



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**SIENITAS DE LA ISLA ROBINSON CRUSOE, DORSAL
DE JUAN FERNÁNDEZ: INTERPRETACIÓN
PETROGENÉTICA Y SIGNIFICADO GEOLÓGICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
ROBERTO SEBASTIÁN MOLINA SANDOVAL

PROFESOR GUÍA:
LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO ALEJANDRO FARÍAS THIERS
JAVIER ANTONIO REYES VIZCARRA

SANTIAGO DE CHILE

2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Geólogo
POR: Roberto Sebastián Molina Sandoval
FECHA: 26/06/2018
PROFESOR GUÍA: Luis Enrique Lara Pulgar**

SIENITAS DE LA ISLA ROBINSON CRUSOE, DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ: INTERPRETACIÓN PETROGENÉTICA Y SIGNIFICADO GEOLÓGICO

La isla Robinson Crusoe (UTM 17H 699754 m E, 6275490 m N) corresponde a relictos de un complejo volcánico de intraplaca perteneciente a la Dorsal de Juan Fernández, un *ridge* asísmico de orientación aproximada E-W ubicado en la placa de Nazca. Se compone principalmente por secuencias basálticas, escasos niveles sedimentarios y un intrusivo félsico. Este cuerpo denominado Intrusivo Punta Larga (IPL) aflora en la península suroccidental de la isla (UTM 17H 693961.98 m E, 6274247.52 m S) y comprende una anomalía magmática dentro del complejo volcánico. En el presente estudio, se realiza un estudio petrográfico y geoquímico del IPL, que junto a un análisis de geocronología U-Pb en circones y termocronología U-Th/He en apatitos busca interpretar petrogenéticamente este cuerpo, junto con entregar tasas de erosión a largo plazo, para así comprender el significado del IPL dentro de la evolución geológica de la isla Robinson Crusoe.

El Intrusivo Punta Larga corresponde a un conjunto de afloramientos discretos de rocas ígneas intrusivas clasificado como sienitas de clinopiroxeno. Se compone de cristales de plagioclasa ricas en calcio con bordes recrecidos de plagioclasa sódica y fracturas con relleno de ortoclasa, además de ortoclasa, clinopiroxeno y menor cuarzo. La roca albergadora corresponde a la Secuencia Punta Larga, unidad volcánica más antigua presente en la isla Robinson Crusoe. Es cogenético con la etapa de volcanismo tipo escudo presente en la isla y su proceso petrogenético dominante corresponde a una cristalización fraccionada de plagioclasa cálcica y clinopiroxeno, influenciada por un proceso de fraccionamiento de olivino y en menor medida de óxidos de Fe-Ti y apatito en los estadios tempranos del sistema magmático

El análisis conjunto de edades U/Pb en circones y U-Th/He en apatito indica que este cuerpo se cristaliza hace aproximadamente 3.8 Ma, emplazándose de forma somera a una profundidad entre 1.425-1.9 km aproximadamente, dentro o levemente por debajo de la zona de retención parcial del He para el sistema U-Th/He en cristales de apatito. Se infiere una tasa de erosión mínima con un rango entre 0.375-0.5 Km/Ma.

A los asgardianos ocultos sobre y dentro de la Tierra...

Bethor...

Agradecimientos

Antes que todo agradecer a mis padres Roberto y Mitsi por el constante apoyo, cariño y amor que me han brindado durante toda mi vida. Gracias por ser como son y hacer de mi lo que soy. Por sudar la gota gorda desde jóvenes, por darle frente a la vida con coraje y darme la oportunidad de estudiar esta hermosa carrera.

Agradecer a mi profesor guía el señor Luis Enrique Lara Pulgar por la oportunidad de trabajar en este hermoso proyecto enmarcado en entender la geología de la isla Robinson Crusoe, por su disponibilidad y orientación a la hora de realizar este trabajo de memoria. Además, agradecer al profesor Marcelo Farías y a Javier Reyes por estar presentes para resolver todo tipo de dudas, guiarme cada vez que fuese necesario, por lo mucho que me enseñaron y por lo momentos gratos al traspasar parte de su conocimiento. También, agradecer al CEGA por facilitar la información geocronológica necesaria para el correcto desarrollo de este trabajo. Gracias a los profesores, funcionarios y administrativos del departamento de Geología, por su importante labor y por ser parte trascendental del desarrollo de los estudiantes y futuros geólogos de este país.

Agradecer a mi hermano Vicente por hacerme ver la vida de una forma diferente, siempre a su manera. Gracias a la negrita por aparecer en mi camino y quedarse a caminarlo (literalmente) a mi lado. Gracias por el apaño, por escucharme y por tirarme para arriba cuando fuese necesario.

Agradecimientos especiales a Los Enks por sus risas, por cada cerveza compartida, por cada Quisco vivido y por cada pichanga jugada. Gracias por ser unos cabros bacanes, diversos, particulares y llenos de cosas buenas. Gracias a mis compañeros de Geología por hacer de la estadía en la universidad y de esos terrenos de campo unas experiencias inolvidables. Grande son Los Potopes, lejos el mejor grupo de trabajo, de experiencias, de caminatas en el cerro, de vinos con frutilla y zumbas en el patio. Grande mis huasitos de Talca (manden completos). Grande también el Roca Seniors, seguirán habiendo buenos triunfos y peleas en la cancha. Finalmente, darle las gracias a mis compañeros de la sección 5 del 2012 por hacer de los primeros años de Beauchef un tiempo lleno de lindos recuerdos y curiosas anécdotas, especialmente al Lalito y a la Tordi.

Sigan ahí, que yo también lo estaré.

Rayos y martillos.

Tabla de Contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos.....	1
1.1.1 General.....	1
1.1.2 Específicos	1
1.2 Formulación del problema	1
1.3 Hipótesis de trabajo	2
1.4 Ubicación y accesos	2
1.5 Metodología	2
2. Marco Geológico	4
2.1 Generalidades	4
2.2 Rocas estratificadas	4
2.2.1 Secuencia Punta Larga.....	4
2.2.2 Secuencia Puerto Inglés.....	5
2.2.3 Secuencia Bahía del Padre.....	6
2.2.4 Estratos de Bahía Tierra Blanca.....	8
2.2.5 Depósitos no consolidados.....	9
2.3 Rocas no estratificadas.....	9
2.3.1 Intrusivo de Punta Larga.....	9
2.3.2 Cuerpos subvolcánicos basálticos	10
2.3.3 Diques	10
2.3.4 Enclaves ultramáficos	11
2.4 Estructuras	11
2.5 Geocronología	11
2.6 Isótopos radiogénicos	12
3. Marco teórico	14
3.1 Islas oceánicas definición y localización	14
3.2 Origen del volcanismo oceánico de Intraplaca	14
3.3 Plutonismo en islas oceánicas	15
3.3.1 Océano Índico.....	15
3.3.2 Océano Atlántico	16
3.3.3 Océano Pacífico.....	18
4. Descripción y petrografía del Intrusivo de Punta Larga	19
4.1 Descripción de afloramientos	19
4.2 Petrografía del Intrusivo Punta Larga	20
4.2.1 Generalidades.....	20
4.2.2 Descripción petrográfica.....	21
5. Geoquímica del Intrusivo Punta Larga	26
5.1 Geoquímica de roca total.....	26
5.2 Elementos mayores	28
5.3 Elementos trazas.....	31
5.4 Tierras raras	34
5.5 Isótopos radiogénicos	38
6. Geocronología y termocronología	40
6.1 Generalidades	40

6.2 Geocronología U/Pb en circón.....	40
6.3 Termocronología U+Th/He en apatito.....	41
6.3.1 Breve marco teórico del método U+Th/He.....	41
6.3.2 Datación U+Th/He en apatitos.....	43
7. Discusiones.....	46
7.1 Fuente magmática o magma parental.....	46
7.2 Diferenciación magmática: ¿Cristalización fraccionada?.....	49
7.3 Modelo petrogenético.....	55
7.3.1 Generalidades.....	55
7.3.2 Parámetros iniciales.....	55
7.3.3 Evolución petrogenética del Intrusivo Punta Larga.....	61
7.4 Significado de las edades U-Pb y U-Th/He.....	64
7.5 Tasas de erosión y perfil de elevación de la isla Robinson Crusoe.	67
7.6 Evolución geológica del Intrusivo Punta Larga.....	74
7.6.1 Volcanismo Escudo (~5.2 a 3.9 Ma).....	74
7.6.2 Cristalización del Intrusivo Punta Larga (3.9-3.7 Ma).....	75
7.6.3 Fase erosiva (3.7 Ma hasta la actualidad).....	76
8. Conclusiones.....	77
9. Bibliografía.....	78

Índice de figuras

Figura 2.1: Imagen satelital del Intrusivo Punta Larga. Se muestran las 4 muestras recogidas durante las campañas de terreno de los años 2011 y 2012. Las coordenadas de cada una de estas muestras se encuentran en el Anexo A en la tabla A1.	9
Figura 4.1: Afloramiento masivo del Intrusivo Punta Larga. Se observa su carácter leucocrático y su potencia aproximada de 2-3 m. Además, se presenta disectado por un dique máfico oblicuo asociado a las lavas de la Secuencia Punta Larga.	19
Figura 4.2: Afloramiento lenticular del Intrusivo Punta Larga intruyendo las lavas de la Secuencia Punta Larga.	20
Figura 4.3: Afloramiento en forma de filones y lentes del Intrusivo Punta Larga.	20
Figura 4.4: Microfotografía a nícoles paralelos (izq) y cruzados (der) que ilustra la textura fanerítica y adcumulada. (Aumento 5x).	21
Figura 4.5: Microfotografía a nícoles paralelos (izq) y cruzados (der) que ilustra el carácter inequigranular de la muestra LL270711-2 (Aumento 5x).....	22
Figura 4.6: Microfotografía a nícoles paralelos (izq) y cruzados (der) que ilustra 2 cristales de apatito dentro de un cristal de plagioclasa evidentemente alterado. (aumento 5x).....	22
Figura 4.7: Microfotografía a nícoles paralelos (izq) y cruzados (der) donde se observa un cristal de clinopiroxeno fracturado (zona superior izquierda) que posee un reemplazo a hornblenda (zona inferior derecha) (Aumento 5x). ...	23

Figura 4.8: Microfotografía SEM de un cristal de plagioclasa cálcica (morado) fracturado. El relleno de las fracturas se compone de ortoclasa (rojo). Sus bordes recrecidos corresponden a plagioclasa sódica (celestes).	23
Figura 4.9: Microfotografía a nícoles paralelos (izq) y cruzados (der) que muestra un fenocristal de un óxido de Fe-Ti con textura de reabsorción. (Aumento 5x).	24
Figura 4.10: Clasificación modal QAP (Streckeisen, 1976)	25
Figura 5.1: Geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.....	28
Figura 5.2: (Continuación) Geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.	29
Figura 5.3: Clasificación química del Intrusivo Punta Larga (Cox et al., 1979).	31
Figura 5.4: Geoquímica de elementos traza (LILE) de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.....	32
Figura 5.5: Geoquímica de elementos traza (HSFE) de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.....	33
Figura 5.6: Geoquímica de elementos traza (elementos de transición) de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.....	34
Figura 5.7: Patrón de tierras raras del Intrusivo Punta Larga (Normalizado al NMorb (Sun & McDonough, 1989)).	35
Figura 5. 8: Patrón de tierras raras de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe (Normalizado al NMorb (Sun & McDonough, 1989)).....	36
Figura 5. 9: Razones La/Yb vs La/Sm (izq) y La/Yb vs Gd/Yb (der). Se observa que el volcanismo escudo posee altos valores de LREE. En tanto las HREE son considerablemente constantes.	36
Figura 5.10: Anomalía de Europio (Eu). Valores alejados de 1 indican dicha anomalía.	37
Figura 5.11: Razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.	38
Figura 6.1: Edad U/Pb promedio para las muestras LL270711-1 (der) y LL270711-2 (izq) pertenecientes al Intrusivo Punta Larga (Reyes, 2018).....	41
Figura 6.2: Esquema demostrativo del proceso de desintegración del ^{238}U . 42	
Figura 6.3: Microfotografía SEM de la muestra LL270711-1. Se indica la presencia de inclusiones cristalinas de apatito en un fenocristal de plagioclasa.	44
Figura 7.1: Relación Nb vs Zr y SiO_2 (izq) vs Nb/Zr (der) para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe. Se observa una relación directa entre el Nb y el Zr cuya pendiente es similar para el Volcanismo Escudo y el Intrusivo Punta Larga.	46

Figura 7.2: Razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe. Destaca la similitud entre el Volcanismo Escudo y el Intrusivo Punta Larga.	48
Figura 7.3: Relación SiO_2 vs MgO , Ni y Co. Destaca el similar comportamiento de estos elementos, relacionándose al fraccionamiento de la fase mineral olivino.....	49
Figura 7.4: Comportamiento geoquímico del CaO y V para las rocas de la etapa escudo en la isla Robinson Crusoe. Destaca la similitud entre ambos elementos.	50
Figura 7.5: Relación SiO_2 vs TiO_2 y P_2O_5 . Se observa un cambio de pendiente notable al pasar de las rocas básicas a las más diferenciadas.....	51
Figura 7.6: Relación TiO_2 vs FeO_t y Nb vs Y. Indican el fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti y apatito dentro del sistema magmático, respectivamente.	51
Figura 7.7: Relación SiO_2 Sr. Se da cuenta de un proceso de fraccionamiento de Sr, asociado al fraccionamiento de plagioclasa cálcica.....	52
Figura 7.8: Relación SiO_2 vs Ba (izq) y La/Yb vs Eu/Eu* (der). Indican comportamiento del Ba y anomalías de Eu, respectivamente.....	53
Figura 7.9: Relación MgO vs $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Esta figura permite evidenciar los procesos de fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa dentro del sistema magmático.....	54
Figura 7.10: Relación MgO vs $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe, junto a la evolución teórica, para distintos valores de presión litosférica. Muestra JR290513-2.	56
Figura 7.11: Relación MgO vs $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe, junto a la evolución teórica, para distintos valores de presión litosférica. Muestra LL300113-1.....	57
Figura 7.12: Relación MgO vs FeO_t para algunas islas volcánicas (Ej.islas Canarias) (Tomada de Herzberg y Asimow, (2008))......	58
Figura 7.13: Relación MgO vs FeO_t para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe y su evolución teórica, considerando distintos buffers redox predominantes.	59
Figura 7.14: Relación SiO_2 vs P_2O_5 para un sistema con contenidos de agua teóricos de 2 %wt.	60
Figura 7.15: Relación MgO vs $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe, junto a la evolución teórica, para distintos valores del contenido de agua inicial teórico. Muestra JR290513-2.....	61
Figura 7.16: Relación MgO vs $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ que evidencia la evolución magmática del sistema genético del Intrusivo Punta Larga.....	62
Figura 7.17: Geoquímica de elementos mayores (TiO_2 , P_2O_5 y MgO) junto a la evolución teórica del sistema magmático.....	63
Figura 7.18: Geoquímica de elementos mayores (K_2O , Na_2O y CaO) junto a la evolución teórica del sistema magmático.....	64

Figura 7.19: Relación entre la edad U-Th/He y la tasa de erosión estimada por el programa Age2edot, considerando distintos valores de flujo calórico.	69
Figura 7.20: Perfiles de elevación por tramos en direcciones EW (arriba) y NS (abajo) considerando un ancho de 40 y 25 km, respectivamente. Coordenadas para el perfil EW -79.18,-33.6967;-78.648,-33.651. Coordenadas para el perfil NS -79.8,-33.44;-78.81,-34.04.	71
Figura 7.21: Perfil de elevación por tramos en las direcciones EW (arriba) y NS (abajo) considerando solo la altura máxima, la cual es considerada una aproximación de la topografía actual de la isla Robinson Crusoe.	72
Figura 7.22: Primera etapa de la evolución geológica del Intrusivo Punta Larga (~5.2-3.9 Ma). Se evidencia el volcanismo de la etapa escudo, su intensidad y productos asociados, donde el Escudo Diferenciado es parte de este mismo sistema magmático. Además, se muestra como este magma es acumulado en zonas someras del edificio volcánico.	74
Figura 7.23: Segunda etapa de la evolución geológica del Intrusivo Punta Larga (3.9-3.7 Ma). Se evidencia el volcanismo de la etapa escudo y su duración hasta aproximadamente los 3 Ma. El IPL se cristaliza aproximadamente a 1.425-1.9 Km de profundidad dentro o levemente sobre la zona de retención parcial del He para el método U-Th/He en cristales de apatito. La altura máxima de la isla habría sido obtenida en esta etapa y se estima fue cercana a los 1.575-2050 m.s.n.m. El IPL comprende afloramientos masivos, lenticulares y en forma de filones, cortando a las lavas de la Secuencia Punta Larga.	75
Figura 7.24: Tercera etapa de la evolución geológica del Intrusivo Punta Larga (~3 Ma a la actualidad). Se evidencia un fin del volcanismo de la etapa escudo, la existencia de una etapa de volcanismo rejuvenecido aproximadamente hace 1.2 Ma y como el edificio volcánico es decapitado por la erosión, dejando en superficie el cuerpo intrusivo. La forma actual de la isla es consecuencia de una erosión mínima en la vertical estimada en 0.375-0.5 Km/Ma.	76

Índice de tablas

Tabla 1: Geocronología de la isla Robinson Crusoe (Modificada de Reyes, 2012).	12
Tabla 2: Geoquímica de roca total del Intrusivo Punta Larga.	27
Tabla 3: Termocronología U-Th/He del Intrusivo Punta Larga considerando la edad corregida y sin corregir de cada uno de los 5 granos de apatito por muestra.	45
Tabla 4. Parámetros iniciales considerados para el modelamiento petrogenético.	61
Tabla 5. Edad U-Th/He media ponderada de las muestras del Intrusivo Punta Larga.	66

Tabla 6: Tasas de erosión en la vertical de la isla Robinson Crusoe considerando flujos calóricos variables. La columna de roca erodada considera que el inicio de la erosión se da aproximadamente hace 3.8 Ma, coincidente con la edad de cristalización del Intrusivo Punta Larga y dentro del rango de edad de la Secuencia Puerto Inglés..... 70

1. Introducción

1.1 Objetivos

1.1.1 General

Establecer la petrogénesis de las sienitas y comprender su significado dentro de la evolución geológica de la isla Robinson Crusoe.

1.1.2 Específicos

- Caracterizar petrográficamente y geoquímicamente las sienitas de la isla Robinson Crusoe.
- Definir los procesos petrogenéticos que dan origen a las sienitas de la isla Robinson Crusoe y relacionarlos con la historia geológica de la isla.
- Caracterizar la historia de exhumación de las sienitas infiriendo tasas de erosión de largo plazo y profundidad de emplazamiento.

1.2 Formulación del problema

La isla Robinson Crusoe (ex Masatierra) forma parte del Archipiélago de Juan Fernández junto a las islas Santa Clara y Alejandro Selkirk (ex Masafuera), siendo la más importante entre ellas. Estas islas integran la Dorsal de Juan Fernández, una cadena de montes submarinos e islas con orientación aproximada E-W en la placa de Nazca, que subducta bajo la placa Sudamericana a la latitud de Valparaíso (Von Huene et al., 1997).

La isla Robinson Crusoe corresponde a remanentes de estructuras volcánicas antiguas parcialmente desmanteladas y se compone principalmente de rocas volcánicas basálticas toleíticas y alcalinas, además de escasas secuencias sedimentarias y un cuerpo intrusivo (Morales, 1987; Lara, 2010; Reyes et al., 2017). Este último aflora en la península suroccidental de la isla Robinson Crusoe (UTM 17H 693961.98 m E, 6274247.52 m S).

El carácter altamente silíceo de esta unidad intrusiva constituye una anomalía en el magmatismo dominante en la isla, claramente basáltico y pobre en sílice, que no ha sido estudiada en detalle. Esta singularidad es apreciable también en otras islas oceánicas de intraplaca como la isla Gran Canaria y Ascensión (Freundt-Malecha et al. 2001 y Kar et al. 1998). Sin embargo, en esos casos solo se observan xenolitos de rocas intrusivas ricas en sílice dentro de las secuencias volcánicas bimodales de estas islas y no cuerpos plutónicos más importantes. Es por esto que resulta interesante estudiar las sienitas de la isla Robinson Crusoe, para vislumbrar los procesos geológicos responsables de esta diferenciación y comprender cómo un cuerpo formado en profundidad

se encuentra ahora en superficie en una zona tectónicamente pasiva, entendiendo de paso el rol que juegan estos magmas ricos en sílice dentro de la evolución magmática de la isla. Esto último, junto con identificar la fuente de los magmas en las islas oceánicas de la placa de Nazca, constituye uno de los objetivos del proyecto Fondecyt 1141303 en el que este estudio se enmarca.

1.3 Hipótesis de trabajo

Procesos de diferenciación magmática como la cristalización fraccionada de magmas pobres en sílice, son capaces de generar magmas silíceos cuyo emplazamiento somero es favorecido por factores externos.

1.4 Ubicación y accesos

La isla Robinson Crusoe está ubicada aproximadamente en las coordenadas 699754 m E y 6275490 m S a 674 km al W del puerto de San Antonio. Se encuentra dentro del archipiélago de Juan Fernández junto a las islas Alejandro Selkirk y Santa Clara, además de los islotes El Verdugo, Las Rosas, Los Chamelos, Vinillo, Juanango y El Viudo. Pertenece a la región de Valparaíso, en específico a la comuna de Juan Fernández. Según el censo del año 2012 posee una población de 786 habitantes.

El acceso a la isla Robinson Crusoe es mediante vía aérea o marítima. En cuanto a la vía aérea, existen dos aerolíneas que realizan vuelos durante todo el año. El vuelo se inicia en el Aeródromo Eulogio Sánchez de Tobalaba y dura aproximadamente 2 horas y 45 minutos hasta llegar al Aeródromo Robinson Crusoe. Luego se debe realizar un viaje de aproximadamente 1 hora en barcaza hasta llegar al Muelle Cumberland en el Poblado de San Juan Bautista. En tanto vía marítima, el buque Antonio realiza dos viajes mensuales, los cuales se inician en el puerto de San Antonio hasta el Muelle Cumberland. El viaje dura entre 30 a 48 horas.

Las sienitas de la isla Robinson Crusoe se ubican en la península SW de la isla, en las coordenadas 693961.98 m E, 6274247.52 m S UTM. El acceso a la zona del afloramiento se realiza a pie desde el aeródromo.

1.5 Metodología

El estudio comprende inicialmente un trabajo en laboratorio con microscopía óptica de luz transmitida, que busca caracterizar la mineralogía de las sienitas y las texturas presentes. Esto se efectúa en el laboratorio de microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Una vez obtenida esta caracterización mineralógica, se observa en detalle la petrografía y se analiza semicuantitativamente la química mineral necesaria

mediante microscopía electrónica de barrido (SEM), la cual se realiza en los laboratorios del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), ubicados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Por otro lado, se realiza una caracterización geoquímica de las sienitas considerando datos de elementos mayores, menores, trazas e isotópicos obtenidos previamente. Estos datos no solo consideran a las sienitas de la isla Robinson Crusoe, sino que también consideran a las secuencias volcánicas de la isla. Es por esto que el análisis se enfoca en visualizar la información tanto de las rocas plutónicas como volcánicas mediante diagramas de variación (i.e. diagrama TAS, diagramas de variación de dos elementos, diagramas de araña para tierras raras, entre otros), que permitan dilucidar la evolución del sistema magmático que da origen a la isla y los procesos de diferenciación involucrados. Con esta información se procede a modelar el proceso de diferenciación buscando reproducir la composición de las sienitas.

Finalmente, para caracterizar la historia de exhumación de isla se realizan dataciones termocronológicas mediante el método de U+Th/He en apatitos. Este método entrega información acerca de la historia de exhumación a bajas temperaturas (menores a 70°C aproximadamente), siendo el método de datación adecuado dada la hipótesis de trabajo. Estas dataciones se realizan en el laboratorio de termocronología de la Universidad de Colorado, Boulder, USA. El análisis en conjunto de edades U+Th/He en apatitos y edades U/Pb en circones de las sienitas de la isla Robinson Crusoe permiten dilucidar la historia geológica de este cuerpo intrusivo.

2. Marco Geológico

2.1 Generalidades

La isla Robinson Crusoe representa al remanente profundamente erodado de estructuras volcánicas antiguas de tipo escudo seccionadas por anfiteatros de colapso (Lara, 2010). Está constituida principalmente por rocas volcánicas de composición básica subaéreas con facies submarinas. Morales (1987) define cuatro secuencias de rocas estratificadas denominadas informalmente como Secuencia Punta Larga, Secuencia Puerto Inglés, Secuencia Bahía del Padre y Estratos de Bahía Tierra Blanca, además de dos tipos de depósitos no consolidados. Esta diferenciación está basada en criterios litológicos, estructurales, de ambientes y deposición, rasgos morfológicos, tipos y periodos de actividad volcánica. Además, distingue la presencia de diques y cuerpos hipabisales de composición similar a la roca de caja, con la excepción de un cuerpo intrusivo leucocrático formado por sienitas y sienodoritas denominado Intrusivo de Punta Larga. Reyes (2012) distingue la presencia de enclaves ultramáficos duníticos y de Iherzolita de espinela en diques que disectan la Secuencia Puerto Inglés.

El Intrusivo de Punta Larga se dispone en contacto discordante con la secuencia volcánica en la ladera occidental del cordón montañoso de la localidad de Punta larga, península suroccidental de la isla Robinson Crusoe (Morales, 1987).

2.2 Rocas estratificadas

2.2.1 Secuencia Punta Larga

Se define como una serie continua de coladas de lavas de composición basáltica, afaníticas a porfíricas, distribuidas en una franja de orientación NE-SW, con un área aproximada de 5.5 km², situándose en la prolongación suroccidental de la isla Robinson Crusoe (Morales, 1987).

Su límite inferior es desconocido, mientras que su límite superior corresponde a las unidades Inferior y Media de la Secuencia Puerto inglés (en las localidades de Cordón Escarpado), a la Secuencia Bahía del Padre (en las localidades comprendidas entre Cerro Truenos y Punta Isla) y a los Estratos de Bahía de Tierra Blanca (en la bahía Tierra Blanca). En todos los casos anteriores la Secuencia Punta Larga se dispone subyaciendo en discordancia angular a las demás secuencias. Además, presenta numerosos sistemas de diaclasas y fallas. Su base es desconocida y posee una potencia estimada de 832m (Morales, 1987).

La Secuencia Punta Larga está constituida principalmente por coladas de lava de composición basáltica, dividida por Reyes (2012) en un grupo con

textura predominantemente afanítica y otro porfírica. Poseen aspecto masivo, con tonalidades verde grisáceas y un avanzado grado de alteración de los minerales presentes. La mineralogía primaria corresponde a fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno escasos, inmersos de una masa fundamental afanítica. La mineralogía secundaria, visible a muestra de mano, corresponde a clorita, epidota y carbonatos. Destaca la presencia de brechas volcánicas de colores verde grisáceos con tonos negros. Sus fragmentos, angulosos a subredondeados, poseen una mala selección y tamaños variables que alcanzan los 6 cm de diámetro (Morales, 1987).

Esta secuencia se encuentra disectada en un alto grado por una familia numerosa de diques, subverticales, con bordes nítidos y potencias decimétricas (Orozco, 2016).

2.2.2 Secuencia Puerto Inglés

Se define como una serie continua de lavas de composición basáltica de carácter alcalino con niveles intercalados de tefras, que se encuentran distribuidas en toda la sección centro-oriental de la isla Robinson Crusoe. Esta secuencia puede ser separada en tres unidades de flujos bajo criterios mineralógicos, texturales y estructurales. Estas unidades son la Unidad Inferior, la Unidad Media y la Unidad Superior (Morales, 1987).

La Unidad Inferior forma una franja continúa de orientación NW-SE distribuida a lo largo de la localidad Cordón Escarpado y posee una extensión areal aproximada de 0.8 km². La Unidad Media está distribuida de forma irregular en los niveles topográficos medios y bajos del sector centro-oriental de la Isla Robinson Crusoe, presentando un área de 24.3 km². La Unidad Superior se distribuye en general como una franja alargada con una orientación SE-NW, ubicada en los cordones montañosos de mayor altura alcanzando una altitud mínima de 200 a 300 m s.n.m., presentando un área de 13.6 km² (Morales, 1987).

La Secuencia Puerto Inglés se encuentra sobreyaciendo mediante discordancia angular a los basaltos de la Secuencia Punta Larga en la localidad de Cordón Escarpado y subyaciendo, mediante discordancia de erosión, a los flujos de lavas y depósitos piroclásticos de la Secuencia Bahía del Padre en las localidades de Quedraba Pesca de los Viejos, Quebrada Piedra Agujereada y Punta Hueca. En el resto de la isla, el límite superior corresponde a la actual superficie de erosión. La relación estratigráfica de las tres unidades corresponde a una discordancia de erosión donde la Unidad Superior se encuentra sobre la Unidad Media, y esta última sobre la Unidad Inferior. La potencia estimada para estas unidades es de 408, 742 y 507m para las unidades Inferior, Media y Superior, respectivamente, totalizando así una potencia mínima estimada para la Secuencia Puerto Inglés de 1657 m (Morales, 1987).

La Unidad Inferior se compone de brechas piroclásticas, tobas cristalinas y lavas basálticas. Las brechas son grises a gris verdosas, con fragmentos angulosos a subangulosos de composición basáltica, alterados, con similares características mineralógicas y petrográficas que los pertenecientes a la Secuencia Punta Larga. Por otro lado, las tobas son de color gris a gris verdoso y se encuentran parcialmente soldadas. En tanto, las lavas basálticas son de colores gris oscuro a gris verdoso, poseen textura porfídica con microfenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa escasos inmersos en una masa fundamental de carácter afanítico (Morales, 1987). Además, se observa la presencia de lavas más diferenciadas, representadas por una muestra de andesita basáltica porfírica de piroxeno (Reyes, 2012).

Las unidades Media y Superior poseen litologías muy similares consistentes en flujos de lavas basálticas junto a sus depósitos de brecha de flujo respectivos. Destacan en la Unidad Media intercalaciones locales de depósitos piroclásticos. Los basaltos difieren entre sí en su contenido relativo de olivino, dando origen a todas las transiciones entre basalto picrítico porfídico a basaltos afaníticos. Difieren además en la textura de su masa fundamental, presentando texturas intergranulares a subofíticas. Una tercera diferencia corresponde a la gran abundancia de fenocristales de plagioclasa de gran tamaño presentes únicamente en los basaltos de la Unidad Media. Los basaltos de ambas unidades poseen texturas que varían desde extremadamente porfídica a levemente microporfídica con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa inmersos en una masa fundamental intergranular con variaciones hacia texturas subofíticas. En tanto, las brechas de flujo son monomíticas, poseen mala selección y autoclastos angulosos. En la Unidad Media de la secuencia Puerto Inglés se reconocen intercalaciones locales de material piroclástico distribuidos irregularmente con forma de lentes entre los flujos de lavas basálticas. Este material corresponde a tefras de ceniza y lapilli, basálticas, de colores rojo ladrillo a negro (Morales, 1987; Reyes, 2012).

La existencia de flujos de lava extensos y regulares, junto a la presencia de depósitos piroclásticos como tefras y tobas, permiten inferir un ambiente subáereo para la Secuencia Puerto Inglés. La apariencia y gran potencia de los depósitos de lavas basálticas de la Unidad Media de la secuencia fueron interpretaos por Reyes (2012) como características de un crecimiento acelerado de un volcán tipo escudo, dando lugar a una última fase de volcanismo central de la Unidad Superior de la Secuencia Puerto Inglés.

2.2.3 Secuencia Bahía del Padre

Se define como una serie de depósitos piroclásticos y flujos lávicos de composición basaníticos con abundantes fenocristales de olivino y titanogaugita intensamente zonadas (Reyes, 2012), los cuales se encuentran distribuidos de

manera aislada en zonas paleográficamente deprimidas dentro de la península suroccidental y los extremos sur y nororiental de la isla Robinson Crusoe. Litológicamente, es posible dividir la Secuencia Bahía del Padre en dos unidades. La Unidad Inferior está compuesta a depósitos piroclásticos estratificados, mientras que la unidad superior se compone de flujos de lava intercalados con niveles de materiales piroclásticos. En su localidad tipo, ubicada en el sector de "El Puente", la secuencia Bahía del Padre se distribuye como una franja continua de orientación NE-SW con un área aproximada de 1.5 km².

El límite inferior de la Secuencia Bahía del Padre se dispone en discordancia angular sobre la Secuencia Punta Larga, en discordancia de erosión sobre las unidades Inferior y Media de la Secuencia Puerto Inglés. El límite superior de esta secuencia se dispone en discordancia de erosión subyaciendo a los depósitos de arenas fosilíferas correspondientes a los Estratos de Tierra Blanca. La relación estratigráfica entre las unidades inferior y superior de la Secuencia Bahía del Padre corresponde a una discordancia de erosión. La potencia medida de esta secuencia es de 270 m, con una potencia estimada mínima de 95 y 175 m para las unidades inferior y superior, respectivamente (Morales, 1987), sin embargo, Reyes et al., (2015) solo considera un espesor de algunos metros para los afloramientos aislados en zonas deprimidas topográficamente característicos para esta secuencia.

La unidad inferior de la Secuencia Bahía del Padre se constituye por depósitos piroclásticos correspondientes a tobas y brechas de lapilli, cenizas y tobas de ceniza-lapilli. Los niveles inferiores de esta unidad se componen de un nivel métrico de brechas y tobas de lapilli, con fragmentos de escorias basálticas, angulares a subredondeados de tonos grises medios a oscuros. En adición a esto, Reyes (2012) observó la presencia de conglomerados con clastos volcánicos subredondeados alterados. Hacia el techo, esta unidad presenta estratos de cenizas y tobas de mediana consolidación con colores amarillo pardo con fragmentos accidentales milimétricos de composición basáltica inmersos en una matriz de ceniza gruesa a fina. Sobreyaciendo a estos se detectan fragmentos pumíceos (Morales, 1987).

La unidad superior de la Secuencia Bahía del Padre está compuesta por lavas basálticas con intercalaciones de tefras y tobas de ceniza-lapilli junto a un nivel de tobas de palagonita. Por una parte, los basaltos, de tonos gris oscuro a negro, son porfíricos con fenocristales de olivino y clinopiroxeno inmersos en una masa fundamental afanítica. Destaca la presencia abundante de enclaves ultramáficos. Por otra parte, las tobas de ceniza y lapilli son de composición basáltica y se encuentran medianamente consolidadas, con tonos rojos ladrillo. En tanto, el nivel de tobas de palagonita es métrico y se desarrolla producto de la descomposición de tobas y lavas de esta unidad (Morales, 1987).

Morales (1987) sugiere un volcanismo subaéreo con facies submarinas en la actividad inicial dada la gran regularidad de los flujos lávicos, la presencia de conos de ceniza de limitada extensión areal y las características petrográficas de esta secuencia.

2.2.4 Estratos de Bahía Tierra Blanca

Se definen como un conjunto de depósitos estratificados de arenas tobáceas y calcáreas fosilíferas ubicadas en la localidad occidental de Bahía Tierra Blanca, península suroccidental de la isla Robinson Crusoe. Corresponden a afloramientos aislados dispuestos como una franja elongada de dirección NE-SW y poseen una extensión areal aproximada de 0.8 km².

El límite inferior de estos depósitos sobre yace en discordancia angular a la Secuencia Punta Larga en el sector de Bahía Tierra Blanca y en discordancia de erosión a la Secuencia Bahía del Padre en las localidades de Cerro Truenos y "El Puente". El límite superior corresponde a la actual superficie de erosión (Morales, 1987).

Sepulveda et al. (2015) identifica tres litofacies en los Estratos de Bahía Tierra Blanca, alcanzando un espesor total entre 2 y 4 metros. La facies 1 consiste en un depósito pobremente consolidado con un rango del tamaño de grano entre arenisca fina y arcilla, levemente calcárea con tonalidades marrón rojizas a morado rojizas. Compuesta principalmente por ceniza volcánica mezclada con material volcánico meteorizado de las secuencias de lava subyacentes al depósito. Esta facies se caracteriza por la presencia de estructuras "tepee" de hasta 1 m de diámetro. La facies 2, cuya petrografía es similar a la facies anterior, se diferencia preferentemente por poseer un color marrón más oscuro y la presencia de estructuras sedimentarias como estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación horizontal. Destaca la presencia de gasterópodos como *Succinea*, *Fernandezia* and *Nerita*. Estos depósitos de arenisca se componen de bioclastos y fragmentos volcánicos y minerales como feldespato-K, plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, con escaso contenido de cuarzo. En tanto, la facies 3, se compone de areniscas blancas grisáceas, intercaladas con gravas. La arenisca consiste en bioclastos representados por fragmentos de bivalvos y gasterópodos, fragmentos volcánicos y minerales volcánicos como piroxeno, olivino y algunos minerales félsicos.

El contenido fosilífero presente en estos sedimentos corresponde a restos de briozoos, pelecípodos y gastrópodos. Valenzuela (1978) reconoce la presencia de *Succinea sp.*, *Distoechia sp.*, *Bythinia sp.*, *Pleurodonta sp.?*, *orcula sp.*, *Tropicorbis*, *Ena sp.* y *Cyrena sp.* en las arenas tobáceas y *Acanthina cp.*, *Lima sp.* y fragmentos de Bryozoa en la zona de transición entre las arenas tobáceas y calcáreas.

2.2.5 Depósitos no consolidados

Corresponden a depósitos aluviales indiferenciados y arenas eólicas. Por una parte, los depósitos aluviales indiferenciados poseen escasa estratificación con predominancia de cantos rodados y gravas con mala selección, angulares a sub redondeados, inmersos de una matriz de gravilla y arena, con aporte de material orgánico. Por otro lado, ubicados al SW de los Estratos de Bahía Tierra Blanca, se desarrollan depósitos eólicos activos tipo dunas, compuesto de arena media a fina de color pardo amarillento (Morales, 1987).

