



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA



Evolución magmática del volcanismo Pleisto-Holoceno del estratovolcán Irruputuncu, Región de Tarapacá.

Memoria para optar al título de Geólogo

Katherina María Contreras Depaoli

Profesor Guía: Dr. Osvaldo González Maurel

Profesor Co-Guía: Dr. Benigno Godoy Neira

Profesora Comisión: Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Concepción, 2024

ÍNDICE

	Página
Resumen	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. TRABAJOS ANTERIORES	3
1.4. AGRADECIMIENTOS	4
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL	8
2.2. VOLCÁN IRRUPUTUNCU	8
2.2.1. Irruputuncu I	10
2.2.2. Irruputuncu II	11
2.2.3. Geoquímica	12
2.2.4. Evolución eruptiva y peligro asociado	13
3. METODOLOGÍA	15
4. RESULTADOS	16
4.1. PETROGRAFÍA	16
4.2. ANÁLISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICIÓN ISOTÓPICA	18
5. DISCUSIÓN	25
5.1. EVOLUCIÓN MAGMÁTICA	25
5.2. MODELO DE ASIMILACIÓN CON CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA (AFC)	30
6. CONCLUSIÓN	41
7. REFERENCIAS	42

INDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1 Mapa de ubicación del volcán Irruputuncu.....	2
2 Mapa esquemático de los volcanes presentes en la ZVC.....	7
3 Mapa geológico del volcán Irruputuncu	9
4 Ubicación de las muestras provenientes de Rodríguez <i>et al.</i> 2015.....	16
5 Microfotografías de cortes pertenecientes a algunas etapas del volcán Irruputuncu	18
6 Diagramas de clasificación para las muestras estudiadas	19
7 Diagramas de variación de elementos mayores en función de sílice	20
8 Histogramas de #Mg para las etapas del volcán Irruputuncu	21
9 Diagramas multielementales para las muestras estudiadas	22
10 Diagramas de elementos traza versus sílice.....	24
11 Relaciones de Eu/Eu*.....	24
12 Diagramas de Dy/Dy* en función de Dy/Yb y sílice.....	24
13 Relaciones de Sm/Y y Sr/Y.....	25
14 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	26
15 Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus SiO_2	27
16 Diagramas de isótopos de Sr con relación a Sr (ppm) y a sílice (wt%).....	28
17 Diagrama multielemental de elementos traza comparativo.....	31
18 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para los volcanes Irruputuncu, Tata Sabaya, Nevados de Payachata, La Poruña y San Pedro.....	33
19 Parámetros utilizados para desarrollar matemáticamente un modelo AFC.....	34
20 Modelos AFC propuestos para el volcán Irruputuncu (Depaolo, 1981; Keskin, 2013).....	38
21 Modelo transcortical esquemático del volcán Irruputuncu.....	39

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1 Descripción de texturas y fases minerales para cada unidad del volcán Irruputuncu.....	16
2 Tabla de coeficientes de partición para el Sr en basaltos y porcentajes minerales para basaltos.....	35
3 Parámetros utilizados para realizar los modelos AFC para el volcán Irruputuncu.	36
4 Porcentaje de asimilación cortical para cada muestra del volcán Irruputuncu....	36

RESUMEN

El Irruputuncu es un estratovolcán ubicado en la Región de Tarapacá, en la comuna de Pica. Pertenece a la Zona Volcánica Central de los Andes y estudios que han determinado que el volcán está actualmente activo, sin embargo, la evolución magmática de este sistema no ha sido comprendida del todo. Este estudio analiza la evolución magmática del volcán Irruputuncu, destacando su relevancia debido a la proximidad a comunidades humanas y actividad fumarólica reciente. Se aborda su construcción en dos etapas eruptivas principales, propuestas por Rodríguez *et al.* (2015), separadas por el colapso de un flanco. La metodología incluye recopilación de datos bibliográficos y geológicos, selección de muestras representativas de ambas etapas y caracterización geoquímica e isotópica mediante el análisis de elementos mayores, trazas e isótopos radiogénicos de Sr y Nd, utilizando equipos de fluorescencia de rayos X, espectrómetros de masas con plaza acoplado inductivamente (ICP-MS) y de multicolectores (MC-ICP-MS). Los resultados indican que ambas etapas el comportamiento geoquímico es similar y no es posible reconocer ambas etapas en este ámbito. Ambas etapas presentan composiciones andesíticas, traquiandesíticas y dacíticas, típicas de la serie calcoalcalina de alto-K. Los patrones geoquímicos evidencian enriquecimientos en LILE en comparación a HSFE, características típicas de los arcos magmáticos continentales. Los valores de Sm/Yb muestra que las rocas del volcán estuvieron en equilibrio con fases residuales que incluyen al anfíbol en transición a fases residuales que incluyen al granate, mientras que los valores de Sr/Y muestran la influencia de corteza máfica en las muestras estudiadas. Los análisis isotópicos sugieren una influencia cortical máfica, con menores variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ respecto a otros volcanes de la región. Modelos de asimilación con cristalización fraccionada (AFC) muestran que los magmas evolucionaron en la corteza inferior, interactuando con fundidos corticales a niveles profundos, para posteriormente ascender por una corteza de gran espesor. El trabajo concluye que la evolución magmática del volcán esta marcada por procesos de contaminación cortical y cristalización fraccionada, aportando claves para comprender el magmatismo de este volcán en particular y entrega un nuevo modelo esquemático transcortical para el Irruputuncu.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

El volcanismo de los Andes es el resultado de la subducción de la Placa de Nazca y la Placa Antártica bajo la Placa Sudamericana, lo que da origen al Arco Volcánico de los Andes. Este se caracteriza por presentar más de 200 volcanes potencialmente activos y al menos 12 sistemas de calderas. Además, se segmenta en cuatro zonas principales: Zona Volcánica Norte, Zona Volcánica Central, Zona Volcánica Sur y Zona Volcánica Austral (Stern, 2004).

Irruputuncu ($20^{\circ}45' S$; $68^{\circ}34' W$) es un estratovolcán activo que se localiza dentro de la Zona Volcánica Central (ZVC) y está ubicado en la frontera entre Chile y Bolivia, en la comuna de Pica, Región de Tarapacá (Figura 1). Este volcán se caracteriza por estar formado de lavas y productos piroclásticos de composición andesítica, traqui-andesítica y dacítica, además de presentar dos cráteres alineados en una dirección NE-SW (Rodríguez *et al.*, 2015). Se ha estimado una edad máxima Chibaniense (Pleistoceno Medio) y una edad mínima de 1.570 ± 90 años AP para este volcán (Rodríguez *et al.*, 2015; Stern *et al.*, 2007). Aunque el registro histórico de la actividad volcánica es limitado, se tiene conocimiento de que el Irruputuncu actualmente ha mostrado fumarolas que alcanzan alturas de hasta 200 metros, cuya emisión de gases incluye compuestos como el SO_2 , H_2S , HCl , N_2 , H_2 , y HF (Tassi *et al.*, 2017). A diferencia de la mayoría de los volcanes ubicados en la ZVC, este volcán se encuentra cerca de poblaciones humanas que suman de más de 3000 personas, tanto en Chile como en Bolivia (Contreras, 2024). Por lo que, es de suma importancia comprender el funcionamiento interno y externo de este volcán, y así estar mejor preparados para un posible evento volcánico futuro.

Los estudios disponibles en la literatura se han abordado la dinámica exterior del volcán Irruputuncu. El trabajo de Tassi *et al.* (2011) se enfoca en el monitoreo de la emisión de gases, en el cual estudian la temperatura y composiciones geoquímicas e isotópica de los gases, determinando que el volcán Irruputuncu es un volcán activo y debiese ser monitoreado constantemente. Rodríguez *et al.* (2015) realizan una exhaustiva investigación de la evolución volcánica del Irruputuncu, mediante la caracterización petrográfica, geoquímica y geocronológica de las unidades que componen el volcán, y determinan que la construcción del edificio volcánico

es producto de dos etapas de actividad efusiva (Irruputuncu I; Irruputuncu II). Recientemente, Contreras (2024) propone un modelo transcortical revelando el potencial riesgo geológico frente a

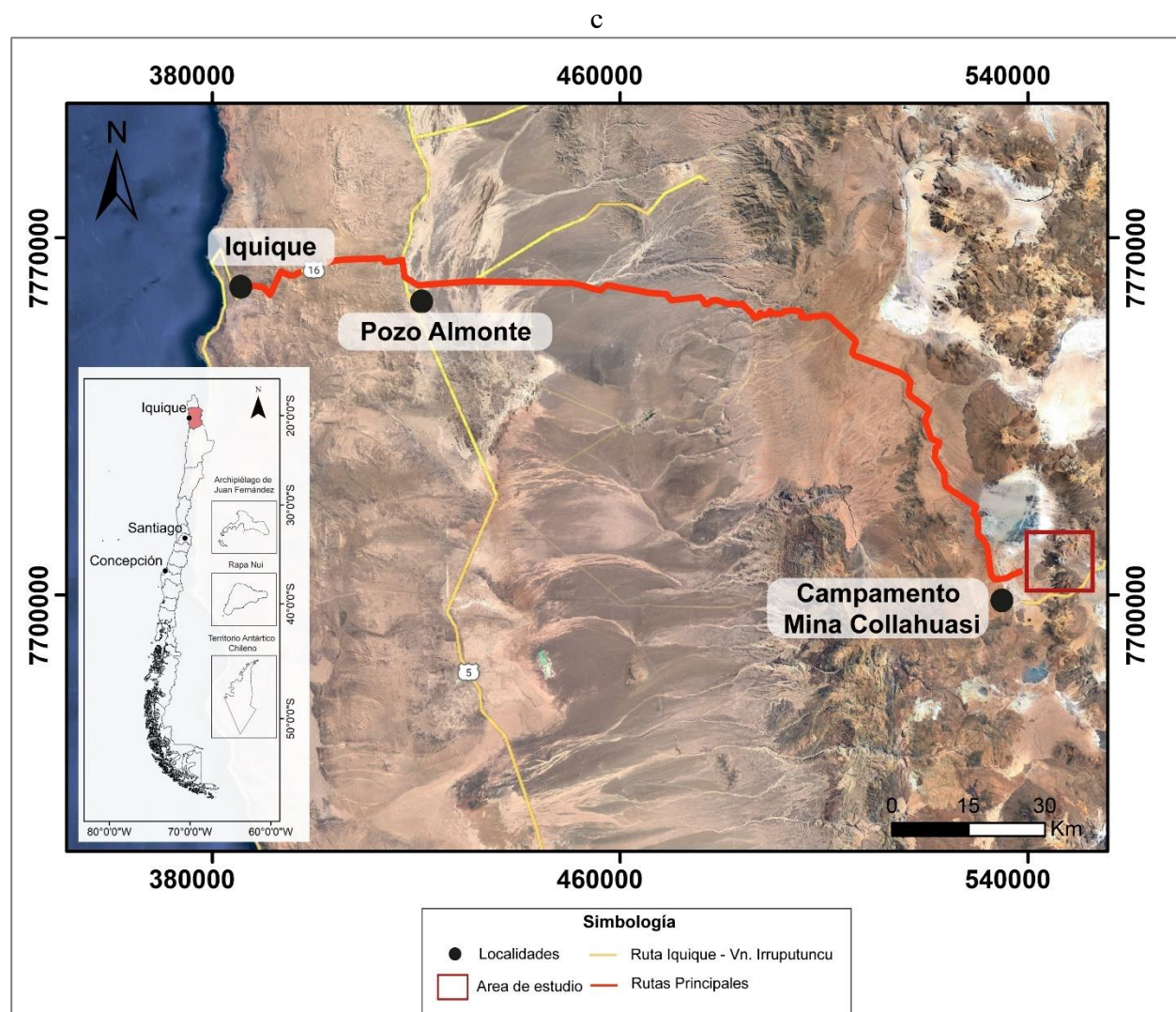


Figura 1: Mapa de ubicación del volcán Irruputuncu. Desde Iquique se puede acceder al volcán Irruputuncu siguiendo la ruta 16, luego la ruta A-65, posteriormente la ruta A-165 y finalmente la A-167 para luego utilizar caminos de ripio en dirección a Cerro Laguna.

una posible erupción explosiva que pudiese presentar el volcán a través de análisis petrográficos, química mineral y termobarometría. Si bien estos trabajos han sentado las bases para comprender el comportamiento de este sistema volcánico, la evolución magmática del volcán Irruputuncu no ha sido estudiada en detalle. Para una mejor comprensión de la evolución de este sistema, en este trabajo se combinarán datos publicados e inéditos de elementos mayores y traza e isótopos de Nd

y Sr de lavas representativas de Irruputuncu I y II que se utilizarán para evaluar los procesos magmáticos activos durante su formación.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo general

Evaluar la petrogénesis y la naturaleza de las lavas asociadas a las etapas eruptivas del Volcán Irruputuncu, y así comprender su evolución magmática en el tiempo.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Caracterizar la geoquímica e isotopía de las lavas pertenecientes a Irruputuncu I y II.
2. Establecer un modelo petrogenético para ambas etapas eruptivas asociadas al Volcán Irruputuncu.
3. Evaluar las implicancias con el magmatismo del Volcán Irruputuncu en el magmatismo regional de la ZVC.

1.3. TRABAJOS ANTERIORES

El volcán Irruputuncu se ha visto involucrado en distintas investigaciones dentro de los cuales se puede mencionar el trabajo de Baker y Francis (1978), en el cual obtienen edades radiométricas K-Ar de rocas cenozoicas superiores del norte de Chile y sureste de Bolivia, entre los 19°30' S – 22°30'S, combinadas con la estimación de volumen en rocas lávicas e ignimbritas con el fin de estudiar las fluctuaciones de actividad volcánica en la zona durante los últimos 24 Ma, en la cual se encuentra el volcán Irruputuncu.

