. Respecto al TiO_2 , en ambas el valor medio inferior y la mediana corresponden a un mismo valor, 0,6 wt% y 0,3 wt% para Gorgona y Munro, respectivamente. Los valores medios superiores son de 0,7 wt% para Gorgona y 0,4 wt% para Munro. Finalmente, para $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$, los valores medios para Gorgona varían entre 1,1 y 1,25 wt% con mediana de 1,2 wt%. Para Munro, valores medios están entre 0,4 y 0,6 wt%, con valores medios de 0,5 wt%.

De acuerdo con lo sugerido por la IUGS, tanto Gorgona como Munro se encuentran dentro de los valores propuestos para los óxidos SiO_2 , TiO_2 y $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$. Sin embargo, para MgO , en Gorgona, cerca del 50% de las muestras tienen valores inferiores a 18 wt%. Por otro lado, en Munro menos del 20% de las muestras superan 32 wt% de MgO .

Finalmente, como se observa en la figura 8, la región sombreada representa los valores que pueden tomar las komatiitas en la clasificación TAS. Una vez este criterio se cumple, se pasa a analizar los Alkali vs. MgO wt%. Se observa que las muestras de Munro satisfacen completamente la clasificación tanto en TAS como en Alkali vs. MgO para el campo de las komatiitas. Gorgona, por su parte, lo cumple parcialmente pues cerca del 50% de las muestras caen en el campo de las picritas, lo que sugiere un problema de clasificación en las muestras de Gorgona.

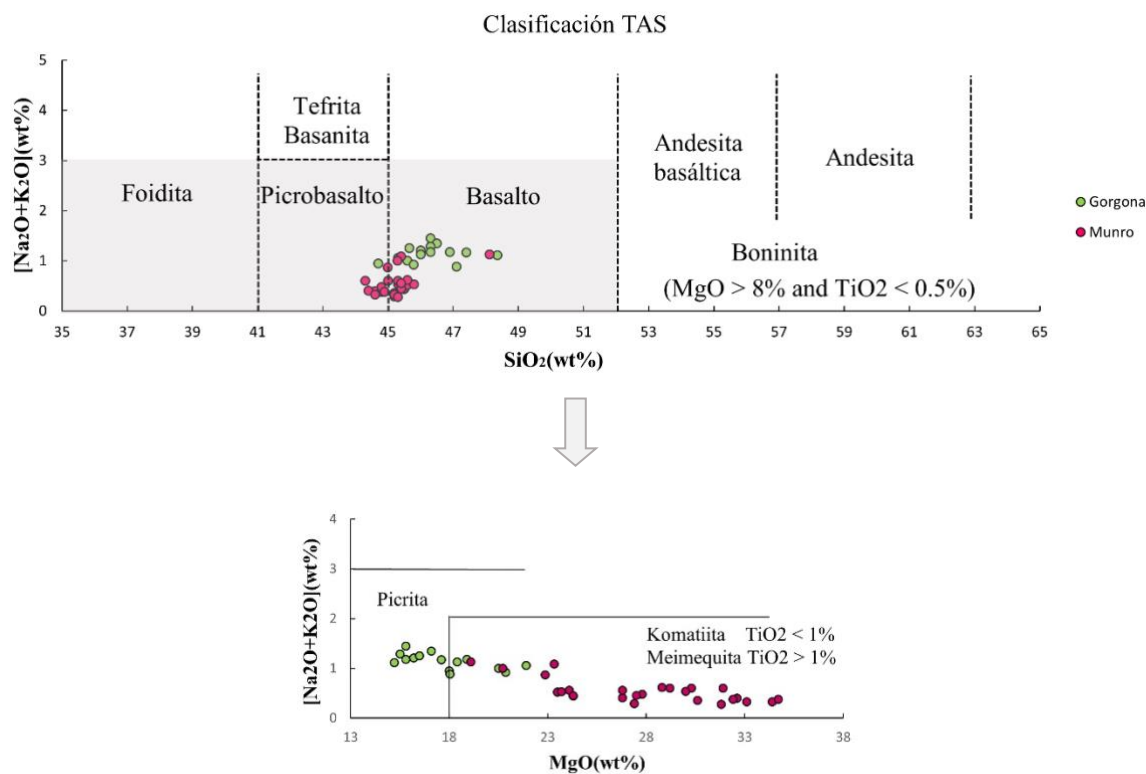


Figura 8. Clasificación TAS y Alkali vs. MgO . Modificado de Le Maitre et al. (2005).

