

Universidad Nacional Autónoma de México



Centro de Geociencias, Campus Juriquilla
Postgrado en Ciencias de la Tierra



Origen de la isla Gorgona (Colombia) y su relación con el Plateau del Caribe

TESIS

para obtener el título de Maestría

en Ciencias de la Tierra
(Tectónica y Magmatismo)

presenta

Lina María Serrano Durán

Tutor: Dr. Luca Ferrari Pedraglio

2009



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Esta tesis ha sido realizada gracias a la beca para estudios de postgrado otorgada por el Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), los recursos provenientes del proyecto UNAM PAPPIT con título: “El plateau del Caribe y el magmatismo de arco en Colombia: implicaciones para la evolución tectónica del sur de México”, la beca para asistentes de investigador otorgada por el Sistema Nacional de Investigadores (SIN) y la colaboración de la Dra Margarita López Martínez del Laboratorio de Geocronología del CICESE; para iniciar este proyecto y realizar los fechamientos que aquí se exponen.

Agradezco fundamentalmente a mi tutor, el Dr. Luca Ferrari, por la orientación, apoyo y amistad que me brindó durante el desarrollo de la maestría y mi estancia en México. Asimismo, agradezco infinitamente las enseñanzas de la Dra. Margarita López, quien además de darme su apoyo, siempre depositó su sólida confianza sobre este proyecto.

También agradezco de especial manera al comité sinodal de este proyecto, constituido por el Dr. Arturo Gómez Tuena, la Dra. Teresa Orozco, la Dra. Margarita López y los Drs. Luca Ferrari y Agustín Cardona, quienes contribuyeron de manera fundamental con sus comentarios y cuestionamientos en la creación de un documento más completo y crítico.

El desarrollo de este estudio hubiera sido imposible sin la colaboración de la Unidad de Parques Nacionales Naturales, Isla Gorgona y sus funcionarios; principalmente Nancy Murillo y Lilian Barreto en la coordinación, así como a los guardaparques Hector y “Huasa” por su apoyo en los recorridos y difíciles sesiones de muestreo. La asistencia del M.C. Pedro de Greiff Gautier y Gustavo Serrano (papá), fue de valiosa importancia durante las campañas de campo.

Los análisis presentados en este estudio, fueron realizados con la colaboración de un valioso grupo de personas que tuvieron la paciencia de transmitirme sus conocimientos

en diversas técnicas y colaborar con la preparación de las duras muestras. Los fechamientos Ar-Ar se llevaron a cabo en el laboratorio de geocronología del CICESE y contaron con la colaboración de Susana Rosas Montoya y Victor Pérez en la separación de minerales y preparación de muestras, así como con la instrucción y apoyo de Miguel Angel García en las mediciones de argón. La trituración de las rocas no hubiera sido posible sin la ayuda de Ramón López y Rogelio Sosa. El pulverizado de las rocas, fue hecho por Manuel Albarán. La preparación de secciones delgadas contó con la colaboración de Juan Tomás Ramírez. La preparación de muestras para análisis geoquímicos fue parcialmente realizada por Rogelio Sosa. La digestión y análisis de las muestras fueron hechos por Ofelia Pérez Arvizu y contaron con la colaboración del Dr. Arturo Gómez Tuena en las mediciones. Los análisis de química mineral fueron realizados por la Dra. Chiara Petrone, a quien agradezco su infinita paciencia, tiempo y disposición para colaborar con este proyecto y enriquecerlo con importantes discusiones.

Agradezco además, al Dr. Vadim Kamenetsky por proporcionarme sus datos de inclusiones de fundido así como las críticas constructivas, discusiones y sugerencias relacionadas con este estudio y su posible publicación a futuro.

Por supuesto, agradezco también a todas el personal administrativo que facilitó las cuestiones académicas, logísticas y los recursos relacionados con este estudio. También agradezco especialmente a Marta Pereda por su dedicación y capacidad para resolver inconvenientes y facilitar los tediosos trámites burocráticos. A Marta mil y mil gracias. Asimismo, agradezco al Dr. Carlos Mendoza por su apoyo en la gestión de trámites académicos.

A Soledad Medina y Teresita Pérez, un especial agradecimiento por su oportuna y amable colaboración en la búsqueda bibliográfica.

Un sincero y especial agradecimiento a mis compañeros estudiantes con quienes compartí largos ratos en este Centro. A Eduardo Mascuñano, Fernando Corbo, Isaac

Gutiérrez, Laura Mori, Paola Botero, Jose Duque, Victor Vargas, Hector La Madrid, Aldo Izaguirre, Montserrat, Alma, Gildardo, Toño, Jazmín, Chilo, Miguel, Matteo y por supuesto, nuestro representante Angelito. A todos mil gracias por su compañía y muchos recuerdos.

No podría dejar de agradecer la sincera amistad de Roberto Molina, Alex Iriondo y Mariano Cerca.

Finalmente, mi inmensa gratitud a Ramón por su incondicional ayuda en el desarrollo de esta tesis, así como por su inagotable paciencia, apoyo y fortaleza durante cada instante compartido en este paso por México.

Especialmente y con profundo cariño, dedico este trabajo a mi familia, quienes siempre estuvieron a mi lado, a pesar de la distancia, dándome su invaluable apoyo, amor y confianza, y animándome siempre a seguir adelante a pesar de las dificultades. Para ellos, esto y mucho más.

RESUMEN / ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN.....	4
<i>Objetivo general del estudio</i>	5
1.1 GENERALIDADES DE LAS KOMATIÍTAS.	6
<i>Características diagnósticas</i>	6
<i>Estructura térmica</i>	7
<i>Origen</i>	8
1.2. CASO DE ESTUDIO: LA ISLA GORGONA	14
<i>Generalidades</i>	14
<i>Antecedentes</i>	15
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
2.1. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL OCCIDENTE COLOMBIANO.	21
<i>Magmatismo cretácico en el sector occidental de la Cordillera Central</i>	25
<i>Magmatismo máfico cretácico en la Cordillera Occidental</i>	26
<i>Magmatismo máfico – ultramáfico en el Cinturón Baudó - Chongon Colonche</i>	29
2.2. EL PLATEAU DEL CARIBE.	31
3. METODOLOGÍA.	35
3.1. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ESTRUCTURAL.	35
3.2. MUESTREO.	37
3.3. LAMINACIÓN, TRITURADO Y PULVERIZADO.	38
3.4. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA	39
3.5. GEOCRONOLOGÍA AR-AR	40
3.6. QUÍMICA MINERAL.....	43
4. GEOLOGÍA DE LA ISLA GORGONA.....	45
4.1. PERIDOTITAS.	45
<i>Relaciones de campo</i>	45
<i>Petrografía</i>	47
4.2. GABROS POIKILÍTICOS.	47
<i>Relaciones de campo</i>	47
<i>Petrografía</i>	48
<i>Edad</i>	49
4.3. BASALTOS Y KOMATIÍTAS	49
<i>Relaciones de campo</i>	49
<i>Petrografía</i>	52
Basaltos.....	52
Komatiítas	55
<i>Edad</i>	56
4.4 MICROGABROS.	60
<i>Relaciones de campo</i>	60
<i>Petrografía</i>	61
<i>Edad</i>	64

4.4 BRECHAS TOBÁCEAS.....	65
<i>Relaciones de campo</i>	65
<i>Petrografía</i>	67
<i>Edad</i>	69
4.5 SEDIMENTOS TERCARIOS	70
<i>Relaciones de campo</i>	70
<i>Edad</i>	73
5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	75
6. GEOQUÍMICA	81
6.1. ELEMENTOS MAYORES.....	81
6.2. ELEMENTOS TRAZA.....	87
6.3. QUÍMICA MINERAL.....	95
<i>Olivino</i>	95
<i>Clinopiroxeno</i>	97
<i>Plagioclasa</i>	101
<i>Espinela</i>	104
<i>Anfíbol</i>	105
<i>Vidrio volcánico</i>	105
7. DISCUSIÓN	106
¿LA ISLA GORGONA: ¿UNA PLUMA DEL MANTO?	107
LA ISLA GORGONA: ¿PARTE DEL CLIP? ¿UN PRODUCTO DEL HOTSPOT DE GALÁPAGOS?.....	112
¿UN PLATEAU INDEPENDIENTE AL DEL CARIBE? ¿EXISTE REALMENTE UNA RELACIÓN GENÉTICA CON EL PUNTO CALIENTE DE SALAS Y GÓMEZ?	116
EL MODELO TECTONOMAGMÁTICO: LA RESPUESTA AL “ENIGMA PETROLÓGICO”.....	121
8. CONCLUSIONES.....	125
BIBLIOGRAFÍA.....	126
ANEXOS	139

Resumen

La isla Gorgona, localizada en la costa pacífica colombiana, exhibe una secuencia de rocas ultramáficas que incluye a las únicas komatiitas cretácicas reportadas hasta ahora en el mundo. Su estudio en este trabajo, ha sido enfocado a la comprensión del origen tectonomagmático de la isla y su posible relación con el Plateau del Caribe y las secuencias afines, acrecionadas a la margen continental de Suramérica. Nuevas edades Ar-Ar han sido obtenidas en este estudio, de basaltos intercalados con basaltos komatiíticos e intrusiones de microgabros, reflejando un extenso período de magmatismo (~68 Ma- ~92 Ma) que se superpone a las edades obtenidas en el plateau del Caribe (~65 Ma – ~95 Ma). Análisis de elementos traza en las muestras de Gorgona integrados a las nuevas edades han revelado una variación secular de la composición nunca antes descrita, caracterizada por el empobrecimiento de los elementos más incompatibles en las rocas más jóvenes. La interpretación de los nuevos datos, en el contexto de la tectónica de placas, cuestiona los modelos previos en los que se sugiere que Gorgona fue originada por el *hotspot* de Galápagos, o que representa un *plateau* diferente al del Caribe formado por el punto caliente de Salas y Gómez. En cualquier caso la persistencia de más de 25 Ma de magmatismo en un sitio espacialmente limitado como es la isla de Gorgona (7 km x 2 km), es poco probable y contrasta con el modelo de una anomalía estacionaria por debajo de una placa en movimiento. Además, estimaciones de la trayectoria del hotspot de Galápagos indican que a 90 Ma éste se encontraba, al menos, 1,000 km al oeste de la posible posición del Caribe (Pindell *et al.* 2006). Por otro lado, comparaciones entre las composiciones de elementos traza de la isla Gorgona y el plateau del Caribe, la Serranía del Baudó y la Cordillera Occidental de Colombia, reflejan a primera vista notables semejanzas geoquímicas y geocronológicas, que sugieren una posible relación genética entre estas localidades. Reconstrucciones de placas para el Cretácico superior,

indican que el exceso de volcanismo asociado a la formación del Caribe, podría estar relacionado con la intersección de la dorsal del Proto Caribe bajo el Gran Arco del Caribe y la consecuente formación de una ventana astenosférica (Pindell *et al.*, 2006). En este contexto, la apertura de un *slab window* implicó la mezcla del manto astenosférico metasomatizado por la subducción y el manto astenosférico sub-slab. Las diferencias de densidad entre ellos, provocaron el ascenso astenosférico a través de celdas de convección. La descompresión adiabática del manto en presencia de volátiles, registrados por inclusiones fundidas (Kamenetsky *et al.*, 2003), favoreció la fusión dinámica del manto así como grados muy altos de fusión parcial que explicarían la presencia de komatiitas Cretácicas en la isla Gorgona. La progresiva extracción de fundido de la fuente, pudo haber provocado la variación secular observada, así como las heterogeneidades isotópicas reportadas en la literatura (Kerr, 2005).

Abstract

The Gorgona Island, located in the pacific coast of Colombia, expose an ultramafic sequence which includes the only cretacic komatiites reported in the world. Their study in this work, has been approached to the understanding of the tectonomagmatic origin and its possible relation with the Caribbean Plateau and similar sequences accreted to the continental margin of South America. New Ar-Ar ages has been obtained in the development of this study, from basalts intercalated with basaltic komatiites and microgabbroic intrusions. The new ages reflect an extense magmatic period (~68 Ma- ~92 Ma) which overlaps the Caribbean Plateau ages (~65 Ma – ~95 Ma). Analysis of trace elements in Gorgona samples, combined with the new ages, have shown a secular variation in the composition, previously unknown, characterized by the extreme depletion of the more incompatible elements in young samples. The new data, discussed in

a plate tectonic context, reject the previous models in which Gorgona island was originated by the Galápagos hotspot, or represents another plateau created by the Salas y Gómez hotspot. In any case, the persistence of magmatism for more than 25 Ma, in a small location like Gorgona island (7 km x 2 km), disagree with the stationary anomaly under a moving plate. Also, estimates on the trajectory of Galapagos hotspot show that this was located, at least, 1000 km to the west of the Caribbean plateau position at that time. On the other hand, trace element composition of Gorgona island, compared with rock compositions from the Caribbean plateau, Serrania del Baudó and Cordillera Occidental of Colombia, highlights clear geochemical and geochronological similarities and suggests a possible genetic connection. Plate reconstructions for Upper Cretaceous, show that the excess of volcanism related to the formation of the Caribbean plate, could be explained by the intersection of the Proto Caribbean ridge with the Great Arc and the consecutive creation of a slab window (Pindell *et al.*, 2006). In this environment, the opening of a slab window involved the mixture of the metasomatized asthenospheric mantle and the sub-slab asthenospheric mantle. The density differences between them, caused asthenospheric ascent in favour of convection cells. The adiabatic decompression of the mantle in presence of volatile elements, recorded on melt inclusions (Kamenetsky *et al.*, 2003), promoted the dynamic melting as well as high degrees of partial melting explaining the presence of Cretaceous komatiites in Gorgona island. The progressive extraction of melt from the source, could have caused the secular variation and heterogeneous isotopic compositions reported in the literature (Kerr, 2005).

1. Introducción

En la isla Gorgona, localizada en el Pacífico Colombiano, han sido reportadas las únicas komatiítas Cretácicas del mundo. Esta característica ha sido la principal razón por la que múltiples estudios geológicos, y en especial geoquímicos, han sido realizados sobre la isla. Pese a la relevancia de las komatiítas en el conocimiento de la estructura térmica de la tierra y la evolución del manto, son rocas aún poco conocidas. Su ocurrencia, más común durante el Arcaico, ha sido con frecuencia relacionada a las altas temperaturas que dominaron las primeras etapas de formación de la tierra. Su aparición durante el Cretácico se ha convertido, por lo tanto, en un “enigma petrológico” debido a las complicaciones para explicar en el actual contexto de la tectónica de placas las extremas temperaturas que determinaron su origen y composición ultramáfica.

En la Isla Gorgona se exhibe, además de las komatiítas, una inusual secuencia de rocas ultramáficas similar a lo que se conoce como el plateau del Caribe (secuencias máficas – ultramáficas del Caribe *in-situ* y acrecionadas a la margen septentrional de Suramérica). La relación entre la isla Gorgona y el plateau del Caribe ha sido, como su origen, otro tema hasta hoy controvertido. El presente estudio ha sido motivado por la suposición de una relación genética entre Gorgona y el Caribe, y la carencia de un modelo tectono-magmático que explique desde una perspectiva geológica, y no sólo geoquímica, su origen. En este contexto, se ha pretendido contribuir con la generación de nuevas edades Ar-Ar sobre las rocas de la isla y la integración de información geoquímica, estructural y estratigráfica que permita reconstruir la historia tectono-magmática de las unidades que constituyen la isla y su emplazamiento. Con el fin de descifrar el origen de las komatiítas Cretácicas, el extenso vulcanismo que dio lugar al plateau del Caribe y la posible conexión entre estos elementos, se han abordado en este estudio dos aspectos fundamentales: 1) la configuración y

evolución tectónica del Caribe y la esquina Noroccidental de Suramérica durante el Cretácico y 2) los mecanismos de fusión del manto dominantes en el contexto tectónico. La comprensión de estos aspectos y su combinación, han sido fundamentales en la formulación de una nueva hipótesis, construida también a partir de la evaluación de los modelos pre-existentes y la elaboración de un marco teórico que incluye el origen de las komatiitas y la geología regional.

Objetivo general del estudio

Los estudios previos realizados sobre la isla Gorgona arrojaron abundantes datos geoquímicos y algunos geológicos a partir de los cuales fueron plantearon las principales hipótesis sobre el origen de la isla. La mayor parte de las interpretaciones que soportan estos modelos carecen de control geocronológico y se basan en cambio, en la geoquímica de las rocas. Se ha considerado que un estudio geológico detallado que integre información geoquímica, estructural, estratigráfica y principalmente geocronológica de la isla, es fundamental para la formulación de cualquier hipótesis sobre el origen de la secuencia y sus implicaciones tectónicas en el marco regional. Para ello, se han llevado a cabo en este trabajo análisis Ar-Ar sobre las rocas magmáticas, estudios palinológicos sobre los sedimentos, análisis estructural, petrográfico y geoquímica de elementos mayores y traza así como análisis de microsonda para química mineral en la caracterización geoquímica de las rocas. Comparaciones geoquímicas y geocronológicas han sido también establecidas con respecto a las principales localidades y ambientes que se han considerado en los modelos previos. La propuesta de un modelo alternativo se ha basado en la evaluación de las posibilidades tectónicas y en razonamientos geológicos sólo de tipo cualitativo.

1.1 Generalidades de las komatiitas

Características diagnósticas

El termino komatiita fue introducido en 1969 por Viljoen y Viljoen para describir las lavas ultramáficas que afloran a lo largo del valle del río Komati en Barberton Mountain Land, Suráfrica. Sin embargo, el uso de este término ha sido confuso y por lo mismo, ampliamente discutido. En general, se han aceptado 3 criterios diagnósticos en la identificación de komatiitas (Arndt y Nisbet, 1982; Kerr y Arndt, 2001; Arndt, 1983; Arndt y Leshner, 2004):

1. Contenido de MgO > 18 % en peso (recalculado al 100% respecto a una base anhidra).
2. Presencia de textura spinifex.
3. Contenido total de álcalis < 1 % en peso

Adicionalmente, con base en el contenido de alúmina las komatiitas se clasifican en dos grupos:

1) Empobrecido en Al_2O_3 o tipo Barberton: Este grupo está caracterizado por una relación alta de CaO/Al_2O_3 y baja de Al_2O_3/TiO_2 así como bajos niveles de elementos traza incompatibles (Viljoen y Viljoen, 1969; Sun y Nesbitt, 1976). Sus patrones de tierras raras son planos a débilmente enriquecidos en las tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) y exhiben una alta relación Gd/Yb. Este tipo de komatiita es la más común entre los *greenstone belts* antiguos (3.5Ga).

2) No empobrecido en Al_2O_3 o tipo Munro: Este grupo tiene relaciones Al_2O_3/TiO_2 más altas y bajos niveles de elementos traza incompatibles (Arndt y Nesbitt, 1984); sus patrones de tierras raras muestran empobrecimiento de los

elementos más ligeros y razones cercanas a los condriticas de las tierras raras medianas y pesadas (Arndt, 2003).

Estructura térmica

Tradicionalmente se ha reportado una estrecha relación entre el contenido de MgO de los magmas máficos-ultramáficos y la temperatura a la cual se forman (Nisbet, 1993). Estudios petrológicos han permitido calcular temperaturas de fusión y de erupción de este tipo de magmas. Green *et al.* (1975) realizaron la primera estimación en komatiitas y concluyeron que el fundido comienza a formarse a temperaturas superiores a 1650°C y profundidades mayores a 150 km. Takahashi y Scarfe (1995) realizaron experimentos con los que mostraron que se requería una profundidad de 150 km y una temperatura > 1700°C para generar magmas komatiíticos con alto MgO. Trabajos posteriores han determinado temperaturas de ~ 1560°C para un líquido con 28% de MgO (Arndt *et al.* 1998), e incluso superiores a 2000°C con base en evidencia indirecta (Herzberg, 1995., Cheadle *et al.* 2002). Sin embargo, aunque la formación de komatiitas se asocia comúnmente con temperaturas muy elevadas (>1500°C), se ha documentado que la presencia de agua o volátiles puede reducir la temperatura requerida para la formación de líquidos ultramáficos (Arndt y Nisbet, 1982; Allégre, 1982; Grove y Parman, 2004). Experimentos recientes demuestran que bajo condiciones hidratadas se puede generar un líquido con 25 % en peso de MgO a temperaturas de 1400°C - 1450°C y profundidades de aproximadamente 70 Km (Grove *et al.* 1999).

A pesar de que las komatiitas proveen información térmica del manto, los procesos post-eruptivos como metamorfismo o alteración hidrotermal pueden modificar las concentraciones originales MgO; por lo cual no existe total certeza de que las temperaturas calculadas con base en el contenido de MgO

representen realmente las de los líquidos en erupción (Nisbet et al., 1993). La temperatura de los fundidos se obtiene por la relación:

$$T (^{\circ}\text{C}) = [20 * \text{MgO} + 1000] \quad (\text{Nisbet et al. 1982}).$$

$$T_{\text{liquidus}} = 1400 + [(\text{MgO}\% - 20) * 20] ^{\circ}\text{C} \quad (\text{Nisbet et al. 1993}).$$

Origen

El origen de las komatiitas ha sido ampliamente discutido desde su descubrimiento en 1969. Aunque se han propuesto varios modelos que explican la ocurrencia de este tipo de magmas en la tierra, el tema es aún controversial y tiene implicaciones en el conocimiento de la estructura térmica de la tierra, la evolución del manto y las condiciones tectónicas prevalecientes en el Arcaico.

Inicialmente Viljoen y Viljoen (1969) interpretaron que las komatiitas correspondían a la primera corteza formada en la tierra y que su origen era el resultado de un evento de fusión catastrófica desencadenado por la convección durante la formación del núcleo de la tierra. Posteriormente Green (1972), propuso que múltiples impactos meteóricos en la recién formada superficie de la tierra pudieron causar la fusión del 30%-50% del manto peridotítico y dar lugar a fundidos ultramáficos de alta temperatura como las komatiitas (Nna-Mvondo y Martínez-Frías, 2007). Más recientemente, se ha sugerido la acreción de cometas y/o meteoritos como posible causa del exceso de vulcanismo durante el Arcaico. Esta hipótesis surge a partir del análisis de series de tiempo en los que se comparan registros de impactos en la tierra y la luna con la actividad de supuestas plumas del manto (Abbott e Isley, 2002).

Una cuarta teoría y quizás la más aceptada fue propuesta por Fyfe (1978). En este modelo la generación de magmas ultramáficos se asocia con la actividad de anomalías térmicas ascendentes (plumas) que funden el manto y varían secularmente en temperatura y composición (Herzberg, 1995; Arndt, 2003; Arndt y Leshner, 2004; Grove y Parman, 2004).

En el mundo se reportan más de 30 localidades con komatiitas, la mayoría de ellas de edad precámbrica y sólo dos fanerozóicas (Vietnam: Permotriásico y Colombia: Cretácico) (fig. 1); con base en este hecho existen dos consideraciones fundamentales que apoyan la teoría de *las plumas del manto*, también la más aceptada para la generación de komatiitas:

1. Hay una estrecha relación entre el origen de las komatiitas y la etapa temprana de formación de la tierra (Arndt y Nisbet, 1982; Cameron y Nisbet, 1982). Durante este período había un exceso de temperatura debido a la alta producción de calor generada por la abundancia de elementos radioactivos, la liberación de energía de acreción y la formación del núcleo. Estas condiciones favorecen la ocurrencia de anomalías térmicas (Arndt y Leshner, 2004).
2. Las komatiitas Arcaicas son más comunes que las fanerozóicas, además tienen concentraciones más altas de MgO, por lo que se deduce que son de mayor temperatura y profundidad (fig. 2). Esta observación se considera una evidencia del enfriamiento secular del manto (Arndt y Nisbet, 1982; Cameron y Nisbet, 1982, Nisbet et al., 1993).

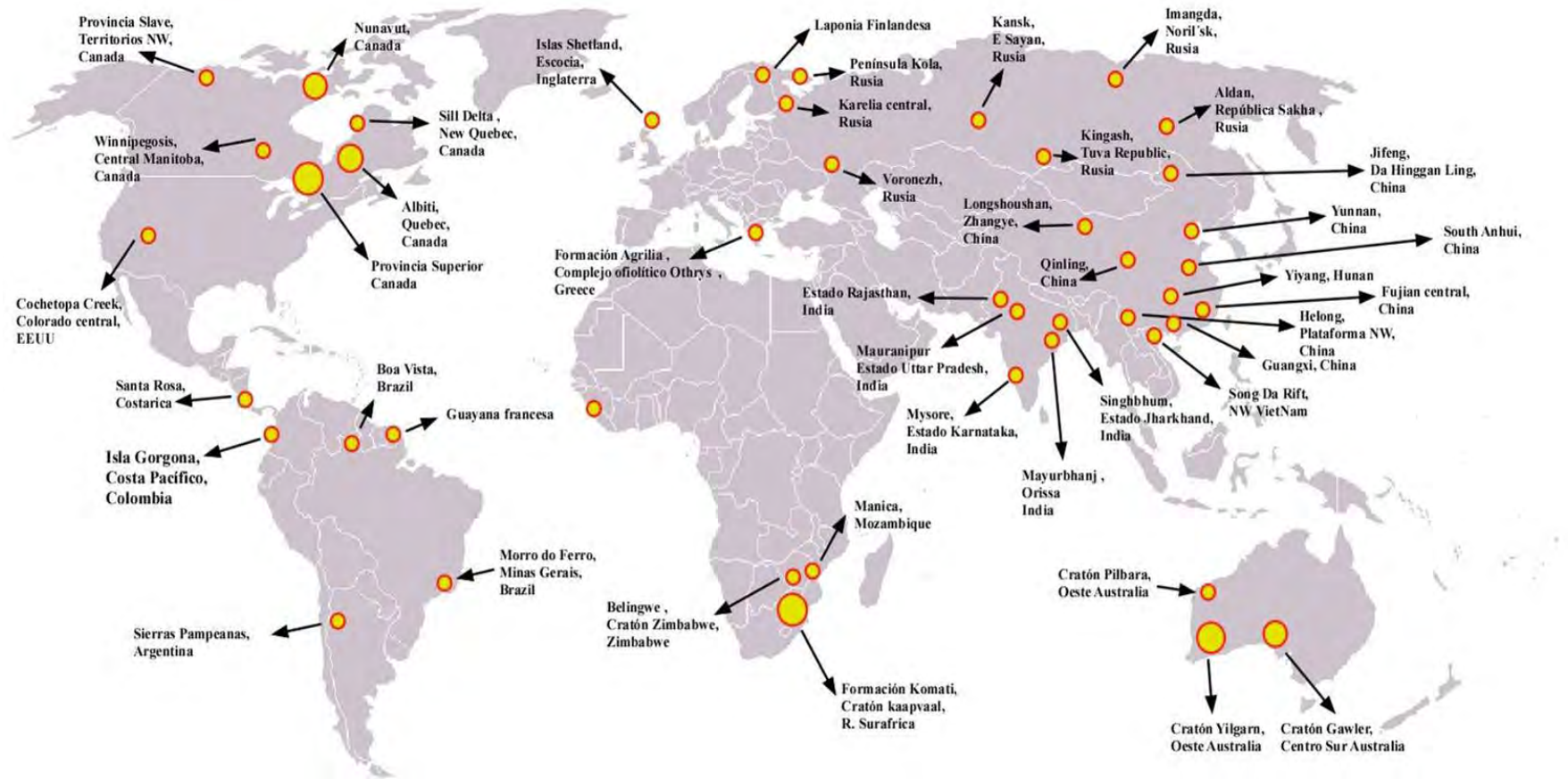


Figura 1. Localidades del mundo donde se han reportado komatiitas. Los tamaños de los círculos son proporcionales a la cantidad de afloramientos de komatiitas en la zona señalada.

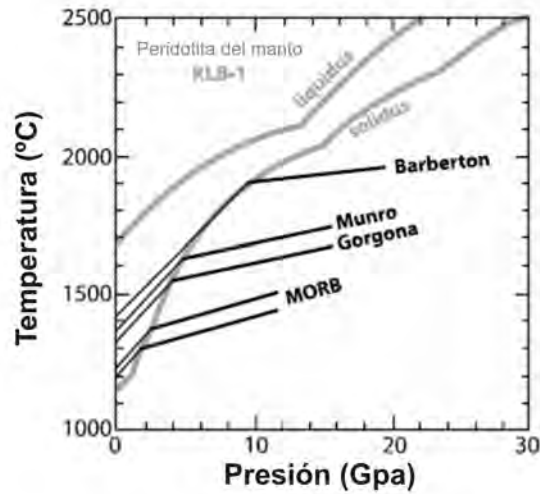


Figura 2. Diagrama de variación de presión y temperatura para formar líquidos de composición komatiítica según la hipótesis de las plumas del manto (Grove y Parman, 2004). Nótese que las komatiítas de Barberton (~ 3.4 Ga) son de mayor temperatura y que rocas más jóvenes como las de Munro (~ 2.7 Ga) y Gorgona (~ 90 Ma - ~ 68 Ma) exhiben temperaturas más bajas. Las condiciones de cristalización para Gorgona son de ~1350° C y ~ 4 Gpa.

Petrologicamente y a la luz de la teoría de las plumas del manto se ha aceptado que dos tipos de fusión dieron lugar a los grupos komatiítas: 1) Fusión por lotes (*batch melting*) y 2) Fusión fraccionada. Es posible que las komatiítas de Barberton o empobrecidas en Al_2O_3 fueran formadas por ~ 50% de fusión por lotes. Se ha demostrado que el contraste de densidad entre un sólido y un fundido decrece al aumentar la presión (Agee y Walker, 1988); esto se debe a que los líquidos silicatados son de más fácil compresión que los minerales silicatados. A medida que la fuente asciende por descompresión adiabática, la diferencia entre sólido y líquido disminuye favoreciendo la fusión de la fuente. Un eventual contraste de densidad suficientemente alto pudo provocar que las komatiítas empobrecidas en Al_2O_3 de Barberton se separaran de la fuente en un solo evento de fusión por lotes (*batch melting*) (Arndt y Lesher, 2004). En contraste, se ha inferido que las komatiítas no empobrecidas en Al_2O_3 o tipo Munro, fueron formadas por aproximadamente 40% de fusión fraccionada

(Herzberg, 1992). Esta hipótesis se basa en el hecho de que las rocas de este tipo no exhiben una firma que sugiera la fusión en equilibrio con granate, lo cual no necesariamente indica que los magmas provengan de una fuente sin granate, ya que durante el proceso de fusión fraccionada esta fase puede agotarse preferencialmente en la fuente al extraerse las primeras fracciones de líquido.

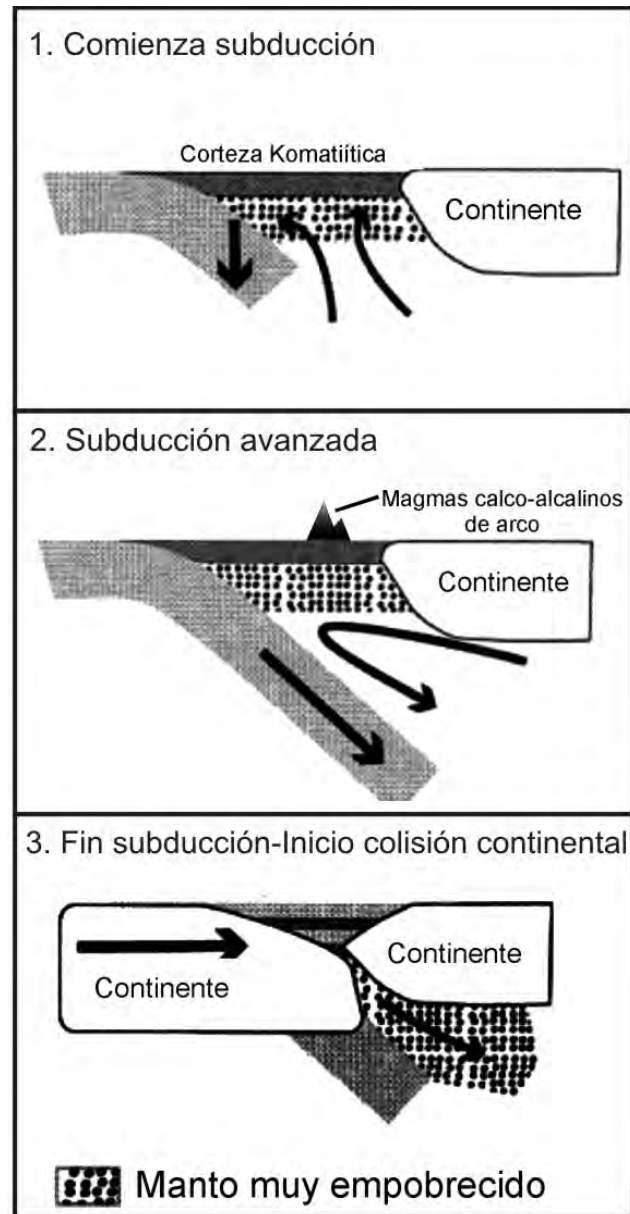
Una quinta hipótesis afirma que los magmas komatiíticos pueden originarse como análogos a las boninitas durante el inicio de la subducción (Parman, 2001; Grove y Parman, 2004). Esta hipótesis se basa en que ambas litologías exhiben semejanzas composicionales y concentraciones anormalmente altas de MgO (Sun et al., 1989; Kerrich et al., 1998; Hollings et al., 1999; Parman et al., 2001; Wilson et al., 2003) y agua (Arndt et al., 1998; Parman et al., 2001; Arndt et al., 2003; Grove y Parman, 2004). En un ambiente de subducción, la deshidratación de la placa subducida libera fluidos enriquecidos en volátiles los cuales interactúan con el manto astenosférico y producen su metasomatización. Este proceso favorece altos grados de fusión parcial, y con ello a una serie de fundidos magmáticos que ascienden rápidamente y evolucionan geoquímicamente según se va fraccionando la fuente (komatiitas ⇒ basaltos komatiíticos ⇒ tholeítas con bajo titanio ⇒ residuo mantélico muy empobrecido) (fig. 3) (Parman, 2004; Grove y Parman, 2004; Parman y Grove, 2005). Sin embargo, a partir de análisis geoquímicos en boninitas, han sido cuestionadas las supuestas semejanzas geoquímicas entre komatiitas y boninitas, y con ello la validez de este modelo. Las altas concentraciones de sílice, similares a las de las andesitas, además de una marcada anomalía positiva de Sr y negativas de Nb, Zr y Ti, han sido utilizados como elementos discriminatorios con las komatiitas (Arndt, 2003).

Figura 3. Modelo para la formación de komatiitas en zonas de subducción.

1) Inicio de la subducción, deshidratación de la placa subducida y ascenso del manto astenosférico, caliente y buoyante. Este proceso produce la fusión del manto hidratado y empobrecido dando lugar fundidos en un amplio rango de composición de MgO. Komatiitas y/o boninitas pueden ser formadas durante esta etapa.

2) Con el tiempo, la zona de subducción madura produciendo magmas hidratados y de menor temperatura (andesitas), los cuales son emplazados sobre la corteza ultramáfica.

3) La corteza komatiítica es obducida sobre el continente por una colisión al final de la subducción. El manto empobrecido se ha engrosado y es incorporado al manto litosférico continental. (Grove y Parman, 2004).



1.2. Caso de estudio: La Isla Gorgona

Generalidades

La Isla Gorgona se localiza a 78° 12' W y 2° 58' N, en el Océano Pacífico colombiano, aproximadamente 50 km al occidente de Guapi (Cauca), y separada ~ 200 m del islote de Gorgonilla por del estrecho de Tasca (fig. 4). Con escasos 8 km de largo por 2 km de ancho, la isla Gorgona tiene unas condiciones naturales extremas. Está cubierta en su totalidad por una densa vegetación selvática, la humedad alcanza el 100% y la precipitación anual fluctúa entre 8000 y 11000 mm al año. Su altura máxima es de ~350 m y su topografía es escarpada. En 1960 fue convertida en isla prisión por el gobierno colombiano y funcionó como tal hasta 1982, cuando fue declarada Parque Nacional, condición que se preserva hasta la actualidad. Su ingreso, por lo tanto, está regulado por la Dirección de Parques Nacionales Naturales de Colombia a quienes es necesario solicitar un permiso de investigación que a su vez limita el número de muestras que pueden ser colectadas. Durante la estancia, los recorridos están a cargo de los guardaparques de la isla, sin los cuales no es posible acceder a los lugares de interés. Las condiciones naturales extremas de la isla y hasta cierto punto la normatividad del parque, limitan la exploración geológica. Por tales circunstancias, la mayoría de las campañas se restringen a algunos arroyos y zonas costeras dependiendo del régimen mareal y factores aleatorios como el tiempo atmosférico, la disposición de lancha, guía o gasolina.

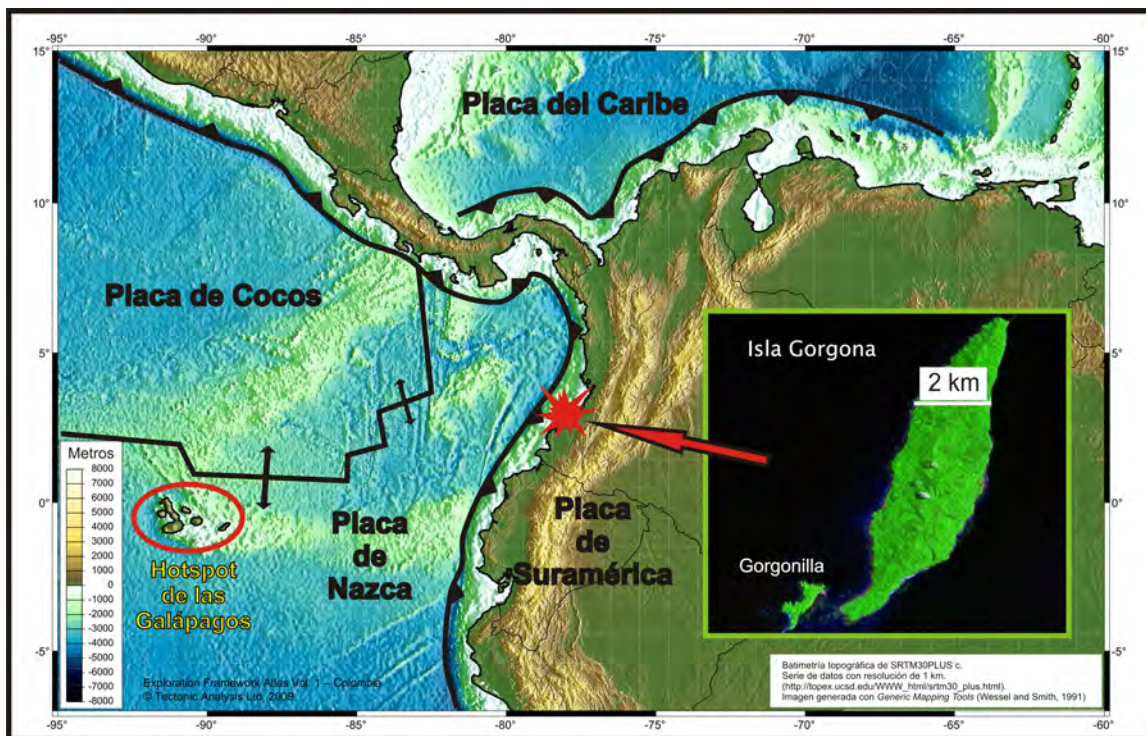


Figura 4. Imagen de la Esquina Nor-Occidental de Sur América y Centro América. Localización geográfica (flecha roja) de la Isla Gorgona y principales rasgos tectónicos de la región.

Antecedentes

La isla Gorgona fue inicialmente cartografiada por Gansser entre 1944 - 1945 como parte de un proyecto de exploración de *Shell Oil Co.* que no fue publicado hasta 1950 por el mismo autor. Gansser (1979) clasifica las rocas con textura spinifex como komatiitas y describe la secuencia como un conjunto de rocas ultramáficas sin metamorfismo. Les atribuye una edad Paleógena por estar cubiertas de sedimentos Neogénos de origen marino. Interpreta que la suite es la prolongación de rocas similares expuestas en la margen continental oeste de Colombia, agrupadas en lo que denomina *Cordillera Costera*. Poco después Echeverría (1980), hizo un mapeo detallado de las unidades, definió la estratigrafía y realizó un muestreo sistemático de las unidades máficas y ultramáficas para las que sugirió una edad Terciaria. Sus resultados de

petrografía, química mineral, elementos mayores, traza e isótopos de Nd y Sr, fueron los primeros datos geoquímicos publicados sobre la isla. De ellos resaltó el empobrecimiento en elementos traza incompatibles de todas las muestras, y en particular de las komatiitas con respecto a los basaltos al exhibir un extremo empobrecimiento en elementos de las tierras raras ligeras (LREE). Observó que los isótopos no mostraban una composición homogénea aunque si una buena correlación que indicaba un posible origen de piso oceánico. Adicionalmente estimó temperaturas de erupción de 1450°C - 1500°C con base en experimentos petrológicos y geotermómetros de olivino y plagioclasa. Finalmente relacionó el origen de las komatiitas con altos grados de fusión parcial a partir de un manto previamente empobrecido, en un proceso similar a la formación de los basaltos de dorsales meso-oceánicos (MORB). Poco después Echeverría *et al.* (1981) sugirieron que el fraccionamiento del líquido que formó las komatiitas de Gorgona pudo originar también las tholeiitas paleógenas de la placa de Nazca. Cameron y Nisbet (1982), discutieron las semejanzas entre las komatiitas de Gorgona y los MORB. Propusieron que las komatiitas pueden representar los magmas parentales de estos basaltos. Espinosa *et al.* (1982) presentaron los primeros fechamientos en gabros de Gorgona, los cuales arrojaron edades K-Ar de 86 ± 8.5 Ma y 70 ± 10 Ma. Ese mismo año Echeverría (1982) afirmó, como en otros trabajos anteriores, que algunas muestras tienen una composición isotópica muy diferente a los Basaltos de Islas Oceánicas (OIB), y propuso que un ambiente de dorsal oceánica es quizás el origen más probable para las komatiitas de Gorgona.

Aitken y Echeverría (1984) y Dupré y Echeverría (1984) presentan datos más detallados de elementos mayores, tierras raras e isótopos (Nd, Sr y Pb). Estos resultados indican que existen dos grupos de rocas relacionados con fuentes diferentes del manto. Echeverría y Aitken (1986) hicieron un análisis geoquímico detallado de las brechas tobáceas y algunos diques picríticos que afloran en el sector sur de la isla. Identificaron que estas rocas tienen un contenido de MgO

similar, o en algunos casos superior al de las komatiitas. Reconocieron además, que la composición de LREE era extremadamente pobre e indicaba una fuente del manto muy empobrecida y diferente a la que formó las komatiitas.

La interpretación de la komatiitas de Gorgona cambió significativamente con el trabajo de Storey et al. (1991). Estos autores propusieron que, junto con Curaçao, las Antillas Holandesas y algunos fragmentos de la Cordillera Occidental, Gorgona forma parte del *Plateau* oceánico del Caribe, el cual tiene su origen en el impacto de la pluma de Galápagos contra la placa Farallón. Basándose en esta hipótesis, argumentaron que la composición heterogénea de las rocas de Gorgona puede explicarse por fusión en múltiples etapas (Duncan y Green, 1980). En el mismo año, Walker *et al.* (1991), publicaron tres edades Re-Os en la suite de Gorgona: 155 ± 43 Ma para las komatiitas y basaltos “asociados espacialmente”, 88.1 ± 3.8 Ma en basaltos y 58 Ma en picritas y lavas basálticas. A partir de las heterogeneidades en la composición isotópica de Os y Pb en las komatiitas, concluyeron que el Os radiogénico proviene de porciones del manto enriquecidas por un componente derivado de altas profundidades o de antigua corteza oceánica subducida. Posteriormente Herzberg *et al.* (1992), presentaron los resultados de experimentos petrológicos a altas presiones sobre komatiitas. Para las komatiitas de Gorgona estos autores obtuvieron resultados que indican bajos grados de fusión pseudoinvariante (< 30%) involucrando líquido, orto- y clinopiroxeno y granate a 40 kbar de presión, correspondientes a ~130 km de profundidad. Asimismo, Nisbet *et al.* (1992) estimaron una temperatura de erupción de 1400°C con base en el contenido de MgO de estas komatiitas. Posteriormente Kerr *et al.* (1996), realizaron nuevos análisis geoquímicos e isotópicos sobre muestras de Gorgona. Identificaron los grupos *empobrecidos y enriquecidos* descritos en trabajos previos, a los cuales atribuyeron dos fuentes principales: *el interior y la cabeza de una pluma del manto*, respectivamente. Con algunas evidencias de campo, estos autores también discutieron las edades obtenidas por Walker *et al.*

(1991), argumentando que lavas de ambos grupos se encuentran intercaladas y por lo tanto deben ser contemporáneas. Al mismo tiempo, Kerr *et al.* (1991), sugirieron que las komatiitas son intermedias con respecto a la concentración de elementos traza que exhibe la suite, interpretando que tales variaciones se relacionan con una marcada heterogeneidad de la fuente. La incorporación de al menos dos componentes diferentes, o bien procesos complejos de fusión y extracción durante el ascenso de la pluma, son algunas explicaciones sobre las diferencias. Posteriormente, Arndt *et al.* (1997), presentaron un modelo petrogenético en el cual las composiciones de Gorgona reflejan un proceso de fusión dinámica y la incorporación de diferentes materiales durante al ascenso de una pluma de composición heterogénea. Kerr *et al.* (1997), realizaron análisis de elementos mayores, traza, e isótopos de Nd y Sr, así como fechamientos Ar-Ar sobre rocas de la Cordillera Central, la Cordillera Occidental y la Serranía del Baudó en Colombia. Los resultados fueron comparados con Gorgona y se planteó que, de no ser por la diferencia de edad entre la Serranía del Baudó (~70 Ma) y Gorgona (~90 Ma), ésta última sería su equivalente y continuación hacia el sur. Alvarado *et al.* (1997), reportan komatiitas por primera vez en el norte de la Península de Nicoya, Costa Rica. Fechamientos Ar-Ar y análisis geoquímicos sobre estas rocas arrojaron una edad de 89.7 ± 1.4 Ma y composiciones similares a las de Gorgona. Sinton *et al.* (1998), presentan un conjunto de edades Ar-Ar obtenidas en muestras de Gorgona, Curaçao, el occidente de Colombia, las Antillas así como muestras del *Plateau* del Caribe *in situ*. De los basaltos de Gorgona obtuvieron una edad de meseta (t_p) definida por el total del ^{39}Ar liberado en un experimento donde solo se colectaron tres fracciones, con éstos tres datos se calculó una edad de isocrona en ~86 Ma a partir de una línea recta pobremente constreñida ($\text{SumS}/(n-2) = 11.8$). De las demás regiones calcularon fechas que sugerían dos grupos o eventos magmáticos: 1) 88-91 Ma y 2) ~76 Ma. Posteriormente, Walker *et al.* (1999) realizaron análisis de ^{187}Os en muestras de Curaçao y corrigieron las edades de Gorgona publicadas en 1991. En esta revisión obtuvieron una nueva isocrona de

89.2 ± 5.2 Ma en contraste con la anterior de 155 ± 43 Ma. Encontraron también un amplio rango de variación de isótopos de Os (γ_{Os} de -0.5 a +12.4), que además no se correlaciona con Nd y Pb debido a que éstas sistemáticas no guardan relación con la de Os. Poco después, Revillon *et al.* (2000), publicaron un estudio sobre las rocas plutónicas de Gorgona donde concluyeron que la suite es comagmática con las rocas volcánicas, y que los intrusivos fueron el resultado de la cristalización de líquidos derivados del manto atrapados en cámaras magmáticas corticales. En 2002 Revillon *et al.*, realizaron análisis de Sr, O y He en olivino y clinopiroxeno de komatiitas, gabros y peridotitas de Gorgona. Interpretaron que las heterogeneidades observadas se relacionan con corteza oceánica reciclada en una pluma del manto. También concluyeron que la alta relación $^3He/^4He$ puede indicar la proveniencia del manto inferior. Brandon *et al.* (2003) realizaron análisis sobre isótopos de Os en las komatiitas de Gorgona y compararon los resultados con datos previamente reportados para Hawaii y Siberia. Encontraron semejanzas en las tendencias que describen las relaciones $^{186}Os/^{188}Os$. Propusieron que los datos pueden ser el reflejo de una sola fuente en el núcleo que se mezcla con otras composiciones del manto caracterizadas por diferentes γ_{Os} . Thompson *et al.* (2003) analizaron isótopos de Hf-Nd en muestras del *Plateau* del Caribe, Gorgona y Galápagos con el fin de identificar posibles conexiones entre ellos. Los resultados fueron combinados con datos previos de Nd, Pb, Sr y He. Las composiciones más empobrecidas de Gorgona no se registraron en el *plateau* del Caribe, aunque éste es similar a los productos de Galápagos. Concluyeron entonces que Gorgona puede ser un indicador de la escala de heterogeneidad del Caribe ó bien, que representa otro *plateau* formado por una pluma diferente en el Pacífico, como Salas y Gómez. Posteriormente, Kerr (2005) publicó una revisión de los estudios geológicos realizados así como un modelo petrogenético para explicar el origen de la Isla Gorgona. Su modelo propone que la isla proviene de una pluma que asciende desde el límite núcleo – manto dejando al menos tres reservorios a su paso (dos empobrecidos y uno enriquecido) que explican las heterogeneidades

composicionales. Finalmente, con base en datos paleomagnéticos, incluidos en una tesis de doctorado (Estrada, 1995) que no fue publicada formalmente, concluye que Gorgona y otras secuencias en la costa de Ecuador y Colombia constituyen un *plateau* diferente al del Caribe, el cual estima que se acrecionó a Suramérica durante el Eoceno medio. Este modelo se perfecciona con el trabajo de Kerr y Tarney (2005) donde se insiste en la idea de que Gorgona es un *plateau* diferente del Caribe formado por la pluma de Salas y Gómez. Sus evidencias, similares a las expuestas por Kerr (2005), incluyen la pequeña diferencia de edades con el *plateau* al del Caribe (90 Ma vs. 89 Ma), algunas diferencias isotópicas y los datos paleomagnéticos de Estrada (1995). Finalmente, el último trabajo con información sobre Gorgona fue publicado por Herzberg *et al.* (2007) quienes determinan temperaturas potenciales del manto de 1550°C a 1600°C y temperaturas de erupción cercanas a 1500°C.