Otro trabajo es la Hoja Collagua del Servicio Nacional de Geología y Minería (Vergara & Thomas, 1984), la cual presenta un mapeo geológico y descripción de unidades geológicas ubicadas en la Cordillera de los Andes, entre las coordenadas 20°00 – 21°00 S y desde los 69°00 W hasta la frontera con Bolivia, abarcando una totalidad de 4.500 km².

El trabajo de González-Ferran (1995) realiza una recopilación de los volcanes pertenecientes a Chile, entrega datos petrográficos, geoquímicos y de su evolución volcánica. Un trabajo similar presenta Stern *et al.* (2007), estudio en el cual se expone a todos los volcanes de Chile, incluyendo

al Irruputuncu y entregando datos de ubicación, petrografía y edades. Otros autores que utilizan geocronología en el sector se tratan de Wörner *et al.* (2000), en donde describen la duración y la evolución magmática terciaria y cuaternaria, mediante la obtención de edades K-Ar y Ar/Ar en roca total y minerales, en las rocas intrusivas de la Precordillera, ignimbritas cenozoicas y estratovolcanes andesíticos a los 18°S, en donde se incluye al Irruputuncu.

Tassi *et al.* (2011), realiza un trabajo de monitoreo volcánico de cuadro edificios volcánicos, incluido el Irruputuncu. En este caso, se estudian las fumarolas de estos volcanes y se entregan datos sobre su temperatura de descarga, composición química e isotópica, en donde concluyen que el Irruputuncu, en conjunto con los otros tres volcanes, se deben considerar activos y se debiesen ser objeto de monitoreo volcánico constante.

El trabajo más extenso y concentrado en el volcán Irruputuncu es realizado por Rodríguez *et al.* (2015), en donde estudian presentan datos petrológicos, geoquímicos y geocronológicos con el fin de realizar un mapeo detallado del volcán, además de proponer una historia volcánica, la cual se reduce principalmente en dos etapas (Irruputuncu I e Irruputuncu II).

Ibáñez (2021) analiza la mineralogía de los volcanes Irruputuncu y Olca de manera remota, mediante el uso de imágenes multiespectrales (ASTER y Landsat) en alteraciones relacionadas con actividad volcánica y geotermia. Los resultados de este estudio muestran que ambos volcanes se encuentran afectados por alteraciones hidrotermales, por lo que se les puede asociar la presencia de un yacimiento de tipo epitermal.

Contreras (2024) realiza un análisis petrológico del volcán Irruputuncu incluyendo la identificación de texturas de desequilibrio, un estudio de termobarometría y de química mineral. A partir de estos estudios, concluye la presencia de un lente riolítico bajo la cámara magmática del volcán, el cual si es eruptado de manera explosiva podría resultar en una erupción de tipo pliniana a subpliniana.

1.4. AGRADECIMIENTOS

Agradezco en primera instancia al proyecto FONDECYT Regular 1240153 por el financiamiento que hizo posible el desarrollo de esta investigación.

Agradezco profundamente al Dr. Osvaldo González Maurel por confiar en mi para formar parte de este proyecto, por brindarme su guía y compartir sus conocimientos, así como su constante apoyo y disponibilidad durante este proceso. Al Dr. Benigno Godoy Neira, mi más sincero agradecimiento por dedicar su tiempo y experiencia para contribuir al avance de esta investigación.

A mis padres, quienes han sido un pilar esencial en mi vida, les agradezco infinitamente por su amor, esfuerzo y apoyo incondicional que ha sido base de cada logro en mi camino. A Tomás, gracias por tu amor incondicional, por tu constante apoyo, motivarme siempre a seguir trabajando y estar siempre dispuesto a ayudarme en cada momento, tu presencia ha sido fundamental para superar los desafíos de esta etapa.

A mis amigos y amigas, que han sido fuente de alegría y compañía en este proceso, quiero expresarles mi gratitud por estar siempre presentes. En especial, agradezco a Catalina, Javiera Pedreros y Javiera Pérez, por ser un pilar en mi día a día, aportando momentos de valor incalculable y haciendo de esta experiencia algo profundamente enriquecedor. También quiero reconocer a Giovanni, cuyo compañerismo y colaboración han sido clave en esta etapa.

Gracias a todos los que, de una u otro forma, han dejado una huella en este camino, por sus aportes, por pequeños que parezcan, han sido imprescindibles para alcanzar este logro.

2. MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera de los Andes es un orógeno activo que se extiende a lo largo del continente sudamericano, alcanzando aproximadamente los 8.000 km de largo, tiene cumbres que pueden alcanzar los 7.000 metros de altura y atraviesa siete países dentro de los cuales se encuentra Chile. Tassara & Yañez (2003) proponen una segmentación para esta cordillera en cuatro secciones: Andes del Norte, Andes Centrales, Andes del Sur y Andes Australes. El Volcán Irruputuncu se encuentra emplazado en el segmento Andes Centrales, específicamente en el segmento Altiplano (15°S – 23°S), el cual se caracteriza por la presencia del Oroclino Boliviano, presentar estructuras de vergencia oeste en el límite del antearco (Muñoz & Charrier, 1996) y el orógeno principal en donde las máximas elevaciones coinciden con volcanes activos (Tassara & Yanez, 2003).

El volcanismo de los Andes es el resultado de la subducción de la Placa de Nazca y Antártica bajo la Placa Sudamericana, lo que da origen al Arco Volcánico de los Andes. Este se reconoce por presentar más de 200 volcanes potencialmente activos y al menos 12 sistemas de calderas. Además, se segmenta en cuatro zonas principales: Zona Volcánica Norte, Zona Volcánica Central, Zona Volcánica Sur y Zona Volcánica Austral (Stern, 2004).

La Zona Volcánica Central (ZVC, Figura 2), la cual alberga al volcán Irruputuncu, se caracteriza por presentar en total 1.100 edificios volcánicos de los cuales al menos 44 están actualmente activos, que se sitúan sobre los 4.000 metros sobre el nivel del mar en los países de Perú, Bolivia, Chile y Argentina (de Silva, 1989; Stern, 2004). Esta zona se caracteriza por presentar una tasa de subducción de 7.8-8.4 centímetros al año y el ángulo de subducción definido por la zona de Wadati-Benioff es de 25° (Stern *et al.*, 2007).

En la ZVC los volcanes forman una cadena casi continua en la Cordillera Occidental, aunque se presenta un vacío de más de 100 km entre los volcanes Isluga (19°S) e Irruputuncu (21°S), mientras que los centros menores y las calderas se encuentran ubicados tanto en la Cordillera Occidental como en la Cordillera Oriental (Stern, 2004). Los volcanes activos de la ZVC se superponen a rocas volcánicas de edad Oligocena a Holocena, e incluyen ignimbritas, estratovolcanes y sistemas de calderas (Stern, 2004).



Figura 2: Mapa esquemático de los volcanes presentes en la ZVC. Modificado de Stern *et al.* (2007).

2.1. GEOLOGÍA REGIONAL

La zona en donde se ubica el volcán Irruputuncu se caracteriza por presentar rocas cenozoicas, las cuales corresponden a las ignimbritas Huasco, Ujina y Pastillos (Vergara & Thomas, 1984). Estas

se conforman por tobas que pueden o no estar soldadas y presentan una composición que varía entre riolíticas y dacíticas. En el caso de la Ignimbrita Huasco (Mioceno Medio) (Vergara & Thomas, 1984) esta se distingue por su coloración rosada y por presentar estructuras de flujo, por otro lado, en la Ignimbrita Ujina (Mioceno superior) (Vergara & Thomas, 1984) se pueden distinguir estructuras de flujo. Vergara & Thomas (1984), agrupan a los volcanes de la zona en las siguientes unidades: Estrato-Volcanes I (Mioceno Superior-Plioceno), Estrato-Volcanes II (Plioceno), y Estrato-Volcanes III (Plioceno Superior-Pleistoceno) (Fig. 1). El volcán Irruputuncu pertenece a Estrato-Volcanes III, en donde los volcanes de esta unidad, se caracterizan por presentar un cono perfectamente preservado debido a actividad sulfúrica o porque no han sido afectados por la erosión, los cuales se componen principalmente de andesitas y dacitas. En el caso de la Ignimbrita Pastillos (Pleistoceno) esta se caracteriza por presentar dos miembros: el miembro inferior se compone de tobas y de depósitos laháricos, mientras que el superior de depósitos cineríticos dacíticos no consolidados, además se pueden reconocer capas sedimentarias como arcillolitas, limos y diatomitas (Vergara & Thomas, 1984).

2.2. VOLCÁN IRRUPUTUNCU

El volcán Irruputuncu (Figura 3) se ubica en la frontera entre Chile y Bolivia, en la comuna de Pica, Región de Tarapacá. Es un estratovolcán para el cual se han estimado edades que van desde el Chibaniense (Rodríguez *et al.*, 2015) hasta una edad mínima de 1.570 ± 90 años AP (Stern *et al.*, 2007), el cual está formado por flujos de lavas andesíticas, traqui-andesítico y dacíticos, domos de lava dacítico, depósitos de bloques y cenizas y depósitos de flujos piroclásticos. Posee un cono bien conservado que tiene dos cráteres alineados en dirección NE-SW, en donde el que se ubica al sur se encuentra activo (Rodríguez *et al.*, 2015).

Actualmente la actividad de este volcán se traduce en emisiones de fumarolas que pueden alcanzar los 200 metros de altura y la depositación de sulfuros (Rodríguez *et al.*, 2015). La emisión de gases se caracteriza por tener como fase principal al SO_2 (Clavero *et al.*, 2006), además de H_2S , HCl , N_2 , HF , O_2 y CH_4 , y presentan una temperatura de outlet que varía entre los 83°C y los 240°C (Tassi *et al.*, 2011).

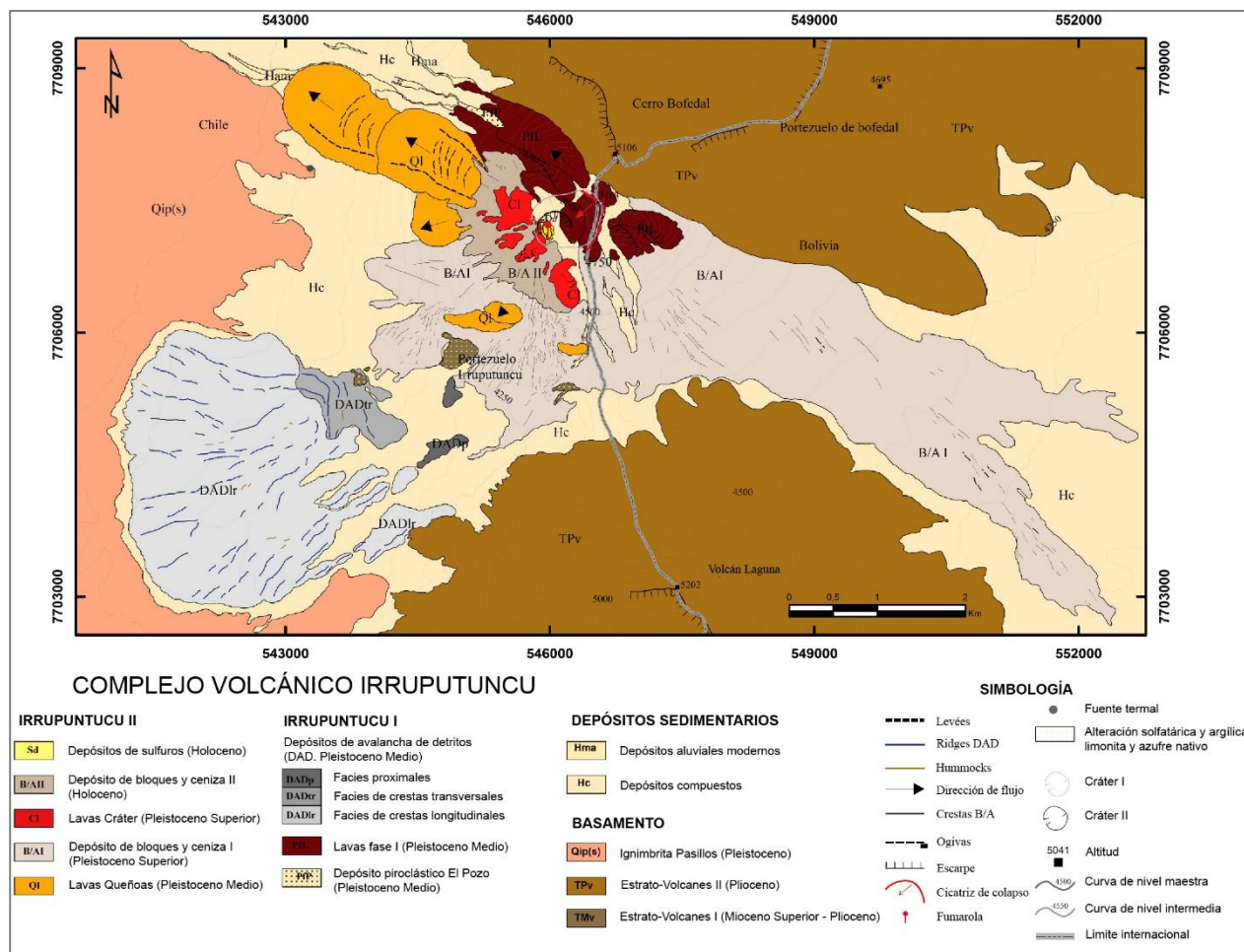


Figura 3: Mapa geológico del volcán Irruputuncu. Extraído de Rodríguez *et al.* (2015).