5.3. Comparación de las litologías asociadas

A continuación, se describe información de otras ocurrencias litológicas en los sectores de interés. Estas ocurrencias litológicas (sintetizadas en la tabla 3) están descritas de forma muy general y pretenden mostrar la diversidad de litologías asociadas a los flujos komatiíticos descritas por Echeverría (1980) para Gorgona y Dimroth et al. (1982) y Ludden y Hubber (1986) para Munro.

Tabla 3. Estratigrafía esquemática de las localidades Gorgona y Munro. Tomado de: 1) Echeverría (1980); 2) Dimroth et al. (1982) y 3) Ludden y Hubber (1986).

	Gorgona	Munro
Rocas plutónicas	Peridotita ¹ Gabro ¹ Microgabro(?) ¹	Stocks de syenite ² Trondhjemite ² Silos ultramáficos ²
Rocas volcánicas	Brechas ¹ Flujos basálticos ¹ / Flujos komatiíticos ¹	Leucite tephrites ³ Basalto variolítico / (basalto, andesita, dacita, riolita) ^{2,3} Basaltos toleiíticos ^{2,3} Fl. Komatiíta / komatiíta intercalado con toleiíta ^{2,3}
	Base	

Gorgona

La base expuesta del complejo consiste en peridotita, que está cubierta por gabro pokilitico de grano grueso y de microgabro. Este último está cubierto por una secuencia de basaltos almohadillados y komatiítas entrelazadas. Una unidad de brecha de toba ultramáfica forma la capa más reciente del complejo ígneo de Gorgona. Areniscas muy finas, lutitas y calizas fosilíferas, de edad del Eoceno al Mioceno se superponen a la secuencia ígnea (Echeverría, 1980).

Peridotitas: Las peridotitas afloran solo a lo largo del *ridge* axial de la isla, donde la tasa de meteorización excede la de erosión. Debido a esto, las exposiciones de la peridotita basal son pobres y consisten en *knobs* aislados que sobresalen a través del saprolito arcilloso. En sección delgada, las rocas se ven ligeramente serpentinizadas, dunitas y wehrlitas no deformadas, con cúmulo de olivino bien redondeado (de 1 a 2 mm de diámetro) encerrados por clinopiroxeno intercumulático (Echeverría, 1980).

Gabros poikiliticos: Generalmente no están estratificados, aunque pueden estarlo localmente. Los gabros son típicamente de grano grueso con oikocristales de clinopiroxeno de hasta 3,0 cm de diámetro que encierran listones de plagioclasa euhédral de 0,2 a 0,6 mm de longitud. Listones de plagioclasa, no encerrados por oikocristales de clinopiroxeno, son más gruesos con un tamaño medio de 2 mm, y constituyen el resto de la roca. Localmente, los gabros troctolíticos se encuentran dentro de esta sección. Hacia el tope el tamaño de grano disminuye y, eventualmente, los oikocristales de clinopiroxeno desaparecen, dando como resultado microgabro (Echeverría, 1980).

Basaltos: Los flujos de composición basáltica se superponen a los microgabros. Los flujos basálticos comúnmente muestran estructuras almohadilladas bien desarrolladas; el tamaño individual alcanza hasta 2 m de ancho y 1 m de altura. No todos los flujos son almohadillados; también se encuentran flujos masivos locales. Microscópicamente, los basaltos exhiben texturas variolíticas a ofíticas. En el primer caso, las finas agujas de clinopiroxeno augítico y plagioclasa constituyen variolas de aproximadamente 0,6 mm de diámetro. Las variolas están, a su vez, rodeadas por una matriz de clinopiroxeno de textura plumosa. Venillas de pumpellyita y epidota son una característica comúnmente observada en los basaltos (Echeverría, 1980).