2. Contexto Geológico Regional

2.1. Evolución geológica del occidente colombiano

La margen noroccidental de Suramérica se caracteriza por la presencia de rocas máficas mesozóicas asociadas a mesetas oceánicas, *ridges* asísmicos, arcos intrao-oceánicos y/o secuencias ofiolíticas que representan cerca del 20% de la superficie de Colombia (240,000 km²) (Gansser, 1973; Moreno y Pardo, 2003). Las unidades litológicas que exhiben dichas características se distribuyen en tres cinturones tectonomagmáticos (McCourt et al., 1984; Lebrat et al., 1985), y están a su vez separados por fallas regionales y sedimentos continentales de cuencas terciarias como los del graben Cauca – Patía y las cuencas San Juan y Atrato. Estas tres provincias están definidas en este estudio como: a) el Flanco occidental de la Cordillera Central, b) la Cordillera Occidental y c) La Sierra Costera (Nivia, 1987) o Serranía Baudó – Chongon Colonche (fig. 7). No obstante, otros modelos han sido propuestos (figs. 5 y 6). Moreno y Pardo (2003) consideran que el occidente de Colombia puede ser también descrito por cinco complejos cuyas características litológicas y/o cronoestratigráficas son diagnósticas en cada caso. Estos complejos son denominados Quebradagrande – Alao, Arquía – Guamote, Amaime-Chaucha, Cordillera Occidental y Panamá - Chocó (fig. 5) y no consideran la clasificación en Provincias propuesta por McCourt *et al.* (1984) o Nivia (1987). En un marco más regional, Cediél *et al.* (2003) describen la evolución de los Andes del Norte con base en la identificación y caracterización de más de 30 unidades litotectónicas y morfoestructurales de esta zona (fig. 6). Establecen, además, 4 Provincias Tectónicas (*“tectonic realms”*) en las que agrupan unidades litotectónicas del mesozóico y cenozoico relacionadas genéticamente. Entre los 4 grupos se destaca la Provincia Tectónica Occidental (WTR), la cual comprenden la región de interés en este estudio y es equivalente a los complejos de Moreno y Pardo (2003) así como a los cinturones de McCourth *et al.* (1984).

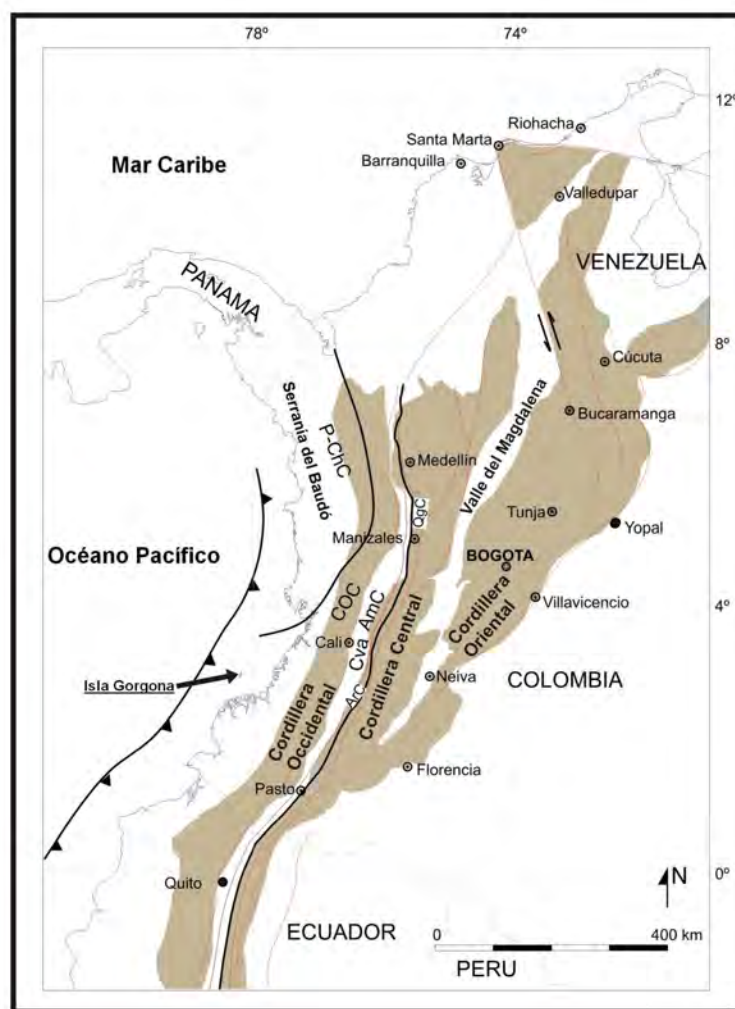


Figura 5. Esquema fisiográfico y localización de complejos tectónicos definidos en la clasificación de Moreno y Pardo (2003). P-ChC: Complejo Panamá-Chocó; COC: Complejo Cordillera Occidental; AmC: Complejo Amaime-Chauca; Arc: Complejo Arquía-Guamote; QgC: Complejo Quebradagrande-Alao; Cva: Valle del Cauca. En marrón las cadenas montañosas de los Andes; las líneas rojas y negras representan las principales fallas.

La WTR está subdividida en 3 asociaciones principales a su vez compuestas por terrenos, estas son: 1) Pacífico (PAT): Formada por los terrenos Romeral, Gorgona y Dagua correspondientes a la porción más meridional del Cinturón Costero y las Formaciones Macuchi y Piñón en Ecuador. 2) El Arco Chocó (CHO): Representa el segmento oriental del doble arco de Panamá y equivale a los terrenos Cañas Gordas y Baudó. 3) Caribe (CAT): Compuesto por rocas

similares a las del terreno Dagua – Piñón, representa los terrenos San Jacinto y Sinú de edades Paleoceno y Oligoceno, respectivamente (Cediel *et al.* 2003). La isla Gorgona se ubicaría en el terreno Gorgona, limitado por las fallas Buenaventura y Garrapatas con movimiento inverso y lateral derecho, respectivamente.

Magmatismo cretácico en el sector occidental de la Cordillera Central

Las unidades litológicas que exhiben un magmatismo máfico en esta región son equivalentes al terreno Romeral (RO) (fig. 6) de Cediél *et al.* (2003) y al Complejo Quebradagrande – Alao (QgC) y Arquía - Guamote (ArC) de Moreno y Pardo (2003) (fig. 5).

A lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central existe un cinturón discontinuo de rocas volcánicas principalmente máficas, limitadas al este por la falla de Romeral. La principal expresión de dicho magmatismo se registra en la sección norte y está representada por el Complejo Quebradagrande (Botero, 1963; González, 1980). Esta unidad consiste en una secuencia volcano-sedimentaria cuyo espesor combinado mínimo es de 3500-5000 m. Sus rocas volcánicas varían entre espilitas, doleritas, basaltos y andesitas, y en menor proporción brechas y tobas asociadas con una sucesión de dunitas, peridotitas y gabros. Geoquímicamente los basaltos y andesitas exhiben afinidades calcoalcalinas y son enriquecidos en elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) con respecto a los de alto potencial iónico (HFSE). El segmento sedimentario consiste en rocas con una amplia variación en el tamaño de grano. Brechas, conglomerados y areniscas conglomeráticas son comunes y sugieren sedimentación volcano-clástica subacuática. En el departamento del Valle la mayor parte de los afloramientos consisten en arenitas líticas y arcosas volcano-clásticas con fragmentos de rocas máficas, lodolitas carbonosas, pedernales negros y delgadas intercalaciones de calizas negras. Dicha asociación se ha interpretado como parte de un depósito turbidítico con intercalaciones pelágicas (González, 1980; McCourt, 1984; Nivia, 2001). Regionalmente, las rocas de la Formación Quebradagrande se pueden correlacionar con la secuencia de vulcanitas máficas, grauvacas, conglomerados, perdenales y lodolitas que afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central al noroeste de Manizales (González, 1980; Álvarez, 1983). Estas rocas que incluyen la sección tipo de la Formación Quebradagrande de Botero (1963), se han cartografiado en el área

de Manizales como el Complejo meta sedimentario Aranzazu-Manizales (Lozano *et al.* 1984^a, 1984b; Gómez *et al.* 1995; Nivia, 2001). Su edad se estima a partir de fósiles colectados en las rocas sedimentarias, los cuales exhiben una edad Valanginiano-Albiano (González, 1980; Gómez *et al.* 1995, Nivia, 2001). Análisis K/Ar en roca total y hornblendas en los gabros indican edades de 105 ± 10 Ma, 131 ± 9 Ma (Toussaint y Restrepo, 1976) y 124 ± 12 Ma (Toussaint *et al.* 1974). Su origen se ha relacionado con procesos de extensión – subsidencia desarrollados en una cuenca marginal o de back arc en la margen del proto-Pacífico colombiano. El progresivo adelgazamiento litosférico en este escenario generó ambientes sedimentarios gradualmente más profundos y propició la formación de corteza oceánica. Dicha cuenca marginal fue cerrada por la colisión con el plateau oceánico del Caribe que a su vez acrecionó el occidente del Complejo Arquía en el Eoceno temprano (Nivia, 2006).

Magmatismo máfico cretácico en la Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental está constituida por rocas volcano-sedimentarias principalmente de edad cretácica tardío. Equivalen al Complejo de la Cordillera Occidental y los terrenos Cañasgordas y Dagua, según las clasificaciones de Moreno y Pardo (2003) y Cediél *et al.* (2003), respectivamente (figs. 5 y 6). En el norte de Colombia son agrupadas bajo el nombre de Cañasgordas (Álvarez y González, 1978). Las rocas volcánicas de este grupo se denominan Formación Barroso mientras que las sedimentarias, Formación Penderisco. Los volcánicos consisten en basaltos y diabasas y con menor frecuencia en espilitas intercaladas con lavas almohadilladas, hialoclastitas, tobas, brechas vítro-clásticas y aglomerados ocasionalmente con lentes de rocas sedimentarias (argilitas y perdenales). La Formación Penderisco está formada por los Miembros Nutibara y Urrao que a su vez están constituidos por una secuencia

de perdenales y calizas negras micríticas, y por depósitos con características turbidíticas respectivamente (Alvárez y González, 1978).

En la parte central y meridional del occidente colombiano las rocas volcánicas son conocidas como Grupo Diabásico (Nelson, 1957; Barrero, 1979; Nivia, 1987). Dos secuencias diferentes de origen sedimentario han sido propuestas bajo diversas denominaciones como parte de este grupo. Los primeros en proponer las divisiones estratigráficas fueron Hubach y Alvarado (1934) y Hubach (1957), quienes usaron el nombre *Series de Dagua* para referirse a la secuencia filitas con metacalizas y pedernal que afloran en el flanco poniente de la Cordillera Occidental. *Series Espinal* fue el nombre que se le dio a la sucesión de lutitas fisibles, pedernal y areniscas con estratificación rítmica intercaladas con las rocas volcánicas máficas. Nelson (1957) sugirió que el Grupo Diabásico yace concordantemente sobre sedimentos y metasedimentos que denominó *Grupo Dagua*. Las porciones superior e inferior de este grupo se consideraron equivalentes a las *Series Espinal y Dagua* de Hubach. Barrero (1979) redefinió al *Grupo Dagua* de Nelson dándole el *status* formacional a los sedimentos Espinal y renombrando a la secuencia de filitas y escamas tectónicas como Formación Cisneros. En su descripción el Grupo Dagua consistía en dos formaciones: la mayor y más deformada, Cisneros y la más joven, concordante y sin metamorfismo, Espinal. Para las rocas volcánicas máficas, Barrero mantuvo el nombre de Grupo Diabásico propuesto por Nelson (1957). Tanto Nelson como Barrero coincidieron en que las rocas máficas del Grupo Diabásico eran más jóvenes que los sedimentos y metasedimentos del Grupo Dagua. Sin embargo Barrero sugirió que las diferentes unidades podrían ser lateralmente equivalentes cronológicos. Esta idea fue apoyada por Etayo *et al.* (1982), quien propuso que el Grupo Dagua (*s.s.*) representaba la acumulación de facies laterales y no la consecuencia de una sedimentación vertical. Estudios posteriores de Aspden (1984) consideraron discontinuar la nomenclatura propuesta para la Cordillera Occidental por ambigüedades

estratigráficas. Las lavas máficas y doleritas de esta región fueron entonces reunidas bajo el nombre de Formación Volcánica. Esencialmente esta denominación abarca una espesa secuencia de lavas basálticas que incluyen flujos masivos y almohadillados, sills doleríticos, gabros, tobas escasas y delgados horizontes o lentes sedimentarios. Bajos grados de metamorfismo y minerales metamórficos en facies de zeolita, prehnita-pumpellita y de esquistos verdes, son también comunes (Irving, 1975, Rodríguez, 1981; Nivia, 1987). El espesor de esta formación es desconocido, pero se ha propuesto que excede los 5 km (Barrero, 1979; Aspden, 1984). Está limitada por fallas regionales mayores: al este por la falla Cauca -Patía que también constituye el borde oriental de la Cordillera Occidental; al oeste por la Falla de Río Bravo. Entre la falla Cauca - Patía y la falla Dagua - Calima, el grupo Diabásico contiene cuerpos intrusivos en su mayoría de composición gabróica. Algunos de ellos son El Palmar, Zabaletas, El Tambor, Río Volcanes y el stock de Río Frio. Hacia el Sur, El Grupo Diabásico ha sido también relacionado con la Formación Macuchi en Ecuador.

La edad de las rocas máficas de la Cordillera Occidental fue establecida con base en algunos fechamientos realizados sobre la Formación Volcánica. Los primeros análisis fueron hechos mediante el método K/Ar en roca total de una anfibolita, así como en hornblendas de un dique pegmatítico que corta el Complejo Bolívar. Estos fechamientos arrojaron edades de 106 ± 18 Ma, 102 ± 18 Ma, 78 ± 18 Ma y 70 ± 14 Ma (Barrero, 1979; Brook, 1984). Posteriores análisis Ar-Ar, señalaron edades de meseta en 91.7 ± 2.7 Ma (PAN 7) (Kerr *et al.* 1997), 93.21 ± 3.60 (COL 354) y 88.95 ± 3.27 Ma (COL 436), además de una edad de isocrona sobre ésta última muestra de ~ 84 Ma (Kerr *et al.* 2002). Otros fechamientos, también Ar-Ar, sobre magnesi-hornblendas de pegmatitas que intruyen al Complejo Bolívar, arrojaron una edad promedio de 90.5 ± 0.9 Ma (Kerr *et al.* 2004). Las semejanzas en las edades así como en la composición geoquímica e isotópica de las unidades litotectónicas de la Cordillera Occidental

y el *Plateau* del Caribe, sugirieron su relación y posible acreción a la esquina occidental de Colombia durante finales del cretácico (Kerr *et al.* 1996; Moreno y Pardo, 2003; Kerr, 2005).

Magmatismo máfico – ultramáfico en el Cinturón Baudó - Chongon Colonche

La asociación más occidental en la Provincia Tectónica Occidental de los Andes Septentrionales está representada por un cinturón que abarca desde la Serranía del Baudó hasta la Serranía de Chongón – Colonche pasando por la isla Gorgona (fig. 7) Sus equivalentes en la clasificación de Cediel (2003) son los terrenos Baudó y Gorgona.

La geología de la Serranía del Baudó es poco conocida. La mayoría de la información proviene de una zona alrededor de los 5° 30' latitud Norte y del proyecto Canal Atrato – Truandó, del cual la comisión de estudios interoceánicos (IOCS) reportó en 1968 secuencias de basaltos, aglomerados, tobas y rocas sedimentarias de edad Cretácico tardío – Mioceno. Estudios geológicos publicados por Gansser (1963) y Macía (1985) describieron en Cabo Corrientes una asociación volcánica formada por basaltos, espilitas, basaltos espilitizados y basaltos komatiíticos que fueron correlacionados con las lavas komatiitas cretácico tardío - Terciario temprano de la isla Gorgona (Gansser, 1979; Echeverría, 1980).

El equivalente de la Provincia Tectónica Occidental en Ecuador es la Formación Piñón (Tschopp, 1948), también llamada “Complejo Ígneo” por Goossens (1968) o “Complejo Ígneo Básico” por Goossens y Rose (1973). La Formación Piñón representa a un bloque fallado y deformado de una suite ofiolítica no metamorfizada (Lonsdale, 1978). Está compuesta principalmente por basaltos

tholeiíticos, doleritas, conglomerados basálticos, tobas y delgadas intercalaciones con argilitas, grauvacas y pedernal.



Figura 7. Principales provincias fisiográficas de los Andes del Norte. En colores se resaltan los rasgos fisiográficos que constituyen la Sierra Costera y la Serranía Baudó – Chongón Coloche. Modificado de Nivia (1987).

En menor proporción está formada por lherzolitas, harzburgitas y gabros asociados (Nivia, 1987). Se encuentra a su vez suprayacida por la Formación Cayo, una secuencia turbidítica de al menos 3000 m de espesor expuesta en la Serranía de Chongon – Colonche y que se adelgaza hacia el norte (Feininger y Bristow, 1980). Además de ser una potente sucesión sedimentaria, la Formación Cayo está intercalada con basaltos almohadillados que indican la continuidad del vulcanismo durante el depósito y marcan episodios magmáticos desmembrados

del vulcanismo oceánico anterior (Lonsdale, 1978). Análogas a estas unidades se han reportado secuencias volcánicas intercaladas con sedimentos sobre un basamento con afinidad oceánica del cretácico superior en la Serranía del Baudó. Flujos basálticos y aglomerados intercalados con sedimentos Eocénicos son expuestos en el Cabo Corrientes (Gansser, 1973), al oeste de la localidad de Dabeiba (Estrada, 1973 en Álvarez, 1983) y el golfo de San Miguel en Panamá (Case, 1974). Su origen se atribuye a un arco terciario y se relaciona con la formación de una nueva trinchera y el inicio de la subducción. En contraste, la formación del basamento cretácico superior, representado principalmente por la Isla Gorgona, la Serranía del Baudó y la Formación Piñón, se relaciona con la acreción y obducción de fragmentos de piso oceánico (Gansser, 1973).

2.2. El Plateau del Caribe

La gran Provincia Ígnea del Caribe es excepcional entre las mesetas oceánicas debido a que una amplia proporción de sus márgenes se encuentran tectónicamente levantadas y expuestas. Comprende espesores variables entre 10 y 20 km de corteza oceánica (Mauffret *et al.* 2000) que pertenece a la placa del Caribe así como secuencias de basaltos de piso oceánico acrecionadas a la margen Nor-Occidental de Suramérica. Esta provincia actualmente cubre un área de ~ 2500 km (de este a oeste) por 1300 km (de norte a sur). Las edades Ar-Ar publicadas sobre esta zona varían en un rango entre 95 y 69 Ma, período en el que se ubican los principales pulsos magmáticos (~89 Ma y 75 Ma respectivamente) (Hauff *et al.* 2000; Hoernle *et al.* 2002; Kerr *et al.* 1997; Revillon *et al.* 2000; Sinton *et al.* 1997, 1998). Muchos estudios han relacionado la ocurrencia simultánea del vulcanismo a 89 ± 6 Ma sobre una gran parte de la placa del Caribe y el NW de Suramérica con el arribo de la cabeza de una pluma durante el inicio del *hotspot* de Galápagos (Duncan y Hargraves, 1984; Hauff *et*

al. 1997; 2000a, 2000b; Sinton *et al.* 1997, 1998). La fase magmática a 75 Ma ha sido atribuida al volcanismo sobre el ápice de este hotspot y/o al adelgazamiento litosférico acompañado por el ascenso y fusión del material residual de la cabeza de la pluma (Sinton *et al.* 1998; Révillon *et al.* 2000; Hoernle *et al.* 2002). Perfiles de reflexión sísmica del Caribe (Mauffret y Leroy, 1997) y datos geoquímicos combinados con fechamientos (Kerr *et al.* 2000; Lapierre *et al.* 2000) han sugerido alternativamente que esta provincia puede consistir de múltiples mesetas oceánicas (Hoernle, 2004).

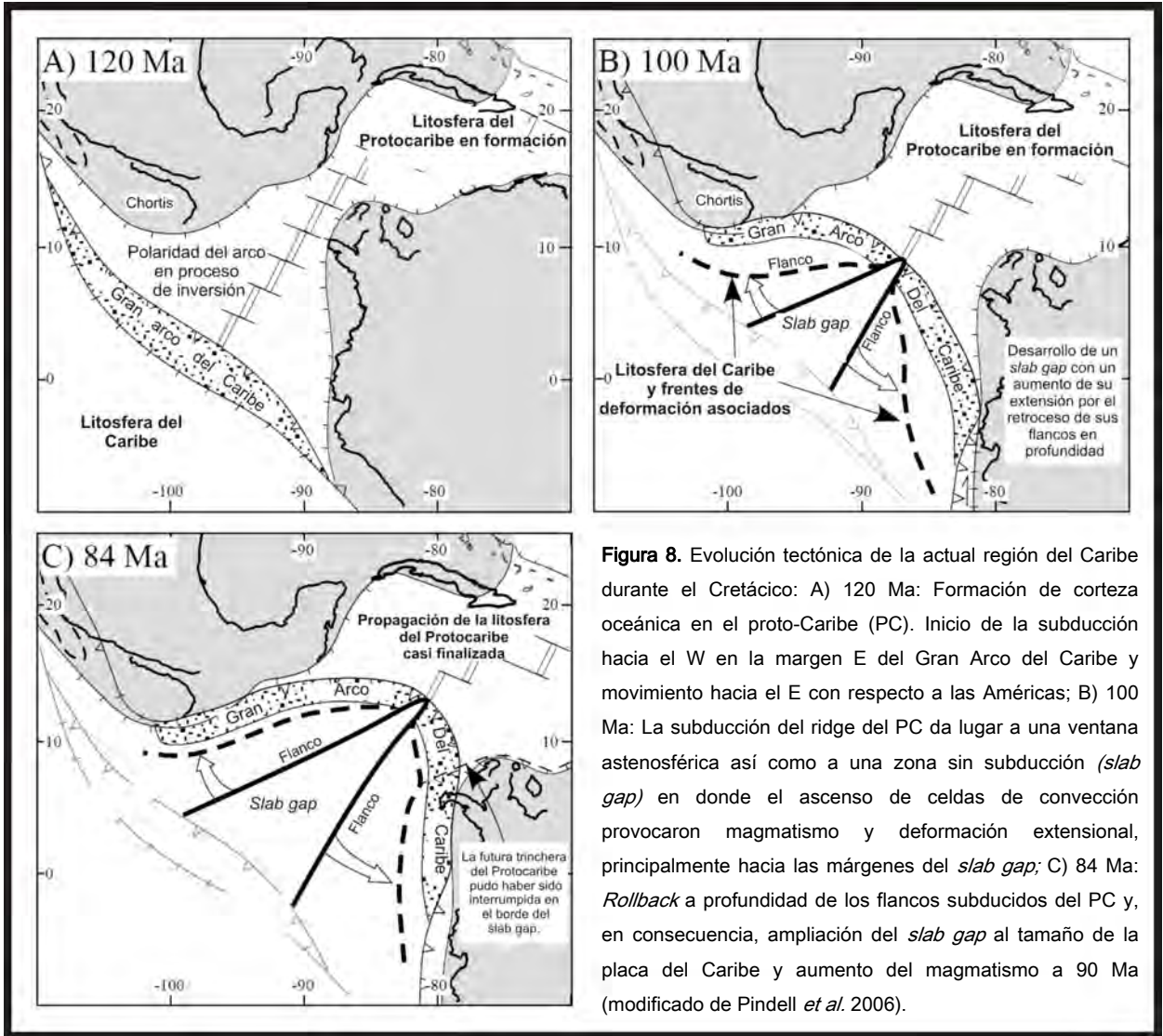
Las secuencias de rocas volcánicas máficas del Cretácico tardío del Occidente Colombiano y del Caribe meridional, presentan una marcada coherencia en sus características geoquímicas y rango composicional que sugiere un origen común con la provincia magmática del Caribe (Kerr *et al.* 1996). La composición geoquímica de la mayoría de estas rocas es completamente diferente de aquellas que presentan los basaltos de los arcos de islas o de las cuencas marginales por lo que se ha descartado que representen terrenos de arcos acrecionados. El gran volumen y extensión que representan estas rocas se ha relacionado con el impacto de la cabeza de una pluma del manto. La ocurrencia de komatiitas en Gorgona y de lavas picríticas en Romeral (Spadea *et al.* 1989) y Curaçao (Klaver, 1987), asociadas con fundidos de alta temperatura, se ha atribuido a la cola de dicha pluma. Así mismo, la presencia de riolitas de estadios tardíos, dentro de las vulcanitas máficas en Colombia, bien podrían ser equivalentes de los extensos magmas silíceos de Islandia y las Galápagos, formados posiblemente por fusión de las partes profundas de una corteza basáltica sobre-engrosada (Kerr *et al.* 1996). Interpretaciones de estas vulcanitas y otras de los alrededores del Caribe, incluyendo el piso del Caribe central, señalan la posibilidad de que representan parte de un *plateau* oceánico formado rápidamente en el punto caliente de las Galápagos hace 88 Ma (Storey *et al.* 1991). La flotabilidad típica provocada por los grandes volúmenes de corteza oceánica y la dificultad para ser subducida por debajo de la margen de

Suramérica, a medida que ésta migraba hacia el occidente a causa de la apertura del Atlántico Sur, ha sido sugerida como la causa de su imbricación a lo largo de la margen continental (Kerr *et al.* 1996). Cantidades menores de rocas volcánicas de arco, tonalitas y venas de leucogabros hornbléndicos podrían representar los productos formados por debajo del *plateau* de alta flotabilidad, o fundidos hidratados desarrollados durante la imbricación por obducción (Kerr *et al.* 1996).

El desarrollo de los límites de la placa del Caribe con Norteamérica y Suramérica estuvo controlado por movimientos regionales de placas asociados principalmente con la ruptura de Pangea, la apertura del proto-Caribe en el Océano Atlántico y la progresiva inserción de una franja de la corteza oceánica del Pacífico (ahora parte de la placa del Caribe), entre lo que actualmente se conoce como Norteamérica y Suramérica, mientras éstos se desplazaban desde África hacia el Oeste. De esta manera, una fase de margen pasiva precedió la interacción arco-continente y el desarrollo de cuencas sintectónicas a lo largo de las márgenes del Caribe y América (fig. 8) (Pindell *et al.* 2005).

Cuando las placas americanas comenzaron su separación, entre el Triásico y el Neocomiano, se formaron márgenes pasivas a lo largo del norte de Suramérica y el sur de Norte América así como una zona de subducción con polaridad al este que daría lugar a un arco continental que se extendía desde el norte a Suramérica (Gran Arco del Caribe). Este a su vez estaría localizado sobre la zona de subducción permitiendo que la corteza del Pacífico fuera subducida bajo Norteamérica, Suramérica y el Proto Caribe. No obstante, en la medida que la corteza del Pacífico era subducida, el *gap* entre las Américas se ampliaba hasta que eventualmente la polaridad de la subducción fue revertida hacia el Oeste (fig. 8). En este contexto, la intersección entre la placa subducida y el manto astenosférico que ascendía en la dorsal determinó la formación de una ventana astenosférica (*slab window*). Las celdas de convección, generadas por las

diferencias de densidad relacionadas con la introducción de la placa subducida y nueva corteza oceánica fundida, promovieron la fusión parcial y el exceso de magmatismo que se registra en la placa del Caribe y las secuencias acrecionadas a las márgenes de Norteamérica y Suramérica (Pindell *et al.* 2006).



3. Metodología

3.1. Cartografía geológica y estructural

Echeverría (1980) publicó el único mapa geológico de la isla, el cual fue retomado por diferentes autores en múltiples estudios (fig. 9). La información de este mapa fue de gran utilidad en la producción de una nueva cartografía que incluye datos estructurales y estratigráficos antes no reportados, así como la localización de las estaciones de muestreo y descripciones a las que se hace referencia en esta tesis (fig. 12).

La cartografía se realizó sobre un único plano fotogramétrico disponible de las islas Gorgona y Gorgonilla a escala 1:10.000, elaborado por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) en 1959. Dicho mapa no está georeferenciado y se ajusta al punto con coordenadas 2°58'10.42" Latitud Norte y 78°11'05.68" Longitud Oeste, correspondientes a una antigua estación geodésica.

La localización de puntos de muestreo y colecta de datos en las dos campañas de campo realizadas se obtuvo con GPS en coordenadas geográficas y UTM usando la proyección de referencia WGS 84, zona 17. Durante las campañas de campo, la ubicación en el mapa fue problemática. En la primera salida la localización se hizo por triangulación con brújula usando como puntos de referencia la estación geodésica y el poblado de la isla, cuyas coordenadas fueron obtenidas con GPS. Con la identificación de rasgos geomorfológicos de coordenadas conocidas, se realizó posteriormente una retícula de georeferencia. Este método fue aplicado en la segunda salida sin buenos resultados ya que el error de localización superaba los 150m. Una vez descartado el uso de la retícula, se intentó superponer los puntos de los recorridos obtenidos con GPS a un recuadro de imagen *Landsat*. Sin embargo con este método tampoco se obtuvieron resultados aceptables. Una ubicación aproximada, y la más cercana

a la realidad, se realizó con base en la identificación de rasgos costeros y arroyos, conteo de pasos y reconocimiento de playas por los guarda-parques. No obstante, todas las muestras y estaciones tienen coordenadas GPS con un error inferior a 10m.

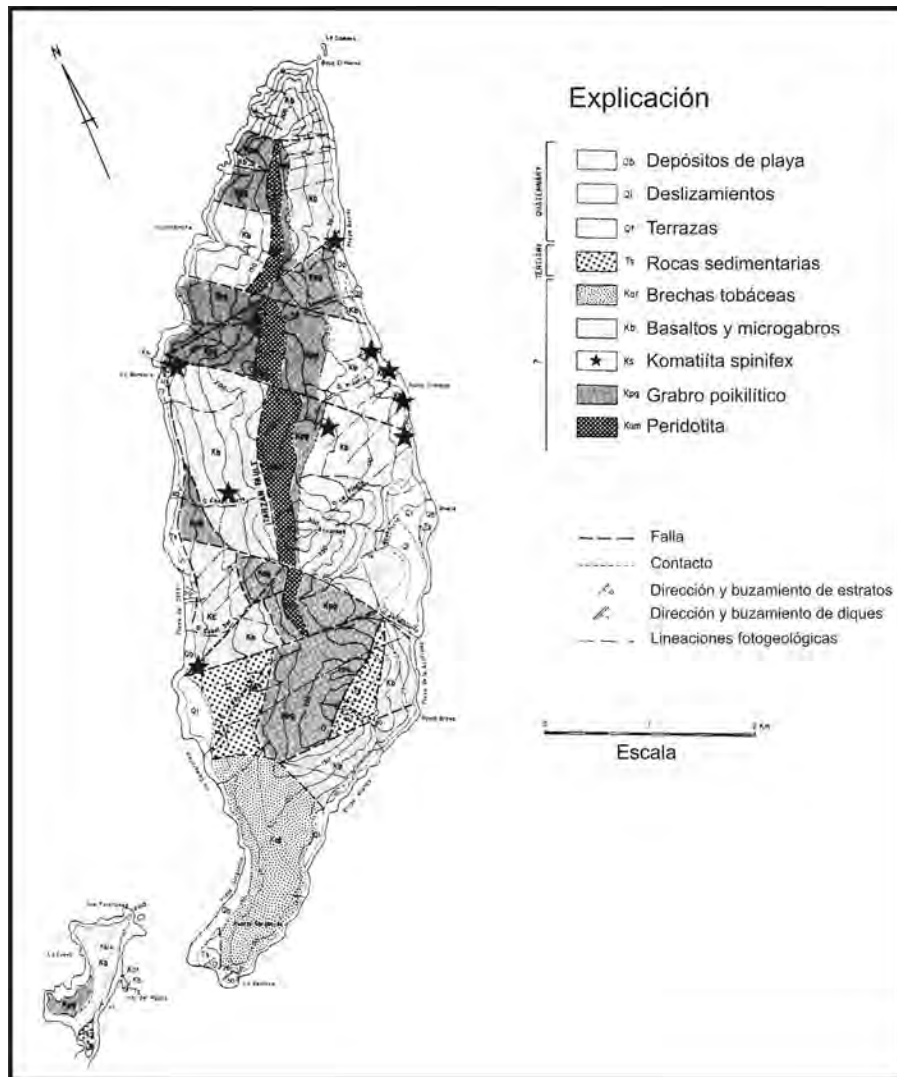


Figura 9. Mapa geológico de las Islas Gorgona y Gorgonilla. Tomado de Echeverría (1980). Se exhiben las principales unidades litológicas de la isla así como los puntos de muestreo a partir de los cuales se han realizado la mayoría de estudios posteriores. Se destacan los contactos fallados entre todas las unidades y las principales estructuras tectónicas de la isla.

Los recorridos en la mayoría de los casos fueron realizados en lancha. Esta condición junto con otros factores como el tiempo atmosférico, la disposición de gasolina, averías mecánicas y cambios mareales, fueron determinantes en la obtención de datos en la isla. Los recorridos que se hicieron caminando dependieron principalmente de la topografía, máximos y mínimos mareales así como de la velocidad para caminar, muchas veces limitada por el peso que se debía cargar de las muestras colectadas.

3.2. Muestreo

Las muestras procesadas en este proyecto fueron colectadas en las dos salidas de campo realizadas a la Isla Gorgona, en las que se contó con la valiosa colaboración de Gustavo Serrano y los guardaparques de la isla. En la primera campaña participó el M.C Pedro de Greiff Gautier y en la segunda el Dr. Luca Ferrari. La obtención y transporte de las muestras requirió diversos trámites que son descritos a continuación.

La mayoría de las muestras fueron colectadas durante la primera campaña de campo (fig. 10). Los fragmentos obtenidos fueron de tamaños superiores a 25 cm de diámetro debido al permiso otorgado por las autoridades de Parques Nacionales Naturales de Colombia, quienes permitieron la colecta de sólo 20 muestras. Durante la segunda campaña el muestreo fue significativamente menor ya que la mayoría de unidades habían sido analizadas. Los fragmentos en ambas ocasiones fueron transportados desde la Isla Gorgona hasta el puerto de Guapi en lancha y posteriormente enviados en varias etapas por vía aérea hasta la ciudad de Cali. Para mandar las muestras al Centro de Geociencias en Juriquilla, Querétaro, fue necesario tramitar en ambos casos una licencia de exportación. En el primer grupo de muestras esto se realizó a través de INGEOMINAS, Medellín, cuyos funcionarios tomaron un núcleo de cada muestra

al que se anexó una breve descripción y un certificado de procedencia e investigación. Las diligencias relacionadas con el segundo grupo de muestras fueron realizadas a través de un agente aduanal. La exportación concluyó un mes después a la colecta.

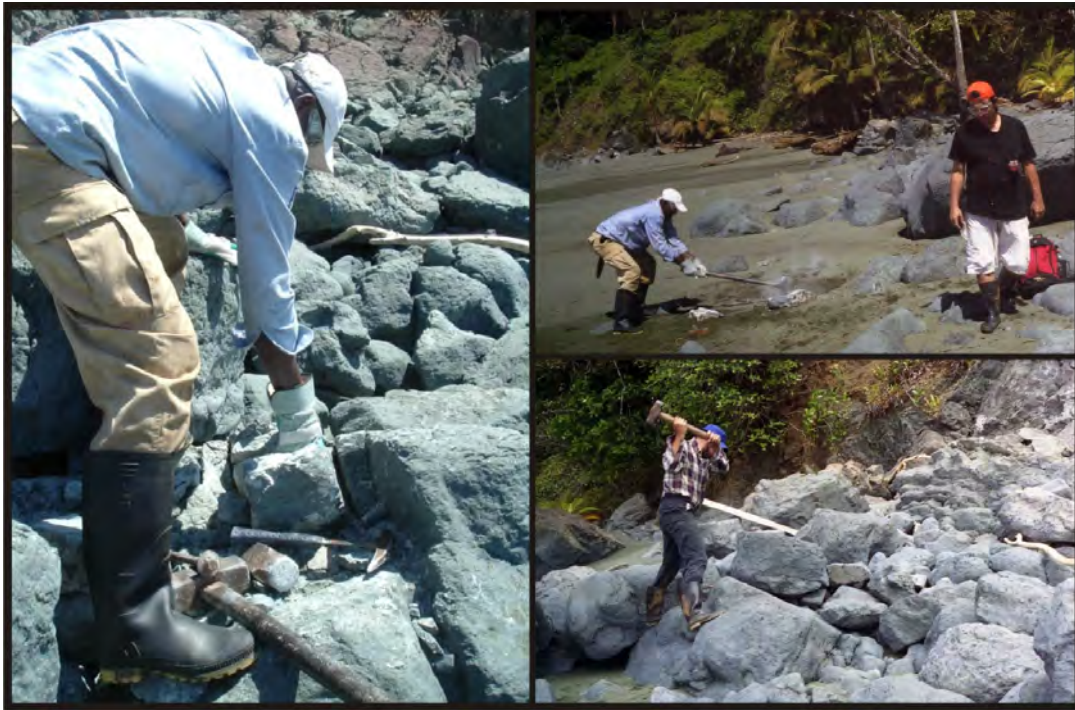


Figura 10. Muestreo en la Isla Gorgona.

3.3. Laminación, triturado y pulverizado

Se seleccionaron porciones homogéneas que fueron descostradas con el fin de eliminar las zonas de alteración hidrotermal o intemperismo. La laminación se llevó a cabo en el taller de corte y laminación del Centro de Geociencias con la ayuda de Juan Tomás Vázquez.

Para el análisis de elementos mayores y traza fue necesario triturar y pulverizar las muestras. La trituración se realizó en el taller de molienda utilizando un mortero y mazo de acero. Los fragmentos obtenidos fueron tamizados con una malla plástica de la cual se seleccionaron esquirlas entre ~3 mm y ~5 mm de diámetro. Estas fueron lavadas en varias ocasiones con agua desionizada y sometidas a vibraciones de ultrasonido con el fin de eliminar las fracciones de polvo, sal y arena tan comunes en las rocas de la isla. Finalmente fueron secadas en el horno durante 16 horas a 50°C. Los fragmentos limpios fueron examinados en una lupa binocular con el fin de desechar materiales accidentales y/o fragmentos alterados.

La pulverización de las rocas se realizó en el taller de Pulverizado del Centro de Geociencias con la orientación del técnico Manuel Albarrán Murillo. Para ello se utilizó un plato de alúmina y un pulverizador Shatterbox marca SPEX. Con el fin de reducir la contaminación entre una muestra y otra, se limpió el instrumento pulverizando arena sílica y lavando posteriormente con agua desionizada y un cepillo. Para secar el mortero se utilizó acetona y una lámpara incandescente. Al procesar cada muestra se precontaminó el mortero con una pequeña fracción de la roca correspondiente que posteriormente fue desechada. El polvo obtenido fue depositado en pequeños frascos plásticos o de vidrio.

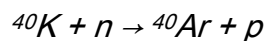
3.4. Análisis de elementos mayores y traza

En todas las muestras se analizó el contenido de elementos mayores y traza. La composición de elementos mayores fue determinada por el Químico Rufino Lozano usando fluorescencia de rayos X en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM. Los datos de elementos traza fueron obtenidos con un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS*) *Thermo Series X* en

el laboratorio de Espectrometría de masas. La digestión previa de las muestras se realizó en el laboratorio ultralimpio del Centro de Geociencias. Se analizaron trece muestras de la Isla Gorgona. La calibración del equipo fue realizada con base en la digestión de cuatro estándares internacionales (BHVO-2, BIR-1, DNC-1, JB-2). Para controlar la calidad de los análisis se analizaron duplicados de estándares internos (MAR y ZZ) y dos blancos, siguiendo el mismo procedimiento que las muestras. La digestión se llevó a cabo con la colaboración de la M.C Ofelia Pérez Arvizú de acuerdo al método descrito en Mori *et al.* (2007). Los resultados son presentados e interpretados en el Capítulo 6 de esta tesis.

3.5. Geocronología Ar-Ar

Los análisis de ^{40}Ar - ^{39}Ar fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología, del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), con la asesoría de la Dra. Margarita López Martínez y la colaboración de Miguel Ángel García (fig. 11a, 11c). Se analizaron fragmentos de roca total usando un espectrómetro de masas VG5400 conectado a un láser de argón *Coherent Innova 70c* para la extracción del argón (fig. 11b y 11d). Todas las muestras fueron irradiadas en el grupo identificado CIC-53. La irradiación se realizó en el reactor nuclear de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canada. Se irradiaron en la posición 5c durante 10 horas a una potencia de 3 MW/hora. Se utilizó una lámina de Cadmio para envolver la cápsula y así evitar la producción de ^{40}Ar por la reacción:



Que es producida por el flujo de neutrones térmicos.

Como monitores de irradiación se utilizaron alícuotas de sanidino TCR-2 (split G93) de 27.87 ± 0.04 Ma, distribuidas entre las muestras. Las muestras irradiadas fueron analizadas de la siguiente manera, los isótopos de argón se extrajeron en fusiones en un solo paso para los monitores de irradiación mientras que para las muestras se realizó el calentamiento en etapas incrementando la potencia del laser sucesivamente hasta su fusión. Se utilizó el espectrómetro de masas de alta sensibilidad VG5400. Cada uno de los experimentos de análisis isotópico de argón fue precedido por el análisis de un blanco en el cual se siguió el mismo procedimiento que el de la muestra excepto encender el laser. Los isótopos de argón colectadas para cada muestra fueron corregidos por blanco, discriminación del espectrómetro de masas, decaimiento radiactivo (^{37}Ar y ^{39}Ar) y por las reacciones de interferencia en los isótopos de argón debidos a la activación con neutrones de los isótopos de K y Ca utilizando los factores reportados por Masliwec, 1984. Las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977) fueron aplicadas en el procesamiento de los datos. Las ecuaciones reportadas por York et al., 2004 se utilizaron en todas las rutinas de cálculo de líneas rectas del procesado de datos. Las edades de meseta se obtuvieron del promedio ponderado de fracciones consecutivas cuya edad es estadísticamente indistinguible dentro de 1σ . La edad integrada, de meseta y de isocrona incluye la incertidumbre en J [monitor de irradiación, para el grupo CIC-53 J es $(3.06546 \pm 0.01803) \times 10^{-3}$].

En el Anexo 1 se presenta en forma de tabla, para cada una de las muestras los datos relevantes de ^{40}Ar - ^{39}Ar . Ahí se reporta para cada experimento realizado, las edades obtenidas en cada una de las fracciones, edad integrada (t_i), edad de meseta (t_p), edad de isocrona (t_c). En la tabla se identifican las fracciones utilizadas para calcular la edad de meseta así como aquellas que se ignoraron en el cálculo de la edad de isocrona. Los resultados se presentan en forma de espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ vs. ^{39}Ar liberado, el cual permite evaluar la homogeneidad y composición de la muestra en relación al Ca/K y el diagrama

de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para calcular la edad de isocrona. Además en la figura de resultados se reportan la t_i , t_p , t_c , el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ y la bondad del ajuste de la línea recta que define la edad de isocrona.

Se determinó periódicamente la composición de argón atmosférico para realizar la corrección de discriminación del espectrómetro de masas. Para ésto se utilizaron muestras del Volcán Ceboruco, Nay. Para cada muestra se realizaron dos experimentos. Con base en los resultados del primer experimento se seleccionó el horario de calentamiento (potencias en Watts que se aplica con el láser) para la extracción de argón del segundo experimento y una cantidad apropiada de muestra para mejorar la precisión en la medición de los isótopos de argón.

Adicionalmente se realizaron montajes de granos de roca total pulidos a espejo. Estos fueron analizados en el microscopio electrónico con el fin de identificar los minerales con potasio. Los resultados no fueron determinantes debido a las bajas concentraciones del elemento y la insuficiente sensibilidad del instrumento, que sólo permite medir valores superiores al 1%. Resultados posteriores de química mineral en algunas de las rocas fechadas, registraron bajos contenidos de K provenientes de plagioclasa y vidrio volcánico.

Los datos obtenidos de estos análisis fueron procesados por la Dra. Margarita López Martínez con el software RADAN y AgeCalc, y posteriormente exportados y editados en CorelDraw.

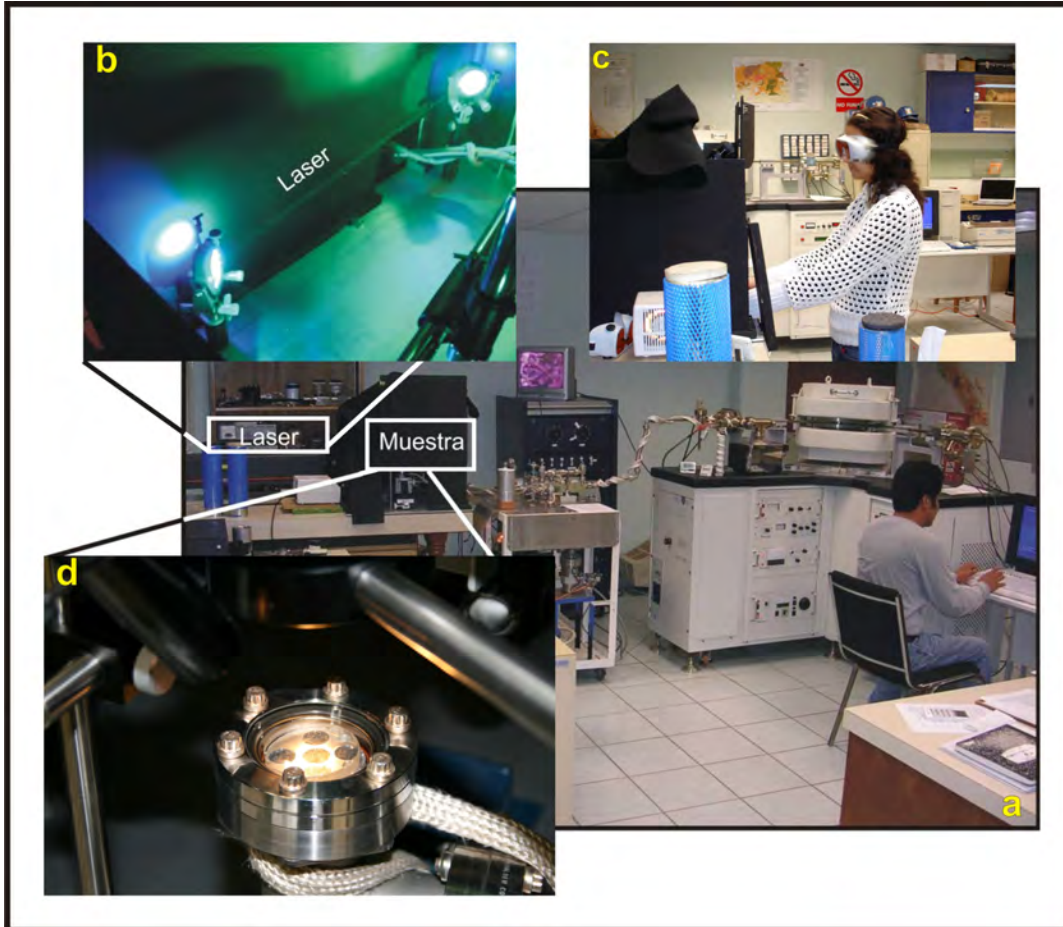


Figura 11. Metodología usada en los fechamientos Ar-Ar. **a)** Laboratorio de geocronología CICESE. **b)** Láser usado para la fusión de las muestras. **c)** Procesamiento de muestras. **d)** Montaje de granos para las mediciones.

3.6. Química mineral

Determinaciones de química mineral fueron realizadas sobre las muestras de la primera salida por la Dra. Chiara Petrone, en el laboratorio de análisis con microsonda y microscopio electrónico de barrido del Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cambridge, Inglaterra. Se utilizó una microsonda Cameca SX-100, la cual está equipada con 5 espectrómetros de rayos X de onda larga dispersiva (WDS) y un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDS). Las condiciones de operación fueron de 15 kv, 10 nA y 100 nA. El

tiempo de medición fue de 20 y 30 segundos. Los datos fueron corregidos de acuerdo al procedimiento de Cameca XPHI.

Los resultados de química mineral se presentan en el Anexo 2 de esta tesis. Para este estudio se prepararon secciones doblemente pulidas descubiertas. Se obtuvieron datos principalmente de olivino, plagioclasa, clinopiroxenos, óxidos (cromita y espinela, principalmente), vidrio volcánico, anfíbol y ocasionalmente zeolita, clorita y sulfuros como accesorios. Aunque las muestras en general presentan un buen grado de preservación, la cloritización y serpentización en cristales de olivino y clinopiroxeno es pervasiva en la mayoría de las muestras. Esta característica limitó en gran parte el análisis de dichas fases. Los resultados relacionados con estos experimentos son presentados en el Capítulo 6 de esta tesis.