Los reportes de la historia eruptiva del volcán Irruputuncu son escasos y ninguno menciona actividad explosiva del volcán. Por un lado, un reporte de prensa de diciembre de 1989 publicado en Bolivia menciona una posible erupción del volcán, información que no está confirmada (Rodríguez *et al.*, 2015). En marzo de 1990, una actividad fumarólica fue reportada en el Boletín del Programa Global de Volcanismo (BGVP). En noviembre de 1995, se reportó una pequeña actividad freatomagmática, que produjo una pluma de ceniza y vapor que alcanzó los 1.000 metros de altura (BGVN, 1997). Recientemente, se reportaron que las termas que se encontraban en las cercanías del volcán (Hauser, 1997), desaparecieron luego de un evento sísmico en junio de 2005 (Rodríguez *et al.*, 2015).

El volcán Irruputuncu se emplaza sobre las ignimbritas Ujina y Pastillos las cuales se formaron durante el Mioceno y el Pleistoceno respectivamente (Vergara & Thomas, 1984). En el trabajo de

Rodríguez *et al.* (2015), se establece que el volcán fue construido en dos edificios volcánicos: Irruputuncu I e Irruputuncu II. Las siguientes descripciones corresponden principalmente al trabajo citado anteriormente (Fig. 2).

2.2.1. Irruputuncu I

El primer edificio volcánico se formó durante el Pleistoceno Medio mediante cuatro etapas. La primera corresponde al Depósito de Flujos Piroclásticos El Pozo (PFP), esta unidad aflora en el flanco NW del volcán y se le ha asignado una edad de $258,2 \pm 48,8$ ka (Rodríguez *et al.*, 2015). Corresponde a pequeños flujos piroclásticos ricos en pómez, de fabrica clastosoportada, de matriz fina, pobremente seleccionados y presentan gradación inversa (Rodríguez *et al.*, 2015). Además, contiene en menor cantidad escorias, líticos y cristales de biotita. Esta unidad presenta una composición química total que varía entre andesítica a traqui-andesítica (Rodríguez *et al.*, 2015). La segunda etapa corresponde a la unidad Depósitos Piroclásticos (DPI) (Contreras, 2024) la cual se caracteriza por presentar depósitos de caída ricos en pómez con una baja consolidación y selección moderada.

La tercera etapa, corresponde a la unidad Lavas Fase I (PIL) la cual se constituye de flujos y domos de lava que formaron el primer edificio volcánico y aflora en lados norte y este del volcán. Esta unidad se asocia a lavas de tipo bloque de composición traqui-andesítica que presenta unas texturas porfíricas, de desequilibrio e hipocristalinas con fenocristales de plagioclasa, biotita, piroxenos y hornblendas. Los flujos de lava a pesar de no estar bien preservados conservan estructuras (ogivas) que se orientan perpendicularmente a la dirección del flujo. A esta unidad se le estima una edad entre 258 -140 ka, mediante relaciones estratigráficas (Rodríguez *et al.*, 2015).

La última etapa de construcción del Irruputuncu I, corresponde los Depósito de Avalancha de Detritos (DAD) la cual se asocia a un depósito que presenta forma de abanico en la parte superior de la Ignimbrita Pastillos. Esta unidad se extiende por aproximadamente 6,3 kilómetros al SW del Cráter I y contiene bloques de composición andesíticos a traqui-andesíticos, los cuales alcanzan tamaños de hasta 6 metros y están inmersos en una matriz de lapilli fina. En base a distintas características tanto litológicas como la distribución de estructuras en el depósito, se ha subdividido en tres subunidades: facies proximales (DADp), facies de crestas transversales (DADtr) y facies de

crestas longitudinales (DADlr) (Fig. 2). Al igual que la unidad anterior, a este depósito se le estima una edad mediante relaciones estratigráficas, la cual es más antiguo que 140 ± 40 ka (Rodríguez *et al.*, 2015). En el trabajo de Rodríguez *et al.* (2015), se interpreta esta unidad como el resultado del colapso del flanco SW del Irruputuncu I.

2.2.2. Irruputuncu II

Para el segundo edificio volcánico, Rodríguez *et al.* (2015) plantean que se formó durante cuatro etapas. La primera etapa corresponde los Flujos de Lava Queñoas (QI) (Rodríguez *et al.*, 2015), la cual está formada por seis flujos de lava de tipo bloque los cuales afloran hacia el NW, W y SW del volcán Irruputuncu. Estos flujos se extienden desde el Cráter II hasta una distancia que varía entre 1,22 a 3,4 kilómetros y se encuentran bien conservados, pudiéndose observar algunas estructuras como levees. La composición química de estos flujos corresponde a una andesítica a una traqui-andesítica y las rocas presentan texturas hipocristalinas, porfíricas, glomeroporfírica, entre otras, y contienen fenocristales de plagioclasa, biotitas, hornblenda y piroxenos inmersos en una masa fundamental compuesta por microlitos y vidrio. Además, esta unidad se subdivide, definiendo un flujo superior (QIs) y un flujo inferior (Qli), de acuerdo a la diferencia en la meteorización que presentan (Contreras, 2023). Para esta unidad se ha determinado una edad de 140 ± 40 ka (Wörner, 2000).

El Depósito de Bloques y Ceniza I (B/AI), corresponde a la segunda etapa para este edificio volcánico. A esta unidad se le asocia un flujo piroclástico que se ubica en los flancos W, SW y SE del volcán, el cual presenta una composición traqui-andesítica y lo caracteriza una fábrica matrizsoportada y estar pobremente seleccionado. Contiene bloques angulosos de gran tamaño que pueden superar los 3 m, inmersos en una matriz con fragmentos de tamaño de ceniza y lapilli. Las rocas presentan texturas porfíricas, hipocristalinas y de desequilibrio, con fenocristales de plagioclasa, hornblendas, biotitas y piroxenos, con una masa fundamental que presenta vidrio y microlitos de plagioclasa, hornblenda, biotita y minerales opacos. En el trabajo de Rodríguez *et al.* (2015), interpretan que esta unidad es el resultado del colapso de uno o varios domos correspondientes a las lavas Queñoas, además proponen una edad entre 55,9 – 140 ka para el depósito.

La tercera etapa está marcada por las Lavas Cráter (CI), las cuales consisten en domos y pequeños flujos de lava que se distribuyen en la zona SW del volcán y fueron emitidas desde el Cráter II o cerca de él. Presentan composición traqui-andesítica, con texturas porfíricas, hipocristalina, poiquilitica y de desequilibrio, con fenocristales de plagioclasa, biotitas, hornblendas y piroxenos inmersos en una masa fundamental compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa, biotita, hornblenda, clinopiroxenos y minerales opacos. Estas lavas delimitan el cráter actualmente activo y se les determinó una edad de $55,9 \pm 26,8$ ka (Rodríguez *et al.*, 2015).

La cuarta etapa corresponde a la unidad de Flujo de Bloques y Ceniza II (BA/II) la cual se ubica en los flancos NW, W y SW del volcán. Se caracteriza por presentar una estructura masiva, pobremente seleccionada y estar constituido por bloques que pueden alcanzar tamaños de hasta 1 m, inmersos en una matriz de tamaño entre ceniza y lapilli. El depósito presenta una composición traqui-andesítica y las rocas presentan textura porfíricas con fenocristales de plagioclasa y biotita, y una masa fundamental compuesta de vidrio y microlitos de plagioclasa y minerales máficos. Esta unidad se formó mediante el colapso de domos de lava que se ubicaban cerca del Cráter II y se le ha determinado una edad de $1,57 \pm 0,9$ ka (Stern *et al.*, 2007).

Se pueden encontrar Depósitos de Sulfuros (Sd) en el cráter activo del volcán, los cuales presentan morfologías pahoehoe con poco desarrollo de levees (Aguilera, 2008) y el color del depósito es principalmente amarillo, aunque puede variar a colores naranjos, rojos, grises o negros, dependiendo de la temperatura de la fumarola (Naranjo, 1985). Por otro lado, también se pueden encontrar Depósitos Sedimentarios (Hc y Hma) los cuales corresponden a sedimentos aluviales, coluviales y eólicos que no están consolidados o muy poco consolidados, que contienen fragmentos de tamaño variable (arena a grava) que derivan de Irruputuncu I y II.

2.2.3. Geoquímica

Las rocas del Irruputuncu mencionadas anteriormente, tienen similitudes composiciones y mineralógicas. En cuanto a las composiciones estas varían desde andesítica, traqui-andesítica y dacítica y presentan en mayor proporción plagioclasas y en menor proporción biotita, hornblendas y piroxenos como mineralogía principal. En cuanto a los análisis geoquímicos presentados por Rodríguez *et al.* (2015), estos indican que el magma presente en el volcán es calcoalcalino rico en

potasio, con restricción de SiO₂ y de K₂O. La concentración de K₂O se incrementa junto al enriquecimiento en SiO₂, mientras que elementos compatibles como el Ti, P, Fe, Mg, Al y Ca muestran una disminución en la concentración (Rodríguez *et al.*, 2015). También, se observa una disminución en el contenido de anortita en las plagioclasas, junto con el incremento del SiO₂, que indica una diferenciación magmática en el reservorio. También, se muestra una correlación positiva entre el CaO y el MgO que indica la cristalización de plagioclasa y de clinopiroxeno (Rodríguez *et al.*, 2015).

2.2.4. Evolución eruptiva y peligro asociado

La historia eruptiva del volcán Irruputuncu, comenzó hace 258 ± 49 ka (Rodríguez *et al.*, 2015) en donde una mezcla de magmas traqui-andesíticos ocurrió en el reservorio, posiblemente mediante la inyección de un magma menos evolucionado en comparación al preexistente. Esto habría desencadenado la erupción El Pozo, dejando como evidencia el depósito de flujos piroclásticos del mismo nombre. Posteriormente la actividad del Irruputuncu I se volvió efusiva y se tradujo en los flujos de lava de Lavas Fase I, los cuales presentan una composición similar o menos evolucionada que la mostrada en El Pozo, lo que sugiere que ambos fueron originados en el mismo sistema magmático. El edificio volcánico que se formó en esta etapa, se volvió inestable y experimentó un colapso en su flanco W, el cual se refleja en los depósitos de avalancha de detritos (DAD).

La construcción del segundo edificio volcánico (Irruputuncu II), comenzó hace 140 ± 40 ka con la formación del segundo cráter y la emisión de las Lavas Queñoas, la cual refleja una actividad efusiva de mayor volumen en relación a las Lavas Fase I y es posible que estos flujos rellenaran la fisura o la fractura provocada por el colapso mencionado anteriormente. Sin embargo, esta actividad fue seguida por el colapso de domos construidos en la parte superior del cono volcánico, la cual está representada por el Depósito de Bloques y Ceniza I. Posteriormente, el volcán retomó su actividad efusiva, representada por la unidad Lavas Cráter, la cual formó el cráter actual. Esto fue seguido nuevamente por el colapso de domos que generaron los depósitos de bloques y ceniza II. La actividad reciente consiste en la depositación de sulfuros en el cráter activo del volcán junto con una fumarola permanente.

La evolución magmática propuesta por Contreras (2024) apunta que el reservorio magmático de este volcán se encontraría a poca profundidad, entre unos 11-16 kilómetros de profundidad, en donde el magma que ascendió desde el manto litosférico se estancaría y formaría el mush en donde el magma se diferencia mediante cristalización fraccionada dejando como fase líquida un lente riolítico pobre en cristales. Este lente es interpretado como un sistema magmático zonificado composicionalmente, compuesto por una capa de magma intermedio rico en cristales recubierto por una capa de fundido riolítico pobre en cristales.

De acuerdo a las observaciones de los depósitos relacionados, Contreras (2024) considera que el volcán Irruputuncu representa un potencial peligro para las comunidades aledañas como Coya o los campamentos de la Mina Collahuasi, dado que el volcán tendría una posible erupción de tipo subpliniana a pliniana, en donde la mayor preocupación no estaría en las emisiones de lava, sino que en posibles nubes de cenizas y flujos piroclásticos que pueden extenderse por kilómetros desde el volcán.

3. METODOLOGÍA

La metodología empleada en este trabajo incluye una serie de pasos específicos: (i) recopilación de datos y bibliografía que abarque la geología y características del volcán en estudio y el contexto tectono-magmático local y regional; (ii) selección de muestras provenientes de Rodríguez *et al.* (2015) en conjunto con muestras publicadas (Mamani *et al.*, 2008; 2010), las cuales representan las dos etapas eruptivas determinadas en la construcción del Irruputuncu (i.e., Irruputuncu I y II, Figura 4); y (iii) caracterización geoquímica e isotópica y sus variaciones temporales. Los análisis de roca total para obtener elementos mayores, traza e isótopos se realizaron en el Departamento de Ciencias Geológicas en la Universidad de Ciudad del Cabo, Sudáfrica, siguiendo los procedimientos, parámetros y estándares descritos por González-Maurel *et al.* (2019a).

Para las composiciones de los elementos mayores, se utilizó un equipo de fluorescencia de rayos X (XRF) Panalytical Axios, mediante discos de fusión. Se utilizan muestras de 2 gramos de polvo de roca total, las cuales se pesan en un crisol de peso conocido y se secan durante la noche a 110°C. Una vez frío, se vuelve a calentar a 800°C para asegurar que todo el hierro se oxide a Fe⁺³. Luego se mezclan 6 gramos de fundente y 0,7 gramos de muestra en un vial etiquetado, sellado con película *mylar* y una tapa. Finalmente, la mezcla de muestra y fundente se fusiona en un quemador de gas Claisse para formar el disco de fusión.