2.3 Rocas no estratificadas

2.3.1 Intrusivo de Punta Larga

Corresponde a un cuerpo intrusivo sienítico a sienodiorítico que aflora en la ladera occidental del cordón montañoso de la localidad de Punta Larga, península suroccidental de la isla Robinson Crusoe. Se dispone de manera discordante con las rocas volcánicas alteradas de la Secuencia Punta Larga, presentando una forma semi-circular, con un diámetro aproximado de 200m sin representar un rasgo morfológico sobresaliente de dicha ladera (Figura 2.1). Se presenta disectado por numerosos diques máficos (Morales, 1987).



Figura 2.1: Imagen satelital del Intrusivo Punta Larga. Se muestran las 4 muestras recogidas durante las campañas de terreno de los años 2011 y 2012. Las coordenadas de cada una de estas muestras se encuentran en el Anexo A en la tabla A1.

Posee un carácter leucocrático de color gris blanquecino con tonos amarillos y verdes, un tamaño de grano de medio a fino, con textura fanerítica y presencia de vetillas de cuarzo finas de hasta 1mm de espesor que se

disponen en el centro del cuerpo intrusivo de manera paralela e irregular. Dentro de su mineralogía se observan cristales de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y clinopiroxeno alterado. Como mineralogía secundaria se observan cristales de epidota y cuarzo (Morales, 1987). Ha sido clasificado por Morales (1987) como sienita alcalina, mientras que Reyes (2012) lo clasificó como sienita de clinopiroxeno.

Morales (1987) interpreta este cuerpo como un stock hipabisal cuyo emplazamiento sería sin forzamiento y su contacto con las lavas de la Secuencia Punta Larga sería en forma de digitación.

2.3.2 Cuerpos subvolcánicos basálticos

Corresponden a manifestaciones irregulares con formas de lacolitos, conolitos y filones-mantos o *sills*, que presentan en la mayoría de los casos disyunción columnar e intruyen las secuencias volcánicas de la isla Robinson Crusoe, principalmente a la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. Los conolitos se localizan en las Quebradas Piedra Agujereada y Pesca de los Viejos, extremo NE de la isla. Los filones-manto o *sills* se reconocen en la localidad de Quebrada Vaquería, cuyas características sugieren una pertenencia a la Secuencia Bahía del Padre (Morales, 1987; Reyes, 2012).

Estos cuerpos corresponden a basaltos grises oscuros, de textura porfídica con microfenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, inmerso en una masa fundamental afanítica compuesta principalmente por cristales de plagioclasa. Se destaca la presencia de magnetita excepcionalmente pura y compacta en las cavidades de los constituyentes del lacolito y la presencia de notorios enclaves ultramáficos de formas angulosas a subredondeadas de tamaño variable entre 1 a 5 cm. Su mineralogía consistente en olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, espinela y titanomagnetita permite clasificar estos enclaves como lherzolitas de espinela (Morales, 1987; Reyes, 2012).

2.3.3 Diques

Existe una gran cantidad de diques, generalmente de composición basáltica y textura porfídica, que disectan a las secuencias Punta Larga, Puerto Inglés y la Unidad Inferior de la secuencia Bahía del Padre (Morales, 1987; Orozco, 2016).

Por un lado, la Secuencia Punta Larga posee diques con bordes nítidos que comparte con la roca caja un intenso nivel de meteorización química. Son relativamente subverticales y poseen un patrón de entrecruzamiento. Su espesor es decimétrico con una frecuencia dominante entre los 20 y 50cm. Por otro lado, la Secuencia Puerto Inglés posee diques de similar composición a su roca huésped con contactos nítidos donde destaca la presencia de nódulos

ultramáficos de composición harzburgítica, compuestos de minerales de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y opacos. Presentan un patrón de entrecruzamiento oblicuo con orientaciones alternantes y una presencia numerosa de *sills*. Su potencia es variada alcanzando espesores de hasta 4m, donde la mayor frecuencia es alcanzada entre los 30 y 70cm. Finalmente, la Secuencia Bahía del Padre, posee diques sinuosos con un bajo nivel de meteorización. Además, destaca la presencia de *sills* y cuerpos intrusivos como lopolitos y lacolitos. Estos cuerpos pueden ser interpretados como remanentes de centros eruptivos y conductos alimentadores fósiles. Presentan una orientación general NE con una potencia entre los 3 y 16m (Orozco, 2016).

2.3.4 Enclaves ultramáficos

Incorporado dentro de un dique asociado a la Secuencia Bahía del Padre, el cual disecta a la Secuencia Puerto Ingles, se encontró una muestra de un enclave ultramáfico clasificado como dunita de plagioclasa, formada principalmente por cristales de anhedrales de olivino, fracturados y alterados a iddingsita, englobados por cristales de plagioclasa formando texturas heteroacumuladas. Los cristales de olivino son similares a los encontrados en las secuencias de lava del volcanismo de tipo escudo (secuencias Punta Larga y Puerto Inglés), lo que sugiere un origen asociado a un cuerpo intrusivo formado por una acumulación de olivino (Reyes, 2012; Reyes et al., 2017).

Además, en los diques y lavas basaníticos de la Secuencia Bahía del Padre es posible reconocer fragmentos de xenolitos que consisten en lherzolitas de espinela (Reyes et al., 2017).

2.4 Estructuras

Tanto las rocas volcánicas como las rocas sedimentarias de la isla Robinson Crusoe exhiben buena estratificación, exceptuando a la Secuencia Punta Larga, que en general, muestran escasos planos estratificados difíciles de observar dada la abundancia de diaclasas, fallas de carácter normal y diques que la afectan. Además, se observan planos de discordancia de erosión que separan las secuencias volcánicas y sedimentarias. Destaca una discordancia angular entre la Secuencia Punta Larga y las secuencias Puerto Inglés, Bahía del Padre y los Estratos Bahía de Tierra Blanca, donde la primera subyace a las anteriores en distintas localidades de la isla (Morales, 1987).

2.5 Geocronología

Dataciones de las rocas volcánicas de la isla Robinson Crusoe fueron realizadas por estudios anteriores usando el método K-Ar en separados de masa fundamental. Se obtuvieron edades de 5.8 ± 2.1 Ma (Stuessy et al., 1984), correspondientes según Reyes (2012) a la Secuencia Punta Larga y edades entre 4.23 ± 0.16 Ma y 3.0 ± 0.4 Ma para la Secuencia Puerto Inglés

(Lara et al., 2012; Booker et al., 1967; Baker et al., 1987 y Stuessy et al., 1984). En tanto, a la Secuencia Bahía del Padre se asocian edades entre 1.2 ± 0.8 Ma y 1.2 ± 0.2 Ma (Lara et al., 2012). De esta forma se establece un hiatus temporal de aproximadamente 1.8 Ma entre la Secuencia Puerto Inglés y la Secuencia Bahía del Padre.

Por otro lado, el Intrusivo Punta Larga fue datado mediante el método U/Pb en circones, otorgando edades de 3.71 ± 0.07 y 3.89 ± 0.05 para este cuerpo, las cuales fueron interpretadas como edades de cristalización (Reyes, 2018). Además, este estudio destaca la presencia de una familia de circones con una edad entre los 23 y 27 Ma, heredados de un evento magmático previo.

La geocronología de las rocas presentes en la isla Robinson Crusoe se resume en la Tabla 1.

Secuencia	Edad (Ma)	Autor
Punta Larga (?)	5.8 ± 2.1	Stuessy et al., 1984
Puerto Inglés, U.Media	4.23 ± 0.16	Stuessy et al., 1984
Puerto Inglés, U.Media	4.0 ± 0.2	Baker et al., 1978
Puerto Inglés, U.Media	3.79 ± 0.20	Stuessy et al., 1984
Puerto Inglés, U.Media	3.5 ± 0.8	Booker et al., 1967
Puerto Inglés, U.Media	3.4 ± 0.8	Lara et al., 2012
Puerto Inglés, U.Media	3.3 ± 0.6	Lara et al., 2012
Puerto Inglés, U.Media	3.1 ± 0.8	Booker et al., 1967
Puerto Inglés, U.Media	3.0 ± 0.4	Lara et al., 2012
Bahía del Padre	1.2 ± 0.2	Lara et al., 2012
Bahía del Padre	1.2 ± 0.8	Lara et al., 2012
Intrusivo Punta Larga	3.71 ± 0.07	Reyes, 2018
Intrusivo Punta Larga	3.89 ± 0.05	Reyes, 2018

Tabla 1: Geocronología de la isla Robinson Crusoe (Modificada de Reyes, 2012).

2.6 Isótopos radiogénicos

Baker et al. (1978) realizaron un amplio estudio geoquímico e isotópico donde clasificaron las rocas del archipiélago Juan Fernández (incluida la isla Robinson Crusoe) dentro del diagrama de razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. De esta forma, las rocas estudiadas correspondientes a la isla Robinson Crusoe, compuestas principalmente por rocas volcánicas básicas, comprenden valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.70337 y 0.70354 y entre 0.512794 y 0.512863, respectivamente. En tanto, Truong et al. (2018) otorgan a las lavas de la isla Robinson Crusoe valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.703410 y 0.703670 y entre 0.512835 y 0.512896, respectivamente, confirmando la limitada variación para estos valores isotópicos para las rocas

de la isla. Además, los rangos del radio $^3\text{He}/^4\text{He}$ comprenden valores entre 8 y 18 veces el valor del radio $^3\text{He}/^4\text{He}$ del aire (Truong et al., 2018).

3. Marco teórico

3.1 Islas oceánicas definición y localización

Las islas oceánicas son la expresión superficial del volcanismo intraplaca presente en la corteza oceánica. Estas, a diferencia de los montes submarinos que no superan el nivel del mar debido a su génesis o a procesos erosivos, alcanzan alturas de hasta aproximadamente 4000 m.s.n.m., que junto a la porción sumergida generan edificios volcánicos de hasta aproximadamente 10.000 m de altura, como en el caso del volcán Mauna Loa, Hawaii. Estos volcanes son en su mayoría de tipo escudo y están compuestos principalmente por basaltos toleíticos y alcalinos.

Es posible observar alineaciones de islas oceánicas y montes submarinos en algunos lugares de la corteza oceánica terrestre, como el caso de la cadena Hawaii-Emperador en el océano Pacífico norte. Junto a esto se observa la ocurrencia de estas islas oceánicas en pequeños grupos, asociados en ocasiones a *ridges* asísmicos. Además, existen otras anomalías topográficas en cuencas oceánicas denominadas *plateaus* oceánicos, cuya génesis correspondería en algunos casos a volcanismo de intraplaca oceánico.

El archipiélago de Juan Fernández, que involucra a las islas oceánicas Robinson Crusoe, Santa Clara y Alejandro Serkik junto a los montes submarinos O'Higgins, Guyot O'Higgins, Alpha, Beta, Gamma, Duke, Cinco Ports, Dresden, Domingo y Friday (Rodrigo y Lara, 2014), corresponde a un *ridge* asísmico de orientación aproximada EW ubicado en el océano Pacífico sur, sobre la placa de Nazca (Lara et al., 2012).

3.2 Origen del volcanismo oceánico de Intraplaca

La teoría de la tectónica de placas ha explicado exitosamente el origen de gran parte del volcanismo existente a nivel mundial, sin embargo, el origen del volcanismo oceánico de intraplaca ha sido un tópico controversial dentro de la comunidad científica en los últimos años.

Morgan (1972 y 1981) propuso que la fuente de este volcanismo corresponde a plumas mantélicas que nacen en la zona más profunda del manto inferior. Por otro lado, Turcotte (1973) indicó que la formación de las islas oceánicas podría ser producto de fracturas de origen tensional de la litósfera. Siguiendo la idea anterior, Anderson (1998 y 2000) propone que todo el volcanismo que no se encuentra relacionado a bordes de placas tectónicas puede ser explicado por esfuerzos superficiales que fracturan la litósfera, causando en estas zonas de ruptura un volcanismo producto de la convección del manto superior.

Una de las características más importantes a favor de la teoría de las plumas mantélicas corresponde a la progresión de edades generadas por una anomalía térmica estacionaria, sin embargo, múltiples islas oceánicas de intraplaca y sus correspondientes cadenas montañosas submarinas en el océano Pacífico no cumplen con dicha características (Clouard and Bonneville, 2001), por lo que surgen explicaciones relacionadas a fracturas extensionales en la corteza superior para explicar el volcanismo de intraplaca oceánica discontinuo y de corta duración (Koppers et al., 2003).

Dada esta discusión, Courtillot et al. (2003) genera un catálogo de los distintos tipos de *hotspots* del manto terrestre. Concluye proponiendo la existencia de tres tipos de *hotspots* basándose en cinco criterios. Estos criterios son: la presencia de cadenas lineales de volcanes o montes submarinos con una progresión de edades monótonas, la existencia de *flood basalts* en el origen del lineamiento, un considerable flujo de convección o buoyancia, altas razones $^3\text{He}/^4\text{He}$ y bajas velocidades de ondas sísmicas "S" o V_s en la porción de manto ubicado inmediatamente bajo estas islas. Aquellos *hotspots* que cumplieran con al menos tres de estos criterios tendrían un origen en la zona más profunda del manto inferior (denominados *hotspots* tipo 1) en el límite con el núcleo externo. Un ejemplo de estos serían Hawaii o Samoa. El resto, tendrían un origen en el fondo de la zona de transición (*hotspots* secundarios o tipo 2) o en el manto superior, relacionado a fracturamiento o quiebres listosféricos (*hotspot* terciarios o tipo 3), donde la Dorsal de Juan Fernández correspondería a este último tipo.

La teoría de plumas mantélicas ha sido desafiada por distintos autores, los cuales plantean que la tectónica de placas sería el agente principal del volcanismo de intraplaca oceánica (Foulger, 2002), y que incluso esta teoría es tan solo un mito (Anderson, 2013), catalogando a las plumas mantélicas como innecesarias para explicar este tipo de volcanismo.

3.3 Plutonismo en islas oceánicas

Si bien el volcanismo oceánico de intraplaca se caracteriza por exponer altos volúmenes de rocas volcánicas, en su mayor parte basaltos, existe evidencia superficial de las raíces intrusivas de estos complejos volcánicos. Estas evidencias corresponden principalmente xenolitos plutónicos y en menor medida a cuerpos intrusivos de mayor volumen.

3.3.1 Océano Índico

Ubicadas en el océano Índico, las islas Reunión y Kerguelen se caracterizan por presentar cuerpos plutónicos expuestos en superficie.

Aproximadamente a 500km de la costa este de Madagascar, la isla Reunion se compone de dos volcanes llamados Piton de la Fournaise y Piton

des Neiges. Este último se encuentra inactivo y se caracteriza por presentar una extrema disección del edificio volcánico que permite exponer una gran variedad de tipos de roca de origen plutónico como gabros y sienitas. Estas últimas son representantes de los niveles estructurales inferiores más antiguos. Entre las innumerables intrusiones destaca un cuerpo en forma de *sill*, que es asociado a un sistema *cone sheet* de forma circular de 10km de diámetro (Chevallier, 1982). Esta estructura es ondulatoria, masiva, posee 100m de espesor y está compuesto de sienitas ricas en cuarzo. Estos cuerpos están asociados a procesos de colapso y generación de calderas (Upton and Wadsworth, 1965 y 1966). Según Upton (1966), tanto la diferenciación de rocas extrusivas como la de rocas intrusivas responde a un proceso de cristalización fraccionada con extracción de olivino en una primera etapa, junto a una extracción de plagioclasa y piroxeno en una etapa posterior.

Las islas Kerguelen, pertenecientes al dominio oceánico de la placa Antártica, se encuentran ubicadas en la zona sur del océano Indico. En la península de Rallier-du-Baty, se reconoce la presencia de 15 complejos de anillos consistentes principalmente por gabros, cuerpos sieníticos altos en cuarzo, sienitas de feldespato alcalino ricas en cuarzo y granitos alcalinos. Estos complejos tienen la particularidad de corresponder a una secuencia de intrusiones concéntricas (Lameyre et al., 1976), presentando distintas líneas de diferenciación, siendo las más importantes la subsaturada en sílice y la sobresaturada en sílice. La presencia de estas líneas de diferenciación se debe, por un lado, a diferencias en la fuente mantélica y, por otro lado, a cristalización de ciertas fases minerales (Giret, 1990). El estudio de los elementos mayores indica una fuerte influencia de procesos de cristalización fraccionada y procesos de acumulación (Giret, 1984). Esta estructura plutónica tendría un emplazamiento poco profundo (1 a 2km) bajo la superficie volcánica y su exhumación sería asociada a procesos de erosión (Giret, 1990 y referencias). El emplazamiento lineal de los complejos de anillo paralelo a la costa W de la isla principal y la presencia de algunas fallas NS sugieren la presencia de una estructura de *rift* (Giret and Lameyre, 1983).

3.3.2 Océano Atlántico

En el océano Atlántico las islas Ascensión, Gran Canaria y Tenerife, junto a las islas La Gomera, Fuerteventura y el sistema de cuencas King's Trough presentan xenolitos plutónicos y cuerpos plutónicos, respectivamente.

La isla Ascensión corresponde a un volcán compuesto de gran tamaño que se caracteriza por poseer depósitos lávicos y piroclásticos que poseen una serie de inclusiones o xenolitos de carácter plutónico, que incluyen dunitas cumuladas, gabros, monzonitas, sienitas y granitos alcalinos. Estos xenolitos plutónicos fueron interpretados por Harris (1983) como cúmulos fraccionados, siendo considerados como el equivalente intrusivo del volcanismo félsico presente en la isla, el cual corresponde principalmente a domos, *coulés*, flujos

de lava y depósitos piroclásticos de composición traquítica y riolítica. Análisis de elementos mayores y trazas, junto al estudio de composiciones isotópicas, dan cuenta de que las rocas félsicas ricas en sílice presentes en la isla Ascensión son consecuencia de procesos de cristalización fraccionada en sistemas cerrados (Kar et al., 1998; Harris y Bell, 1982; Harris, 1983). Por otro lado, el archipiélago de las Canarias que comprende a las islas Gran Canaria, Tenerife, Fuerteventura, La Gomera, entre otras, posee características geológicas de alto interés para entender el volcanismo de intraplaca oceánico. Las islas Gran Canaria y Tenerife poseen un abundante registro de xenolitos plutónicos dentro de sus depósitos volcánicos y/o piroclásticos. Freundt-Malecha et al. (2001) relacionan la presencia de xenolitos de composición intermedia, principalmente gabros, sienogabros, sienodioritas y sienitas ricas en cuarzo, con el volcanismo con rangos medios en el contenido de sílice, el cual, en general, no se encuentra presente en el volcanismo oceánico de intraplaca, característico de ser en general bimodal, con composiciones básicas y ácidas. Concluyen que las ocurrencias de procesos de cristalización fraccionada darían origen a estas rocas. Por su parte, Borley et al. (1971) relacionan los xenolitos plutónicos encontrados en la isla de Tenerife a un complejo basal de anillo compuesto principalmente por rocas plutónicas ultramáficas, gabros, sienitas, sedimentos marinos y sistemas de diques basálticos. Cendrero (1970) y Stillman (1975) observan este complejo volcánico-plutónico en las islas La Gomera y Fuerteventura, respectivamente, generando el debate sobre si su origen corresponde a una fracción de complejos ofiolíticos o raíces del sistema volcánico que da origen al archipiélago. Ambos autores se inclinan por la última hipótesis. Javoy et al. (1986) realiza un estudio isotópico de hidrógeno y oxígeno donde concluye que el complejo plutónico basal no corresponde a un complejo ofiolítico característico de la litósfera oceánica.

King's Trgouh corresponde a una larga cadena de cuencas paralelas generadas en suelo oceánico de 450 km de largo situadas a 700 km al NE del archipiélago de Azores. Estudios sísmicos y gravimétricos sugieren que esta configuración es producto de la actividad de un *hotspot* desde hace aproximadamente 55 Ma (Kidd et al., 1982). En este sistema de cuencas destaca la presencia dioritas y gabros alcalinos asociados al monte submarino Anti-Altair. Stebbins and Thompson (1978) sugieren, basados en la química de elementos mayores y trazas, junto a la mineralogía presente, la existencia de una gran cámara mágmatica bajo el monte Anti Altair. Esta estaría afectada por procesos de cristalización fraccionada que involucra biotitas ricas en Ti y estaría representada por la presencia de texturas cumuladas y bandeamiento ígneo.

3.3.3 Océano Pacífico

En el océano Pacífico, junto a la isla Robinson Crusoe, el plutonismo asociado a volcanismo de intraplaca oceánico se observa además en las islas de Hawaii y Tahiti.

La isla oceánica de Hawaii está constituida por una serie de volcanes tipo escudo, entre los que destacan el Mauna Kea, Mauna Loa, Kilauea y Hualalai. Se han observado numerosos xenolitos de rocas intrusivas ultramáficas, así como también gabros y ejemplares leucocráticos como monzodioritas, dioritas, sienogabros y sienitas en estos volcanes. El volcán Hualalai en particular, posee abundantes xenolitos intrusivos que, a diferencia de los demás volcanes de la isla, comprenden composiciones más félsicas. Destacan, además, los depósitos de traquitas Pu'u Wa'awa'a que poseen xenolitos de sienitas que fueron interpretados por Moore et al. (1987) como rocas cumuladas que serían el equivalente intrusivo de las traquitas antes mencionadas. Por otro lado, los xenolitos máficos han sido interpretados como cúmulos formados en cámaras magmáticas alcalinas y toleíticas y fragmentos de la corteza oceánica (Clague, 1987; Cousens et al., 2003; Shamberger and Hammer, 2006). Cousens et al. (2003) concluyen que los depósitos traquíticos de Pu'u Wa'awa'a corresponden al resultado de procesos de cristalización fraccionada de un magma parental basáltico alcalino.

En el archipiélago Society, Polinesia Francesa, se encuentra la isla de Tahiti. Se compone de dos volcanes adyacentes, Tahiti-nui en el oeste y Taiarapu hacia el este. Destaca la presencia de complejos intrusivos de tipo anillo en la caldera del volcán Tahiti-Nui. Las rocas de este complejo intrusivo constituyen dos series alcalinas contrastantes, una serie subsaturada en sílice compuesta por theralites, essexites y sienitas de nefelina y otra serie sobresaturada en sílice que subyace a la anterior y se compone de gabros, monzonitas y sienitas. La cristalización fraccionada de clinopiroxeno y posterior anfíbol controlan la diferenciación magmática generando las dos series magmáticas antes mencionadas (McBirney y Aoki, 1968; Bardintzeff et al., 1988).

Es importante recalcar la importancia de los procesos de cristalización fraccionada dentro de la evolución de los distintos complejos volcánicos de intraplaca oceánica conocidos alrededor del mundo y como esto, además, explica la presencia de rocas intrusivas dentro de los sistemas volcánicos. De esto se desprende la importante influencia de los procesos geológicos de alzamiento y erosión, que permiten exhumar cuerpos intrusivos generados en profundidad, dentro de un contexto tectónicamente inactivo.

4. Descripción y petrografía del Intrusivo de Punta Larga

4.1 Descripción de afloramientos

El Intrusivo Punta Larga se presenta, a diferencia de lo evidenciado por Morales (1987), como un conjunto de cuerpos discontinuos, que intruyen a las lavas basálticas de la Secuencia Punta Larga. En conjunto, estos cuerpos de rocas intrusivas no parecen representar la apófisis de un cuerpo plutónico prismático cilíndrico, en consecuencia, su forma en planta no sería semi-circular. Además, poseen un carácter leucocrático y se componen de sienitas de clinopiroxeno (Reyes, 2012).



Figura 4.1: Afloramiento masivo del Intrusivo Punta Larga. Se observa su carácter leucocrático y su potencia aproximada de 2-3 m. Además, se presenta disectado por un dique máfico oblicuo asociado a las lavas de la Secuencia Punta Larga.

La morfología de estos cuerpos comprende afloramientos masivos, filones y lentes. Por un lado, los afloramientos masivos poseen potencias métricas en un rango entre 2-3 m, se presentan pseudo-concordantes con las lavas de la Secuencia Punta Larga y a su vez se encuentran cortados por diques máficos con un alto grado de alteración, característicos de esta unidad volcánica (Figura 4.1). Por otro lado, los filones tienen una potencia decimétrica (10-20 cm) y cortan a la secuencia volcánica antes mencionada (Figura 4.3). En tanto, los cuerpos lenticulares tienen una potencia de algunas decenas de centímetros y un largo que puede alcanzar aproximadamente 1 m (Figura 4.2). En algunos sectores de la península donde afloran estos cuerpos, lentes y filones se encuentran espacialmente cercanos y asociados, siendo cortados por los mismos diques máficos antes mencionados.



Figura 4.2: Afloramiento lenticular del Intrusivo Punta Larga intruyendo las lavas de la Secuencia Punta Larga.



Figura 4.3: Afloramiento en forma de filones y lentes del Intrusivo Punta Larga.

4.2 Petrografía del Intrusivo Punta Larga

4.2.1 Generalidades

Se describieron un total de 4 muestras pertenecientes al Intrusivo de Punta Larga o Intrusivo Punta Larga (IPL), cuya mineralogía se compone de cristales de ortoclasa, plagioclasa, clinopiroxeno y en menor medida cuarzo y óxidos de Fe-Ti, formando una textura fanerítica. Las plagioclasas son ricas en Ca, sin embargo, presentan un recrecimiento de plagioclasa rica en Na en sus bordes. Además, se presentan en su mayoría fracturadas, cuyo relleno se compone de ortoclasa. Estos cristales presentan en su mayoría una textura acumulada (Figura 4.4). Junto a eso, se observa un proceso de uralitización que afecta a los clinopiroxenos presentes. El grado de alteración es variable dentro de las muestras, el cual comprende fases minerales como epidota,

clorita y óxidos de Fe-Ti. En tanto, las fases minerales accesorias corresponden a apatito y circón.

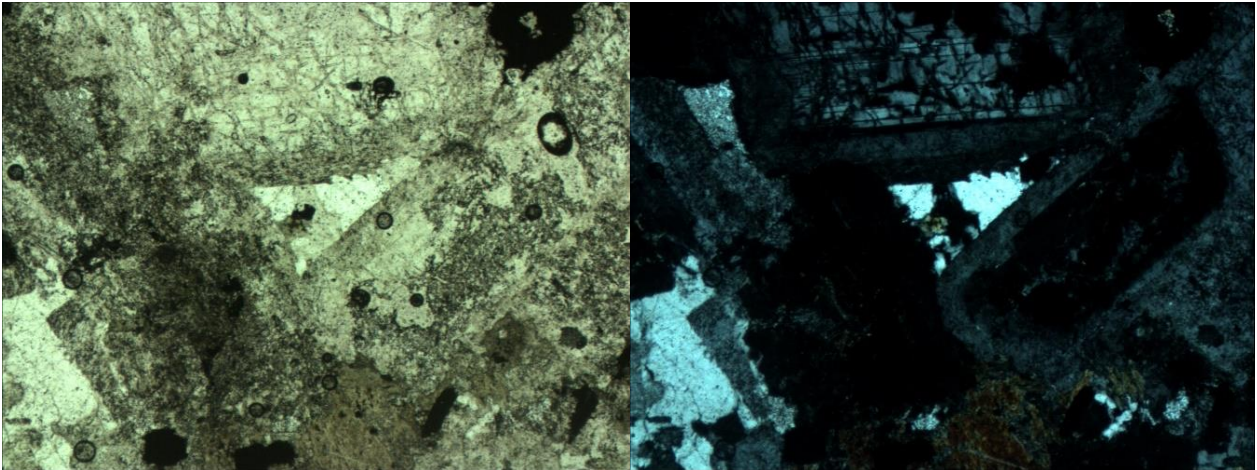


Figura 4.4: Microfotografía a nícoles paralelos (izq) y cruzados (der) que ilustra la textura fanerítica y acumulada. (Aumento 5x).

4.2.2 Descripción petrográfica

La textura fanerítica se presenta predominante en todas las muestras. Destaca el carácter inequigranular de las rocas, donde el tamaño de grano varía de grano grueso a fino, con una predominancia de cristales de grano medio. Resalta la muestra JR260112-4, la cual posee cristales de plagioclasa que alcanzan tamaños de hasta 10mm, en contraste con la muestra LL270711-3 que no supera los 5mm. El carácter inequigranular se ejemplifica de buena manera en la muestra LL270711-2 (Figura 4.5) debido a la existencia de dos familias de tamaños de grano, evidentes incluso a muestra de mano. Las plagioclasas poseen predominantemente un tamaño de grano grueso a medio, al igual que gran parte de los cristales de clinopiroxeno, mientras que los cristales de ortoclasa poseen, en general, un tamaño de grano medio a fino. Exceptuando a los cristales de apatito que se presentan euhedrales a subhedrales, en general, los cristales son anhedrales a subhedrales, mientras que su estructuralidad e integridad es de baja a media (Figura 4.6).

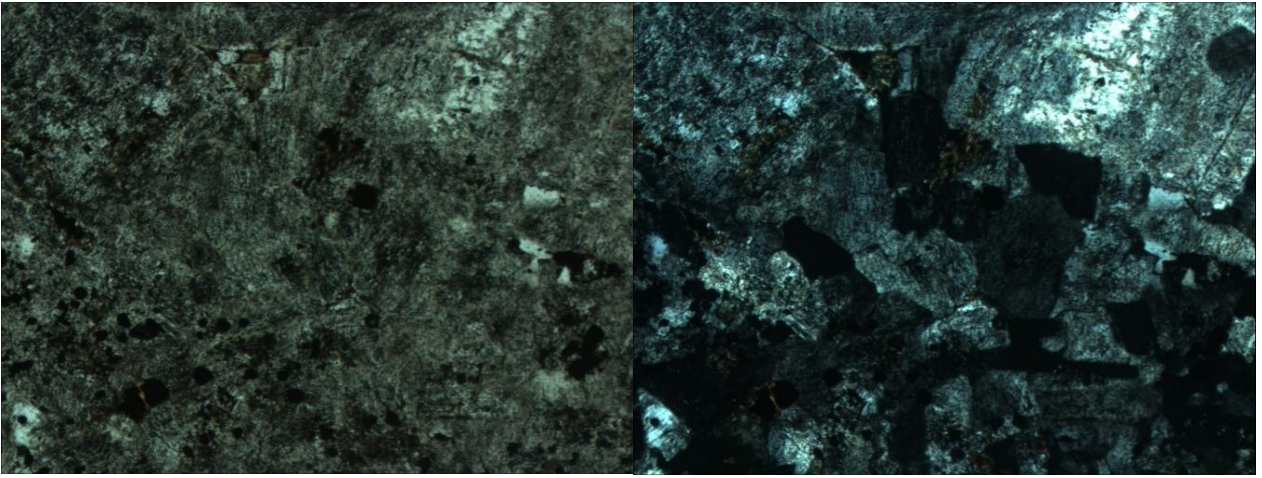


Figura 4.5: Microfotografía a nicoles paralelos (izq) y cruzados (der) que ilustra el carácter inequigranular de la muestra LL270711-2 (Aumento 5x).

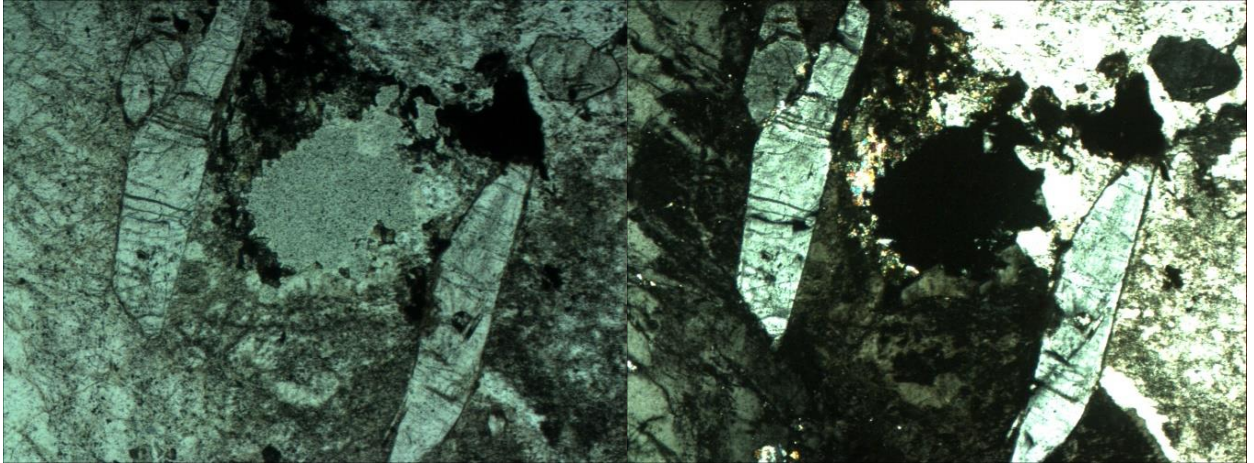


Figura 4.6: Microfotografía a nicoles paralelos (izq) y cruzados (der) que ilustra 2 cristales de apatito dentro de un cristal de plagioclasa evidentemente alterado. (aumento 5x)

Se observa que los cristales de clinopiroxeno están en su mayoría afectados por un proceso de uralitización (Figura 4.7), el cual se hace menos evidente en las rocas más alteradas, por ejemplo, la muestra LL270711-2, donde se encuentran alterados mayormente a clorita y óxidos de Fe-Ti.

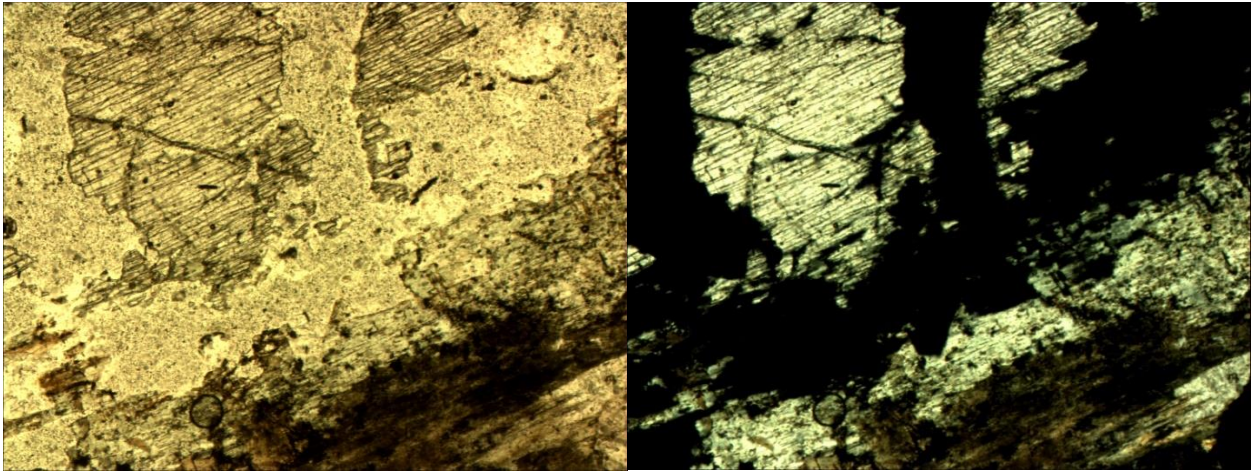


Figura 4.7: Microfotografía a nicoles paralelos (izq) y cruzados (der) donde se observa un cristal de clinopiroxeno fracturado (zona superior izquierda) que posee un reemplazo a hornblenda (zona inferior derecha) (Aumento 5x).

En tanto, los cristales de plagioclasa generan una textura adcumulada, evidente incluso a muestra de mano, donde se observan recrecimientos en sus bordes. Estos recrecimientos son de plagioclasa sódica o albítica, en contraposición al cristal original que corresponde a plagioclasa cálcica o anortítica (Figura 4.8). A esta característica se añade la presencia de fracturas rellenas de feldespatos-k tipo ortoclasa. Junto a esto, se tiene que los cristales de ortoclasa generan una textura ortoacumulada a mesoacumulada. En ambos casos, los intersticios están rellenos de cuarzo, cuarzo con epidota o se encuentran sin relleno. En ocasiones, los intersticios corresponden a clinopiroxenos afectados por procesos de uralitización.

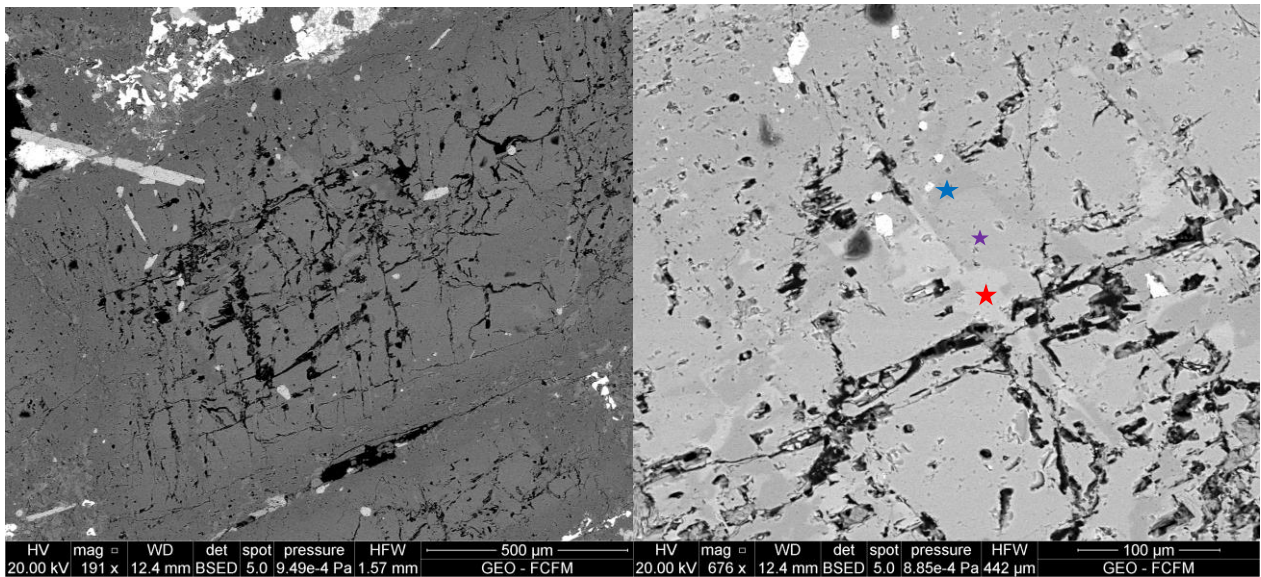


Figura 4.8: Microfotografía SEM de un cristal de plagioclasa cálcica (morado) fracturado. El relleno de las fracturas se compone de ortoclasa (rojo). Sus bordes recrecidos corresponden a plagioclasa sódica (celeste).