4. Geología de la Isla Gorgona

En la isla Gorgona aflora una excepcional secuencia de rocas ultramáficas afectadas por múltiples estructuras compresivas que documentan una compleja historia tectónica. De base a cima la secuencia está constituida por: 1) peridotitas y gabros poikilíticos, 2) lavas basálticas y komatiitas intercaladas, 3) microgabros 4) brechas tobáceas, 5) sedimentos terciarios. La descripción de estas unidades se presenta a continuación. Incluye la información disponible en la literatura, observaciones de campo, análisis petrográfico así como edades relativas y absolutas obtenidas en este trabajo. La figura 12 muestra la nueva cartografía así como la ubicación de las muestras estudiadas.

4.1. Peridotitas

Relaciones de campo

Esta unidad, reportada por Gansser (1950) y posteriormente descrita por Echeverría (1980), constituye el eje principal de la isla. Se reconoce como un cinturón elongado NNE/SSW geomorfológicamente evidente por su topografía positiva (fig. 12). Se ha descrito que sus afloramientos consisten en relictos de la roca meteorizada que sobresalen del saprolito argilitizado. En este trabajo, así como en los estudios anteriores, a excepción del trabajo de Echeverría (1980), esta unidad no pudo ser observada por falta de acceso a esta parte de la isla. Sus límites sólo se infirieron con base en las fotografías aéreas y su geomorfología. Como es evidente, no existe ninguna edad relativa o absoluta sobre esta unidad.

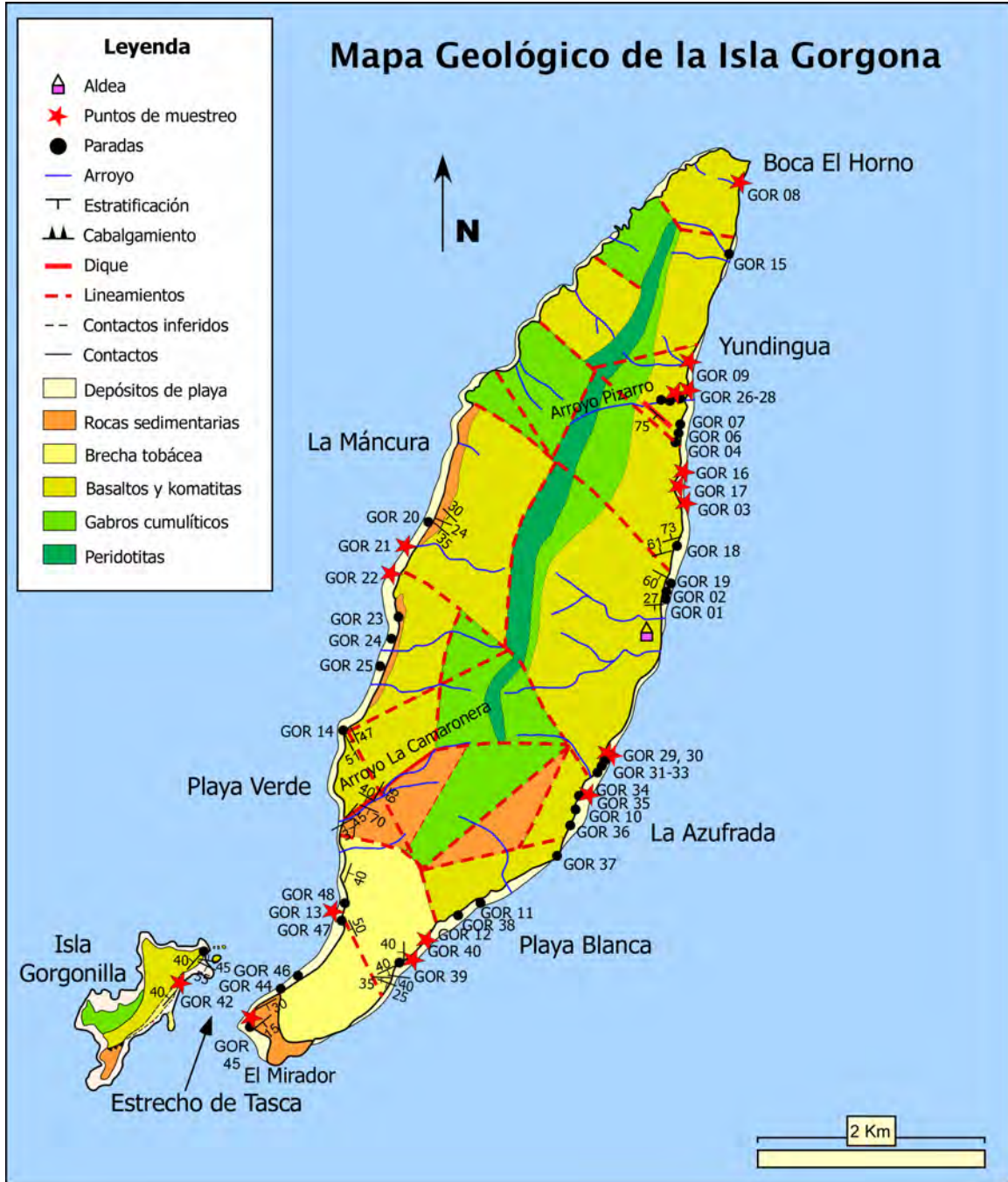


Figura 12. Mapa geológico de la isla Gorgona realizado sobre el mapa fotogramétrico a escala 1:10.000 del IGAC (1959) y la cargografía geológica de Echeverría (1980). Se localizan las paradas realizadas en las campañas de campo, las muestras colectadas así como datos estructurales y estratigráficos medidos según ángulo y sentido del buzamiento (dip direction). De base a cima la isla consta de peridotitas, gabros poikilíticos, basaltos y komatiitas, microgabros, brechas tobáceas, sedimentos terciarios y depósitos de playa, representados en esta figura. Cabe resaltar que la unidad de microgabros no fue cartografiada por su limitada exposición.

Petrografía

Petrográficamente las rocas de esta unidad fueron clasificadas por Echeverría (1980) como dunitas y wehrlitas con ligera serpentinización. Análisis de Révillon *et al.* (2000) en las dunitas revelaron la existencia de morfologías variadas del olivino. Si bien los cristales dominantes son poliédricos de diámetro superior a 2 mm o cristales redondeados de menor tamaño (0-2 mm), existen también elongados, equigranulares y esqueletales en algunas muestras. En menores proporciones son descritos clinopiroxeno poikilítico, plagioclasa subédrica y cromita euédrica. Las wehrlitas, en contraste están formadas por granos euédricos de olivino y cristales anédricos de clinopiroxeno de similar tamaño. También se observa plagioclasa intersticial así como granos de ilmenita y cromita.

4.2. Gabros poikilíticos

Relaciones de campo

Esta litología fue descrita por Echeverría (1980) como una unidad que sobryace estructuralmente a las peridotitas, consideradas como el basamento de la isla. Sin embargo, en el presente estudio, los gabros se interpretan como una variación transicional de las peridotitas, de forma que, estas dos litologías configuran el basamento de la isla. Esta afirmación se basa en que no ha sido identificado en ningún trabajo, hasta la fecha, un contacto estructural que impida un posible origen cogenético para gabros y peridotitas. Además, gabros y peridotitas tienen características similares en cuanto a su composición mineralógica, tamaño cristalino y fábrica. Sólo la lógica presencia de plagioclasa en los gabros marca una diferencia en la composición mineralógica con las peridotitas. La variación granulométrica, también descrita previamente por

Echeverría (1980), podría estar relacionada con una transición análoga a la de una cámara magmática. Como parte de esta unidad también se reportan gabros troctolíticos, así como una variación granulométrica hacia el techo, caracterizada por la disminución del tamaño de los cristales y la eventual desaparición de los oikocristales. Esta sección de la unidad fue denominada por Echeverría (1980) como microgabros.

Los mejores afloramientos de estas rocas se encuentran entre La Máncura y Huachinche así como al sur de la isla Gorgonilla y en clastos de algunos arroyos (fig. 12). Aunque la mayoría son masivos, se han reportado gabros bandeados, principalmente entre la Playa del Cocal y La Máncura (Echeverría, 1980). En este estudio sólo fueron identificados de forma ocasional como fragmentos redondeados en los depósitos de la Quebrada Pizarro (muestra GOR 28). Macroscópicamente se reconocen por ser rocas faneríticas de grano grueso, moteadas de blanco y negro, formadas por cristales equigranulares de olivino, plagioclasa y piroxenos subédricos con desarrollo generalizado de clorita por alteración.

Petrografía

Típicamente, los gabros poikilíticos (por su textura) o gabros de olivino (por su mineralogía), se han caracterizado por ser de grano grueso con oikocristales de clinopiroxeno que envuelven finos cristales de plagioclasa eudédrica. Los cristales de olivino presentan formas euédricas con granos de más de 2 mm de longitud. El clinopiroxeno ocurre en tamaños mayores (5 mm) y granos anédricos, mientras que la plagioclasa se exhibe con forma elongada, euédrica a subédrica y menores dimensiones, de aproximadamente 1 mm x 0.2 mm. Las principales fases accesorias son cromita e ilmenita. Pequeños granos de plagioclasa se encuentran encerrados por cristales anédricos de clinopiroxeno

que sugieren la cristalización de plagioclasa anterior a la de piroxeno (Révillon *et al.* 2000)

Edad

La posición estratigráfica de esta unidad, determinada por Echeverría (1980), fue la primera aproximación a la edad relativa de esta unidad (mesozoico o más joven). Análisis K-Ar sobre los gabros, publicados por Espinosa *et al.* (1982), arrojaron edades de 86 ± 8.6 Ma y 70 ± 10 Ma. Posteriores fechamientos Ar-Ar realizados sobre los basaltos que suprayacen esta unidad fueron considerados como representativos de la edad de toda la suite, la cual se estimó como de ~ 89 Ma (Sinton *et al.* 1998).

4.3. Basaltos y komatiítas

Pese a que los basaltos y las komatiítas pueden tener una composición similar, existe una diferencia fundamental en el contenido de MgO por la que pueden distinguirse rápidamente en sus análisis químicos. No obstante, una forma más simple se relaciona con la presencia de la textura spinifex, característica y exclusiva de las komatiítas.

Relaciones de campo

Esta unidad es la más común en toda la isla (fig. 12). Está constituida por lavas de composición basáltica y/o komatiítica intercaladas de espesor desconocido. Echeverría (1980) describe que el contacto de estas rocas con los microgabros

es concordante. Sin embargo, como ya se mencionó, en el sector del Agujero, se observaron algunos gabros intrusionando a las lavas. Esta observación puede interpretarse de diferentes maneras: 1) ambas unidades son generalmente contemporáneas, 2) la ocurrencia de lavas basálticas y/o komatiíticas se da por un periodo prolongado, ininterrumpido o no, en el que son intrusionadas por un pulso tardío, 3) existen múltiples eventos volcánicos y plutónicos superpuestos.

Esta unidad, a pesar de ser la que tiene mayor representación en la cartografía geológica, tiene escasos afloramientos debido a la profusa cobertura vegetal. acumulaciones *in situ* de relictos de rocas. En varios casos se identifican lavas almohadilladas, en especial al norte, en Boca El Horno, donde se encuentran las mejores exposiciones de estas estructuras (fig. 13a). Sus dimensiones son en general entre 2 m de alto por 60 cm de ancho y son exclusivas de los basaltos. Las komatiitas en contraste, aparecen como lavas de aspecto muy fluido, de color pardo, alta densidad y dureza, caracterizadas por la típica textura spinifex (fig. 13b). Esta textura, descrita en detalle por Echeverría (1980), tiene unas dimensiones que varían entre 10 mm y 20 cm de longitud.

Los afloramientos regularmente no son continuos, se encuentran erosionados y muy meteorizados por lo que sólo en casos excepcionales están bien preservados (fig. 14a). Aunque estas rocas se reconocen en varios sectores como Punta Trinidad o Yundingua, La Máncura, Playa El Cocal y Gorgonilla, las mejores exposiciones se encuentran en Yundingua. De esta zona, GOR 3, GOR 16 y GOR 17 son las muestras representativas. Las rocas más alteradas exhiben un color rojizo producido por la oxidación de olivinos, y tienden a dejar relieves alargados semejantes a macroestructuras spinifex que enmarcan “surcos” formados en la roca por erosión diferencial (fig. 14b). En muestras de mano los basaltos son de textura afanítica, color negro o gris oscuro verdoso, masivos y con escasa alteración hidrotermal. Localmente algunos exhiben

plagioclasa acicular de 2 y 3 mm de longitud. En algunos sectores es claro el desarrollo de zeolitas y las tonalidades verdosas que denotan desarrollo secundario de clorita.

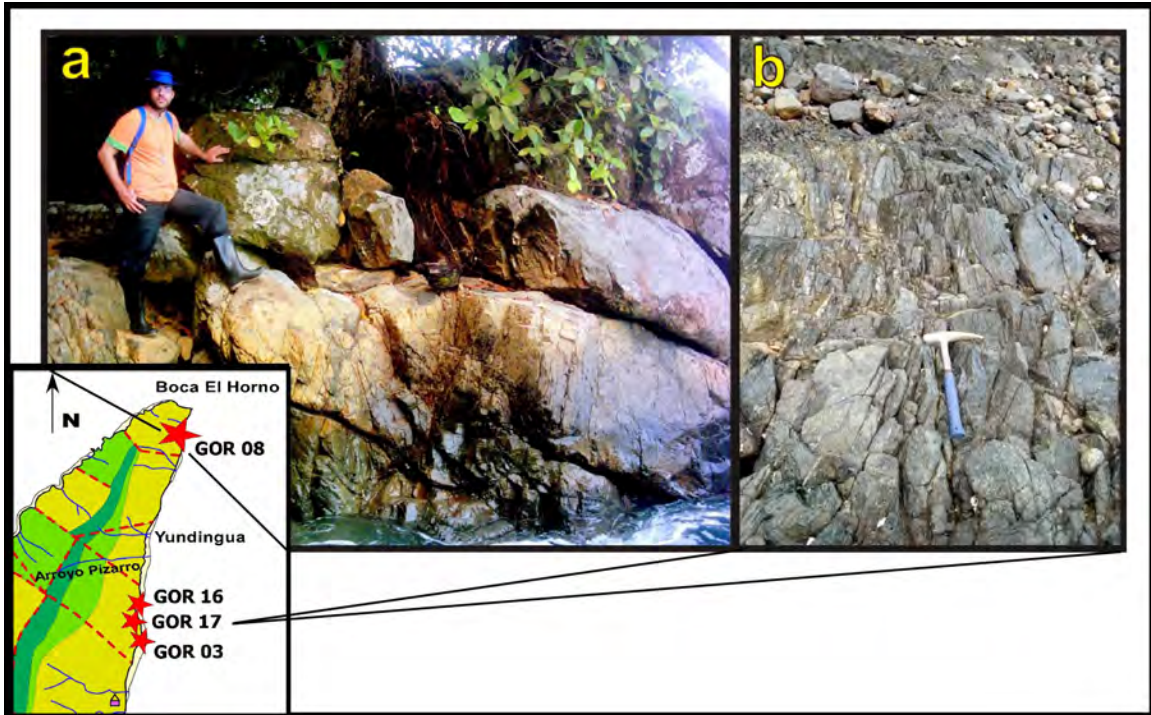


Figura 13. Principales afloramientos de lavas basálticas y komatiíticas. a) Lavas almohadilladas de Boca El Horno. b) Flujo de lavas komatiíticas.

Al interior de la isla fueron también reportadas komatiitas por Echeverría (1980), como bloques desprendidos de pendientes y zonas elevadas que no han sido muestreadas durante este trabajo. En campo se observaron fragmentos redondeados en los depósitos de la Quebrada Pizarro, confirmando su existencia en las zonas más altas.

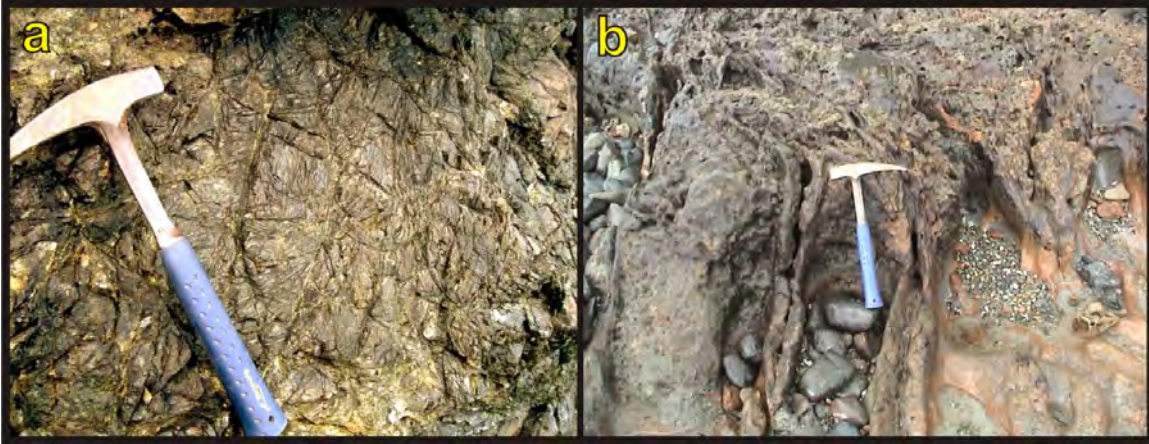


Figura 14. Diferencias en la exposición de komatiítas. a) komatiíta en Yundingua con la textura spinifex preservada. b) Komatiíta erosionada y alterada en la playa inmediata al poblado. Nótese las diferencias en la apariencia de la textura spinifex con respecto a diferentes grados de preservación de la roca. La caracterización de las komatiítas erosionadas y alteradas es de gran utilidad en la identificación de afloramientos semi-destruidos.

Petrografía

Basaltos

Las muestras analizadas de basaltos corresponden a GOR 8, GOR 15, GOR 20 y GOR 11. Petrográficamente exhiben texturas hipocristalinas, variolítica, ofítica, subofítica y glomeroporfídica ocasionalmente seriada. En todos los casos están constituidas principalmente por fenocristales de clinopiroxeno (29%- 23%), olivino (25%-15%), plagioclasa (19%-27%), vidrio volcánico alterado (23%-26%), magnetita (4%-9%) y ocasionalmente espinela. Minerales secundarios como clorita, serpentina, arcillas e incluso zeolitas representan las fases secundarias más frecuentes en estas rocas.

Los fenocristales de clinopiroxeno, identificados en todas las muestras como augita, se exhiben como cristales subédricos tabulares. Localmente constituyen glomeropórfidos o acumulaciones con fenocristales de plagioclasa, olivino y opacos (fig. 15a), así como desarrollo de texturas ofíticas-subofíticas. Con frecuencia forman textura variolítica con plagioclasa acicular en agregados radiales típicos en la muestra GOR 15 (fig. 15b, 16a). En GOR 20, agregados poligonales de augita sugieren la ocurrencia de eventos de recristalización (fig. 16a). La extinción ondulatoria e intenso fracturamiento en las demás muestras se relaciona con eventos tectónicos.

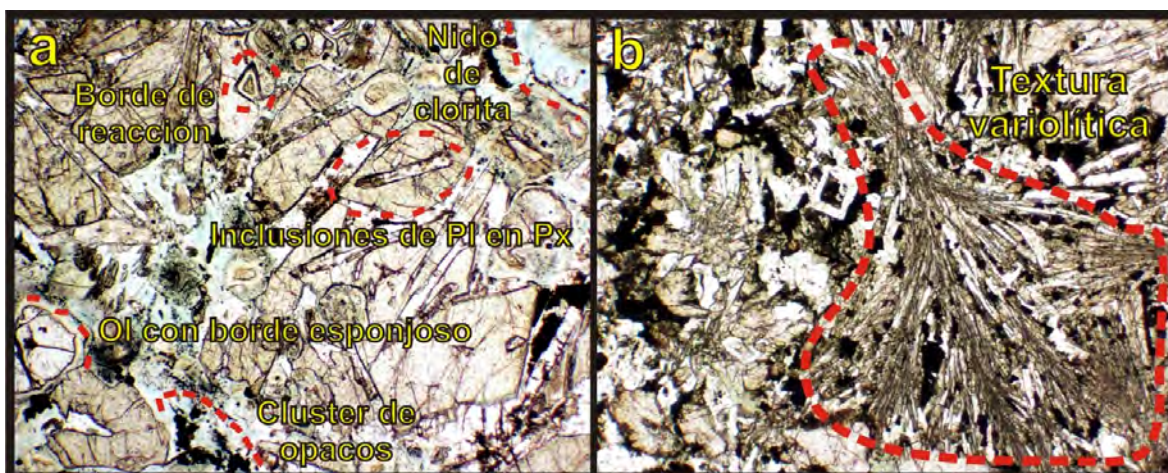


Figura 15. Fotomicrografía con nicoles paralelos de la muestra GOR 15. a) acumulaciones de fenocristales, inclusiones y bordes de reacción. b) Textura variolítica formada por cristales aciculares de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (CPX).

Los fenocristales de plagioclasa se encuentran regularmente de tamaño fino y hábito acicular. En GOR 20 forman textura ofítica y en GOR 11 subofítica, son de mayor tamaño, tabulares y con intensa argilitización que les da un aspecto “sucio” por coloración irregular grisácea.

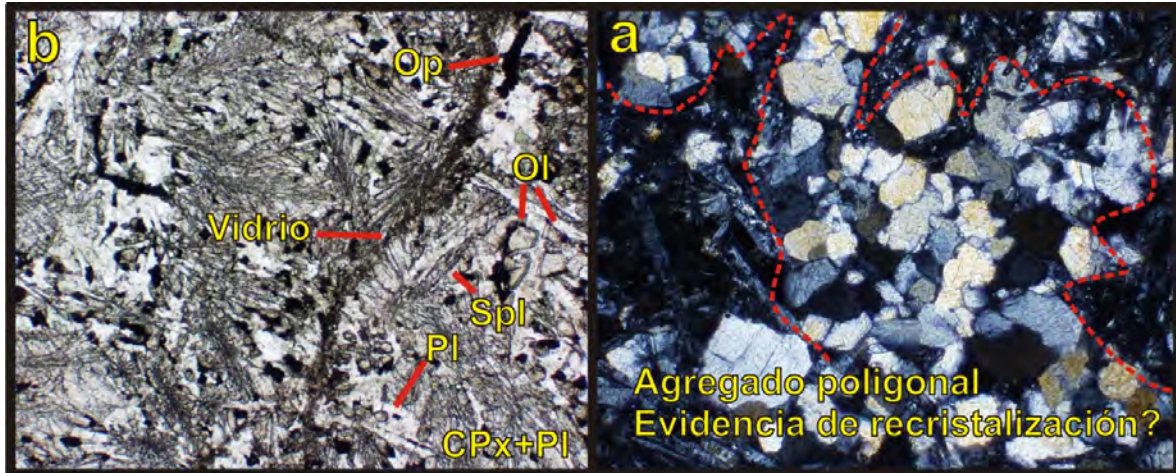


Figura 16. a) agregado poligonal intergranular en la muestra GOR 20. Nícoles cruzados.

b) Textura variolítica y venilla con vidrio volcánico en la muestra GOR 8. Nícoles paralelos. Pl= Plagioclasa; Spl= Espinela; CPX= Clinopiroxeno; Op= Opaco.

Los cristales de olivino son menos frecuentes en estas rocas que en los gabros por tratarse de rocas más diferenciadas que los cúmulos que representan las gabros. Su proporción, así como su tamaño, es variable entre las muestras. Son anédricos y de pequeñas dimensiones, principalmente en las muestras GOR 15 y GOR 8. Constituyen glomeropórfidos junto con plagioclasa y opacos en GOR 11 y son de mayor tamaño en GOR 20 con desarrollo moderado de clorita.

El vidrio volcánico es en la mayoría de las muestras de color pardo y ocasionalmente incoloro. Aparece en GOR 8 en venillas (fig. 16b) y en los demás basaltos como una pasta intersertal.

Las fases accesorias son representadas principalmente por los minerales opacos, los cuales son cúbicos o anédricos en la mayoría de las muestras. Se encuentran diseminados o acumulados en clusters hacia los bordes de augita, rasgo que sugiere opacitización incipiente de los clinopiroxenos. En GOR 11 se destacan por presentar formas poligonales y exhibir texturas esqueléticas bien desarrolladas. Localmente y en menor proporción se identifica espinela lamelar.

Komatiítas

En este trabajo se observaron komatiítas cerca de La Máncura, Gorgonilla y Yundingua. Las muestras clasificadas como komatiítas corresponden a GOR 3, GOR 16, GOR 17 y GOR 22.

Petrográficamente las komatiítas son rocas hipocristalinas con textura spinifex, ofítica, variolítica y en ocasiones glomeroporfídica. Vidrio volcánico intersertal (12%) así como fenocristales de olivino (35%), clinopiroxeno (15%), plagioclasa (21%), espinela (9%), opacos (4%) y serpentina (3%) son las fases más comunes identificadas.

Un examen detallado de los fenocristales de olivino sugiere la existencia de dos generaciones de este mineral: 1) con formas anédricas y tamaño grueso en las bandas que forman la textura spinifex y 2) como cristales euédricos de menor tamaño distribuidos entre las demás fases (fig. 17a). Serpentina, espinela y minerales opacos se encuentran con frecuencia superpuestos en los núcleos de las bandas spinifex (fig. 17b). Los cristales euédricos exhiben formas poligonales y sólo ocasionalmente se encuentran alterados en los bordes a clorita o epidota. Formas esqueletales y texturas simplectíticas con desarrollo de piroxeno se registran en menor proporción.

Los fenocristales de clinopiroxeno consisten en granos subédricos tabulares o anédricos de augita que ocasionalmente con olivino forman glomeropórfidos. Algunos cristales exhiben sobrecrecimiento de plagioclasa tabular o acicular que en ocasiones llegan a encerrar formando una textura ofítica. Es común que los cristales clinopiroxeno se encuentren fracturados y localmente muestren formas esqueletales.

La plagioclasa es menos frecuente que en los basaltos. Los cristales son subédricos de hábito acicular o tabular y regularmente están intercrecidos con

augita formando textura variolítica, ofítica o esqueletal y localmente textura subofítica con cristales de piroxeno que rodean los de plagioclasa. En la mayoría de los casos tienen macla polisintética simple y sólo en algunos cristales se reconoció macla tipo Carlsbad, siempre con extinción ondulatoria.

Los fenocristales de espinela están casi exclusivamente incluidos en olivino de la textura spinifex. Se exhiben con formas anédricas y lamelares, de color pardo oscuro - casi negro que los hacen similares en ocasiones a los minerales opacos (fig. 17b). En contraste estos últimos son de hábito cúbico o con formas anédricas de tamaño fino que se distribuyen entre las demás fases de la muestra o sobrecrecidos en olivino.

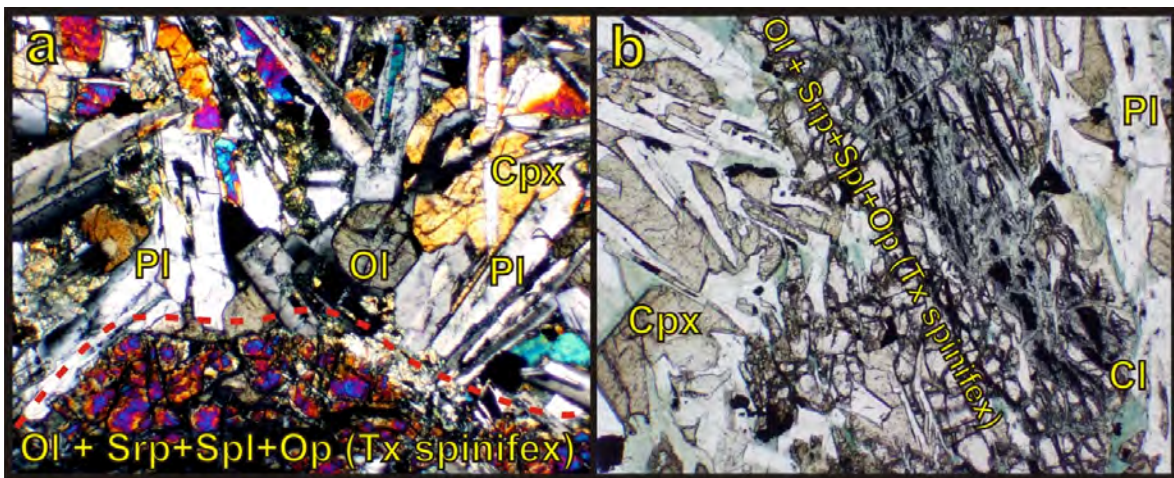


Figura 17. Fotomicrografías de komatiitas, muestras GOR 17 y GOR 03. a) generaciones de olivino anédrico en la textura spinifex y euédrico e intergranular. Nícoles cruzados. b) Banda de textura spinifex definida por intercrecimiento de olivino (Ol), serpentina (Srp), espinela (Spl) y opacos (Op) en una matriz sub-ofítica. Nícoles paralelos.

Edad

Análisis Ar-Ar y Re-Os previos a este estudio, fueron realizados sobre los basaltos de esta unidad arrojando una edad Ar-Ar de 87.6 ± 4.6 Ma y una isocrona Re-Os de 89.2 ± 5.2 Ma (Sinton *et al.* 1998., Walker *et al.* 1999).

Experimentos Ar-Ar sobre diferentes komatiitas fueron realizados sin éxito en este trabajo. Análisis sobre basaltos representados por las muestras GOR 20, GOR 8 y GOR 15 aportaron mejores resultados, los cuales se presentan en la figura 18. Los datos ^{40}Ar - ^{39}Ar se presentan en las tablas 1a y 1b del Anexo 1. Las edades obtenidas para los basaltos han sido extrapoladas a las komatiitas debido a que ambas litologías se encuentran intercaladas. A continuación se presentan los resultados obtenidos de los análisis Ar-Ar realizados en las muestras de esta unidad.

GOR 20

Los dos experimentos realizados en esta muestra rindieron edades que varían alrededor de una edad de ~90 Ma (fig. 18-1) Estadísticamente no pudo definirse una edad de meseta, puesto que la diferencia en las edades de las fracciones individuales es mayor a 1σ . Los datos de los dos experimentos se graficaron en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. La distribución de los 17 datos en ése diagrama permitió calcular una edad de isócrona de 91.5 ± 1.6 Ma la cual se tomó como representativa de la edad de esta unidad.

GOR 15

La muestra de roca total de este basalto de olivino rindió resultados muy consistentes en los dos experimentos realizados (fig. 18-2). Durante el primer experimento en la tercer fracción (liberado a 1.7 Watts) no fue posible cuantificar todos los isótopos de argón, la información obtenida permitió estimar el porcentaje de ^{39}Ar liberado para esta fracción, dicho valor se utilizó para graficar el espectro de edad y el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ versus ^{39}Ar . Por esta razón para el primer experimento no se reporta la edad integrada; el espectro de edad y diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ vs ^{39}Ar se presentan únicamente con fines ilustrativos. La información obtenida en el primer experimento permitió realizar el segundo experimento con mayor detalle. Para éste se colectaron 11 fracciones y se obtuvo una edad de meseta de 75.3 ± 1.2 Ma con ~78% del ^{39}Ar liberado

para las últimas 5 fracciones. La combinación de 9 de los datos de los dos experimentos en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ rinde una edad de isócrona 75.4 ± 2.3 Ma, estadísticamente indistinguible de la edad de meseta, la cual se interpreta como la edad de formación de las lavas de Yundingua, sitio donde fue colectado el basalto de olivino GOR 15.

GOR 8

Esta muestra, procedente de Boca El Horno, representa el ejemplar más septentrional de toda la colección. Los dos experimentos realizados rindieron resultados muy similares (fig. 18-3), con edades integradas de 69 ± 4 Ma y 62 ± 9 Ma. Del segundo experimento que fue realizado en detalle se colectaron 11 fracciones, 6 de las cuales con ~73% del ^{39}Ar liberado, definen una edad de meseta de 69.6 ± 1.6 Ma. Este resultado es indistinguible de la edad de isócrona, de 68.7 ± 2.7 Ma, obtenida combinando todos los datos de los dos experimentos en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Puede observarse además que esta muestra se caracteriza por un menor contenido de ^{40}Ar radiogénico y los datos se agrupan muy cerca de la intercepción con el eje de las ordenadas en el diagrama de correlación, por lo que la edad de isócrona, tiene una mayor incertidumbre. La edad de meseta (69.6 ± 1.6 Ma) fue por lo tanto, considerada como la edad de la muestra GOR 8.

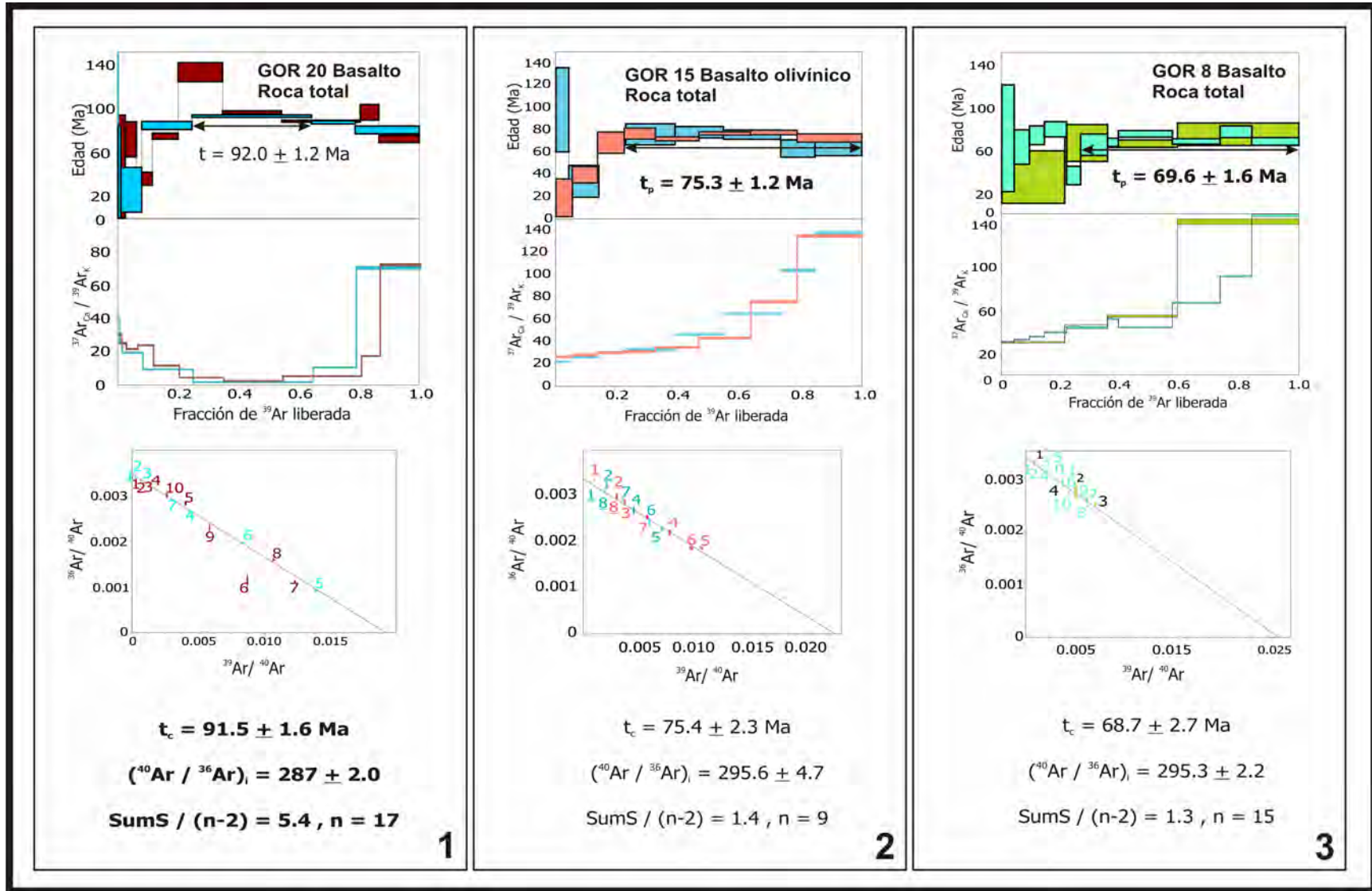


Figura 18. Espectros de edad, diagramas de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ vs. ^{39}Ar y correlación inversa obtenidos de experimentos realizados sobre las muestras de lavas basálticas GOR 20 (1) GOR 15 (2) y GOR 8 (3). De las edades obtenidas se consideran representativas la edad de isocrona de 91.5 ± 1.6 Ma (1), así como las edades de meseta en 75.3 ± 1.6 Ma de la muestra GOR 15 (2) y 69.6 ± 1.6 Ma en GOR 8 (3).

4.4 Microgabros

Relaciones de campo

Las rocas de esta unidad representan intrusiones locales de microgabros que cortan discordantemente algunos niveles de basaltos y komatiitas. Su limitada exposición y la ausencia de elementos que sugieran su presencia en otros sectores de la isla, han limitado su cartografía así como la estimación de un posible espesor. Las características macro y microscópicas de estas rocas parecen reflejar grandes semejanzas con los microgabros que describe Echeverría (1980) hacia el techo de los gabros poikilíticos. Los afloramientos son registrados en este estudio por las muestras GOR-9 y GOR 15-2, colectadas al norte de Yundingua y en el Agujero, respectivamente (fig. 19). En muestras de mano, estas rocas son de color gris oscuro, masivas y con finos cristales de < 1 mm de color negro y blanco, con pirita diseminada.

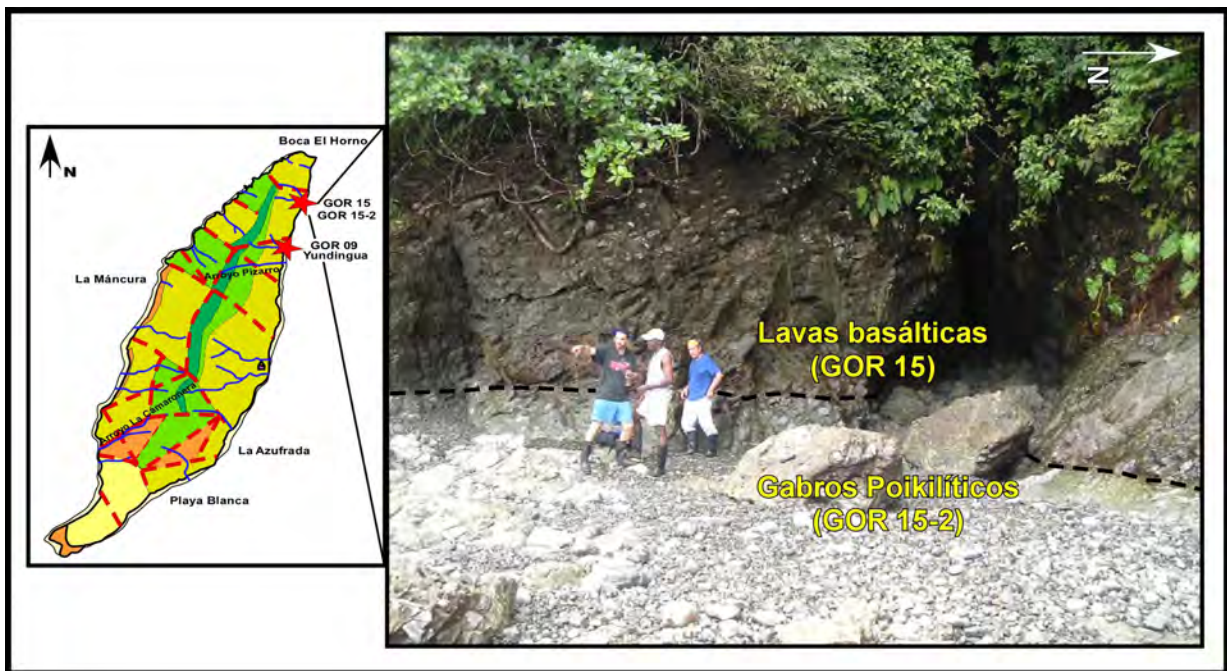


Figura 19. Microgabros intrusionando a lavas basálticas. El Agujero, sección NE de la isla Gorgona.

Petrografía

Petrográficamente, las muestras GOR 09 y GOR 15-2 presentan texturas holocristalina, inequigranular e intergranular formadas típicamente por una asociación de cristales de olivino (~35%- 43%), plagioclasa (~28%- ~19%) clinopiroxeno (~30%- ~20%), opacos (~3%- ~8%) y espinela (~4%- ~10%).

Los fenocristales de olivino representan la fase más frecuente de las muestras analizadas. La textura inequigranular es definida por el tamaño variable de los cristales los cuales se presentan con formas anédricas y subédricas. Comúnmente exhiben evidencias de deformación y desequilibrio de fases. En la muestra GOR 15-2 el desarrollo de maclas polisintéticas simples, la formación de texturas de exsolución a lo largo de fracturas, y el sobrecrecimiento de cristales plagioclasa y clinopiroxeno alterados a clorita, son los rasgos que soportan esta observación (fig. 20a). De manera análoga, GOR 9 registra cristales esqueletales de olivino y texturas simplectíticas con formación de plagioclasa acicular (fig. 21b).

Los fenocristales de clinopiroxeno son representados por augita principalmente. En la muestra GOR 15-2 se exhiben como cristales de tamaño variable, anédricos y en menor proporción subédricos (fig. 20a). Localmente se encuentran como finas inclusiones de forma tabular en olivino, intersticial, vermicular como producto de exsolución o rodeado de plagioclasas formando textura subofítica. En la muestra GOR 9 están representados por cristales euédricos, de tamaño homogéneo, muy fracturados y en ocasiones con sobrecrecimiento de espinela y plagioclasa (fig. 20a). Localmente están intercrecidos con olivino formando posible simplectita (fig. 20b).

Los cristales de plagioclasa son de forma tabular, subédrica y regularmente se presentan de tamaños variables. La medición de los ángulos de extinción según el método de Michel Lévy en las maclas de algunos cristales, sugirió la

coexistencia de plagioclasa con diferente composición. Aunque no se realizaron suficientes mediciones sobre los granos debido a la recurrencia de extinción ondulatoria, los análisis de química mineral confirmaron esta observación. En la muestra GOR 9 se registraron cristales de plagioclasa tipo albita con An_{65} , mientras que en GOR 15-2 se identificaron tres posibles variedades: An_{89} , An_{59} , An_{72} , entre las que se registran cristales con inclusiones anédricas de color pardo con texturas de exsolución y alteración penetrativa (fig. 20a) La existencia de este último se atribuye al efecto de alteración metasomática de los primeros constituyentes (p. ej: olivino o clinopiroxeno). A pesar de registrar abundante fracturamiento, los fenocristales de plagioclasa se encuentran bien preservados. El desarrollo de alteración argílica en esta muestra es débil y la formación de sericita incipiente. En contraste GOR 9 presenta alteración moderada a intensa a arcillas, sericita y ocasionalmente clorita.

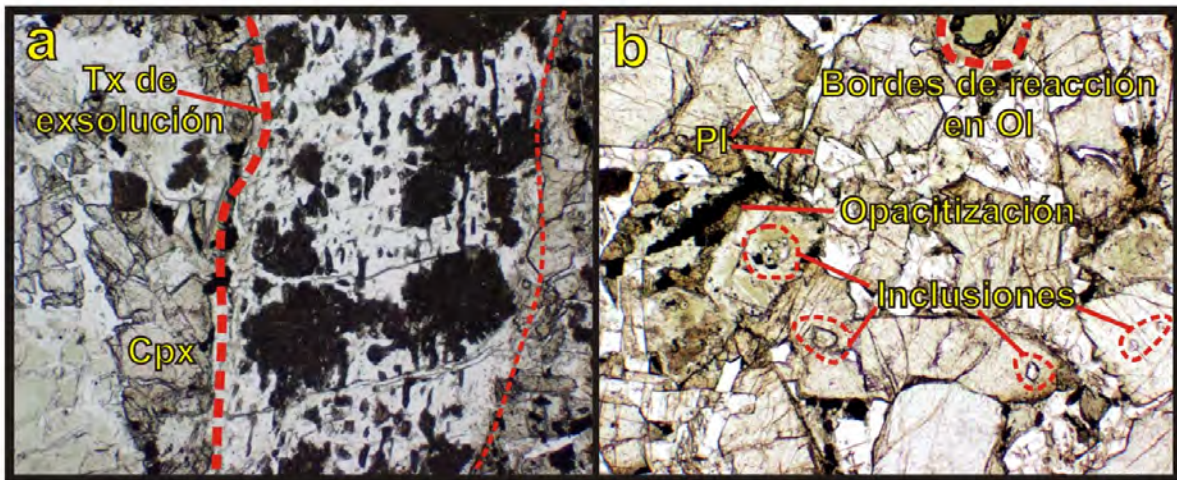


Figura 20. Fotomicrografías con nícoles paralelos de la muestra GOR 15-2.

- a) Textura de exsolución y alteración en plagioclasa. b) Inclusiones, opacitización, cloritización y bordes de reacción en cristales anédricos de olivino. Tx= Textura; Ol= Olivino; CPx= Clinopiroxeno; Pl= Plagioclasa.

Las fases accesorias de los microgabros están representadas principalmente por los fenocristales de opacos y espinela. Los opacos se encuentran como finos cristales equigranulares, subédricos tabulares o cúbicos y en algunos casos anédricos (GOR 21a). También forman agregados en los bordes de augita intercrecida con olivino (fig. 20b) mientras que en GOR 9 se encuentran en menor proporción y tamaño. Los fenocristales de espinela típicamente se registran en la muestra GOR 9 como esqueletales que sugieren fantasmas euédricos (fig. 21a).

Por sus características petrográficas, las muestras GOR 15-2 y GOR 9 se clasifican como microgabros. El contacto intrusivo entre estas rocas y los basaltos señalan que su emplazamiento es posterior a la formación de las lavas. La superposición de eventos volcánicos y plutónicos es una posible interpretación a la relación estratigráfica que describen ambas unidades.

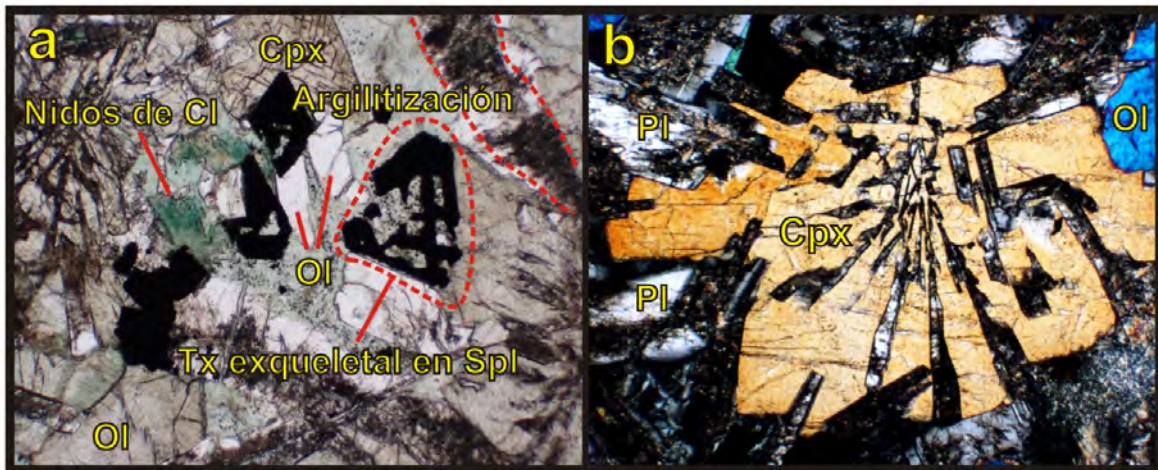


Figura 21. Fotomicrografías de la muestra GOR 9. a) Nícoles paralelos. Texturas holocristalinas, esqueletal en espinela y poikilítica. b) Nícoles cruzados. Fenocristal de augita con textura simplectítica intercrecido con olivino y plagioclasa, alteración argílica y sericitica principalmente.

Tx= Textura; CPx= Clinopiroxeno; Ol= Olivino; Cl= Clorita; Pl= Plagioclasa.

Edad

Con el fin de conocer la edad de esta unidad se llevaron a cabo nuevos fechamientos Ar-Ar sobre fragmentos de roca total correspondientes a la muestra GOR 15-2. Para cada análisis se realizaron seis pasos de calentamiento con láser de acuerdo al procedimiento descrito en el Capítulo 3; los datos se presentan en el Anexo 1.

Los resultados de los experimentos realizados se muestran en la figura 22. En el segundo experimento se obtuvo una edad de meseta de 69.5 ± 1.9 Ma definida por tres fracciones que representan 76.5% del ^{39}Ar liberado. Los datos de los dos experimentos se graficaron en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, sin embargo la distribución de los datos no permitió calcular una edad de isocrona confiable y en este caso se tomó la edad de meseta como la edad de esta unidad (69.5 ± 1.9 Ma).