Así también, se utilizó un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) Thermo Fisher Xseries II para obtener los elementos traza y tierras raras. Esta técnica implica la digestión de 50 miligramos de polvo de roca en 4 milímetros de HF:HNO₃ (4:1) durante 48 horas a 140°C. Una vez las muestras están secas, se disuelven en menos de 1 milímetro de HNO₃ concentrado. Finalmente, las muestras se vuelven a disolver en HNO₃ y se dividen en dos alícuotas: una para la abundancia elemental y otra para la composición isotópica.

Finalmente, para el análisis de isótopos de Sr y Nd, se utilizó un ICP-MS con multicolectores (MC-ICP-MS) NuPlasma HR equipado con un nebulizador DSN-100. Para esta técnica la alícuota mencionada anteriormente fue procesada para separación de elementos de Sr y Nd mediante la química de columna secuencial (Mikova & Denkova, 2007). Las razones isotópicas de Sr se

analizaron en soluciones de 200 ppb de HNO_3 y se normalizaron al valor de referencia de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710255$ para los análisis de NIST SRM987. Para los análisis de isótopos de Nd se analizaron soluciones de 50 ppb de HNO_3 y se normalizaron a un valor de referencia $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115$ para los análisis de JNdi-1.

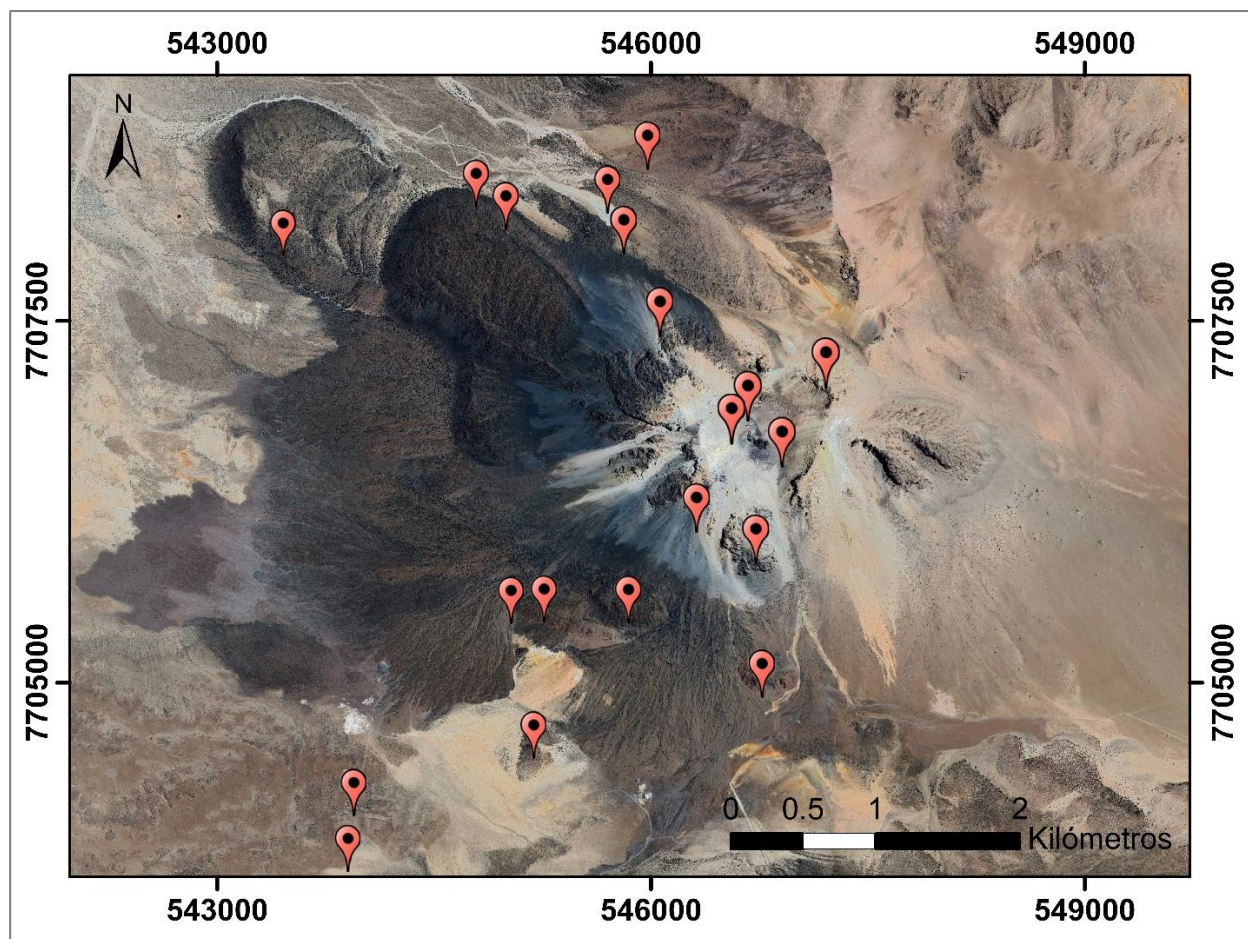


Figura 4: Ubicación de las muestras provenientes de Rodríguez *et al* (2015). Los marcadores rojos muestran el lugar exacto de donde se obtuvieron las muestras.

4. RESULTADOS

4.1. PETROGRAFÍA

La petrografía de cada unidad se encuentra en la Tabla 1. En ambas etapas las muestras presentan texturas variadas, las cuales son: porfíricas, de desequilibrio (*e.g.*, textura sieve en plagioclasa o minerales opacos en bordes de biotitas), intersertal y poiquilíticas en lavas, mientras que los productos piroclásticos presentan texturas fragmentales y vitrofídicas.

Tabla 1: Descripción de texturas y fases minerales para cada unidad del volcán Irruputuncu. Basado en Rodríguez *et al.* (2015) y Contreras (2024).

Etapa	Unidad	Texturas y fases minerales
Irruputuncu I	PfP	Flujo piroclástico de composición andesítica a traquiandesítica, que presenta textura vitrofídica, es elastoportado, es rico en pómez y presenta en menor cantidad escorias, líticos y cristales de biotita. La matriz se conforma de abundante vidrio con microlitos de plagioclasa, con cantidades subordinadas de cristales de plagioclasa >hornblenda>biotita. Algunas biotitas presentan texturas de desequilibrio.
	DpI	Depósito de caída y de oleada piroclástica no consolidado rico en líticos de pómez que presenta cristales de plagioclasa > hornblenda >biotita.
	PIL	Rocas volcánicas de composición traquiandesítica que presenta texturas porfíricas, de desequilibrio, hipocristalinas y ocasionalmente glomeroporfírica. Presenta fenocristales de plagioclasa>biotita>hornblenda>piroxenos. La masa fundamental se compone de vidrio y microlitos de plagioclasa, biotitas y hornblendas.
	DAD	Depósito de avalancha de detritos que contiene bloques inmersos en una matriz de ceniza. Los bloques son de origen volcánico, de composición andesítica a traquiandesítica y presentan texturas porfíricas, hipocristalina, glomeroporfírica, poiquilitica e intersertal. Además, presentan fenocristales de plagioclasa>biotita>hornblenda>piroxenos, inmersos en una masa fundamental compuesta por vidrio con microlitos de plagioclasa, hornblenda, biotita y piroxenos.
Irruputuncu II	QI	Rocas volcánicas de composición andesítica a traquiandesítica que presenta texturas: hipocristalina, porfírica, glomeroporfírica, poiquilitica, intersertal y de desequilibrio. Tiene fenocristales de plagioclasa>biotita>hornblenda>clinopiroxeno>ortopiroxeno inmersos en una masa fundamental compuesta de plagioclasa, biotita, piroxenos, hornblenda y minerales opacos.
	BA/I	Flujo piroclástico de composición traquiandesítica matriz soportado compuesto por bloques inmersos en una matriz de ceniza. Los bloques son de origen volcánico y presentan texturas porfíricas, hipocristalinas y de desequilibrio. Además presentan fenocristales de plagioclasa>biotita>hornblenda>clinopiroxeno>ortopiroxeno y xenocristales de cuarzo inmersos en una masa fundamental compuesta de vidrio con microlitos de plagioclasa, hornblenda, biotita y minerales opacos.
	CI	Rocas volcánicas de composición traquiandesítica que presentan texturas porfíricas, hipocristalinas, poiquilitica y de desequilibrio. Tiene fenocristales de plagioclasa > biotita>hornblenda>clinopiroxeno>ortopiroxeno inmersos en una masa fundamental compuesta de vidrio con microlitos de plagioclasa, biotita, hornblendas, clinopiroxenos y minerales opacos.
	BA/II	Flujo piroclástico compuesto de bloques inmersos en una matriz de ceniza. Los bloques de origen volcánico, de composición traquiandesítica, presentan textura porfírica y fenocristales de plagioclasa>biotita inmersos en una masa fundamental compuesta de vidrio con microlitos de plagioclasa y minerales máficos.

La mineralogía de estas rocas se compone de cristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y en menor cantidad de piroxenos, inmersos en una masa fundamental o matriz compuesta por vidrio y microlitos de los minerales mencionados anteriormente (Contreras, 2024; Rodríguez *et al.*, 2015).

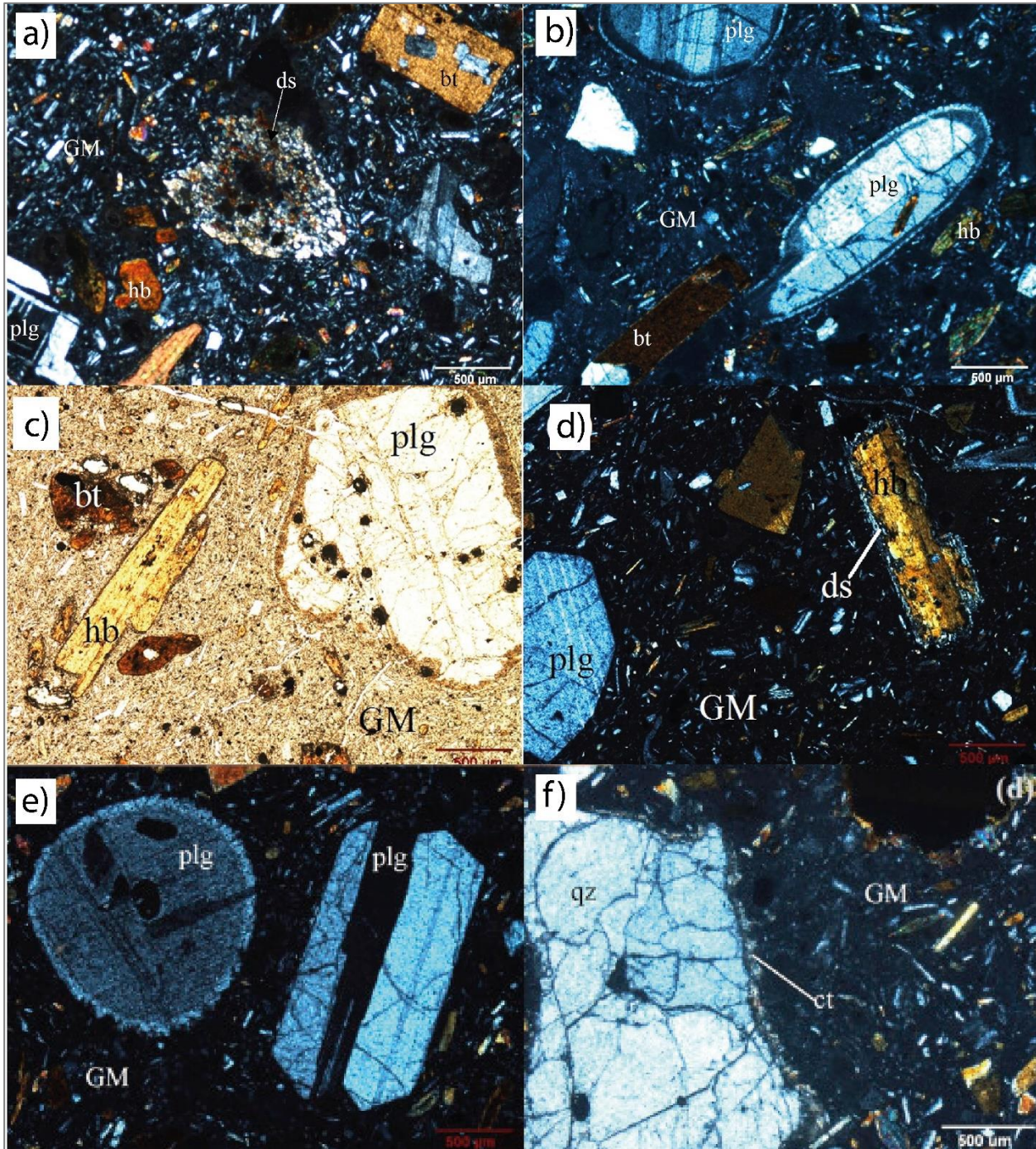


Figura 5: Microfotografías de cortes pertenecientes a algunas etapas del volcán Irruputuncu. a) Muestra perteneciente a PIL. b) Muestra perteneciente a Cl. c) y d) Muestras pertenecientes a Ql. e) y f) Muestra pertenecientes a B/AI. Extraído de Rodríguez *et al.* (2015).