Texturas poiquiliticas con los cristales de apatito como *chadacristal* se observan en todos los casos, siendo más evidentes en la muestra JR260112-

4 debido al tamaño y abundancia de los apatitos. Estos cristales se encuentran dentro de las plagioclasas, clinopiroxenos y ortoclasas, lo que evidencia que no hay una fase mineral preferencial que contenga a los minerales de apatito y que estos cristalizaron en un estadio temprano del sistema.

Por otro lado, los minerales opacos, correspondientes a óxidos de Fe-Ti, se presentan principalmente como microcristales subhedrales a euhedrales, sin embargo, en algunos casos (muestra JR260112-4) se observan grandes cristales anhedrales con evidencias de reabsorción (Figura 4.9).

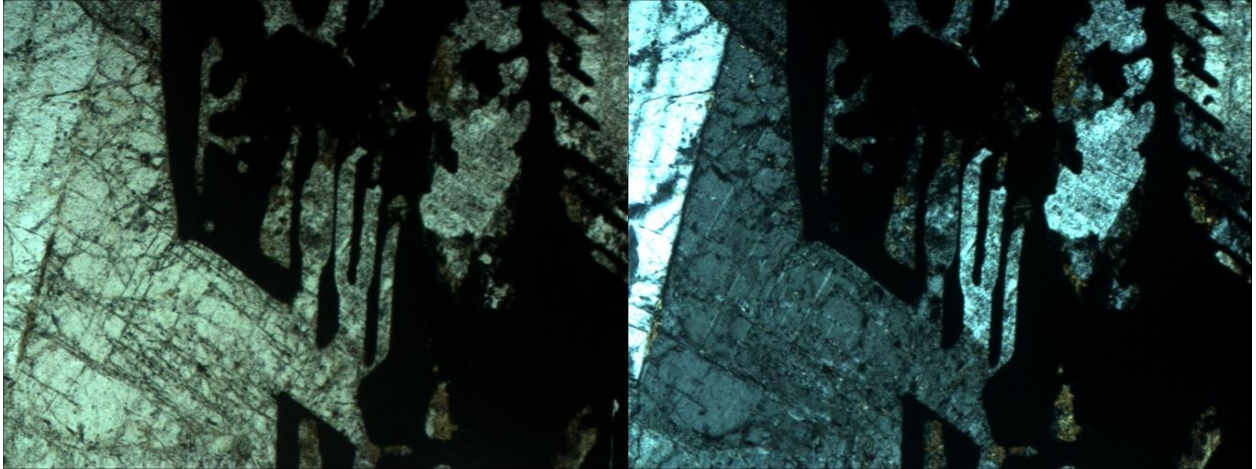


Figura 4.9: Microfotografía a nícoles paralelos (izq) y cruzados (der) que muestra un fenocristal de un óxido de Fe-Ti con textura de reabsorción. (Aumento 5x).

Los minerales presentes y su abundancia (estimada mediante un conteo modal digital realizado con el software JMicroVision 1.2.7 considerando 100 puntos) permiten clasificar la roca como sienitas y sienitas ricas en cuarzo de clinopiroxeno (Figura 4.10).

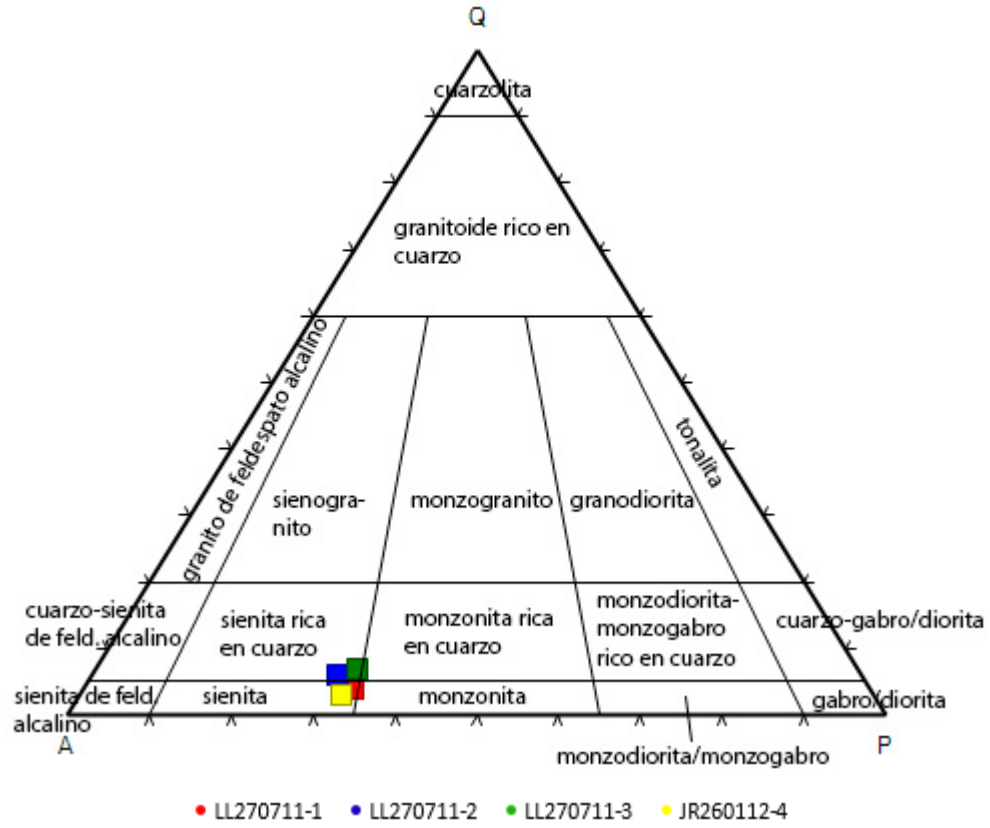


Figura 4.10: Clasificación modal QAP (Streckeisen, 1976)

5. Geoquímica del Intrusivo Punta Larga

5.1 Geoquímica de roca total

Se realizan análisis geoquímicos a 4 muestras pertenecientes al Intrusivo Punta Larga (LL270711-1, LL270711-2, LL270711-3 y JR260112-4). El estudio de elementos mayores, trazas, tierras raras se realiza en Laboratorios Acme, mediante el uso de IPC-OES y ICP-MS en Vancouver, Canadá. En tanto, las razones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) son determinadas mediante el uso de TIMS en GEOMAR Helmholtz Center, Kiel, Germany y en Laboratoire Magmas and Volcans, Clermont-Ferrand, Francia. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 2.

Además, se utilizan datos geoquímicos de estudios anteriores (Reyes, 2012; Reyes et al., 2017) que se adjuntan en el anexo C. Estos datos, corresponden a las rocas volcánicas pertenecientes a las secuencias Punta Larga, Puerto Inglés y Bahía del Padre definidas por Morales (1987). De acuerdo con Reyes et al. (2017), se utiliza la nomenclatura "Etapa Escudo" o "Volcanismo Escudo" para referirse a las rocas de las secuencias Punta Larga y Puerto Inglés y "Etapa Rejuvenecida" o "Volcanismo Rejuvenecido" para hacer alusión a las rocas pertenecientes a la secuencia Bahía del Padre. Además, se hace referencia a la nomenclatura "Escudo Diferenciado" para representar a la muestra LL270711-5 perteneciente a la Secuencia Puerto Inglés y clasificada por Reyes (2012) como andesita basáltica de piroxeno. Esta última diferenciación se realiza considerando que esta muestra corresponde al producto extrusivo con mayor grado de diferenciación de la isla Robinson Crusoe, con contenidos silíceos cercanos a los del Intrusivo Punta Larga y perteneciente al volcanismo de tipo escudo.

Los datos geoquímicos son normalizados con relación a la suma total de óxidos libres de volátiles, mientras que las razones FeO y Fe₂O₃ son transformadas a FeO_{total} mediante la fórmula (Middlemost, 1989 en Rollinson, 1993):

$$FeO_t = FeO + \frac{Fe_2O_3}{1.11138} \quad (1)$$

La geoquímica del Intrusivo Punta Larga se presenta junto a los datos del "Volcanismo Escudo" y el "Escudo diferenciado" con el fin de analizar este cuerpo en conjunto con las unidades volcánicas presentes en la isla Robinson Crusoe y de esta forma entender la evolución geológica de esta. Así, el "Volcanismo Rejuvenecido" no se ubica dentro del análisis dado que, como se evidencia en este estudio, corresponde a una unidad volcánica que no es cogenética al volcanismo de tipo escudo y no comprende ningún significado geológico relevante a la hora de establecer una petrogénesis del Intrusivo Punta Larga.

Localidad	Intrusivo Punta Larga				Localidad	Intrusivo Punta Larga			
	T. Blancas	T. Blancas	T. Blancas	T. Blancas		T. Blancas	T. Blancas	T. Blancas	T. Blancas
Coord. E	694035	693920	693948	693930	Coord. E	694035	693920	693948	693930
Coord. N	6273917	6274247	6274398	6274424	Coord. N	6273917	6274247	6274398	6274424
Roca	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Roca	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
Muestra	LL270711-1	LL270711-2	LL270711-3	JR260112-4	Muestra	LL270711-1	LL270711-2	LL270711-3	JR260112-4
SiO2	55.77	62.24	58.97	56.39	Zr	500.7	742.8	501.1	283.8
TiO2	2.17	0.87	1.21	1.33	Y	58.4	43.3	49.4	32.6
Al2O3	16.24	17.37	17.06	18.6	La	75.8	68.6	76.9	44.9
Fe2O3	8.54	4.81	7.65	6.07	Ce	150.8	144.3	144	88.1
MgO	2.26	0.56	0.92	1.37	Pr	18.22	13.91	17.58	10.89
MnO	0.11	0.03	0.09	0.09	Nd	73.5	50	68.3	47.5
CaO	5.2	0.87	2.65	5.89	Sm	15.18	9.28	13.29	8.79
Na2O	5.89	6.14	5.99	5.34	Eu	3.97	2.45	3.96	3.11
K2O	1.11	4.44	3.62	3.11	Gd	14.05	8.43	11.84	9.02
P2O5	0.69	0.18	0.3	0.63	Tb	2.27	1.52	1.96	1.31
LOI	1.7	2.2	1.2	0.8	Dy	11.25	8.06	9.71	6.79
SUMA	97.98	97.51	98.46	98.82	Ho	2.24	1.7	1.95	1.16
Cr2O3	0.003	<0,002	<0,002	<0,002	Er	5.88	4.83	4.99	3.05
Ni	26	<20	<20	<20	Tm	0.83	0.75	0.75	0.42
Sc	12	7	6	8	Yb	4.78	4.57	4.34	2.64
Ba	388	784	973	1815	Lu	0.68	0.67	0.63	0.33
Be	3	4	3	13	Mo	0.5	0.9	1.4	0.9
Co	14.1	7.3	7	18.6	Cu	44.9	18.9	9	6.7
Cs	<0,1	0.3	0.2	0.1	Pb	0.4	1.1	0.9	0.7
Ga	26.3	31.5	31.7	24.7	Zn	24	27	27	16
Hf	12.9	17	12.1	7.1	Ni	20.5	5.8	7.4	4.7
Nb	65.5	91.6	103.3	45.5	As	<0,5	1.2	0.7	3
Rb	23.6	90.7	62.8	52.7	Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sn	2	5	4	3	Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sr	609.7	239.9	435.5	760.2	Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ta	4.3	5.5	5.6	2.7	Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	8.4	12.9	7.7	4.3	Au (ppb)	<0,5	0.7	<0,5	0.5
U	2.4	3.2	2.1	1.2	Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0.05
V	180	39	28	87	Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
W	<0,5	0.9	0.5	67.2	Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Tabla 2: Geoquímica de roca total del Intrusivo Punta Larga.

5.2 Elementos mayores

Los diagramas de variación de elementos mayores o diagramas de Harker se presentan con respecto al contenido de SiO_2 dado el amplio rango de valores que alcanza este óxido, considerado en este trabajo como el principal parámetro diferenciador (Figuras 5.1 y 5.2).

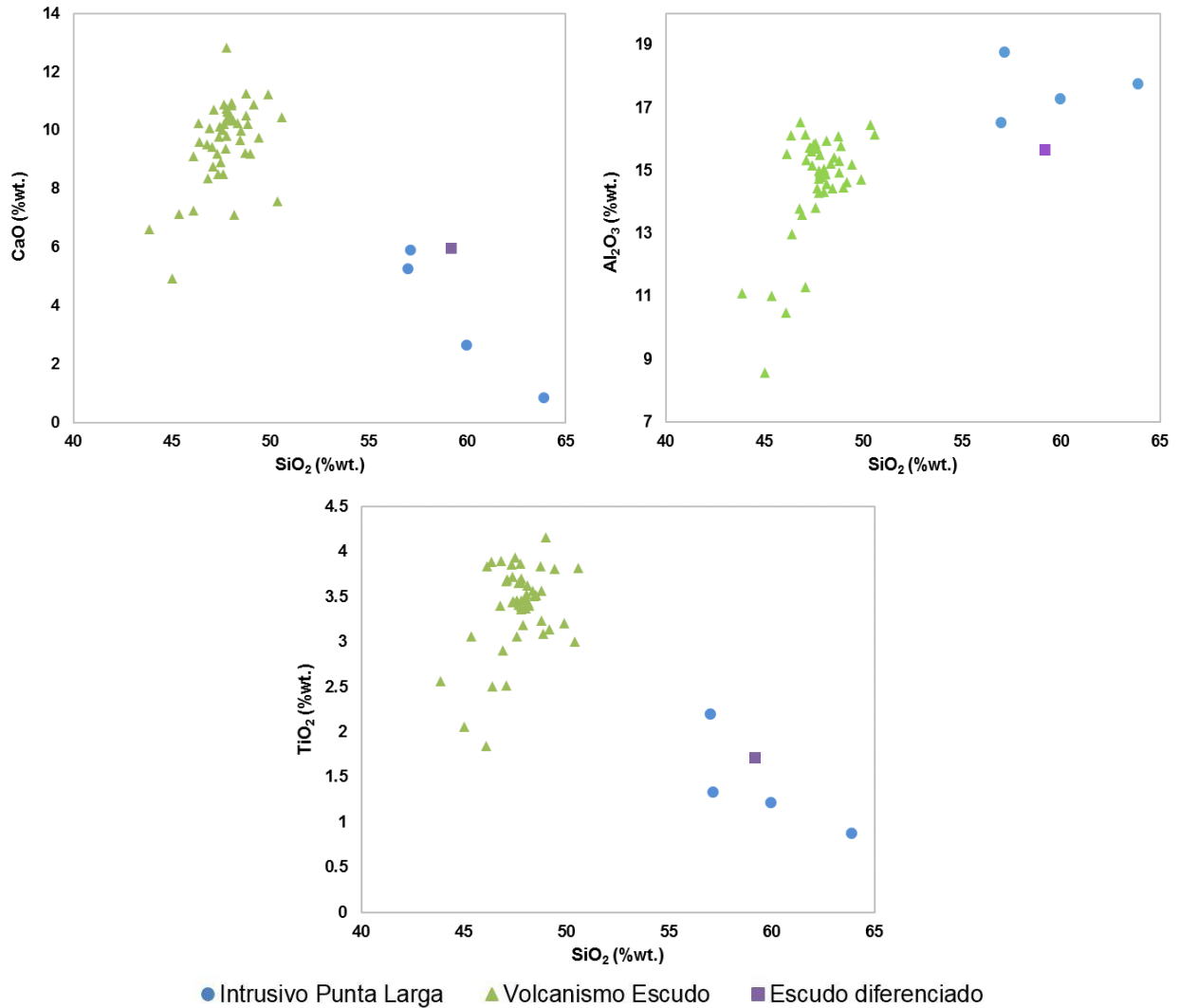


Figura 5.1: Geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.

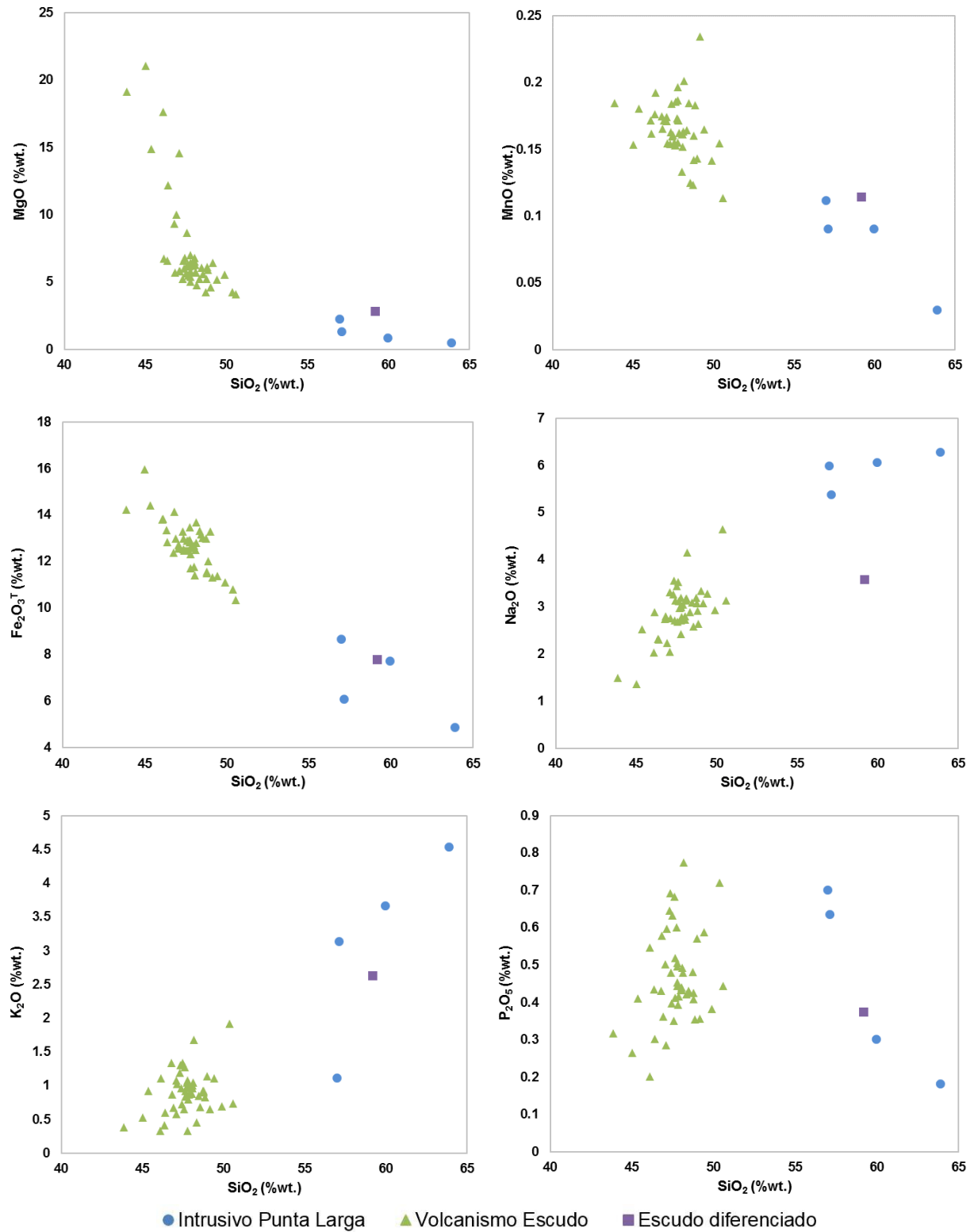


Figura 5.2: (Continuación) Geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.

Específicamente, el Intrusivo Punta Larga posee un contenido de SiO₂ con un rango entre 55.77 a 62.24 %wt. Se encuentra enriquecido en Al₂O₃, Na₂O y K₂O con contenidos que fluctúan entre los rangos 16.24-18.6 %wt.,

5.34-6.14%wt. y 1.11-4.44%wt., respectivamente. Por otro lado, este cuerpo intrusivo se presenta empobrecido en MgO, Fe_2O_3^T , TiO_2 , MnO y CaO, con contenidos que varían entre los 0.56-2.26%wt., 4.81-8.54%wt., 0.87-2.17%wt., <0.1%wt., y 0.87-5.89%wt., respectivamente. En tanto, el contenido de P_2O_5 muestra valores similares entre las secuencias volcánicas y el Intrusivo Punta Larga, con valores entre 0.69-0.18%wt.

Estos diagramas muestran de forma evidente un "gap" composicional entre los 50 y 56 %wt. de SiO_2 , aproximadamente, evidenciando la presencia de un magmatismo bimodal en la isla Robinson Crusoe. La Etapa Escudo presenta contenidos en SiO_2 entre los 44-50%wt., aproximadamente. Mientras que el Intrusivo Punta Larga y la muestra LL270711-5, representante del Escudo Diferenciado se encuentran enriquecidos en SiO_2 , evidenciando cantidades similares de este óxido, donde el Escudo Diferenciado presenta un contenido de 59.1%wt.

De acuerdo con el comportamiento de cada óxido, considerando tanto el volcanismo extrusivo como el representante intrusivo, se observa a grandes rasgos una disminución del MnO, MgO y Fe_2O_3^T y un aumento del K_2O y Na_2O a medida que aumenta el grado de diferenciación. De esta forma, el Intrusivo Punta Larga se encuentra empobrecido y enriquecido en estos óxidos, respectivamente. En el caso particular del MgO, destaca en la Etapa Escudo un conjunto de muestras con altos valores de este óxido, el cual fue denominado por Reyes et al. (2017) como grupos composicionales ricos en olivino, caracterizado por lavas básicas con un alto contenido de fenocristales de olivino, evidenciando un fraccionamiento y acumulación de estos. Además, el comportamiento del MgO presenta un cambio de pendiente importante en esta misma etapa cuando el contenido de SiO_2 es de aproximadamente 46-47%wt. Esto se podría deber a este proceso de fraccionamiento de olivino, fase mineral rica en MgO. Por otra parte, el IPL y el Escudo Diferenciado se encuentran enriquecidos en Al_2O_3 con respecto al volcanismo de tipo escudo, presentando un aumento constante a medida que aumenta el SiO_2 . El comportamiento de este óxido evidencia en la Etapa Escudo un cambio de pendiente similar al observado en el comportamiento del MgO, pero con pendiente positiva. En tanto, el CaO, P_2O_5 y TiO_2 presentan una tendencia al aumento en la zona menos diferenciada, asociada al volcanismo de tipo escudo y una a la disminución en la zona más diferenciada. Lo ocurrido con el CaO, P_2O_5 y TiO_2 puede deberse a un fraccionamiento de fases minerales que incorporan estos óxidos a su estructura en estadios intermedios de la evolución magmática como piroxenos cálcicos, plagioclasas, apatito y óxidos de Fe-Ti, respectivamente.

Según el diagrama TAS para rocas plutónicas (Cox et al., 1979) es posible clasificar químicamente a las rocas del Intrusivo Punta Larga como sienitas y sienodioritas de clinopiroxeno (Figura 5.3).

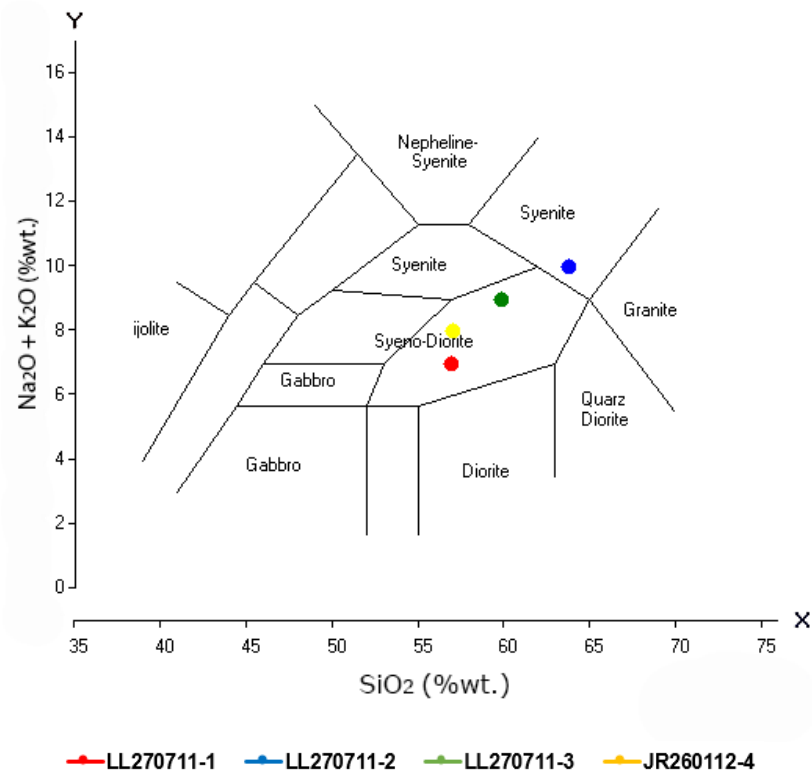


Figura 5.3: Clasificación química del Intrusivo Punta Larga (Cox et al., 1979).

5.3 Elementos trazas

Se seleccionan distintos elementos trazas pertenecientes a los distintos grupos de elementos geoquímicos, los cuales son agrupados dada su similitud en sus características químicas, las que se traducen en un comportamiento geoquímico similar. Se seleccionaron el Sr, Ba y Rb (representantes de los elementos móviles o LILE), el Hf, Y, Nb y Ta (representantes de los HFSE) y finalmente Co, Ni y V (representantes de los elementos de transición). El comportamiento de estos elementos se estudia con respecto al contenido de SiO₂, factor de diferenciación escogido dada su alta variación dentro de las rocas estudiadas.

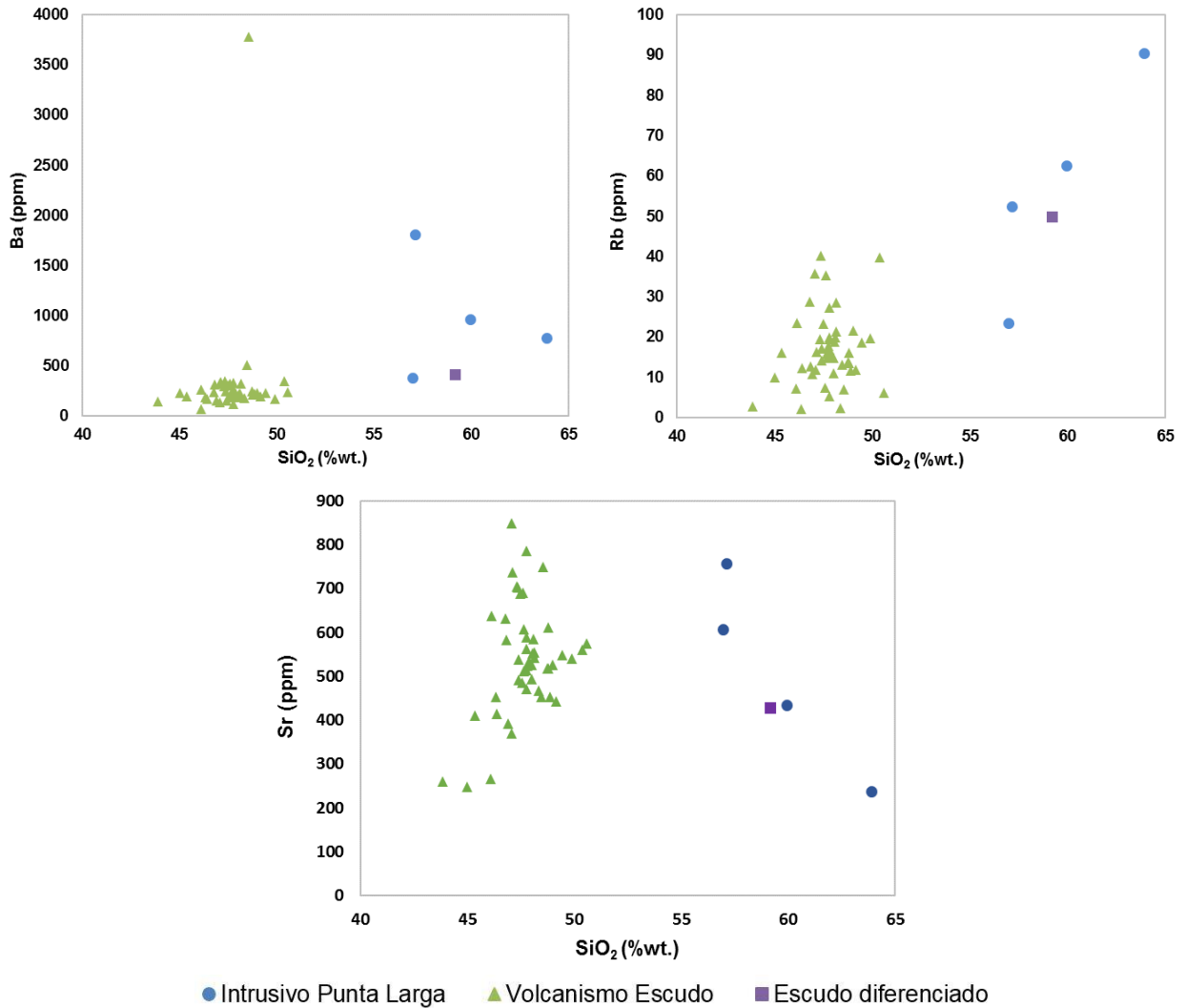


Figura 5.4: Geoquímica de elementos traza (LILE) de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.

Las rocas del IPL y el Escudo Diferenciado se encuentran enriquecidas en Ba y Rb con respecto al Volcanismo Escudo, evidenciando una tendencia al ascenso a medida que aumenta el grado de diferenciación. Destaca la muestra JR160913-1 dado su alto contenido en Ba de 3789ppm, anómalo al resto de las muestras de la isla. El caso del Sr presenta un particular comportamiento, donde se observa un marcado cambio de pendiente en los estadios intermedios del sistema. Así, el Volcanismo Escudo presenta un aumento del contenido de Sr a medida que aumenta el SiO₂, sin embargo, ya en las rocas diferenciadas hay una disminución drástica tras un aumento en el grado de diferenciación (Figura 5.4).

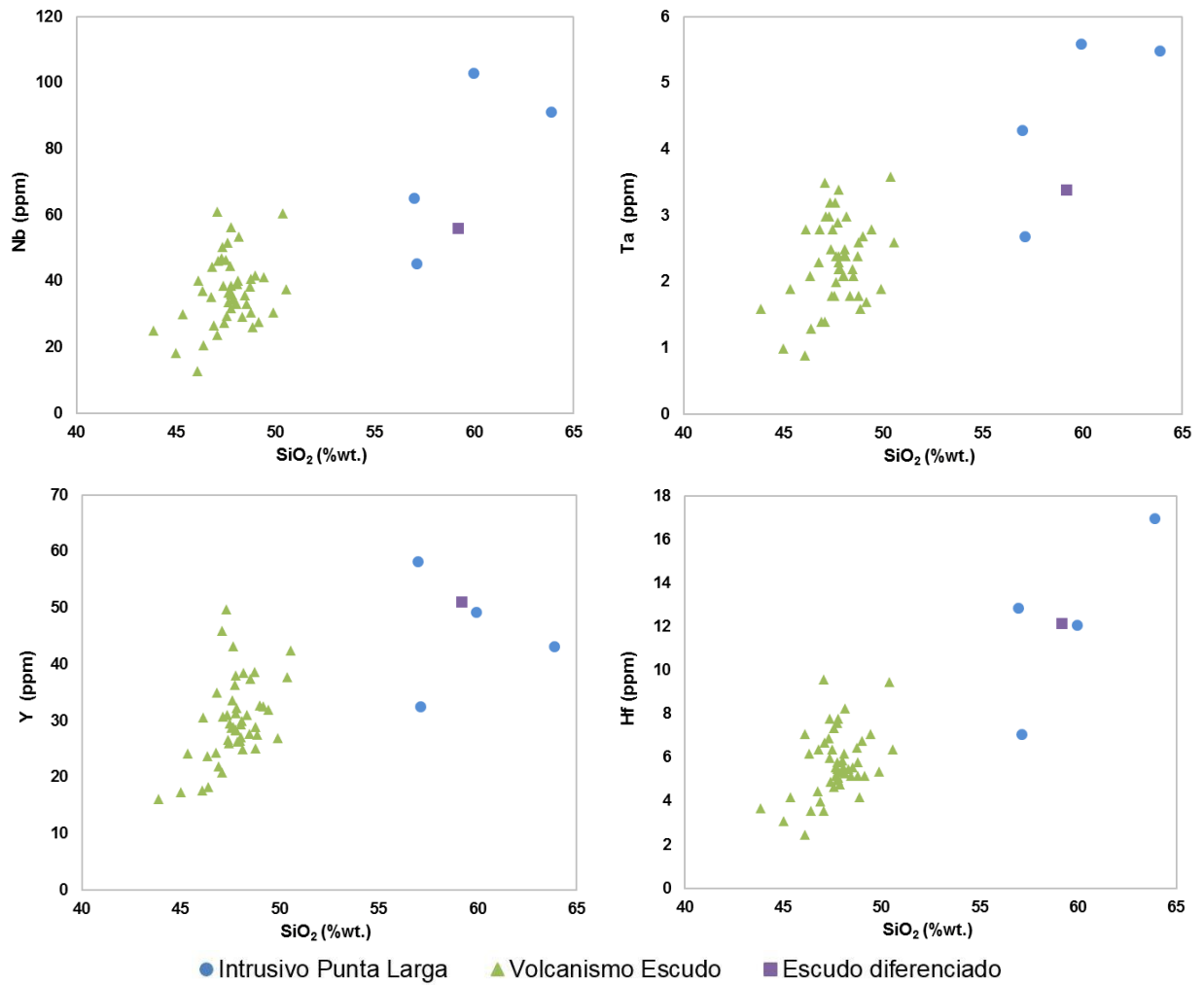


Figura 5.5: Geoquímica de elementos traza (HSFE) de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.

En tanto, para los HSFE, el IPL y el Escudo Diferenciado muestran un enriquecimiento con respecto al Volcanismo Escudo, menos evidente que para los LILE, dado que las muestras menos diferenciadas del IPL poseen contenidos de HFSE similares a las muestras más diferenciadas del volcanismo de tipo escudo. Además, se evidencia una tendencia positiva a medida que aumenta el contenido de SiO₂ %wt., con excepción del Y, el cual presenta una tendencia a valores más bajos a medida que aumenta el grado de diferenciación, con excepción de la muestra JR260112-4 (Figura 5.5).

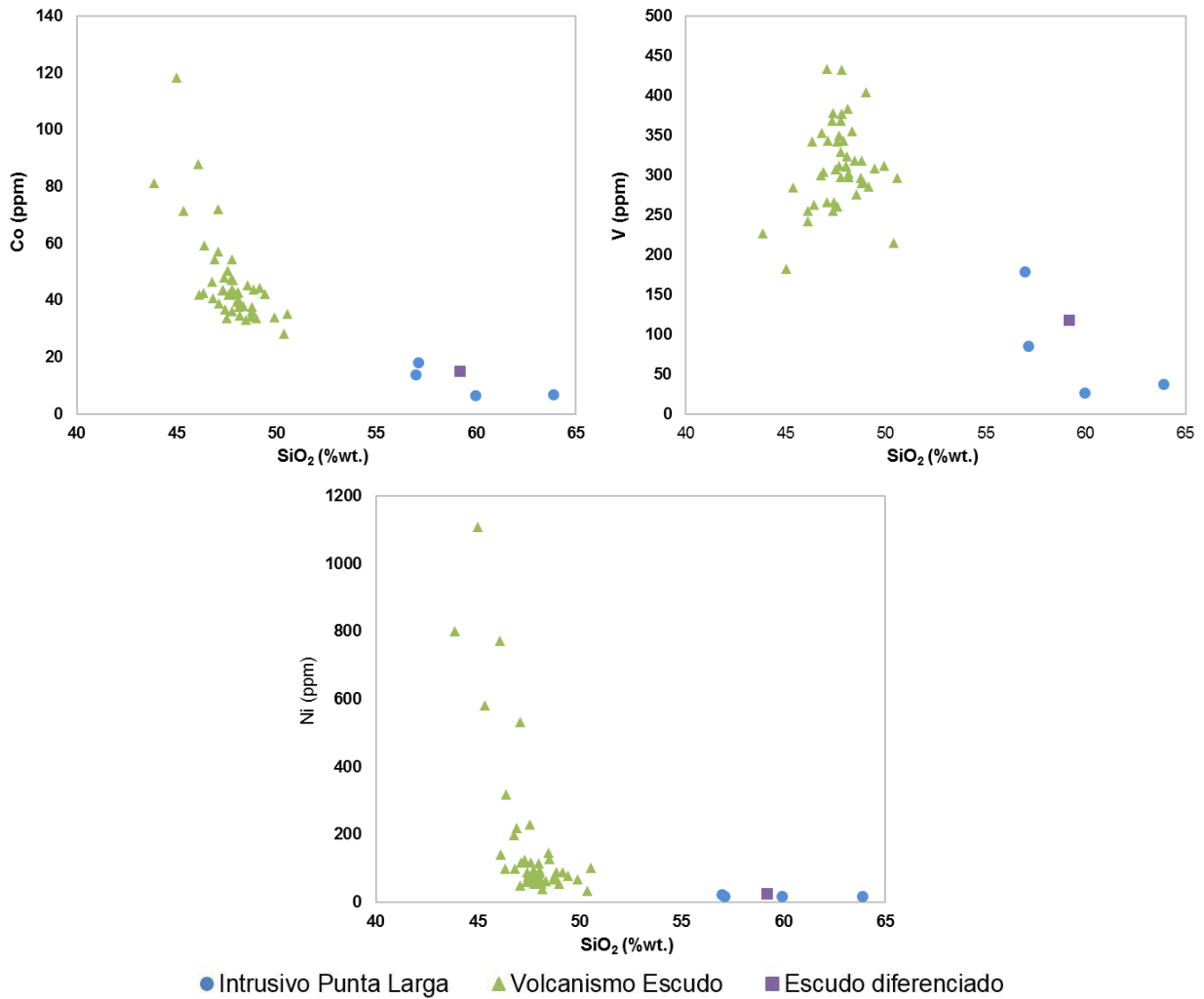


Figura 5.6: Geoquímica de elementos traza (elementos de transición) de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.