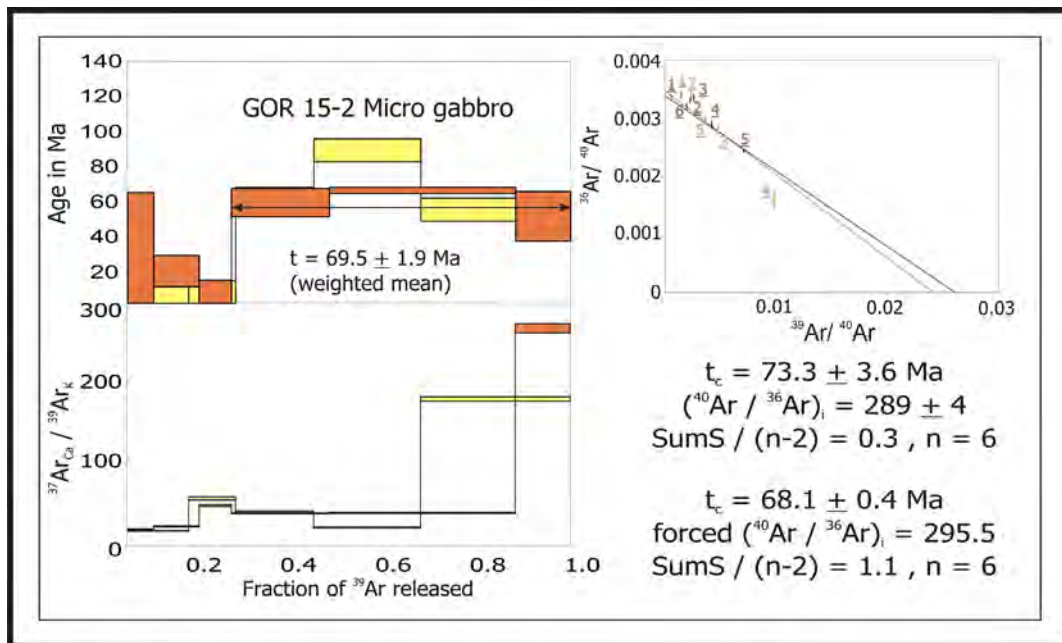


Figura 22. Espectro de edad, diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ vs. ^{39}Ar y correlación inversa obtenidos de dos experimentos Ar-Ar realizados en la muestra GOR 15-2. La edad de meseta en 69.5 ± 1.9 Ma fue considerada como la edad de esta unidad.

El diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ vs. ^{39}Ar , también reportado en la figura 22, indica la heterogeneidad de fases con potasio presentes la muestra analizada. Como es de esperarse del análisis en roca total, las diferentes proporciones de ^{39}Ar desprendido aumentan en función del incremento de la temperatura debido a la presencia de minerales como plagioclasa cálcica o clinopiroxeno.

Mejores resultados expuestos por edades concordantes en diferentes pasos y mayores fracciones de gas liberado relacionadas con el aumento de las cantidades de muestra en el segundo experimento, son los principales motivos para preferir los resultados de dicho análisis.

4.4 Brechas tobáceas

Relaciones de campo

Esta unidad representa una potente secuencia de rocas volcánicas cuyos afloramientos son los mejor expuestos de toda la suite. Se encuentran principalmente el sector sur de Gorgona y en el flanco este de Gorgonilla (fig. 12). Consisten en afloramientos ligeramente basculados de hasta 10 m de alto con estratos intercalados compuestos por cantidades variables de fragmentos líticos (basálticos o picríticos) y matriz (fig. 23). Aunque éstos son los más comunes, existen también afloramientos restringidos de rocas muy alteradas a arcilla en la Quebrada Pizarro (al NE de la isla), que podrían correlacionarse con esta unidad. Las brechas del flanco suroccidental son de características similares, definidas principalmente por la intensa deformación tectónica y alteración hidrotermal que las afecta.

El cizallamiento tectónico es la principal característica de esta zona, como lo evidencia el desarrollo de brechas de falla e intenso fracturamiento que a su vez

sugieren la existencia de una zona cataclástica. Por tales condiciones, los afloramientos en buena parte consisten en bloques erosionados o rocas brechadas que con el contacto se deshacen. En esta parte de la isla es común encontrar deslizamientos y caídas de bloques de roca en consecuencia de la deformación que la afecta.

Estratigráficamente, la relación de las brechas tobáceas con las unidades inferior y superior está bien definida. Aunque los contactos son escasos, las variaciones laterales en la costa permiten deducir que se encuentran sobreyaciendo de manera concordante a las lavas basálticas y komatiitas, y están a su vez cubiertas en discordancia angular por los sedimentos terciarios. No obstante este orden se observa alterado de manera local en la zona oeste, en donde fallas inversas de bajo ángulo revierten los contactos (fig. 24).

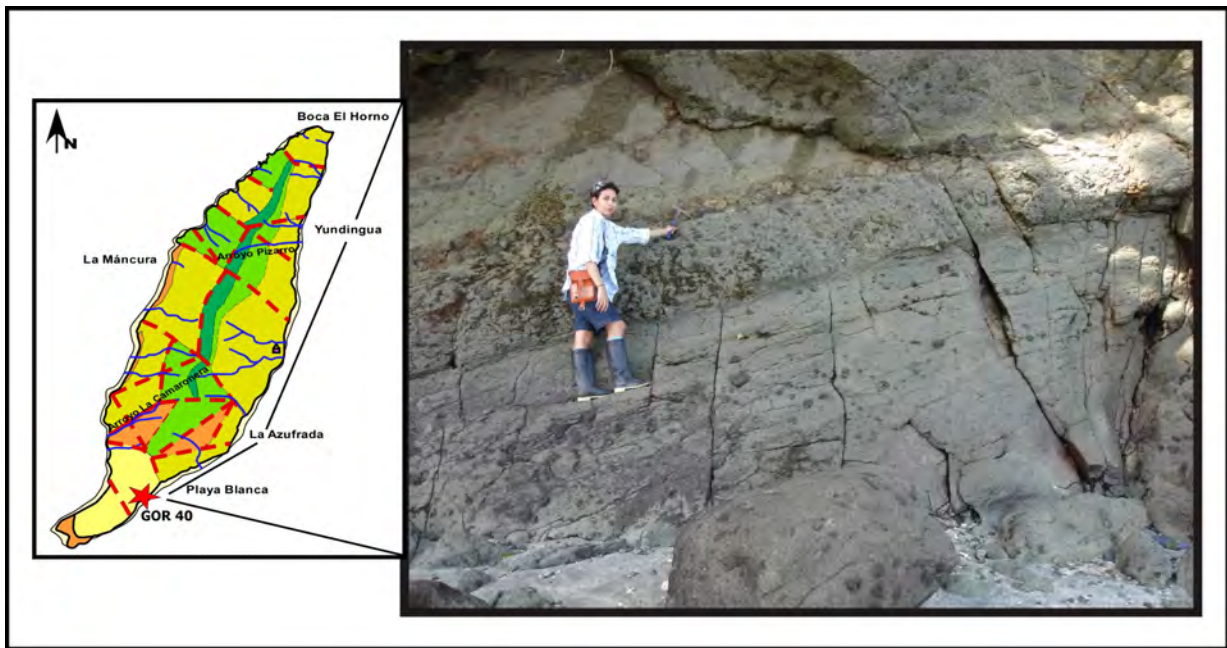


Figura 22. Afloramiento de brechas tobáceas donde se reconocen intercalaciones de estratos basculados con gradación normal e inversa. En esta localidad se encuentra la mejor exposición de esta unidad.

Macroscópicamente, las rocas de esta unidad se caracterizan por ser de textura brechoide e inequigranular constituida por fragmentos angulosos y monolitológicos embebidos en una matriz vítrea cuyo porcentaje es irregular. Los fragmentos son de roca volcánica afanítica de color negro, angulares a subangulares, de tamaño variable (entre 5 mm y 50 cm de diámetro) y ocasionalmente con coronas de reacción o bordes decolorados a blanco. La matriz es también afanítica, de color verde grisáceo, con texturas de flujo y deformación primaria alrededor de los clastos que embebe. El grado de consolidación es muy alto, lo cual se refleja en la dureza y resistencia a la ruptura durante el muestreo. Un aspecto oxidado caracterizado por coloración parda en toda la roca es típico en afloramientos al SE mientras que un aspecto verdoso relacionado con la alteración de la matriz es característico de la zona occidental.

Petrografía

Petrográficamente, las brechas tobáceas son holohialinas o hipohialinas. En este trabajo están representadas por las muestras de depósitos GOR 13 y GOR 40, colectadas en Playa Verde y Piedra Redonda (al sur de Playa Blanca), respectivamente. Se caracterizan por presentar textura porfídica formada por matriz vítrea devitrificada, de color pardo oscuro a amarillento, con desarrollo de esferulitas constituidas por arreglos concéntricos que constan de intercalaciones incoloras y pardas (fig. 23a). Los fragmentos embebidos en la matriz corresponden a fenocristales reemplazados y clastos angulares de roca afanítica o porfídica muy similar a la que los contiene. Los cristales incluidos en los fragmentos o distribuidos en la muestra, son anédricos y subédricos de composición desconocida debido a la alteración pervasiva e indiferenciada a arcillas en fragmentos y matriz. Pseudocristales poligonales y esqueletales corroídos, comparables a piroxeno y olivino son euédricos, subédricos subangulares y de tamaño variable, con bordes irregulares, completamente

argilitizados y/o reemplazados a serpentina (fig. 23b). En menor proporción se observan inclusiones de cristales anédricos con bordes esponjosos envueltos en vidrio volcánico palagonitizado. Cristales prismáticos e isotrópicos con bordes de reacción definidos por desarrollo de clorita, se encuentran como accesorios.

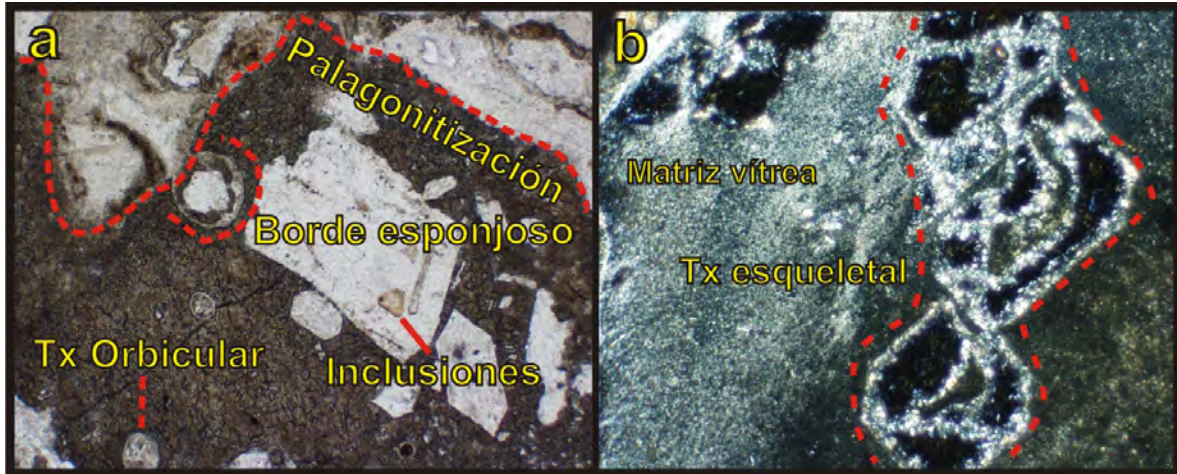


Figura 23. Fotomicrografías de la unidad de brechas tobáceas, muestra GOR 13. a) Texturas orbiculares, bordes esponjosos de xenocristales intensamente alterados a arcillas. b) Xenocristales con textura esquelética en matriz vítrea, devitrificada y con alteración intensa a arcillas.

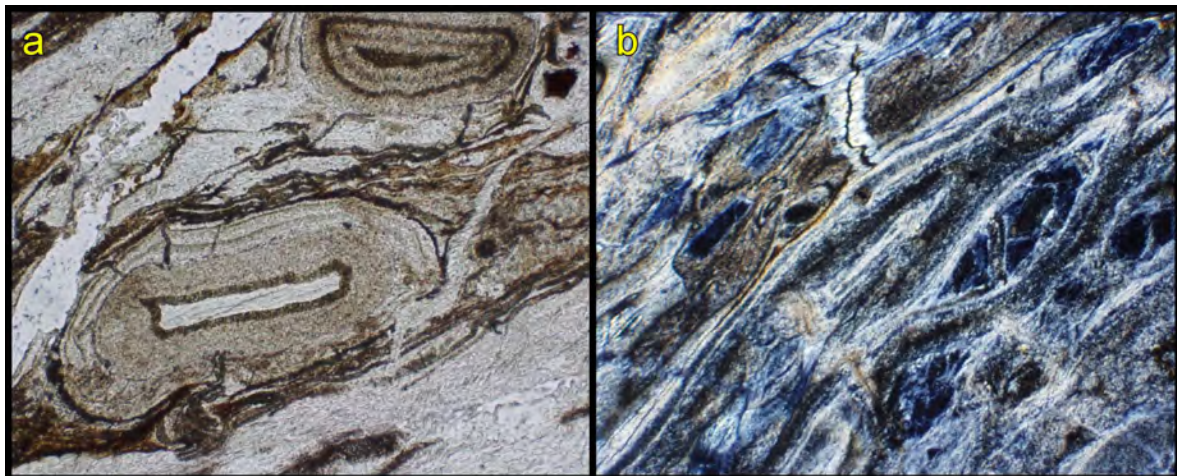


Figura 24. Brechas tobáceas, muestra GOR 40. a) Esferulitas en brecha holohialina. b) Deformación plástica primaria relacionada con el flujo magmático y la baja viscosidad.

Los ejemplares holohialinos, como la muestra GOR 40, se caracterizan por presentar texturas de flujo (fig. 24a) y deformación plástica primaria (fig. 24b) que da lugar a texturas similares a los porfiroblastos en rocas metamórficas. La devitrificación es una característica recurrente en las muestras así como la alteración pervasiva a arcillas. Particularmente en las esferulitas se reconocen inclusiones con núcleo vítreo y finas partículas botroidales que lo rodean.

Edad

A pesar de los esfuerzos realizados en este estudio por obtener una edad absoluta de las brechas, factores como la intensa alteración y la composición extremadamente pobre en potasio lo han impedido. Tampoco se han encontrado minerales fechables por otros métodos radiométricos como zircón o badeleyita. Esfuerzos posteriores estarán en buena medida enfocados en el fechamiento de esta unidad. Por el momento, una edad relativa puede ser bien estimada en un período comprendido entre ~ 68 Ma, edad más reciente de los basaltos subyacentes, y ~ 55 Ma, edad paleontológica de los sedimentos que la cubren.

4.5 Sedimentos terciarios

Relaciones de campo

Esta unidad sedimentaria cubre en discordancia angular a las brechas tobáceas. Su exposición se limita principalmente al extremo sur y occidental de la isla, con los mejores afloramientos frente al estrecho de Tasca y en El Mirador (fig. 25), en los flancos de la Quebrada La Camaronera y, al bajar la marea en el piso de La Máncura. También se reconocen algunos bloques y pequeños afloramientos en La Azufrada y en el sendero que va de este sitio hacia el poblado. Las muestras representativas de esta unidad son limitadas y corresponden a GOR 34, GOR 31 y GOR 45 (fig. 12)

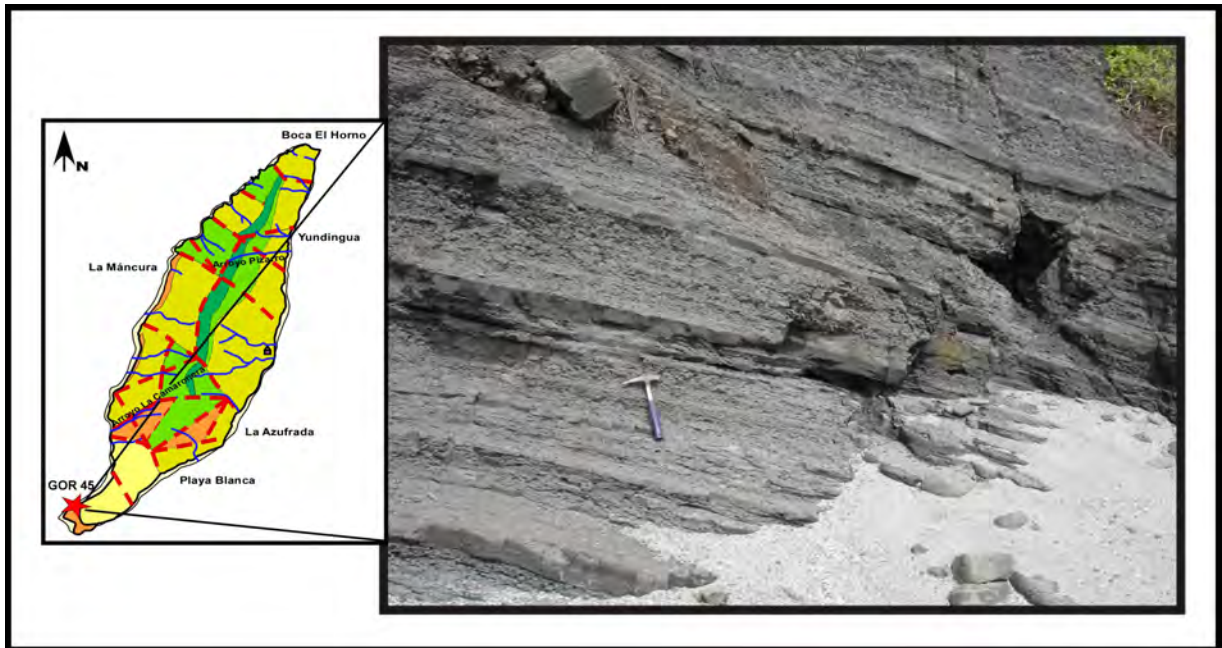


Figura 25. Afloramiento de areniscas con estratificación paralela y ligero basculamiento.
Localidad donde se exponen los mejores afloramientos de esta unidad

Estos sedimentos consisten principalmente en areniscas finas de color café oscuro y lutitas gris oscuro-negro bien consolidadas, constituidas por microfósiles siliciclásticos. Las areniscas están formadas por fragmentos finos, angulosos y subredondeados de rocas volcánicas. En el piso de la zona de El Mirador se pueden observar conglomerados clastosoportados, polimícticos y litificados, compuestos por fragmentos de rocas volcánicas de tamaños variables cementadas por material de composición desconocida. Todos los sedimentos se encuentran ligeramente basculados ($<20^\circ$) sin exhibir signos del cizallamiento que sí muestran brechas y basaltos de la isla. Algunos pliegues y fallas son identificados en distintos sectores de esta unidad, en la que además, son bien preservadas estructuras primarias de sedimentación, principalmente estratificación paralela y estratificación cruzada.

Aunque de manera general se han descrito las características principales de los sedimentos, los rasgos litológicos varían entre afloramientos, por lo tanto se describen a continuación cada una de las exposiciones identificadas.

En La Máncura, consisten en areniscas finas y lutitas de color café, con estratificación paralela, litificadas y ligeramente basculadas, aparentemente subyaciendo a basaltos severamente cizallados (fig. 26). Se ha interpretado que esta aparente disposición de las unidades es el producto de la paleogeografía y la erosión.

En La Camaronera se exhiben paredes verticales de areniscas de grano fino - medio, de color café oscuro, consolidadas pero poco litificadas. Estructuras sedimentarias son poco evidentes y, dadas las complicadas condiciones de acceso, su caracterización es pobre. Fallas laterales y oblicuas con dirección NE/SW se reconocen en diferentes sectores por estrías de falla.



Figura 26. Basaltos cizallados aparentemente suprayaciendo a lutitas con ligero basculamiento (sedimentos terciarios). Este supuesto contacto invertido se explica como un efecto de la paleotopografía y no como una cabalgadura. La escasa deformación de las lutitas que contrasta con la deformación que exhiben los basaltos es la principal evidencia de ello.

Desde Playa Palmeras, y hacia el sur de la isla, se reconocen frente al estrecho de Tasca areniscas finas de color negro con estratificación cruzada. Variaciones granulométricas laterales son evidentes y por lo tanto en este afloramiento coexisten con lutitas negras. Hacia El Mirador, la exposición es mayor con afloramientos de hasta 7 m de alto y varias decenas de ancho. Pliegues recostados y pequeñas fallas normales se identifican localmente. En la playa, durante bajamar, se observan conglomerados clasto soportados, polimícticos, litificados y cementados por material de composición desconocida, ligeramente basculados y con estructuras intermareales.

Los bloques que se reconocen en La Azufrada corresponden a rocas bien litificadas, de color gris, masivas, formadas por granos de tamaño muy fino o criptocristalino, de composición silíceo con finos cristales de pirita diseminada.

Pliegues intraformacionales (fig. 27) de no más de 10 cm de longitud son reconocidos en diferentes bloques. La coloración amarillenta es típica en las rocas de esta playa debido a las emanaciones de azufre que dan el nombre al lugar.



Figura 27. Pliegues intraformaciones en lutitas de los sedimentos terciarios de La Azufrada.

Edad

Gansser (1979) atribuye una edad Neógena a los sedimentos de origen marino que suprayacen la secuencia volcánica de la isla. En el marco de este proyecto, estudios palinológicos fueron realizados por el Dr. Carlos Jaramillo, del Smithsonian Tropical Research Institute (Balboa, Panama). Los análisis se llevaron a cabo sobre las muestras GOR 34, GOR 31 y GOR 44 siguiendo el método de procesamiento estándar de polen (Taverse, 2007). Estos estudios indican una edad máxima del Eoceno basada en las asociaciones de

Psilatrilletes (helecho), *Mauritiides franciscoi* (palma), *Spirosyncolpites spiralis* (angiosperma), *Monoporopollenites annulatus* (Poacea), *Trilites* sp. (Helecho), *Retipollenites* sp., *Echitrilletes* sp. (Helecho), *Laevigatosporites* sp. (Helecho), *Baculatisporites* sp. (helecho), dinoflagelado *Lingulodinium*. También se encontró material reciclado incluyendo el dinoflagelado *Dinogymnius* del Cretácico.

5. Geología Estructural

A pesar de los numerosos trabajos publicados sobre la Isla Gorgona, el estudio de las estructuras ha sido casi nulo. Casi todas las observaciones acerca de la geología estructural en publicaciones de los últimos 25 años hacen referencia a las descripciones de Echeverría (1980). En el presente trabajo se ha tratado de mejorar la descripción de las estructuras presentes.

Como ya revelaron Echeverría (1980) y Gansser (1950), la isla está dividida en bloques “levantados” y basculados. La falla de mayor longitud (~5 km) tiene dirección NNE-SSW y fue nombrada como falla Tarzán por Echeverría (1980). Esta falla limita el único afloramiento de peridotitas en la isla: una estrecha franja que coincide con la parte más alta y empinada de la isla (fig. 12). Esta falla, y la distribución general de las unidades a lo largo de la isla, sugieren una estructura levantada de tipo antiformal. El resto de las fallas reportadas por Echeverría (1980) e inferidas de las fotos aéreas son de menor longitud (hasta 3 km) con direcciones NNW-SSE; NE-SW y E-W. Estas fallas conforman un conjunto de bloques sub-rectangulares. Sin embargo en el extremo Sur de la isla se presentan con una geometría más variada, coincidiendo con los afloramientos de rocas sedimentarias (lutitas silíceas y arenas negras) que definen dos bloques delimitados por las únicas fallas E-W de la isla junto con las otras familias antes mencionadas. En estos sedimentos se observaron tanto estrías oblicuas con dirección NE-SW con desplazamientos milimétricos, como fallas normales con desplazamientos centimétricos. En este sector también se observaron pliegues de diferente tamaño, desde milimétricos hasta de varios metros. Brechas de falla, intenso fracturamiento, abundantes deslizamientos e incoherencia de los materiales son las características más comunes de los afloramientos del sector occidental de la isla. Fallas inversas con dirección NW/SE afectan a esta región en donde la deformación frágil es dominante (fig. 28).



Figura 28. Falla oblicua (210/70) en sedimentos del arroyo La Camaronera.

Pese a la escasez de datos estructurales que se pudieron coleccionar, las rocas volcánicas, principalmente las lavas, exhiben una tendencia general a estar inclinadas hacia el Oeste. En contraste, los sedimentos muestran un ligero basculamiento en dirección al Sur (fig. 29). Aunque tanto en la cartografía de Echeverría (1980) como en las fotografías aéreas se reconocen varias familias de lineamientos principales, no todas se reflejan en los estereogramas de las fallas medidas en los afloramientos. En el campo dominan estructuras con dirección NNE/SSW y NE/SW, la mayoría de ellas con movimientos oblicuos. Una familia de diaclasas o fracturas puede ser bien identificada de los estereogramas, con dirección NW/SE, así como otras menos frecuentes NS y NE/SW.

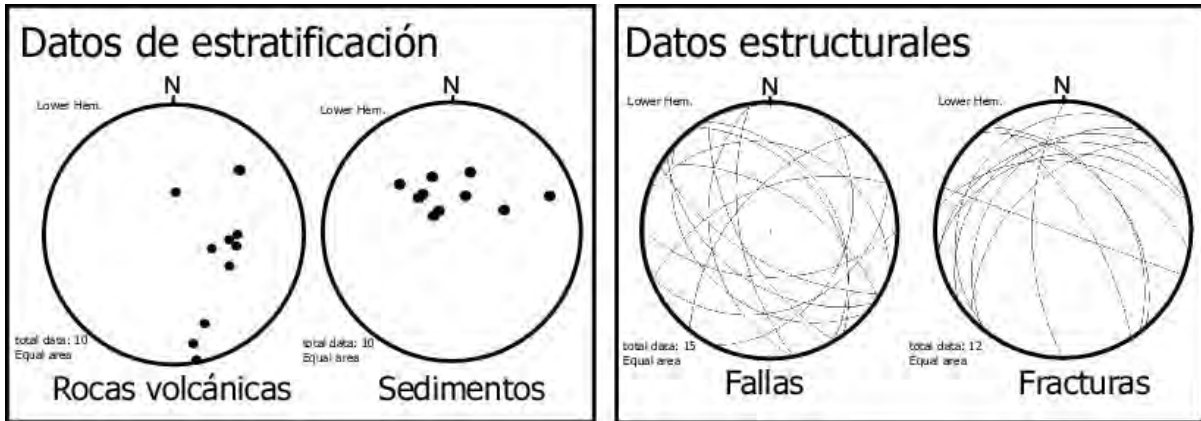


Figura 29. Estereogramas de medidas estratigráficas y estructurales. Los datos se graficaron como polos en la estratificación en el hemisferio inferior. Medidas de estratificación en las rocas volcánicas indican que la mayoría de estas rocas están buzando hacia el Oeste mientras que los sedimentos se inclinan hacia el Sur. Los datos de fallas representan estructuras prácticamente en todas las direcciones, producto de la intensa deformación tectónica que afecta la isla. No obstante, una mayor concentración de datos puede ser identificada en dirección NNE/SSW – NE/SW. Una familia de diaclasas puede ser bien reconocida con dirección NW/SE así como algunas NE/SW y NS.

El aspecto de “*boudin*” que muestran en el mapa los afloramientos de peridotitas y gabros/microgabros en el bloque que queda delimitado hacia el Este por la Falla Tarzán (fig. 30) podría estar relacionado con la deformación por cizalla que han sufrido estas rocas. En las campañas de campo se pudieron observar zonas de cizalla en distintas zonas de la isla caracterizadas por foliaciones y crenulaciones secundarias que sustentan esta hipótesis. Por otro lado, la distribución de los afloramientos de gabros/microgabros y basaltos/komatiitas a un lado y a otro de esta falla (bloque Oeste y bloque Este) pueden servir para reconstruir la disposición de todas estas formaciones en profundidad (fig. 31)

La hipótesis de trabajo, resultado de la interpretación de todos estos elementos, es que la isla representa un alto estructural producido por una falla inversa o pliegue-falla (falla Tarzán) (fig. 31) como resultado de un esfuerzo ~WSW-ENE, que posiblemente evolucionó como una zona de transpresión derecha formando

las fallas NE-SW y E-W que hoy día configuran la compartimentación en bloques.

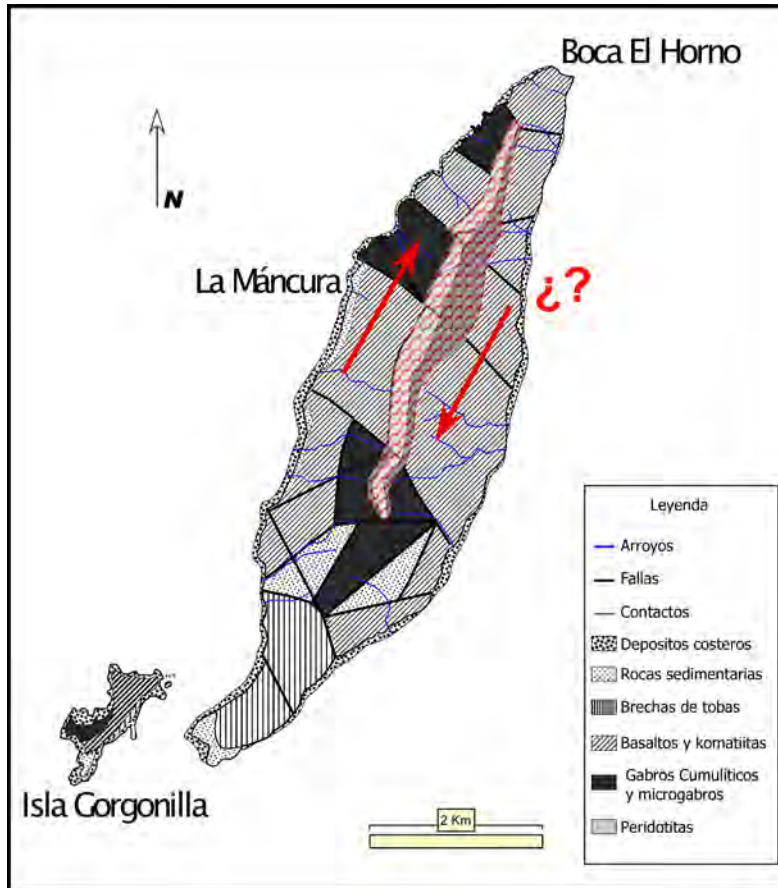


Figura 30. Litología y principales estructuras en la isla Gorgona. Los gabros y las peridotitas del centro de la isla están resaltadas con trama roja ondulada indicando un posible macromarcador cinemático. Las flechas rojas sugieren la dirección y sentido del esfuerzo de cizalla inferido.

Esta interpretación es acorde al marco tectónico regional definido por Cediel *et al.* (2003), quienes establecen que Gorgona es parte de una escama tectónica acrecionada al continente y limitada por dos fallas con un movimiento dominante lateral derecho: la falla Buenaventura al sur y la falla Garrapatas al norte (fig. 6).

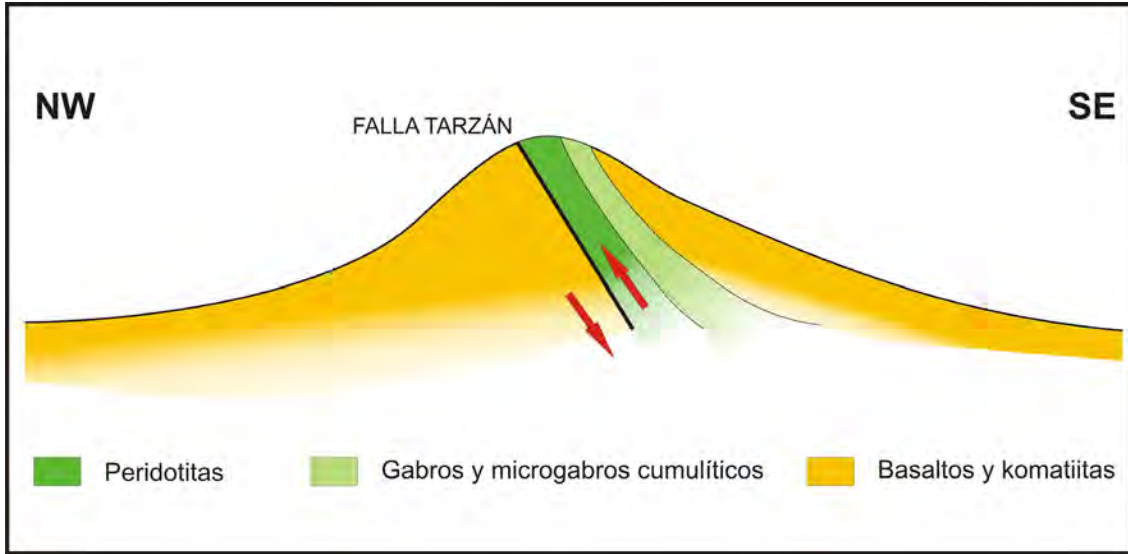


Figura 31. Corte esquemático transversal de la zona central de la isla Gorgona en el que la falla Tarzán exhuma el basamento de isla (peridotitas y gabros) mediante un movimiento inverso indicado por las flechas rojas.

En un trabajo reciente (Marcaillou y Collot, 2008) que estudia cuencas de *forearc* situadas inmediatamente al Sur de la Isla Gorgona, se realizaron perfiles sísmicos perpendiculares a la costa del pacífico colombiano y ecuatoriano que sirvieron para reconstruir la historia tectónica-sedimentaria desde la acreción de bloques de basamento oceánico en el Cretácico Superior hasta el comienzo del Cenozoico. Estos perfiles sísmicos revelaron una “elevación” paralela a la costa en el fondo marino (*axial structural basement bulge*), con fuerte expresión batimétrica en la mayor parte del área estudiada, sobretudo en el segmento denominado Patía (donde se localiza el Terreno Gorgona, en Cediél *et al.* 2003). Esta elevación de la topografía marina, tiene su origen próximo a la costa del Pacífico en el norte de Ecuador, y se prolonga hasta la Serranía del Baudó, localizada en la costa norte del Pacífico colombiano de Colombia, conformando un único elemento fisiográfico. Esto sugiere un proceso tectónico común para todo ello. Los autores de este trabajo condicionan la exhumación y exposición subaérea de las rocas de la Isla Gorgona al desarrollo de este levantamiento (*bulge*), que fechan al Eoceno tardío-Oligoceno temprano, asociado a la segunda de 5 fases tectónicas ocurridas en la región desde el Cretácico

Superior hasta el presente. De esta forma, Gorgona marcaría el límite entre dos cuencas sedimentarias marinas (fig. 32). En la cuenca situada entre el continente y “la elevación axial” se han desarrollado numerosos pliegues-fallas con vergencia hacia el este, los cuales afectan tanto al basamento como a los sedimentos marinos Cenozóicos especialmente cerca de la elevación (*bulge*).

Las interpretaciones basadas en el trabajo de Marcaillou y Collot (2008) apoyan contundentemente el esquema estructural de la Isla Gorgona aquí propuesto (fig. 31) en el que las peridotitas son exhumadas a causa de una falla inversa (pliegue-falla) relacionada al contexto compresivo en una zona de convergencia oblicua donde los elementos flotantes del *plateau* del Caribe se acrecionan contra la margen continental de Suramérica durante la subducción de la placa oceánica de Farallón.

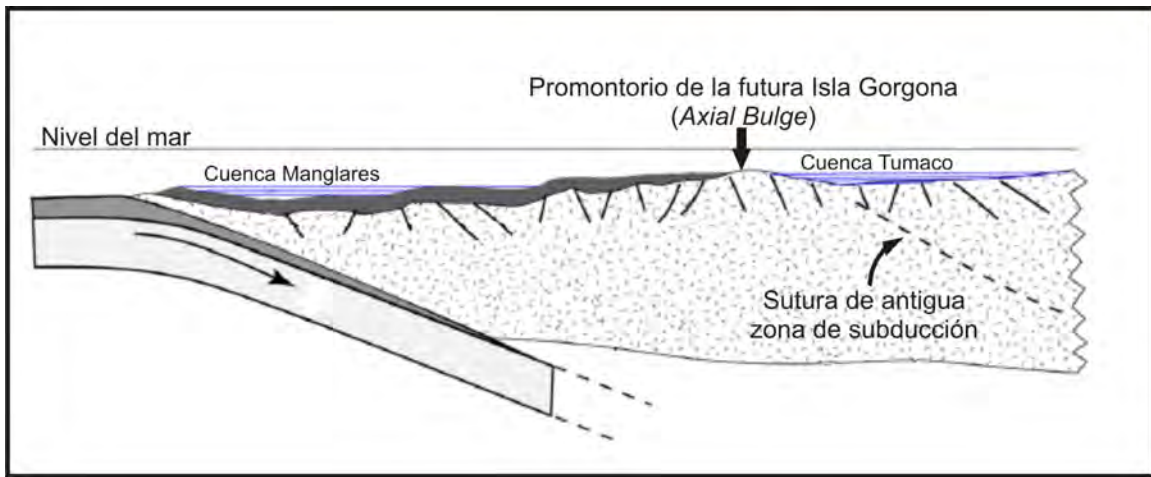


Figura 32. Esquema de emplazamiento y deformación tectónica de la isla Gorgona y las cuencas Tumaco y Manglares al N de Ecuador, basado en los perfiles sísmicos realizados en el segmento Patía, donde se localiza el Terreno Gorgona (Marcaillou y Collot, 2008). Nótese los pliegues-fallas con vergencia al este (caso de la falla Tarzán) y la ocurrencia de la “elevación axial” donde se localiza actualmente la Isla Gorgona.

Estudios más exhaustivos de las estructuras, tanto en meso- como en microescala, contribuirán en el futuro a descifrar la historia tectónica de la isla y por extensión de toda la región.

6. Geoquímica

Todas las rocas de Gorgona tienen un carácter máfico a ultramáfico con una considerable variación composicional química dentro de estos límites. Este hecho ha mostrado evidencias de los distintos procesos envueltos en la formación de sus rocas. En este capítulo se describen las principales características geoquímicas de las rocas y los componentes minerales así como las implicaciones petrogenéticas más significativas.

6.1. Elementos mayores

La composición de elementos mayores correspondiente a las 13 muestras analizadas de la isla Gorgona se presenta en la Tabla 1. Los valores obtenidos en base anhidra ilustran la amplia heterogeneidad de la suite. Las diferencias en el contenido de SiO_2 (~44 % en peso y ~51 % en peso) y MgO (~6 % en peso y ~23 % en peso) son algunas de las más evidentes. Otras características, como el extremo empobrecimiento en el contenido de K_2O (con valores entre 0.03% en peso y 0.26 % en peso), y las bajas cantidades de TiO_2 (de 0.26 % en peso a 1.37 % en peso) son típicas de la suite.

Tomando en cuenta el contenido de hierro, titanio, aluminio y magnesio es posible hacer una primera primera división de las muestras. Dos grupos principales se diferencian en el diagrama ternario de la fig. 33: el primero formado por las muestras GOR 17, GOR 16, GOR 3, GOR 22, GOR 21 y GOR 13 que caen en el campo de las komatiitas basálticas y presentan textura spinifex, excepto GOR 13, que tiene textura brechoide. El segundo grupo incluye las muestras GOR 8, GOR 15, GOR 11 y GOR 18, clasificadas como basaltos tholeiíticos con alto Fe y carecen de la textura spinifex. Cabe resaltar que esta textura es por definición un rasgo fundamental y determinante en la clasificación

de las komatiitas (Arndt y Nisbet, 1982; Arndt y Lesher, 2004), por lo que la muestra GOR 13 no puede ser nombrada como tal, pese a ser la más máfica y ubicarse en el campo de esas rocas.

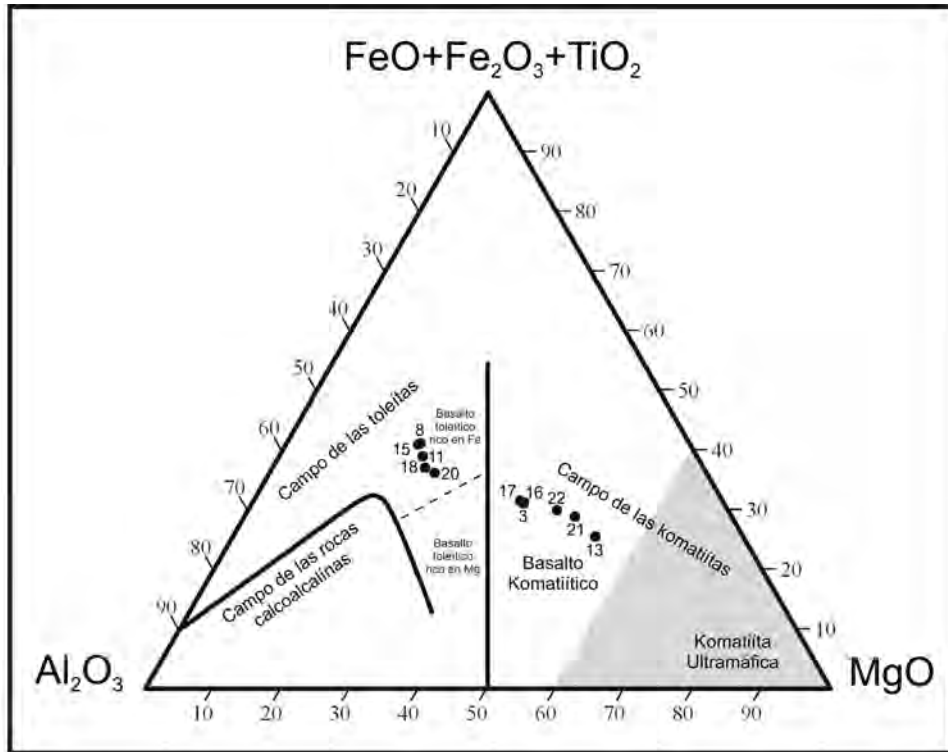


Figura 33. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas de acuerdo con sus contenidos de MgO, Al₂O₃ y (FeO + Fe₂O₃ + TiO₂) (Jensen, 1976). La numeración de los puntos en la figura hace referencia a las muestras analizadas.

En la figura 33 también se observa que las muestras del segundo grupo se localizan en el campo de la serie tholeiítica. Por ser subsaturadas en sílice se consideran rocas subalcalinas. Los bajos contenidos de álcalis en base anhidra (entre 0.661 % en peso en GOR 13 y 2.983 % en peso en GOR 20), las ubican como rocas subalcalinas de bajo potasio (fig. 34).

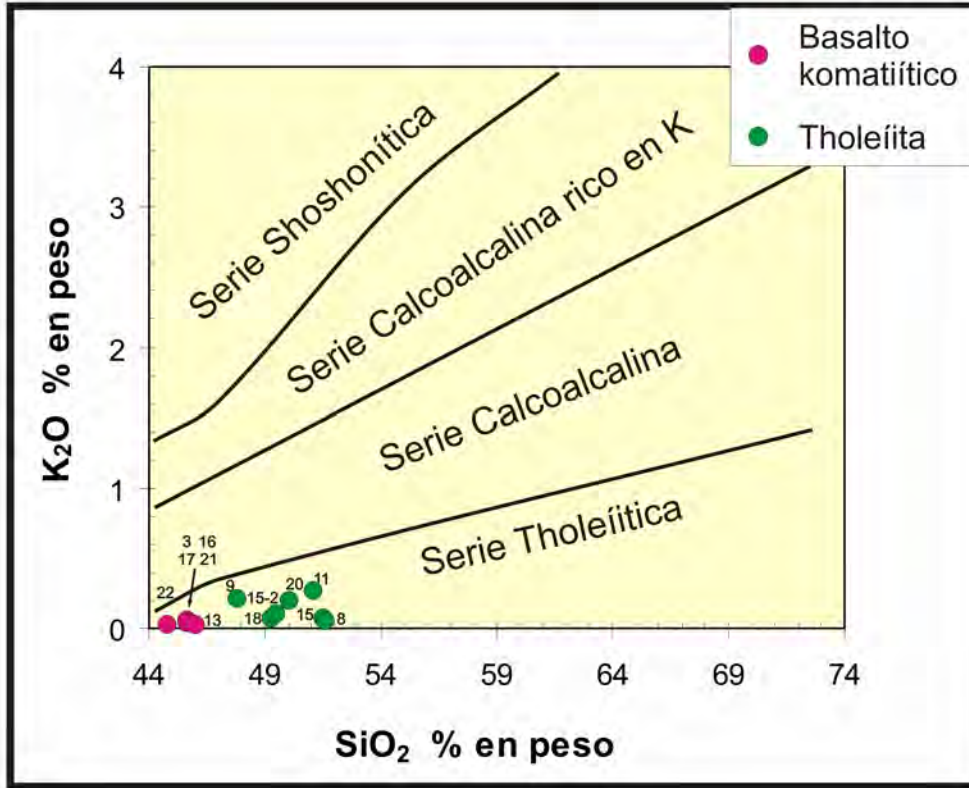


Figura 34. Clasificación química de rocas subalcalinas. Nótese que todas las muestras se localizan en el campo de la serie Tholeítica, equivalente a la serie calcoalcalina de bajo potasio.

Los diagramas de variación de elementos mayores de las 13 muestras analizadas se exhiben en la fig. 35. Con el fin de conocer y comparar el grado de evolución de estas rocas se usó el contenido de MgO como índice de diferenciación.

Una correlación negativa es evidente en la mayoría de los diagramas. Las muestras a su vez se agrupan en los mismos dos conjuntos de rocas que se observan en la fig. 33 como efecto de las diferencias en el contenido de MgO. En los diagramas de MgO contra FeO^* y MnO esta división es muy evidente debido a los cambios abruptos de pendiente, saltos o similares concentraciones de FeO o MnO que contrastan con valores muy heterogéneos de MgO e incluso parecen sugerir dos tendencias principales.

El número de Mg (#Mg) de las muestras da idea de la variación del grado de diferenciación de las rocas de Gorgona (tabla 1). Las más primitivas corresponden a GOR 13 y GOR 21 con valores de 83 y 80, respectivamente. En contraste GOR 15 y GOR 8 exhiben valores muy inferiores (55), típicos de rocas más evolucionadas.

Tabla 1. Composición de elementos mayores de las muestras analizadas de la isla Gorgona para este estudio. También se reporta el promedio de las inclusiones de fundido (MI) obtenidas por Kamenesky (comunicación personal).

Muestra	MI	GOR-03	GOR-08	GOR-11	GOR-13	GOR-15	GOR-15-2	GOR-16	GOR-17	GOR-18	GOR-20	GOR-21	GOR-22	GOR-9
Long. W		78°10'27.7"	78°10'11.3"	78°11'26.4"	78°12'4.8"	78°10'14.3"	78°10'14.3"	78°10'26.7"	78°10'27.9"	78°10'24.9"	78°11'37.4"	78°11'41.6"	78°11'46"	78°10'25.5"
Lat. N		2°58'50"	3°00'20.1"	2°56'55.2"	2°56'53.4"	3°00'00.5"	3°00'00.5"	2°58'56.2"	2°58'50.8"	2°58'37.9"	2°58'41.3"	2°58'14.8"	2°58'29"	2°59'16.9"
# Mg	79.815	75.987	55.165	58.041	83.341	55.096	71.079	75.937	75.401	60.178	63.815	80.490	78.530	60.207
SiO ₂	48.782	44.103	50.757	49.913	43.059	50.731	48.400	44.524	44.113	48.804	49.329	43.818	43.350	46.639
TiO ₂	0.841	0.659	1.201	1.152	0.268	1.259	0.604	0.668	0.661	0.813	1.370	0.568	0.425	0.862
Al ₂ O ₃	16.004	11.987	13.522	14.032	8.932	13.700	15.544	12.018	12.074	14.173	13.759	9.666	10.846	15.599
Fe ₂ O _{3t}		12.120	13.012	12.536	10.231	12.936	9.154	12.183	12.203	12.126	11.218	11.660	12.592	11.723
FeO* _{tot}	6.351	10.906	11.708	11.280	9.206	11.640	8.237	10.962	10.980	10.911	10.094	10.492	11.330	10.548
MnO	0.122	0.189	0.169	0.192	0.163	0.168	0.155	0.184	0.185	0.190	0.171	0.180	0.188	0.175
MgO	11.973	16.453	6.868	7.439	21.957	6.809	9.651	16.493	16.046	7.861	8.487	20.636	19.758	7.609
CaO	14.019	10.070	10.891	9.158	8.443	10.776	12.761	10.126	10.248	12.352	11.246	8.675	8.875	12.312
Na ₂ O	1.813	1.009	1.880	2.901	0.589	1.987	1.572	1.048	0.965	2.548	2.746	0.590	0.695	2.328
K ₂ O	0.030	0.039	0.056	0.260	0.030	0.075	0.097	0.036	0.061	0.070	0.196	0.041	0.033	0.208
P ₂ O ₅	0.066	0.048	0.100	0.094	0.030	0.108	0.049	0.053	0.048	0.061	0.115	0.048	0.037	0.064
LOI (Wt%)		3.370	0.730	2.940	6.300	0.810	2.600	2.610	3.640	1.810	1.790	4.230	3.200	2.480

*Mg # molar calculado = $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + 0.85 \cdot \text{Fe}_{\text{tot}})$.

*FeO*_{tot}: $0.8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$

*LOI: Pérdida por calcinación.