Tuff Breccia: Una gruesa unidad de brecha de toba (2-5 m de espesor) constituye el *cap* de la suite ígnea de Gorgona (Echeverría, 1980). En afloramiento, la roca es típicamente una mezcla caótica que consiste en bloques angulares a redondeados de 3-40 cm de diámetro embebidos en una matriz volcánica de grano fino (Figura 1). Localmente posee estratificación definida por el tamaño y la proporción de bloques (Figura 2). En algunos lugares, se aprecia una pseudofoliación mediante la orientación dimensional de bloques angulares de 3-5 cm de tamaño.

La matriz volcanoclástica verde no está densamente compactada, lo que resulta en una roca algo friable. La matriz consta de fragmentos afaníticos (vidriosos), angulares a subredondeados, de 0,2 a 1,0 cm de diámetro. Los fragmentos, de color gris verdoso con bordes más oscuros, se colocan en una *groundmass* sin estructura de un verde gris claro a blanquecino.

Los bloques son rocas ultramáficas de grano fino de color verde oscuro (picritas) con aproximadamente un 25% de fenocristales de olivino, mejor conservados que la matriz. Los contactos transversales locales entre la brecha de toba y las rocas sedimentarias adyacentes indican una edad joven para este miembro de la secuencia ultramáfica de Gorgona.

La brecha de toba es, a su vez, cortada por dos tipos de diques: un dique delgado (20 cm de espesor) de basalto toleiítico de grano fino y *chilled margins* de 1-2 cm de ancho, y dos diques ultramáficos (picritas de grano fino, idénticos a las encontradas en las brechas) de 1,0 y 1,5 m de espesor (Echeverría y Aitken, 1986).

Munro

El *greenstone belt* de Abitibi está compuesto principalmente por paquetes volcánicos submarinos diacrónicos con tendencia al este, que se formaron en gran parte entre 2,8 y 2,7 Ga. Estos paquetes están plegados y fallados. Las rocas volcánicas máficas son las más abundantes, seguidas de rocas volcánicas félsicas. Las komatiitas forman una pequeña parte de las sucesiones volcánicas (Dimroth et al., 1982).

Específicamente, la zona volcánica del sur (SVZ) del *greenstone belt* de Abitibi de la provincia Superior de Canadá está dominada por *plateaus* de composición komatiítica a toleiítica variable y grandes centros volcánicos bimodales máficos-félsicos (Ludden y Hubert, 1986). Dimroth et al. (1982) describe la estratigrafía del sur del *greenstone belt* de Abitibi la cual nombra como “zona externa del *greenstone belt*” (figura 9). Dos fallas importantes (Duparquet-Destor y Cadillac) atraviesan gran parte del área. No obstante, las unidades marcadoras permiten la correlación entre los bloques de fallas (Dimroth et al., 1982).