Los elementos de transición como el Co, Ni y V se comportan de manera inversa a los LILE, dado que son elementos compatibles, lo que implica que poseen una tendencia a ingresar a la estructura cristalina de los minerales en estadios tempranos de la evolución magmática. Estos elementos muestran una disminución constante a medida que el sistema alcanza altos niveles de diferenciación. De esta manera, el Volcanismo Escudo se presenta enriquecido en Co y V con respecto al IPL y el Escudo Diferenciado (Figura 5.6). Es importante resaltar la similitud del comportamiento del Co, Ni y el Mg, donde se observa el cambio de pendiente antes mencionado para el Volcanismo Escudo.

5.4 Tierras raras

Los patrones de REE del Intrusivo Punta Larga se presentan de forma individual (Figura 5.7) e integrado (Figura 5.8) con las rocas volcánicas de la Etapa Escudo y el Escudo diferenciado.

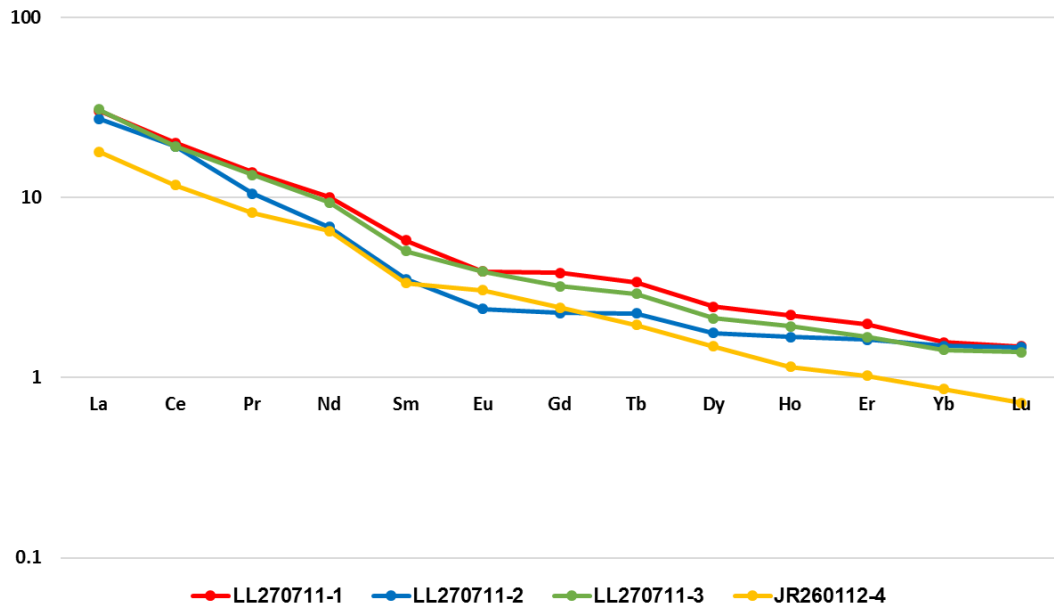


Figura 5.7: Patrón de tierras raras del Intrusivo Punta Larga (Normalizado al NMorb (Sun & McDonough, 1989)).

El patrón de tierras raras del Intrusivo Punta Larga normalizado al NMORB (Sun & McDonough, 1989) muestra un claro enriquecimiento en las LREE, que se vuelve menos importante en las HREE, con excepción de la muestra JR260112-4 que se encuentra empobrecida en Yb y Lu. Los patrones son a grandes rasgos similares entre las 4 muestras con pendientes La/Yb=18.3 a 21.6, donde destaca la muestra LL270711-2 que posee una alta pendiente en las LREE (La/Sm) y una pendiente muy baja en las HREE (Gd/Yb). Las muestras LL270711-1, LL270711-2 y LL270711-3 muestran un leve empobrecimiento en los MREE, dando a la curva una forma de "valle". Otra característica que muestran estas 3 muestras es que poseen valores de La y Ce (LREE) y Yb y Lu (HREE) muy similares. A diferencia de la muestra JR260112-4 que corresponde a la muestra menos diferenciada de todas.

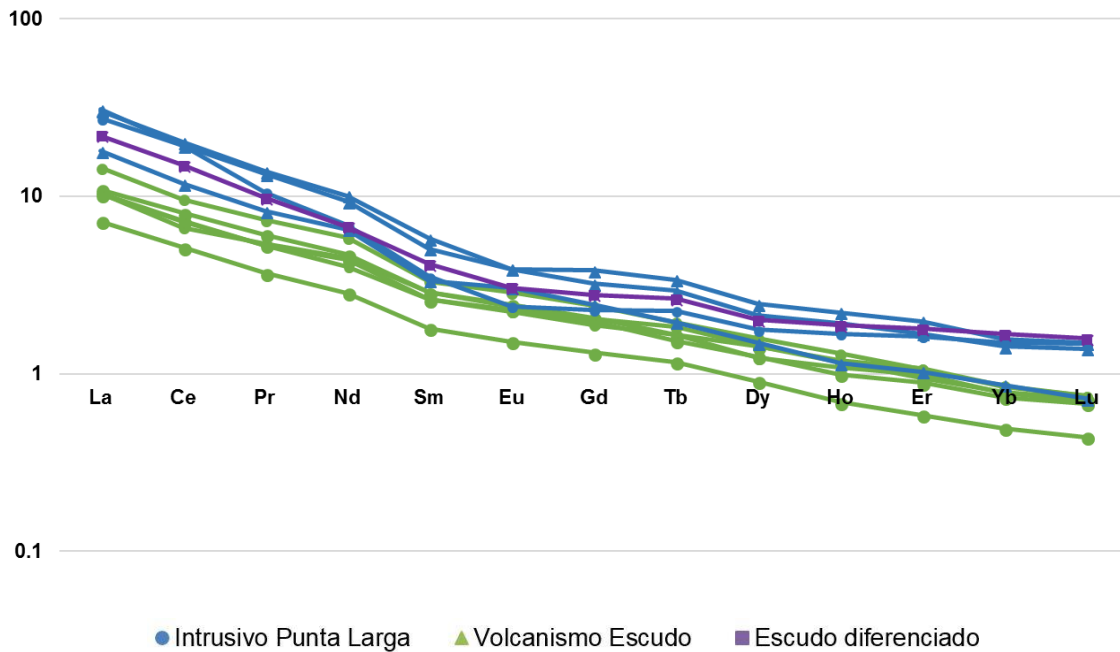


Figura 5.8: Patrón de tierras raras de las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe (Normalizado al NMORB (Sun & McDonough, 1989)).

En relación con las rocas volcánicas del Volcanismo Escudo, el Intrusivo Punta Larga junto al Escudo Diferenciado se presentan, en general, enriquecidos en todos los elementos pertenecientes a las REE. Junto a esto, se observa que el Volcanismo Escudo se encuentra empobrecido en HREE con respecto al NMORB (Sun & McDonough, 1989) mostrando una distribución muy similar entre las muestras que lo representan.

Las pendientes La/Yb del volcanismo de tipo escudo alcanzan un valor promedio de 15.77, siendo menores que el IPL, pero mayores al Escudo Diferenciado, cuya pendiente La/Yb alcanza un valor de 13.3.

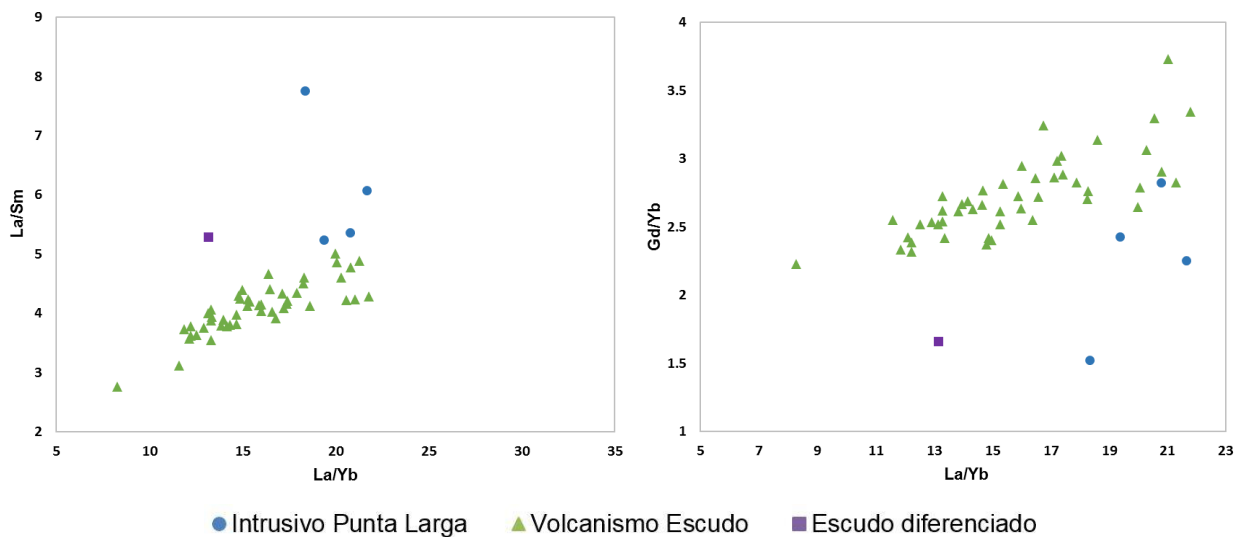


Figura 5.9: Razones La/Yb vs La/Sm (izq) y La/Yb vs Gd/Yb (der). Se observa que el volcanismo escudo posee altos valores de LREE. En tanto las HREE son considerablemente constantes.

Las pendientes en la zona de LREE varían considerablemente (Figura 5.9, izquierda), siendo el IPL la unidad que posee las mayores pendientes con un promedio de la razón La/Sm=6.12. En tanto, para las HREE se observa que (Figura 5.9, derecha) las razones Gd/Yb son similares tanto para el Volcanismo Escudo como para el Escudo Diferenciado con valores Gb/Yb cercanos a 2.7, mientras que el IPL posee un valor promedio de esta razón levemente menor de 2.26. Destaca la muestra LL270711-2, ya que posee las mayores pendientes de LREE y las menores pendientes HREE, característica compartida con el Escudo Diferenciado.

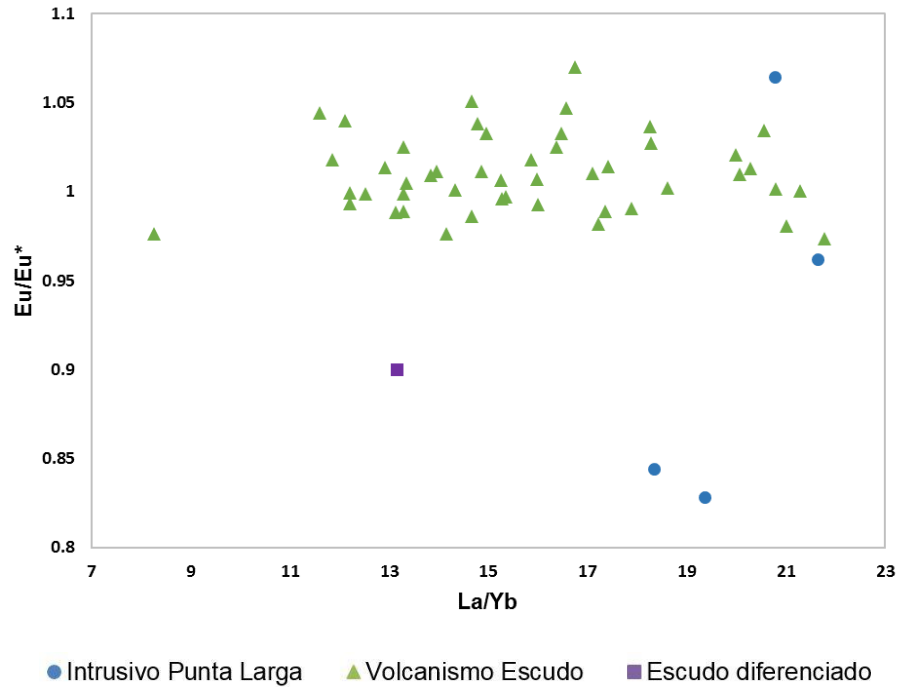


Figura 5.10: Anomalía de Europio (Eu). Valores alejados de 1 indican dicha anomalía.

La razón Eu/Eu^* indica anomalías de Eu cuando los valores se alejan considerablemente de 1, siendo estas positivas si el valor de la razón es mayor a 1 y negativa si es menor. En la Figura 5.10 se observa una anomalía de Eu de carácter leve para las muestras LL270711-1 y LL270711-2, las cuales presentan valores Eu/Eu^* menores al 0.85 y de menor magnitud para la muestra representante del Escudo Diferenciado. En tanto, las rocas de la Etapa Escudo y Etapa Rejuvenecida presentan valores cercanos a 1, no representando una anomalía de Eu significativa. La anomalía de Eu se obtiene de la fórmula (Taylor y McLennan, 1985 en Rollinson, 1993):

$$(Eu/(Eu^*)) = Eu_N / \sqrt{Sm_N * Gd_N} \quad (2)$$

donde el subíndice "N" indica la cantidad de dicho elemento normalizada con respecto al NMORB (Sun & McDonough, 1989).

5.5 Isótopos radiogénicos

La Figura 5.11 muestra las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de algunas de las muestras correspondientes a la Etapa Escudo, Etapa Rejuvenecida, Escudo Diferenciado, xenolitos mantélicos y el Intrusivo Punta Larga.

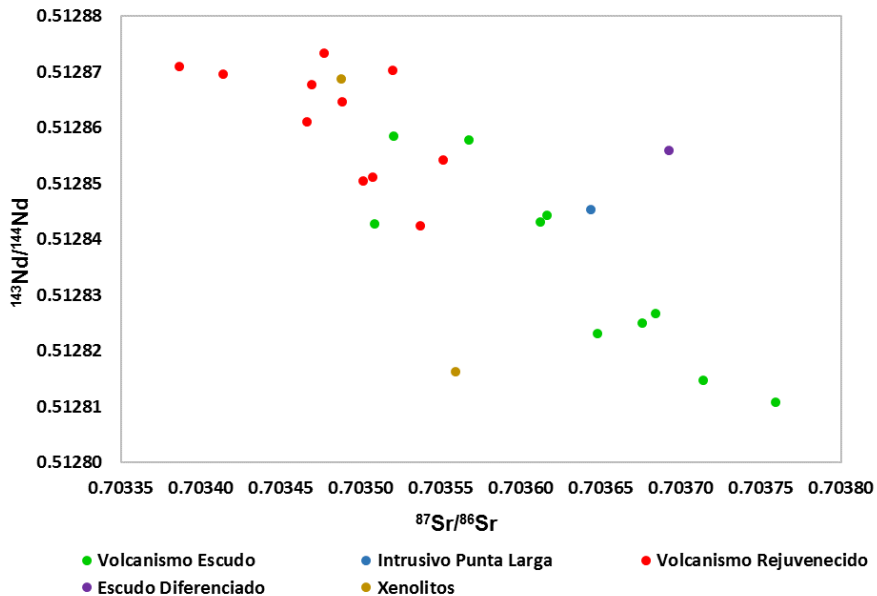


Figura 5.11: Razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe.

Los valores de las razones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ poseen un rango entre 0.51281 y 0.51288 y entre 0.70335 y 0.70376, respectivamente. Esto coincide con el estudio de Baker et al., (1987) para las rocas del archipiélago Juan Fernández, en particular para las rocas volcánicas de la isla Robinson Crusoe.

Se observa como rasgo general que el Volcanismo Rejuvenecido presenta un enriquecimiento en la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mientras que se encuentra empobrecido en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Por otro lado, el Volcanismo Escudo presenta un comportamiento opuesto, con un enriquecimiento en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y un empobrecimiento en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. En tanto, el Intrusivo Punta Larga y el Escudo Diferenciado poseen valores similares al Volcanismo Escudo, con un leve enriquecimiento en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en la muestra correspondiente al Escudo Diferenciado. Dado esto, es importante notar la presencia de tres conjuntos de datos: la Etapa Rejuvenecida, una zona sin predominancia de algún tipo de volcanismo con muestras tanto del Volcanismo Escudo como del Volcanismo Rejuvenecido, y la Etapa Escudo propiamente tal, que incluye al Escudo Diferenciado junto al Intrusivo Punta Larga. Además, se observa que los xenolitos poseen razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ muy distintas, uno asociado directamente con el Volcanismo Rejuvenecido y otra asociada,

en parte, al Volcanismo Escudo, pero empobrecido levemente en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

6. Geocronología y termocronología

6.1 Generalidades

En el apartado "Petrografía del Intrusivo de Punta Larga", se menciona la presencia de cristales de apatito y circón como fases accesorias presentes y ubicadas dentro de las distintas fases minerales presentes en las rocas del Intrusivo Punta Larga. Estos cristales se caracterizan por poseer altos contenidos de elementos trazas en su estructura, entre ellos el Uranio (U) y el Torio (Th). Las distintas etapas de desintegración radiogénica de estos elementos permiten que estos minerales sean de gran utilidad a la hora de datar procesos geológicos que afectan a la roca albergadora. En este caso particular, se dataron las muestras LL270711-1 y LL270711-2 mediante el método U+Th/He en cristales de apatito y se utilizaron, además, edades U/Pb en cristales de circón (Reyes, 2018).

6.2 Geocronología U/Pb en circón

El circón es un mineral presente de forma accesorio en rocas ígneas y que además es posible encontrarlo en rocas sedimentarias debido a su resistencia a la alteración tanto química como física. Por otra parte, el sistema isotópico U-Pb presenta una temperatura de cierre cercana a los 800°C, por lo que es posible determinar la edad de cristalización de rocas ígneas analizando estos minerales.

La metodología consiste en una separación de los circones que incluye una etapa de chancado de la muestra, tamizado y separación mediante una mesa Gemeni, separación magnética mediante Frantz y concentración de circones utilizando líquidos densos. Posteriormente la muestra es pulida de modo de obtener una máxima superficie de exposición de los cristales de circón. Luego las muestras son fotografiadas bajo lupa para la identificación de fracturas e inclusiones y de forma posterior se obtienen imágenes de catodoluminiscencia, que entregan información de zonaciones y sobrecrecimiento de los circones. En el caso de las rocas magmáticas se montan 50 circones para su correspondiente análisis (Leisen et al., 2015).

Dos edades U/Pb en circón fueron obtenidas mediante el análisis de 21 y 19 cristales para las muestras LL270711-1 y LL270711-2, respectivamente. La datación fue realizada en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica, CEGA, Universidad de Chile, usando un sistema de ablación láser de excímeros ArF de longitud de onda de 193nm (Photon Machine Analyte G2) acoplado al instrumento MC-ICP-MS (Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) modelo Neptune Plus (Thermo Scientific), equipado con nueve detectores Faraday y ocho contadores iónicos (CCD). El diámetro del láser usado para la ablación fue de 30 µm. El circón de Plešovice (Sláma et al. 2008) fue usado como primera estandarización y el 91500 (Wiedenbeck et al. 1995,

2004) o Sri Lanka-2 (SL-2) (Gehrels et al. 2008) como segundo estándar. La reducción de datos fue realizada por el operador mediante el uso del software Lolite (Paton et al., 2011) y los resultados son graficados con el complemento de Excel Isoplot (Ludwig, 2003).

Las edades U/Pb en circones promedio para las muestras LL270711-1 y LL270711-2 corresponden a 3.71 ± 0.07 Ma para la muestra LL270711-1 y 3.89 ± 0.05 Ma para la muestra LL270711-2 (Reyes, 2018) (Figura 6.1).

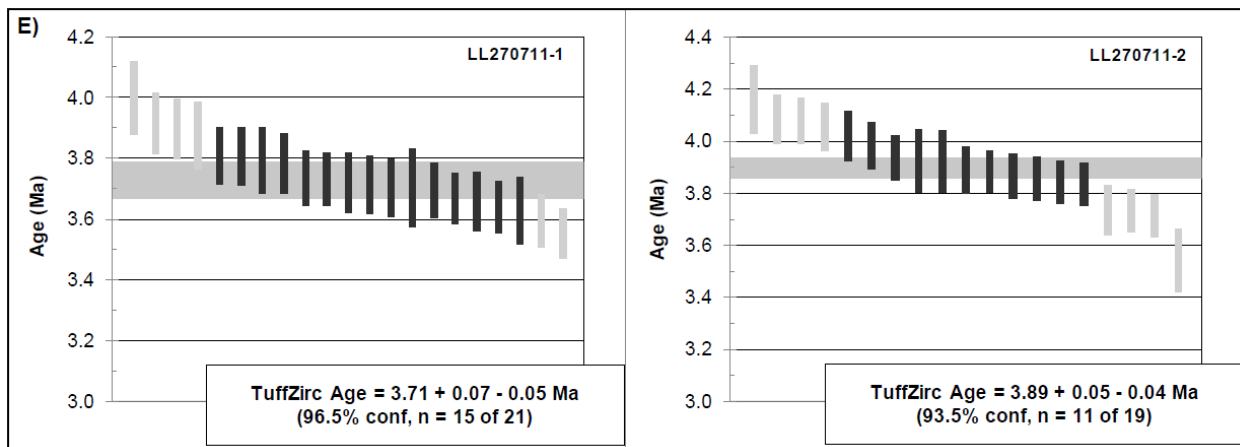


Figura 6.1: Edad U/Pb promedio para las muestras LL270711-1 (der) y LL270711-2 (izq) pertenecientes al Intrusivo Punta Larga (Reyes, 2018).

Estas edades son contemporáneas con la Secuencia Puerto Inglés (Tabla 1), probablemente asociadas a la Unidad Media de esta secuencia. De esta manera el Intrusivo Punta Larga se habría cristalizado coetáneo al volcanismo de tipo escudo que da origen a la isla Robinson Crusoe y en ningún caso relacionado al volcanismo rejuvenecido, cuya edad es notoriamente menor (~ 1.2 Ma).

6.3 Termocronología U+Th/He en apatito

6.3.1 Breve marco teórico del método U+Th/He

El método de datación U-Th/He se basa en el proceso de desintegración radioactiva del ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th , cuyas cadenas de desintegración comprenden la liberación de una partícula Alpha (α), correspondiente a un núcleo de ^4He (generalmente, una cantidad insignificante de ^4He es producida por la desintegración radioactiva del sistema $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$). Este núcleo es liberado en los distintos pasos del mencionado proceso radioactivo. En el caso particular del ^{238}U (Figura 6.2), se libera un núcleo ^4He en cada uno de los 8 pasos del proceso de desintegración radioactiva que finalmente da origen a un átomo de ^{206}Pb . Esta generación de ^4He es constante en el tiempo e independiente de la temperatura, sin embargo, a altas temperaturas el He liberado es difundido fuera del sistema (cristal), mientras que a temperaturas suficientemente menores el He es retenido dentro del cristal. Esta temperatura

depende del mineral de interés. En el caso del apatito, el ^4He es retenido cuando el cristal se enfría bajo los 70°C con apatitos con un radio de $\sim 80\mu\text{m}$ (Farley, 2002).

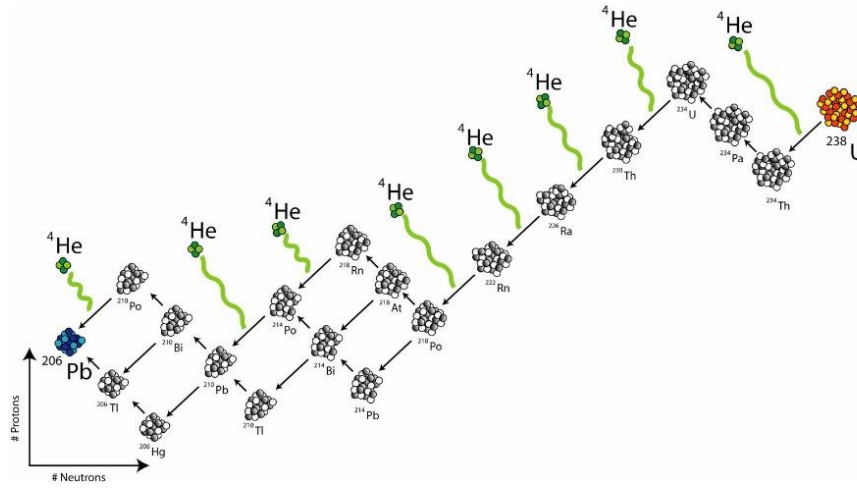


Figura 6.2: Esquema demostrativo del proceso de desintegración del ^{238}U .

De esta manera, si se mide la cantidad de productos "hijo" (i.e. He) y la cantidad de productos "padre" (i.e. U y Th), y se sabe la tasa de desintegración radioactiva de estos últimos elementos, es posible calcular la cantidad de tiempo en que el He se ha estado acumulando dentro del cristal. Para medir las cantidades de ^4He , la muestra es calentada de manera que el ^4He acumulado por desintegración radioactiva sea liberado para luego medir la razón $^4\text{He}/^3\text{He}$ (con una cantidad de ^3He conocida) en un Quadrupole Mass Spectrometer. En tanto, para medir el U y Th dentro del cristal de apatito, la muestra es disuelta en ácido nítrico y estos elementos son medidos en un ICP-MS. Otras técnicas para medir el He, U y Th de manera conjunta han sido desarrolladas (Farley, 2002).

Conocidas las cantidades de He, U y Th presentes en la muestra, la edad se calcula mediante la ecuación (Farley, 2002; Reiners, 2001):

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U}(e^{\delta_{238}t} - 1) + \left(\frac{7}{137.88}\right)^{238}\text{U}(e^{\delta_{238}t} - 1) + 6^{232}\text{Th}(e^{\delta_{232}t} - 1) \quad (3)$$

donde el ^4He , ^{238}U y ^{232}Th corresponden a la cantidad presente hoy en día de esos elementos dentro de la muestra, t el tiempo de acumulación del He o la edad U+Th/He propiamente tal y δ que corresponde a las constantes de desintegración de los distintos elementos. Los coeficientes que preceden las abundancias de U y Th consideran las múltiples partículas α emitidas dentro de cada una de las series de desintegración radioactiva y el factor $1/137.88$ corresponde a la razón $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ actual estándar.

Las partículas Alpha son emitidas dentro de un sistema físico limitado (el cristal de apatito propiamente tal). Esto genera un problema en cuanto a la distancia que recorre la partícula Alpha, la cual es de aproximadamente 20 μm . Por lo tanto, es posible que estas sean eyectadas fuera del cristal (Farley, 2002). Para solucionar este problema distintos autores (Farley, 2002; Reiners, 2001; Ketcham et al., 2011) plantean un factor geométrico de corrección de la eyección de partículas Alpha (F_t), que evidentemente modificaría la ecuación (3).

Es entendido en la materia que a medida que aumentamos la profundidad en la Tierra, la temperatura también aumenta. De esta forma, la termocronología permite determinar la historia de térmica-temporal o la historia de enfriamiento de una roca o terreno geológico. Con esto, y asumiendo un camino t-T contaste de enfriamiento es posible determinar tasas de exhumación aproximadas (Farley, 2002).

6.3.2 Datación U+Th/He en apatitos

Dos edades U-Th/He en apatito se realizan en el Laboratorio de Investigación e Instrumentación en Termocronología de la Universidad de Colorado-Boulder, USA. Un total de 10 granos de minerales de apatito (Figura 6.3) pertenecientes a las muestras LL270711-1 y LL270711-2 (5 granos por muestra) son escogidos usando un microscopio binocular Leica M165 C con aumento de 12X y 16X equipado con una cámara Leica EC 3 con capacidad de observación a luz reflejada y transmitida polarizada. Para recoger los cristales de apatito se utilizan pinzas EMS Style 5 con puntas de 80 micrones. Posteriormente los cristales de apatito son almacenados en tubos metálicos de Niobio (Nb).

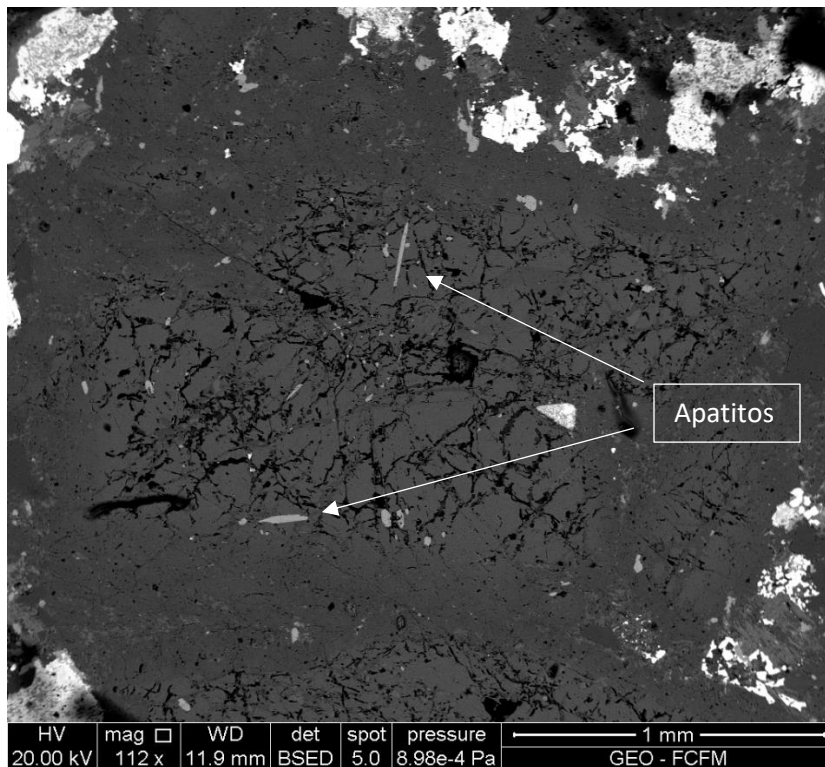


Figura 6.3: Microfotografía SEM de la muestra LL270711-1. Se indica la presencia de inclusiones cristalinas de apatito en un fenocristal de plagioclasa.

La extracción y medición de He se realiza mediante un ASI Alphacron, donde los granos individuales de apatito son calentados usando un láser de diodos de Argón (Ar). La muestra de gas de ^4He es reunida con una cantidad conocida de ^3He , purificada y analizada en un QME 220 Quadrupole Mass Spectrometer tipo PrismaPlus Balzers. Posterior a la disolución de los apatitos con ácido nítrico (HNO_3), las muestras son analizadas para obtener los contenidos de U y Th usando un Thermo Element 2 Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS). Información detallada acerca de análisis, técnica y calibraciones del método puede ser encontrada en Farley (2002).

Las edades U-Th/He o AHe para las muestras LL270711-1 y LL270711-2 comprenden un gran rango de resultados para los distintos granos analizados. La Tabla 3 muestra la edad sin la corrección por emisión de partículas Alpha junto a la edad corregida y el correspondiente factor de corrección F_t . El cálculo de ambas edades sigue el planteamiento de Ketcham et al. (2013), donde la edad corregida es cercana al cociente entre la edad sin corrección y el factor de emisión de partículas Alpha (F_t).

Muestra	Ft	Edad sin corregir (Ma)	Edad corregida (Ma)	Error 2 σ (Ma)
<i>Intrusivo Punta Larga</i>				
<i>LL270711-1</i>				
a01	0.779	3.29	4.20	0.36
a02	0.755	2.31	3.04	0.59
a03	0.773	4.24	5.46	0.37
a04	0.696	7.48	10.52	1.35
a05	0.607	3.04	4.97	0.73
<i>LL270711-2</i>				
a01	0.693	4.17	5.92	1.07
a02	0.639	4.64	7.08	1.46
a03	0.545	14.91	26.44	2.88
a04	0.626	2.63	4.11	0.95
a05	0.664	0.36	0.53	10.58

Tabla 3: Termocronología U-Th/He del Intrusivo Punta Larga considerando la edad corregida y sin corregir de cada uno de los 5 granos de apatito por muestra.

Los contenidos de ^4He poseen un rango entre 0.063 y 0.858 nmol/g, con excepción del grano a05 de la muestra LL270711-2 que muestra un contenido prácticamente nulo (Tabla E1). Este cristal de apatito evidencia una anomalía dentro de los resultados dado a que junto con el hecho de casi no presentar ^4He , posee bajísimos contenidos de Sm y U, y nula cantidad de Th. Los rangos en el contenido de U, Th y Sm, sin considerar dicho grano anómalo, son de 2.11-5.84 ppm, 7.87-36.87 ppm y 17.82-73.41 ppm, respectivamente (Tabla E1).

De esta manera, las edades AHe corregidas considerando cada grano en particular correspondientes al Intrusivo Punta Larga poseen un rango aproximado entre los 0.53 y 26.44 Ma. Este amplio rango se observa principalmente en la muestra LL270711-2, mientras que para la muestra LL270711-1 el rango de edades es significativamente más acotado, entre 3.04 y 10.52 Ma, aproximadamente.

7. Discusiones

7.1 Fuente magmática o magma parental

Una vez que se quiere estudiar el proceso de diferenciación responsable de la génesis del Intrusivo Punta Larga, la determinación del magma que da origen a este cuerpo es esencial. Por un lado, el comportamiento de los elementos trazas con propiedades geoquímicas similares permite tener una primera aproximación sobre la fuente magmática, toda vez que estos elementos se particionen en las mismas fases minerales y el grado de fusión parcial sea bajo. Por otro lado, los isótopos radiogénicos entregan información más fidedigna debido a que sus valores no varían en procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada. Además, criterios temporales entre el IPL y las unidades presentes en la isla Robinson Crusoe pueden entregar información valiosa. El análisis de los elementos antes mencionados permite evidenciar cuál es la fuente magmática del Intrusivo Punta Larga.

En cuanto a los elementos trazas, tanto el Nb como el Zr poseen comportamientos geoquímicos durante procesos de diferenciación magmática. Si se observa la relación entre Nb y Zr (Figura 7.1, izquierda) se tiene que el Volcanismo Escudo posee una relación proporcionalmente directa, es decir, el comportamiento de ambos elementos trazas es similar dentro del sistema magmático. Además, esa misma proporción se mantiene para el IPL, con excepción de la muestra LL270711-3, que posee un valor de Zr menor a la tendencia, lo cual podría explicarse por un fraccionamiento de cristales de circón. Esto confirma el similar comportamiento geoquímico de ambas unidades.

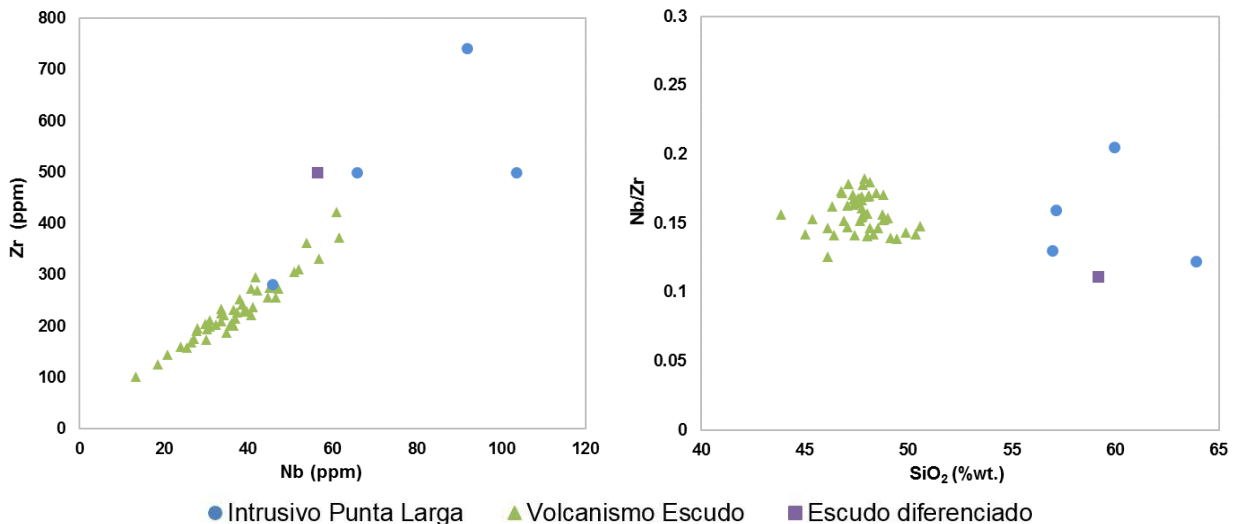


Figura 7.1: Relación Nb vs Zr y SiO₂ (izq) vs Nb/Zr (der) para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe. Se observa una relación directa entre el Nb y el Zr cuya pendiente es similar para el Volcanismo Escudo y el Intrusivo Punta Larga.

Por otro lado, en la Figura 7.1 (derecha) se observa la variación de la razón Nb/Zr con respecto al contenido de SiO₂. Tanto el Volcanismo Escudo como el Escudo Diferenciado poseen razones Nb/Zr similares al Intrusivo Punta Larga con un valor promedio de 0.15. Esto indicaría que tanto el Zr y como el Nb se comportan de manera similar tanto para el Intrusivo Punta Larga como para el Volcanismo Escudo, por lo tanto, una primera aproximación a la relación petrogenética entre ambas unidades es que estas poseen una fuente común.

Sin embargo, la existencia de fases minerales con altos coeficientes de partición con respecto a los elementos traza como, por ejemplo, apatito y circón, alterarían el comportamiento de elementos como el Nb y Zr. En el apartado "Petrografía del Intrusivo Punta Larga" se evidencia la presencia de apatito y circón dentro de las fases minerales presentes, por lo tanto, el análisis de elementos trazas para la determinación del magma parental no es concluyente.

Dado esto, el análisis de isotopos radiogénicos se vuelve clave para evidenciar la fuente de las rocas plutónicas de la isla Robinson Crusoe.

En cuanto a las razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, el Intrusivo Punta Larga posee valores similares al Volcanismo Escudo (Figura 7.2). De igual manera ocurre para el Escudo Diferenciado, aunque menos evidente, probablemente debido al alto grado de alteración de la muestra LL270711-5 evidenciado por Reyes (2012). De esta manera, se observa que la isotopía del IPL con respecto a las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se asemeja bastante al Volcanismo Escudo. Esto permite indicar que el Volcanismo Escudo presenta una relación cogenética con el Intrusivo Punta Larga. De igual manera para el Escudo Diferenciado. Es importante resaltar que el IPL está representado solo por una muestra.