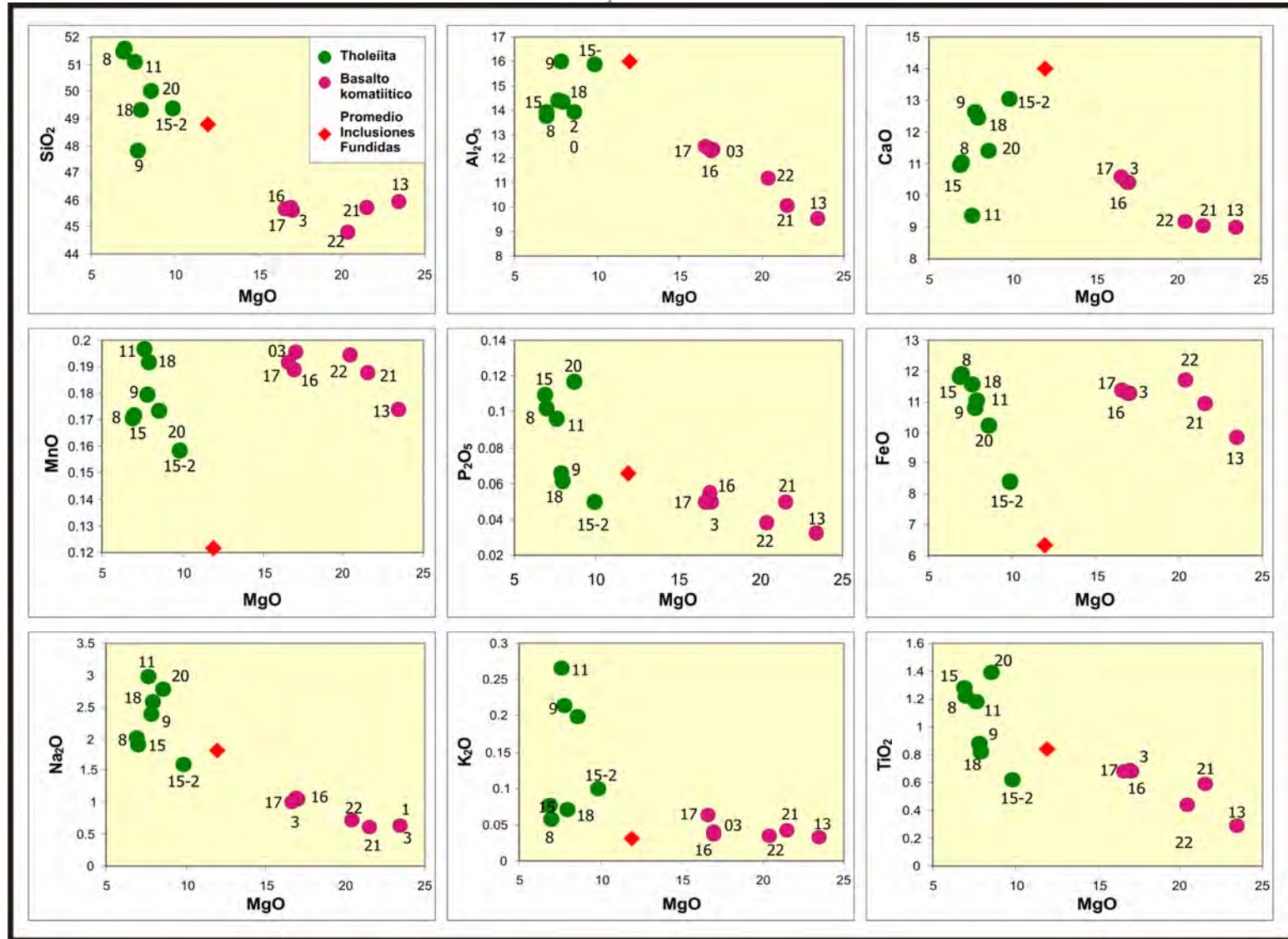


Figura 35. Diagramas de variación de elementos mayores con respecto al contenido de MgO en muestras analizadas de la isla Gorgona. Se incluye el promedio de análisis de inclusiones de fundido en komatiitas de la isla Gorgona reportado por Kamenetsky *et al.* (2003). Los números en los diagramas representan los de las muestras analizadas.

6.2. Elementos traza

La composición de elementos traza de 13 muestras analizadas de la isla Gorgona, se presenta en la Tabla 2. Los diagramas normalizados multielementos y de elementos de las tierras raras se exhiben en la figura 36. A primera vista, en el diagrama de multielementos se reconoce una tendencia al empobrecimiento de los elementos más incompatibles durante la fusión del manto. Los elementos de alto potencial iónico (HFSE) se observan empobrecidos con relación a las tierras raras pesadas (HREE). Patrones variables de los elementos LILE pueden ser explicados por la movilidad de estos elementos a causa de factores como la interacción con el agua de mar o procesos secundarios como la alteración hidrotermal y la meteorización. Anomalías negativas de Pb y ligeramente positivas de Eu son reconocidas en la mayoría de las muestras. La anomalía negativa de Pb es común, aunque más pronunciada en GOR 13, GOR 21, GOR 15 y GOR 20. Cabe resaltar que esta característica sugiere la ausencia de contaminación durante la preparación y digestión de las muestras, dando idea de la calidad de los análisis. Además, puede relacionarse con la formación de complejos químicos con cloro y/o flúor. La alta solubilidad en soluciones acuosas de tales complejos promueve y migración, y en consecuencia el empobrecimiento de Pb observado en las rocas. Anomalías positivas de Sr y Ba son también identificadas. Este marcado enriquecimiento puede atribuirse a la interacción con el agua de mar y/o a procesos secundarios de alteración hidrotermal.

Tabla 2. Concentración de elementos traza (en ppm) de las muestras colectadas en la isla Gorgona (Colombia).

Muestra	GOR-03	GOR-08	GOR-11	GOR-13	GOR-15	GOR-15-2	GOR-16
Long. W	78°10'27.7"	78°10'11.3"	78°11'26.4"	78°12'4.8"	78°10'14.3"	78°10'14.3"	78°10'26.7"
Lat. N	2°58'50"	3°00'20.1"	2°56'55.2"	2°56'53.4"	3°00'00.5"	3°00'00.5"	2°58'56.2"
Li	2.10	2.94	4.22	5.13	3.00	2.59	2.18
Be	0.17	0.40	0.34	0.06	0.44	0.21	0.17
P ₂ O ₅	0.050	0.104	0.098	0.030	0.111	0.054	0.053
Sc	34.72	50.80	51.21	30.87	51.27	42.56	35.42
TiO ₂	0.60	1.14	1.05	0.28	1.20	0.60	0.62
V	257.8	393.9	369.1	180.1	401.0	226.3	266.0
Cr	961.2	86.4	178.1	2183.0	76.8	463.8	1006.5
Co	77.27	45.95	45.64	78.32	45.51	45.67	77.76
Ni	661.9	65.9	86.8	1002.5	63.2	164.0	656.8
Cu	131.12	202.36	176.09	74.91	213.56	84.82	138.20
Zn	64.45	92.01	106.77	54.81	89.33	50.06	65.52
Ga	13.19	16.47	15.64	8.33	17.04	13.02	13.51
Rb	0.65	0.41	3.45	0.07	0.67	0.91	0.74
Sr	63.5	88.4	233.3	33.5	84.2	104.8	55.2
Y	15.16	26.10	24.80	13.44	26.54	12.92	15.83
Zr	30.92	74.74	46.14	11.53	81.53	23.47	32.35
Nb	0.38	5.07	4.80	0.07	5.49	2.31	0.41
Mo	0.074	0.291	0.192	0.008	0.239	0.152	0.092
Sn	0.264	0.570	0.466	0.092	0.491	0.299	0.268
Sb	0.018	0.023	0.047	0.017	0.024	0.022	0.019
Cs	0.009	0.004	0.078	0.001	0.005	0.005	0.009
Ba	4.73	14.33	37.52	6.85	16.11	9.12	2.96
La	0.58	3.67	3.70	0.12	4.00	1.83	0.60
Ce	2.11	9.83	9.71	0.47	10.64	4.77	2.21
Pr	0.43	1.50	1.46	0.11	1.61	0.72	0.45
Nd	2.92	7.89	7.70	0.84	8.50	3.86	3.06
Sm	1.33	2.44	2.40	0.54	2.65	1.24	1.39
Eu	0.58	0.94	0.90	0.27	0.99	0.51	0.60
Tb	0.40	0.63	0.61	0.27	0.67	0.32	0.42
Gd	2.17	3.51	3.42	1.27	3.71	1.79	2.28
Dy	2.60	4.17	4.02	1.97	4.36	2.11	2.71
Ho	0.55	0.91	0.87	0.46	0.95	0.46	0.57
Er	1.49	2.60	2.45	1.37	2.72	1.30	1.57
Yb	1.38	2.63	2.45	1.34	2.73	1.31	1.44
Lu	0.20	0.41	0.37	0.20	0.42	0.20	0.21
Hf	0.91	1.78	1.35	0.36	1.93	0.69	0.95
Ta	0.033	0.287	0.272	0.014	0.311	0.136	0.034
Tl	0.022	0.005	0.015	0.002	0.007	0.003	0.021
Pb	0.091	0.316	0.414	0.008	0.239	0.076	0.073
Th	0.026	0.319	0.285	0.004	0.349	0.131	0.028
U	0.007	0.098	0.086	0.002	0.102	0.035	0.009

Continuación

Muestra	GOR-17	GOR-18	GOR-20	GOR-21	GOR-22	GOR-9
Long. W	78°10'27.9"	78°10'24.9"	78°11'37.4"	78°11'41.6"	78°11'46"	78°10'25.5"
Lat. N	2°58'50.8"	2°58'37.9"	2°58'41.3"	2°58'14.8"	2°58'29"	2°59'16.9"
Li	2.25	1.91	1.74	3.06	2.76	2.39
Be	0.17	0.23	0.55	0.14	0.11	0.25
P ₂ O ₅	0.050	0.062	0.123	0.047	0.040	0.068
Sc	34.45	45.33	44.92	28.37	28.10	43.75
TiO ₂	0.59	0.78	1.29	0.52	0.41	0.82
V	251.9	361.7	311.9	217.4	194.7	332.9
Cr	963.6	271.9	433.7	1996.4	1371.5	287.3
Co	75.69	50.75	46.44	84.86	91.52	49.49
Ni	618.8	109.9	131.7	930.0	687.7	99.5
Cu	127.28	159.64	155.00	98.90	107.30	173.91
Zn	63.39	70.42	78.21	61.04	67.22	58.05
Ga	13.03	16.65	16.01	10.63	10.51	17.18
Rb	0.82	0.56	2.48	0.44	0.41	2.42
Sr	62.2	98.6	182.4	63.2	31.5	143.9
Y	15.03	22.61	20.25	11.90	12.98	20.23
Zr	30.50	41.47	82.82	26.20	18.73	27.31
Nb	0.38	0.82	9.83	0.88	0.32	1.19
Mo	0.069	0.228	0.338	0.085	0.054	0.086
Sn	0.259	0.342	0.635	0.222	0.144	0.308
Sb	0.018	0.023	0.028	0.020	0.019	0.021
Cs	0.011	0.009	0.003	0.011	0.005	0.017
Ba	5.24	19.30	37.47	6.55	3.28	48.20
La	0.57	0.99	6.93	0.75	0.36	1.01
Ce	2.09	3.09	17.15	2.26	1.16	3.15
Pr	0.42	0.60	2.39	0.41	0.24	0.60
Nd	2.91	3.89	11.59	2.63	1.64	3.95
Sm	1.32	1.74	2.98	1.10	0.85	1.77
Eu	0.58	0.76	1.08	0.46	0.38	0.77
Tb	0.40	0.56	0.59	0.31	0.31	0.52
Gd	2.16	2.99	3.56	1.72	1.57	2.87
Dy	2.60	3.74	3.59	2.03	2.11	3.33
Ho	0.55	0.81	0.73	0.43	0.46	0.69
Er	1.49	2.25	1.98	1.20	1.32	1.88
Yb	1.38	2.11	1.84	1.13	1.27	1.73
Lu	0.20	0.31	0.27	0.17	0.19	0.25
Hf	0.90	1.21	2.10	0.76	0.56	0.91
Ta	0.033	0.057	0.537	0.057	0.029	0.074
Tl	0.021	0.005	0.006	0.015	0.010	0.006
Pb	0.066	0.167	0.395	0.096	0.052	0.064
Th	0.026	0.084	0.678	0.056	0.024	0.052
U	0.007	0.023	0.202	0.017	0.005	0.011

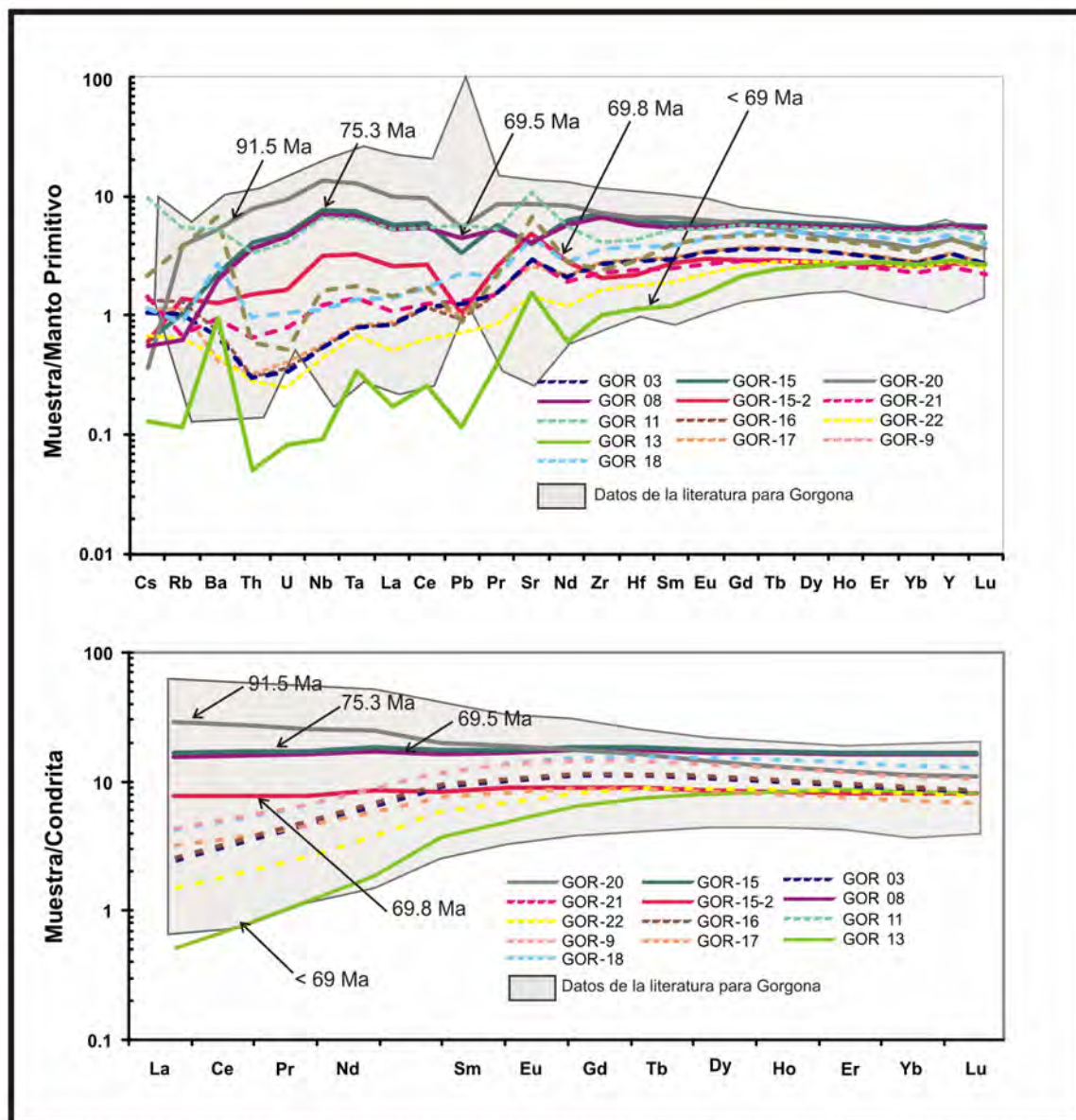


Figura 36. Diagrama multielementos y de tierras raras normalizados según la composición del manto primitivo de Sun y McDonough (1989) y condrita de McDonough y Sun (1995), respectivamente. En ambos diagramas, las líneas continuas representan a las rocas fechadas mientras que las discontinuas corresponden al resto de las muestras. Nótese la variación secular de la composición expuesta por la relación entre las edades y las concentraciones de elementos traza. Compliación de datos geoquímicos de la literatura obtenidos de Georoc.

Tres patrones principales pueden ser identificados del diagrama de elementos de las tierras raras (REE) (fig. 36):

1. Patrones enriquecidos en elementos de las tierras raras ligeras (LREE) con respecto a los elementos de las tierras raras pesadas (HREE), representado principalmente por la muestra GOR 20.
2. Tendencia plana, que exhiben las muestras GOR 15, GOR 08, GOR 11 y GOR 15-2.
3. Empobrecimiento en LREE con respecto a HREE. Las muestras GOR 9, GOR 18, GOR 03, GOR 17, GOR 16, GOR 21, GOR 22 y GOR 13 son características de este tipo.

Agregando las edades disponibles al diagrama de REE se puede observar un progresivo empobrecimiento progresivo de las LREE con el tiempo (fig. 36). Tres períodos acotados por las edades obtenidas y caracterizados por los patrones geoquímicos mencionados definen una variación secular de la composición. Las rocas más antiguas (~ 92 Ma) representadas por GOR 20 tienen una composición ligeramente enriquecida en LREE (tipo I). En contraste las muestras con un patrón plano (tipo II) son más jóvenes, con edades de ~75 Ma, ~70 Ma y ~69 Ma. Las restantes y más empobrecidas en LREE son del tipo III. De esta categoría, las brechas tobáceas (GOR 13) muestran el empobrecimiento más extremo de toda la suite además de ser las más jóvenes. Una edad relativa para esta unidad puede ser estimada como menor a ~69 Ma y anterior al Eoceno, según se discute en el Capítulo 4 de esta tesis.

La variación secular de la composición es también evidente en las relaciones entre elementos. Valores de La/Sm_N y La/Yb_N (normalizados a condrita) disminuyen de las muestras más antiguas (GOR 20: 1.45 y 2.56) a las más recientes (GOR 15: 0.92, 0.94, GOR 8: 0.95, 1.02 y GOR 13: 0.14, 0.06). Estas

últimas a su vez exhiben una relación $La/Sm_N < 1$ mientras que las antiguas presentan valores de $La/Sm_N > 1$.

Diagramas bivariantes con relaciones entre elementos incompatibles sensibles a los procesos de fusión, son expuestos en la figura 37. En todos, se define claramente una correlación positiva que puede ser reconocida a primera vista. Razones bajas y variables de Nb/Zr que correlacionan positivamente con La/Yb son comunes en las rocas más jóvenes y empobrecidas en LREE (fig. 37a), mientras que las muestras más antiguas y enriquecidas, exhiben relaciones notablemente más altas. En el diagrama de la figura 37b, los datos reflejan mayores relaciones de Nb/Ta y Th/Ta en las muestras más antiguas. Dentro de la misma tendencia, las komatiitas se encuentran agrupadas y exhiben valores intermedios (Nb/Ta: 11.28989 – 11.90348; Th/Ta: 0.77345 – 0.847766) con respecto a las demás rocas, mientras que la muestra más

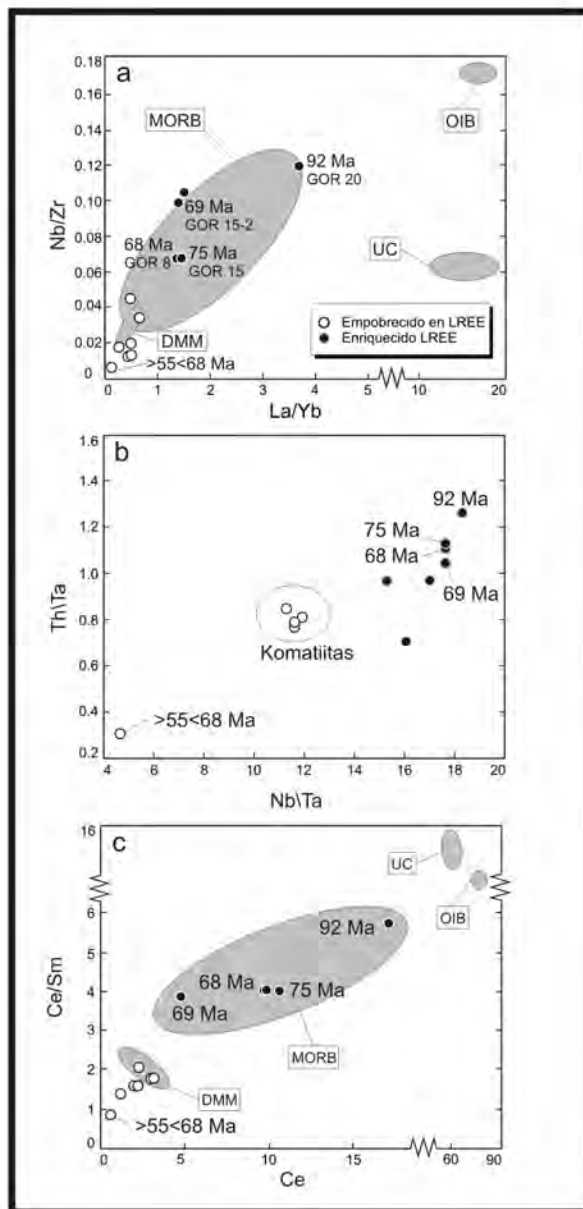


Figura 37. Diagramas bivariantes de elementos traza. a) Nb/Zr vs. La/Yb. b) Th/Ta vs. Nb/Ta. c) Ce/Sm vs. Ce.

Las diferencias en las relaciones de los elementos incompatibles expuestos por las muestras en la figura 37b reflejan, además de heterogeneidades en la fuente, una estrecha relación entre la geoquímica de las muestras y la edad de su formación. La combinación de estos datos revela, por primera vez, una variación secular de la fuente caracterizada por el empobrecimiento de elementos incompatibles en las rocas más jóvenes. El incremento del grado de fusión con el tiempo es representado por menores valores de Nb/Zr y La/Yb. La correlación y variación secular que describen estos pares de elementos (fig. 37a y 37b) junto con Ce/Sm *vs* Ce (fig. 37c) sugieren la importante participación de materiales reciclados como basaltos alterados de dorsales medio oceánicas o sedimentos. Adicionalmente, en los diagramas de las figuras 37a y 37c se observa que la mayoría de las muestras se localizan en el campo de los MORB; sólo las más empobrecidas coexisten parcialmente con el campo del manto empobrecido de un MORB (DMM). Esta observación sugiere, a primera vista, una mayor afinidad con las rocas de dorsales oceánicas que con los OIB, aún cuando algunas islas oceánicas exhiban composiciones más empobrecidas, equiparables a las de los MORBs enriquecidos.

Con el fin de comparar la composición de las muestras con la de inclusiones atrapadas en minerales magmáticos, se graficaron los resultados de este estudio junto con los análisis de inclusiones de fundido (MI) obtenidas por Kamenetsky (comunicación personal) (fig. 38). Las inclusiones proveen la aproximación más cercana a la composición de fundidos magmáticos (Kamenetsky, 2006). Los valores de MI son de intermedios con respecto a valores más extremos descritos por las rocas. Sólo en los diagramas contra FeO* y MnO, en donde las muestras forman claramente dos conjuntos, representan los valores mínimos del grupo más diferenciado.

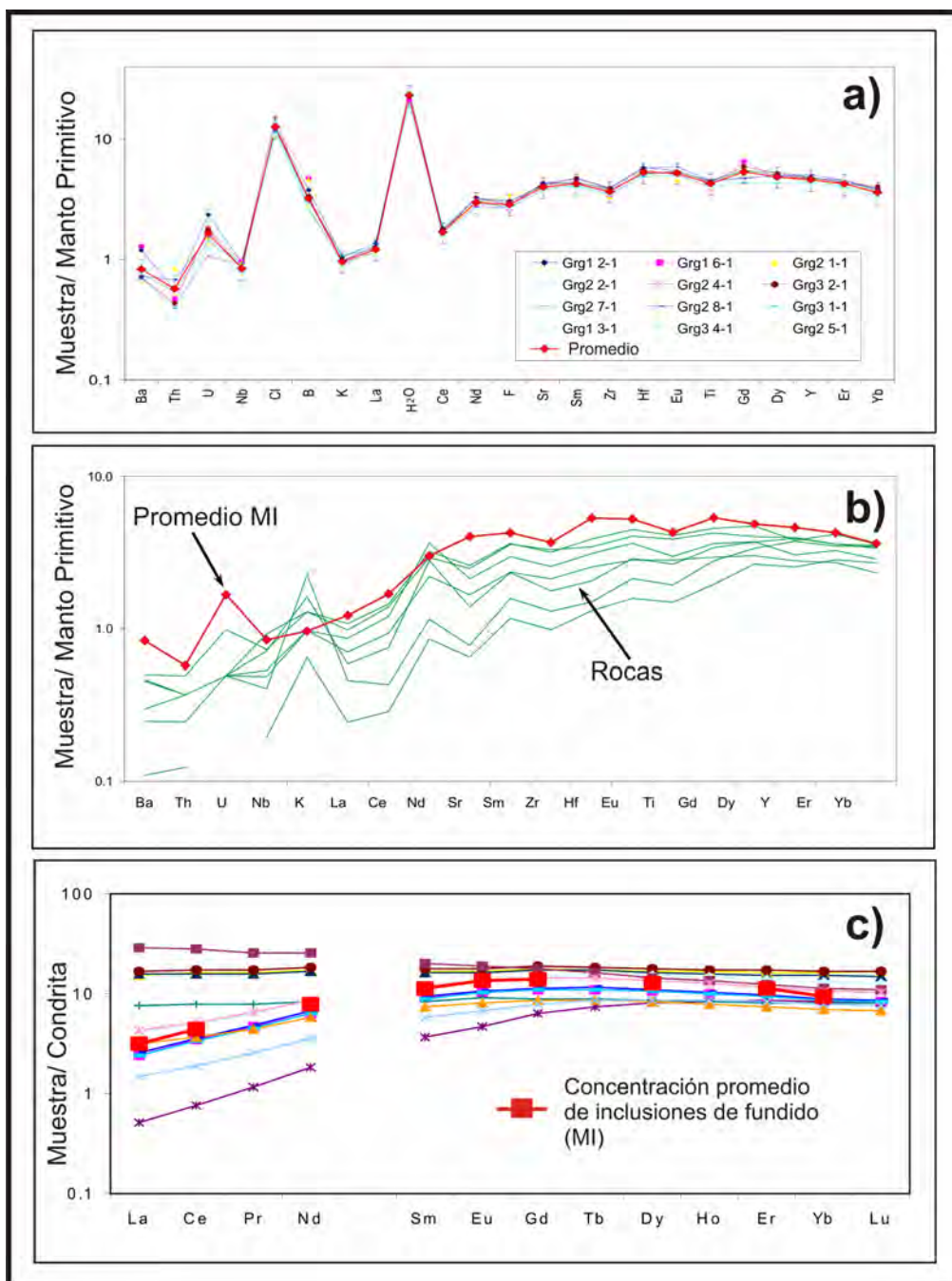


Figura 38. a) Diagrama multielementos de inclusiones de fundido (MI), las cuales exhiben composiciones muy homogéneas aún entre análisis de diferentes muestras. b) Diagrama multielementos de MI con respecto a las rocas en que fueron medidas. Las MI presentan composiciones más enriquecidas y no reflejan una anomalía positiva de K. c) Diagrama de elementos de las tierras raras en el que se comparan el promedio de MI y las muestras de este estudio; este diagrama revela que la composición de MI es muy similar a las komatiitas, especialmente a la muestra GOR 16.

6.3. Química Mineral

Los análisis con microsonda fueron realizados sobre granos bien preservados de minerales presentes en las muestras. La composición de los bordes y núcleos fue determinada en algunos casos con el fin de identificar posibles zoneamientos. Los datos de elementos mayores y clasificación mineral están disponibles en el Anexo 2 y se discuten a continuación.

Olivino

Cristales subédricos individuales y de la textura spinifex fueron analizados en las muestras GOR 16, GOR 3, GOR 17 y GOR 22. La composición de elementos mayores obtenida de estos granos se exhibe en los diagramas de variación de la figura 39. Correlaciones positivas predominan en los diagramas, a excepción de las gráficas contra FeO, MnO y CaO con una clara tendencia negativa. Una amplia dispersión es también evidente en el diagrama vs TiO₂.

El cálculo de las proporciones atómicas con base en 4 oxígenos señala el dominio de una composición forsterítica (Fo₈₀₋₈₉) entre las muestras. Valores semejantes entre la textura spinifex y los granos individuales descartan la existencia de diferentes generaciones de olivino como sugiere el análisis petrográfico de las muestras (Capítulo 4).

Diagramas de Ni vs forsterita (Fo) muestran una correlación positiva con valores de Fo que varían de 80% a 89% y Ni entre 0.004 y 0.009 átomos por unidad de fórmula (a.f.u) (fig. 40). Las muestras analizadas corresponden a komatiitas basálticas con altos contenidos de Mg.

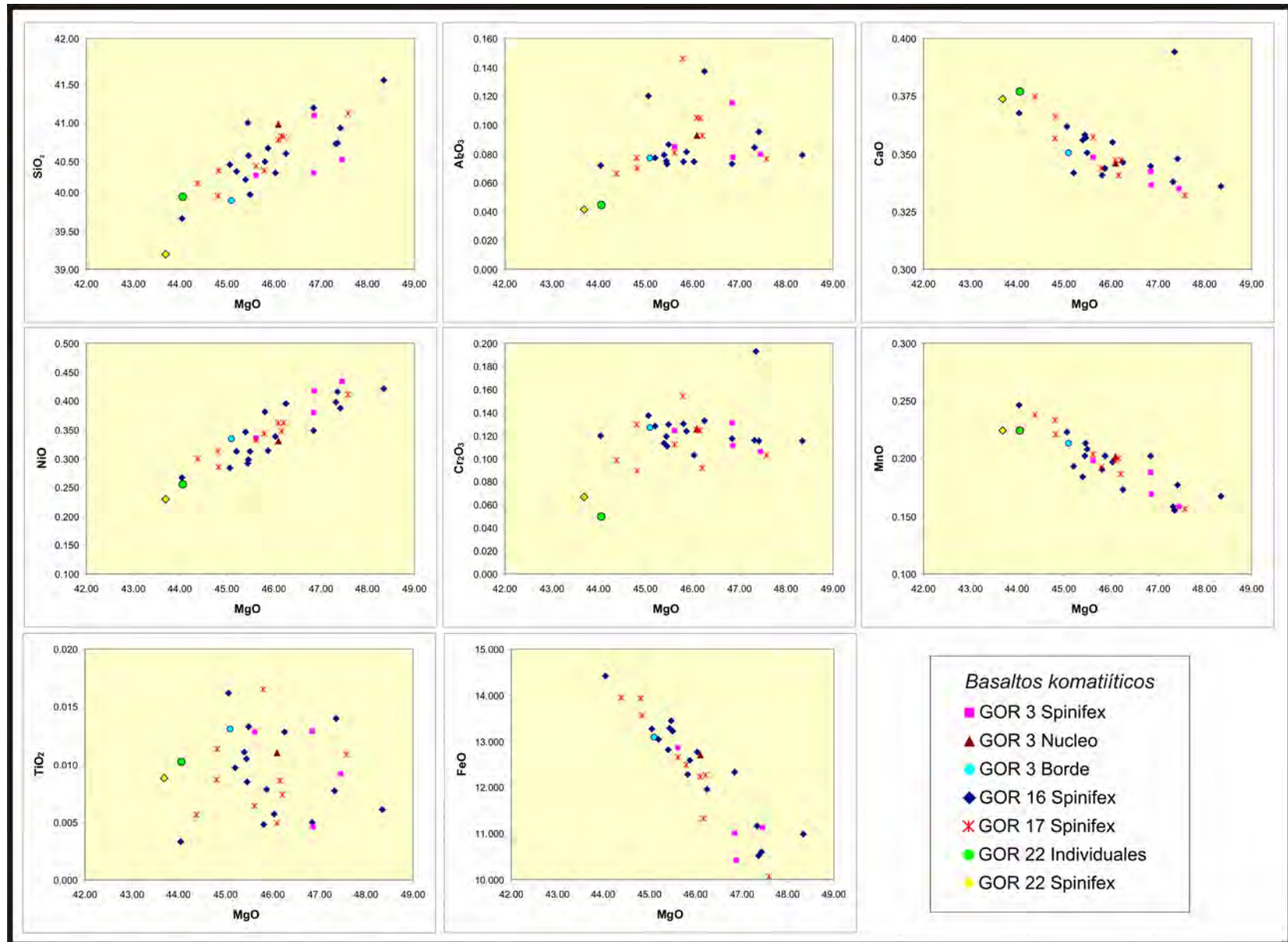


Figura 39. Diagramas variación con respecto a la composición de MgO en olivino.

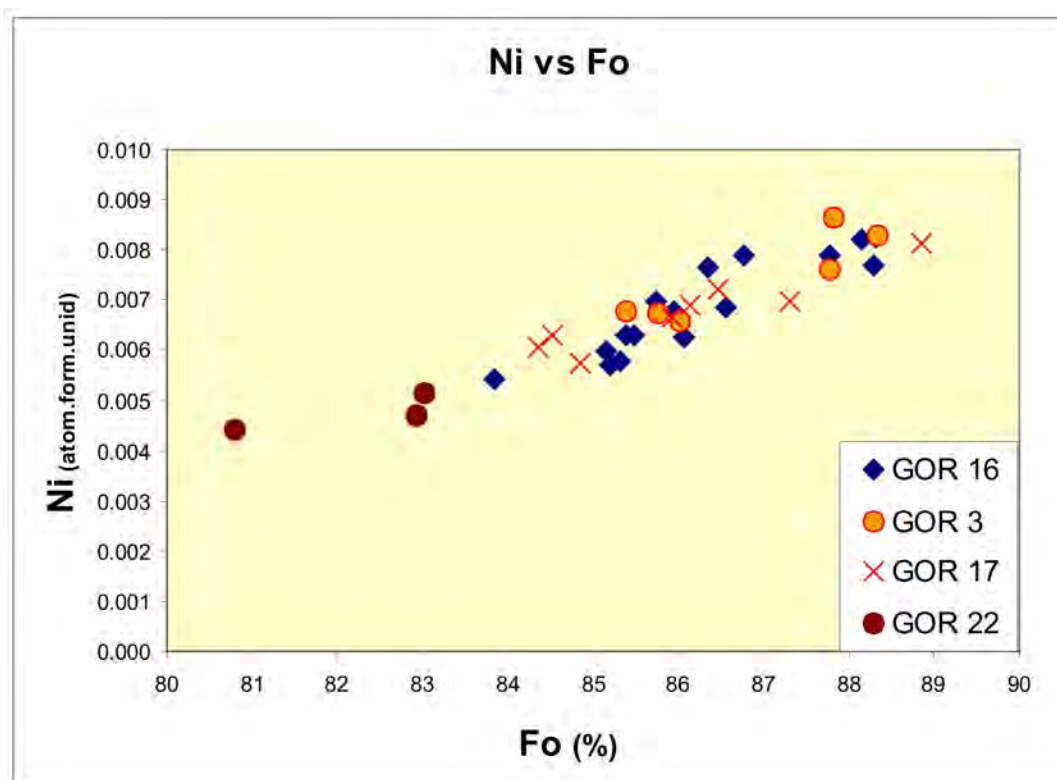


Figura 40. Diagrama Ni vs Fo en cristales de olivino de muestras de komatiitas. Nótese la correlación positiva descrita por las muestras y los escasos valores de Ni en GOR 22.

Clinopiroxeno

Cristales de Clinopiroxeno fueron analizados en las muestras GOR 16, GOR 13, GOR 22, GOR 17, GOR 15-2, GOR 9, GOR 3 y GOR 8. Los resultados fueron útiles en la clasificación de este mineral, la cual se realizó a partir de las proporciones atómicas determinadas con base en 4 cationes y Fe^{+3} estequiométrico (Anexo 2). En el diagrama de clasificación (fig. 41), se registra pigeonita sólo en GOR 9, la cual también coexiste con una mayoría de cristales de augita con composiciones de Wo_{25-44} y Fs_{13-51} . Las muestras GOR 3 y GOR 13 registran cristales de diópsida. En las demás muestras predomina la presencia de augita pese a la dispersión en la composición, de Wo_{15-48} y Fs_{15-61} . Las

composiciones más heterogéneas en augita se identifican en GOR 17, con valores de Wo_{37-45} y Fs_{13-44} , mientras que las más homogéneas se observan en GOR 22 con Wo_{40-42} y Fs_{13-18} .

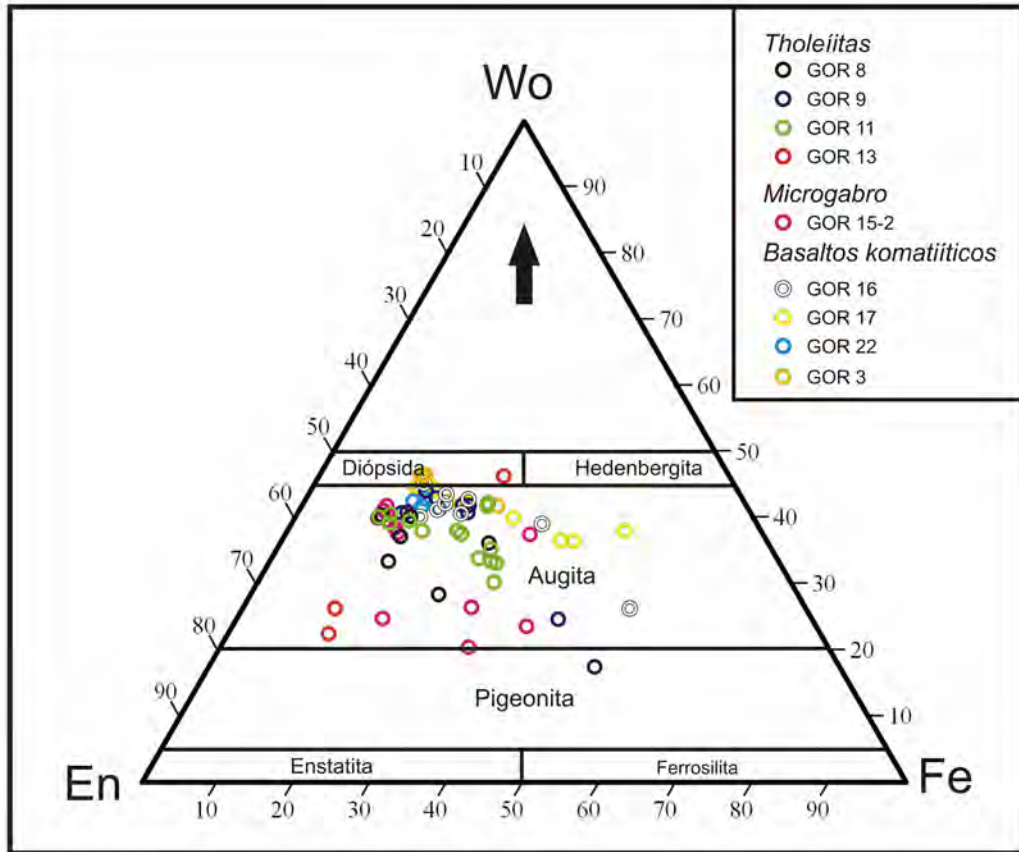
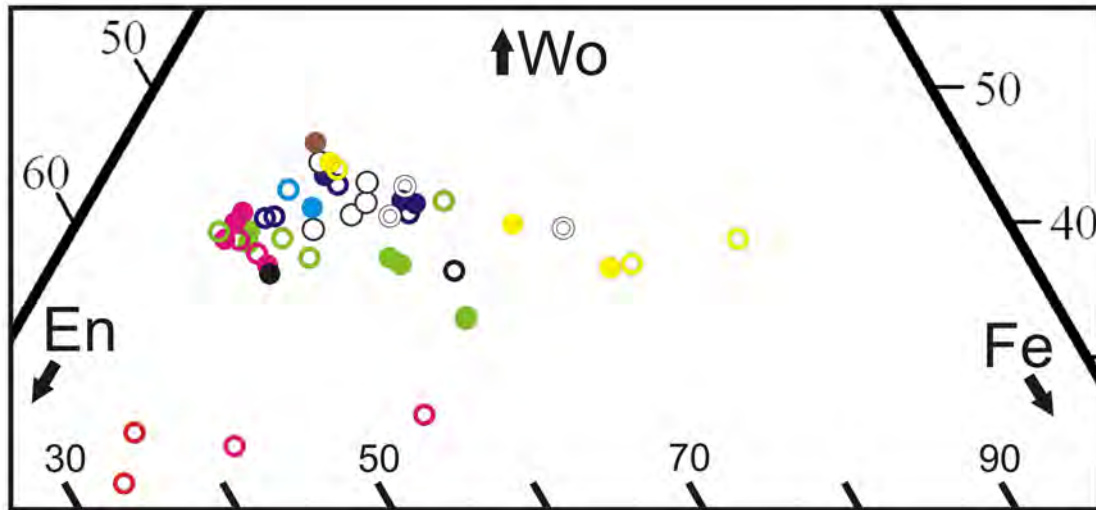


Figura 41. Diagrama de clasificación de clinopiroxenos. Nótese que la mayoría de los cristales se localizan en el campo de augita.

Análisis de bordes y núcleos en cristales de clinopiroxeno son representados en la figura 42. Señalan diferencias composicionales que apuntan hacia el zoneamiento de algunos cristales, principalmente con núcleos más magnésicos (GOR 8) y menos cálcicos, como en GOR 15-2 (Wo_{20-41} ; Fe_{10-39}) y GOR 11 (Wo_{32-40} ; Fs_{40-55}).



Bordes		Núcleos	
	<i>Microgabro</i>		<i>Microgabro</i>
	○ GOR 15-2		● GOR 15-2
<i>Tholeiitas</i>	<i>Basaltos Komatiíticos</i>	<i>Tholeiitas</i>	<i>Basaltos Komatiíticos</i>
○ GOR 13	○ GOR 16	● GOR 13	○ GOR 16
○ GOR 8	○ GOR 17	● GOR 8	○ GOR 17
○ GOR 9	○ GOR 22	● GOR 9	○ GOR 22
○ GOR 11	○ GOR 3	● GOR 11	○ GOR 3

Figura 42. Diagrama de clasificación de datos de bordes y núcleos de clinopiroxeno.

Los diagramas de variación contra MgO (fig. 43) exhiben una correlación positiva con SiO₂ (41.6 – 53.3 % en peso), Al₂O₃ (0.7 - 5.5 % en peso), NiO (0.002 - 0.04 % en peso) y amplia dispersión vs. CaO (7.21 - 21.63 % en peso). El diagrama contra Cr₂O₃ no se asemeja a ningún patrón; se caracteriza por exhibir amplias diferencias (de dos órdenes de magnitud: 0.003 y 0.9) en los valores de Cr₂O₃ con respecto a datos muy similares de MgO. En los demás diagramas predominan las correlaciones negativas.

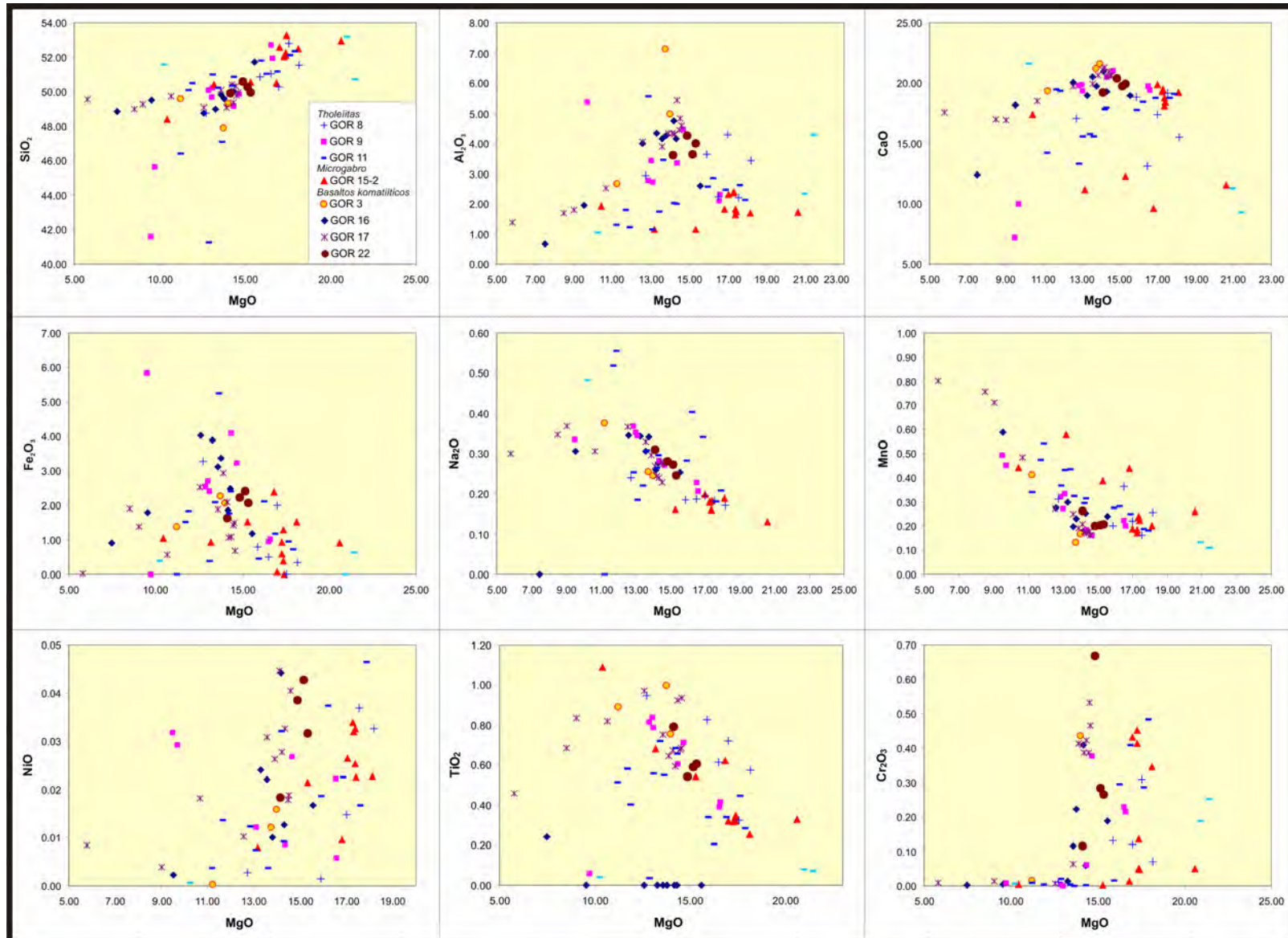


Figura 43. Diagramas de variación con respecto a la composición de MgO en Clinopiroxeno.

Plagioclasa

Se analizaron fenocristales de plagioclasa de las muestras GOR 16, GOR 9, GOR 15-2, GOR 17, GOR 3, GOR 22, GOR 8 y GOR 11. Con base en las proporciones atómicas calculadas sobre 8 oxígenos fue posible clasificar los cristales analizados, en los que se determinó una amplia heterogeneidad composicional. Las muestras GOR 16, GOR 3 y GOR 17 correspondientes a komatiitas, presentan fenocristales con diferentes rangos de composición (An_{70-78} , An_{60-68} y An_{42-55}) y zoneamiento. Los análisis sobre bordes y núcleos reflejan cambios significativos de los valores en esos sectores. En GOR 16 las variaciones son registradas por composiciones de An_{45} en el borde y An_{70} en el núcleo. Similarmente en GOR 3 cambian de An_{55} a An_{68} hacia el interior. GOR 17 difiere de las demás komatiitas con plagioclasas más sódicas o de composición intermedia (An_{47-50}). Algunos de los fenocristales también presentan zoneamiento. Composiciones cálcicas en los núcleos (An_{60}) y bastante más sódicas en los bordes (An_{40}) son las más recurrentes. Algunos cristales contrastan con bordes cálcicos (An_{64}) y núcleos más intermedios (An_{55}) e incluso con composiciones sódicas que varían ligeramente (An_{40} y An_{47}). Las plagioclasas de GOR 22 se destacan por ser las más cálcicas de las muestras analizadas (An_{74} - An_{81}). El zoneamiento se reconoce solo en un cristal cuyos valores van de An_{88} en el núcleo a An_{62} en el borde. GOR 11 exhibe la composición más atípica entre las muestras analizadas. La mayoría son de composición sódica tipo Albita ($An_{0.5}$ - $An_{9.1}$). Sólo uno de los cristales es intermedio (An_{47}) y otro más cálcico, tipo Anortita (An_{97}). Finalmente GOR 8 exhibe cristales de composiciones intermedias (An_{55-65}) e incluso sódicas (An_{40}).

Diagramas Harker para este mineral (fig.44), exhiben claras correlaciones negativas contra el contenido de Al_2O_3 , CaO y MgO. Correlaciones positivas son también identificadas en diagramas contra Na_2O y K_2O como es de esperarse durante el fraccionamiento de plagioclasa. En las demás figuras (*vs.* BaO, SrO,

TiO, Fe₂O₃) los datos contrastan por encontrarse muy dispersos. Es importante resaltar que la muestra GOR 15-2 exhibe concentraciones mucho menores de SiO₂ que el resto de las muestras, presenta una ligera desviación con relación a la tendencia que se observa en el diagrama contra MgO y presenta valores extremadamente empobrecidos en K₂O y TiO. Es importante resaltar también, que la muestra GOR 11 presenta muy bajas concentraciones de CaO (0.12 - 1.95) y TiO (0.03 - 0.04).