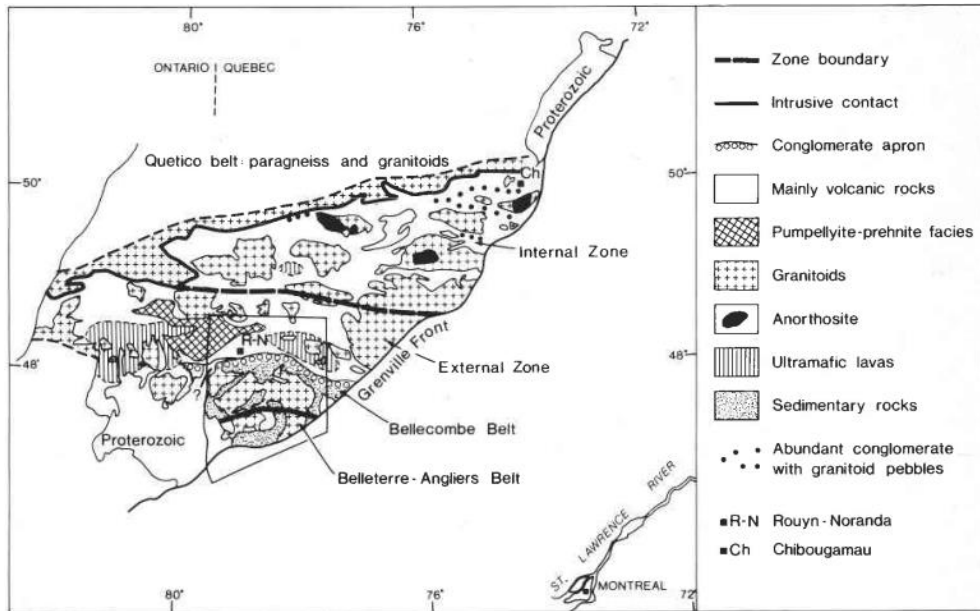


Figura 9. Litología asociada a la SVZ o Zona Externa. Tomado de Dimroth et al. (1982).

La secuencia comprende dos ciclos volcánicos. El ciclo inferior o ciclo I está expuesto solo en una parte muy pequeña de la región y consiste en flujos de riolita interdigitados lateralmente con flujos de basalto. Las subdivisiones del ciclo superior o ciclo II son consistentes en toda la región: (1) una porción ultramáfica inferior de lavas predominantemente ultramáficas en la base y flujos alternados de komatiíta y tholeiíta en la parte superior; (2) una porción media de tholeiítas, compuesta de monótonos flujos de basalto en el oeste, pero que consta de litologías más variadas en el este; y (3) una porción superior diversa que comprende rocas de composición máfica, intermedia y félsica y que pertenecen en parte a una *suite* de diferenciación calco-alcalina. Los conglomerados y las areniscas del Grupo Timiskaming se superponen de manera discordante a esta secuencia (Dimroth et al., 1982).

Las litologías de ambas localidades (Gorgona y Munro) son bastantes distintas en su diversidad y composición. En Gorgona hay menor diversidad de litologías que varían composicionalmente entre ultramáficas hacia la base y máficas hacia el tope. Por su parte, en Munro la composición varía entre ultramáfica hacia la base, félsica hacia el tope y alcalina. En Gorgona, la secuencia volcánica incluye flujos ultramáficos en la base a máficos en el tope, mientras que en Munro las rocas volcánicas comprenden un amplio espectro que varía desde composiciones ultramáficas en la base a félsicas en el tope, donde las composiciones

ultramáficas tienen mayor dominancia. A pesar de las similitudes en las composiciones volcánicas máficas y ultramáficas, en Munro se manifiestan espectros composicionales volcánicos más diversos que incluye máficas, intermedias y félsicas. Por último, la diferencia principal es la presencia de rocas piroclásticas en Gorgona, rocas ausentes en Munro.

6. Discusión

Como se demostró anteriormente, las komatiítas de Gorgona y Munro tienen diferencias petrográficas, geoquímicas y en el espectro de composiciones volcánicas asociadas. En esta sesión se discutirán las implicaciones de estas diferencias a la luz de la clasificación y sus implicaciones genéticas.

6.1 Implicaciones petrográficas

La principal diferencia petrográfica de los flujos ultramáficos es la presencia de plagioclasa y vesículas en Gorgona, y la dominancia de textura *spinifex* en Munro.

Como se describió anteriormente, las komatiítas de Gorgona se componen de olivino con textura *spinifex* dispuesto en una matriz de clinopiroxeno, plagioclasa y vidrio (Echeverría, 1980; Kerr et al., 1996). Las komatiítas de Munro son fundamentalmente olivino en una matriz de clinopiroxeno y vidrio (Pyke et al., 1973). Dado el contenido de plagioclasa, se propone que las komatiítas de Gorgona son más similares a las komatiítas basálticas descritas por Arndt et al. (1977) y Canil (1987) que a las de Pyke et al. (1973), como es propuesto por Echeverría (1980) y Kerr et al. (1996).