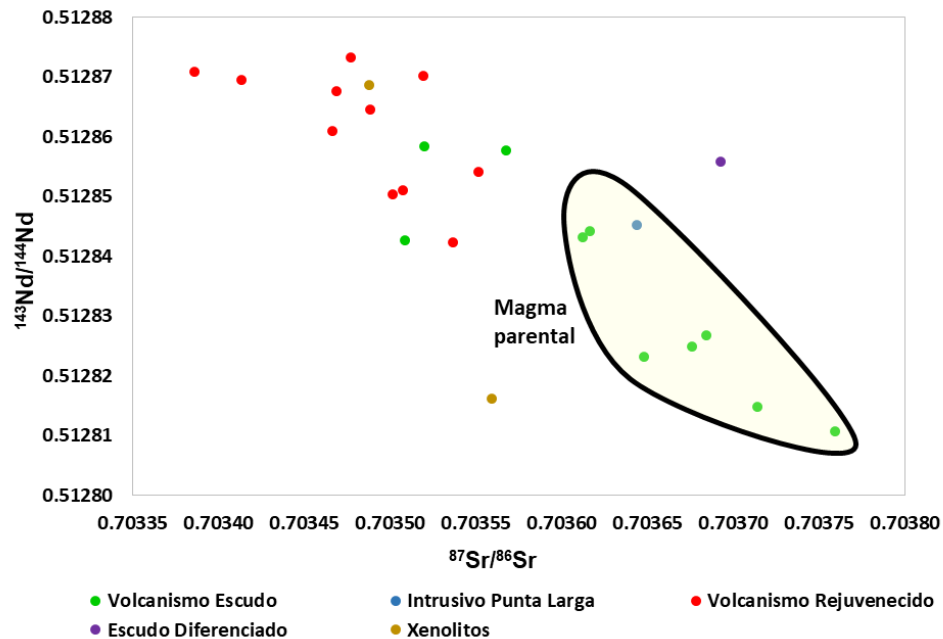


Figura 7.2: Razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe. Destaca la similitud entre el Volcanismo Escudo y el Intrusivo Punta Larga.

Especial cuidado se debe tener con respecto a este tópico, debido a que procesos de asimilación de la roca caja podrían alterar las razones isotópicas de la roca. Sin embargo, al ser la Secuencia Punta Larga la roca caja del IPL, la cual pertenece a la etapa de Volcanismo Escudo, un supuesto proceso de asimilación no sería evidenciado en el estudio de las razones isotópicas, ya que no alteraría el valor de estas, toda vez que el Volcanismo Escudo es cogenético con el IPL. Esperable serían pequeñas variaciones asociadas al alto grado de alteración de la Secuencia Punta Larga indicado por Morales (1978) y Reyes (2012).

Además, Reyes et al. (2017) concluyen que el Volcanismo Escudo presentaría cámaras magmáticas someras, susceptibles a procesos de erosión y exhumación, por lo que la presencia de unidades intrusivas en superficie podría ser asociada a dichos reservorios.

También, se tiene que el IPL habría cristalizado hace aproximadamente 3.8 Ma (Reyes, 2018), tiempo en el cual el volcanismo de tipo escudo se encontraba en su apogeo, asociado temporalmente a la Secuencia Puerto Inglés. Junto a esto, se evidencian diques, asociados al volcanismo de tipo escudo cortando a este cuerpo intrusivo (Figura, 4.1), por lo que la relación no solo sería cogenética, sino también temporal.

Dado estos antecedentes, se postula que la fuente magmática o magma parental del Intrusivo Punta Larga corresponde al Volcanismo Escudo. De igual manera ocurriría para el Escudo Diferenciado.

7.2 Diferenciación magmática: ¿Cristalización fraccionada?

Una vez determinado el magma parental, es necesario determinar el proceso de diferenciación magmática que da origen al IPL. Reyes (2012) propone un proceso de cristalización fraccionada de olivinos (con procesos de acumulación incluidos), clinopiroxeno y en menor medida plagioclasa para explicar la evolución geoquímica de las secuencias Punta Larga y Puerto Inglés. Al ser el volcanismo de tipo escudo cogenético con el IPL nace la necesidad de observar el comportamiento geoquímico de esas unidades con respecto al Intrusivo Punta Larga para determinar si dicho proceso de diferenciación es responsable de su origen.

La variación del MgO con respecto al SiO₂ muestra una disminución constante que es drástica en los primeros estadios del sistema que se vuelve más paulatina a medida que este evoluciona. Este comportamiento es similar para elementos de transición como Co y Ni (Figura 7.3) donde en ambos casos se observa el cambio de pendiente antes mencionado.

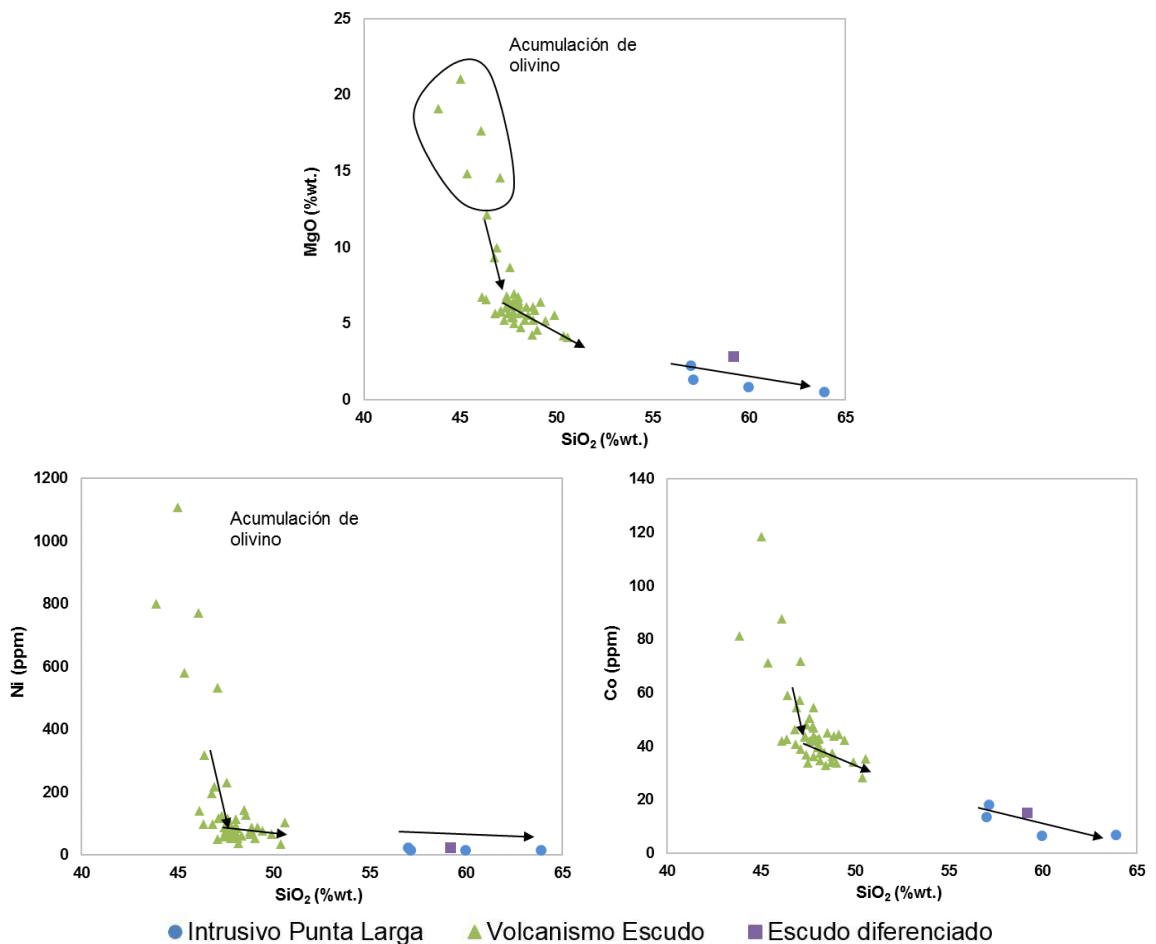


Figura 7.3: Relación SiO₂ vs MgO, Ni y Co. Destaca el similar comportamiento de estos elementos, relacionándose al fraccionamiento de la fase mineral olivino.

Tanto el Ni como el Co poseen coeficientes de partición de 6.6 y de 5.9 a 29 para el olivino en fundidos de composición basáltica a andesítica basáltica (Arth, 1976 en Rollinson, 1993), por lo que este comportamiento del MgO similar al del Ni y Co (Figura 7.3) corroboraría el fraccionamiento de olivino en la etapa temprana del proceso de diferenciación magmática y una acumulación de este representada por un conjunto de lavas ricas en olivino descrito por Reyes et al. (2012).

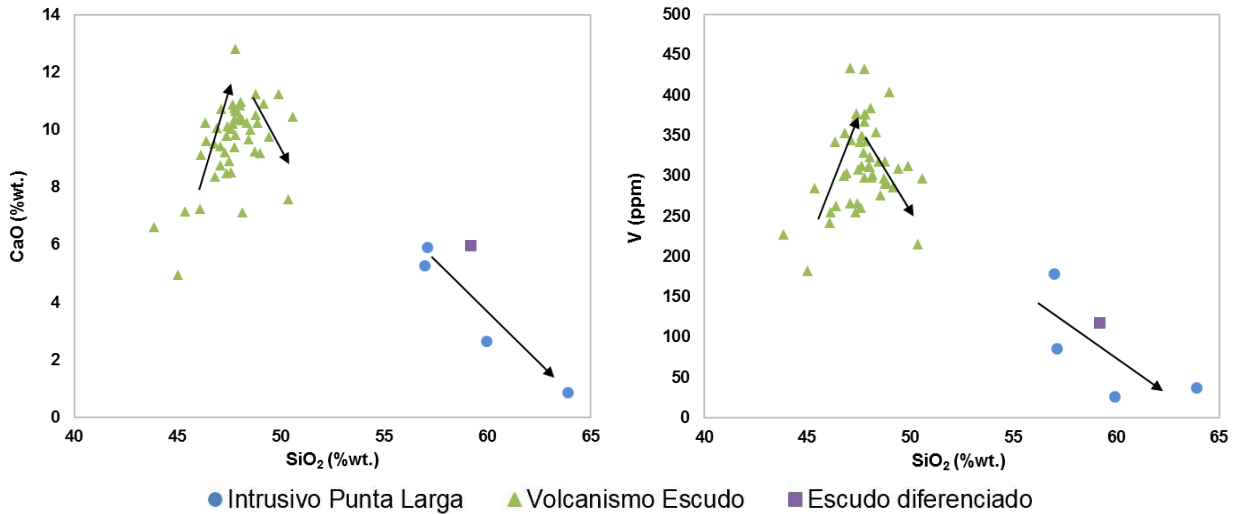


Figura 7.4: Comportamiento geoquímico del CaO y V para las rocas de la etapa escudo en la isla Robinson Crusoe. Destaca la similitud entre ambos elementos.

En tanto, el V, elemento que posee coeficientes de partición para el clinopiroxeno que son mayores a los del olivino, esto para fundidos basálticos (Arth, 1976 en Rollinson, 1993), presenta un comportamiento distinto a los otros elementos de transición estudiados. Este, se caracteriza por un cambio de pendiente que ocurre en un estadio magmático similar al evidenciado por el Ni y el Co, inverso al de estos elementos (Figura 7.4). Esto, indicaría un fraccionamiento importante del V, el cual, estaría asociado a un fraccionamiento de clinopiroxeno. Además, se observa que el comportamiento del CaO es prácticamente el mismo que el del V, por lo que se postula que la cristalización fraccionada del piroxeno cálcico controla cómo se comportan ambos elementos.

Por otro lado, tanto el TiO_2 como el P_2O_5 muestran un comportamiento similar, donde se produce un aumento del contenido de estos óxidos seguidos de una disminución drástica a medida que evoluciona el sistema (Figura 7.5).

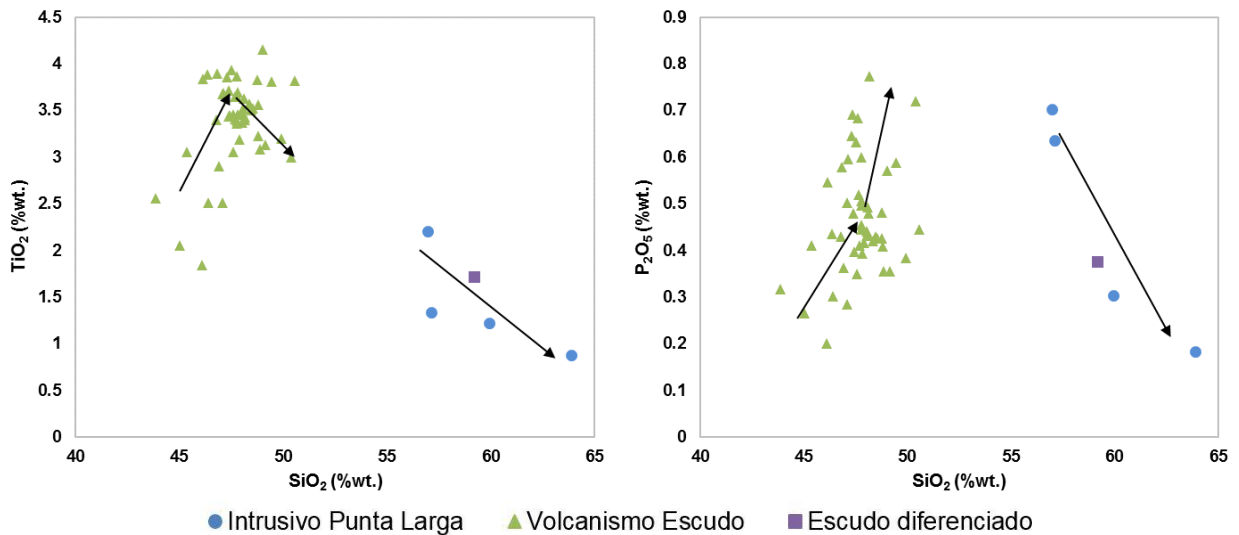


Figura 7.5: Relación SiO_2 vs TiO_2 y P_2O_5 . Se observa un cambio de pendiente notable al pasar de las rocas básicas a las más diferenciadas.

Además, la relación Nd vs Y (Figura 7.6, derecha) muestra un cambio de pendiente importante cuando el contenido de Nd es de aproximadamente 60 ppm, coincidente con el paso de las rocas menos a más diferenciadas. Esto, según Freundt-Malecha et al. (2001), es consecuencia de un proceso de fraccionamiento de apatito. De esta manera, se evidenciaría que junto al fraccionamiento de olivino y posterior clinopiroxeno ocurriría un proceso similar asociado a óxidos de Fe-Ti (Figura 7.6, izquierda) y apatito. Este, tendría su origen en los estadios intermedios de la evolución del sistema, lo que presentaría un inconveniente en el análisis de este fraccionamiento dada la falta de muestras de composiciones intermedias presentes en la isla Robinson Crusoe.

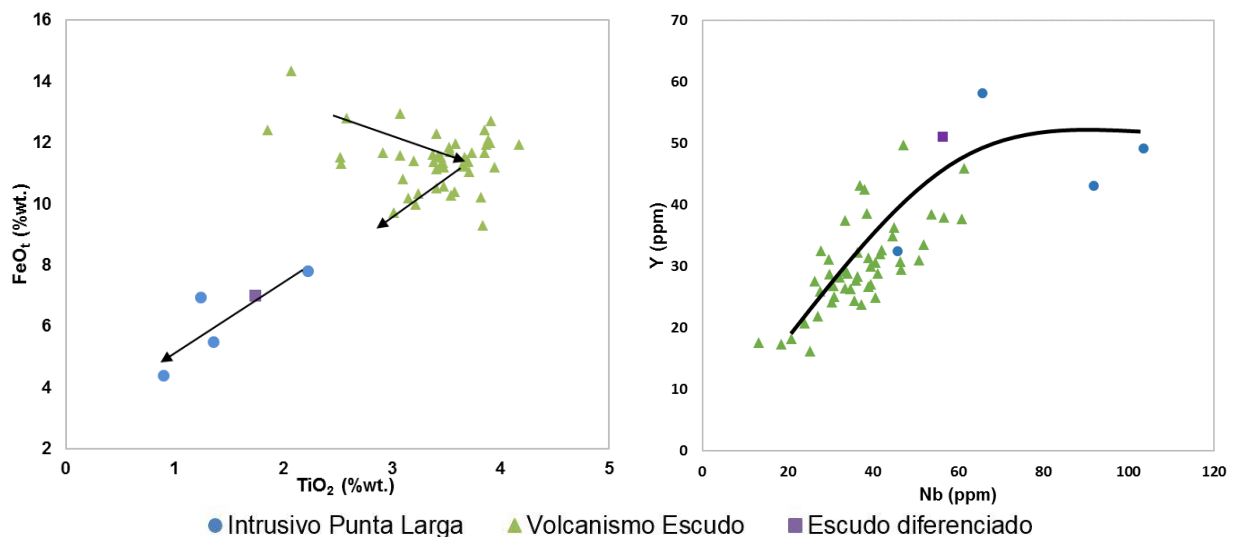


Figura 7.6: Relación TiO_2 vs FeO_t y Nb vs Y. Indican el fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti y apatito dentro del sistema magmático, respectivamente.

El comportamiento del Sr (Figura 7.7) es similar al del P_2O_5 , donde el volcanismo tipo escudo presenta un aumento de este elemento a medida que se incrementa el grado de diferenciación, mientras que para el IPL y el Escudo Diferenciado su comportamiento es inverso. El Sr^{2+} se caracteriza por ser un elemento que en ocasiones reemplaza al Ca^{2+} en la estructura cristalina de los minerales de plagioclasa. Esto, junto a la ocurrencia de una acumulación de plagioclasas, evidenciada por las texturas adcumuladas mencionadas en el apartado "Petrografía del Intrusivo Punta Larga", sería consecuencia de una cristalización fraccionada de plagioclasa cálcica, la cual se generaría en un estadio intermedio del sistema magmático, posterior al fraccionamiento de clinopiroxeno.

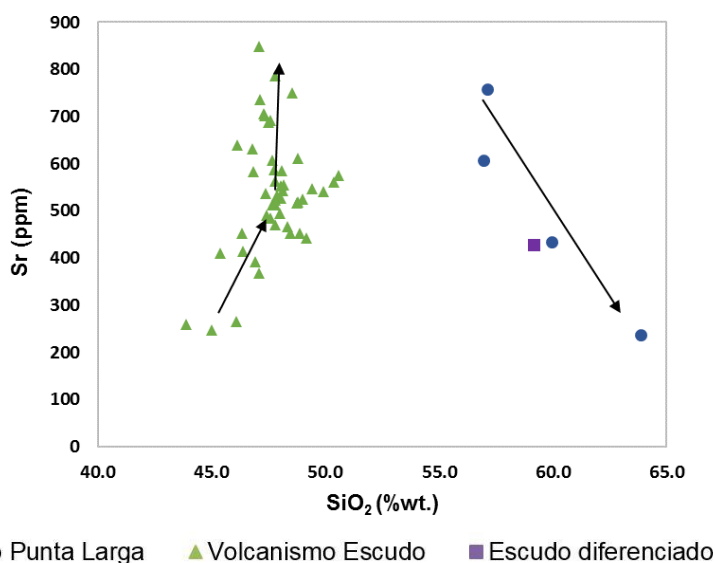


Figura 7.7: Relación SiO_2 Sr. Se da cuenta de un proceso de fraccionamiento de Sr, asociado al fraccionamiento de plagioclasa cálcica.

Sin embargo, este fraccionamiento y proceso de acumulación de plagioclasas no se evidencia en el comportamiento de elementos traza como el Ba^{2+} y Eu^{2+} , elementos que reemplazan comúnmente al Ca^{2+} en la estructura interna de estos cristales. En el caso del Ba, esto se puede explicar debido a un proceso de alteración que modifique su comportamiento, dado el carácter altamente móvil de este elemento. Esto último se evidencia en el alto valor de Ba de la muestra JR260112-4 (Figura 7.8, izquierda). Por otro lado, una anomalía negativa de Eu asociada al proceso de fraccionamiento de plagioclasas (Figura 7.8, derecha) ocurre de forma leve y solo en muestras del IPL, siendo en general casi nula para el resto de las muestras. Esto se explica, por un lado, debido a que el Eu se presente en el sistema magmático como Eu^{3+} y no como Eu^{2+} impidiendo el reemplazo por Ca^{2+} en la estructura de los cristales o por otro lado, como se evidencia en el comportamiento del Sr, debido a que el fraccionamiento de la plagioclasa cálcica se produce en los

estadios intermedios del sistema (rocas con contenido en SiO_2 entre 50 y 56 %wt.), donde no hay muestras representantes del magmatismo de la isla Robinson Crusoe.

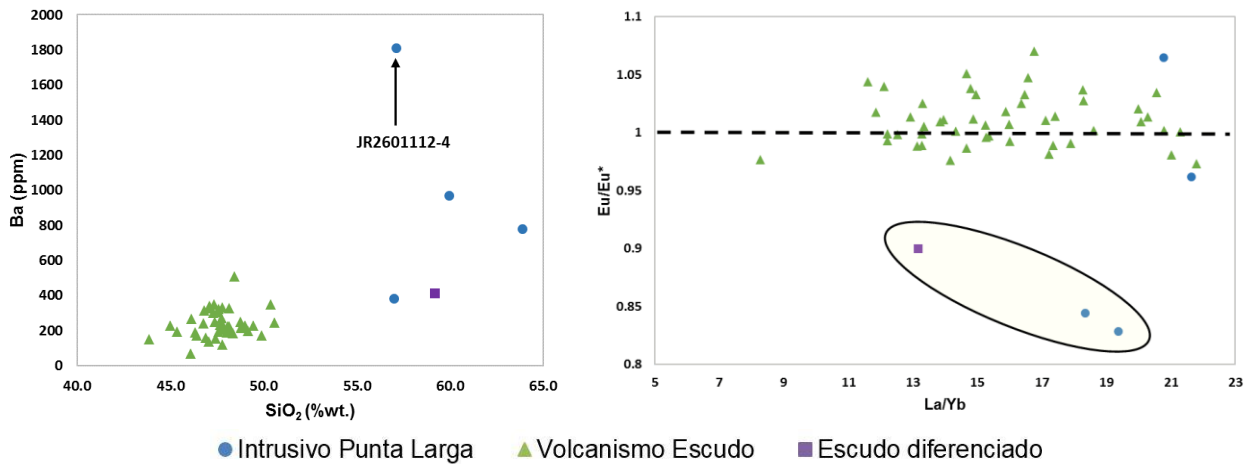


Figura 7.8: Relación SiO_2 vs Ba (izq) y La/Yb vs Eu/Eu^* (der). Indican comportamiento del Ba y anomalías de Eu, respectivamente.

Para observar de mejor manera el comportamiento del Al_2O_3 y el CaO dentro del sistema se analiza la razón $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, la cual se compara con respecto al MgO como elemento diferenciador (Figura 7.9), esto, para distinguir de mejor manera el comportamiento del Volcanismo Escudo dado el acotado rango de valores que este posee con respecto al SiO_2 . Se elige la razón $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ debido a que las fases minerales fraccionadas se relacionan con estos óxidos de manera distinta, por lo que la evolución de esta razón a lo largo del sistema magmático permite tener una idea sobre la fase mineral que se está fraccionando a medida que aumenta el grado de diferenciación.

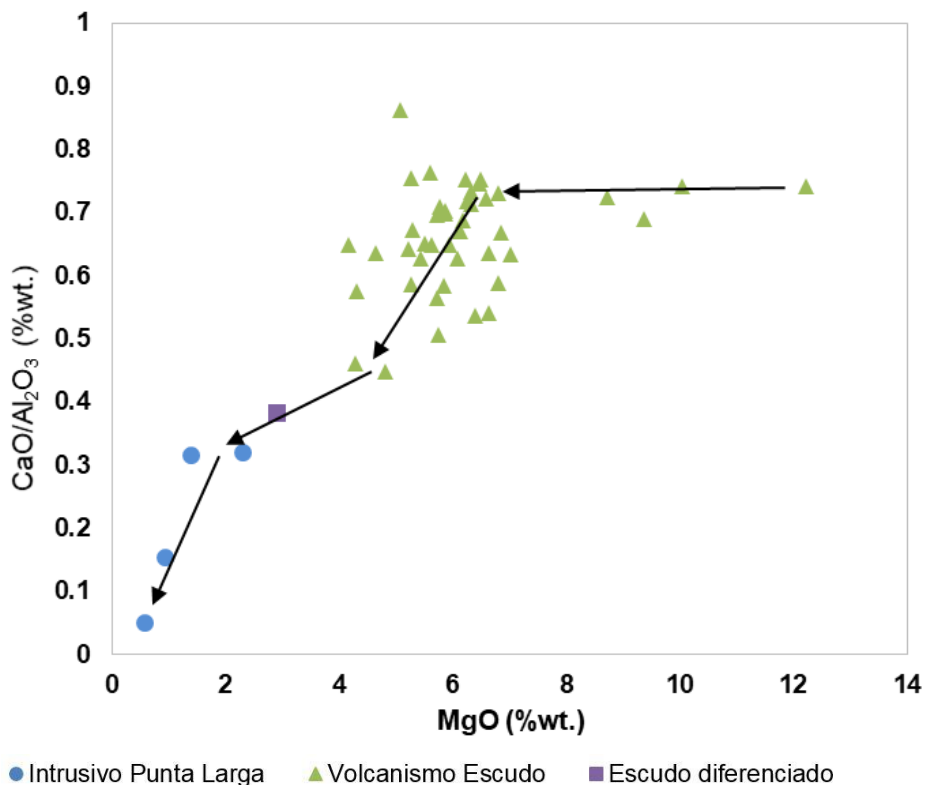


Figura 7.9: Relación MgO vs CaO/Al₂O₃. Esta figura permite evidenciar los procesos de fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa dentro del sistema magmático.

Se muestra de forma evidente un *plateau* donde la razón CaO/Al₂O₃ se mantiene aproximadamente constante a medida que el MgO disminuye, i.e. evoluciona el sistema a niveles de mayor diferenciación. Luego, se produce una disminución notoria de la razón CaO/Al₂O₃ debido al posible fraccionamiento de clinopiroxeno que introduce Ca en su estructura y Al en proporciones considerablemente menores, enriqueciendo el fundido residual en Al (Reyes et al., 2017). Posterior a esto, la pendiente de la razón CaO/Al₂O₃ disminuye con una magnitud menor a la disminución anterior, esto debido posiblemente a que el sistema comienza a cristalizar una fase mineral que introduce en magnitudes similares tanto el Ca como el Al en su estructura interna. Se postula la cristalización de plagioclasa cálcica como la causante del mencionado cambio de comportamiento.

Este comportamiento resume el proceso petrogenético de cristalización fraccionada ya que, muestra una primera etapa de cristalización y fraccionamiento de olivino, posteriormente clinopiroxeno y finalmente plagioclasa. Junto a la evidencia petrogenética se postula que el fraccionamiento de plagioclasa es principalmente de los minerales de la solución sólida rica en calcio, dando paso a un recrecimiento que involucra plagioclasa sódica y a un relleno de espacios con feldespato-k tipo ortoclasa en estadios más evolucionados del sistema magmático.

7.3 Modelo petrogenético

7.3.1 Generalidades

El modelamiento petrogenético se realiza mediante el software rhyolite-MELTS, el cual considera dentro de sus parámetros iniciales el rango de temperatura y presión donde evolucionará el sistema, la fugacidad de oxígeno o estado de oxidación a la que se encuentra el magma y la composición inicial del magma parental, haciendo importante hincapié al contenido de los elementos mayores y de H₂O presente, junto al proceso petrogenético dominante. Se escogen las muestras JR290513-2 y LL300113-1 (Reyes et al., 2017) como magma parental, dado su contenido de elementos mayores, su clasificación como "magma cercano al primitivo" del Volcanismo Escudo propuesta por Reyes et al. (2017) y su bajo contenido de LOI.

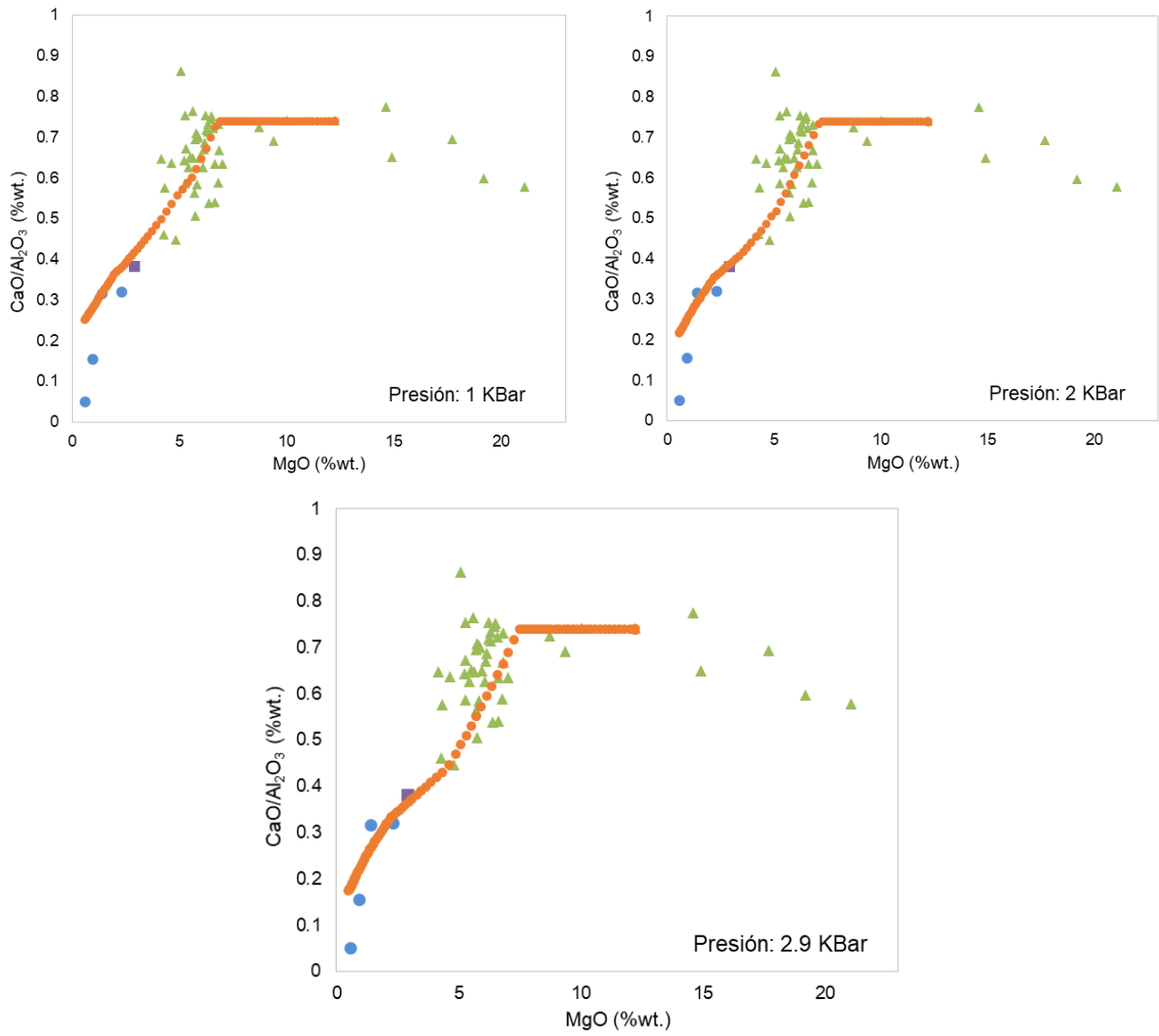
Una vez computados los parámetros, se entrega la temperatura del *líquidus*, que será considerada como la temperatura inicial del proceso petrogenético en cuestión.

Dadas las razones expuestas en el apartado "Diferenciación magmática ¿Cristalización fraccionada?", se propone el fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y apatito como proceso petrogenético predominante dentro de la evolución magmática.

7.3.2 Parámetros iniciales

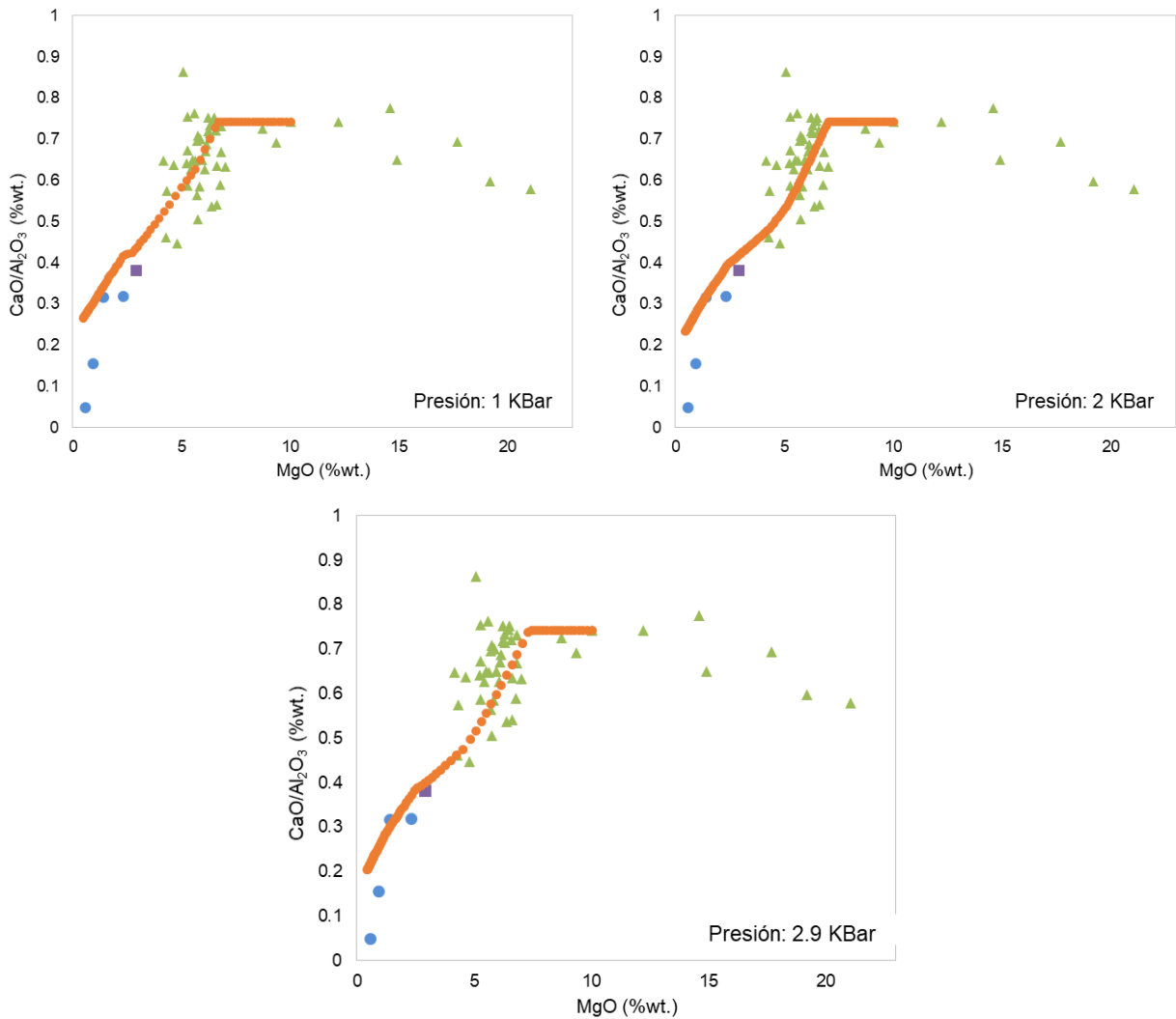
7.3.2.1 Presión y temperatura

Mediante geotermobarometría y análisis textural, Reyes et al. (2017) proponen presiones menores o iguales a 2.9Kbar y temperaturas de $1321 \pm 30^\circ\text{C}$ como condiciones fisicoquímicas predominantes para la formación de los arreglos de minerales en equilibrio, específicamente de olivino, asociados al Volcanismo Escudo y por ende condiciones termodinámicas predominantes para el inicio del proceso diferenciador del magma parental. Además, plantean que el volcanismo de tipo escudo de la isla Robinson Crusoe posee cámaras magmáticas someras con profundidades entre los 3 y 11 km aproximadamente. De esta manera, se asume que la presión a la cual evoluciona el sistema es aproximadamente constante y se encuentra dentro de un rango entre 1 y los 2.9Kbar.



▲ Volcanismo Escudo ● Intrusivo Punta Larga ■ Escudo Diferenciado ● Evolución teórica

Figura 7.10: Relación MgO vs CaO/Al₂O₃ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe, junto a la evolución teórica, para distintos valores de presión litostática. Muestra JR290513-2.



▲ Volcanismo Escudo ● Intrusivo Punta Larga ■ Escudo Diferenciado ● Evolución teórica

Figura 7.11: Relación MgO vs CaO/Al₂O₃ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe, junto a la evolución teórica, para distintos valores de presión litostática. Muestra LL300113-1.

La evolución teórica del sistema varía principalmente en la temperatura inicial del magma parental. Por un lado, para la muestra JR290513-2 se tiene que para presiones de 1Kbar, 2Kbar y 2.9Kbar en el sistema (Figura 7.10) se obtienen valores de temperatura inicial de 1329°C, 1345°C y 1358°C, respectivamente. Por otro lado, para la muestra LL300113-1 se tiene que a presiones de 1Kbar, 2Kbar y 2.9Kbar (Figura 7.11) se tienen valores de 1245°C, 1252°C y 1259°C, respectivamente. Se observa que la evolución teórica se ajusta de forma acorde a presiones de 2 y 2.9 Kbar, con excepción del comportamiento de las muestras sometidas a una presión constante de 1Kbar, sin embargo, para este último valor de presión el desajuste no es muy relevante, por lo que de igual manera podría ser un valor aceptable en la modelación. Dado esto, se considera una presión constante de 2Kbar, equivalente al promedio, ya que muestra una evolución teórica acorde a la

geoquímica de las rocas asociadas al volcanismo de tipo escudo de la isla Robinson Crusoe y presenta una evolución similar para ambas muestras parentales. Es importante mencionar que, dadas las temperaturas iniciales del *líquidus* teóricas y el contenido de MgO, la muestra JR290513-2 correspondería a una muestra más primitiva que la muestra LL300113-1 (Figura 7.10 y 7.11).