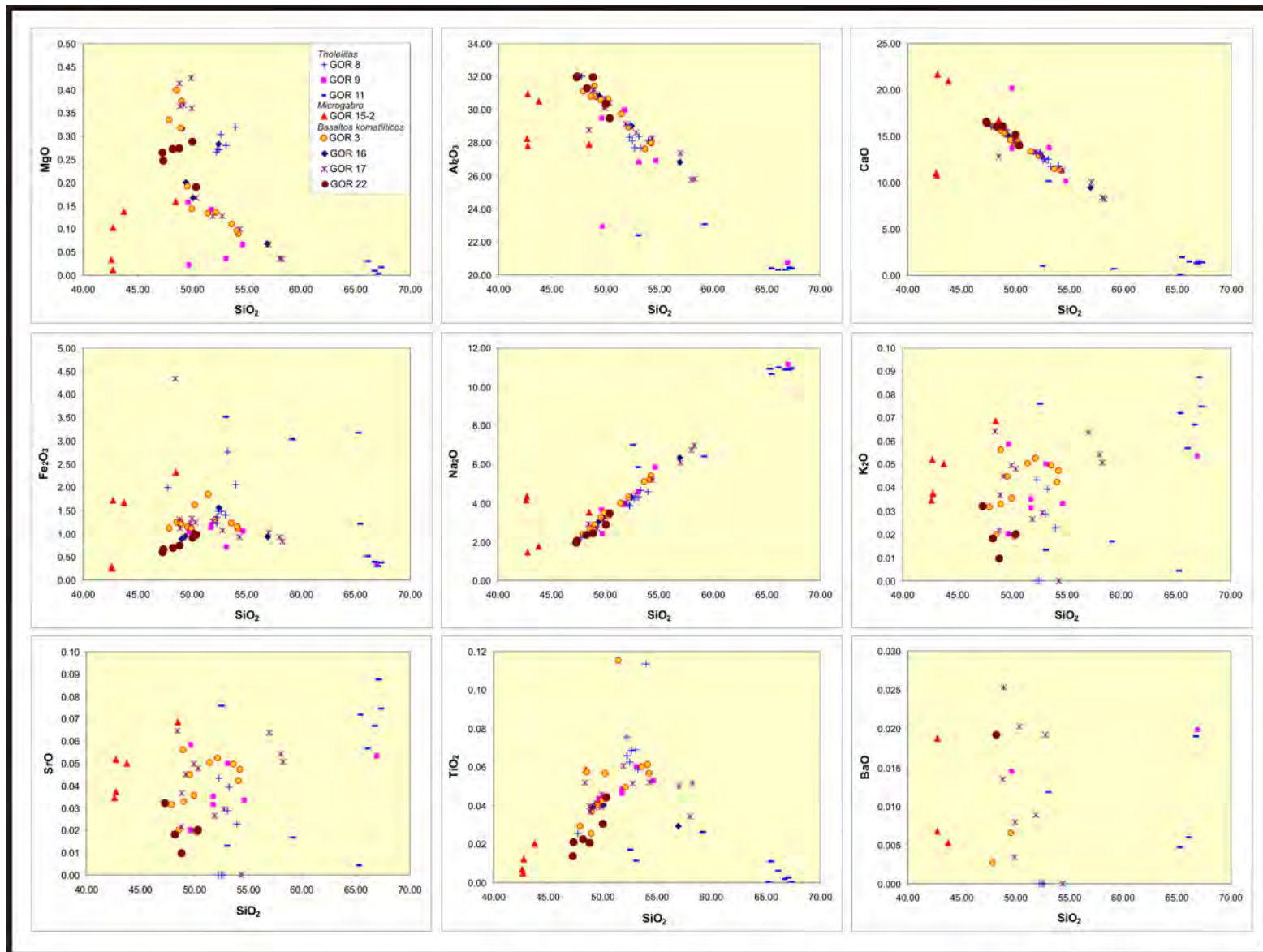


Figura 44. Diagramas Harker en plagioclasa.

Espinela

Análisis en fenocristales de espinela fueron realizados sobre las muestras GOR 16, GOR 3, GOR 8, GOR 15-2, GOR 17 y GOR 22. En GOR 22 Los altos contenidos de Cr, Al y Mg indican que pertenecen a la serie espinela-magnesiocromita-cromita, con valores de Mg y Cr significativamente mayores. En el resto de las muestras los componentes principales son magnetita-ulvoespinela, las cuales reflejan composiciones más enriquecidas en Fe y Ti (Fig. 45).

Los resultados de análisis químicos en espinela, exhiben características diagnósticas de las komatiitas que confirman su carácter de “indicador petrogenético”. Una de ellas y quizás la más relevante, se refiere a la baja concentración en el contenido de Cr, el cual por ser un elemento altamente compatible se encuentra empobrecido en rocas primitivas asociadas a altos grados de fusión parcial, como las de este estudio.

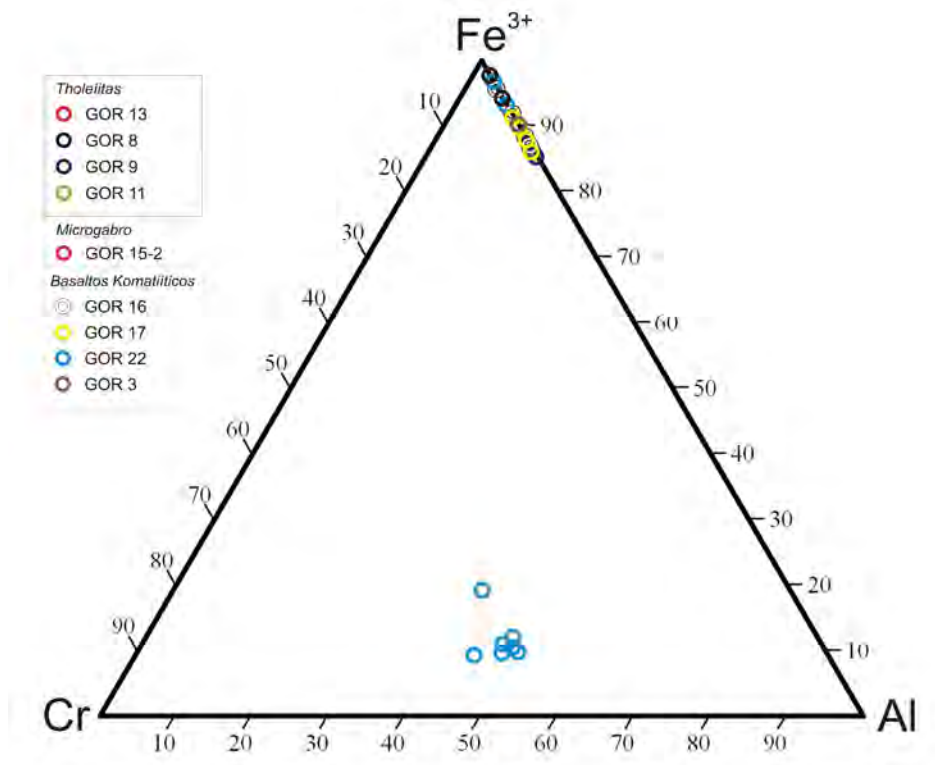


Figura 45. Diagrama de clasificación de espinelas.

Anfíbol

Fenocristales de anfíbol fueron identificados en las muestras GOR 22, GOR 17, GOR 15-2 y GOR 3. Corresponden a magnesiogedrita y antofilita, las cuales coexisten en GOR 3 y GOR 22. La variedad más común es antofilita que, aunque en menor proporción, también se presenta en GOR 15-2 y GOR 17. Esta fase es de origen secundario y se ha relacionado con el desarrollo de metamorfismo de contacto durante la extrusión y enfriamiento de las lavas komatiíticas (GOR 17, GOR 22, GOR 3) en el mar. Los anfíboles del microgabro (GOR 15-2), pudieron originarse en condiciones similares al intrusionar lavas basálticas en niveles cercanos a la superficie, donde la interacción con el agua de mar a través de sistemas de fracturas es frecuente y favorece el desarrollo de minerales secundarios.

Vidrio volcánico

Análisis en vidrio volcánico fueron realizados sobre las muestras GOR 17, GOR 8, GOR 22 y GOR 11. Los resultados señalan altas concentraciones anómalas en el contenido de SiO₂ medido en la muestra GOR 8 (51.02 - 71.67 % en peso), el cual contrasta con los valores de las demás muestras, entre 31.78 y 35.87 % en peso. El contenido de FeO varía para GOR 8 entre 3.76 y 12.25 % en peso, mientras que en las demás muestras es de 15.34 – 18.47 % en peso. Los valores de MgO en GOR 8 oscilan en un amplio rango (1.78 – 14.72 % en peso); en las demás muestras la concentración varía entre 6.31 a 16.89 % en peso. Los valores de BaO son nulos en todas las muestras; similarmente el contenido de SrO es muy bajo (0.02 – 0.06 % en peso). Es posible que ésta última característica se relacione con la cristalización tardía del vidrio.

7. Discusión

Las rocas de la isla Gorgona han sido descritas desde los primeros estudios como extremadamente heterogéneas en su composición (Echeverría, 1980; Aitken y Echeverría, 1984), muy diferentes en su composición isotópica a los Basaltos de Islas Oceánicas (OIB) y, en contraste muy similares MORBs (Echeverría, 1980; Echeverría, 1982; Kerr *et al.* 1996). No obstante, desde el trabajo de Storey *et al.* (1991), la idea de que se derivan de una pluma del manto ha sido ampliamente extendida argumentando que los OIB también pueden exhibir composiciones similares a los MORB y que las altas concentraciones de MgO en las rocas de Gorgona no son consistentes con las de los basaltos de dorsales oceánicas normales (N-MORB). Aún cuando esta última es una interpretación válida, es más compleja que la primera consideración. Un origen relacionado a una dorsal oceánica se ajusta mejor a las características que exhibe la isla y sería el origen más probable para las komatiitas de Gorgona de no ser, porque temperaturas muy elevadas y superiores a las calculadas en los MORBs son necesarias para formar komatiitas. Además, no existen elementos tectónicos que evidencien la existencia de una dorsal oceánica en donde pudieran formarse las rocas de Gorgona. Sin embargo esta observación no excluye que el mecanismo petrogenético que da lugar a los MORB haya sido, en otro contexto tectónico, el determinante en la formación de las komatiitas de Gorgona. A continuación se examinan los argumentos estratigráficos, geocronológicos y tectónicos que soportan los principales modelos propuestos para el origen de la Isla Gorgona. La discusión de estas hipótesis pretende cuestionar desde la integración de datos geológicos, una problemática analizada principalmente desde una perspectiva geoquímica.

¿La Isla Gorgona: ¿Una pluma del manto?

Dos modelos principales han sido planteados para la formación de las rocas de Gorgona argumentando en ambos casos la existencia de una pluma del manto. Las nuevas edades que se presentan en este estudio así como los fechamientos disponibles en la literatura, tienen implicaciones geológicas fundamentales que cuestionan la validez de dichos modelos. Edades Ar-Ar sobre el plateau del Caribe señalan episodios magmáticos a 88 Ma -91 Ma, 76 Ma, 70 Ma (Kerr *et al.*, 1997), 95 Ma – 83 Ma y 81 Ma – 69 Ma (Sinton *et al.*, 1997, 1998; Hauff *et al.*, 2000; Hoernl *et al.*, 2002; Kerr *et al.*, 2000). Estas edades, comparadas con las fechas conocidas de la Isla (fig. 46) y las obtenidas en el presente estudio, indican eventos magmáticos que perduraron al menos por 25 Ma o tuvieron lugar en pulsos dentro de este período, separados entre sí por cortos intervalos de relativa inactividad no superiores a ~6 Ma. Eventos posteriores relacionados a estas rocas son desconocidos. Sin embargo desde el trabajo de Storey *et al.* (1991) múltiples estudios coinciden en que las rocas magmáticas de la Isla Gorgona fueron el producto del impacto, hace aproximadamente 89 Ma, de la cabeza de la pluma que actualmente alimentaría el hotspot de Galápagos. Aunque conceptualmente se puede plantear una situación semejante, no existen aún elementos que soporten cómo una pluma dio lugar durante ~25 Ma al plateau del Caribe y continuó su actividad desde ~ 20 Ma al presente. Por otro lado, la hipótesis de una pluma estacionaria que dio lugar a un plateau diferente al del Caribe y que está representada exclusivamente por una isla de 7 km x 2 km (Kerr y Tarney, 2005) es poco probable, sobretodo si se considera que la placa Farallón pudo moverse más de 100 km (a una velocidad constante de 4 cm/año), al menos durante los ~25 Ma de actividad magmática que registra Gorgona. Si se formó otro plateau en ese tiempo y espacio, lo más lógico sería que se registraran otros relictos o más evidencias además de la misma isla Gorgona.

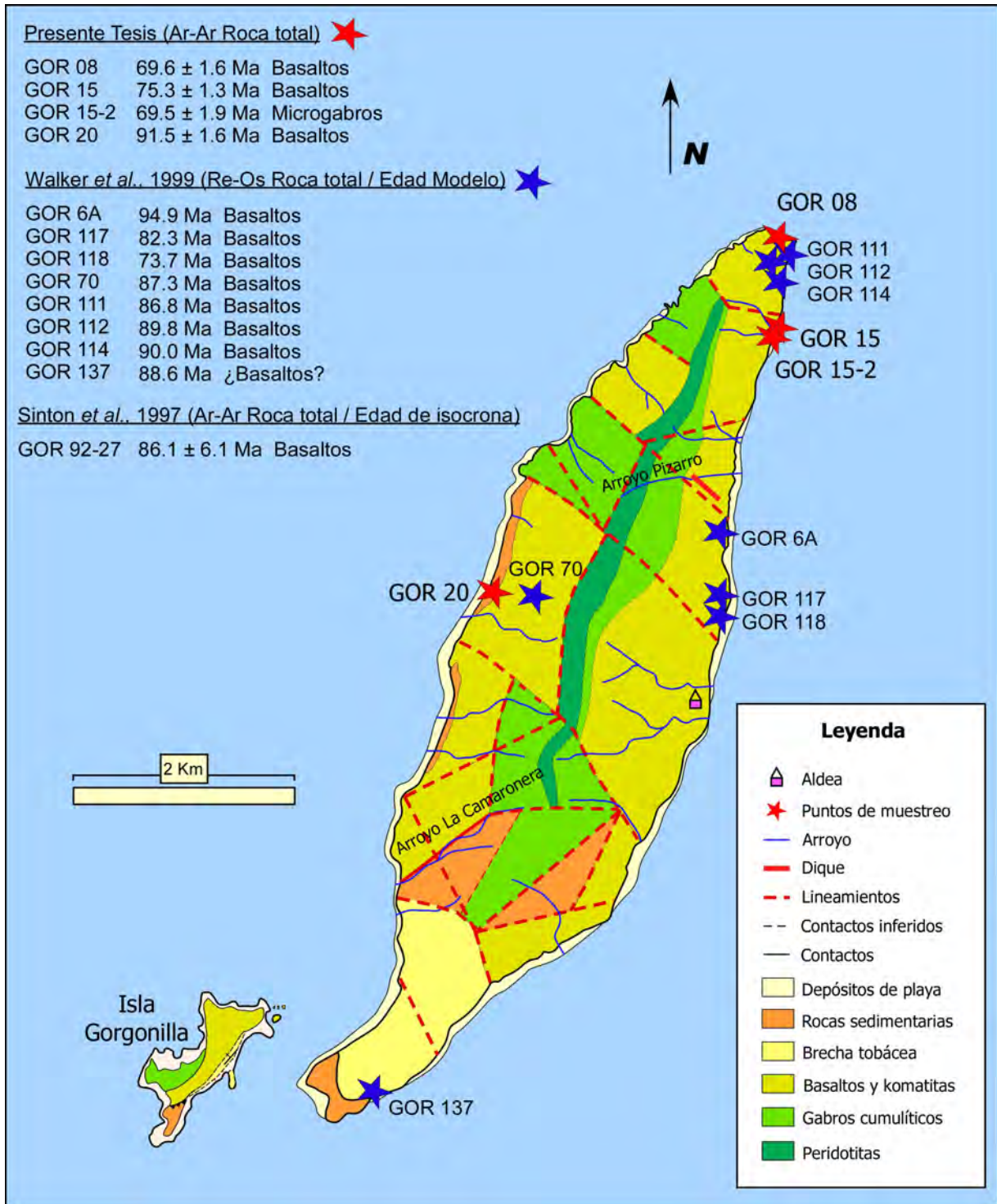


Figura 46. Mapa litológico de la isla Gorgona, donde se ubican edades modelo de Re-Os y fechamientos Ar-Ar resultado de trabajos anteriores así como del presente estudio.

Geoquímicamente, la relación de la Isla Gorgona con una pluma del manto ha sido planteada ante el problema de explicar la heterogeneidad isotópica, los altos contenidos de MgO y las altas temperaturas de formación con que se asocian algunas de sus unidades. No obstante, a primera vista las características que exhibe la suite de Gorgona no son diagnósticas de basaltos de islas oceánicas (OIB) típicos. Caracterizadas por no exhibir ninguna relación con antiguas cortezas oceánicas subducidas, las composiciones de las islas oceánicas no tienden presentar empobrecimiento en los elementos más incompatibles o en las LREE e incluso a veces, son enriquecidas (Pilet *et al.* 2005). Su composición puede ser representada a partir de miembros finales o componentes del manto (ej: DM, HIMU, FOZO, EM1, EM2 y C) para los cuales se contemplan composiciones geoquímicas determinadas y generalmente representan la mezcla de dos o más de esos componentes. La variabilidad química que esto implica se ha relacionado con la presencia de varios componentes en la fuente e incluso con el reciclaje de antigua corteza oceánica a través de la subducción (Hofmann y White, 1982) y/o la asimilación de sedimentos terrígenos o pelágicos (Weaver, 1991; Chauvel *et al.* 1992). No obstante, es bastante aceptado que una corteza oceánica subducida es una improbable fuente para los OIB (ej: Sun & McDonough, 1989; Halliday *et al.* 1995. Niu & O'Hara, 2003), ya que las reacciones de deshidratación que ocurren en la placa subducida (slab) provocan un empobrecimiento en elementos incompatibles solubles como Ba, Rb, Cs, Th, U, K, Sr y Pb con respecto a los insolubles (Nb, Ta, Zr, Hf y Ti) lo cual no se observa en los OIB (Pilet *et al.* 2005). Una pluma hidratada, heterogénea y con múltiples reservorios ha sido por lo tanto necesaria para explicar el extremo empobrecimiento en LREE y las diferencias isotópicas que exhiben las rocas de Gorgona.

La hipótesis de la pluma del manto como fuente de las rocas de Gorgona se basa, entre otros argumentos, en las altas temperaturas de formación que implican los altos contenidos de MgO en picritas y komatiitas (Nisbet, 1992). Las estimaciones de temperaturas potenciales del manto señalan valores de 1550°C y 1600°C, respectivamente (Herzberg *et al.* 2007), así como temperaturas de erupción cercanas

a 1400°C (Nisbet *et al.* 1992). Sin embargo, bajo condiciones hidratadas las temperaturas de formación pueden ser considerablemente inferiores (~1300°C y 1500°C) (Arndt y Nisbet, 1982; Allégre, 1982; Inoue *et al.* 2000; Parman *et al.* 2001; Grove y Parman, 2004) e incluso coincidir con temperaturas potenciales del manto en zonas de dorsales oceánicas ($1,454 \pm 81^\circ\text{C}$) (Putirka *et al.* 2007). Análisis de inclusiones de fundido en olivino de algunas rocas de Gorgona (Kamenetsky *et al.* 2003) exhiben considerables concentraciones de volátiles (Cl, B, H₂O) comúnmente relacionadas con condiciones hidratadas semejantes a las de una zona de subducción (Kamenetsky *et al.* 2003) que tampoco son fáciles de explicar en el contexto de una pluma.

Aunque varias características geoquímicas parecen sugerir la influencia de corteza oceánica reciclada en la fuente de Gorgona (ver síntesis en Kerr, 2005), la alta relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_a) exhibida por algunas rocas de la isla no ha sido explicada en este contexto. La presencia de ^3He en una roca o magma se atribuye tradicionalmente a plumas que ascienden desde un reservorio en el manto inferior, primitivo y aislado que no ha sido previamente fundido o desgasificado (Walker *et al.* 1991; Walker *et al.* 1999; Révillon *et al.* 2002; Brandon *et al.* 2003; Thompson *et al.* 2003; Kerr, 2005). Esta hipótesis se basa en la asunción de que las altas relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ y $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en los basaltos ocurren por altos contenidos de ^3He y ^{36}Ar en sus fuentes más que por bajos de ^4He y ^{40}Ar . Escasa abundancia y relaciones bajas en el manto superior son también asumidas en esta hipótesis (Anderson, 2007). Análisis de He realizados en tres muestras de dunita, wehrlita y gabro de Gorgona exhiben valores muy altos de R, que oscilan en rangos de 7.8-9.3, 12.4-13.1 y 13.6-18.2, respectivamente (Révillon *et al.* 2002). Aunque estos estudios no excluyen la posibilidad de que corteza oceánica reciclada contribuya a las heterogeneidades que exhibe Gorgona, la idea más aceptada para explicar las altas relaciones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_a) se relaciona con la presencia de material procedente del manto inferior. Aunque esta es la interpretación más frecuente (Révillon *et al.* 2002; Kerr, 2005) no es la única. Difícilmente se puede probar la coexistencia de material oceánico reciclado con reservorios aislados y no desgasificados. Algunos estudios sugieren

enfáticamente que los contenidos de He no necesariamente se relacionan con reservorios en el manto inferior (Anderson, 2007). Pese a que las altas relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ son diagnósticos de los OIB, la relación de referencia para los MORB no es muy diferente a éstos e incluso es mayor en algunos casos (MORB: 8 ± 1 Ra; OIB: 7.67–9) aún cuando los datos son filtrados para “remover cualquier influencia de una pluma”. Datos sin filtrar de los MORB señalan valores de 9.1 ± 3.6 Ra (Anderson, 2007), los cuales revelan indiferencia estadística entre los valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ de MORBs y OIBs. El relativo enriquecimiento de las lavas de dorsales oceánicas se relaciona con las altas concentraciones de U+Th combinadas con antiguas edades de formación. El empobrecimiento en LILE que exhiben los MORB junto con las bajas relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ que por lo regular se les atribuye, han sido argumentos para asumir que el manto superior es desgasificado. Los MORBs, sin embargo, tienen altas concentraciones de ^3He comparado con otros basaltos, lo cual es inconsistente con el modelo estándar. Aunque es posible que el helio primordial esté presente en el manto, una región grande, coherente, antigua y primordial es poco probable. La observación de que el helio no es tan móvil como se pensaba, apoya la posibilidad de que diferentes componentes en el manto superior exhiban diferentes relaciones He/U o una amplia variabilidad asociada a la influencia de litosfera reciclada o la asimilación durante el ascenso de gases atrapados en cumulos. La gran incertidumbre sobre la proveniencia del He en el manto es el principal problema para atribuir sus concentraciones a reservorios primitivos (Anderson, 2000; Meibom y Anderson, 2003; Anderson, 2007). En este contexto, la discusión sobre la validez de esta hipótesis es cada vez mayor debido a las inconsistencias y falta de coherencia de sus argumentos en el marco de la tectónica de placas.

El contenido de helio medido en algunas rocas de Gorgona e interpretado como evidencia de que su origen se relaciona con una pluma del manto que viene desde el límite núcleo – manto (Kerr, 2005), es una hipótesis tan refutable como la deducción de que altos valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ son exclusivos de los OIB. Los argumentos descritos anteriormente no sólo señalan que es improbable la existencia de un reservorio aislado en el manto inferior enriquecido en ^3He , también sugieren que la influencia de

una corteza oceánica reciclada semejante a la de los MORBs es una fuente más probable que explica además, la heterogeneidad geoquímica y el extremo empobrecimiento en LILE que exhiben las rocas de Gorgona.

La Isla Gorgona: ¿Parte del CLIP? ¿Un producto del hotspot de Galápagos?

Varios autores han sugerido la posible conexión de la Isla Gorgona con el *plateau* del Caribe y su relación genética con el punto caliente de Galápagos (Storey *et al.* 1991; Walker *et al.* 1991; Kerr *et al.* 1996; Thompson *et al.* 2003). Aunque el principal argumento se basa en las semejanzas geoquímicas y situación geográfica que presentan entre sí las rocas de estas localidades, existen características fundamentales mencionadas al inicio de este capítulo por las cuales esta hipótesis se considera no válida. La más relevante se relaciona con la discontinuidad de edades que exhiben Gorgona y el Caribe con respecto a Galápagos. Las rocas de Gorgona y el Caribe coinciden en un rango de edades que varía entre 69 Ma y 92 Ma, mientras que las islas Galápagos registran su actividad desde 20 Ma a la actualidad (Hoernle *et al.* 2002, 2004). De tratarse de la misma “pluma” o fuente, la diferencia de edades implicaría un *gap* en el vulcanismo de al menos ~ 40 Ma que difícilmente puede ser explicado pensando en una misma pluma del manto. Además habría que explicar el empobrecimiento extremo y la heterogeneidad isotópica que registran las rocas más antiguas (Caribe y Gorgona) en relación con las más jóvenes (Galápagos), si es que se derivan de una misma fuente.

Un segundo argumento en contra de la relación genética del Caribe y Gorgona con el *hotspot* de Galápagos resulta de las diferencias geoquímicas que exhiben. A pesar de que Gorgona y el Caribe tienen claras semejanzas composicionales (Kerr *et al.* 1996; Révillon *et al.* 2002; Thompson *et al.* 2003), las Islas Galápagos difieren notablemente de sus patrones. Comparaciones de elementos traza sugieren concentraciones más altas en las rocas de Galápagos así como un pronunciado

enriquecimiento en las LREE con respecto a las HREE y escaso empobrecimiento en LREE, opuesto a la principal tendencia que reflejan las rocas de Gorgona (fig. 47).

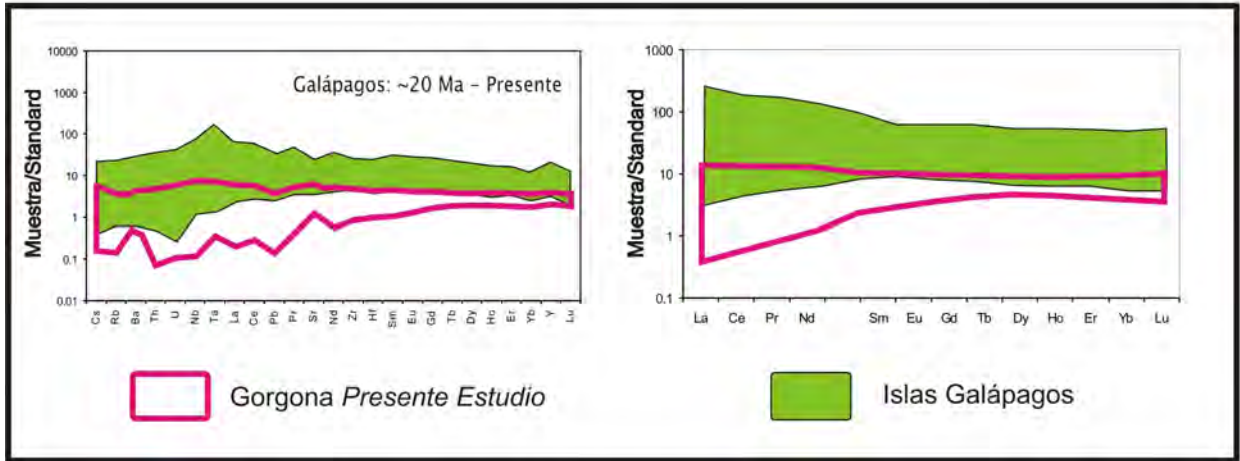


Figura 47. Comparación de la composición de elementos traza de las rocas de Gorgona y Galápagos.

Un tercer argumento se relaciona con las inconsistencias que se observan de las reconstrucciones paleogeográficas. Estas se han realizado partiendo de que la extrusión en el actual punto caliente de Galápagos ocurrió mientras la placa Farallón estaba en el Pacífico y se movía con dirección NE (Burke, 1988; Kerr *et al.* 2003). La formación del Caribbean Large Igneous Province (CLIP) y su choque provocó la inversión de la trinchera del Gran Arco Caribeño en el Campaniano y su movimiento entre las Américas como parte de la placa del Caribe (fig. 48). Sin embargo, la evidencia de un episodio orogénico Campaniano es escasa en los terrenos del Caribe y en algunos casos contradictoria con respecto al modelo (Pindell *et al.* 2006). El magmatismo es continuo a lo largo de muchos fragmentos de arco y casi todas las suites al norte y oriente del Caribe con minerales de alta presión y baja temperatura (AP-BT) son más antiguas que el Campaniano, lo que de hecho implica que no pudieron formarse si la subducción al occidente ocurrió en el Campaniano o es más joven (Pindell *et al.* 2006).

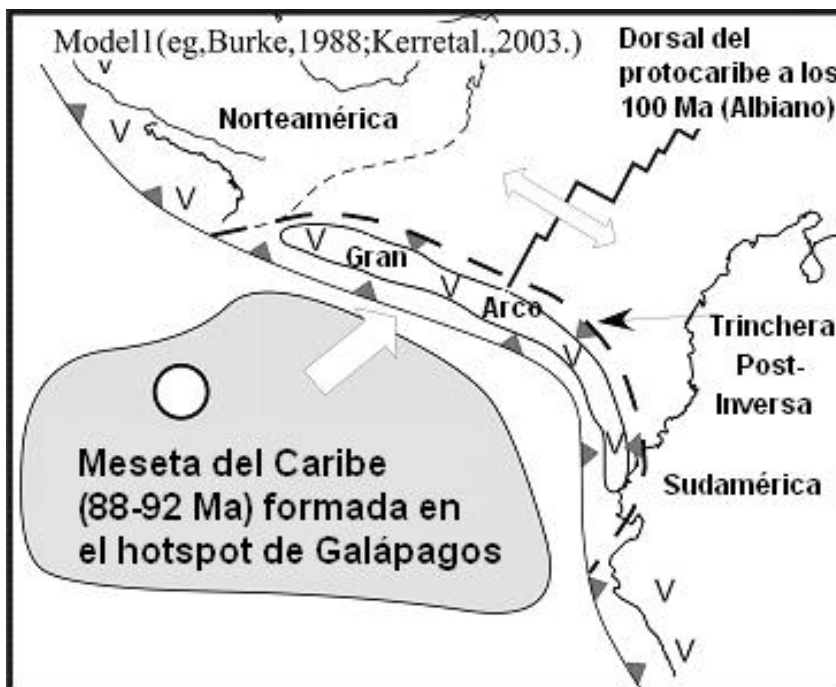


Figura 48. Esquema de reconstrucción de placas donde se exhibe el movimiento del *plateau* del Caribe entre las Américas, su choque con el Gran Arco y la inversión de la polaridad de subducción durante el Campaniano. (Tomado de Pindell *et al.* 2006).

Adicionalmente, una de las observaciones más relevantes en la discusión de este modelo se basa en la reconstrucción de la posición de la placa del Caribe y el *hotspot* de Galápagos a 90 Ma con un marco de referencia fijo a Norteamérica. Los resultados de diferentes reconstrucciones (Kelley, 1991; Engebretson *et al.* 1985; Cox y Hart, 1986; Muller *et al.* 1993) exhiben diferentes trayectorias del *hotspot* de Galápagos; sin embargo coinciden en que a 90 Ma el CLIP se encontraba al menos 1000 km al Este de la posición calculada para Galápagos (fig. 49) (Pindell *et al.* 2006). De ser así, la posibilidad de que el CLIP se derive de Galápagos es mínima y altamente improbable. No obstante, un trabajo más reciente que considera el movimiento de los *hotspots* del Pacífico con respecto a los del Atlántico indica que el CLIP podría haberse formado por encima del *hotspot* del Galápagos (Pindell *et al.* 2009 en prensa). A partir de estos nuevos datos una posible relación genética podría considerarse. Sin embargo, esta posibilidad cinemática no implica la existencia de

una pluma del manto, y no resuelve el problema del *gap* volcánico y la diferencia composicional observada. La complejidad de la tectónica regional del Caribe en el Cretácico Superior pudo dar lugar un escenario en el que las condiciones tectónicas promovieran el ascenso de material astenosférico y los altos grados de fusión que registra el exceso de vulcanismo del CLIP.

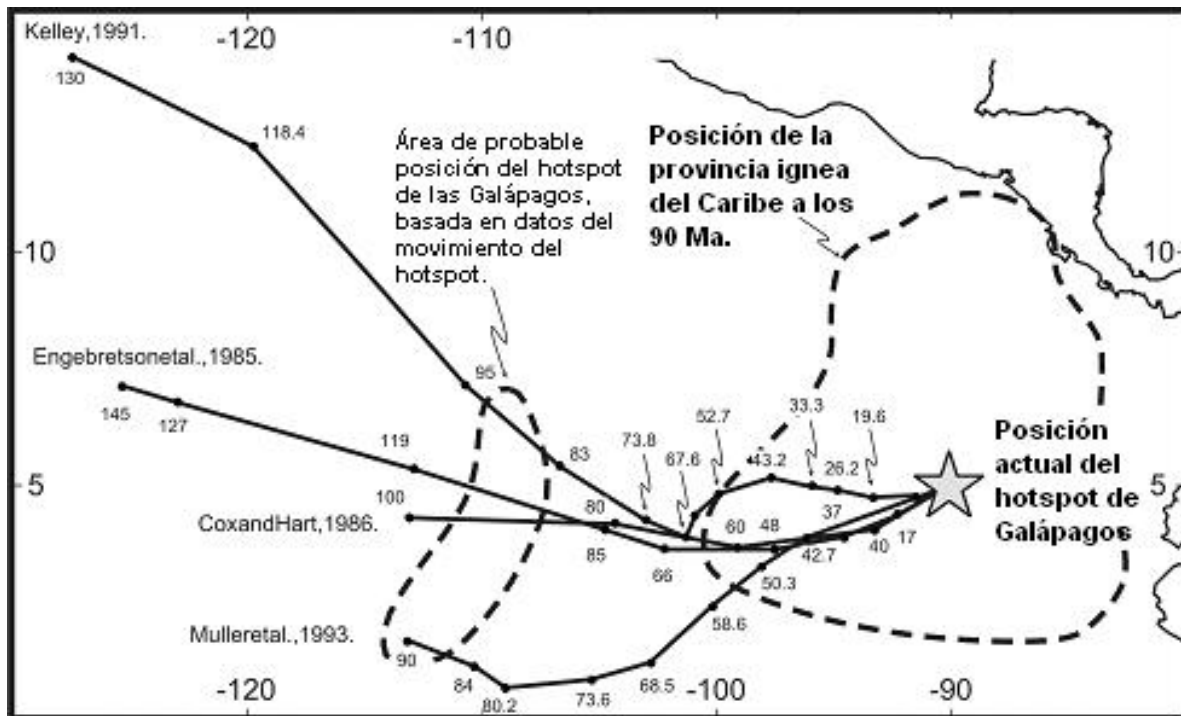


Figura 49. Posibles trayectorias del hotspot de Galápagos a 90 Ma (Pindell *et al.* 2006). Nótese que en cualquiera de las trayectorias, Galápagos se encontraría fuera de la posición calculada para la Gran Provincia Ígnea del Caribe a 90 Ma.

¿Un plateau independiente al del Caribe? ¿existe realmente una relación genética con el punto caliente de Salas y Gómez?

El modelo de Kerr y Tarney (2005) propone que las rocas de Gorgona representan un plateau diferente al del Caribe, el cual pudo ser formado por el actual *hotspot* de Salas y Gómez. Los argumentos que soportan esta hipótesis son de tipo paleomagnético, geocronológico y geoquímico, los cuales se discuten a continuación. Reconstrucciones de placas y observaciones sobre las supuestas trayectorias descritas también contribuyen a la evaluación de este modelo.

Datos paleomagnéticos

Los datos paleomagnéticos disponibles sobre la isla Gorgona fueron obtenidos de un único estudio realizado por Estrada (1995) como parte de su tesis doctoral. Pese a que los datos por sí mismos representan una contribución al conocimiento geológico de la isla, muchos elementos indican que las interpretaciones y conclusiones que proponen no son muy confiables. A continuación se sintetizan las principales inconsistencias y la problemática que encierra dicho estudio.

- Los polos de referencia usados de las plataformas estables de Suramérica (6 polos) sólo tienen un interés histórico (sobre todo polos de Shultz y Guerrero, Opdyke y dos polos de Valencio) por tratarse de las primeras mediciones paleomagnéticas. La mayoría de ellos carecen de desmagnetizaciones progresivas y/o estudios para determinar la magnetización remanente primaria. Además, 3 de estos 6 polos tienen una incertidumbre muy grande (a95: 10.8°, 12.1° y 12.7°) y actualmente se encuentran en desuso.
- La Variación Paleo-Secular (PSV) no parece ser promediada. Sin este dato, el cálculo de direcciones medias y sus respectivos polos no tiene sentido. Estrada (1995) argumenta, por el gran espesor que abarcarían las

mediciones, que probablemente está promediado, sin embargo no existe seguridad de esto. Una metodología más precisa se basa en calcular los parámetros de dispersión de VGPs (Virtual Geomagnetic Poles) y comparar con los modelos estadísticos para el Cretácico.

- La correcta determinación de la paleo-horizontal es fundamental en el cálculo de la inclinación media y su respectiva paleo-latitud. Un probable foco de error podría estar relacionado con la escasa información estructural sobre la unidad muestreada y la problemática de la obtención de mediciones e identificación de la paleo-horizontal en secuencias de *pillows*, que describe el mismo Estrada (1995).
- La ausencia de datos de declinación magnética no permite conocer si las muestras se magnetizaron en un campo normal o invertido. En este contexto no es posible sugerir rotaciones como lo hace el autor.
- Aunque los polos de referencia no cambian drásticamente con la edad, la polaridad magnética sí puede ser modificada. No obstante esta última tampoco fue determinada (Gogichaishvili comunicación personal).

Con base en las anteriores observaciones es posible sugerir que modelos y/o reconstrucciones paleo-geográficas basadas en los datos paleomagnéticos de Estrada (1995), deben ser revisadas. Asimismo dichos datos no deberían ser utilizados hasta que un estudio con métodos modernos, sea nuevamente realizado sobre la isla.

Diferencia de edades

Como se menciona en diferentes capítulos de esta tesis, la isla Gorgona exhibe edades en un rango entre ~ 68 y ~ 92 Ma. No obstante, cuando Kerr y Tarney (2005)

plantearon la relación con Salas y Gómez, los fechamientos realizados (Espinosa, 1982; Sinton *et al.* 1998; Walker *et al.* 1999) indicaban una única edad de ~89 Ma. Las edades obtenidas en el Caribe *in-situ* y los terrenos acrecionados, en contraste, sugerían un período comprendido entre ~69 Ma y ~95 Ma (Sinton *et al.*, 1997, Kerr *et al.*, 1997 1998; Hauff *et al.*, 2000; Hoernl *et al.*, 2002; Kerr *et al.*, 2000). Pese a la poca diferencia de edades observada entre el Caribe y Gorgona (89 y 92 Ma), los autores la consideraron como una de las evidencias fundamentales para proponer la existencia de un *plateau* oceánico separado, representado por la isla Gorgona. Los datos geocronológicos obtenidos en este estudio claramente contradicen e invalidan esta observación. La superposición del rango de edades entre el Caribe y Gorgona refleja una total coherencia en su periodo de formación, lo que en esta tesis se interpreta como uno de los principales argumentos para sugerir que corresponden a la misma provincia ígnea.

Diferencias geoquímicas

Las komatiitas, picritas y basaltos de Gorgona se han descrito como las lavas más empobrecidas de todo el Caribe y la región NW de Suramérica. Firmas menos empobrecidas ($\epsilon\text{Nd} + 8.5$ a $+ 6$) y patrones de tierras raras esencialmente planos son reportados en otras regiones del Caribe (Thompson *et al.* 2003; Thompson *et al.* 2004; Kerr, 2005). Comparaciones realizadas en el marco de este proyecto exhiben diversas semejanzas entre las lavas del Caribe *in-situ*, la Cordillera Occidental de Colombia, la Serranía del Baudó y Gorgona. En contraste, la comparación de las composiciones con Salas y Gómez muestra notables diferencias (fig. 50). Como era de esperarse de un típico OIB, las concentraciones de elementos traza de Salas y Gómez son superiores a las de Gorgona en un orden de magnitud y describen patrones enriquecidos en LREE y empobrecidos en HREE, opuestos a las tendencias que exhiben las rocas de Gorgona.

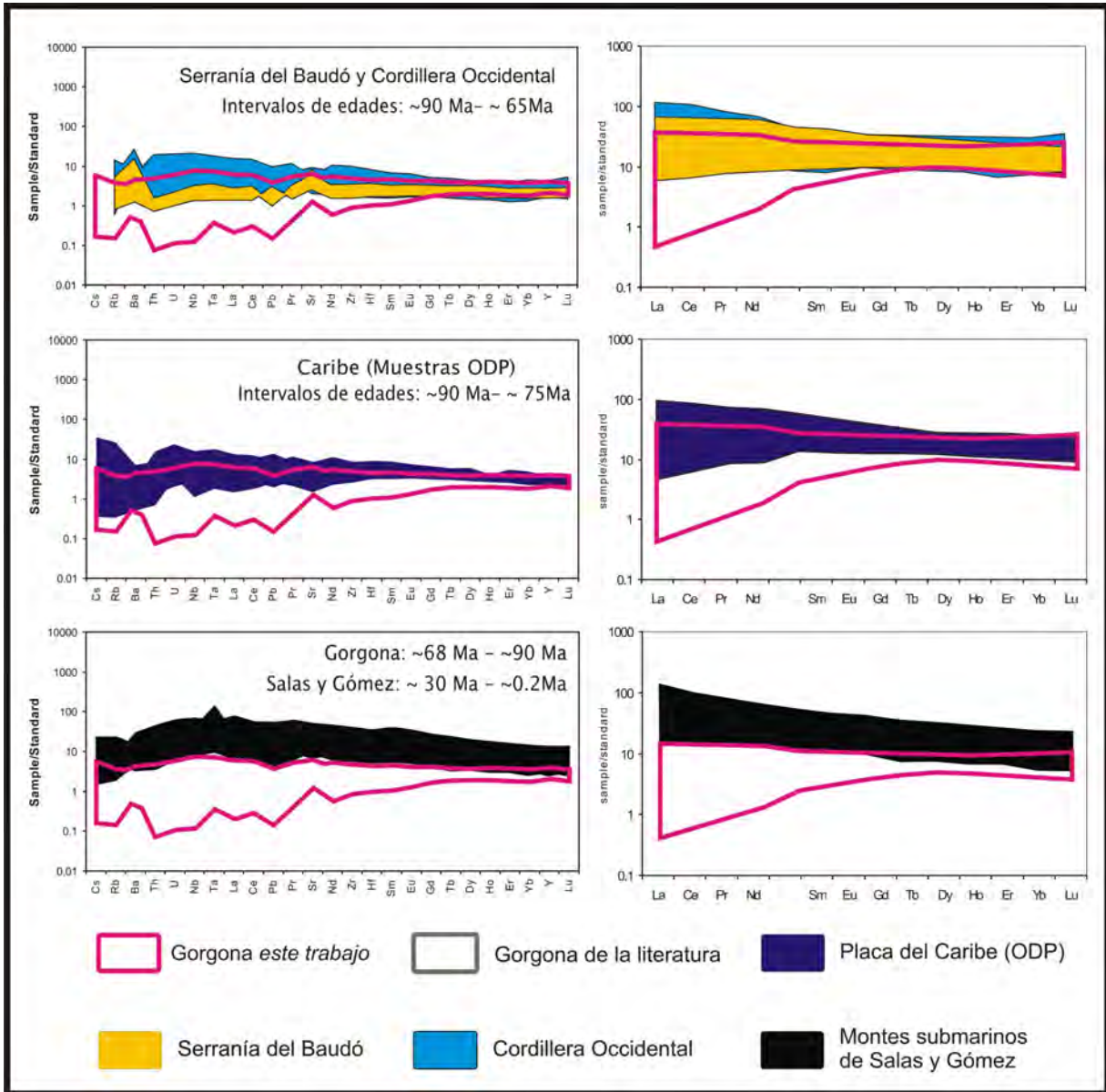


Figura 50. Comparación entre las composiciones de elementos traza de Gorgona, con rocas del *hotspot* de Salas y Gómez, La Serranía del Baudó, la Cordillera Occidental de Colombia y la placa del Caribe.

Reconstrucciones de placas

Un último argumento en contra de un origen relacionado con el *hotspot* de Salas y Gómez, se basa en la reconstrucción de la trayectoria partiendo de una paleolatitud de $\sim 26^\circ$ S en la Placa Farallón durante el Cretácico Superior. La intersección de esta

trayectoria con Suramérica debería ocurrir hacia el centro de Perú, aproximadamente 2,000 km al sur de la posición actual de la isla de Gorgona (Steinberger, 2002). De hecho, la traza del hotspot de Sala y Gómez-Isla de Pascua forma la dorsal de Nazca que esta chocando con Suramérica al sur de Lima (fig.51).



Figura 51. Imagen satelital con los principales rasgos tectónicos de Suramérica y la traza del hotspot de Salas y Gómez. Tomado de Google Earth.

El modelo tectonomagmático: La respuesta al “enigma petrológico”

Aunque el contexto tectónico regional al que se asocia la formación del CLIP es complejo y poco entendido, la reconstrucción de placas propuesta por Pindell *et al.* (2006) y Pindell y Kennan (2009) integra un volumen de datos geológicos que en buena medida se aproximan a las condiciones tectónicas que determinaron el origen y la evolución del Caribe junto con la margen septentrional de los Andes del Norte. Pese a que existen varios modelos para explicar la problemática del Caribe, se sabe que durante el Cretácico la interacción de tres elementos principales (la dorsal del proto Caribe, el Gran Arco del Caribe y las márgenes continentales de Norte y Suramérica) fueron determinantes en la formación del CLIP y la actual configuración de las Américas.

Durante el Cretácico, se desarrolló la dorsal oceánica del proto-Caribe como una consecuencia de la separación entre Norte y Suramérica. Desde finales del Albiano, la intersección de la dorsal del proto Caribe con el Gran Arco, provocaría la formación de una ventana astenosférica (*slab window*) en la zona de subducción del proto-Caribe bajo el Gran Arco. En este contexto, la placa subducida aportó fluidos enriquecidos en volátiles que interactuaron con el manto astenosférico, el cual ascendía a través del rift del proto-Caribe. Estas condiciones propiciaron el ascenso astenosférico a través de celdas de convección en un proceso de descompresión adiabática. Simultáneamente, la presencia de fluidos derivados de la deshidratación de la placa subducida, contribuyó a la metasomatización del manto. La combinación de estos elementos (descompresión adiabática en presencia de volátiles) dio lugar a grados muy altos de fusión parcial que a su vez involucraron anormales temperaturas de fusión, las cuales determinaron la formación de komatiitas y el exceso de magmatismo, registrado actualmente por la isla Gorgona y el plateau del Caribe, respectivamente. Las heterogeneidades geoquímicas identificadas en estas rocas, se interpreta como el resultado de la mezcla y fusión de distintas fuente (manto metasomatizado por la subducción, manto astenosférico sub-*slab*) durante la apertura de la ventana astenosférica (fig.52).

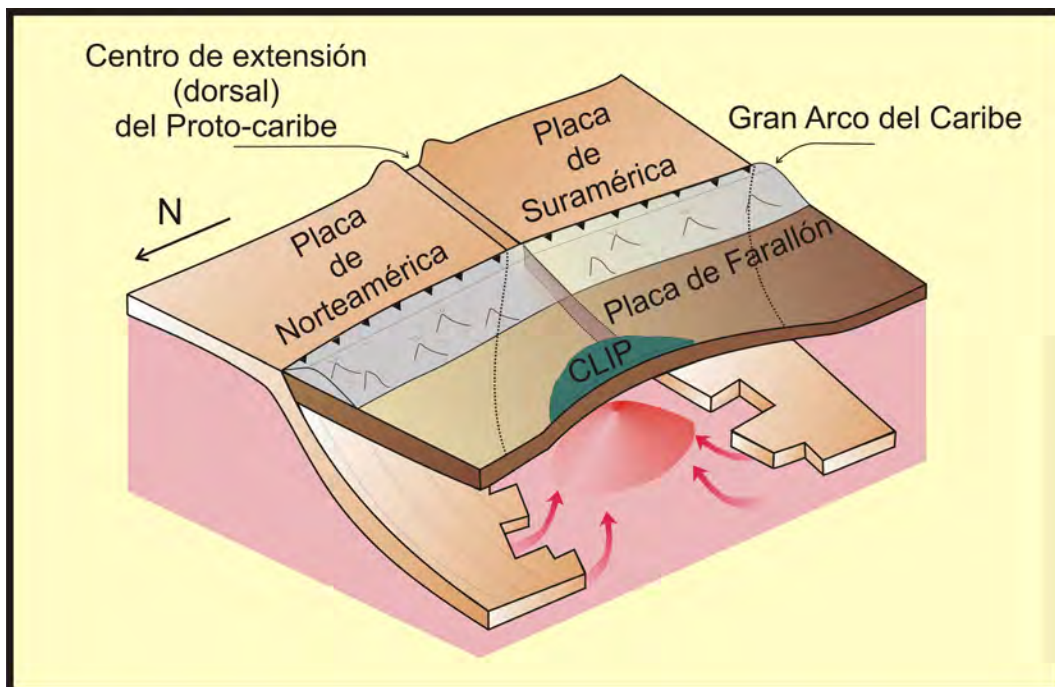


Figura 52. Esquema tectono-magmático para explicar el origen del vulcanismo del Caribe y Gorgona.