Por otro lado, la textura *spinifex*, descrita así por la similitud superficial el género *Triodia sp* (Nesbitt, 1971), ha sido el factor diagnóstico para la clasificación de estas rocas. Sin embargo, esta textura ha sido identificada rocas máficas tales como boninitas (Wood, 1980), basaltos (Lowrey et al., 2017) e incluso en sulfuro nativo (Imai y Geshi, 1999). Estos registros sugieren que la textura *spinifex* no es una textura exclusiva de la komatiíta y, por lo tanto, no debe tomarse como un factor diagnóstico de clasificación, tal y como lo proponen Kerr y Arndt (2001). Además, la existencia de komatiítas sin textura *spinifex* representan entre el 60 y 80% de secuencias komatiíticas (Arndt et al., 2008), como lo demuestran las ocurrencias de estas rocas en la Formación Komati en el *greenstone belt* de Barbeton, Sur África (Dann,

2000) y en el *greenstone belt* Wiluna, Australia occidental (Hill et al., 1995), o incluso en Munro descritas (Arndt et al., 1977) y Canil, 1987).

Por otro lado, aunque las vesículas no ocurran en los flujos descritos por Pyke et al. (1973), estas se han observado en flujos komatiíticos delgados, como por ejemplo en Kambalda, Australia (Beresford et al., 2000) y Barbeton, Sur África (Smith et al., 1980). Su origen puede deberse a la falta de presión litostática en las unidades extrusivas que conduciría al inicio de la desgasificación y a la formación de vesículas (Fiorentini et al., 2005).

6.2 Implicaciones geoquímicas

La característica geoquímica diferencial entre ambas ocurrencias komatiíticas es el contenido de MgO. Según la IUGS, las komatiitas son una variedad de lavas ultramáficas que cristalizan a partir de magmas de alta temperatura con MgO de 18 wt.% a 32 wt.% (Le Maitre et al., 2005). Esta premisa estaría sugiriendo que las komatiitas de Gorgona cristalizaron de un magma de menor temperatura que las de Munro, es decir, que estas rocas son de orígenes distintos. Esto es soportado en la clasificación TAS recomendada por la IUGS, ilustrada en la figura TAS, en donde cerca del 50% de las muestras de Gorgona caen en el campo de picritas, a diferencia de Munro, donde el 100% de las muestras corresponden a komatiitas. En Munro, las rocas con contenido mayor a 32 wt.% podrían corresponder a komatiitas peridotíticas o a zonas cumulíticas del flujo. De manera análoga, en Gorgona, las muestras que corresponden al campo de komatiitas puede deberse a registros en zonas cumulíticas. Se sugiere entonces que las rocas de Gorgona tienen alto contenido de MgO y podrían corresponder a picritas o a komatiitas basálticas. Ambas litologías están delimitadas en su clasificación exclusivamente por criterios químicos, en donde el basalto komatiítico es miembro de la serie komatiíta con MgO entre 5% y 15%, que puede expresar textura *spinifex* y, la picrita se define por $52\% > \text{SiO}_2 > 30\%$, $\text{MgO} > 12\%$, y $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] < 3\%$ (Le Maitre et al., 2005).

6.3 Implicación de las variedades volcánicas

Como se mencionó, el vulcanismo en Munro tiene una mayor diversidad composicional respecto a Gorgona; es decir, las komatiitas ocurren en estilos volcánicos distintos, asociadas a procesos geodinámicos distintos. Por ejemplo, la variedad litológica para Munro las principales características de la SVZ es la presencia de *plateaus* de komatiíta-toleíta de

volcanismo subacuático estrechamente asociado con grandes complejos volcánicos bimodales (toleíta y andesita-riolita). Estos últimos erupcionaron en aguas poco profundas, en algunos casos en un ambiente subaéreo, y los volúmenes de erupciones félsicas variaron de 50 a 1000 km³. Estas rocas volcánicas hicieron erupción aproximadamente entre 2710 Ma y 2700 Ma en una serie de cuencas de *rift* (Ludden et al., 1986). De forma distinta, las komatiítas de Gorgona se encuentran dentro del complejo basáltico y dolerítico, estrechamente asociadas con basaltos almohadillados de composición toleítica (Dietrich et al., 1981), relacionada al CLIP.