4.2. ANÁLISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICIÓN ISOTÓPICA.

Los resultados de los análisis de roca total y de isótopos radiogénicos de las muestras estudiadas se encuentran en las Tablas 4, 5 y 6 (ver Anexo). El análisis geoquímico parte con el ploteo de las muestras estudiadas en el diagrama *Total Alcalis versus Silica* (TAS) (Le Maitre *et al.*, 1989), el cual señala que tanto para Irruputuncu I e Irruputuncu II, las rocas pertenecen a la serie subalcalina y presentan una composición que varía entre andesita a traquiandesita en su mayoría, mientras que algunas muestran composición dacítica (Figura 6a).

También, el diagrama de clasificación de K_2O versus SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) indica que las rocas de ambas etapas pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K (Figura 6b). Las muestras de ambas etapas presentan un rango limitado de sílice, siendo para Irruputuncu I de 59,8 a 63,0 wt%, mientras que para Irruputuncu II de 59,7 a 64,6 wt%.

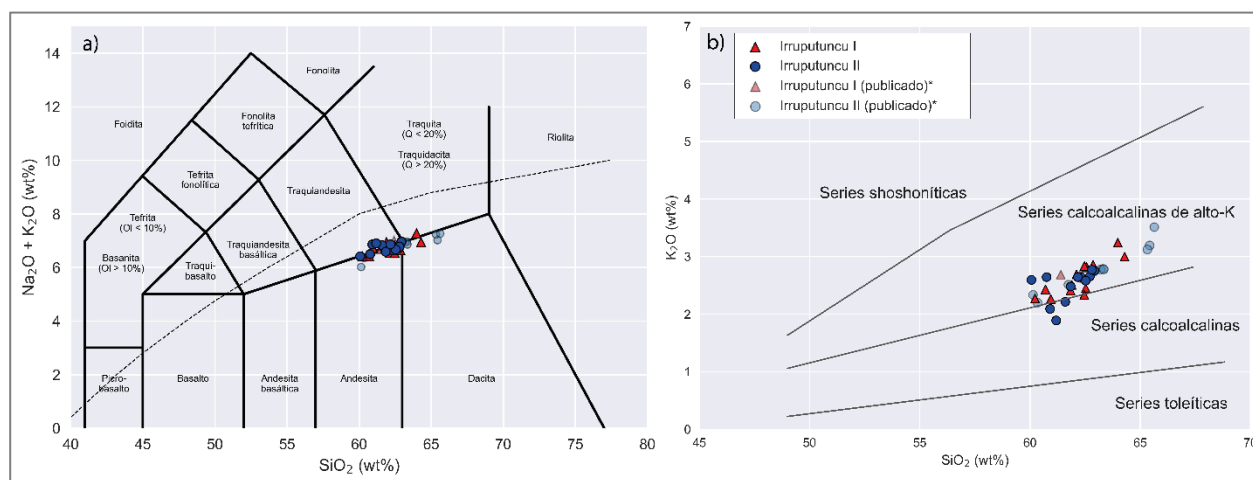


Figura 6: Diagramas de clasificación para las muestras estudiadas. a) Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989). b) Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976).

En los diagramas de variación de elementos mayores en función de sílice (SiO_2 wt%) (Figura 7), se observa que en general ambas etapas (Irruputuncu I e Irruputuncu II) presentan una correlación positiva el K_2O , mientras que para el Al_2O_3 y CaO ambas etapas presentan correlaciones negativas. Para todos los otros elementos mayores, es decir, FeO^T , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 se observa que los datos de ambas etapas suelen estar dispersos, no teniendo una relación clara con la sílice.

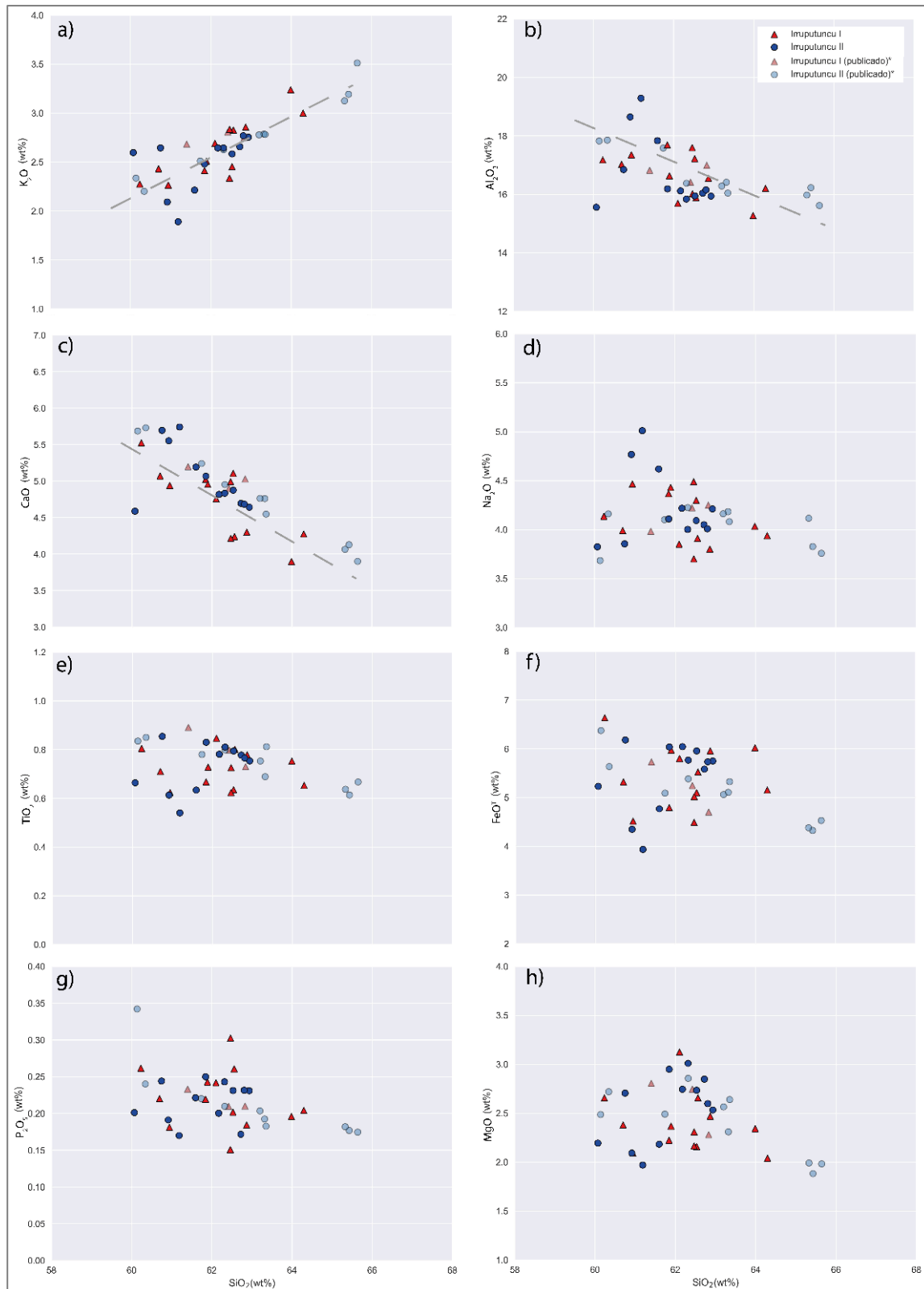


Figura 7: Diagramas de variación de elementos mayores en función de sílice. a) K₂O versus SiO₂. b) Al₂O₃ versus SiO₂. c) CaO versus SiO₂. d) FeO^T versus SiO₂. e) Na₂O versus SiO₂. f) TiO₂ versus SiO₂. g) P₂O₅ versus SiO₂. Las líneas punteadas representan tendencias.

Las muestras pertenecientes a Irruputuncu I presentan un número magnésico (#Mg, Kelemen *et al.*, 2003) que varía de 27 a 35 (Figura 8a). Las muestras de la etapa Irruputuncu II también presentan un #Mg similar, el cual varía entre 29 a 35 (Figura 8b).

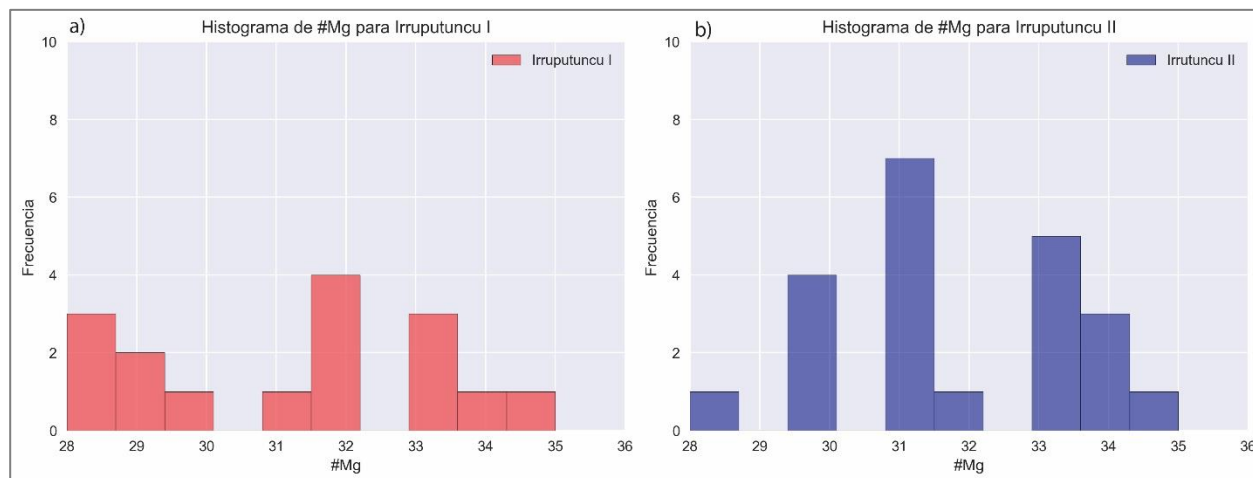


Figura 8: Histogramas de #Mg para las etapas del volcán Irruputuncu. a) Histograma para Irruputuncu I. b) Histograma para Irruputuncu II.

Para los elementos traza, se observa que, en el diagrama elemental normalizado a las concentraciones del manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) (Figura 9a), el volcán Irruputuncu muestra una composición típica de los arcos magmáticos (Davidson *et al.*, 1991; Mamani *et al.*, 2009). Ambas etapas se encuentran enriquecidas en *large ion lithophile elements* (LILE) en comparación a los *high field strength elements* (HFSE), también se observan anomalías positivas para Rb, Ba, Eu, U y Pb, y una anomalía negativa para Nb. Mientras que para Tierras Raras (REE), el diagrama elemental normalizado al condrito (McDonough & Sun, 1995) (Figura 9b), en Irruputuncu I e Irruputuncu II, presentan un enriquecimiento de Tierras Raras Livianas (LREE) (La, Ce, Pr y Nd) en comparación a las Tierras Raras Pesadas (HREE) (Er, Tm, Yb, Lu) en Irruputuncu I y II. Además, las muestras estudiadas se comparan con concentraciones sugeridas para *end-members* propuestos para la ZVC (Blum-Oeste & Wörner, 2016) en donde se observa que las muestras de ambas etapas presentan concentraciones similares de HREE a la andesita-basáltica y a la riodacita, mientras que para LREE tiene concentraciones similares al basalto enriquecido. Para las Tierra Rara Medianas (MREE) (Sm, Eu, Gd, Tb y Dy) ambas etapas se encuentran empobrecidas con respecto al basalto enriquecido y a la andesita basáltica, a la vez que se encuentran enriquecidas en comparación a la riodacita.

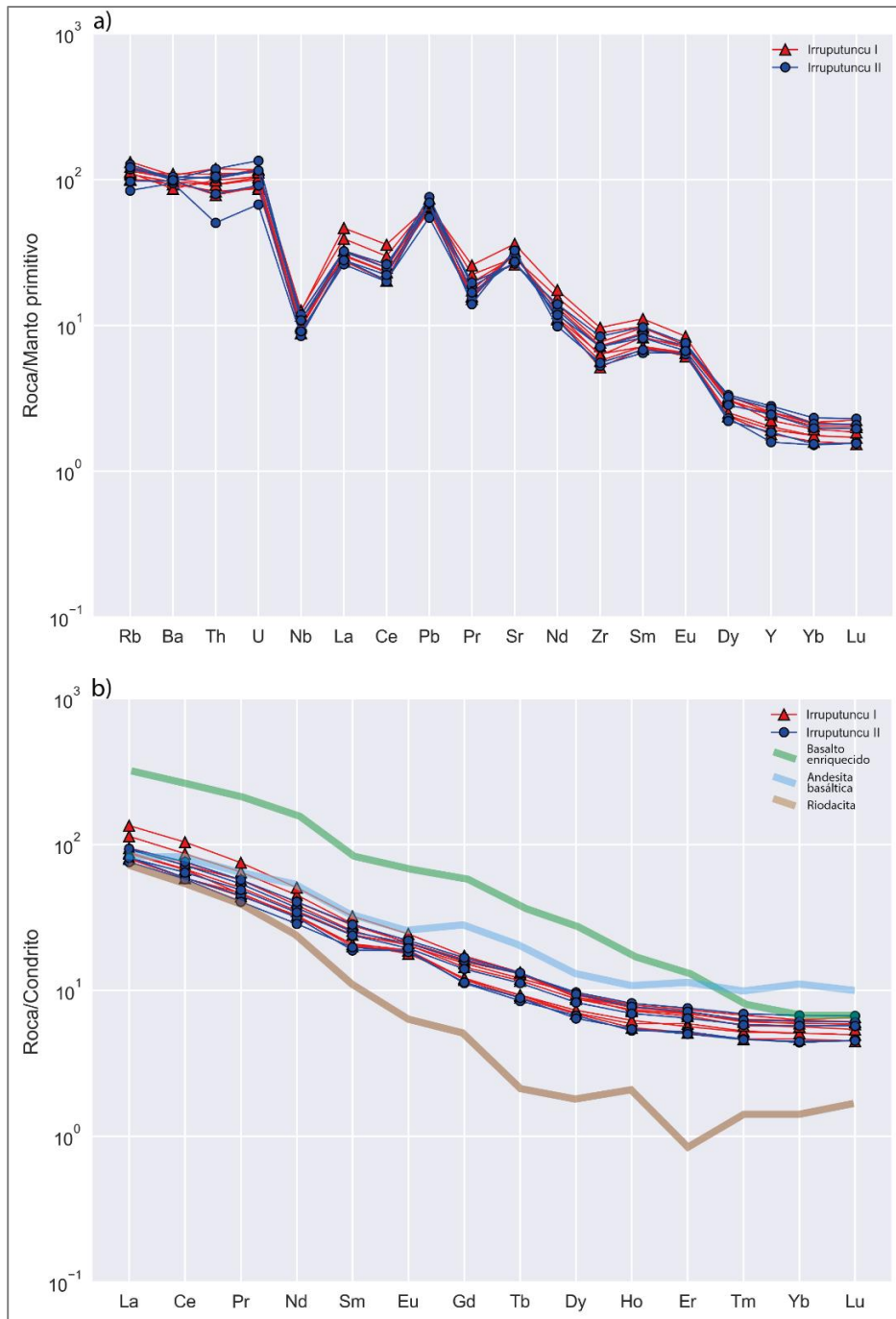


Figura 9: Diagramas multielementales para las muestras estudiadas. a) Diagrama multielemental de elementos traza normalizado al manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). b) Diagrama multielemental de REE normalizado al condrito (McDonough & Sun, 1995). Los valores de los end-members para la ZVC se obtuvieron de Blum-Oeste & Wörner (2016).