Bajo este esquema se estima que el vulcanismo más extenso que dio lugar al CLIP ocurrió en el área subyacente por la ventana astenosférica. No obstante, en la reconstrucción más reciente de Pindell y Kennan (2009) Gorgona se encontraría al oeste y fuera de la zona de influencia de la ventana astenosférica, por lo que a primera vista no podría estar relacionada con este evento volcánico.

En la reconstrucción propuesta por estos autores, el origen de Gorgona podría relacionarse con una zona transforme. Si dicha zona de falla transforme tuviera una componente extensional podría dar lugar a una cuenca tipo *pull-apart*, en la cual, el adelgazamiento cortical y la presencia de fluidos derivados de la subducción y presentes en el slab window, favorecerían el ascenso de material astenosférico y eventualmente la fusión del manto por un mecanismo de fusión adiabática similar al que se atribuye a la formación de los MORBs.

En cualquier caso, es muy probable que el proceso que dio lugar a las komatiitas y las rocas ultramáficas de Gorgona y el Caribe esté relacionado con la descompresión adiabática en presencia de fluidos de subducción. La principal evidencia de este proceso se relaciona con la variación secular que se observa en las concentraciones de elementos traza, principalmente de las tierras raras (fig. 36). El empobrecimiento que exhiben los LREE y los elementos más incompatibles (Th/Ta vs. Nb/Ta) es coherente con la progresiva extracción de fundido y el incremento del grado de fusión con el tiempo. Las relaciones La/Sm y La/Yb obtenidas sobre las muestras de Gorgona analizadas en este estudio, útiles en la estimación del grado de fusión, confirman esta observación. A mayores relaciones es menor el grado de fusión. De la variación secular identificada en la suite, los bajos valores observados en la unidad más joven sugieren la progresiva extracción así como el incremento del grado de fusión con el tiempo como en un proceso de fusión dinámica. La correlación entre las relaciones de La/Yb y Nb/Zr (fig. 37) es coherente con este proceso. De hecho, en diversos estudios se han comparado las rocas de Gorgona con los productos tipo MORB (Arndt *et al.* 1997). Un argumento más a favor de este mecanismo de formación se deriva de la superposición de las mediciones sobre las rocas de este estudio con los análisis de inclusiones de fundido (fig. 38). La escasa variación de su composición en diferentes muestras, sumada a los valores semejantes entre su promedio y las composiciones de las rocas sugiere, dos ideas principales: 1) Las rocas pueden ser representativas o equivalentes a la composición del fundido y 2) que el proceso dominante fue la fusión y no la diferenciación como es de esperarse en ausencia de corteza continental que permita el estacionamiento del magma.

Los datos de inclusiones de fundido en komatiitas presentadas por Kamenetsky *et al.* (2003), exhibieron altas abundancias de volátiles (H₂O 0.4-0.8 wt. %, Cl 0.02-0.03 wt%, B 0.8-1.4 ppm), así como un contenido de H₂O moderadamente enriquecido (normalizado contra PM (H₂O/Ce= 10-17) que se correlaciona muy bien con Yb, E, Y, Ti, Sr y Be. Además del espectro composicional empobrecido (La/Sm 0.26 – 0.33) de las inclusiones, fueron identificadas anomalías positivas de B (B/K 2.4 – 5.4), Cl (Cl/K 11-16), U (U/Nb 1.2 – 3.3) y Ba (Ba/Th 0.8 – 2.7). El flúor, sin embargo, no se

encontró más enriquecido que otros elementos con semejante incompatibilidad (p.e. Nd, Sr). Los altos valores de MgO (15.4 – 16.4 wt.%) y el moderado contenido de H₂O (0.4 – 0.6 wt. %), junto con otros elementos “enriquecidos” fueron interpretados por los autores, como la evidencia de un componente, previamente no identificado, enriquecido en volátiles, el cual estuvo presente en los fundidos parentales de komatiitas y otras rocas ultramáficas que se registran en Gorgona.

La contaminación de los magmas por la introducción de corteza oceánica alterada así como la participación de un componente relacionado con la subducción rico en volátiles en la fuente mantélica, pueden explicar las concentraciones que exhiben las inclusiones de fundido y la geoquímica de elementos traza. La variación secular registrada por la composición de las tierras raras, sugiere un mecanismo de fusión dinámica a partir de una fuente heterogénea originalmente con granate. La ausencia de una señal de granate en la mayoría de las muestras, puede explicarse por el desequilibrio de esta fase con la descompresión; otra posibilidad es que se haya agotado durante los altos grados de fusión parcial y sólo fuera registrada por las rocas formadas al inicio de la fusión (Sylvester *et al.* 2000).

8. Conclusiones

Las nuevas edades obtenidas sobre las rocas volcánicas de la isla Gorgona combinadas con sus características geoquímicas, exhiben además de claras semejanzas con la Gran Provincia del Caribe (CLIP), una evolución petrogenética nunca antes descrita. La superposición de edades y composición entre Gorgona y el CLIP invalida la hipótesis de que correspondan a diferentes *plateaus*, y en contraste establece una evidente relación genética. Sin embargo la hipótesis por la que se derivarían del punto caliente de Galápagos es remota debido a la problemática para explicar las diferencias composicionales con respecto a esta fuente (fig. 47), así como la ausencia de volcanismo por mas de 30 Ma y su reactivación hace 20Ma. Por otro lado la persistencia de magmatismo en un área pequeña por más de 25 Ma es difícil de explicar por medio del modelo clásico que postula una pluma del manto fija bajo la placa Farallón moviéndose al este.

La combinación de las nuevas edades con las composiciones de las rocas analizadas permite demostrar, por primera vez, una variación secular de la *suite* (fig. 36 y 37) caracterizada por el empobrecimiento en LREE de las muestras más jóvenes. Estas variaciones son interpretadas como el producto de un proceso de fusión dinámica derivado de la descompresión adiabática y convección de un manto heterogéneo influenciado por una componente de subducción.

Aunque actualmente no se cuenta con elementos suficientes para afirmar en qué posición se encontraba Gorgona con respecto a la ventana astenosférica y el *slab gap*, algunas evidencias geoquímicas, así como observaciones y razonamientos geológicos basados en la tectónica de placas respaldan este modelo y contribuyen a resolver el llamado “enigma petrológico” de Gorgona (Kerr, 2005).

Anexos

Anexo 1

Tabla 1a. Datos complementarios de los fechamientos ^{40}Ar - ^{39}Ar .

	Pot (W)	F ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	t (Ma)	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$	t _i (Ma)	t _p (Ma)	t _c (Ma)	($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) _i	MSWD / n
GOR20 1 ^{er} exp	1	0.08	0.0018	-39.2 ± 84.1	- 231.0 ± 529	-0.43	294.25	39.7				
	2	0.35	0.0095	-8.4 ± 22.9	- 47.0 ± 130	-0.71	293.42	25.3				
	3	0.85	0.0690	4.65 ± 3.7	26.0 ± 20	1.21	299.11	19.4				
	4	1.47	0.1665	15.47 ± 0.69	83.6 ± 3.6	20.54	371.89	9.3				
	5	2.00	0.3962	17.06 ± 0.22	92.0 ± 1.1	72.66	1081.02	1.6				
	6	2.85	0.1439	16.00 ± 0.28	86.4 ± 1.5	41.53	505.39	10.4				
	7	7.00	0.2130	14.73 ± 0.66	79.7 ± 3.5	13.50	341.60	70.4	80.8 ± 2.8			
GOR20 2 ^{do} exp	1	0.50	0.0087	14.6 ± 13.8	72.2 ± 73.1	0.69	297.55	30.5				
	2	0.70	0.0167	8.39 ± 8.76	45.8 ± 47.2	1.66	300.48	24.9				
	3	1.00	0.0382	13.10 ± 2.99	71.0 ± 15.9	3.54	306.36	21.5				
	4	1.30	0.0523	6.49 ± 1.09	35.5 ± 5.9	2.58	303.34	23.7				
	5	1.60	0.0850	13.65 ± 0.54	74.0 ± 2.8	16.80	355.16	11.6				
	6	1.90	0.1470	24.71 ± 1.67	131.7 ± 8.6	66.11	872.06	4.2				
	7	2.20	0.1963	17.71 ± 0.28	95.4 ± 1.5	66.87	891.90	2.3				
	8	2.80	0.2602	16.22 ± 0.17	87.6 ± 0.9	53.13	630.44	5.2				
	9	3.20	0.0621	17.73 ± 1.35	95.5 ± 7.1	31.90	433.90	17.3				
	10	7.00	0.1335	13.19 ± 0.62	71.5 ± 3.3	10.63	330.64	72.3	88.8 ± 2.5	91.5 ± 1.6	287 ± 2	5.4 / 17
GOR15 1 ^{er} exp	1	0.80	0.0430	18.18 ± 7.22	97.8 ± 37.8	†	3.97	307.70	21.6			
	2	1.50	0.0976	6.16 ± 2.62	33.7 ± 14.2	†	4.14	308.26	26.4			
	3	1.70	0.0876	-----	-----	‡	-----	-----	-----			
	4	2.00	0.1617	14.02 ± 1.79	75.9 ± 9.5		20.20	370.28	32.8			
	5	2.60	0.1583	14.37 ± 0.96	77.8 ± 5.1		32.20	435.83	46.4			
	6	3.40	0.1874	13.97 ± 0.80	75.6 ± 4.2		26.35	401.24	65.1			
	7	4.50	0.1117	11.64 ± 1.46	63.2 ± 7.8		12.96	339.50	104.0			

Continuación

	Pot (W)	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	t (Ma)		% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	t _i (Ma)	t _p (Ma)	t _c (Ma)	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) _i	MSWD / n
	8	7.00	0.1528	12.12 ± 1.67	65.8 ± 8.9	†	7.40	319.11	137.2				
GOR15 2 ^{do} exp	1	0.70	0.0547	3.45 ± 3.10	19.0 ± 17.0	†	1.06	298.66	26.3				
	2	1.30	0.0815	7.26 ± 1.39	39.7 ± 7.2	†	5.07	311.30	28.1				
	3	1.70	0.0886	12.61 ± 1.79	68.4 ± 9.5		14.88	347.14	30.0				
	4	2.00	0.1005	14.15 ± 0.93	76.6 ± 4.9	§	34.83	453.45	30.9				
	5	2.60	0.1427	13.24 ± 0.34	71.8 ± 1.8	§	44.60	533.35	34.7				
	6	3.40	0.1689	14.17 ± 0.27	76.7 ± 1.4	§	44.01	527.77	43.0				
	7	4.50	0.1518	14.32 ± 0.39	77.5 ± 2.1	§	26.55	402.33	75.6				
	8	7.00	0.2113	13.39 ± 0.70	72.6 ± 3.7	§†	12.67	338.38	134.6	68.4 ± 1.2	75.3 ± 1.2	75.4 ± 2.3	295.6±4.7
GOR 8 1 ^{er} exp	1	0.80	0.2126	6.26 ± 4.49	34.3 ± 24.4		2.24	302.26	30.4				
	2	1.50	0.1440	12.14 ± 3.22	65.9 ± 17.2		19.04	365.00	45.6				
	3	2.40	0.2350	12.02 ± 0.63	65.3 ± 3.4		26.33	401.13	54.7				
	4	7.00	0.4048	13.68 ± 1.98	74.1 ± 10.5		13.78	342.72	142.5	62.4 ± 7.4			
GOR 8 2 ^{do} exp	1	0.80	0.0425	13.00 ± 9.34	70.5 ± 49.7		1.44	299.80	30.9				
	2	1.20	0.0516	11.43 ± 3.00	62.1 ± 16.0		3.20	305.28	32.9				
	3	1.40	0.0500	13.49 ± 1.64	73.1 ± 8.7		6.62	316.45	35.6				
	4	1.60	0.0751	14.55 ± 1.33	78.7 ± 7.1		8.34	322.39	39.6				
	5	1.83	0.0468	6.51 ± 1.58	35.7 ± 8.6		6.31	315.40	44.0				
	6	2.40	0.0912	11.83 ± 1.86	64.3 ± 9.9	§	13.78	342.72	43.9				
	7	3.20	0.0363	12.27 ± 0.70	66.6 ± 3.7	§	23.69	387.22	51.9				
	8	3.21	0.1818	13.75 ± 0.57	74.5 ± 3.0	§	26.75	403.43	44.3				

Continuación

	Pot (W)	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	t (Ma)		% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	t _i (Ma)	t _p (Ma)	t _c (Ma)	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) _i	MSWD / n	
	9	4.20	0.1595	12.43 ± 0.47	67.4 ± 2.5	§	23.20	384.76	67.1					
	10	5.20	0.1073	14.12 ± 1.04	76.4 ± 5.5	§	19.38	366.53	91.7					
	11	7.00	0.1579	12.41 ± 0.67	67.4 ± 3.6	§	12.59	338.07	148.8	68.9 ± 3.6	69.6 ± 1.6	68.7 ± 2.7	295.3±2.2	1.3 / 15
GOR15-2 1 ^{er} exp	1	0.50	0.1384	- 1.26 ± 3.75	- 7.0 ± 21		- 0.56	293.85	19.0					
	2	1.00	0.1059	- 0.12 ± 2.63	- 0.6 ± 15		- 0.08	295.26	59.0					
	3	1.50	0.1762	11.74 ± 1.56	63.8 ± 8.3		17.2	356.90	42.6					
	4	2.00	0.2414	17.62 ± 1.34	94.9 ± 7.0		52.81	626.24	23.1					
	5	7.00	0.3380	10.66 ± 1.34	58.0 ± 7.2		11.85	335.21	182.2	53.1± 4.8				
GOR15-2 2 ^{do} exp	1	0.50	0.0602	4.22 ± 8.35	23.2 ± 45.6		0.70	297.57	21.1					
	2	0.80	0.1020	3.63 ± 1.79	20.0 ± 9.8		2.50	303.07	24.5					
	3	1.20	0.0728	1.17 ± 1.45	6.4 ± 8.0		0.92	298.25	50.2					
	4	2.00	0.2210	11.50 ± 1.60	62.5 ± 8.6	§	14.78	346.76	40.4					
	5	3.50	0.4197	12.93 ± 0.37	70.1 ± 2.0	§	28.05	410.68	40.9					
	6	7.00	0.1243	9.90 ± 2.87	53.9 ± 15.4	§	5.86	313.90	268.6	54.0 ± 4.5	69.5 ± 1.9			

Pot(W) Potencia del laser aplicada para la liberación del argón en Watts; t: edad de cada fracción individual; t_i: edad integrada; t_p: edad de meseta; t_c: edad de isocrona calculada combinando las fracciones de los dos experimentos realizados sobre cada muestra; † fracciones ignoradas en el cálculo de la edad de isocrona; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i obtenido del inverso de la intercepción en el diagrama de correlación ³⁶Ar/⁴⁰Ar versus ³⁹Ar/⁴⁰Ar; MSWD bondad del ajuste de la línea recta que define la edad de isócrona y n es el número de datos utilizados; §: fracciones seleccionadas para el cálculo de la edad de meseta; ‡: fracción perdida; J para todas las muestras: 0.003065 ± 0.000018; las incertidumbres se reportan a 1σ; con excepción de las edades de las fracciones individuales, todas las edades reportadas incluyen la incertidumbre en J.

Tabla 1b. Datos complementarios para el cálculo de la edad de isocrona ^{40}Ar - ^{39}Ar .

	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	1 σ	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	1 σ	r	
	0.00010851	0.00000380	0.00339848	0.00004345	0.13681114	1
	0.00084795	0.00002301	0.00340814	0.00008216	0.03309037	2
GOR20	0.00259289	0.00002808	0.00334330	0.00004781	0.01325296	3
1 st exp	0.01328063	0.00011898	0.00268898	0.00003497	-0.00768398	4
	0.04259227	0.00040131	0.00092506	0.00002130	-0.01405594	5
	0.02594926	0.00026726	0.00197868	0.00002609	-0.04367805	6
	0.00916100	0.00007096	0.00292741	0.00002378	-0.01815054	7
	0.00047126	0.00000396	0.00336076	0.00002477	0.04246267	1
	0.00197591	0.00002427	0.00332801	0.00006533	0.01553044	2
	0.00270508	0.00001519	0.00326416	0.00003126	0.01119675	3
GOR20	0.00398191	0.00001987	0.00329665	0.00001933	0.01393888	4
2 nd exp	0.01230299	0.00009303	0.00281560	0.00002988	-0.00740494	5
	0.02675472	0.00016664	0.00114671	0.00015059	-0.00210865	6
	0.03776309	0.00021441	0.00112120	0.00003340	-0.00675793	7
	0.03275215	0.00013132	0.00158619	0.00001709	-0.01740962	8
	0.01799082	0.00010931	0.00230468	0.00008215	-0.00779743	9
	0.00806017	0.00003393	0.00302442	0.00001686	-0.00198437	10
	0.00218152	0.00002389	0.00324987	0.00005774	0.01280439	1 †
	0.00672263	0.00016252	0.00324404	0.00009304	0.00572755	2 †
GOR15	‡ -----	-----	-----	-----	-----	3
1 st exp	0.01440378	0.00029074	0.00270068	0.00009393	-0.02640358	4
	0.02241085	0.00023333	0.00229446	0.00007097	-0.05598218	5
	0.01886872	0.00008162	0.00249230	0.00005011	-0.03474202	6
	0.01113836	0.00010791	0.00294551	0.00005483	-0.03138920	7
	0.00610242	0.00005058	0.00313373	0.00003258	0.03237099	8
	0.00306586	0.00003448	0.00334830	0.00004335	0.01901574	1
	0.00699170	0.00008713	0.00321238	0.00004622	0.00488236	2
GOR15	0.01179504	0.00014982	0.00288069	0.00007948	-0.01052728	3
2 nd exp.	0.02462170	0.00033153	0.00220530	0.00008025	-0.04969208	4
	0.03367862	0.00038187	0.00187494	0.00003538	-0.16149594	5
	0.03104841	0.00027193	0.00189476	0.00002374	-0.20782697	6
	0.01854165	0.00013905	0.00248552	0.00002402	-0.14051125	5
	0.00946385	0.00004822	0.00295527	0.00002208	-0.02562792	6
	0.00306586	0.00003448	0.00334830	0.00004335	0.01901574	7
	0.00699170	0.00008713	0.00321238	0.00004622	0.00488236	8

Continuación

	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	1σ	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	1σ	r	
	0.00357126	0.00006536	0.00330846	0.00007453	0.01843361	1
GOR 8	0.01568527	0.00029885	0.00273974	0.00017382	-0.02159094	2
1 st exp	0.02191497	0.00032895	0.00249293	0.00004892	-0.12920426	3
	0.01007084	0.00013667	0.00291787	0.00007093	-0.03115901	4
	0.00110438	0.00001073	0.00333552	0.00003837	0.02920256	1
	0.00280349	0.00003592	0.00327569	0.00004323	0.02745965	2
	0.00490613	0.00006134	0.00316006	0.00004277	0.01675933	3
	0.00573468	0.00006460	0.00310180	0.00003713	0.01358586	4
GOR 8	0.00968688	0.00016917	0.00317057	0.00007189	-0.00810348	5
2 nd exp.	0.01164691	0.00018368	0.00291783	0.00008388	-0.01696554	6
	0.01930066	0.00016320	0.00258249	0.00004744	-0.05839333	7
	0.01945605	0.00017427	0.00247877	0.00004208	-0.06177488	8
	0.01867022	0.00010991	0.00259904	0.00003269	-0.07175653	9
	0.01372701	0.00008014	0.00272829	0.00004815	-0.03608240	10
	0.01014390	0.00004586	0.00295796	0.00002306	-0.03124458	11
	0.00446521	0.00007250	0.00340315	0.00007290	0.00921406	1
GOR15-1	0.00714996	0.00019223	0.00338689	0.00009421	0.01295070	2
1 st exp.	0.01465635	0.00025548	0.00280193	0.00008456	-0.03273009	3
	0.02996622	0.00038032	0.00159683	0.00013406	-0.02856820	4
	0.01110808	0.00012134	0.00298321	0.00005459	-0.05465874	5
	0.00165063	0.00001505	0.00336054	0.00005180	0.01306329	1
GOR15-2	0.00688133	0.00009072	0.00329962	0.00005988	0.00440409	2
2 nd exp.	0.00790000	0.00015295	0.00335289	0.00006340	0.00542227	3
	0.01285754	0.00014119	0.00288383	0.00007709	-0.01557742	4
	0.02168969	0.00022216	0.00243497	0.00003346	-0.09670612	5
	0.00592103	0.00009247	0.00318577	0.00006761	0.07573210	6

† fracciones usadas para calcular t_c ; ‡ fracción perdida.

ANEXO 2

Resultados de análisis de química mineral

Tabla 1. Composición de olivino.

Muestra	Comentario	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Total
GOR 16	Spinifex	40.25	0.01	0.07	0.10	12.77	0.20	0.34	46.04	0.36	100.14
GOR 16	Spinifex	40.36	0.02	0.12	0.14	13.27	0.22	0.28	45.05	0.36	99.82
GOR 16	Spinifex	39.66	0.00	0.07	0.12	14.41	0.25	0.27	44.04	0.37	99.19
GOR 16	Spinifex	39.97	0.01	0.09	0.13	13.21	0.21	0.31	45.49	0.35	99.78
GOR 16	Spinifex	40.17	0.01	0.08	0.11	12.82	0.18	0.35	45.40	0.36	99.48
GOR 16	Spinifex	40.83	0.00	0.10	0.11	10.59	0.18	0.39	47.42	0.35	99.97
GOR 16	Spinifex	40.64	0.01	0.26	0.19	10.51	0.15	0.42	47.36	0.39	99.95
GOR 16	Spinifex	40.39	0.00	0.07	0.13	12.29	0.19	0.38	45.82	0.34	99.62
GOR 16	Spinifex	41.46	0.01	0.08	0.12	10.99	0.17	0.42	48.34	0.34	101.92
GOR 16	Spinifex	40.63	0.01	0.08	0.12	11.16	0.16	0.40	47.33	0.34	100.22
GOR 16	Spinifex	40.58	0.01	0.08	0.12	12.58	0.20	0.31	45.87	0.34	100.10
GOR 16	Spinifex	40.50	0.01	0.14	0.13	11.95	0.17	0.40	46.25	0.35	99.90
GOR 16	Spinifex	40.91	0.01	0.08	0.12	13.29	0.20	0.29	45.44	0.36	100.69
GOR 16	Spinifex	40.47	0.01	0.07	0.11	13.45	0.21	0.30	45.46	0.36	100.45
GOR 16	Spinifex	41.10	0.01	0.07	0.12	12.33	0.20	0.35	46.85	0.34	101.37
GOR 16	Spinifex	40.27	0.01	0.08	0.13	13.05	0.19	0.31	45.20	0.34	99.58
GOR 3	OI1_Core	40.88	0.01	0.09	0.13	12.70	0.20	0.33	46.10	0.35	100.79
GOR 3	OI1_Rim	39.89	0.01	0.08	0.13	13.09	0.21	0.33	45.09	0.35	99.19
GOR 3	Spinifex	41.00	0.00	0.08	0.11	10.43	0.17	0.42	46.87	0.34	99.41
GOR 3	Spinifex	40.23	0.01	0.09	0.12	12.86	0.20	0.34	45.62	0.35	99.81
GOR 3	Spinifex	40.43	0.01	0.08	0.11	11.14	0.16	0.43	47.45	0.33	100.14
GOR 3	Spinifex	40.25	0.01	0.12	0.13	11.00	0.19	0.38	46.84	0.34	99.27
GOR 17	OI6_Spnx	40.34	0.01	0.08	0.11	12.65	0.20	0.33	45.61	0.36	99.69
GOR 17	OI6_2_spnx	39.95	0.01	0.08	0.13	13.93	0.23	0.31	44.80	0.36	99.80
GOR 17	OI7_Spnx	40.72	0.01	0.09	0.09	12.26	0.19	0.36	46.21	0.35	100.28
GOR 17	OI7_2_Spnx	40.68	0.00	0.10	0.13	12.23	0.20	0.36	46.10	0.35	100.15
GOR 17	OI8_Spnx	40.73	0.01	0.10	0.12	11.32	0.20	0.35	46.16	0.34	99.34
GOR 17	OI9_Spnx	40.28	0.01	0.07	0.09	13.57	0.22	0.28	44.83	0.37	99.72
GOR 17	OI10_Spnx	40.12	0.01	0.07	0.10	13.94	0.24	0.30	44.37	0.37	99.52
GOR 17	OI11_Spnx	40.28	0.02	0.15	0.15	12.50	0.19	0.34	45.80	0.34	99.77
GOR 17	OI12_Spnx	41.03	0.01	0.08	0.10	10.06	0.16	0.41	47.59	0.33	99.77
GOR 22	OI4	39.66	0.01	0.04	0.03	17.31	0.26	0.22	42.59	0.37	100.49
GOR 22	OI5_Round	39.94	0.01	0.04	0.05	15.34	0.22	0.26	44.06	0.38	100.30
GOR 22	OI9_Spnx	39.20	0.01	0.04	0.07	15.34	0.22	0.23	43.69	0.37	99.17

Tabla 2. Composición de óxidos.

Muestra	comentario	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Total
GOR 16	Spnx Core	0.15	15.48	2.93	0.01	75.49	1.12	-0.01	0.09	0.01	95.28
GOR 16	Spnx Core	0.15	15.40	3.22	0.00	74.87	0.94	0.02	0.14	0.00	94.74
GOR 16	Spnx core	0.17	14.01	2.17	0.00	75.84	1.72	0.00	0.03	0.02	93.95
GOR 16	Spnx core	0.17	14.40	2.97	0.03	74.09	1.37	0.02	0.03	0.08	93.16
GOR 16	Spnx core in ol	0.14	15.58	2.71	0.01	74.50	1.32	0.02	0.05	0.02	94.35
GOR 16	Spnx in ol	0.16	16.95	0.98	0.01	73.39	1.65	0.03	0.02	0.15	93.33
GOR9	Spnx core	0.15	15.40	2.99	0.02	74.38	0.03	0.01	0.01	0.20	93.17
GOR9	Spnx core	0.17	14.46	3.54	0.04	74.66	0.04	0.01	-0.01	0.37	93.30
GOR9	Spnx	0.16	15.22	3.53	0.04	73.10	0.09	0.01	0.01	0.40	92.56
GOR9	Spnx	0.16	14.33	3.77	0.02	75.18	0.04	0.01	0.01	0.18	93.71
GOR 15-2	Oxide1-micro	0.75	17.95	2.69	0.03	70.57	1.10	0.02	0.32	0.15	93.59
GOR 3	Spnx	0.15	13.05	2.66	0.03	73.74	1.54	0.03	0.05	0.14	91.38
GOR 3	Spnx-Core	0.14	13.92	3.66	0.02	75.91	1.07	0.02	0.06	0.02	94.84
GOR 3	Spnx-Rim	0.15	16.76	2.23	0.02	74.22	1.45	0.02	0.05	0.10	95.00
GOR 17	Opq2	0.15	17.09	2.70	0.03	72.79	1.80	0.01	0.22	0.03	94.81
GOR 17	Opq3	0.15	19.51	2.05	0.00	71.77	2.63	0.03	0.10	0.06	96.30
GOR 17	Opq4	0.14	18.74	2.21	0.02	70.16	2.57	0.02	0.16	0.08	94.09
GOR 17	Opq5	0.12	19.31	1.60	0.02	70.91	1.52	0.02	0.03	0.12	93.65
GOR 17	Opq6	0.14	16.85	3.06	0.14	72.03	1.47	0.06	0.07	0.11	93.94
GOR 22	Oxide1_inOl	2.39	10.03	0.98	0.01	78.76	0.81	0.13	1.16	0.21	94.47
GOR 22	Spn_Round	0.08	0.33	27.03	33.42	26.95	0.26	0.13	11.66	0.01	99.88
GOR 22	Spnx	0.09	0.39	26.79	33.04	26.01	0.22	0.12	12.83	0.02	99.50
GOR 22	Spnx-Core	0.08	0.36	24.68	37.91	23.14	0.24	0.16	13.08	0.00	99.66
GOR 22	Spnx	0.09	0.31	27.80	33.56	22.68	0.21	0.16	13.94	0.04	98.81
GOR 22		0.09	7.63	2.40	0.06	80.62	0.32	0.10	1.75	0.05	93.02
GOR 22	Spnx	0.13	0.35	26.01	33.84	26.37	0.25	0.13	11.79	0.01	98.87
GOR 22	Spnx	0.09	0.37	26.54	34.98	23.43	0.22	0.15	13.18	0.01	98.98
GOR 22	Spnx	0.11	1.04	21.38	31.48	34.19	0.30	0.16	10.27	0.03	98.96
GOR 08		1.68	9.62	1.38	0.01	75.19	0.09	0.02	0.09	0.27	88.36
GOR 08		1.42	9.70	0.45	0.00	73.54	0.03	0.00	0.01	1.11	86.25

*Spnx: spinifex

Tabla 3. Clasificación de espinela. Valores recalculados a partir de los miembros finales de espinela a partir de Derr, Howie Zussman (1993).

Muestra	<i>Series de espinela (Al)</i>				<i>Series de magnetita (Fe³⁺)</i>				
	Espinela	Hercynita	Gahnita	Galaxit	MgFerrita	Magnetita	Franklinita	Jacobsita	Trevorita
GOR 16	0.1	6.1	0.0	0.4	0.4	46.1	0.0	3.1	0.0
GOR 16	0.1	6.8	0.0	0.4	0.7	45.7	0.0	2.6	0.1
GOR 16	0.0	4.5	0.0	0.5	0.2	49.6	0.0	5.1	0.0
GOR 16	0.0	6.3	0.0	0.5	0.1	47.4	0.0	3.9	0.1
GOR 16	0.0	5.7	0.0	0.5	0.3	45.2	0.0	3.8	0.1
GOR 16	0.0	2.0	0.0	0.2	0.1	42.7	0.0	5.2	0.1
GOR 9	0.0	6.8	0.0	0.0	0.0	48.2	0.0	0.1	0.0
GOR 9	0.0	8.0	0.0	0.0	0.0	49.6	0.0	0.1	0.0
GOR 9	0.0	8.0	0.0	0.0	0.0	46.7	0.0	0.2	0.0
GOR 9	0.0	8.5	0.0	0.0	0.0	50.0	0.0	0.1	0.0
GOR 15-2	0.2	5.9	0.0	0.5	1.6	37.9	0.0	3.0	0.1
GOR 3	0.0	5.7	0.0	0.5	0.3	50.2	0.0	4.6	0.1
GOR 3	0.0	7.7	0.0	0.5	0.3	49.1	0.0	2.9	0.1
GOR 3	0.0	4.6	0.0	0.5	0.3	42.5	0.0	4.2	0.1
GOR 17	0.2	5.3	0.0	0.7	1.1	39.0	0.0	5.1	0.0
GOR 17	0.1	3.7	0.0	0.9	0.5	32.2	0.0	7.5	0.1
GOR 17	0.1	4.1	0.0	0.9	0.8	32.6	0.0	7.4	0.0
GOR 17	0.0	3.3	0.0	0.4	0.1	35.2	0.0	4.6	0.1
GOR 17	0.1	6.3	0.0	0.7	0.4	39.6	0.0	4.1	0.2
GOR 22	0.2	2.3	0.0	0.1	5.8	62.7	0.0	2.3	0.4
GOR 22	25.7	22.3	0.0	0.6	5.6	4.9	0.0	0.1	0.3
GOR 22	27.8	19.6	0.0	0.4	6.8	4.8	0.0	0.1	0.3
GOR 22	26.5	17.4	0.0	0.5	5.4	3.6	0.0	0.1	0.4
GOR 22	31.1	17.9	0.0	0.5	6.2	3.6	0.0	0.1	0.4
GOR 22	0.7	4.6	0.0	0.1	9.2	62.4	0.0	1.0	0.3
GOR 22	25.6	21.2	0.0	0.5	5.8	4.8	0.0	0.1	0.3
GOR 22	28.6	18.6	0.0	0.5	5.7	3.7	0.0	0.1	0.4
GOR 22	19.6	19.7	0.0	0.5	9.1	9.1	0.0	0.2	0.4
GOR 08	0.0	3.7	0.0	0.0	0.5	67.7	0.0	0.3	0.1
GOR 08	0.0	1.2	0.0	0.0	0.1	68.5	0.0	0.1	0.0

Continuación

<i>Series de Cromita (Cr)</i>				
Muestra	Mg-cromita	Cromita	Ulvospinela	Maghemite
GOR 16	0.0	0.0	43.7	0.0
GOR 16	0.0	0.0	43.7	0.0
GOR 16	0.0	0.0	40.2	0.0
GOR 16	0.0	0.0	41.6	0.0
GOR 16	0.0	0.0	44.5	0.0
GOR 16	0.0	0.0	49.6	0.0
GOR9	0.0	0.0	44.8	0.0
GOR9	0.0	0.1	42.1	0.1
GOR9	0.0	0.1	44.7	0.2
GOR9	0.0	0.0	41.2	0.0
GOR 15-2	0.0	0.0	50.8	0.0
GOR 3	0.0	0.0	38.6	0.0
GOR 3	0.0	0.0	39.4	0.0
GOR 3	0.0	0.0	47.9	0.0
GOR 17	0.0	0.0	48.6	0.0
GOR 17	0.0	0.0	55.0	0.0
GOR 17	0.0	0.0	54.1	0.0
GOR 17	0.0	0.0	56.3	0.0
GOR 17	0.0	0.2	48.5	0.0
GOR 22	0.0	0.0	26.3	0.0
GOR 22	21.3	18.5	0.8	0.0
GOR 22	23.0	16.2	0.9	0.0
GOR 22	27.3	17.9	0.8	0.0
GOR 22	25.2	14.5	0.7	0.0
GOR 22	0.0	0.1	21.7	0.0
GOR 22	22.3	18.5	0.8	0.0
GOR 22	25.2	16.4	0.8	0.0
GOR 22	19.4	19.5	2.5	0.0
GOR 08	0.0	0.0	27.8	0.0
GOR 08	0.0	0.0	30.1	0.0

Tabla 4. Datos usados en el prisma de clasificación de espinela.

Muestra	Mg-Cromita	Cromita	Espinela	Hercynita	Mg-Ferrita	Magnetita
GOR 16	0.0	0.0	0.1	11.7	0.7	87.5
GOR 16	0.0	0.0	0.2	12.7	1.3	85.7
GOR 16	0.0	0.0	0.0	8.3	0.3	91.4
GOR 16	0.0	0.1	0.0	11.7	0.4	87.9
GOR 16	0.0	0.0	0.1	11.1	0.6	88.3
GOR 16	0.0	0.0	0.0	4.5	0.4	95.0
GOR 9	0.0	0.0	0.0	12.4	0.1	87.4
GOR 9	0.0	0.1	0.0	13.9	0.0	86.0
GOR 9	0.0	0.1	0.0	14.6	0.1	85.1
GOR 9	0.0	0.1	0.0	14.6	0.1	85.3
GOR 15-2	0.0	0.1	0.5	13.0	3.3	83.2
GOR 3	0.0	0.1	0.0	10.1	0.6	89.2
GOR 3	0.0	0.0	0.1	13.5	0.6	85.7
GOR 3	0.0	0.0	0.1	9.6	0.6	89.6
GOR 17	0.0	0.1	0.3	11.6	2.2	85.8
GOR 17	0.0	0.0	0.1	10.1	1.4	88.4
GOR 17	0.0	0.1	0.2	10.8	1.8	87.1
GOR 17	0.0	0.1	0.0	8.4	0.5	91.0
GOR 17	0.0	0.4	0.1	13.4	1.1	85.0
GOR 22	0.0	0.0	0.3	3.2	8.4	88.2
GOR 22	21.5	18.6	25.9	23.0	6.0	5.0
GOR 22	23.2	16.4	28.1	20.2	7.2	4.9
GOR 22	27.5	18.1	26.7	18.1	5.9	3.7
GOR 22	25.3	14.6	31.3	18.5	6.6	3.7
GOR 22	0.0	0.1	0.9	6.0	12.1	80.9
GOR 22	22.5	18.7	25.8	21.9	6.2	5.0
GOR 22	25.5	16.6	28.8	19.2	6.1	3.8
GOR 22	19.9	20.0	20.1	20.7	9.7	9.6
GOR 08	0.0	0.0	0.0	5.1	0.8	94.1
GOR 08	0.0	0.0	0.0	1.7	0.1	98.2

Tabla 5. Composición de plagioclasa.

Muestra	Comentario	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	Total
GOR 16	PI1 Core	49.40	0.04	30.83	-0.01	0.86	0.02	-0.01	0.20	14.97	3.01	0.01			99.34
GOR 16	PI1 Rim	49.07	0.04	30.75	-0.01	0.79	0.01	-0.01	0.32	15.17	2.81	0.01			98.97
GOR 16	PI2 Core	50.07	0.04	30.41	0.01	0.96	0.03	-0.01	0.17	14.51	3.34	0.01			99.56
GOR 16	PI2 Rim	56.93	0.03	26.83	0.01	0.84	0.02	0.02	0.07	9.43	6.33	0.04			100.55
GOR 16	PI3 rim	52.43		28.98	-0.02	1.40	0.01	0.01	0.28	12.82	4.31				100.24
GOR 9	PI1_core	49.65	0.04	29.50		1.00	-0.01		0.16	13.64	3.67	0.02	0.02	0.01	97.71
GOR 9	PI1_rim	54.64	0.05	26.91		0.96	0.03		0.07	10.14	5.84	0.03	0.03	0.00	98.70
GOR 9	PI2_Albite	66.95	0.00	20.76		0.30	-0.01		0.00	1.37	11.14	0.04	0.05	0.02	100.64
GOR 9	PI3_core	53.10	0.06	26.82		0.64	-0.01		0.04	13.79	4.55	0.08	0.05	-0.02	99.12
GOR 9	PI3_rim	49.69	0.04	22.91		0.93	0.03		0.02	20.14	2.44	0.21	0.06	0.06	96.54
GOR 9	PI4-Core	51.77	0.05	29.95		1.08	0.00		0.14	13.26	3.99	0.02	0.04	-0.04	100.29
GOR 9	PI4-Rim	51.75	0.05	29.95		1.02	0.01		0.14	13.32	3.93	0.02	0.03	-0.04	100.23
GOR 15-2	PI2-Rim	42.75	0.01	30.92		1.54	0.03		0.10	21.65	1.45	0.00	0.04	0.01	98.52
GOR 15-2	PI3-Core	43.77	0.02	30.52		1.50	0.08		0.14	20.97	1.77	0.01	0.05	0.01	98.83
GOR 15-2	PI3-rim	48.48	0.06	27.88		2.08	0.06		0.16	16.73	3.52	0.01	0.07	-0.06	99.05
GOR 15-2	PI5-Core	42.71	0.01	27.82		0.23	0.00		0.01	10.79	4.35	0.01	0.05	0.02	85.99
GOR 15-2	PI5-Rim	42.63	0.01	28.26		0.25	0.00		0.03	10.98	4.16	0.02	0.03	-0.01	86.38
GOR 3	PI1	49.54	0.04	30.60		1.04	0.00		0.19	14.64	3.24	0.02	0.04	0.01	99.37
GOR 3	PI2	52.13	0.05	28.95		1.18	0.01		0.14	12.88	4.32	0.02	0.05	-0.02	99.73
GOR 3	PI3microcore	54.23	0.06	27.97		0.99	0.01		0.09	11.22	5.37	0.03	0.05	-0.02	100.01
GOR 3	PI3-microrim	54.12	0.06	28.03		1.04	0.02		0.10	11.40	5.18	0.03	0.04	-0.01	100.02
GOR 3	PI4-Core	47.91	0.03	31.11		1.00	0.00		0.33	16.10	2.38	0.01	0.03	0.00	98.90

continuación

Muestra	Comentario	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	Total
GOR 3	PI5-Core	49.92	0.04	30.25		1.00	0.02		0.14	14.18	3.53	0.02	0.04	-0.01	99.14
GOR 3	PI5-Rim	53.61	0.06	27.60		1.11	0.00		0.11	11.50	5.07	0.04	0.05	-0.03	99.15
GOR 3	PI6	48.99	0.04	30.82		1.10	-0.01		0.38	15.33	2.86	0.01	0.03	-0.04	99.55
GOR 3	PI7	48.56	0.06	30.80		1.12	0.01		0.40	15.63	2.70	0.01	0.02	-0.03	99.32
GOR 3	PI18-Core	50.21	0.06	30.62		1.47	0.01		0.77	14.51	3.32	0.02	0.02	-0.06	101.00
GOR 3	PI18-Rim	51.42	0.12	29.74		1.66	0.00		0.13	13.39	3.99	0.02	0.05	-0.03	100.54
GOR 17	PI1_Core	58.01	0.03	25.76		0.83	0.02		0.04	8.39	6.73	0.05	0.05	-0.04	99.92
GOR 17	PI1_Rim	56.99	0.05	27.35		0.92	0.00		0.07	10.09	6.04	0.04	0.06	-0.02	101.61
GOR 17	PI_Core	54.34	0.05	28.27	0.00	0.84	0.00	0.01	0.10	11.34	5.17	0.03			100.14
GOR 17	PI2_Rim	51.89	0.06	29.12		1.14	0.01		0.13	13.29	4.00	0.02	0.03	0.01	99.69
GOR 17	PI2_Core	52.79	0.05	28.59		0.96	0.00		0.13	12.31	4.40	0.02	0.03	0.02	99.29
GOR 17	PI2_Rim	58.25	0.05	25.79		0.75	0.01		0.04	8.21	6.97	0.05	0.05	-0.02	100.17
GOR 17	PI3_Core	49.88	0.04	30.11		1.09	0.01		0.43	14.31	3.14	0.02	0.02	0.00	99.04
GOR 17	PI3_Rim	50.33	0.05	30.39		1.12	0.02		0.17	14.11	3.40	0.02	0.05	0.02	99.67
GOR 17	PI4_Core	48.91	0.04	31.19		1.00	-0.01		0.37	15.92	2.47	0.01	0.04	0.03	99.97
GOR 17	PI4_Rim	48.82	0.04	31.18		1.18	0.02		0.41	15.83	2.49	0.01	0.02	0.01	100.02
GOR 17	PI5_Core	49.97	0.05	30.68		1.19	0.03		0.36	14.96	2.95	0.01	0.05	0.01	100.25
GOR 17	PI5_Rim	48.43	0.05	28.76		3.91	0.11		1.95	12.78	2.91	0.02	0.06	-0.06	98.98
GOR 17	PI6_int-Cpx	49.23	0.04	30.88		0.84	0.00		0.37	15.45	2.69	0.01	0.04	-0.03	99.56
GOR 22	PI1_OL1	50.01	0.03	30.36		0.82	0.00		0.29	15.18	2.88	0.01	0.00	-0.04	99.58
GOR 22	PI2_iOI5	47.36	0.02	32.00		0.59	0.00		0.25	16.42	2.05	0.03	-0.01	-0.01	98.71
GOR 22	PI3_Core	48.23	0.02	31.30		0.62	0.01		0.27	16.05	2.36	0.02	0.02	0.02	98.93
GOR 22	PI3_Rim	48.81	0.02	31.96		0.67	0.00		0.27	16.10	2.44	0.01	0.01	-0.02	100.29
GOR 22	PI3_Core	47.30	0.01	31.94		0.54	-0.01		0.26	16.59	1.94	0.03	0.03	-0.01	98.65

continuación

Muestra	Comentario	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	Total
GOR 08	PI1	52.23	0.08	28.34	-0.01	1.23	0.02	-0.01	0.27	13.10	3.92	0.04			99.22
GOR 08	PI2	53.25	0.06	27.66		2.49	0.02		0.73	11.69	4.64	0.06	0.04	-0.02	100.63
GOR 08	PI3-Core	47.76	0.03	31.99		1.79	0.02		0.60	16.01	2.21	0.31	0.00	-0.02	100.71
GOR 08	PI3_Rim	53.07	0.07	28.38		1.26	0.01		0.28	12.51	4.30	0.04	0.03	-0.01	99.96
GOR 08	PI5_Core	52.48	0.06	28.11	0.00	1.34	0.02	0.00	0.27	12.58	4.29	0.04			99.20
GOR 08	PI5_Rim	52.65	0.07	27.71	0.01	1.33	0.01	0.01	0.30	12.59	4.18	0.04			98.91
GOR 08	PI4	52.27	0.07	29.09		1.11	0.02		0.27	13.30	3.86	0.04	0.04	-0.02	100.06
GOR 08	PI	98.23	0.04	0.78		0.34	0.01		0.04	0.18	0.10	0.07	0.03	0.00	99.80
GOR 08	PI6	99.30	0.51	0.26		0.49	0.00		0.06	0.08	0.04	0.01	0.01	-0.06	100.77
GOR 08	PI7	53.98	0.11	28.16		1.84	-0.01		0.32	11.83	4.56	0.05	0.02	-0.02	100.86
GOR 11	PI1	65.05	0.00	19.46		2.85	0.03		1.19	0.12	10.91	0.19	0.00	0.00	99.79
GOR 11	PI2_Core	52.31	0.02	19.10		8.39	0.08		4.03	1.05	7.00	0.04	0.08	-0.01	92.08
GOR 11	PI2_Rim	65.87	0.01	20.31		0.47	0.00		0.03	1.48	10.99	0.08	0.06	0.01	99.29
GOR 11	PI3	67.11	0.00	20.41		0.34	-0.01		0.02	1.38	10.95	0.04	0.07	-0.01	100.33
GOR 11	PI4_Core	99.02	0.06	0.17		0.27	0.02		0.01	0.12	0.01	0.00	0.04	-0.03	99.71
GOR 11	PI4_Rim	66.87	0.00	20.43		0.27	0.00		0.00	1.41	10.86	0.09	0.09	-0.01	100.02
GOR 11	PI5_core	58.94	0.03	23.04		2.72	0.01		1.32	0.68	6.40	4.32	0.02	0.00	97.48
GOR 11	PI5_Rim	66.52	0.00	20.30		0.36	-0.01		0.01	1.31	10.87	0.12	0.07	0.02	99.57
GOR 11	PI6	52.84	0.01	22.40		3.17	0.06		0.96	10.19	5.85	0.46	0.01	0.01	95.97
GOR 11	PI7	65.21	0.01	20.42		1.09	0.01		0.20	1.95	10.67	0.08	0.07	-0.01	99.70

Tabla 6. Datos para la clasificación de plagioclasa.

Muestra	Ab	An	Or
GOR 16	26.68	73.26	0.06
GOR 16	25.10	74.84	0.07
GOR 16	29.41	70.52	0.07
GOR 16	54.75	45.03	0.22
GOR 16	37.80	62.21	-0.01
GOR9	32.72	67.15	0.11
GOR9	50.94	48.87	0.19
GOR9	93.37	6.36	0.24
GOR9	37.23	62.37	0.44
GOR9	17.81	81.09	1.01
GOR9	35.24	64.69	0.13
GOR9	34.77	65.17	0.14
GOR 15-2	10.80	89.17	0.02
GOR 15-2	13.24	86.71	0.05
GOR 15-2	27.61	72.41	0.06
GOR 15-2	42.12	57.79	0.05
GOR 15-2	40.63	59.27	0.13
GOR 3	28.54	71.34	0.10
GOR 3	37.71	62.21	0.12
GOR 3	46.35	53.50	0.18
GOR 3	45.05	54.78	0.18
GOR 3	21.05	78.89	0.05
GOR 3	22.71	77.28	0.05
GOR 3	31.01	68.91	0.10
GOR 3	44.31	55.54	0.20
GOR 3	25.26	74.77	0.05
GOR 3	23.83	76.16	0.06
GOR 3	29.27	70.73	0.11
GOR 3	35.02	64.90	0.14
GOR 17	59.06	40.69	0.31
GOR 17	51.91	47.92	0.21
GOR 17	45.13	54.69	0.18
GOR 17	35.21	64.67	0.11

continuación

Muestra	Ab	An	Or
GOR 17	28.37	71.52	0.11
GOR 17	30.35	69.50	0.11
GOR 17	21.89	78.02	0.04
GOR 17	22.17	77.74	0.06
GOR 17	26.28	73.66	0.04
GOR 17	29.19	70.80	0.13
GOR 17	23.95	76.02	0.08
GOR 22	25.55	74.44	0.07
GOR 22	18.41	81.47	0.15
GOR 22	20.98	78.87	0.12
GOR 22	21.50	78.46	0.08
GOR 22	17.46	82.39	0.17
GOR 22	31.04	68.87	0.12
GOR 08	35.03	64.74	0.23
GOR 08	41.67	58.00	0.36
GOR 08	19.66	78.59	1.79
GOR 08	38.28	61.51	0.24
GOR 08	38.08	61.70	0.23
GOR 08	37.43	62.32	0.25
GOR 08	34.40	65.43	0.21
GOR 08	40.22	41.13	19.03
GOR 08	51.08	55.67	8.15
GOR 08	40.97	58.76	0.31
GOR 11	98.28	0.57	1.13
GOR 11	92.05	7.64	0.34
GOR 11	92.69	6.88	0.42
GOR 11	93.28	6.49	0.25
GOR 11	7.58	96.67	2.95
GOR 11	92.83	6.68	0.50
GOR 11	66.53	3.91	29.57
GOR 11	93.10	6.20	0.67
GOR 11	49.64	47.79	2.55
GOR 11	90.43	9.14	0.44

Tabla 7. Composición de clinopiroxeno.