7. Conclusiones

Se concluye que existe un problema en la clasificación de komatiítas debido principalmente a que se ha usado la textura *spinifex* como característica diagnóstica. Como se demostró, esta es solo un término usado con fines descriptivos del modo de ocurrencia mineral y no como un hecho exclusivo y mucho menos diagnóstico para este tipo de rocas. La presencia de plagioclasa y su alto contenido de MgO en las rocas de Gorgona estarían sugiriendo picritas con textura *spinifex* o komatiítas basálticas, formadas en condiciones de temperatura menores. Las expresiones volcánicas que acompañan a estas rocas ponen de manifiesto complejidades distintas en los procesos geodinámicos y, por lo tanto, sugieren condiciones de formación distintas. Adicionalmente, se reconoce como factor limitante para la clasificación, la presencia de secciones cumulíticas dentro del flujo que podrían sesgar el análisis de MgO y TAS.

Se recomienda hacer correcto uso de la clasificación basada en su composición mineralógica o en su contenido químico y no en la similitud aparente que pueda presentar con otras rocas debido a que una correcta clasificación puede dar información sobre las condiciones de formación.

Referencias

- Arndt, N. T., Naldrett, A. J., y Pyke, D. R. (1977). Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*, 18(2), 319-369.
- Arndt, N., Leshner, M., y Barnes, S. (2008). Komatiite (p. 487). Cambridge University Press.
- Beresford, S. W., Cas, R. A. F., Lambert, D. D., y STONE, W. E. (2000). Vesicles in thick komatiite lava flows, Kambalda, Western Australia. *Journal of the Geological Society*, 157(1), 11–14. doi:10.1144/jgs.157.1.11
- Canil, D. (1987). The geochemistry of komatiites and basalts from the Deadman Hill area, Munro Township, Ontario, Canadá. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(5), 998-1008.
- Condie, K. C. (1981). Archean greenstone belts. Elsevier.
- Dann, J. C. (2000). The 3.5 Ga Komati Formation, Barberton greenstone belt, South Africa, part I: new maps and magmatic architecture. *South African Journal of Geology*, 103(1), 47-68.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., y Goulet, N. (1982). Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19(9), 1729-1758.
- Dietrich VJ., Gansser, A., Sommerauer, J., y WE, Cameron. (1981). Palaeogene komatiites from Gorgona island, East Pacific-A primary magma for ocean floor basalts?. *Geochemical Journal*, 15(3), 141-161.
- Dostal, J., y Mueller, W. U. (1997). Komatiite flooding of a rifted Archean rhyolitic arc complex: geochemical signature and tectonic significance of the Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi greenstone belt, Canadá. *The Journal of Geology*, 105(5), 545-564.
- Echeverría, L. M. (1980). Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 253-266.
- Echeverría, L. M., y Aitken, B. G. (1986). Pyroclastic rocks: another manifestation of ultramafic volcanism on Gorgona Island, Colombia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(4), 428-436.
- Fiorentini, M. L., Beresford, S. W., Stone, W. E., Deloule, E., y Hanski, E. (2005). The role of volatiles in the genesis of komatiite and ferropicrite-hosted Ni-Cu-(PGE) systems.
- Gill, R. (2011). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley y Sons.
- Grove, T. L., Parman, S. W., 2004. Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites. *Earth Planetary Science Letters*.219, 173-187.