7.3.2.2 Estado de oxidación

Ballhaus (1993) indica que el estado de oxidación del manto asociado a la formación de OIB es cercano 2 unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ ($\Delta\text{FMQ}=+2$), mientras que Evans et al. (2012) postula un estado redox intermedio entre los basaltos de arco y los MORBs, con un valor ΔFMQ entre +1 y +2. Es por esto por lo que se considera un buffer FMQ para la modelación. Sin embargo, se necesita acotar el valor exacto de este buffer, es decir, que valor ΔFMQ logra un mejor ajuste con la geoquímica de las rocas de la isla.

Herzberg y Asimow (2008) indican que las lavas del archipiélago de Juan Fernández no poseen un enriquecimiento en FeO_t característico de los MORBs o algunas islas oceánicas como Hawaii y Galápagos, sino, que presentan una línea evolutiva del fundido (Figura 7.12) con respecto al MgO y al FeO_t que muestra un descenso en los valores cercanos al 4% wt. en MgO.

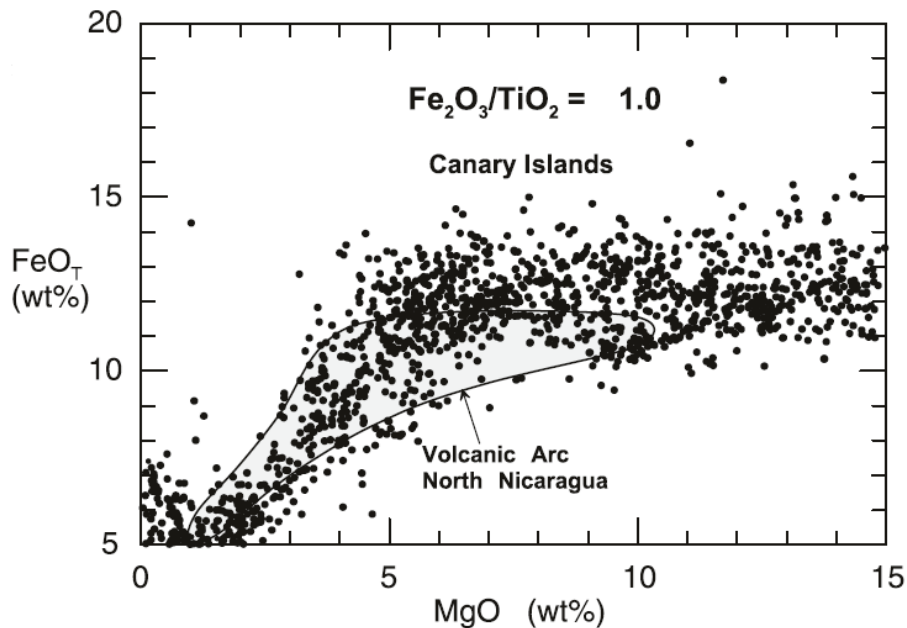


Figura 7.12: Relación MgO vs FeO_t para algunas islas volcánicas (Ej. islas Canarias) (Tomada de Herzberg y Asimow, (2008)).

Al observar la evolución teórica del sistema para distintos buffers redox se observa que hay un ajuste bastante correcto en la relación MgO v/s FeO_t para las muestras de roca cuando el buffer considerado es de $\Delta\text{FMQ}=0$ (Figura 7.13).

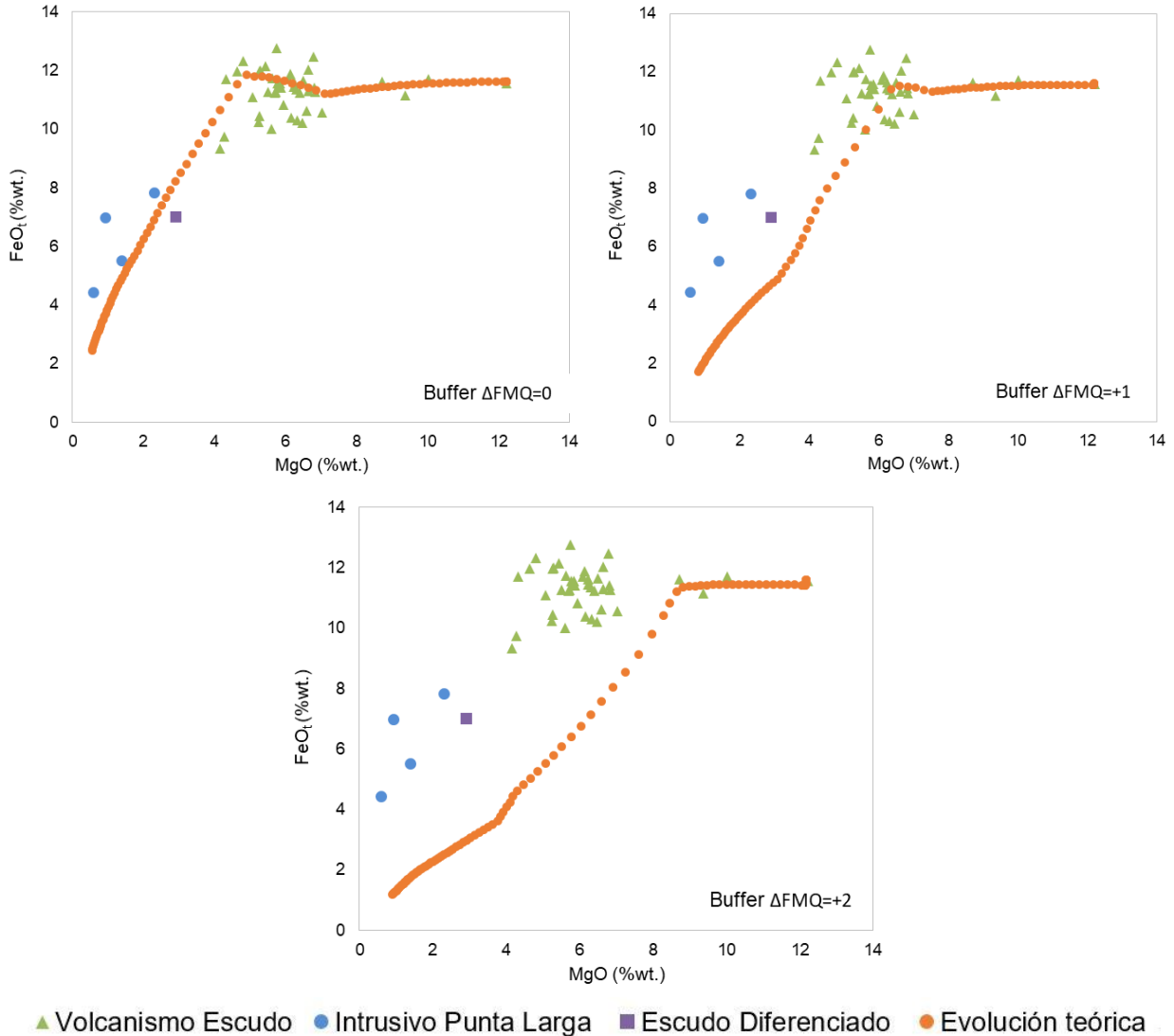


Figura 7.13: Relación MgO vs FeO_t para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe y su evolución teórica, considerando distintos buffers redox predominantes.

De esta manera, la elección de un estado de oxidación dominado por el buffer FMQ es correcta, sin embargo, y en contraposición a lo planteado por Ballhaus (1993) y Evans et al. (2012), para este estudio se tiene que el mejor ajuste se logra con un valor $\Delta\text{FMQ}=0$.

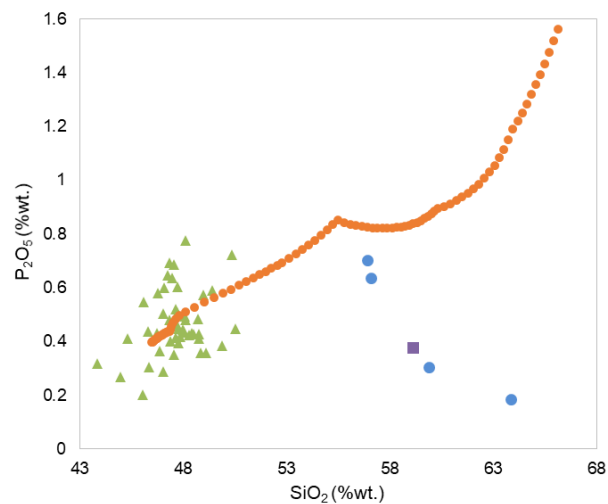
Dado esto, se asume que el valor de la fugacidad de oxígeno o estado de oxidación del sistema se rige por un buffer FMQ con $\Delta\text{FMQ}=0$.

7.3.2.3 Contenido de H₂O en magma parental

Basado en el trabajo de Dixon et al. (2002), donde se obtienen valores de las razones H₂O/Ce para distintas configuraciones del manto analizando

muestras de OIBs y MORBs, se postula un promedio de 0.8%Wt. de H₂O presente en las muestras asociadas al magma primitivo del Intrusivo Punta Larga. De esta forma el magma parental tendría contenidos de agua iguales o levemente mayores a estos, dados los procesos de diferenciación existentes y la incompatibilidad geoquímica del agua.

Por otro lado, un aumento en el contenido de H₂O del magma parental disminuye la temperatura inicial del *líquidus* en aproximadamente 30°C en el caso de todas las muestras parentales analizadas. Junto a eso, según el modelo teórico, se generarían fases minerales hidratadas en los estadios finales del sistema magmático, como por ejemplo biotita, que no se observan en el análisis petrográfico del Intrusivo Punta Larga. Esto a su vez, produce una inhibición del proceso de fraccionamiento de apatito debido a una continua formación de este dado el exceso de agua dentro del sistema magmático (Figura 7.14).



▲ Volcanismo Escudo ● Intrusivo Punta Larga ■ Escudo Diferenciado ● Evolución teórica

Figura 7.14: Relación SiO₂ vs P₂O₅ para un sistema con contenidos de agua teóricos de 2 %wt.

De esta forma, se asume que el contenido de H₂O presente en el magma parental es de 0.8%wt., considerando que contenidos de H₂O de 1%wt. puedan ser igualmente válidos, dado que la evolución del sistema no se vería afectada de sobremanera (Figura 7.15).

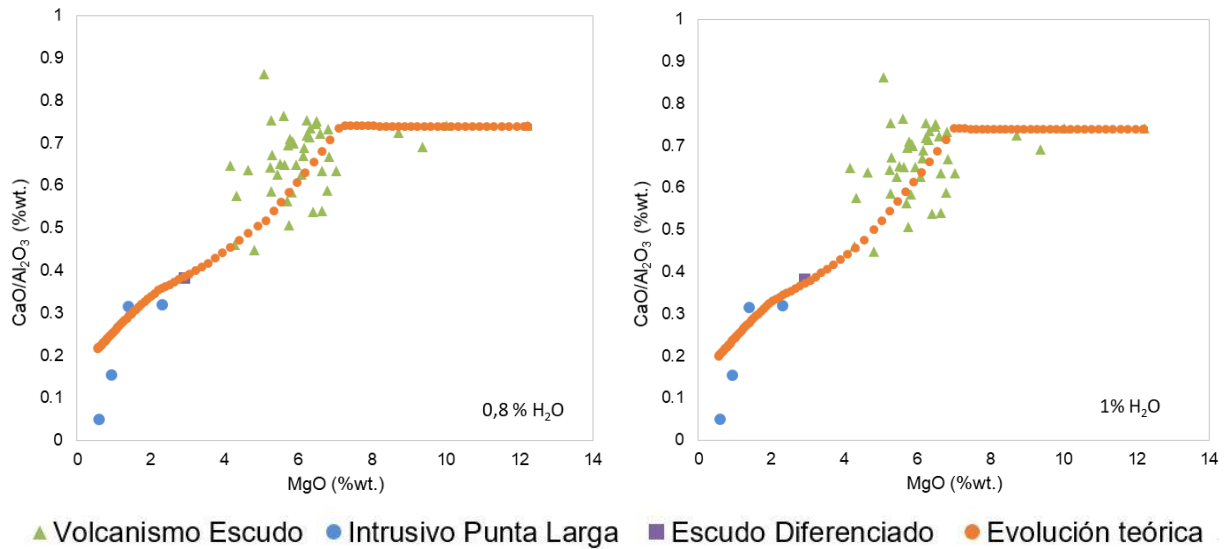


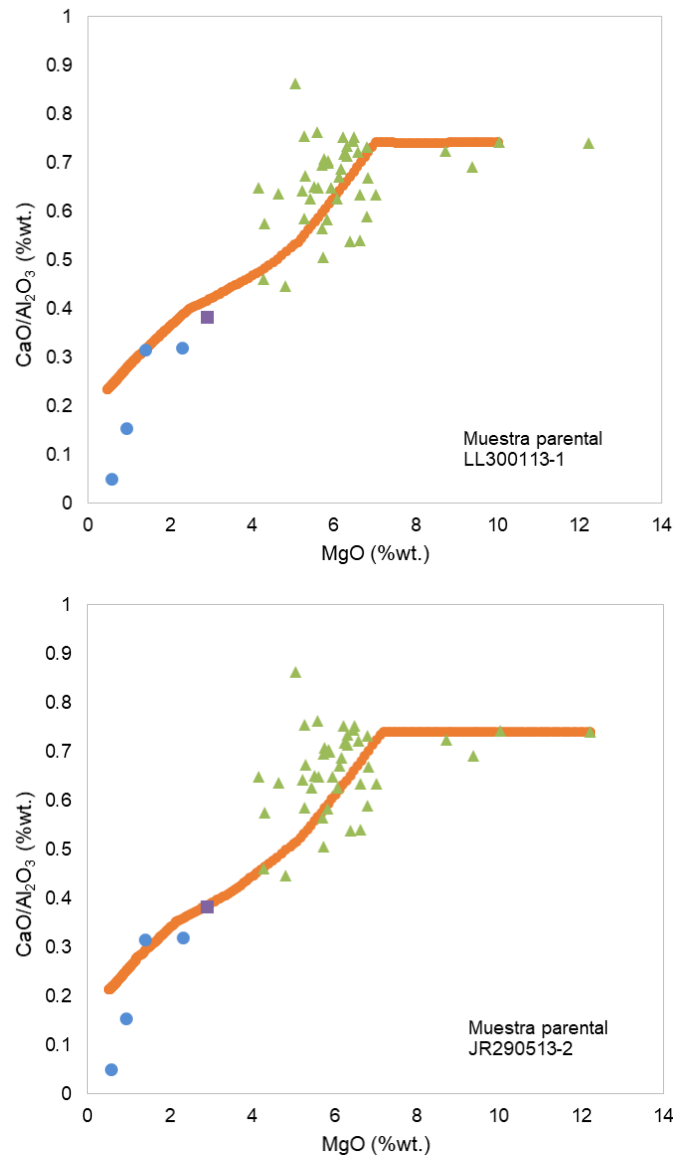
Figura 7.15: Relación MgO vs CaO/Al₂O₃ para las rocas ígneas de la isla Robinson Crusoe, junto a la evolución teórica, para distintos valores del contenido de agua inicial teórico. Muestra JR290513-2.

7.3.3 Evolución petrogenética del Intrusivo Punta Larga

Dados los antecedentes antes mencionados, se asume que el sistema magmático posee una presión constante de aproximadamente 2kb, una temperatura inicial del *líquidus* de 1345°C y 1252°C para las muestras JR290513-2 y LL300113-1, respectivamente, un estado redox controlado por un buffer FMQ con $\Delta\text{FMQ}=0$ y un contenido de H₂O de 0.8 %wt (Tabla 4).

Muestra	Roca	Temperatura (°C)	Presión (kb)	Estado de oxidación (ΔFMQ)	H ₂ O (%wt.)
JR260513-2	Lava	1345	2	0	0.8
LL300113-1	Lava	1252	2	0	0.8

Tabla 4. Parámetros iniciales considerados para el modelamiento petrogenético.



▲ Volcanismo Escudo ● Intrusivo Punta Larga ■ Escudo Diferenciado ● Evolución teórica
 Figura 7.16: Relación MgO vs CaO/Al₂O₃ que evidencia la evolución magmática del sistema genético del Intrusivo Punta Larga.

La evolución teórica (Figura 7.16) evidencia un proceso de fraccionamiento de olivino en los primeros estadios del sistema magmático observado por la el *plateau* inicial con una pendiente CaO/Al₂O₃ aproximadamente nula y constante. Esta etapa temprana comprende solamente a la etapa escudo, ya que el olivino solo se encuentra presente en las lavas y no forma parte de la mineralogía del Intrusivo Punta Larga. Luego, se observa que la pendiente CaO/Al₂O₃ disminuye con un valor negativo, lo que se interpreta como un fraccionamiento de clinopiroxeno seguido de un fraccionamiento de plagioclasa cálcica evidenciado por el cambio de pendiente de la evolución teórica hacia valores mayores. Junto a esto, se propone dentro de este esquema evolutivo una cristalización de óxidos de Fe-Ti y apatito (Figura 7.17) que sufre un proceso de fraccionamiento en los estadios

intermedios (50.5 a 56.9 %wt. de SiO₂) del sistema magmático. En particular, el fraccionamiento de apatito es mayor que lo expresado por el modelo teórico. Esto se ve reflejado en el tamaño y la abundante presencia de estos cristales, hecho observado en el apartado "Petrografía del Intrusivo Punta Larga".

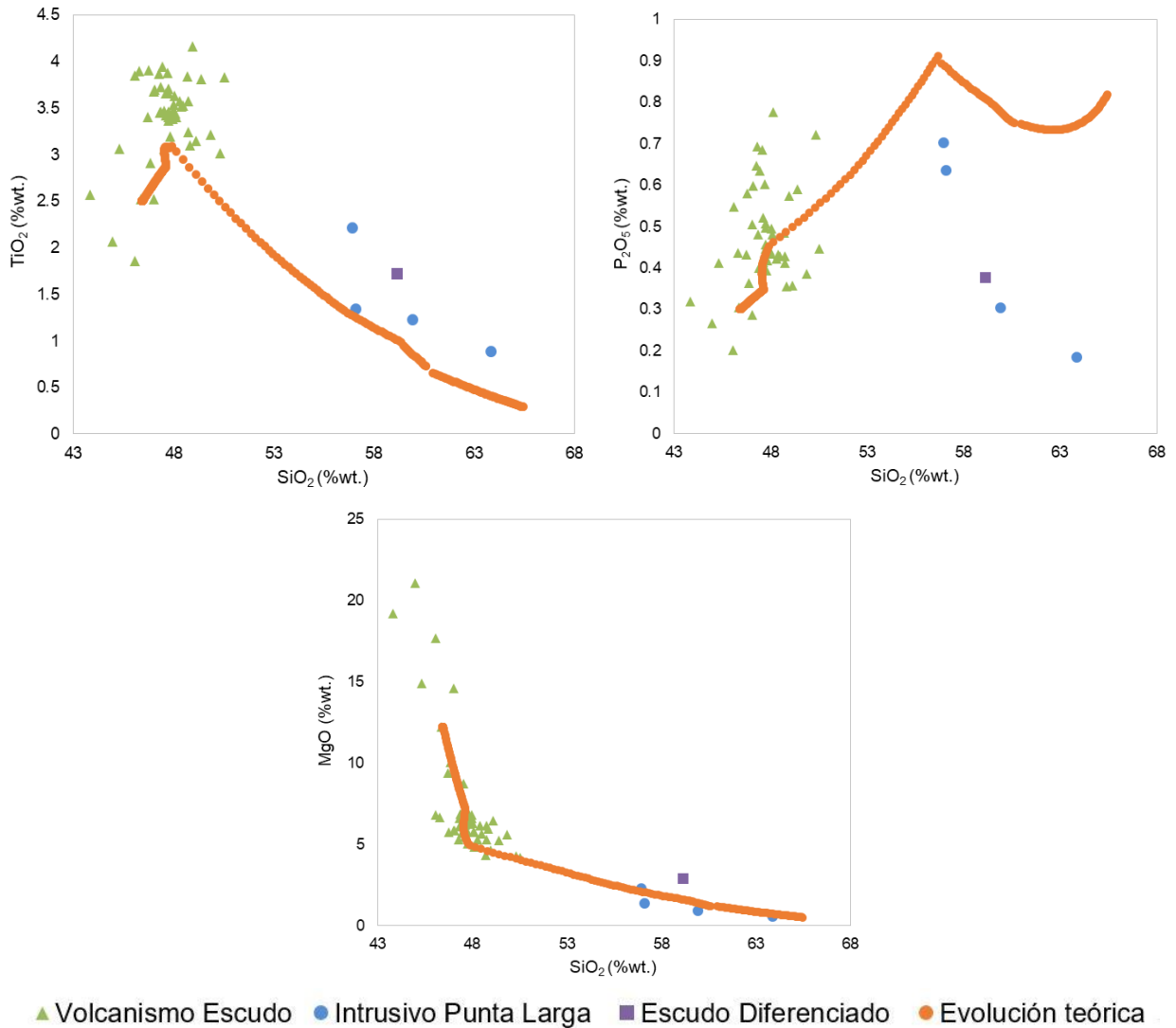
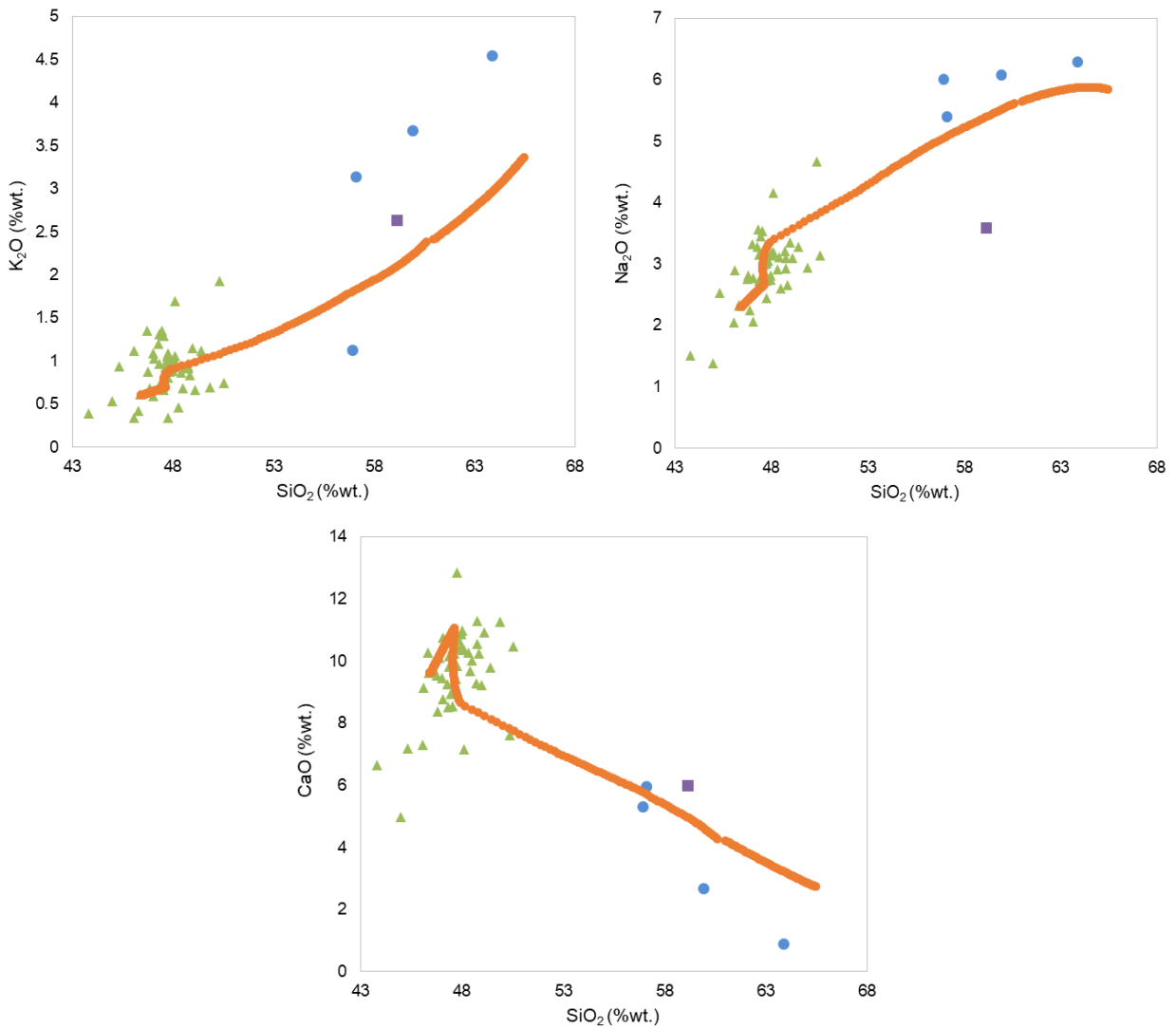


Figura 7.17: Geoquímica de elementos mayores (TiO₂, P₂O₅ y MgO) junto a la evolución teórica del sistema magmático.

Se observa un recrecimiento de plagioclasa sódica en los bordes de las plagioclasas cálcicas con fracturas rellenas de feldespato-K tipo ortoclasa. Este proceso se correlaciona con la constante disminución de Ca en los estadios más diferenciados, lo que genera un enriquecimiento de Na y K, donde el Na es más abundante que el K (Figura 7.18). Esto, permite que el sistema comience a cristalizar plagioclasa sódica, la cual se solidifica a expensas de la plagioclasa cálcica. El relleno de fracturas en los cristales de plagioclasa cálcica tendría origen en la etapa terminal de la evolución del Intrusivo Punta Larga y representaría los estadios finales.



▲ Volcanismo Escudo ● Intrusivo Punta Larga ■ Escudo Diferenciado ● Evolución teórica

Figura 7.18: Geoquímica de elementos mayores (K_2O , Na_2O y CaO) junto a la evolución teórica del sistema magmático.

7.4 Significado de las edades U-Pb y U-Th/He

Los resultados de la geocronología U/Pb en circones indican que el Intrusivo Punta Larga habría cristalizado hace aproximadamente 3.7 a 3.9 Ma (Reyes, 2018). Por otra parte, la termocronología U-Th/He en apatitos entrega edades con un amplio rango (0.53-26.44 Ma), que dada las características de los cristales mencionadas anteriormente en la sección 6.3.2, deben ser analizadas en detalle.

Se observa en la tabla E1, que el grano a05 de la muestra LL270711-2 presenta contenidos muy bajos o nulos de U, Th y He. De esta manera, su edad de aproximadamente 0.53 Ma, fue descartada dentro del análisis. Esto permite acotar las edades U-Th/He para el IPL a un rango de 3.04-26.44 Ma. Por otro lado, los granos a04 y a03 de las muestras LL270711-1 y LL270711-

2, respectivamente, evidencian edades muy superiores al resto de los granos de apatito analizados.

Existen una serie de factores geológicos e intrínsecos del método de datación U-Th/He que generan una sobreestimación de la edad basada principalmente en un exceso de ^4He presente en el cristal de apatito. Inclusiones ricas en U y Th, tanto cristalinas como fluidas, zonaciones en el contenido de U y Th, cristales de tamaño pequeño, mala calidad de estos y exceso de ^4He emitido dentro de los cristales de apatito por otros minerales presentes en la roca, entre otros factores, entregan una sobreestimación de la edad resultante (Fitzgerald et al., 2006 y referencias).

Dado esto, las edades de granos individuales muy altas fueron excluidas del análisis. En particular, el grano a03 de la muestra LL270711-2 (Tabla 3) presenta una edad corregida de 26.44 ± 2.88 Ma, la cual podría ser considerada dentro del rango de edad de la placa de Nazca a la latitud de la isla Robinson Crusoe correspondiente a 30.2 ± 1 Ma (Müller et al., 2008). Sin embargo, se plantea la interrogante acerca del significado geológico de esta edad, dado que el método U-Th/He es dependiente de la temperatura, por ende, un evento térmico de magnitudes tales como el que da origen a la isla tendría que haber afectado dicho valor. Si se asume que dicho grano es una asimilación de la roca caja (i.e. la corteza oceánica), este grano tuvo un tiempo de residencia muy bajo en el sistema, lo que impidió que el proceso térmico asociado a la creación de la isla afectase su edad o simplemente su asimilación ocurrió a temperaturas más bajas a las correspondientes a la zona de retención parcial de apatito para el método U-Th/He.

Este mismo argumento puede ser ocupado para justificar las edades de 7.08 Ma para el grano a02 de la muestra LL270711-2 y de 10.52 Ma para el grano a04 de la muestra LL270711-1, toda vez que el tiempo de residencia fue mayor. Sin embargo, más estudios se deben realizar para asegurar la validez de dicho argumento, por ende, las razones entregadas por Fitzgerald et al. (2006) surgen como la idea más razonable para justificar estas edades considerablemente mayores. Esto, junto a lo mencionado anteriormente en la sección 6.3.2 sobre las características físicas y el estado de conservación de los apatitos utilizados para el análisis termocronológico, permite postular que dichas edades no poseen un significado geológico como tal, por tanto, no son consideradas dentro del análisis.

De esta manera, al quitar las edades extremas, es decir, la menor y las tres mayores, el rango de edades AHe corregidas para granos individuales se reduce a uno entre 3.04 y 5.92 Ma (Tabla 3).

Dado esto, las edades AHe media ponderada correspondientes al Intrusivo Punta Larga son de 4.6 ± 1.5 Ma para la muestra LL270711-1 y 5.3 ± 2.2 Ma para la muestra LL270711-2 (Tabla 5).

Muestra	Edad media ponderada (Ma)
LL270711-1	4.6 ± 1.5
LL270711-2	5.5 ± 2.2

Tabla 5. Edad U-Th/He media ponderada de las muestras del Intrusivo Punta Larga

Dadas las razones anteriores, se tiene que este resultado descarta tácitamente edades considerablemente inferiores a la edad de cristalización. De esta manera se postula que un evento térmico posterior, como, por ejemplo, el volcanismo rejuvenecido, cuya edad es de aproximadamente 1.2 Ma, no genera un aumento de temperatura sobre la zona de retención parcial de apatito para el método U-Th/He (i.e. aproximadamente 70°C) para el Intrusivo Punta Larga. Esto se puede deber a que la etapa de volcanismo rejuvenecido presenta emisiones de lava puntuales de bajo volumen y alejadas de la zona donde el IPL aflora (Reyes, 2012).

Por otro lado, la edad de cristalización del cuerpo intrusivo se encuentra dentro del rango de error para ambas muestras, por ende, las edades U/Pb y U-Th/He son indistinguibles entre ellas. El rango de las edades AHe (3.1-7.5 Ma) considera valores levemente inferiores y mayores a la edad de cristalización del IPL (~3.8 Ma). Por ende, un análisis del significado geológico consecuente de estas edades debe considerar los casos donde la edad AHe es menor (3.1-3.7 Ma), igual (3.7-3.9 Ma) o es mayor (3.9-7.5 Ma) a la edad de cristalización del Intrusivo Punta Larga.

Si la edad AHe coincide con la edad de cristalización del IPL (3.7-3.9 Ma) significa que este cuerpo se solidificó a una profundidad tal donde la temperatura alcanzaría valores cercanos a la zona de retención parcial del He para el sistema U-Th/He en apatito, esto es, aproximadamente 70°C (Farley, 2002). Por otra parte, si la edad AHe es menor (3.1-3.7 Ma) a la edad de cristalización, se tiene que el IPL se habría cristalizado a una profundidad mayor a la asociada con la zona de retención parcial del He para el sistema U-Th/He en apatito, y que procesos externos de alzamiento y/o exhumación habrían alzado este cuerpo sobre esta zona de retención hace un tiempo correspondiente a la edad AHe.

Para el caso en que la edad AHe es mayor a la edad de cristalización (3.9-7.5 Ma) se postulan los argumentos compilados por Fitzgerald et al. (2006) como la principal razón de una sobreestimación de la edad, basada en un exceso de ⁴He.

Entregados los argumentos, si la edad AHe del Intrusivo Punta Larga coincide con la edad de cristalización del cuerpo intrusivo, este se emplaza y

cristaliza a una profundidad máxima tal donde la temperatura alcanza valores cercanos a la zona de retención parcial del sistema U-Th/He en apatitos, esto es, aproximadamente 70°C en apatitos con un radio de ~80micrones (Farley, 2002). Como es probable que el IPL se haya cristalizado a una profundidad superior, asociado al rango de edad AHe de 3.1-3.7 Ma, la suposición anterior entregaría la profundidad mínima a la cual este cuerpo se habría solidificado.

Dados los antecedentes, es importante entender cómo se concilia la notoria diferencia de temperatura de cristalización del Intrusivo Punta Larga (dada por la temperatura de cierre del sistema U-Pb en circones) y la correspondiente temperatura asociada a la zona de retención parcial del He para el sistema U-Th/He en apatito (~70°C). La temperatura de cierre para el sistema U-Pb en circones se encuentra entre los 800 y 1100°C, para distintos valores del radio de difusión de estos cristales (Lee et al., 1997), es decir, más de un orden de magnitud que la asociada a la termocronología U-Th/He en apatitos. Esto se podría explicar debido a que el IPL se emplaza dentro de las lavas de la etapa de escudo de la isla Robinson Crusoe en forma de filones, lentes y cuerpos de tamaño pequeño, lo que evidencia que el cuerpo no corresponde a un plutón de gran volumen y geometría aproximadamente esférica como en otros casos. Esto significa, que la tasa de enfriamiento del IPL sería alta, considerando además su variabilidad en el tamaño de grano evidenciada en el análisis petrográfico. De esta manera, se otorga validez al hecho de asumir que ambas edades (U-Pb y U-Th/He) coinciden, entendiendo que esta tasa de enfriamiento rápido, evidenciada por el tipo de afloramiento y la petrografía, permite que haya un descenso rápido de la temperatura desde la asociada a la temperatura de cierre de los cristales de circones (~800°C) y la asociada a los cristales de apatito para el método termocronológico U-Th/He (~70°C).

7.5 Tasas de erosión y perfil de elevación de la isla Robinson Crusoe.

Para ayudar a estimar la magnitud de la erosión en la vertical de la isla Robinson Crusoe se genera un modelo basado en el programa Age2edot, utilizando el método termocronológico U-Th/He con los siguientes parámetros: radio de difusión de 60 micrones, difusividad térmica de 1 (mm²/s), espesor de la capa de 30 km (i.e. grosor de la corteza oceánica), temperatura de la superficie de 0 °C, producción de calor volumétrica de 0.6 W/m³ y una conductividad térmica en superficie de 2.3 W/mK. Además, es necesario estimar un valor de flujo calórico presente en la isla Robinson Crusoe y en la corteza oceánica subyacente a la isla, para completar el modelamiento.

El flujo calórico observado en la corteza oceánica es, en general, menor a medida que la distancia desde el *ridge* oceánico que da origen a la corteza oceánica en cuestión aumenta. Por ende, a medida que la placa es más

antigua, menor es su flujo calórico. Efectos como flujos hidrotermales, depósitos sedimentarios sobre la corteza oceánica, cuerpos magmáticos someros en algunos *hotspots* activos, entre otras razones, son capaces de variar puntualmente dicha observación.

Los valores del flujo calórico en la corteza oceánica poseen un promedio de 101 mW/m^2 , donde los valores asociados a la placa de Nazca, en zonas cercanas a la dorsal de Juan Fernández poseen valores de 32.7 y 82.7 mW/m^2 (Pollack et al., 1993). Sin embargo, altas variaciones de este valor son encontradas en distintas islas oceánicas de intraplaca asociadas a *hotspots*. En Hawaii se observan valores del flujo calórico que varían entre 52 - 59 mW/m^2 (Van Herzen et al., 1982) y $74 \pm 15 \text{ mW/m}^2$ (Harris et al., 2007). Para la isla Reunion, variaciones entre $58 \pm 6 \text{ mW/m}^2$ (Harris et al., 2007) y $71 \pm 12 \text{ mW/m}^2$ (Bonneville et al., 1997) son evidenciadas. En tanto, en zonas cercanas al *ridge* de Juan Fernández se observan valores del flujo calórico entre 79.8 mW/m^2 y 142 mW/m^2 , donde destacan el *ridge* de Nazca y la zona de la Isla de Pascua con flujos calóricos aproximados de 16.8 - 54.6 mW/m^2 y 42 mW/m^2 , respectivamente (Anderson and Hobart, 1976). Esto da cuenta de una variabilidad importante en los valores del flujo calórico y lo difícil que resulta dar con un número representativo para la zona de estudio, dado que esta no presenta datos del flujo calórico medidos. A pesar de esto, el rango del flujo calórico asociado a *hotspots* se encuentra, de forma aproximada, entre los 50 y 90 mW/m^2 .

Por otra parte, Turcotte y Schubert (2002) proponen un modelo de enfriamiento secular de la corteza oceánica basado en la edad de esta. Para una corteza oceánica con una edad coincidente a la de la plaza de Nazca en la zona de la isla Robinson Crusoe (esto es $30.2 \pm 1 \text{ Ma}$ (Müller et al., 2008)), el flujo calórico se encuentra entre un rango de 71 y 105 mW/m^2 , aproximadamente (ecuación 4.127 en Turcotte y Shubert, 2002)). Esto, considerando una conductividad térmica entre 2 - 3.5 W/mK (Clauser y Huenges, 1995) y una temperatura del manto bajo el *ridge* de 1460°C ($\sim 1730\text{K}$) (Putirka, 2005).

Dado esto, y sumado a la inexistencia de datos de flujo calórico medido en la isla Robinson Crusoe junto al rango de valores del flujo calórico determinado para otras islas oceánicas de intraplaca, se determinan las magnitudes de las tasas de erosión con valores de flujo calórico con un rango desde los 70 hasta 100 mW/m^2 con intervalos de 10 mW/m^2 , de manera que sea posible abarcar parte del espectro de datos obtenidos y acotando los resultados a un intervalo razonable dentro de la modelación.