Los valores de Sr en el caso de Irruputuncu I presentan una variación desde los 550 ppm a los 762 ppm mientras que para la segunda etapa se presenta una variación de los 559 ppm a los 728 ppm,

siendo este rango más restringido que el anterior. La Figura 10a muestra que, en relación a la sílice, las muestras se presentan dispersas. Las concentraciones de Eu en la primera etapa varían de 1,0 ppm a 1,4 ppm mientras que para la segunda etapa varía de 1,1 ppm a 1,3 presentando valores similares a Irruputuncu I. La Figura 10b se observan dos tendencias de Eu versus sílice, la primera presenta una tendencia negativa entre los 60-62 wt% de SiO₂, mientras que el segundo grupo presenta una concentración de sílice constante entre los 62-63 wt%, en donde los valores de Eu varían entre 1,1 ppm y 1,4 ppm.

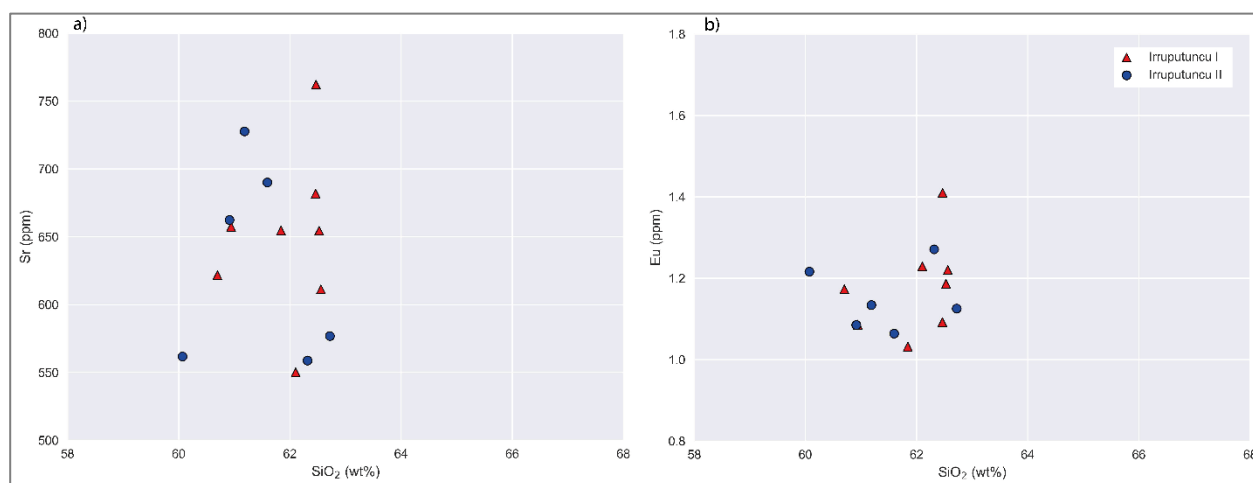


Figura 10: Diagramas de elementos traza versus sílice. a) Sr versus SiO₂. b) Eu versus SiO₂.

Las razones de Eu/Eu* para Irruputuncu I, varían desde 0,99 a 1,21, mientras que para Irruputuncu II varía entre 1,00 y 1,42. La Figura 11 muestra las tendencias presentadas para Eu/Eu* en relación al ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y al Sr. En el primer caso se observa una tendencia negativa a medida que los valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr aumentan en ambas etapas, mientras que en el segundo caso, se observa una relación positiva entre las relaciones de Eu/Eu* y de Sr tanto para Irruputuncu I como para Irruputuncu II.

Para las razones de Dy/Dy* se tiene que en Irruputuncu I presenta un rango más amplio (0,57-0,65) en comparación a Irruputuncu II, donde las razones son más restringidas (0,60-0,66). Los valores de las razones de Dy/Yb ocurre lo mismo que en las razones mencionadas anteriormente, en Irruputuncu I (2,06-2,39) se observa que el rango es más amplio en comparación a Irruputuncu II (2,15-2,29), además hay valores que coinciden con los MORB (Figura 12a). Siguiendo con la misma línea, la Figura 12b muestra la tendencia negativa entre las razones de Dy/Dy* en relación al aumento de sílice.

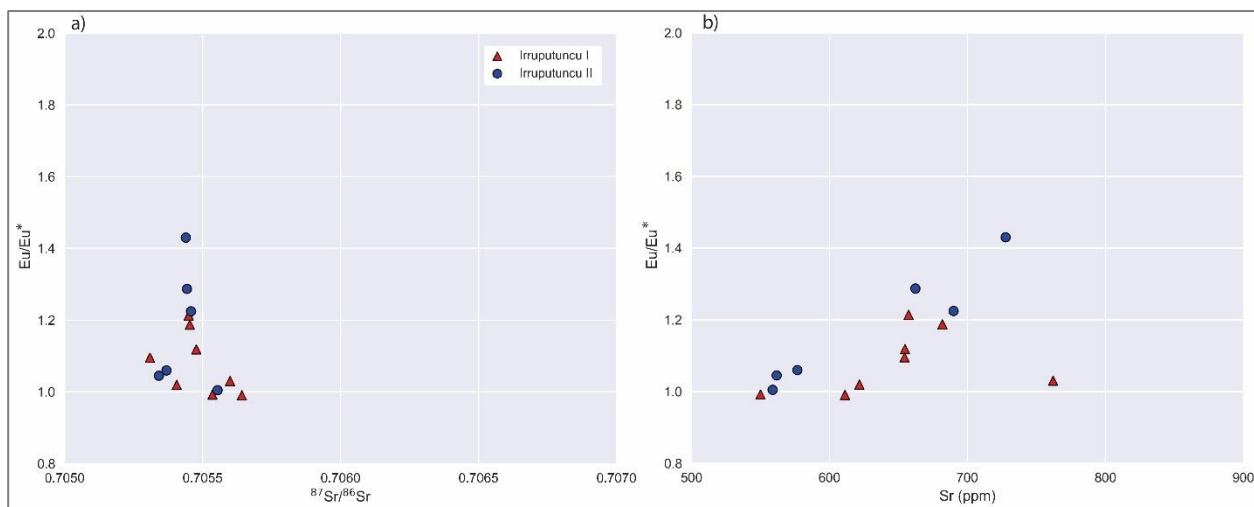


Figura 11: Relaciones de Eu/Eu* a) Eu/Eu versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ b) Eu/Eu* versus Sr.

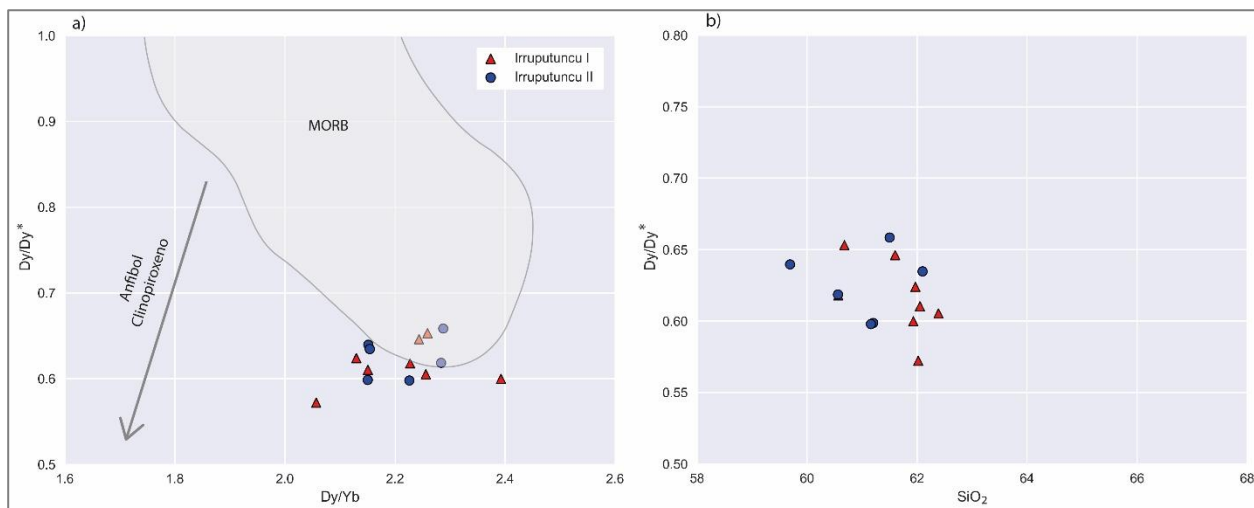


Figura 12: Diagramas de Dy/Dy* en función de Dy/Yb y silice. a) Dy/Dy* versus Dy/Yb, el área gris muestra los valores referentes a los MORB, mientras que la flecha indica el control mineral (Davidson *et al.*, 2013). b) Dy/Dy* versus SiO₂.

Para las relaciones de Sm/Y, para la primera etapa los valores presentan una fluctuación entre 3,76 y 5,14 mientras que para la segunda etapa varía entre 3,36 y 4,14. Para las relaciones de Sr/Y, se observa una menor variación en el caso de Irruputuncu I (53,81-75,26) en comparación a Irruputuncu II (43,13-102,69). En la Figura 13a, se observa que la tendencia que se presenta entre estas dos relaciones es positiva. Para Sr/Y versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 13b), se observan claramente dos agrupaciones de muestras, la primera presenta una variación de Sr/Y de 44 a 57 con concentraciones constantes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mientras que para el segundo grupo los valores de Sr/Y varían desde los 74 a los 102, manteniendo una correlación negativa con el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En la Figura

13c se observan los valores de Sm/Yb versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ los cuales presentan una correlación positiva para ambas etapas.