- Hanski, E., Walker, R. J., Huhma, H., Polyakov, G. V., Balykin, P. A., Hoa, T. T., Phuong, N. T., 2004. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.147, 453-469.
- Hill, R. E. T., Barnes, S. J., Gole, M. J., y Dowling, S. E. (1995). The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos*, 34(1-3), 159-188.
- Imai, A., y Geshi, N. (1999). Spinifex texture of native sulfur: A cooling product of sulfur flow eruptions at Shiretoko-Iwozan volcano, Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 49(2), 99-104.
- Jack R Lowrey, Tim J Ivanic, Derek A Wyman, Malcolm P Roberts, Platy Pyroxene: New Insights into Spinifex Texture, *Journal of Petrology*, Volume 58, Issue 9, September 2017, Pages 1671–1700,
- Kerr, A. C., Marriner, G. F., Arndt, N. T., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., y Duncan, R. A. (1996). The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. *Lithos*, 37(2-3), 245-260.
- Kerr, A. C. N. T. Arndt, A Note on the IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks, *Journal of Petrology*, Volume 42, Issue 11, November 2001, Pages 2169–2171, <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2169>
- Kerr, A. C. (2005). La Isla de Gorgona, Colombia: a petrological enigma?. *Lithos*, 84(1-2), 77-101.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., y Bateman, P. (Eds.). (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.
- Leshner, C. M., Lee, R. F., Groves, D. I., Bickle, M. J., Donaldson, M. J., 1981. Geochemistry of komatiites from Kambalda, Western Australia; I, Chalcophile element depletion, a consequence of sulfide liquid separation from komatiitic magmas. *Economic Geology*.76, 1714-1728.
- Loewen, M. W., Duncan, R. A., Kent, A. J., y Krawl, K. (2013). Prolonged plume volcanism in the Caribbean Large Igneous Province: new insights from Curaçao and Haiti. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10), 4241-4259.
- Ludden, J., y Hubert, C. (1986). Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canadá. *Geology*, 14(8), 707. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<707:geotla>2.0.co;2
- Ludden, J., Hubert, C., y Gariépy, C. (1986). The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canadá. *Geological Magazine*, 123(2), 153-166.

Monecke, T. Patrick Mercier-Langevin, Benoît Dubé, Ben M. Frieman, 2017. "Geology of the Abitibi Greenstone Belt", Archean Base and Precious Metal Deposits, Southern Abitibi Greenstone Belt, Canadá, Thomas Monecke, Patrick Mercier-Langevin, Benoît Dubé

Nesbitt, R. W. (1971). Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, western Australia: Evidence for an Archean ultramafic liquid. *Spec. Publ. Geol. Soc. Australia*, 3, 331-347.

Pardo-Trujillo, A., Echeverri, S., Borrero, C., Arenas, A., Vallejo, F., Trejos, R., y López, S. A. (2018). Cenozoic Geologic Evolution of the Southern Tumaco Forearc Basin (SW Colombian Pacific). In GSA Annual Meeting in Indianapolis, Indiana, USA-2018. GSA.

Puchtel, I. S., Humayun, M., Campbell, A. J., Sproule, R. A., y Leshner, C. M. (2004). Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canadá. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(6), 1361-1383.

Pyke, D. R., Naldrett, A. J., y Eckstrand, O. R. (1973). Archean Ultramafic Flows in Munro Township, Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3), 955. doi:10.1130/0016-7606(1973)84<955:aufimt>2.0.co;2

Sabine, P. (1975). I.U.G.S. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Meeting in Grenoble, 1975. *Geological Magazine*, 112(6), 609-609. doi:10.1017/S0016756800039030

Satterly, J., 1951, *Geology of Munro Township: Ontario Dept. Mines Ann. Rept.*, v. 60, pt. 8, 60 p.

Serrano, L., Ferrari, L., Martínez, M. L., Petrone, C. M., Jaramillo, C., 2011. An integrative geologic, geochronologic and geochemical study of Gorgona Island, Colombia: Implications for the formation of the Caribbean Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*.309, 324-336.

Smith, H. S., Erlank, A. J., y Duncan, A. R. (1980). Geochemistry of some ultramafic komatiite lava flows from the Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Research*, 11(3-4), 399-415. doi:10.1016/0301-9268(80)90074-1

Trela, J., Gazel, E., Sobolev, A. V., Moore, L., Bizimis, M., Jicha, B., Batanova, V. G., 2017. The hottest lavas of the Phanerozoic and the survival of deep Archaean reservoirs. *Nature Geoscience*.10, 451-456.