Muestra	Comentario	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
GOR 16	Cpx1 Core	50.02		4.16	0.06	10.29	0.25	0.01	14.31	19.27	0.28		98.66
GOR 16	Cpx1 Rim	49.02		4.33	0.01	12.23	0.30	0.02	13.28	18.96	0.34		98.51
GOR 16	Sp3 core	48.86	0.24	0.69	0.00	29.10	1.08	-0.02	7.49	12.43			99.89
GOR 16	Cpx2 core	51.71		2.61	0.19	9.40	0.24	0.02	15.56	18.97	0.25		98.96
GOR 16	Cpx2 rim	48.79		4.01	-0.01	12.00	0.28	0.00	12.58	20.04	0.34		98.04
GOR 16	Cpx3 core	49.83		4.15	0.12	10.26	0.20	0.02	13.58	20.53	0.31		98.99
GOR 16	Cpx core	49.99		4.76	0.41	7.86	0.18	0.04	14.18	20.98	0.26		98.67
GOR 16	Cpx rim	49.52		1.94	0.00	18.51	0.59	0.00	9.53	18.21	0.31		98.61
GOR 16	Cpx4 core	49.58		4.26	0.22	10.66	0.23	0.01	13.78	19.72	0.34		98.81
GOR9	Cpx1_rim	49.20	0.61	3.36	0.06	9.76	0.18	0.01	14.33	20.51	0.28	0.00	98.30
GOR9	Sp3_micro	45.64	0.06	5.37	0.01	21.71	0.45	0.03	9.70	9.97	0.00	0.00	92.95
GOR9	Cpx2-core	50.10	0.81	2.77	0.00	12.60	0.32	-0.01	12.86	19.82	0.37	0.00	99.65
GOR9	Cpx2-rim	50.23	0.79	2.73	-0.01	12.90	0.33	0.01	13.08	19.36	0.34	0.00	99.78
GOR9	Ol3_green	41.61	0.00	8.07	-0.01	26.82	0.49	0.03	9.48	7.21	0.33	0.00	94.04
GOR9	Cpx4-Core	49.84	0.71	4.47	0.38	8.62	0.16	0.03	14.65	21.04	0.27	0.00	100.17
GOR9	Cpx4-Rim	51.95	0.42	2.32	0.22	7.79	0.20	0.01	16.58	19.43	0.21	0.00	99.12
GOR9	CPx5-core	49.68	0.84	3.43	0.00	12.06	0.27	-0.01	13.02	19.85	0.35	0.00	99.51
GOR9	CPx5-rim	52.71	0.39	2.09	0.23	8.19	0.22	0.02	16.52	19.72	0.23	0.00	100.33
GOR 15-2	Cpx1	52.03	0.32	2.35	0.41	6.79	0.18	0.03	17.27	19.30	0.18	0.00	98.87
GOR 15-2	Cpx2-Core	52.12	0.35	1.65	0.05	8.55	0.24	0.03	17.38	18.14	0.16	0.00	98.66
GOR 15-2	Cpx2-Rim	50.55	0.54	1.14	0.00	18.14	0.39	0.02	15.31	12.28	0.16	0.00	98.53
GOR 15-2	Cpx3-core	52.49	0.25	1.68	0.34	6.30	0.20	0.02	18.13	19.24	0.19	0.00	98.84
GOR 15-2	Cpx3-Rim	52.28	0.32	1.83	0.14	7.15	0.24	0.03	17.38	18.75	0.16	0.00	98.27

continuación

Muestra	Comentario	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Cr₂O₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
GOR 15-2	Cpx4-Rim	52.95	0.33	1.72	0.05	12.02	0.26	0.00	20.60	11.57	0.13	0.00	99.63
GOR 15-2	Oxi3-micro	50.51	0.62	1.83	0.01	20.39	0.44	0.01	16.81	9.62	0.00	0.00	100.24
GOR 15-2	Cpx5-Core	52.57	0.32	2.31	0.43	6.30	0.19	0.03	17.02	19.87	0.20	0.00	99.24
GOR 15-2	Cpx5-Rim	53.28	0.35	1.74	0.05	8.24	0.22	0.02	17.40	18.43	0.18	0.00	99.91
GOR 15-2	Oxi4-micro	50.41	0.68	1.15	0.00	23.38	0.58	0.01	13.17	11.18	0.00	0.00	100.56
GOR 15-2	Oxi5-micro	48.40	1.09	1.91	0.00	18.48	0.44	-0.02	10.42	17.43	0.00	0.00	98.19
GOR 3	Cpx-coreSpinf	49.33	0.76	5.00	0.44	7.58	0.17	0.02	13.98	21.63	0.25	0.00	99.13
GOR 3	Cpx-RimSpinf	49.58	0.89	2.68	0.02	14.40	0.41	0.00	11.21	19.36	0.38	0.00	98.92
GOR 3	Cpx3-Core	47.90	1.00	7.14	0.93	7.22	0.13	0.01	13.74	21.21	0.26	0.00	99.54
GOR 17	Cpx1_Schel	49.08	0.97	4.05	0.01	12.15	0.27	0.01	12.56	19.75	0.37	0.00	99.21
GOR 17	Cpx2_Core	49.73	0.82	2.53	-0.01	16.10	0.48	0.02	10.66	18.49	0.31	0.00	99.15
GOR 17	Cpx2_Rim	49.54	0.46	1.38	0.01	24.64	0.80	0.01	5.79	17.57	0.30	0.00	100.49
GOR 17	Cpx4_Core	49.84	0.67	4.34	0.41	8.37	0.21	0.04	14.10	21.13	0.27	0.00	99.40
GOR 17	Cpx4_Rim	49.10	0.65	4.34	0.41	9.10	0.19	0.03	13.89	20.67	0.30	0.00	98.67
GOR 17	Cpx5	50.40	0.59	4.31	0.39	7.78	0.17	0.03	14.21	21.31	0.24	0.00	99.44
GOR 17	Cpx6	49.79	0.69	4.82	0.53	7.94	0.18	0.02	14.51	20.63	0.23	0.00	99.34
GOR 17	Cpx7	50.09	0.75	3.90	0.06	10.72	0.25	0.03	13.57	19.93	0.33	0.01	99.64
GOR 17	Cpx8_Schel	49.97	0.94	4.59	0.47	7.42	0.16	0.04	14.57	20.56	0.27	0.00	99.00
GOR 17	Cpx9_Core	49.27	0.83	1.79	0.01	20.68	0.71	0.00	9.02	16.95	0.37	0.00	99.65
GOR 17	Cpx9_Rim	49.01	0.69	1.69	-0.01	21.64	0.76	-0.01	8.49	17.01	0.35	0.00	99.63
GOR 17	Cpx_InterPI	49.38	0.92	5.44	0.42	7.66	0.17	0.03	14.34	20.55	0.24	0.00	99.15
GOR 17	Cpx_InterP	50.30	0.68	4.43	0.39	7.88	0.18	0.02	14.47	20.97	0.28	0.00	99.59
GOR 22	Cpx2	49.92	0.79	3.62	0.12	10.32	0.26	0.02	14.13	19.24	0.31	0.00	98.74
GOR 13	Cpx4_RimOI	50.71	0.07	4.29	0.25	7.54	0.11	0.12	21.41	9.28	0.71	0.06	94.55

continuación

Muestra	Comentario	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
GOR 22	Cpx4_Core	50.26	0.59	3.63	0.28	8.96	0.20	0.04	15.15	19.75	0.27	0.00	99.14
GOR 22	Cpx4_Rim	49.96	0.61	3.99	0.27	7.95	0.21	0.03	15.32	19.91	0.25	0.00	98.50
GOR 08	Cpx2_Schel	51.54	0.58	3.43	0.07	9.12	0.26	0.03	18.17	15.51	0.17	0.00	98.88
GOR 08	Cpx3_Core	50.26	0.72	4.28	0.12	8.87	0.22	0.01	16.98	17.38	0.19	0.00	99.04
GOR 08	Cpx3_Rim	48.78	0.95	2.93	0.01	16.15	0.31	0.00	12.73	17.05	0.24	0.00	99.15
GOR 08	Cpx4_Schel	52.84	0.32	2.21	0.31	6.44	0.16	0.04	17.54	19.14	0.18	0.00	99.19
GOR 08	Cpx6	50.85	0.83	3.64	0.13	8.71	0.20	0.00	15.88	18.86	0.19	0.00	99.28
GOR 08	Cpx7	51.07	0.61	2.23	-0.02	14.64	0.36	-0.01	16.48	13.11	0.19	0.00	98.70
GOR 11	CPX1_Core	50.37	0.69	2.02	-0.01	12.91	0.30	0.03	14.07	17.85	0.27	0.00	98.51
GOR 11	CPX1_Rim	51.04	0.20	2.85	0.30	8.59	0.28	0.04	16.09	18.47	0.40	0.00	98.26
GOR 11	Cpx2_Core	50.84	0.66	2.01	0.00	13.59	0.31	0.01	14.18	17.96	0.30	0.00	99.86
GOR 11	Cpx2_Rim	51.00	0.56	1.15	-0.01	17.50	0.43	0.01	12.94	15.56	0.18	0.01	99.34
GOR 11	Cpx2	46.41	0.51	1.29	0.01	14.12	0.34	0.00	11.06	14.21			87.95
GOR 11	Cpx3	50.07	0.58	1.79	-0.01	13.33	0.47	0.01	11.54	19.48	0.52	0.00	97.82
GOR 11	Cpx4_Core	52.14	0.45	2.63	0.29	7.33	0.19	0.02	17.48	18.78	0.18	0.00	99.48
GOR 11	Cpx4_Rim	51.80	0.34	2.58	0.02	10.07	0.28	0.02	15.78	17.82	0.28	0.00	98.99
GOR 11	Cpx5-Core	50.21	0.72	1.74	0.00	17.21	0.44	0.00	13.29	15.78	0.22	0.00	99.60
GOR 11	Cpx5-Rim	50.48	0.40	1.22	0.01	13.52	0.54	0.00	11.75	19.34	0.56	0.00	97.82
GOR 11	Cpx6	47.09	0.55	3.45	0.00	15.73	0.32	0.00	13.49	15.59	0.31	0.01	96.55
GOR 11	Cpx7	41.29	0.04	5.55	0.02	17.23	0.37	0.01	12.72	13.29	0.25	0.02	90.78
GOR 11	Cpx_IddCore	51.16	0.34	2.48	0.41	6.78	0.25	0.02	16.74	18.75	0.34	0.01	97.28
GOR 11	Cpx8_Rim	52.38	0.29	2.14	0.49	6.27	0.18	0.05	17.74	19.09	0.21	0.00	98.83
GOR 13	Cpx2	51.59	0.04	1.04	0.01	12.46	1.38	0.00	10.23	21.63	0.48	0.01	98.87
GOR 13	Cpx3_RimOl	53.20	0.08	2.35	0.19	7.00	0.13	0.08	20.93	11.28	0.67	0.04	95.94

Tabla 8. Datos usados en la clasificación de clinopiroxeno. Proporción atómica calculada sobre 4 cationes y Fe+3 estequiométrico.

Muestra	En	Fe	Wo
GOR 16	41.995	17.367	40.638
GOR 16	39.130	20.721	40.150
GOR 16	22.458	50.771	26.771
GOR 16	44.966	15.636	39.398
GOR 16	37.133	20.350	42.517
GOR 16	39.701	17.153	43.146
GOR 16	41.998	13.360	44.643
GOR 16	28.582	32.154	39.264
GOR 16	40.458	17.932	41.610
GOR 9	41.356	16.103	42.541
GOR 9	33.109	42.435	24.456
GOR 9	37.436	21.105	41.460
GOR 9	37.991	21.584	40.425
GOR 9	31.610	51.108	17.282
GOR 9	42.226	14.207	43.567
GOR 9	47.325	12.805	39.870
GOR 9	38.064	20.232	41.704
GOR 9	46.647	13.333	40.021
GOR 15-2	49.257	11.165	39.578
GOR 15-2	49.168	13.957	36.875
GOR 15-2	44.336	30.106	25.558
GOR 15-2	50.918	10.244	38.838
GOR 15-2	49.654	11.851	38.495
GOR 15-2	49.521	10.442	40.037
GOR 15-2	57.526	19.243	23.230
GOR 15-2	47.474	33.007	19.519
GOR 15-2	48.714	10.422	40.864
GOR 15-2	49.159	13.417	37.424
GOR 15-2	38.016	38.790	23.194
GOR 15-2	31.041	31.635	37.324
GOR 3	41.261	12.832	45.907
GOR 3	33.539	24.853	41.608
GOR 3	41.490	12.465	46.044

continuación

Muestra	En	Fe	Wo
GOR 13	30.50	23.17	46.33
GOR 13	63.35	12.12	24.53
GOR 13	66.13	13.26	20.61
GOR 17	37.26	20.66	42.08
GOR 17	32.06	27.98	39.95
GOR 17	17.71	43.67	38.62
GOR 17	41.35	14.11	44.53
GOR 17	40.90	15.35	43.75
GOR 17	41.82	13.13	45.06
GOR 17	42.82	13.44	43.74
GOR 17	39.85	18.08	42.07
GOR 17	43.37	12.66	43.97
GOR 17	27.17	36.14	36.69
GOR 17	25.52	37.76	36.72
GOR 17	42.80	13.12	44.09
GOR 17	42.48	13.27	44.25
GOR 22	41.69	17.51	40.80
GOR 22	42.99	14.67	42.33
GOR 22	43.93	14.91	41.16
GOR 22	44.79	13.38	41.83
GOR 08	52.54	15.23	32.23
GOR 08	49.13	14.75	36.13
GOR 08	37.21	26.98	35.81
GOR 08	50.11	10.59	39.30
GOR 08	46.12	14.52	39.36
GOR 08	48.02	24.53	27.44
GOR 11	41.01	21.60	37.39
GOR 11	46.85	14.50	38.65
GOR 11	40.63	22.36	37.01
GOR 11	37.86	29.43	32.71
GOR 11	37.63	27.62	34.75
GOR 11	34.67	23.27	42.06
GOR 11	49.66	11.98	38.36
GOR 11	45.88	16.88	37.24
GOR 11	38.48	28.69	32.84

continuación

Muestra	En	Fe	Wo
GOR 11	40.03	26.74	33.24
GOR 11	39.57	30.71	29.72
GOR 11	49.01	11.54	39.45
GOR 11	50.58	10.32	39.10
GOR 11	35.03	23.52	41.45

Tabla 9. Composición de anfíbol.

Muestra	Comentario	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	F	SO ₂	P ₂ O ₅	Cl	Total
GOR 3	Spnf-Dark	50.79	0.02	1.04	0.16	11.61	0.17	0.23	25.43	0.77	0.00	0.00							90.23
GOR 3	Spinifex	49.35	0.01	0.12	0.14	4.96	0.06	0.29	31.94	0.37	0.00	0.00							87.24
GOR 3	Amph-Core	57.03	0.01	0.40	0.23	7.76	0.06	0.37	26.04	0.14	0.00	0.00							92.04
GOR 3	Amph-Rim	52.76	0.02	0.80	0.24	10.96	0.14	0.25	25.37	0.25	0.00	0.00							90.79
GOR 3	Amph	52.06	0.01	0.13	0.17	7.40	0.09	0.32	28.58	0.27	0.00	0.00							89.03
GOR 3	Amph	43.50	0.01	5.63	0.20	12.60	0.11	0.18	23.28	0.48									85.99
GOR 3	Amp-Core	48.91	0.00	4.70	0.11	15.33	0.15	0.08	20.10	0.84	0.43	0.00							90.66
GOR 3	Amph-Spnfx	54.83	0.00	2.06	0.24	9.99	0.13	0.31	24.43	0.25	0.25	0.09							92.59
GOR 3	Amph-Spnfx	54.40	0.01	1.94	0.20	9.76	0.10	0.25	24.88	0.26	0.27	0.09							92.17
GOR 3	Amph-Spnfx	42.36	0.00	3.76	0.16	12.60	0.11	0.22	26.52	0.59	0.42	0.00							86.73
GOR 3	Amph	41.69	0.00	7.84	0.03	16.51	0.14	0.06	21.00	0.22	0.19	0.00							87.68
GOR 22	Amph_Core	39.39	0.03	0.23	0.01	17.36	0.18	0.16	22.65	0.25	0.00	0.00							80.26
GOR 22	Amph_Rim	43.49	0.01	1.97	0.05	13.95	0.12	0.03	26.34	0.35	0.00	0.00							86.32
GOR 22	Amph_inOl	52.02	0.30	1.36	0.01	20.06	0.57	0.00	21.12	3.36	0.16	0.02							98.99
GOR 22	Amph_inCpx	53.21	0.22	0.93	-0.01	20.94	0.56	0.02	22.31	1.15	0.00	0.00							99.35
GOR 15-2	Amph	54.28	0.00	2.94	0.02	9.40	0.02	0.16	24.44	0.15	0.09	0.00							91.50
GOR 22	Amph_Serp	57.96	0.01	0.97	0.01	8.39	0.08	0.14	26.72	0.04	0.00	0.00							94.33
GOR 15-2	Amph-Rim	59.08	0.00	1.08	0.00	5.98	0.01	0.17	27.10	0.10	0.05	0.00							93.56
GOR 22	Amph	40.48	0.00	2.95	0.00	10.98	0.15	0.00	33.05	0.09									87.70
GOR 22	Amph_Core	47.98	0.01	0.44	0.06	11.49	0.15	0.10	28.24	0.15	0.00	0.00							88.62
GOR 22	Amph_Rim	43.02	0.01	0.27	0.06	13.68	0.24	0.03	28.42	0.20	0.00	0.00							85.93
GOR 22	Amph-Core	38.58	0.01	0.52	0.07	19.09	0.23	2.17	25.51	0.20	0.10	0.01	0.01	0.05	0.00			0.09	86.65
GOR 22	Amph-Rim	42.98	0.01	0.32	0.04	10.25	0.13	0.07	34.50	0.11	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00			0.04	88.52
GOR 22	Amph_Core	43.73	0.01	0.80	0.06	13.60	0.18	0.06	28.73	0.20	0.06	0.02	0.03	-0.02	0.00			0.09	87.58
GOR 22	Amph_Rim	42.99	0.01	0.94	0.07	13.29	0.16	0.08	28.14	0.20	0.07	0.02	-0.01	-0.01	0.00			0.08	86.05
GOR 17-3	Amph	49.19	0.03	2.56	0.00	17.90	0.38	0.08	19.01	0.51									89.67

Tabla 10. Clasificación de anfíbol.

	(Ca+Na) (B)	Na (B)	(Na+K) (A)	Mg/(Mg+Fe ²)	Fe ³ /(Fe ³ +Alvi)	Sum of S2	Clasificación	Alternativa en monoclinico
GOR 3	0.123	0.000	-0.002	0.884	1.000	14.877	anthophyllite magnesio-	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.059	0.000	-0.002	1.000	1.000	15.222	anthophyllite	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.022	0.000	-0.002	0.857	0.000	14.777	anthophyllite magnesio-	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.039	0.000	-0.002	1.000	1.000	14.604	anthophyllite magnesio-	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.042	0.000	-0.002	1.000	1.000	14.860	anthophyllite	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.080	0.000	0.000	0.955	1.000	14.920	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.142	0.005	0.121	0.712	0.265	14.863	anthophyllite	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.107	0.069	0.017	0.813	0.000	14.813	anthophyllite	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.116	0.075	0.016	0.820	0.000	14.847	anthophyllite	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.098	0.000	0.126	1.000	1.000	15.094	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 3	0.038	0.001	0.055	0.889	1.000	14.963	gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.045	0.000	-0.003	1.000	1.000	15.000	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.059	0.000	-0.002	1.000	1.000	15.082	magnesio-gedrite magnesio-	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.536	0.042	0.003	1.000	1.000	14.063	anthophyllite magnesio-	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.167	0.000	-0.002	1.000	1.000	14.336	anthophyllite	magnesio-cummingtonite
GOR 15-2	0.047	0.024	-0.001	0.822	0.000	14.835	anthophyllite Magnesio-	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.006	0.000	-0.002	1.000	0.924	14.513	anthophyllite	magnesio-cummingtonite

continuación

	(Ca+Na) (B)	Na (B)	(Na+K) (A)	Mg/(Mg+Fe ²)	Fe ³ /(Fe ³ +Alvi)	Sum of S ₂	Clasificación	Alternativa en monoclinico
GOR 15-2	0.027	0.012	-0.001	0.890	0.000	14.693	anthophyllite	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.014	0.000	0.000	1.000	1.000	15.781	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
							magnesio-	
GOR 22	0.024	0.000	-0.002	1.000	1.000	15.034	anthophyllite	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.034	0.000	-0.002	1.000	1.000	15.289	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.035	0.000	0.035	1.000	1.000	15.370	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.019	0.000	0.014	1.000	1.000	15.752	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.036	0.000	0.023	1.000	1.000	15.266	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 22	0.033	0.000	0.026	1.000	1.000	15.259	magnesio-gedrite	magnesio-cummingtonite
GOR 17-3	0.085	0.000	0.000	0.677	0.662	14.915	anthophyllite	Cummingtonite

Tabla 11. Composición de vidrio volcánico.

	GOR9	GOR 17-3	GOR 17-3	GOR 17-3	GOR 22	GOR 08	GOR 08	GOR 08	GOR 11
SiO ₂	35.58	31.79	31.78	49.84	35.87	71.67	56.81	51.02	35.63
TiO ₂	0.08	0.19	0.05	0.06	0.04	1.51	3.80	1.22	0.43
Al ₂ O ₃	22.50	11.85	14.82	29.80	25.76	7.01	8.24	5.97	10.47
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	-0.01	0.01	0.01		0.06	0.05	0.01
FeO	15.34	24.80	20.63	2.26	4.63	3.76	6.84	12.25	18.47
MnO	0.25	0.23	0.28	0.03	0.11	0.09	0.15	0.32	0.28
NiO	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01		0.01	0.01	0.02
MgO	6.31	14.32	16.89	0.86	4.35	1.78	9.30	14.72	11.62
CaO	8.05	0.71	1.58	14.69	20.61	7.50	13.93	13.37	6.13
Na ₂ O	2.03	0.55	0.16	2.63	0.07	1.47	1.67	0.96	0.43
K ₂ O	0.09	0.09	0.06	0.00	0.01	0.06	0.15	0.07	0.07
SrO	0.06	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
BaO	0.00	-0.03	0.00	-0.02	0.00	-0.28	-0.84	-0.19	-0.09
F	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00		0.03	0.01	0.01
SO ₂	0.02	0.03	0.01	0.00	0.04		0.00	0.00	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01		0.10	0.13	0.01
Cl	0.05	0.12	0.01	0.01	0.03		0.00	0.01	1.13
Total	90.39	84.73	86.29	100.22	91.57	94.88	101.12	100.13	84.73

Bibliografía

- ◇ Abbott, D.H. e Isley, A. E. (2002). "Extraterrrestrial influences on mantle plume volcanism". Earth and Planetary Science Letters. **205**(1-2): 53-62.
- ◇ Aitken, B.G. y Echeverria, L.M. (1984a). "Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Colombia." Contributions to Mineralogy and Petrology. **86**(1): 94-105.
- ◇ Aitken, B.G. y Echeverria, L.M. (1984b). "Explosive ultramafic volcanism on Gorgona Island, Colombia". AGU 1984 spring meeting, American Geophysical Union, 65. **16**: 300.
- ◇ Allegre, C.J. (1982). "Genesis of Archaean komatiites in a wet ultramafic subducted plate". En: Arndt N. T., y Nisbet E. G. (Eds.), Komatiites. Springer-Verlag, Berlin, 495-500.
- ◇ Álvarez, E. y González, H. (1978). "Geología y geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao)". Mapa escala 1:100.000, Ingeominas, Medellín. **1761**: 347.
- ◇ Álvarez, J.A. (1983). "Geología de la Cordillera Central y el Occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Meso-Cenozoicos". Boletín Geológico, Ingeominas, Bogota. **2**(6/2): 175.
- ◇ Anderson, D.L. (2000). "The Statistics and Distribution of Helium in the Mantle". International Geology Review. **42**: 289-311.
- ◇ Anderson, D.L. (2007). "The New Theory Of The Earth". Cambridge University Press, New York. 384 pp.
- ◇ Arndt, N.T. y Nisbet, E.G. (1982). "What is a komatiite?". En: Arndt y Nisbet (eds.), Komatiites. George Allen y Unwin, Boston, Sydney. 19-27.
- ◇ Arndt, N.T. (1983). "Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archean plate-tectonic process". Geology. **11**(7): 372-375.
- ◇ Arndt, N.T. y Nesbitt, R.W. (1984). "Magma mixing in komatiitic lavas from Munro Township, Ontario". En: Kröner (eds.), Archaean Geochemistry. Springer, Berlin, Heidelberg. 99-114.

- ◇ Arndt, N.T., Kerr, A.C., y Tarney, J. (1997). "Dynamic melting in plume heads; the formation of Gorgona komatiites and basalts". Earth and Planetary Science Letters. **146**(1-2): 289-301.
- ◇ Arndt, N., Ginibre, C., Chauvel, C., Albarède, F., Cheadle, M., Herzberg, C., Jenner, G. y Lahaye, Y. (1998). "Were komatiites wet?". Geology. **26**(8): 739-742.
- ◇ Arndt, N.T. (2003). "Komatiites, kimberlites, and boninites". J. Geophys. Res. **108**(B6): 2293.
- ◇ Arndt, N.T., Leshner, C.M., Houlié, M.G., Lewin, E., y Lacaze, Y. (2004). "Intrusion and crystallization of a spinifex-textured komatiite sill in Dundonald Township, Ontario". Magma generation and evolution in the Earth: a tribute to Michael J O'Hara. **45**(12): 2555-2571.
- ◇ Aspden, J.A. y McCourt, W.J. (1984). "A middle Mesozoic oceanic terrane in the Central Cordillera of western Colombia". Geologia Norandina. **9**: 19-26.
- ◇ Barrero, D. (1979). "Geology of the Western Cordillera, west of Buga and Roldadillo, Colombia". Publicaciones Geológicas Especiales de Ingeominas. **4**: 1-75.
- ◇ Botero, A.G. (1963). "Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia". Anales de la Facultad de Minas. **57**: 3101.
- ◇ Brandon, A.D., Walker, R.J., Puchtel, I.S., Becker, H., Humayun, M. y Revillon, S. (2003). "¹⁸⁶Os-¹⁸⁷Os systematics of Gorgona Island komatiites: implications for early growth of the inner core". Earth and Planetary Science Letters. **206**(3-4): 411-426.
- ◇ Brook, M. (1984). "New radiometric age data from S.W. Colombia". Ingeominas, Cali. **10**: 1-25.
- ◇ Burke, K. (1988). "Tectonic evolution of the Caribbean". Annual Review of Earth and Planetary Sciences. **16**: 210-230.
- ◇ Cameron, W.E. y Nisbet, E.G. (1982). "Phanerozoic analogues of komatiitic basalts". En: Arndt, N.T. y Nisbet, E.G. (Eds), Komatiites. G. Allen & Unwin, 29-50.
- ◇ Case, J. E. (1974). "Oceanic Crust Forms Basement of Eastern Panama". Geological Society of America Bulletin. **85**(4): 645-652.

- ◇ Cediel, F., Shaw, R. P., Cáceres, C. (2003). "Tectonic assembly of the Northern Andean Block". En: Bartolini, C., Buffler, R.T. y Blickwede (eds.), *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. 815–848.
- ◇ Chauvel, C., Hofmann, A.W. y Vidal. Ph. (1992). "HIMU-EM, the French Polynesian Connection". Earth Planet. Sci. Lett. **110**: 99-119.
- ◇ Cheadle, M.J. y Sparks, D. (2002). "Can komatiites be 'dry' plume-type magmas?". Geochim. Cosmochim. Acta. **66**: 133.
- ◇ Cox, A., y Hart, R.B. (1986). "Plate Tectonics: How It Works". Blackwell Scientific Publications. Oxford, UK. 392 pp.
- ◇ Dietrich, V.J., Gansser, A., Sommerauer, J. y Cameron, W.E. (1981). "Palaeogene komatiites from Gorgona Island, East Pacific; a primary magma for ocean floor basalts?" Geochemical Journal. **15**(3): 141-161.
- ◇ Duncan, R.A. y Green, D.H. (1980). "The role of multistage melting in the formation of oceanic crust". Geological Society of America. **8**(1): 22-26
- ◇ Duncan, R.A. y Hargraves, R.B. (1984). "Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame". En Bonini, W.E., Hargraves, R.B., y Shagam, R. (Eds.). *The Caribbean-South American Plate Boundary y Regional Tectonics*. Mem.-Geol. Soc. Am. **162**: 81-94.
- ◇ Dupre, B. y Echeverria, L.M. (1984). "Pb isotopes of Gorgona Island (Colombia); isotopic variations correlated with magma type". Earth and Planetary Science Letters. **67**(2): 186-190.
- ◇ Echeverria, L.M. (1980). "Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia; field relations and geochemistry." Contributions to Mineralogy and Petrology. **73**(3): 253-266
- ◇ Echeverria, L.M. y Hofmann, A.W. (1980). "Gorgona komatiites; petrogenesis and relationship to other high-magnesium magmas." Year Book - Carnegie Institution of Washington. **79**(79): 447-452.
- ◇ Echeverria, L.M. (1982). "Komatiites from Gorgona Island, Colombia". En: Arndt, N.T. y Nisbet, E.G. (Eds), *Komatiites*. Allen & Unwin, London.
- ◇ Echeverria, 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.

- ◇ Engebretson, D.C., Cox, A. y Gordon, R.G. (1985) "Relative Motions between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin." Geological Society of America. 206.
- ◇ Espinoza, A., Delaloye, M. y Wagner, J.J. (1982). "Radiometric ages of the Gorgona Island (Colombia) komatiitic ophiolite". Ofioliti. **7**(2-3): 237-238.
- ◇ Estrada, J. (1995). "Paleomagnetism and accretion events in the northern Andes". Ph.D. Dissertation thesis, State University of New York, Binghamton
- ◇ Etayo, F., Parra, E. y Rodriguez, G. (1982). "Análisis facial del Grupo del Dauga con base en las secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca)". Geología Norandina. **5**: 3-12.
- ◇ Feininger, T. y Bristow, C.R. (1980). "Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador." Geologische Rundschau. **69**(3): 849-874.
- ◇ Fyfe, W.S. (1998). "Energy flow and geosphere interactions archaean to the present: the foundation of the global resource base". Precambrian Research. **91**: 5-13.
- ◇ Gansser, A. (1950). "Geological and petrographical notes on Gorgona island in relation to northwestern S. America." Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen = Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie. **30**(2): 219-237.
- ◇ Gansser, A. (1963). "Quarzkristalle aus den kolumbianischen Anden (Suedamerika)." Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen = Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie. **43**(1): 91-103.
- ◇ Gansser, A. (1973). "Facts and theories on the Andes." Journal of the Geological Society of London. **129**(1): 93-131.
- ◇ Gansser, A., Dietrich, V.J. y Cameron, W.E. (1979). "Palaeogene komatiites from Gorgona Island". Nature. **278**(5704): 545-546.
- ◇ Gómez, A., Moreno, M. y Pardo, A. (1995). "Edad y origen de Complejo metasedimentario de Aranzazu-Manizales en los alrededores de Manizales (Departamento de Caldas, Colombia)." Geología Colombiana. **19**: 83–93.

- ◇ González, H. (1980). "Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina)". Boletín Geológico. INGEOMINAS. **23**: 174.
- ◇ Goossens, P.J. y Rose Jr, W.I. (1973). "Chemical Composition and Age Determination of Tholeiitic Rocks in the Basic igneous Complex, Ecuador." Geological Society of America Bulletin. **84**(3): 1043-1051.
- ◇ Green, D.H. (1972). "Archaean greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar maria?". Earth and Planetary Science Letters. **15**(3): 263-270.
- ◇ Green, D.H., Nicholls, I.A., Viljoen, M., y Viljoen, R. (1975). "Experimental Demonstration of the Existence of Peridotitic Liquids in Earliest Archean Magmatism." Geology. **3**(1): 11-14.
- ◇ Grove, T.L. y Parman, S.W. (1999). "Conditions of magma generation for Archean komatiites from the Barberton Mountainland, South Africa." Mantle petrology; field observations and high-pressure experimentation; a tribute to Francis R. **6**: 155-167.
- ◇ Grove, T.L. y Parman, S.W. (2004). "Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites." Earth and Planetary Science Letters. **219**(3-4): 173-187.
- ◇ Halliday, A.N., Lee, D., Tommasini, S., Davies, G.R., Paslick, C.R., Godfrey Fitton, J. y James, D.E. (1995). "Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle." Earth and Planetary Science Letters. **133**(3-4): 379-395.
- ◇ Hauff, F., Hoernle, K., Schmincke, H. y Werner, R. (1997). "A Mid Cretaceous origin for the Galapagos hotspot; volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal segments." Geologische Rundschau **86**(1): 141-155.
- ◇ Hauff, F., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Alvarado, G. y Garbe-Schönberg, D. (2000). "Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: contributions to the geotectonic evolution of Central America". Geochem. Geophys. Geosyst. **1**(5): 1009.
- ◇ Hauff, F., Van den Bogaard, P., Hoernle, K., Werner, R. y Alvarado, G. (2000). "Early Cretaceous (116-138 Ma) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of fresh glasses from the Caribbean LIP basement; Nicoya Peninsula, Costa Rica". American Geophysical Union 2000 fall meeting. Anonymous, American

Geophysical Union. **81**: 1205.

- ◇ Herzberg, C. (1992). "Depth and degree of melting of komatiites." Journal of Geophysical Research. **97**(B4): 4521-4540.
- ◇ Herzberg, C. (1995). "Generation of Plume Magmas through Time – an Experimental Perspective". Chemical Geology. **126**: 1-16.
- ◇ Herzberg, C., Asimow, P. D., Arndt, N., Niu, Y., Leshner, C. M., Fitton, J. G., Cheadle, M. J. y Saunders, A.D. (2007). "Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites". Geochem. Geophys. Geosyst. **8**
- ◇ Hoernle, K., Hauff, F. y Van den Bogaard, P. (2004). "70 m.y. history (139-69 Ma) for the Caribbean large igneous province". Geology. **32**: 697-700.
- ◇ Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G. y Garbe-Schönberg, D. (2002). "Missing history (16-71 Ma) of the Galapagos hotspot; implications for the tectonic and biological evolution of the Americas." Geology. **30**(9): 795-798.
- ◇ Hofmann, A.W. y White, W.M. (1982). "Melting history and source characteristics of FAMOUS basalts. Fifth international conference on Geochronology, cosmochronology and isotope geology. Anonymous, publisher varies. **5**: 148-149.
- ◇ Hollings, P.N., Wyman, D., y Kerrich, R. (1999). "Komatiite-basalt-rhyolite volcanic association in northern Superior Province greenstone belts: significance of plume-arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province". Lithos. **46**: 137-161.
- ◇ Hubach, E. y Alvarado, B. (1934). "Geología de los Departamentos Valle y Cauca, en especial del carbón". Serv. Geol. Nal., Inf. (Inéd.), Bogotá. **224**: 467.
- ◇ Hubach, E. (1957). "Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia". Informe 1212 (Inédito). Servicio Geológico Nacional, Bogotá. 166.
- ◇ Inoue, T., Rapp, R.P., Zhanga, J., Gasparika, T., Weidner, D.J. y Irifune, T. (2000). "Garnet fractionation in a hydrous magma ocean and the origin of Al-depleted komatiites; melting experiments of hydrous pyrolite with REEs at high pressure." Earth and Planetary Science Letters. **177**(1-2): 81-87.
- ◇ Irving, E.M. (1975). "Structural evolution of the northernmost Andes,

- Colombia". U. S. Geological Survey, Professional Paper. 846.
- ◇ Jensen L.S. (1976). "A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks". Ontario Division of Mines, Miscellaneous. **66**: 22.
 - ◇ Jensen, L.S., y Pyke, D.R. (1982). "Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt". En Arndt, N.T. y Nisbet, E.G. (eds.), *Komatiites*. London, George Allen and Unwin. 147-157.
 - ◇ Kamenetsky, V.S., Sobolev A., McDonough. 2003. "Melt inclusion evidence for a volatile enriched (H₂O, Cl, B) component in parental magmas of Gorgona island komatiites." Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 14774.
 - ◇ Kamenetsky, V.S., Elburg, M.A., Arculus, R.J y Thomas, R. (2006). "Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magmas". Chemical Geology. **233**(3-4): 346-357.
 - ◇ 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., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A. Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., y Sinton, C.W. (1997). "Cretaceous basaltic terranes in western Colombia; elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis". Journal of Petrology. **38**(6): 677-702.
 - ◇ Kerr, A.C., White, R.V. y Saunders, A.D. (2000). "LIP reading; recognizing oceanic plateaux in the geological record." Journal of Petrology. **41**(7): 1041-1056.
 - ◇ Kerr, A.C. y Arndt, N. (2001). "A note on the IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks; discussion and reply." Journal of Petrology. **42**(11): 2169-2174.
 - ◇ Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G.F. y Duncan, R.A. (2002). "Pervasive mantle plume head heterogeneity: Evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau". Journal of Geophysical Research. **107**(B7): 2140.
 - ◇ Kerr, A.C. (2005). "La Isla de Gorgona, Colombia; a petrological enigma?" Lithos. **84**(1-2): 77-101.

- ◇ Kerr, A.C. y Tarney, J. (2005). "Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America; the case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus". Geology. **33**(4): 269-272.
- ◇ Kerrich, R. y Wyman, D.A. (1998). "Komatiite-tholeiite and boninite series volcanic associations of the Abitibi greenstone belt; plume-protarc interaction, and crustal growth". V M Goldschmidt conference. J. Schott, Mineralogical Society. **62A**: 767-768.
- ◇ Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., De Lépinay, B.M., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F. y Sénébier, F. (2000). "Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province." Journal of Geophysical Research. **105**(B4): 8403-8421.
- ◇ Lebrat, M., Megard, F., Juteau, T. y Calle, J. (1985). "Pre-orogenic volcanic assemblages and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S". International Journal of Earth Sciences. **74**(2): 343-351.
- ◇ Lonsdale, P. (1978). "Ecuadorian subduction system." AAPG Bulletin. **62**(12): 2454-2477.
- ◇ Lozano, H., Perez, H.S. y Vesga, C.J. (1984). "Prospección geoquímica y génesis del mercurio en el flanco Occidental de la Cordillera Central de Colombia, municipios de Aranzazu, Salamina y Pacora, Departamento de Caldas." Boletín Geológico – Ingeominas. **27**(1): 77-169.
- ◇ Macia, C. (1985). "Características petrográficas y geoquímicas de rocas basálticas de la Península de Cabo Corrientes (Serranía de Baudó), Colombia." Geología Colombiana. **14**: 25-38.
- ◇ Marcaillou, B., Spence, G., Wang, K., Collot, J.Y. y Ribodetti, A. (2008). "Thermal segmentation along the N. Ecuador-S. Colombia margin (1-4 degrees N); prominent influence of sedimentation rate in the trench." Earth and Planetary Science Letters. **272**(1-2): 296-308.
- ◇ Masliwec, A. y York, D. (1984). "⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Sudbury minerals". En: GAC/AGC-MAC/AMC joint annual meeting, program with abstracts, GAC, MAC, CGU, Joint. Annual Meeting. **9**: 88.
- ◇ Mauffret, A. y Leroy, S. (1997). "Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province." Tectonophysics. **283**(1-4): 61-104.

- ◇ McCourt, W.J., Aspden, J.A. y Brook, M. (1984). "New geological and geochronological data from the Colombian Andes; continental growth by multiple accretion." Journal of the Geological Society of London. **141**(5): 831-845.
- ◇ McDonough, W.F. y Sun, S.-s. (1995). "The composition of the Earth". Chemical Geology. **120**: 223-254.
- ◇ Meibom, A., Anderson, D.L., Sleep, N.H., Frei, R., Chamberlain, C.P., Hren, M.T., y Wooden, J.L. (2003). "Are high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in oceanic basalts an indicator of deep-mantle plume components?". Earth and Planetary Science Letters. **208**(3-4): 197-204.
- ◇ Moreno, M. y Pardo, A. (2003). "Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate". En C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. F. Blickwede, (eds.), *The CircumGulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologist. **79**: 891-924.
- ◇ Mori, L., Gómez Tuena, A., Cai, Y. y Goldstein, S.L. (2007). "Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt". Chemical Geology. **244**: 452-47.
- ◇ Müller, R., Royer, J.Y. y Lawver, L.A. (1993). "Revised plate motion relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks". Geology. **21**: 275–278.
- ◇ Nelson, H.W. (1959). "Contribution to the Geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali". Leidsche Geol. Mede. **22**:1-75. Leiden.
- ◇ Nesbitt, R. W. y Sun, S.-s. (1976). "Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites." Earth and Planetary Science Letters. **31**(3): 433-453.
- ◇ Nisbet, E.G. y Walker, D. (1982). "Komatiites and the structure of the Archaean mantle." Earth and Planetary Science Letters. **60**(1): 105-113.
- ◇ Nisbet, E.G. y Cheadle, M.J. (1992). "Constraints on Archaean magmatism from fresh komatiites". 29th international geological congress. Anonymous, International Geological Congress. **29**: 48.

- ◇ Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T. y Bickle, M.J. (1993). "Constraining the potential temperature of the Archaean mantle; a review of the evidence from komatiites". *Lithos*. **30**(3-4): 291-307.
- ◇ Niu, Y. y O'Hara, M.J. (2003). "Origin of ocean island basalts; a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations." *Journal of Geophysical Research*. **108**(B4).
- ◇ Nivia, A. (1987). "The geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic sequences, SW Colombia". University of Leicester, U.K. Unpublished M.Phil. Tesis. 164.
- ◇ Nivia, Á. (2001). "Mapa geológico del Departamento del Valle del Cauca". Escala 1:250.000. Mapa y memoria explicativa. *INGEOMINAS*, Bogotá. 148.
- ◇ Nivia, A.; Marriner, G. F.; Kerr, A. C. y Tarney, J. (2006). "The Quebradagrande Complex: a Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes". *Journal of South American Earth Sciences*. **21**: 423-436.
- ◇ Nna-Mvondo, D. y Martínez-Frías, J. (2007). "Review komatiites: from Earth's geological settings to planetary and astrobiological contexts". *Earth, Moon and Planets*. **100**(3-4): 157-179.
- ◇ Parman, S.W. y Grove, T.L. (2001). "The production of Barberton Komatiites in an Archean subduction zone." *The Kaapvaal Project: formation and evolution of cratons*. **28**(13): 2513-2516.
- ◇ Parman, S.W., Grove, T.L. y Dann, J.C. (2004). "A subduction origin for komatiites and cratonic lithospheric mantle." *Kaapvaal Craton* **107**(1-2): 107-118.
- ◇ Parman, S.W. y Grove, T.L. (2005). "Komatiites in the plume debate." *Plates, plumes, and paradigms*. **388**: 249-256.
- ◇ Pilet, S., Hernandez, J., Sylvester, P. y Poujol, M. (2005). "The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity". *Earth Planet. Sci. Lett.* **236**: 148-166.
- ◇ Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G. y Higgs, R. (2005). "Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions; tectonic controls on basin development in proto-

- Caribbean margins." En H.G. Ave Lallement y V.B. Sisson, (eds.), *Caribbean-South American Plate Interactions*. Venezuela: GSA Special Paper. 394: 7-52.
- ◇ Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K-P., Maresch, W.V. y Draper, G. (2006) "Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved". En: Iturralde-Vinent, M.A. y E.G. Lidiak (eds.), *Caribbean Plate Tectonics*. *Geologica Acta*. **4**(1-2): 303-341.
 - ◇ Pindell, J., Kennan, L.M. (2009). "Exploration Framework Atlas Series: Volume I: Colombia". *Tectonic Analysis Ltd.* (<http://www.tectonicanalysis.net/site/atlasintro/default.htm>).
 - ◇ Pindell, J.L. y Kennan, L. (2009), en prensa. "Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update". En: James, K., Lorente, M.A. y Pindell, J. (eds.), *The geology and evolution of the region between North and South America*. Geological Society of London, Special Publication (esperado para fines de 2009).
 - ◇ Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F.J. y Jackson, M.G.(2007). "Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling." *Chemical Geology*. **241**(3-4): 177-206.
 - ◇ Revillon, S., Chauvel, C., Arndt, N.T., Pik, R., Martineau, F., Fourcade, S. y Marty, B. (2002). "Heterogeneity of the Caribbean plateau mantle source: Sr, O and He isotopic compositions of olivine and clinopyroxene from Gorgona Island". *Earth and Planetary Science Letters*. **205**(1-2): 91-106
 - ◇ Revillon, S., Arndt, N.T., Chauvel, C. y Hallot, E. (2000). "Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona Island, Colombia: the plumbing system of an oceanic plateau." *Journal of Petrology*. **41**(7): 1127-1153.
 - ◇ Rodriguez, G. (1981). "Facies prehnita-pumpellita en rocas de los grupos Diabásicos y Dauga en la parte central y sur de la Cordillera Occidental, Colombia". *Geología Norandina*. **3**: 3-10.
 - ◇ Rollinson, H. (1993). "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation". *Longman Scientific & Technical*. Essex, England. 352 pp.
 - ◇ Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J. y Estrada, J.J. (1998). "An oceanic flood basalt province within the Caribbean Plate." *Earth and Planetary Science Letters*. **155**(3-4): 221-235.
 - ◇ Steiger, R.H. y Jaeger, E. (1977). "Subcommission on geochronology;

convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology." Earth and Planetary Science Letters. **36**(3): 359-362.

- ◇ Steinberger, B.M. y O'Connell, R.J. (2002). "Hotspot motion and shape of plume conduits as inferred from global mantle flow models". American Geophysical Union 2002 fall meeting. Anonymous, American Geophysical Union. **83**: 1022.
- ◇ Storey, M., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W. y Saunders, A.D. (1991). "Are oceanic plateaus the site of komatiite formation?". Geology **19**: 376–379.
- ◇ Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes." Magmatism in the ocean basins. **42**: 313-345.
- ◇ Takahashi, E. y Scarfe, C.M. (1985). "Melting of peridotite to 14 GPa and the genesis of komatiite." Nature. **315**(6020): 566-568.
- ◇ Thomson, S.N., Zattin, M., Reiners, P.W. y Brandon, M.T. (2003). "Cross-comparison of the apatite fission-track and (U-Th)/He thermochronologic systems in post-depositionally reheated sedimentary rocks". Geological Society of America Abstracts with Programs. **35**(6): 295.
- ◇ Thompson P.M., Kempton, P.D., White, R.V., Kerr, A.C., Tarney, J., Saunders, A.D. y Fitton, J.G. (2004). "Hf-Nd isotope constraints on the origin of the Cretaceous Caribbean Plateau and its relationship to the Galapagos Plume." Earth and Planetary Science Letters. **217**(1-2): 59-75.
- ◇ Toussaint, J.F. y Restrepo, J.J. (1974). "Algunas consideraciones sobre la evolución estructural de los Andes Colombianos". Publicaciones Especiales de Geología. Facultad Nacional de Minas, Medellín. **4**: 17.
- ◇ Toussaint, J.F. y Restrepo, J.J. (1976). "Modelos orogénicos de tectónica de placas en los andes colombianos". Universidad Nacional de Colombia Departamento de Ciencias de la Tierra Facultad de Ciencias, Medellín. 47 pp.
- ◇ Traverse, A. (2007). "Paleopalynology; second edition". Springer, New York, NY. 813 pp.
- ◇ Tschopp, H.J. (1948). "Geologische Skizze von Ekuador." Bulletin der Vereinigung Schweizerisches Petroleum -Geologen und -Ingenieur. **15**(48): 14-45.

- ◇ Viljoen, M.J. y 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, Upper Mantle Project". Special Publication—Geological Society of South Africa. **2**: 55–85.
- ◇ Walker, R. J., Echeverria, L.M., Shirey, S.B. y Horan, M.F. (1991). "Re-Os isotopic constraints on the origin of volcanic rocks, Gorgona Island, Colombia; Os isotopic evidence for ancient heterogeneities in the mantle." Contributions to Mineralogy and Petrology. **107**(2): 150-162.
- ◇ Walker R.J., Storey, M., Kerr, A.C., Tarney, J. y Arndt, N.T. (1999). "Implications of ¹⁸⁷Os isotopic heterogeneities in a mantle plume; evidence from Gorgona Island and Curacao." Geochimica et Cosmochimica Acta. **63**(5): 713-728.
- ◇ Weaver, B.L. (1991). "The origin of ocean island end-member compositions: trace element and isotopic constraints". Earth Planet. Sci. Lett. **104**: 381-397
- ◇ Wilson, A.H. y Shirey, S.B. (2003). "Archaean ultra-depleted komatiites formed by hydrous melting of cratonic mantle." Nature. **423**(6942): 858-861.
- ◇ York, D., López Martínez, M., y De Basabe Delgado, .J. (2004). "Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the beststraight line". Am. J. Phys. **72**(3).