La Figura 7.19 muestra la relación entre la edad AHe y la tasa de erosión en la vertical esperada bajo los distintos valores del flujo calórico. Se observa que hay una relación negativa entre ambos parámetros y que esa relación comprende valores superiores a medida que disminuye el flujo calórico. Esto

implica que una sobreestimación de la edad genera una subestimación de la tasa de erosión.

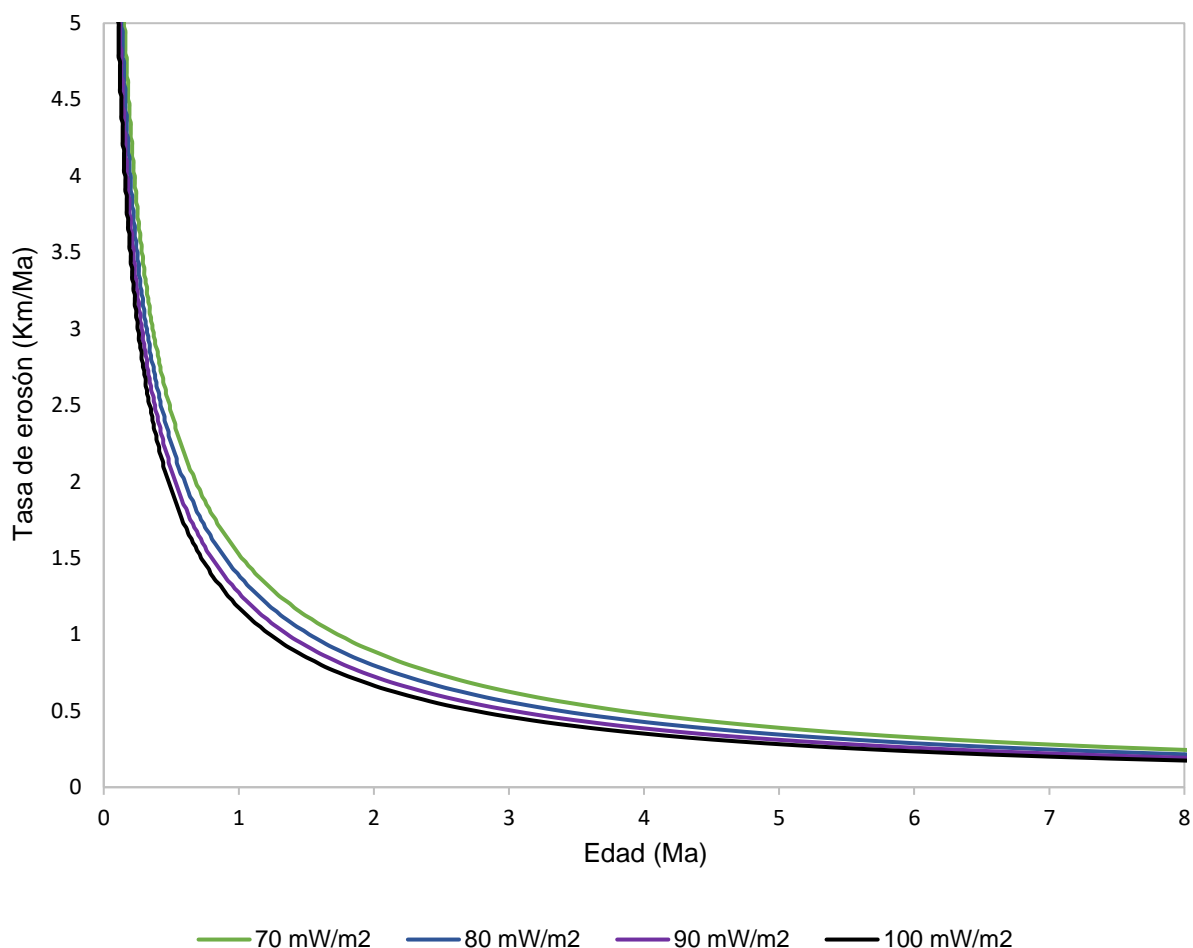


Figura 7.19: Relación entre la edad U-Th/He y la tasa de erosión estimada por el programa Age2edot, considerando distintos valores de flujo calórico.

Considerando que al coincidir la edad U-Pb en circones con la AHe en apatitos el IPL se cristaliza dentro de la zona de retención parcial del He para el método termocronológico en cuestión, se tiene que la tasa de erosión mínima esperada se encuentra entre un rango de 0.375-0.575 Km/Ma (Tabla 6), destacando enormemente su variación cuando los valores del flujo calórico se modifican, evidenciando además que a valores más altos del flujo calórico (100 mW/m²) se obtienen tasas de erosión menores.

Edad AHe (Ma)	Flujo calórico (mW/m ²)	Tasa de erosión (Km/Ma)	Columna de roca erodada (Km)
3.8	70	0.5	1.9
	80	0.45	1.71
	90	0.4	1.52
	100	0.375	1.425

Tabla 6: Tasas de erosión en la vertical de la isla Robinson Crusoe considerando flujos calóricos variables. La columna de roca erodada considera que el inicio de la erosión se da aproximadamente hace 3.8 Ma, coincidente con la edad de cristalización del Intrusivo Punta Larga y dentro del rango de edad de la Secuencia Puerto Inglés.

De esta manera, si se asume que esa erosión fue constante en el tiempo, una primera estimación indica que la columna de material rocoso sobre el Intrusivo Punta Larga (~3.8 Ma) alcanza una potencia de 1425 a 1900 metros, por ende, el IPL se habría cristalizado a una profundidad igual a la magnitud de la columna de roca erodada, esto, asumiendo que la altura máxima de la isla se alcanza aproximadamente hace 3.5 a 4 Ma, asociada temporalmente a la Secuencia Puerto Inglés, considerada como la unidad volcánica volumétricamente más importante presente en la isla (Reyes, 2012). Justo con esto, la altura máxima alcanzada por la isla se encontraría entre los 1575 y 2050 m.s.n.m. actual, esto, considerando que el IPL se encuentra actualmente a 150 m.s.n.m., aproximadamente.

Se generaron dos perfiles de elevación por trazos que condensan la información de elevación del edificio volcánico en un solo perfil. De esta manera se elimina la aleatoriedad al elegir una línea para realizar el perfil. En este caso se crearon perfiles E-W y N-S que cruzan la isla. El resultado entrega tres perfiles para cada caso, considerando el mínimo, medio y máximo topográfico. El perfil que representa el máximo topográfico se considera, aproximadamente, un equivalente de la topografía actual del edificio volcánico. Para generar estos perfiles de elevación por trazo se utiliza el modelo de relieve global ETOPO1 que considera la topografía y batimetría de la zona.

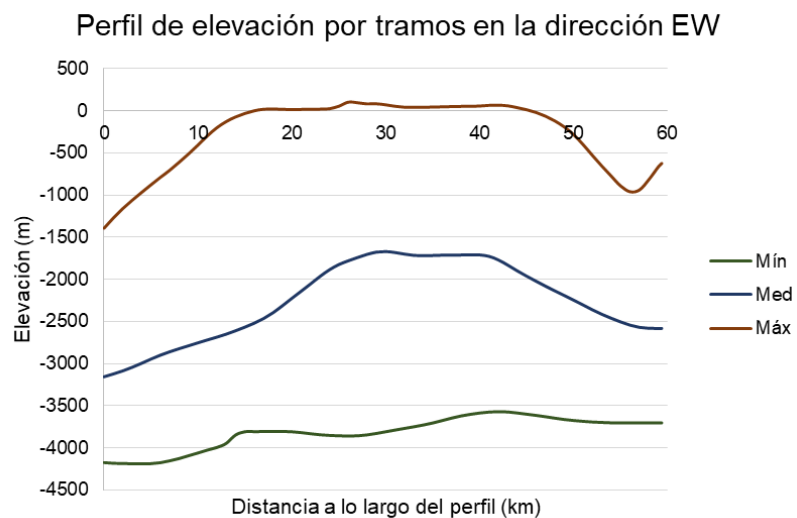
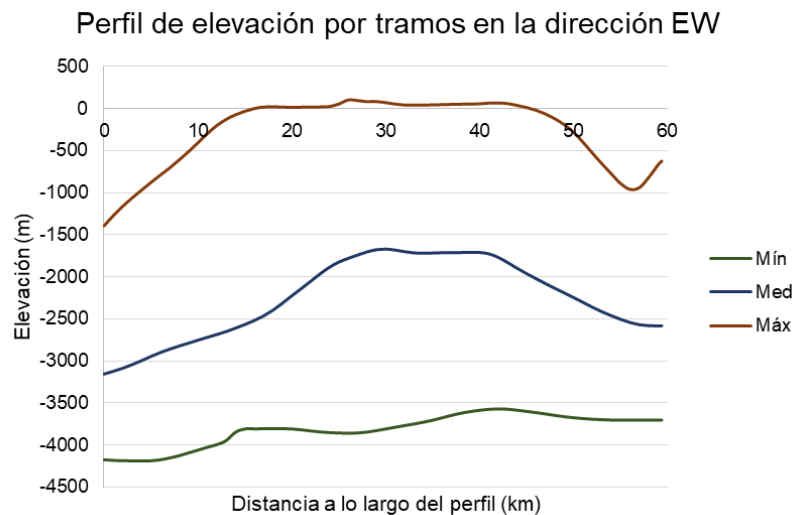


Figura 7.20: Perfiles de elevación por tramos en direcciones EW (arriba) y NS (abajo) considerando un ancho de 40 y 25 km, respectivamente. Coordenadas para el perfil EW -79.18,-33.6967;-78.648,-33.651. Coordenadas para el perfil NS -79.8,-33.44;-78.81,-34.04.

Los perfiles de elevación por trazos (Figura 7.20) muestran que la topografía actual del edificio volcánico de la isla Robinson Crusoe presenta una forma cónica con una decapitación ubicada levemente bajo el nivel actual del mar. Cabe destacar que solo los perfiles máximos tienen un significado relevante para esta investigación dado que representan una aproximación de la topografía actual de la isla (Figura 7.21).

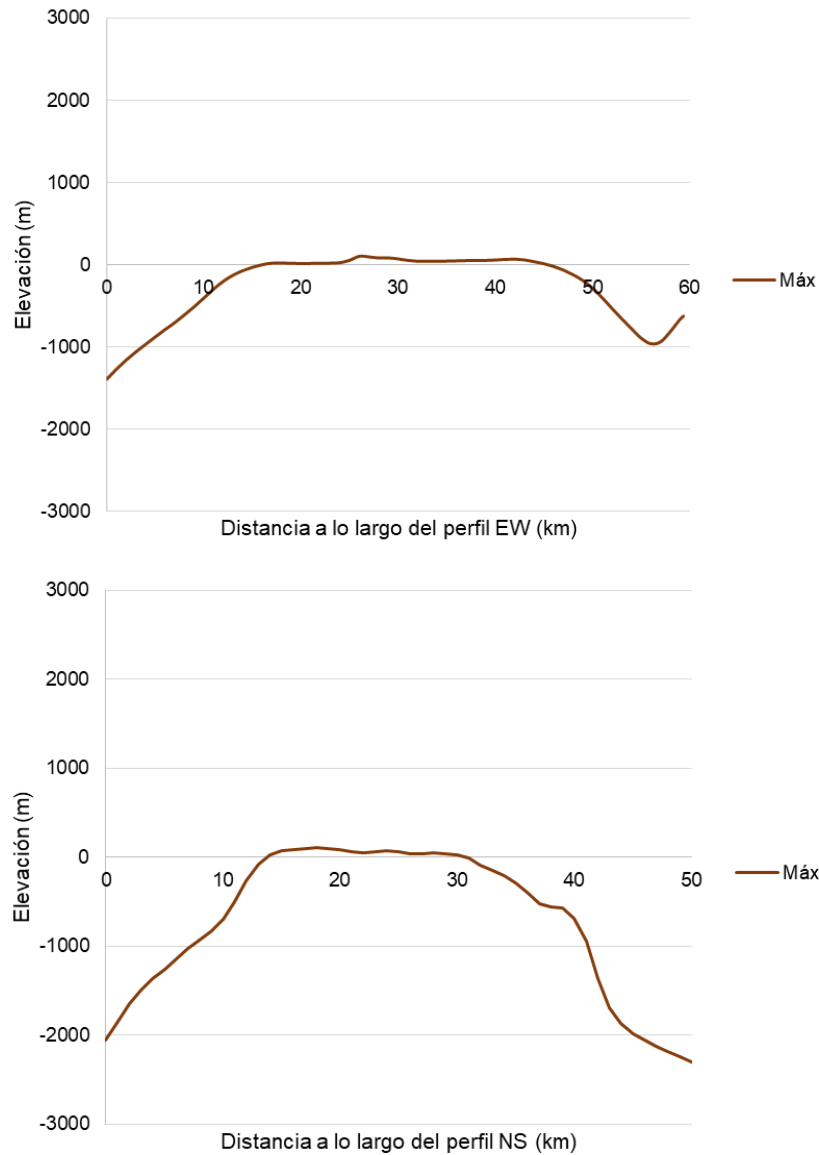


Figura 7.21: Perfil de elevación por tramos en las direcciones EW (arriba) y NS (abajo) considerando solo la altura máxima, la cual es considerada una aproximación de la topografía actual de la isla Robinson Crusoe.

Considerando la altura máxima actual de la isla de 900 m.s.n.m., la forma del edificio volcánico, las pendientes que forma el *shelf break* ubicado a 590m bajo el nivel del mar (Astudillo, 2014), la curva área vs altura de la isla (Astudillo, 2014 y referencias) y las tasas de erosión de 0.375-0.5 km/Ma, se estima que una posible reconstrucción de la porción erodada del edificio volcánico entregaría una altura máxima para la isla Robinson Crusoe en un rango entre los 1575-1900 m.s.n.m. De esta forma, considerando los nuevos resultados entregados por la termocronología U-Th/He, la altura máxima para la isla estimada por Astudillo (2014) en 1400-1550 m.s.n.m., estaría levemente bajo del rango estimado en este trabajo.

Es importante mencionar que procesos de subsidencia termal y subsidencia asociada a ajustes isostáticos (Astudillo, 2014) son factores de primer orden que afectan la evolución geomorfológica de la isla y deben ser analizados en conjunto con las tasas erosivas para plantearse estimaciones más certeras sobre conceptos como la altura máxima alcanzada por la isla. Además, la presencia de eventos de alzamiento dramáticos ocurridos en el Holoceno provocados posiblemente por rebotes isostáticos consecuentes de grandes deslizamientos (Sepúlveda et al., 2015), evidencian que movimientos verticales en ambas direcciones se generaron en la isla, por lo que una conclusión directa elaborada únicamente con los resultados asociados a las tasas erosivas debe ser revisada.

7.6 Evolución geológica del Intrusivo Punta Larga

7.6.1 Volcanismo Escudo (~5.2 a 3.9 Ma)

La etapa de volcanismo escudo evidenciada por los basaltos toleíticos y transicionales de las secuencias Punta Larga y Puerto Inglés, comienza hace aproximadamente 5.2 Ma y continúa hasta aproximadamente los 3 Ma. Se generan cámaras magmáticas someras a profundidades entre los 3 y 11km que permiten generar procesos de diferenciación magmática, donde la cristalización fraccionada de olivino, posterior clinopiroxeno y menor plagioclasa cálcica es el principal proceso diferenciador (Reyes, 2012). De forma coetánea, durante el ascenso a superficie, el magma es atrapado en zonas someras del edificio volcánico, permitiendo la generación de cuerpos hipoabisales con morfología de digitaciones, filones y lentes. Este material volcánico, comagmático con el volcanismo de tipo escudo, logra un grado de diferenciación mayor, caracterizado por un fraccionamiento y acumulación de plagioclasa cálcica y en menor medida cristalización fraccionada de clinopiroxeno, apatito y óxidos de Fe-Ti (Figura 7.22).

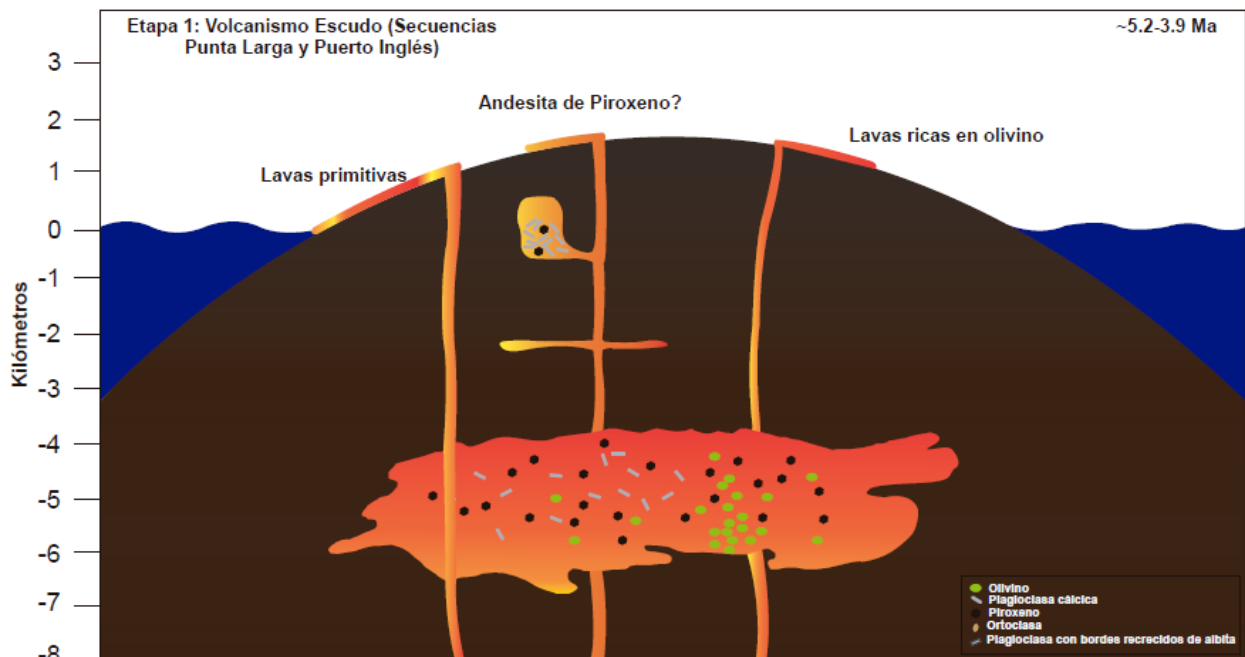


Figura 7.22: Primera etapa de la evolución geológica del Intrusivo Punta Larga (~5.2-3.9 Ma). Se evidencia el volcanismo de la etapa escudo, su intensidad y productos asociados, donde el Escudo Diferenciado es parte de este mismo sistema magmático. Además, se muestra como este magma es acumulado en zonas someras del edificio volcánico.

7.6.2 Cristalización del Intrusivo Punta Larga (3.9-3.7 Ma)

Aún inmerso en la etapa escudo de la isla Robinson Crusoe, el magma residual estancado de forma hipabisal comienza su cristalización generando fases minerales como plagioclasa sódica, que se presenta como un recrecimiento de las plagioclasas cálcicas existentes previamente, y ortoclasa, que se presenta como fenocristal y rellenando fracturas de los cristales de plagioclasa previo. La cristalización de este magma da origen al Intrusivo Punta Larga, formado por sienitas de clinopiroxeno, el cual se emplaza en forma de cuerpos discretos, asociado a una tasa de enfriamiento rápida, evidenciada por la variabilidad del tamaño de grano de sus cristales, donde los cristales de plagioclasa cálcica recrecidos son de mayor tamaño que los cristales de ortoclasa. El emplazamiento de estos cuerpos es a una profundidad de aproximadamente entre 1425 a 1900 metros, en o levemente bajo la zona de retención parcial del He, para el método U-Th/He en apatitos. En esta etapa es donde la isla alcanza su mayor volumen y, por ende, su mayor altura con respecto al nivel del mar, la que se estima es una altura mínima y aproximada entre 1575-2050 m.s.n.m., dado que el Intrusivo Punta Larga se encuentra hoy a aproximadamente 150 m.s.n.m. El volcanismo de tipo escudo se mantiene hasta aproximadamente los 3 Ma (Unidad Superior de la Secuencia Puerto Inglés) (Figura 7.23).

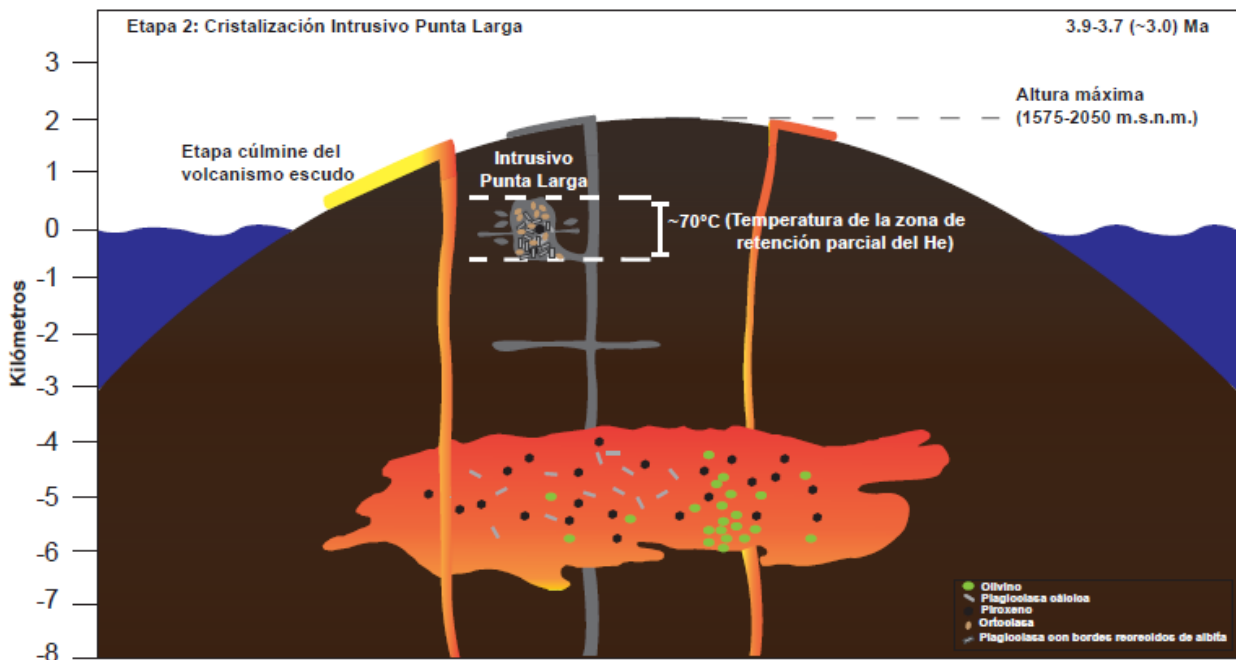


Figura 7.23: Segunda etapa de la evolución geológica del Intrusivo Punta Larga (3.9-3.7 Ma). Se evidencia el volcanismo de la etapa escudo y su duración hasta aproximadamente los 3 Ma. El IPL se cristaliza aproximadamente a 1.425-1.9 Km de profundidad dentro o levemente sobre la zona de retención parcial del He para el método U-Th/He en cristales de apatito. La altura máxima de la isla habría sido obtenida en esta etapa y se estima fue cercana a los 1.575-2050 m.s.n.m. El IPL comprende afloramientos masivos, lenticulares y en forma de filones, cortando a las lavas de la Secuencia Punta Larga.

7.6.3 Fase erosiva (3.7 Ma hasta la actualidad)

Etapa principalmente erosiva que se ve interrumpida por la etapa de volcanismo rejuvenecido (~ 1.2 Ma) reconocida por lavas basaníticas emitidas principalmente en zonas topográficamente deprimidas, rellenando algunos valles y volumétricamente muy inferior al volcanismo de tipo escudo. La erosión estimada mínima para la isla Robinson Crusoe se encuentra entre 0.375 - 0.5 km/Ma, cuyos factores principales serían la abrasión marina y el clima de la zona. Esto permite que el Intrusivo Punta Larga aflore en superficie. De esta manera se crea una disminución severa del relieve otorgando a la isla su forma actual, donde se observa una altura máxima de aproximadamente 900 m.s.n.m. y una forma cóncava hacia el sur. Procesos de subsidencia (termal y debido a ajustes isostáticos) y alzamiento forman parte de los movimientos verticales sufridos por la isla Robinson Crusoe. Estos procesos, junto a la erosión sufrida por la isla son los causantes principales de su morfología y condición actual (Figura 7.24).

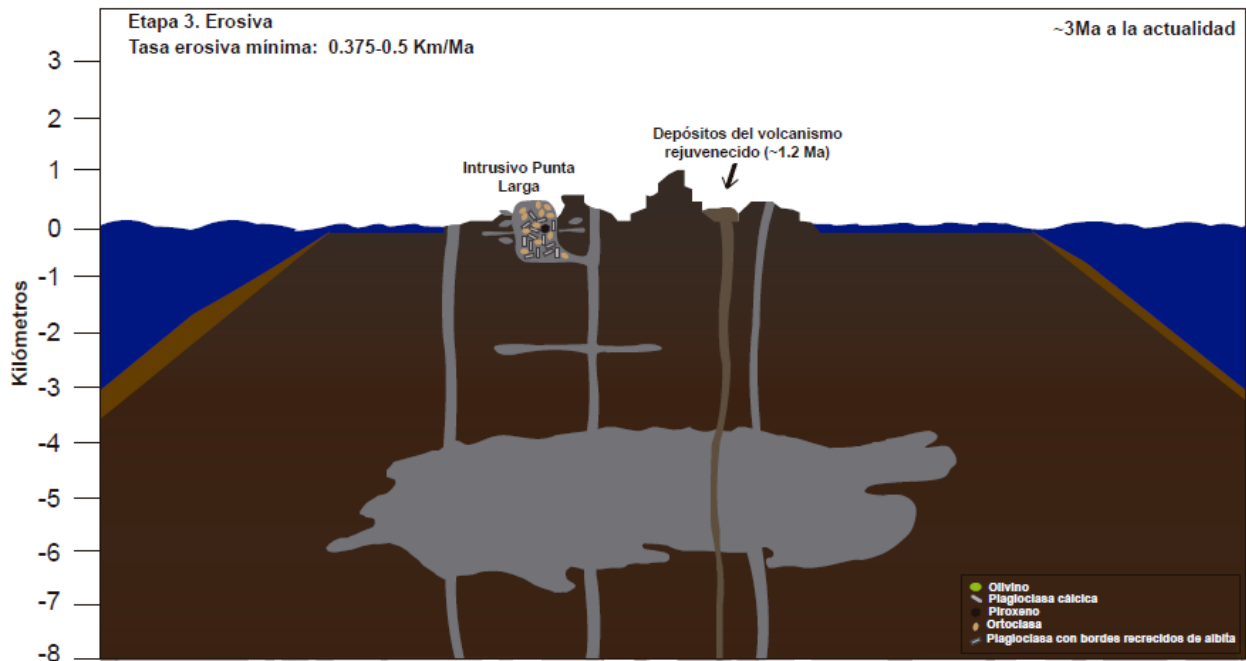


Figura 7.24: Tercera etapa de la evolución geológica del Intrusivo Punta Larga (~ 3 Ma a la actualidad). Se evidencia un fin del volcanismo de la etapa escudo, la existencia de una etapa de volcanismo rejuvenecido aproximadamente hace 1.2 Ma y como el edificio volcánico es decapitado por la erosión, dejando en superficie el cuerpo intrusivo. La forma actual de la isla es consecuencia de una erosión mínima en la vertical estimada en 0.375 - 0.5 Km/Ma.

8. Conclusiones

El Intrusivo Punta Larga corresponde a un stock intrusivo clasificado mineralógicamente como sienitas y sienitas ricas en cuarzo de clinopiroxeno y químicamente como sienitas a sienodioritas de clinopiroxeno. Su textura fanerítica la componen fenocristales de plagioclasa y ortoclasa con evidencia de acumulación, menores cristales de cuarzo y clinopiroxeno afectado por procesos de uralitización. Los cristales de plagioclasa se componen de plagioclasa cálcica con recrecimiento de plagioclasa sódica y fracturas con relleno de ortoclasa. La roca albergadora corresponde a la Secuencia Punta Larga, unidad volcánica más antigua presente en la isla Robinson Crusoe.

La fuente magmática del Intrusivo Punta Larga corresponde al magma que da origen al volcanismo de tipo escudo, específicamente a la Secuencia Puerto Inglés, que a su vez representa la etapa de mayor volumen del volcanismo de tipo escudo. De esta manera el IPL es cogenético con las unidades volcánicas de la etapa escudo.

El proceso petrogenético dominante que da origen al Intrusivo Punta Larga corresponde a una cristalización fraccionada de clinopiroxeno en los estadios primarios del sistema y luego un proceso de cristalización fraccionada de plagioclasa rica en calcio en las etapas intermedias del sistema magmático, influenciado por un proceso de cristalización fraccionada de olivino y acompañado de un fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti y apatito.

El análisis conjunto entre la termocronología U-Th/He y la geocronología U-Pb evidencian que el Intrusivo Punta Larga se habría cristalizado a una profundidad aproximada entre los 1.425-1.9 km, dentro o levemente bajo la zona de retención parcial de He para cristales de apatito.

Se infieren tasas de erosión mínimas de largo plazo entre los 0.375-0.5 km/Ma, evidenciando que la isla Robinson Crusoe habría alcanzado una altura máxima de aproximadamente 1575-2050 m.s.n.m.

9. Bibliografía

Anderson, D. L. (1998). The EDGES of the mantle. *The core-mantle boundary region*, 255-271.

Anderson, D. L. (2000). The thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. *Geophysical Research Letters*, 27(22), 3623-3626.

Anderson, D. L. (2013). The persistent mantle plume myth. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(6-7), 657-673.

Anderson, R. N., & Hobart, M. A. (1976). The relation between heat flow, sediment thickness, and age in the eastern Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 81(17), 2968-2989.

Astudillo Manosalva, V. I. (2014). Geomorfología y evolución geológica de la Isla Robinson Crusoe, Archipiélago Juan Fernández.

Baker, P. E., Gledhill, A., Harvey, P. K., & Hawkesworth, C. J. (1987). Geochemical evolution of the Juan Fernandez islands, SE Pacific. *Journal of the Geological Society*, 144(6), 933-944.

Ballhaus, C. (1993). Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(3), 331-348.

Bardintzeff, J. M., Bellon, H., Bonin, B., Brousse, R., & McBirney, A. R. (1988). Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (Society Archipelago, French Polynesia): a petrological, geochemical and mineralogical study. *Journal of volcanology and geothermal research*, 35(1-2), 31-53.

Bonneville, A., Von Herzen, R. P., & Lucazeau, F. (1997). Heat flow over Reunion hot spot track: Additional evidence for thermal rejuvenation of oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B10), 22731-22747.

Booker, J.; Bullard, E.C.; Grasty, R.L. 1967. Paleomagnetism and age of rocks from Easter island and Juan Fernandez. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 12(59): 469-471.

Borley, G. D., Suddaby, P., & Scott, P. (1971). Some xenoliths from the alkalic rocks of Teneriffe, Canary Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 31(2), 102-114.

Cendrero, A. (1970). The volcano-plutonic complex of La Gomera (Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 34(2), 537-561.

Chevallier, L., & Vatin-Perignon, N. (1982). Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. *Bulletin of Volcanology*, 45(4), 285-298.

Clague, D. A. (1987). Hawaiian xenolith populations, magma supply rates, and development of magma chambers. *Bulletin of Volcanology*, 49(4), 577-587.

Clauser, C., & Huenges, E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*, 105-126.

Clouard, V., & Bonneville, A. (2001). How many Pacific hotspots are fed by deep-mantle plumes?. *Geology*, 29(8), 695-698.

Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3), 295-308.

Cousens, B. L., Clague, D. A., & Sharp, W. D. (2003). Chronology, chemistry, and origin of trachytes from Hualalai Volcano, Hawaii. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9).

Dixon, J. E., Leist, L., Langmuir, C., & Schilling, J. G. (2002). Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt. *Nature*, 420(6914), 385-389.

Evans, K. A., Elburg, M. A., & Kamenetsky, V. S. (2012). Oxidation state of subarc mantle. *Geology*, 40(9), 783-786.

Farley, K. A. (2002). (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 819-844.

Freundt-Malecha, B. (2001). Plutonic rocks of intermediate composition on Gran Canaria: the missing link of the bimodal volcanic rock suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(4), 430-445.

Foulger, G. R. (2002). Plumes, or plate tectonic processes?. *Astronomy & Geophysics*, 43(6), 6-19.

Gehrels, G. E., Valencia, V. A., & Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).

Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.

Giret, A. (1990). Typology, evolution, and origin of the Kerguelen plutonic series, Indian Ocean: a review. *Geological Journal*, 25(3-4), 239-247.

Giret, A., & Lameyre, J. (1983). A study of Kerguelen plutonism: petrology, geochronology and geological implications. *Antarctic earth science: Canberra, Australian Academy of Science*, 646-651.

Harris, C. (1983). The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island. *Journal of Petrology*, 24(4), 424-470.

Harris, C., & Bell, J. D. (1982). Natural partial melting of syenite blocks from Ascension Island. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(2), 107-113.

Harris, R. N., & McNutt, M. K. (2007). Heat flow on hot spot swells: Evidence for fluid flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3).

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

Javoy, M., Stillman, C. J., & Pineau, F. (1986). Oxygen and hydrogen isotope studies on the basal complexes of the Canary Islands: implications on the conditions of their genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2), 225-235.

Kar, A., Weaver, B., Davidson, J., & Colucci, M. (1998). Origin of differentiated volcanic and plutonic rocks from Ascension Island, South Atlantic Ocean. *Journal of Petrology*, 39(5), 1009-1024.

Kidd, R. B., Searle, R. C., Ramsay, A. T., Prichard, H., & Mitchell, J. (1982). The geology and formation of King's Trough, northeast Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 48(1-2), 1-30.

Ketcham, R. A. (2005). Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 275-314.

Koppers, A. A., Staudigel, H., Pringle, M. S., & Wijbrans, J. R. (2003). Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(10).

Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., Cantagrel, J. M., Dosso, L., & Vidal, P. (1976). Chronological evolution of the Kerguelen islands syenite–granite ring complex. *Nature*, 263(5575), 306-307.

Lara, L. E. (2010). Las islas oceánicas de Chile. *Geología Marina de C Oceanográfico Nacional de Chile*, 44-47.

Lara, L. E., Reyes, J., Piña-Gauthier, M., Díaz, A., & Orozco, G. (2012). ¿Es la Dorsal de Juan Fernández resultado de un 'hotspot' clásico?: análisis de la progresión de edades radiométricas.

Lee, J. K., Williams, I. S., & Ellis, D. J. (1997). Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390(6656), 159.

Leisen, M., Barra, F., Romero, R., Morata, D., & Reich, M. (2015). Geocronología U-Pb de Circones Mediante Ablación Láser Acoplado a un ICP-MS Multicolector: Metodología Utilizada en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Centro Fondap CEGA, Universidad de Chile. In *XIV Congreso Geológico Chileno: La Serena, Chile*.

Ludwig, K. R. (2003). User's manual for isoplot 3.00, a geochronological toolkit for microsoft excel. *Berkeley Geochronol. Cent. Spec. Publ.*, 4, 25-32.

Mcbirney, A. R., & Aoki, K. I. (1968). Petrology of the island of Tahiti. *Geological Society of America Memoirs*, 116, 523-556.

Moore, R. B., Clague, D. A., Rubin, M., & Bohrsen, W. A. (1987). Hualalai volcano: a preliminary summary of geologic, petrologic, and geophysical data. *Volcanism in Hawaii. US Geological Service Professional Paper*, 1350, 571-585.

Morales, A. J. (1987). Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, Archipiélago Juan Fernández, V Región, Chile. *Memoria para optar al título de geólogo. Antofagasta, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias. 103p.*

Morgan, W. J. (1972). Plate motions and deep mantle convection. *Geological Society of America Memoirs*, 132, 7-22.

Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).

Orozco, G. (2015). *Evolución estructural y tectónica de la isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández* (Doctoral dissertation, Tesis para optar al

grado de magíster en ciencias, mención geología. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología).

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J. (2011). Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508-2518.

Pollack, H. N., Hurter, S. J., & Johnson, J. R. (1993). Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3), 267-280.

Putirka, K. D. (2005). Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(5).

Reyes, J. (2012). Evolución magmática de la isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández, Chile. *Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.*

Reyes, J. (2018). Petrogénesis y geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo intraplaca de la dorsal de Juan Fernández, placa de Nazca, Pacífico SE. *Tesis para optar al grado de doctor en ciencias mención geología. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.*

Reyes, J., Lara, L. E., & Morata, D. Petrogénesis, evolución magmática y geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández, Pacífico SE.

Reyes, J., Lara, L. E., & Morata, D. (2017). Contrasting PT paths of shield and rejuvenated volcanism at Robinson Crusoe Island, Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Rodrigo, C., & Lara, L. E. (2014). Plate tectonics and the origin of the Juan Fernández Ridge: analysis of bathymetry and magnetic patterns/Tectónica de placas y origen de la dorsal de Juan Fernández: análisis de los patrones batimétricos y magnéticos. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 42(4), 907.

Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data*, 352 pp.

Shamberger, P. J., & Hammer, J. E. (2006). Leucocratic and gabbroic xenoliths from Hualalai Volcano, Hawai'i. *Journal of Petrology*, 47(9), 1785-1808.

Sepúlveda, P., Le Roux, J. P., Lara, L. E., Orozco, G., & Astudillo, V. (2015). Biostratigraphic evidence for dramatic Holocene uplift of Robinson Crusoe Island, Juan Fernández Ridge, SE Pacific Ocean. *Biogeosciences*, 12(6), 1993-2001.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., ... & Schaltegger, U. (2008). Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.

Stebbins, J., & Thompson, G. (1978). The nature and petrogenesis of intra-oceanic plate alkaline eruptive and plutonic rocks: King's Trough, northeast Atlantic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4(3-4), 333-361.

Stillman, C. J., Bennell-Baker, M. J., Smewing, J. D., Fuster, J. M., Munoz, M., & Sagredo, J. (1975). Basal complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. *Nature*, 257(5526), 469-471.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.