Viljoen, M. J., Viljoen, R. P., 1969. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. *Geological Society of South Africa Special Publication*.2, 55-86.

Viruete, J. E., De Neira, A. D., Huerta, P. H., Monthel, J., Senz, J. G., Joubert, M., ... y Pérez-Estaún, A. (2006). Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90(3-4), 161-186.

Wood, C. P. (1980). Boninite at a continental margin. *Nature*, 288(5792), 692–694.
doi:10.1038/288692a0

Anexos

Muestra	Localización	Edad	Autores	SiO ₂	TiO ₂	MgO	Na ₂ O+K ₂ O	Clasificación
6**	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	46,9	0,72	15,8	1,18	Komatiíta
23B	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	44,7	0,67	18	0,95	Komatiíta
38	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	46,3	0,64	15,8	1,45	Komatiíta
47	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	47,4	0,39	17,6	1,17	Komatiíta
71	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	46,5	0,67	17,1	1,35	Komatiíta
72	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	46	0,71	16,2	1,21	Komatiíta
73	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	46,3	0,71	15,5	1,29	Komatiíta
1P	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	45,6	0,6	20,5	1	Komatiíta
2P	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	46,3	0,61	18,9	1,18	Komatiíta
3P	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	45,3	0,6	21,9	1,06	Komatiíta
5P	Gorgona	Cretácico	Echeverría (1980)	46	0,59	18,4	1,13	Komatiíta
Gor92-32	Gorgona	Cretácico	Kerr et al. (1996)	45,65	0,67	16,49	1,255	Komatiíta
Gor94-1	Gorgona	Cretácico	Kerr et al. (1996)	47,1	0,7	18,04	0,884	Komatiíta
Gor94-19	Gorgona	Cretácico	Kerr et al. (1996)	45,79	0,63	20,86	0,923	Komatiíta
Gor94-7	Gorgona	Cretácico	Kerr et al. (1996)	48,36	0,48	15,21	1,114	Komatiíta
DC107	Munro	Arqueano	Canil (1987)	44,99	0,46	22,87	0,87	Komatiíta
NFT5156	Munro	Arqueano	Canil (1987)	45,4	0,52	23,33	1,09	Komatiíta
DC112	Munro	Arqueano	Canil (1987)	48,12	0,52	19,1	1,13	Komatiíta
DC114	Munro	Arqueano	Canil (1987)	45,29	0,55	20,73	1	Komatiíta
PH13	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,5	0,41	24,1	0,56	Komatiíta
PH13a	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,5	0,411	24,3	0,44	Komatiíta
PH13a	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,5	0,401	24,3	0,45	Komatiíta
PH14	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,6	0,409	23,5	0,52	Komatiíta
PH16	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,8	0,41	23,7	0,53	Komatiíta
PH15	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	44,3	0,271	31,9	0,6	Komatiíta
PH17	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,6	0,318	28,8	0,62	Komatiíta
PH18	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45	0,317	30,3	0,6	Komatiíta
PH19	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	44,6	0,286	32,6	0,4	Komatiíta
PH20	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	44,8	0,278	32,4	0,38	Komatiíta
PH21	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,3	0,32	30	0,54	Komatiíta

PH22	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,3	0,328	29,2	0,6	Komatiíta
PH23	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,4	0,351	27,5	0,45	Komatiíta
PH25	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	44,8	0,33	27,8	0,48	Komatiíta
PH26	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,2	0,331	27,4	0,29	Komatiíta
PH27	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	44,4	0,352	26,8	0,41	Komatiíta
PH28	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,4	0,35	26,8	0,56	Komatiíta
PH29	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,2	0,31	30,6	0,36	Komatiíta
PH30	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	44,6	0,261	34,4	0,33	Komatiíta
PH31	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	44,9	0,25	34,7	0,38	Komatiíta
PH32	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,2	0,27	33,1	0,33	Komatiíta
PH33	Munro	Arqueano	Puchtel et al. (2004)	45,3	0,279	31,8	0,28	Komatiíta

Anexo 1. Datos usados en el análisis geoquímico.