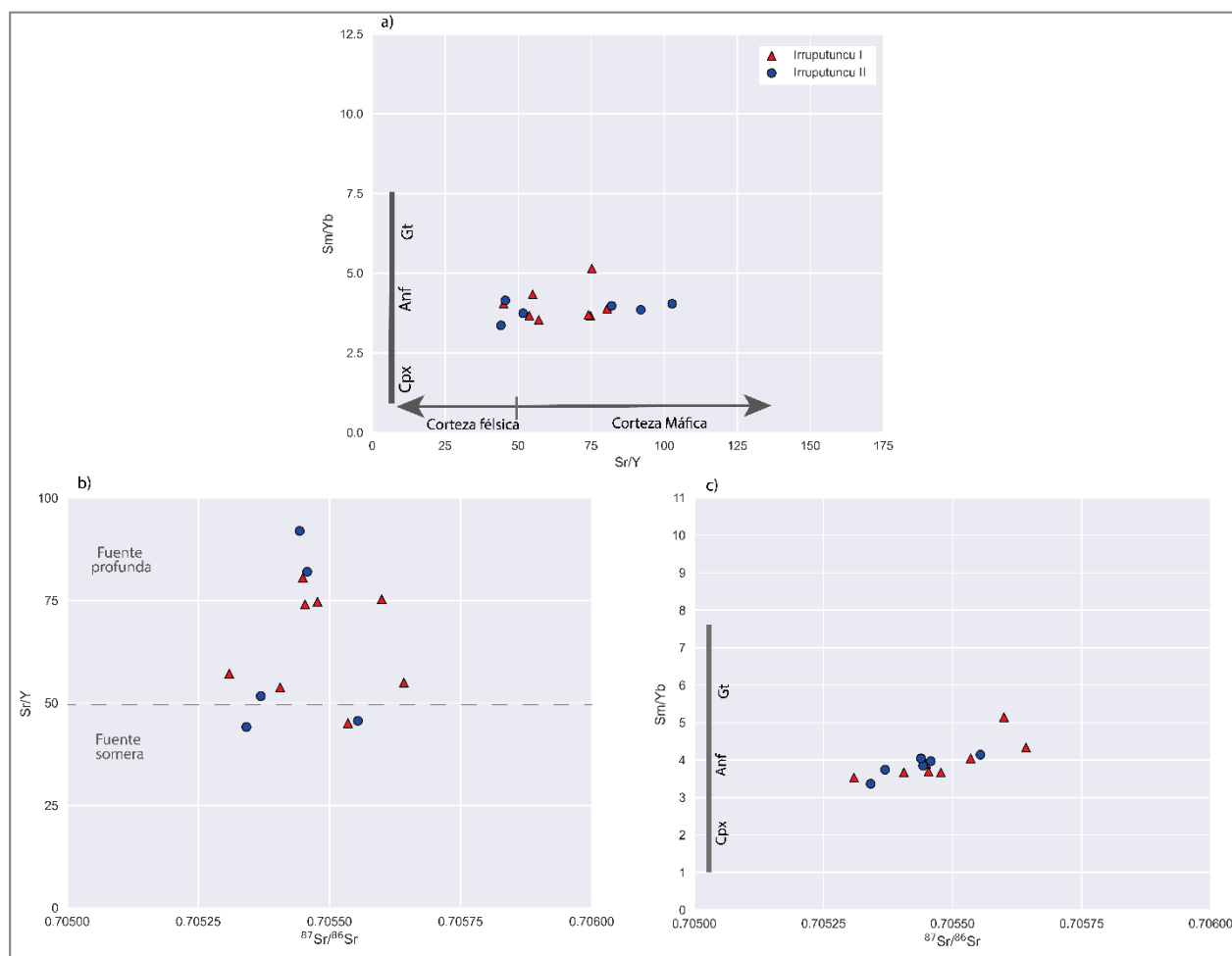


Figura 13: Relaciones de Sm/Y y Sr/Y. a) Sm/Yb versus Sr/Y. Las flechas indican los valores esperados de Sr/Y para la corteza félsica y máfica (Mamani *et al.*, 2010). La línea vertical indica la relación dependiente de la presión entre los valores de Sm/Y y clinopiroxeno, anfíbol y granate (Kay & Mpodozis, 2001). b) Sr/Y versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. c) Sm/Yb vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Los rangos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para todas las muestras varían entre 0,70530 a 0,70564 y 0,51240 a 0,51249 respectivamente. Mientras que las lavas de Irruputuncu I muestran una mayor variación en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70531 a 0,70564) con respecto a Irruputuncu II (0,70534 a 0,70555), los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no presentan una variación significativa (Irruputuncu I = 0,51240 a 0,51249; Irruputuncu II = 0,51244 a 0,51249). El diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 14) muestra una tendencia negativa para ambas etapas, además se puede observar que en su mayoría los valores de la composición isotópica del volcán Irruputuncu cae fuera de los valores esperados

para ZVC. La Figura 15 muestra la relación entre $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y SiO_2 , el cual muestra la tendencia negativa para ambas etapas.

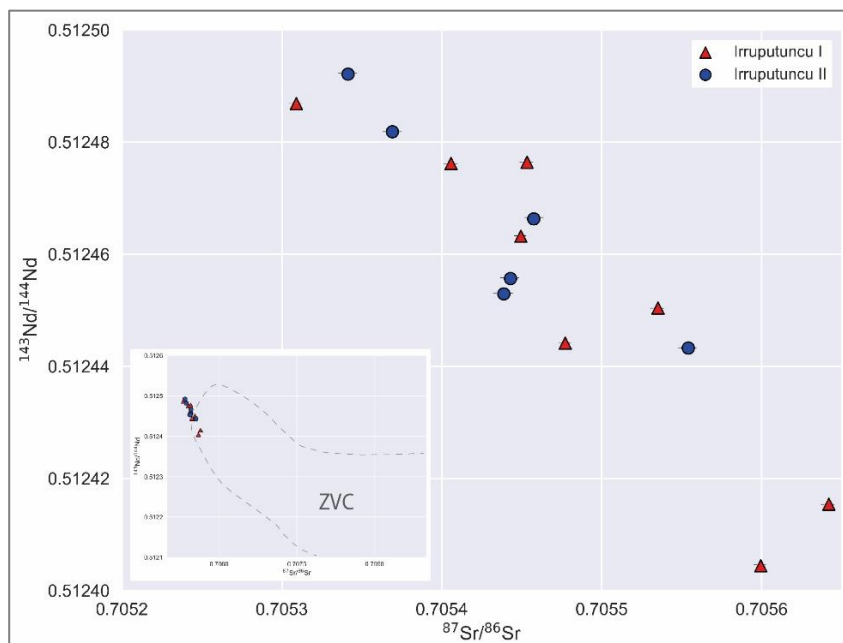


Figura 14: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. En el recuadro, el segmento punteado muestra los valores de composición isotópica en la ZVC (González-Maurel *et al.*, 2019b).

En la Figura 16a, se observa que la relación entre las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en relación al Sr, la cual indica que las concentraciones del isótopo se mantienen constante a medida que la concentración de Sr aumenta, lo cual ocurre en ambas etapas. Por otro lado, la relación entre los $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus sílice (Figura 16b) las muestras representan una correlación positiva para ambas etapas, sin embargo, hay muestras que se ubican entre los 62,5-63,0 wt% de sílice que no siguen esta tendencia.

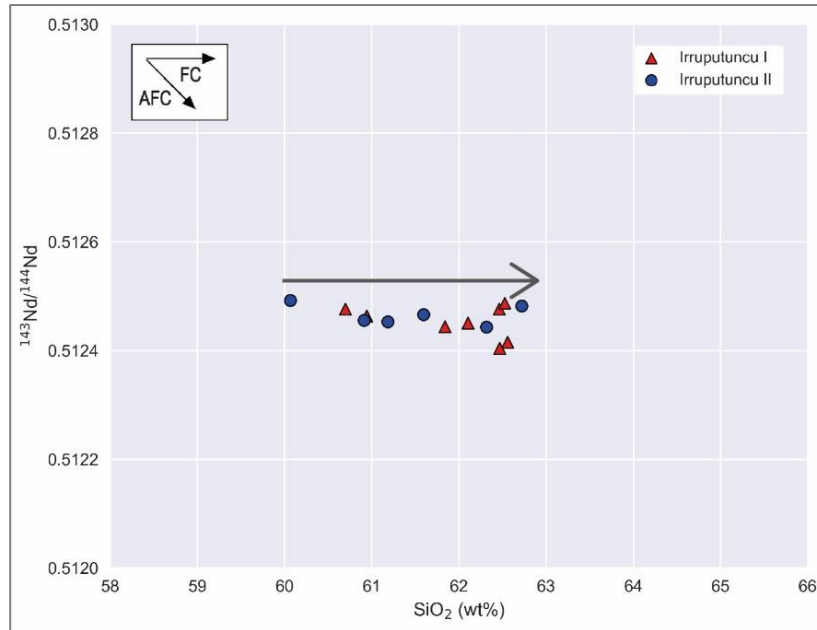


Figura 15: Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus SiO_2 . Las flechas indican tendencias comunes para cristalización fraccionada (FC) y asimilación con cristalización fraccionada (AFC) (Taussi *et al.*, 2019).

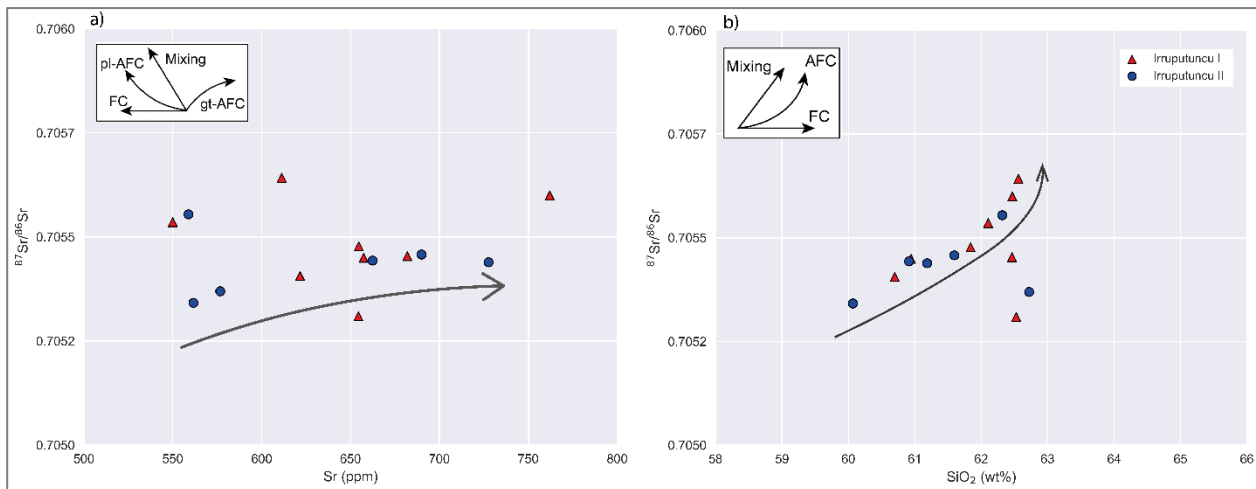


Figura 16: Diagramas de isótopos de Sr con relación a Sr (ppm) y a sílice (wt%). a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus SiO_2 Las flechas en ambas imágenes representan las tendencias comunes para los modelos señalados (González-Maurel *et al.*, 2019b)

5. DISCUSIÓN

5.1. EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL VOLCÁN IRRUPUTUNCU.

Como se mencionó en el capítulo de marco teórico, en el trabajo de Rodríguez *et al.* (2015) se determinó que el volcán Irruputuncu se formó durante dos fases (Irruputuncu I e Irruputuncu II), las cuales están marcadas por el colapso del flanco SW del volcán al final de la primera etapa y el comienzo de la segunda etapa con actividad efusiva. Sin embargo, estas dos etapas poseen características petrográficas y químicas semejantes en el tiempo. Las fases minerales son similares en ambas etapas, presentando plagioclasa (~15%) en mayor proporción, seguida de cantidades menores de biotita (~8%), hornblenda (~7%) y piroxenos (~1%) (Tabla 1; Rodríguez *et al.*, 2015).

Los resultados mostrados en el capítulo anterior se evidencian el comportamiento geoquímico constante y similar en ambas etapas y son consistentes con los resultados de trabajos anteriores (Contreras, 2024; Rodríguez *et al.*, 2015). Por ejemplo, en los diagramas de clasificación de las rocas según su composición (Figura 3), en ambas etapas son andesitas, traqui-andesitas y dacitas asociadas a la serie calcoalcalina de alto-K. Las concentraciones y tendencias de elementos mayores en función de la sílice (Figura 4) tampoco muestran diferencias significativas entre las dos etapas, presentando tendencias positivas con el K, tendencias negativas con el Ca y el Al y valores dispersos con respecto al Mg, Ti, Na, Fe y P, lo cual está relacionado con las fases minerales presentes en las rocas del volcán (plagioclasa, biotita, anfíbol y piroxenos). En el caso de número magnésico (#Mg), en ambas etapas es similar (Irruputuncu I = 27-35; Irruputuncu II = 29-35).

En los diagramas multielementales (Figura 6) es posible observar que los patrones son similares en ambas etapas. Para los elementos traza (con valores normalizados al manto primitivo), ambas etapas presentan un enriquecimiento de LILE con respecto a HSFÉ además de anomalías positivas de Rb, Ba, Th y Pb y una anomalía negativa para el Nb. Para las tierras raras (con valores normalizados al condrito), ambas etapas, presentan un enriquecimiento de LREE en comparación a las HREE, lo que involucra la cristalización del granate (Burns & De Silva, 2022). En el diagrama de Sr versus sílice, los valores se muestran dispersos en ambas etapas, mientras que, en el diagrama del Eu versus sílice, se observa que un grupo de muestras presenta una tendencia negativa, las cuales estarían fraccionando plagioclasa, esto deja de ocurrir a sobre el 62 wt% de sílice. Sin

embargo, los valores de Eu/Eu^* en ambas etapas, son mayores a 1, lo que podría indicar una participación menor de la plagioclasa en el fraccionamiento en la fuente mantélica, o, por otro lado, que las condiciones oxidantes del reservorio transformar al Eu en Eu^{+3} , impidiendo que este elemento entre en la red cristalina de la plagioclasa (De Silva *et al.*, 1995). Según, Rodríguez *et al.* (2017), el reservorio del volcán Irruputuncu presenta condiciones oxidantes, debido a los contenidos de H_2O presentes en este, por lo que, los valores altos de Eu/Eu^* están asociados a este fenómeno. El diagrama de Eu/Eu^* versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugiere que las muestras más contaminadas podrían tener cierta influencia de la plagioclasa.

Los valores de Dy/Dy^* en ambas etapas indican el fraccionamiento de anfíbol, ya que este elemento se incorpora al anfíbol al momento de cristalizar (Davidson *et al.*, 2013), además, en el diagrama de Dy/Dy^* versus Dy/Yb indica la cristalización de anfíbol y clinopiroxeno, en donde algunas rocas caen dentro del campo de los MORB (Davidson *et al.*, 2013; González-Maurel *et al.*, 2019a). Los valores de Sr/Y demuestran una fuerte influencia de una corteza inferior máfica (Mamani *et al.*, 2010) en la evolución del Irruputuncu, mientras que los valores de Sm/Yb evidencian que los magmas estuvieron en equilibrio con fases residuales que incluyen anfíbol en transición con fases residuales que incluyen al granate, a medida que la contaminación aumenta (Kay & Mpodozis, 2001).