Stuessy, T. F., Foland, K. A., Sutter, J. F., & Silva, M. O. (1984). Botanical and geological significance of potassium-argon dates from the Juan Fernandez Islands. *Science*, 225, 49-52.

Turcotte, D. L., & Oxburgh, E. R. (1973). Mid-plate tectonics. *Nature*, 244(5415), 337-339.

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*, 456 pp.

Upton, B. G. J., & Wadsworth, W. J. (1965). Geology of Reunion Island, Indian Ocean. *Nature*, 207(4993), 151-154.

Upton, B. G. J., & Wadsworth, W. J. (1966). The basalts of Reunion Island, Indian Ocean. *Bulletin Volcanologique*, 29(1), 7-23.

Von Herzen, R. P., Detrick, R. S., Crough, S. T., Epp, D., & Fehn, U. (1982). Thermal origin of the Hawaiian swell: heat flow evidence and thermal models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B8), 6711-6723.

Von Huene, R.; Corvalán, J.; Flueh, E.R.; Hinz, K.; Korstgard, J.; Ranero, C.; Weinrebe, W.; CONDOR Scientists. 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics* Vol.16, No.3, p.474-488.

Wiedenbeck, M. A. P. C., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. V., ... & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 19(1), 1-23.

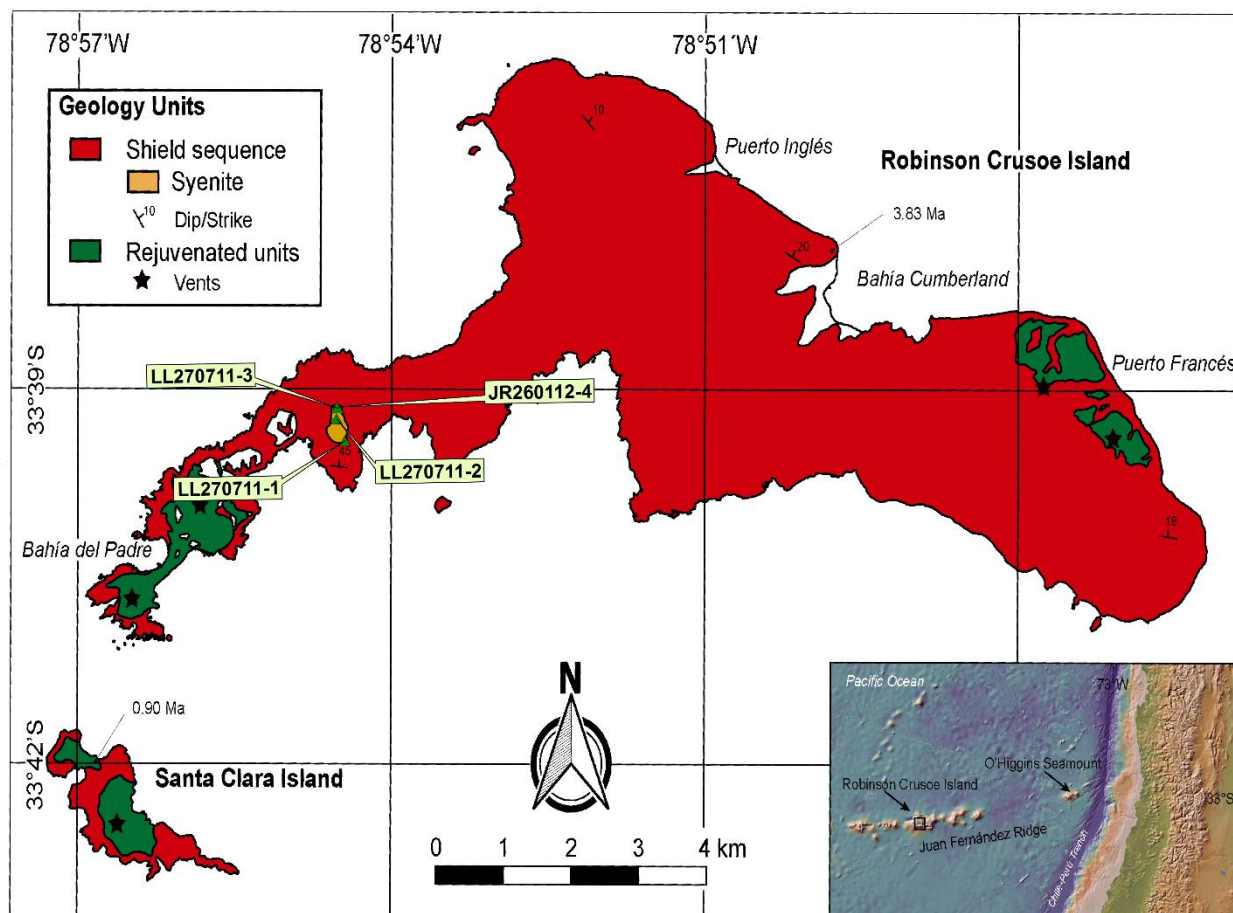
Wiedenbeck, M., Hanchar, J. M., Peck, W. H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., ... & Franchi, I. (2004). Further characterisation of the 91500-zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1), 9-39.

Wilson, B. M. (2007). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media.

Anexo A: Mapa y tabla de ubicación de muestras.

Muestra	Localidad	Coordenadas UTM		Descripción general
		Coordenada E	Coordenada N	
LL270711-1	Punta Larga	694035	6273917	Intrusivo leucocrático de grano grueso
LL270711-2	Punta Larga	693920	6274247	Intrusivo leucocrático con dos familias de grano
LL270711-3	Punta Larga	693948	6274398	Intrusivo leucocrático de grano grueso
JR260112-4	Punta Larga	693930	6274424	Intrusivo leucocrático de grano grueso

Tabla A 1. Ubicación de las muestras del Intrusivo Punta Larga



Mapa geológico de la isla Robinson Crusoe indicando la ubicación de las muestras del Intrusivo Punta Larga (Modificado de Reyes, 2017)

Anexo B: Petrografía del Intrusivo Punta Larga.

Muestra LL270711-1

Nombre de la roca: Sienita rica en cuarzo de clinopiroxeno

Mineralogía:

Mineral	%	Forma	Tamaño	Estructuralidad	Integridad	Alteración
Plagioclasa	29	Subhedral	1-4 mm	Media	Media	Levemente a arcillas
Ortoclasa	50	Anhedral	1-2 mm	Baja	Media	Arcillas
Cuarzo	3	Anhedral	1-2 mm	Baja	Baja	No presenta
Clinopiroxeno	9	Subhedral-Anhedral	<2 mm	Baja	Media-baja	Horblenda, óxidos de Fe y Ti, clorita
Opacos	8	Subhedral-Anhedral	<1 mm	Media-Baja	Media-Baja	Asociada a clorita y óxidos de Fe-Ti
Mineralogía accesoria: epidota (1%), apatito (<1%)						

Texturas:

Globalmente se observa una textura fanerítica con la existencia de una acumulación de plagioclasas y en menor medida de ortoclasa, cuyos intersticios se presentan rellenos principalmente de cuarzo y cuarzo con epidota. Las plagioclasas presentan una textura adcumulada con un recrecimiento de plagioclasa albitica. La zonación de las plagioclasas es escasa. Apatitos presentes forman textura poiquilítica con las distintas fases minerales.

Observaciones:

Los cristales de plagioclasa presentan fracturas cuyo relleno corresponde a ortoclasa. El recrecimiento albitico va desde 1 a 3 mm de espesor, siendo menor a 1mm en algunos casos. Los minerales opacos son magmáticos o se encuentran asociados a la alteración de clinopiroxenos. Estos últimos presentan pleocroísmos en tonos verdosos asociado a procesos de uralitización. Además, se observan bordes aserrados entre cristales de ortoclasa y plagioclasa.

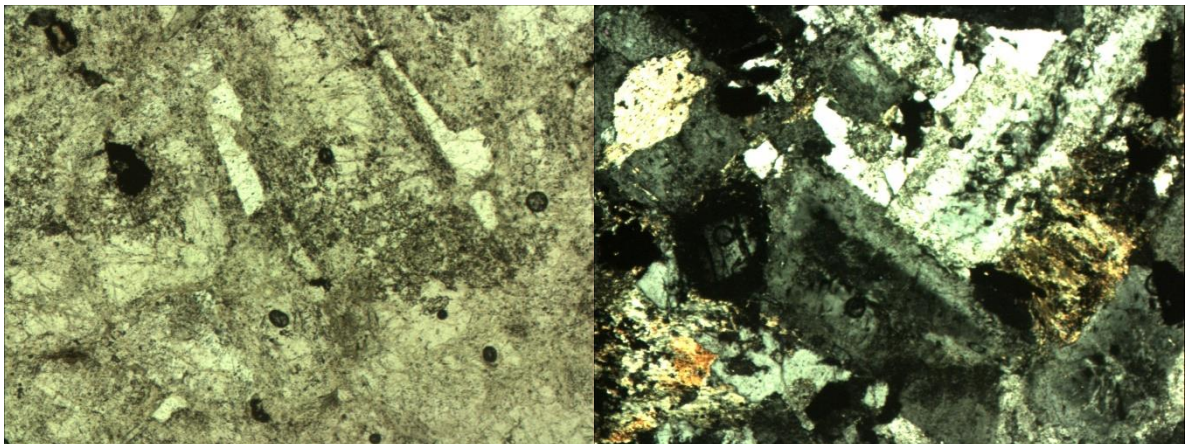


Figura B 1: Microfotografía representativa a nicoles paralelos (izq) y cruzados (der) de la muestra LL270711-1

Muestra LL270711-2

Nombre de la roca: Sienita de clinopiroxeno

Mineralogía:

Mineral	%	Forma	Tamaño	Estructuralidad	Integridad	Alteración
Plagioclasa	27	Euhedral-subhedral	2-6 mm	Media-alta	Media-alta	Arcillas
Ortoclasa	53	Subhedral	1-5 mm	Media	Media	Arcillas
Cuarzo	5	Anhedral	1-6 mm	Baja	Baja	No presenta
Clinopiroxeno	7	Anhedral	< 1mm	Baja	Baja	Abundante clorita, óxidos de Fe-Ti (rutilo??)
Opacos	6	Subhedral-Anhedral	< 2 mm	Media-Baja	Media-Baja	Asociada a clorita y óxidos de Fe-Ti
Mineralogía accesoria: epidota (1%), hematita (1%), apatito (<<1%)						

Texturas:

Globalmente presenta una textura fanerítica donde destacan dos tamaños de grano dentro de la muestra. El mayor, con cristales con tamaños promedios entre 1 y 3mm y el menor con tamaño promedio de 0.5 mm. Presenta una textura adcumulada en las plagioclasas, con intersticios de cuarzo y cuarzo más epidota, y una textura meso/ortoacumulada en las ortoclasas, asociada principalmente a la zona donde el tamaño de grano es menor.

Observaciones:

Esta muestra es la que presenta el mayor grado de alteración, evidenciándose en los cristales de clinopiroxenos que casi no presentan rasgos ígneos. El recrecimiento de las plagioclasas es menor, al igual que su grado de fracturamiento y acumulación, que sólo es evidente en la zona donde el tamaño de los cristales es mayor. La epidota se encuentra asociada a reemplazo de máficos.

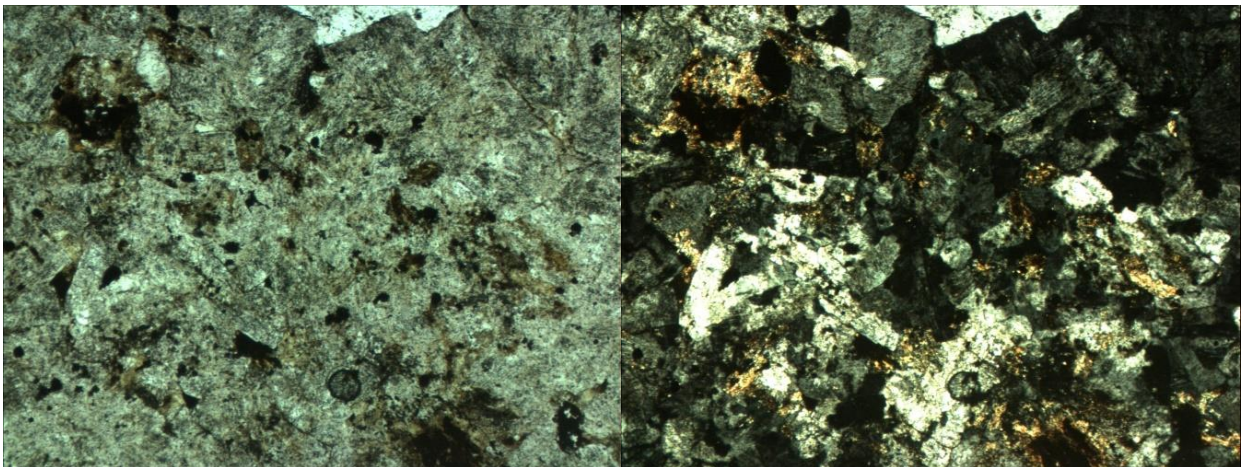


Figura B 2: Microfotografía representativa a nícoles paralelos (izq) y cruzados (der) de la muestra LL270711-2

Muestra LL270711-3

Nombre de la roca: Sienita rica en cuarzo de clinopiroxeno

Mineralogía:

Mineral	%	Forma	Tamaño	Estructuralidad	Integridad	Alteración
Plagioclasa	30	Subhedral	2-5 mm	Media	Media	Levemente a arcillas, epidota+opacos
Ortoclasa	51	Anhedral-subhedral	1-3 mm	Baja	Media	Arcillas
Cuarzo	6	Anhedral	<1-2 mm	Baja	Media	No presenta
Clinopiroxeno	7	Anhedral	1-2 mm	Baja	Baja	Horblenda, óxidos de Fe y Ti, clorita y epidota
Opacos	4	Subhedral-Anhedral	<1 mm	Media-Baja	Media-Baja	Asociada a clorita y óxidos de Fe-Ti
Mineralogía accesoria: epidota asociado con cuarzo en intersticios (2%), apatito (<1%)						

Texturas:

Roca intrusiva con textura fanerítica. Los cristales de plagioclasa presentan textura adcumulada, mientras que los cristales de ortoclasa presentan textura mesoacumulada. Acumulación se evidencia debido a espacios triangulares rellenos de cuarzo anhedral y/o sin relleno. Cristales de apatita poquilíticos en las distintas fases minerales. Las plagioclasas presentan, además, textura parche con cristales de epidota y su zonación es escasa.

Observaciones:

Los minerales opacos son primarios y secundarios como reemplazo de clinopiroxeno asociado con clorita. En este último caso, se observan bordes rojizos y anaranjados. El recrecimiento albitico sobre las plagioclasas cálcicas es en promedio de 0.3mm.

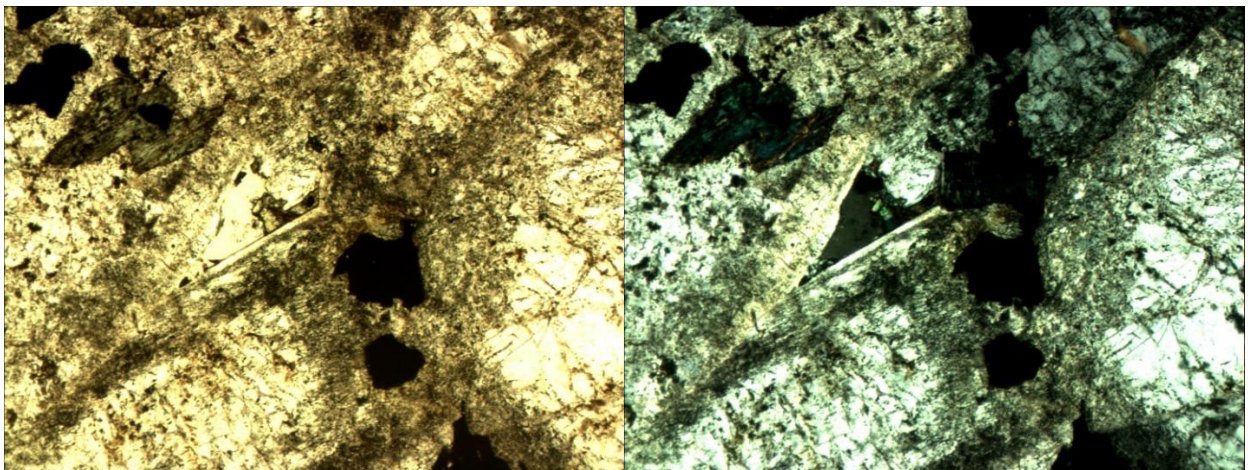


Figura B 3: Microfotografía representativa a nicoles paralelos (izq) y cruzados(der) de la muestra LL270711-3

Muestra JR260112-4

Nombre de la roca: Sienita de clinopiroxeno

Mineralogía:

Mineral	%	Forma	Tamaño	Estructuralidad	Integridad	Alteración
Plagioclasa	27	Euhedral-Subhedral	3-10 mm	Media	Media	Levemente a arcillas y epidotización
Ortoclasa	50	Anhedral	1-4 mm	Baja	Media	Arcillas
Cuarzo	2	Anhedral	1-2 mm	Baja	Media	No presenta
Clinopiroxeno	10	Anhedral	1-5 mm	Baja	Baja	Horblenda, óxidos de Fe y Ti, clorita
Opacos	7	Subhedral-Anhedral	<2-6 mm	Media-Baja	Media-Baja	Asociada a clorita y óxidos de Fe-Ti
Mineralogía accesoria: epidota (3%), apatito (1%)						

Texturas:

Predomina la textura fanerítica dado el origen intrusivo de la roca. Destaca la textura adcumulada y mesoacumulada de las plagioclasas y ortoclasa, respectivamente. Donde el recrecimiento es albítico. Intersticios de la acumulación rellenos de cuarzo anhedral, cuarzo más epidota, clinopiroxeno uralitizado y sin relleno. Textura poiquilitica con cristales de apatitos como chadacristal es más evidente dado el gran tamaño de los apatitos y fases minerales en general. Minerales opacos euhedrales a subhedrales, destacando grandes cristales anhedrales cuya forma es consecuencia de procesos de reabsorción.

Observaciones:

Esta muestra es la que presenta un mayor tamaño de grano, sin embargo, posee zonas donde el tamaño de grano es fino, asociado principalmente a ortoclasa. El recrecimiento albítico de las plagioclasas es visible a muestra de mano y su fracturamiento relleno de ortoclasa es más evidente que las demás muestras.

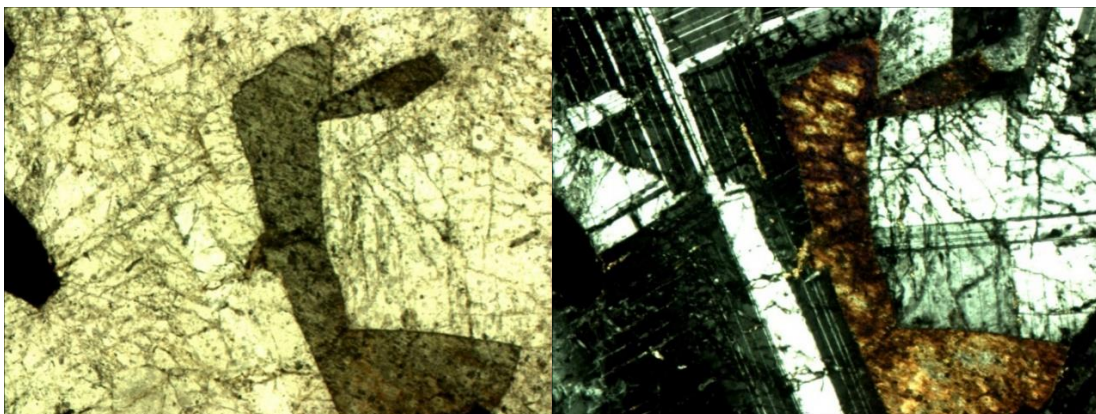


Figura B 4: Microfotografía representativa a nicoles paralelos (izq) y cruzados(der) de la muestra JR260112-4

Anexo C: Geoquímica de trabajos anteriores

Volcanismo																	
Volcanismo Escudo																	
Punto Lara																	
Puerto Inglés Inferior																	
Puerto Inglés Medio																	
Puerto Inglés Superior																	
Localidad	T. Blancas	T. Blancas	Cerro W	Punta NW	Punta NW	Punta NW	C. Tres Puntas	C. Tres Puntas	Ramplones	B. Cumberland	B. Cumberland	B. Cumberland	B. Pangal	B. Pangal	Ramplones		
Coord. E	69792	69792	69352	68941	68941	68941	69688	69688	69688	701376	701376	701376	702347	702347	698400		
Coord. N	627240	627404	628735	626970	626970	626970	6275683	6275683	6275683	6276659	6276659	6276659	6275393	6275393	6275333		
Roca	Lava	Dyke	Dyke	Dyke	Dyke	Dyke	Lava	Lava	Breccia	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Pillow lava		
Muestra	U230711-7	U230112-1	JR260112-3	JR160913-4	JR160913-4	JR160913-4	JR160913-4	JR160913-4	JR290513-3	U040213-3	JR290513-5	U240711-2	JR270513-2	JR270513-1	JR290513-2		
SrO2	47.7	47.7	48.4	49.1	50.5	47.6	49.4	47.7	48.0	47.7	47.8	47.6	48.0	45.3	46.8	46.3	
TiO2	3.7	3.4	3.5	3.1	3.8	3.4	3.8	3.4	3.5	3.7	3.7	3.7	3.6	3.1	3.9	2.5	
Al2O3	14.9	15.5	14.5	14.7	16.2	14.5	15.2	14.3	15.1	13.8	14.8	14.8	14.9	11.0	16.6	13.0	
Fe2O3	12.3	11.7	13.2	11.4	10.4	12.9	11.4	12.9	11.8	12.4	12.9	12.5	12.5	14.4	34.2	12.9	
MgO	5.1	7.0	6.1	6.5	4.2	6.2	5.2	6.5	6.6	9.4	5.9	6.2	5.7	14.9	5.7	12.2	
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	
CaO	12.9	9.8	9.7	10.9	10.5	10.9	9.8	10.8	10.9	9.5	10.4	10.7	10.4	7.2	8.4	9.6	
Na2O	2.4	3.0	3.1	3.1	3.0	3.1	3.0	3.1	2.7	2.8	3.1	3.1	3.1	2.5	2.8	2.3	
K2O	0.3	1.1	0.9	0.7	0.7	0.8	1.1	1.0	0.9	1.3	1.0	0.9	1.0	0.9	0.9	0.6	
P2O5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.6	0.3	
LOI	3.4	3.1	2.5	1.7	3.3	2.9	2.9	3.1	2.5	2.4	1.1	1.4	1.8	0.6	-0.1	3	0.9
Cr2O3	0.008	0.032	0.01	0.034	0.02	0.013	0.018	0.08	0.032	0.066	0.012	0.03	0.021	0.01	0.13	0.018	0.187
Ni	63	89	147	91	105	65	80	91	96	200	56	71	70	584	101	321	
Sc	27	24	28	29	26	28	26	28	26	25	28	29	27	21	27	25	
Ba	127	336	512	202	249	211	233	212	211	245	242	221	239	199	320	177	
Be	2	2	2	<1	1	2	1	3	2	2	2	2	2	<1	2	<1	
Co	36.6	54.7	33.3	44.7	35.6	42.4	42.5	44.1	42.8	46.7	42.5	43.2	43.2	71.7	41	59.5	
Cs	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.2	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.1	<0.1	
Ga	21	29.7	22.3	19.7	24.5	20.7	22.7	21.7	23.5	17.8	22	20.3	22.7	15.7	24.4	15.5	
Hf	5	7.8	5.2	5.2	6.4	5.2	7.1	5.8	5.9	4.5	5.5	4.8	5.6	6.2	4.2	3.6	
Nb	32.1	56.5	35.8	27.7	37.8	33.9	41.5	36.2	33.4	35.4	38.7	34.5	36.7	39.3	44.5	20.7	
Rb	5.4	27.4	13.4	12	6.4	15	18.9	20	11.3	29	19.7	15.9	16	20.1	12.8	12.4	
Sn	2	3	2	1	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2	3	1	
Sr	514.8	787.7	454.8	444.8	576.3	513.7	549.6	472.1	527.8	634.1	564	608.8	586.6	412.3	584.3	416.6	
Ta	2.2	3.4	2.2	1.7	2.6	2	2.8	2.3	2.1	2.3	2.4	2.2	2.4	2.5	1.9	2.8	
Th	2.3	4.2	2.4	2.1	3	2.9	3.5	3	2.8	2.8	3.1	2.7	2.9	2.8	2.4	3.7	
U	0.6	1.1	0.7	0.6	0.9	0.7	1.1	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	0.4	0.8	
V	378	434	319	287	298	313	310	299	312	301	369	344	385	286	354	264	
W	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	1	0.6	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
Zr	205.5	332.8	207.7	198.1	255	222.8	298	233.1	236.4	203.7	231	188.7	217.2	230.1	195.8	145.6	
Y	28.4	38.1	27.8	32.6	42.6	29	32.1	28.5	29.4	24.5	31.5	26.4	30.1	24.3	35.1	18.3	
La	25.9	43.2	25.6	26	33.3	28	35.1	30.9	27.3	28	32.1	27.8	34.8	30.6	24.1	38.7	
Ce	54.8	91	53.4	50	60.7	56.9	75.3	63.9	60.4	59.3	67.6	69.6	65.5	51.5	70.6	38.5	
Pr	6.97	11.44	6.86	7.11	9.12	7.44	9.62	8.35	8.02	7.56	8.92	7.07	8.27	6.8	10.11	4.88	
Nd	29.3	50.4	29.5	32.8	39.5	30.6	42.2	35.9	34.3	30.6	38.4	29.6	42	36	27.2	20.8	
Sm	6.9	10.69	6.7	7.53	9.37	6.94	8.85	7.8	7.94	6.39	8.15	6.63	8.98	7.77	6.19	4.75	
Eu	2.28	3.54	2.26	2.45	3.18	2.25	2.9	2.53	2.51	2.13	2.72	2.24	2.56	1.99	2.9	1.55	
Gd	6.93	11.32	7.25	7.51	9.68	6.83	9.03	7.52	7.62	6.25	8.14	6.59	9.84	7.74	6.17	4.83	
Tb	1.11	1.41	1.11	1.23	1.47	1.09	1.35	1.12	1.11	0.97	1.22	1.05	1.52	1.22	0.95	1.29	
Dy	5.57	8.7	5.97	6.47	7.92	6.09	7.05	6.3	6.49	5.35	6.48	5.39	7.71	5.97	5.3	6.85	
Ho	1.1	1.31	1.03	1.2	1.62	1.07	1.31	1.18	1.17	0.95	1.24	1.04	1.58	1.2	0.89	1.26	
Er	2.93	3.4	2.89	3.18	4.14	2.71	3.34	2.98	2.81	2.39	3.11	2.71	4.09	3.11	2.25	3.22	
Tm	0.39	0.45	0.42	0.44	0.55	0.39	0.42	0.4	0.38	0.33	0.44	0.38	0.56	0.42	0.3	0.42	
Yb	2.37	2.51	2.38	2.6	3.43	2.24	2.47	2.36	2.41	1.87	2.47	2.27	3.2	2.45	1.71	2.33	
Lu	0.32	0.36	0.36	0.34	0.48	0.32	0.37	0.32	0.33	0.26	0.33	0.3	0.44	0.34	0.25	0.33	
Mo	1	0.6	1.1	0.6	0.7	1	1.3	1	0.4	0.6	0.8	0.6	0.5	1	0.7	0.9	
Cu	33.6	46.3	38.9	35.4	46.3	35.1	44.4	38.1	35.4	38.2	42	22.4	61	30.8	77.1	42.3	
Pb	1.6	0.8	0.7	0.4	1.4	1	1.4	0.5	0.5	1.1	0.5	0.8	0.5	0.9	2.2	0.6	
Zn	64	69	69	69	97	74	26	76	88	71	88	79	87	87	97	71	
Ni	30.8	67.9	127.7	67.3	81	43.1	41.9	66.4	70.3	158.3	31.7	46.6	39.1	58.4	79.5	265.5	
As	<0.5	<0.5	<0.5	2.1	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
Cd	0.11	0.1	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Au (ppb)	0.6	1.9	1.3	0.9	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	2.5	1.3	
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	

Tabla C 1. Geoquímica de roca tal de las rocas volcánicas de la isla Robinson Crusoe

Volcanismo Escudo			Volcanismo Rejuvenecido						
Unidad	Puerto Inglés Medio	Puerto Inglés Superior	Mirador S.	Piz. Yunque	P. Ingles	P. Ingles	P. Ingles	Diferenciado	Bahía del Padre
Localidad	B. Cumberland	P. Frances E	Mirador S.	Mirador S.	Mirador S.	P. Ingles	P. Ingles	P. Larga	B. del Padre
Coord. E	701353	705559	692371	699224	699353	699448	699452	695293	691711
Coord. N	6276527	6273875	6267545	6275882	6275882	6277948	6277532	6274533	6271674
Muestra	U240713-7	R220132-1	R1650913-11	U250711-8	U250711-9	U250711-4	MP270112-5A	U270711-5	U230711-2
	47.6	48.1	50.3	48.0	47.3	47.7	46.1	43.8	43.9
SiO2	47.6	48.1	50.3	48.0	47.3	47.7	46.1	43.8	43.9
TiO2	3.5	3.4	3.0	3.5	3.7	3.5	3.9	2.6	1.7
Al2O3	15.9	14.5	16.5	15.0	15.7	15.0	15.5	16.2	15.7
Fe2O3	12.5	13.3	13.7	13.0	12.6	12.6	13.9	14.3	14.3
MgO	6.4	4.6	6.8	4.8	6.3	6.1	6.8	6.6	7.8
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
CaO	8.5	9.2	7.1	7.6	11.0	9.8	10.1	9.4	6.0
Na2O	3.5	3.4	3.2	3.2	2.7	2.8	2.2	3.2	1.5
K2O	1.3	1.1	0.7	1.7	1.0	0.8	0.6	0.7	1.1
P2O5	0.7	0.6	0.4	0.8	0.7	0.4	0.6	0.5	0.4
LOI	1.8	-0.3	0.5	2.7	1.2	2	0.9	2.1	0.8
Cr2O3	0.024	0.003	0.006	0.025	0.017	0.019	0.013	0.071	0.027
Ni	119	56	40	36	87	62	144	96	144
Sc	18	27	25	19	29	30	23	28	25
Ba	329	233	161	334	355	220	253	162	275
Be	2	2	3	<1	4	2	1	2	4
Co	42.4	34.1	37.1	34.9	28.6	40.8	48.4	47.3	72.3
Cs	0.6	0.3	0.2	0.2	0.3	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ga	22	21	26.2	26.6	21.7	22.2	17.7	19.6	23.6
Hf	7.4	6.8	4.9	8.3	9.5	5.6	6	7.6	7.1
Nb	51.8	41.9	27.5	53.6	60.6	39.3	38.8	26.9	44.8
Rb	35.6	21.7	14.4	28.7	40	19.1	17.2	12	11
Sn	2	3	2	4	3	2	2	1	3
Sr	693.3	526.9	492.9	556.7	563.3	554.4	539.5	524.8	370.8
Ta	3.2	2.7	1.8	3	3.6	2.4	2.2	1.4	2.9
Th	4.4	3.1	2.1	4.8	1.6	3.4	2.5	1.6	3.5
U	202	405	267	303	216	325	379	378	267
V	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	313	272	193.3	364.3	424.2	231	230.8	202.9	161.3
Y	33.7	32.8	26.1	38.6	37.8	27.2	26.8	32.4	20.9
La	41.9	31.2	22	44.2	50.9	32.3	29.3	31.6	19.1
Ce	87.6	67.1	47.2	96.7	103.3	68.5	64.4	59.2	40.5
Pr	10.71	8.94	6.02	12.56	12.95	8.38	8.05	8.09	5.4
Nd	43.9	38.3	26.7	51.9	52.3	34.6	34.2	22.9	26.7
Sm	9.04	8.59	6.45	11.02	10.66	7.53	7.64	7.72	5.34
Eu	2.92	2.8	2.21	3.63	3.45	2.48	2.59	1.82	1.97
Gd	8.6	8.46	6.51	10.8	9.96	7.06	7.1	7.49	5.32
Tb	1.32	1.33	1.01	1.6	1.48	1.14	1.15	1.24	0.77
Dy	6.68	6.76	5.15	8.62	7.88	6.1	5.66	6.29	4.45
Ho	1.26	1.3	1	1.59	1.47	1.08	1.05	1.31	0.83
Er	3.23	3.34	2.75	3.84	3.69	2.67	2.63	3.26	1.98
Tm	0.44	0.47	0.34	0.52	0.53	0.38	0.45	0.27	0.31
Yb	2.55	2.66	2.22	3.1	3.11	2.16	2.61	1.59	1.48
Lu	0.37	0.39	0.34	0.43	0.45	0.33	0.37	0.34	0.25
Mo	1.1	0.8	0.6	1.4	7.1	1	0.7	0.3	0.4
Cu	32.8	65.4	37.6	13.8	25.1	70.9	61.5	87.8	53.2
Pb	1.6	1.6	0.4	1.7	2.4	0.9	1.1	0.6	0.6
Zn	91	82	58	103	94	73	79	178	273
Ni	83.9	24.6	64.9	29.6	26.3	48.2	33.6	34.8	514.1
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.7	0.7	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

Tabla C 1. (Continuación) Geoquímica de roca tal de las rocas volcánicas de la isla Robinson Crusoe

Anexo D: Isótopos Radiogénicos

Muestra	Roca	Localidad	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 2sig	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 2sig
<i>Etapa Escudo</i>						
LL230711-7	Lava	B. Carvajal	0.70361	0.00001	0.51284	0.00001
JR290513-5	Brecha	Ramplones	0.70368	0.00000	0.51282	0.00000
JR290513-2	Lava	Ramplones	0.70352	0.00000	0.51286	0.00001
LL250711-5	Lava	P. Ingles	0.70351	0.00000	0.51284	0.00000
JR220112-2	Lava	P. Frances E	0.70362	0.00000	0.51284	0.00000
JR220112-1	Dique	P. Frances E	0.70365	0.00001	0.51282	0.00000
LL250711-8	Lava	Mirador S.	0.70357	0.00000	0.51286	0.00000
LL250711-9	Lava	Mirador S.	0.70368	0.00001	0.51283	0.00001
LL250711-4	Lava	P. Ingles	0.70376	0.00001	0.51281	0.00001
MP270112-4	Lava	P. Ingles	0.70371	0.00001	0.51281	0.00001
<i>Escudo Diferenciado</i>						
LL270711-5	Lava	P. Larga	0.70369	0.00000	0.51286	0.00000
<i>Etapa Rejuvenecida</i>						
LL230711-2	Lava	B. del Padre	0.70354	0.00001	0.51284	0.00001
LL230711-8	Lava	B. Carvajal	0.70350	0.00001	0.51285	0.00000
JR250112-3	Lava	B. del Padre	0.70348	0.00000	0.51287	0.00000
LL230112-4	Lava	Bahia W	0.70347	0.00000	0.51287	0.00000
JR230112-1	Lava	Bahia W	0.70341	0.00000	0.51287	0.00000
JR230112-3	Lava	Bahia E	0.70351	0.00001	0.51285	0.00001
JR160913-2	Lava	Bahia W	0.70347	0.00001	0.51286	0.00000
MP270112-3	Lava	Vaqueria	0.70355	0.00001	0.51285	0.00000
JR020613-3	Lava	Vaqueria	0.70352	0.00000	0.51287	0.00000
LL010213-6	Lava	P. Agujereada	0.70349	0.00000	0.51286	0.00000
JR220112-3	Lava	P. Frances E	0.70339	0.00000	0.51287	0.00000
<i>Intrusivo Punta Larga</i>						
LL270711-3	Sienita	T. Blancas	0.70364	0.00001	0.51285	0.00001
<i>Xenolitos</i>						
LL240711-5C	Xenolito	B. Cumberland P. Agujereada	0.70356	0.00001	0.51282	0.00001
JR220112-4B	Xenolito	E	0.70349	0.00000	0.51287	0.00000

Tabla D 1. Datos isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las rocas de la isla Robinson Crusoe

Anexo E: Termocronología U-Th/He

Muestra	Dim. Mass (mg)	rs (μm)	l1 (μm)	w1 (μm)	l2 (μm)	w2 (μm)	U (ppm)	Th (ppm)	eU	Sm (ppm)	4He (nmol/g)	Ft	Edad sin corregir (Ma)	Edad corregida (Ma)	Error 2σ(Ma)
Sienita															
LL270711-1															
a01	6.47	67.14	200.1	184.3	182.5	124.4	2.99	11.93	5.8	21.42	0.107	0.779	3.29	4.20	0.36
a02	4.70	60.89	170.7	138.6	177.2	117.6	2.30	11.19	4.9	17.82	0.063	0.755	2.31	3.04	0.59
a03	6.03	65.49	192.9	148.9	201.1	123.1	5.11	20.00	9.8	27.48	0.230	0.773	4.24	5.46	0.37
a04	2.66	47.89	131.4	101.4	129.8	92.0	2.11	7.87	4.0	37.26	0.173	0.696	7.48	10.52	1.35
a05	1.39	37.50	112.5	88.0	113.2	69.2	4.72	36.87	13.4	29.53	0.225	0.607	3.04	4.97	0.73
LL270711-2															
a01	2.18	47.56	128.7	110.7	125.2	95.5	2.61	10.17	5.0	33.46	0.119	0.693	4.17	5.92	1.07
a02	1.40	39.94	121.9	102.8	118.5	73.4	3.20	11.42	5.9	47.16	0.157	0.639	4.64	7.08	1.46
a03	0.50	31.19	93.7	77.3	88.5	61.2	5.84	17.77	10.0	73.41	0.858	0.545	14.91	26.44	2.88
a04	1.27	39.53	147.9	85.8	151.4	68.2	5.12	21.13	10.1	63.23	0.151	0.626	2.63	4.11	0.95
a05	1.59	40.55	74.4	113.9	74.4	91.5	0.72	0.00	0.7	0.02	0.001	0.664	0.36	0.53	10.58

Tabla E 1. Termocronología U-Th/He de las sienitas del Intrusivo Punta Larga.