Las composiciones isotópicas de Sr y Nd (Figuras 12 y 13) no presentan variaciones significativas entre las etapas, ni tampoco presentan cambios significativos en las tendencias presentadas. La relación entre ambos isótopos es negativa para ambas etapas, lo cual da indicios de una participación de la corteza como contaminante (Davidson *et al.*, 1990, 1991; De Silva *et al.*, 1995; Wörner *et al.*, 1988). Los isótopos de Sr presentan valores casi constantes Sr, formando una curva casi convexa, mientras que con respecto al SiO_2 , presenta una tendencia positiva, indicando que, en general, las rocas más diferenciadas estarían más contaminadas.

Los isótopos de Nd presentan una tendencia negativa con respecto a SiO_2 , tendencia relacionable a procesos de cristalización fraccionada (Taussi *et al.*, 2019). Las tendencias presentadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a Sr y SiO_2 , muestran un comportamiento atribuible a que las rocas del Irruputuncu pasaron procesos de contaminación cortical (Davidson *et al.*, 1990; González-Maurel

et al., 2019b), en la cual la fase fraccionada que domina el sistema es el granate, lo cual será abordado en la siguiente sección.

El volcán Irruputuncu presenta características que coinciden con la ZVC. En cuanto a la composición de las rocas, el volcán Irruputuncu incluye andesitas, traquiandesitas y dacitas, siendo las andesitas el tipo de magma erupcionado más común en los arcos magmáticos continentales (Taylor & McLennan, 1985), las cuales juegan un rol importante en la evolución y composición de la corteza superior. Las fases minerales presentes en el Irruputuncu coinciden con a mineralogía presente en las andesitas de la ZVC (Davidson *et al.*, 1991): la plagioclasa como fase dominante, seguida de biotita y hornblenda, con cantidades subordinadas de piroxenos. Aunque los piroxenos suelen ser comunes en las andesitas basálticas en la ZVC (Davidson *et al.*, 1991), también se encuentran presentes en las andesitas y traqui-andesitas del Irruputuncu.

En general, la geoquímica de elementos mayores y elementos traza del volcán Irruputuncu son consistentes con las tendencias esperadas para la ZVC (Davidson *et al.*, 1991). Estas rocas pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K y presentan enriquecimiento en LILE y un empobrecimiento de HFSE, como Nb y Ta. Además, presentan un enriquecimiento de LREE en comparación a HREE (Davidson *et al.*, 1991).

La geoquímica de elementos mayores del volcán Irruputuncu presenta similitudes y diferencias con otros casos de estudio de la ZVC (Figura 2). Comparado con los Nevados de Payachata (18°S), ubicados al norte del volcán estudiado, el Irruputuncu exhibe valores dispersos de Ti y Mg respecto a la sílice, mientras que los Nevados de Payachata presentan correlaciones negativas (Wörner *et al.*, 1988) lo cual evidencia procesos de diferenciación en los Nevados de Pachayachata, en donde por el contrario, la diferenciación del Irruputuncu es más restringida (Wörner *et al.*, 1988, Davidson *et al.*, 1990); ambos volcanes muestran correlaciones positivas para el K, relacionado con la cristalización de biotita. Con el volcán Tata Sabaya (19°S), también ubicado al norte del volcán Irruputuncu (Figura 2), comparten correlaciones positivas entre K y sílice, además de negativas para el Ca, lo cual es atribuible a la cristalización de plagioclasa cálcica (Rodríguez *et al.*, 2015), aunque el Tata Sabaya muestra valores dispersos de Al (De Silva *et al.*, 1993), mientras que el Irruputuncu evidencia una correlación negativa. La Poruña (21°S, Figura 2) y el Irruputuncu

coinciden en tendencias positivas para K y negativas de Ca con respecto a la sílice, pero difieren en Fe y Mg, donde La Poruña muestra correlaciones negativas, relacionados a la cristalización fraccionada de minerales fierro-magnesianos (González-Maurel *et al.*, 2019a) y el Irruputuncu valores dispersos; para el Al, La Poruña muestra valores dispersos y el Irruputuncu una relación negativa.

Finalmente, comparado con el volcán Azufre (21°S, Figura 2), el Irruputuncu coincide en las correlaciones negativas para el Ca y positivas para el K respecto a la sílice, pero en Fe y Mg el Azufre muestra correlaciones negativas mientras que el Irruputuncu presenta valores dispersos; además ambos volcanes muestran tendencias dispersas para el Na (Godoy *et al.*, 2019). Estas comparaciones resaltan tanto las similitudes como las particularidades geoquímicas del Irruputuncu dentro de la ZVC. Esto se relaciona directamente con las fases minerales que se encuentran en la petrografía, por ejemplo, el Ca en el Irruputuncu se asocia a la cristalización de la plagioclasa cálcica, caso que se repite en el volcán Tata Sabaya (De Silva *et al.*, 1993). También el potasio en todas las rocas de los volcanes mencionados se comporta como un elemento incompatible.

Al comparar los patrones de elementos traza del volcán Irruputuncu con los patrones de los volcanes mencionados anteriormente (Figura 17) es posible observar, que con algunos volcanes posee características similares. Todos los volcanes presentan la anomalía negativa de Nb y unas anomalías positivas de Rb, Ba, Pb.

Los patrones del volcán Tata Sabaya y de los Nevado de Payachata están más enriquecidos en LILE y en HFSE en comparación al Irruputuncu. Mientras que los volcanes La Poruña y San Pedro, los cuales junto al Irruputuncu se ubican al sur del *gap* de Pica, poseen concentraciones similares tanto de LILE como de HFSE en comparación al volcán Irruputuncu a pesar de que éste no sea parte del Complejo Altiplano-Puna. Esto está relacionado a que los volcanes La Poruña y San Pedro poseen edad pleistocena-holocena al igual que el Irruputuncu (González-Maurel *et al.*, 2019a).

Otro aspecto importante a mencionar son los valores de Eu/Eu* (0,99-1,42) presentes en las muestras del volcán Irruputuncu, se observan de manera similar en el volcán Tata Sabaya, en donde

no se presentan anomalías en el Eu y De Silva *et al.* (1993) propone las opciones mencionadas anteriormente.

Los valores de Sr/Y y Sm/Yb del volcán Irruputuncu se comparan con el trabajo de Burns & DeSilva (2022), en el cual se analizaron andesitas de la ZVC pertenecientes a dos sectores: el Grupo 1, entre los 16°S-19°S (ubicado al norte del volcán Irruputuncu), caracterizado por una corteza inferior máfica, y el Grupo 2, entre los 21°S-26°S (ubicado al sur del volcán Irruputuncu), con una corteza inferior félsica. Sin embargo, el volcán Irruputuncu no fue considerada en ninguno de estos grupos, ya que se ubica a los 20°S. Para Sr/Y, el Irruputuncu presenta valores que varían entre 3,36 y 5,14, indicando que la evolución magmática está influenciada por fuentes de diferentes profundidades: algunas sugieren una fuente somera (corteza superior), mientras que la mayoría apuntan a una fuente más profunda (corteza inferior).

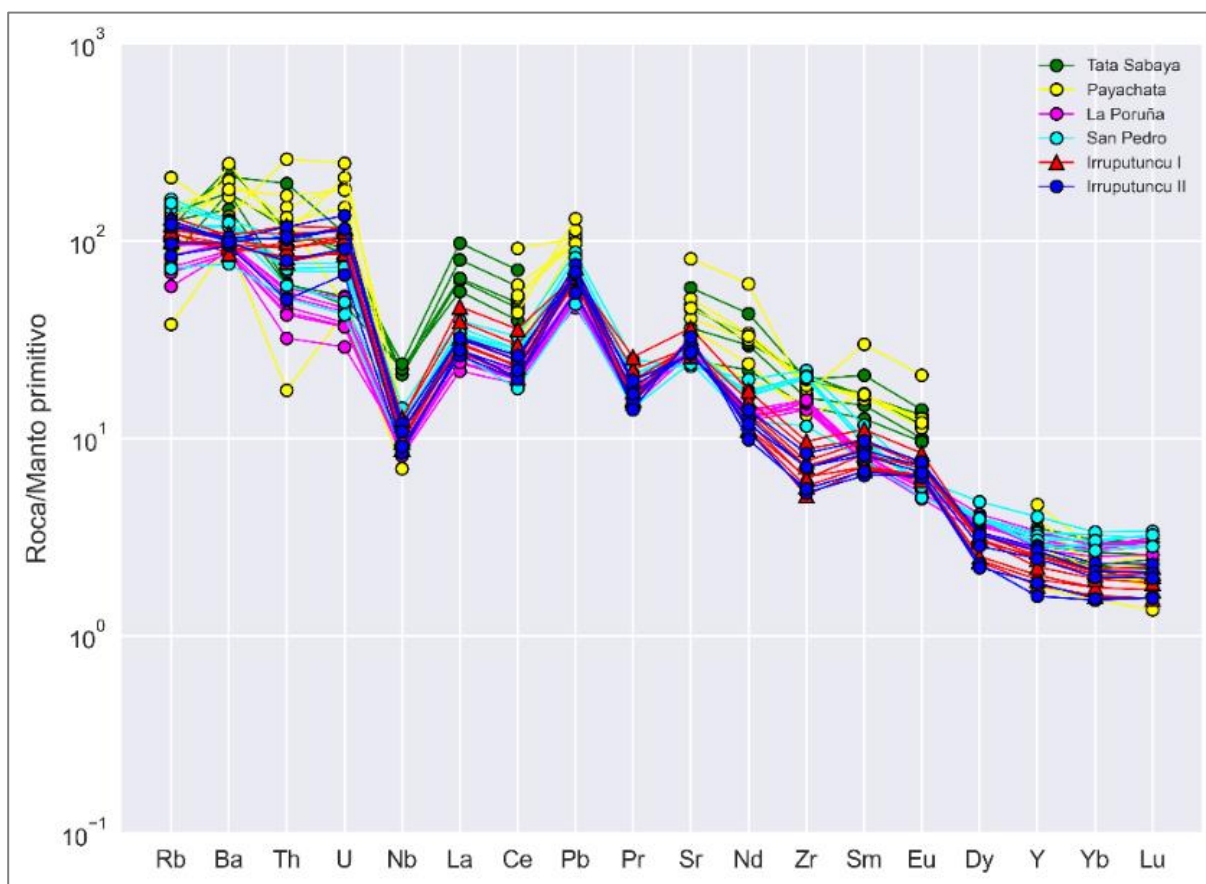


Figura 17: Diagrama multielemental de elementos traza comparativo. Los valores están normalizados al manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) para los volcanes Irruputuncu, Tata Sabaya, Nevados de Payachata, La Poruña y San Pedro.

Este comportamiento es consistente con el observado en el Grupo 1, mientras que en el Grupo 2 las andesitas reflejan únicamente una influencia de fuentes profundas. En cuanto a Sm/Yb, los valores del Irruputuncu evidencian una fuerte influencia del anfíbol como fase residual, además de sugerir la influencia del granate, en contraste con las andesitas de la ZVC. En el Grupo 1, estas muestran influencias combinadas de clinopiroxeno, anfíbol y granate, mientras que en el Grupo 2 predominan las influencias del clinopiroxeno y anfíbol, aunque la influencia del granate no se descarta por completo.

Las composiciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras del volcán Irruputuncu presentan valores menores y más restringidos, mientras que para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ valores más altos en comparación con la mayoría de los volcanes de la ZVC (Figura 18). Al compararlo con los Nevados de Payachata, los valores del Irruputuncu de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7053 a 0,7056) son considerablemente menores. En el volcán Parinacota (Figura 2), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varía entre 0,7061 y 0,7068, mientras que en el volcán Pomerape (Figura 2) los valores oscilan entre 0,7063 y 0,7067, ambos dentro del rango típico esperado para la ZVC (Wörner *et al.*, 1988; Davidson *et al.*, 1990). Al comparar con el volcán Tata Sabaya, los valores son mayores y más variables, oscilando entre 0,7051 y 0,7069, la mayoría de estos valores están dentro del rango esperado para la ZVC (De Silva *et al.*, 1993), sin embargo, al plotearlos versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ caen fuera del campo asociado a la ZVC.

Valores similares a la de los Nevados de Payachata, se observa en los volcanes La Poruña y San Pedro, cuyos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varían entre 0,7061 y 0,7066, y 0,7061 y 0,7065, respectivamente (González-Maurel *et al.*, 2019a). La tendencia entre estos isótopos (Figura 17) es negativa para todos los volcanes, excepto para el Tata Sabaya, el cual no posee una tendencia clara. Los valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicarían un nivel de contaminación cortical mayor para estos volcanes (Godoy *et al.*, 2017), mientras que en el Irruputuncu presenta grados de contaminación distintos.

5.2. MODELO DE ASIMILACIÓN CON CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA (AFC).

El magmatismo en los Andes Centrales está estrechamente relacionado con procesos de diferenciación, tales como asimilación, cristalización fraccionada o mezcla de magmas, donde el magma generado en profundidad asciende a través de una corteza que alcanza espesores de hasta 70 kilómetros (Davidson *et al.*, 1990, Wörner *et al.*, 2018). La generación de los magmas se inicia

con la fusión provocada por la hidratación de la cuña mantélica suprayacente, un proceso inducido por el flujo de fluidos liberados desde la placa subducida. A medida que los magmas ascienden, atraviesan la zona MASH (*Mixing, Assimilation, Storage, Homogenization*) en la corteza inferior, donde experimentan mezcla, homogenización y contaminación con fundidos de la corteza antes de continuar su ascenso a nivel más superficiales (Davidson *et al.*, 1990; Hildreth & Moorbath, 1988).

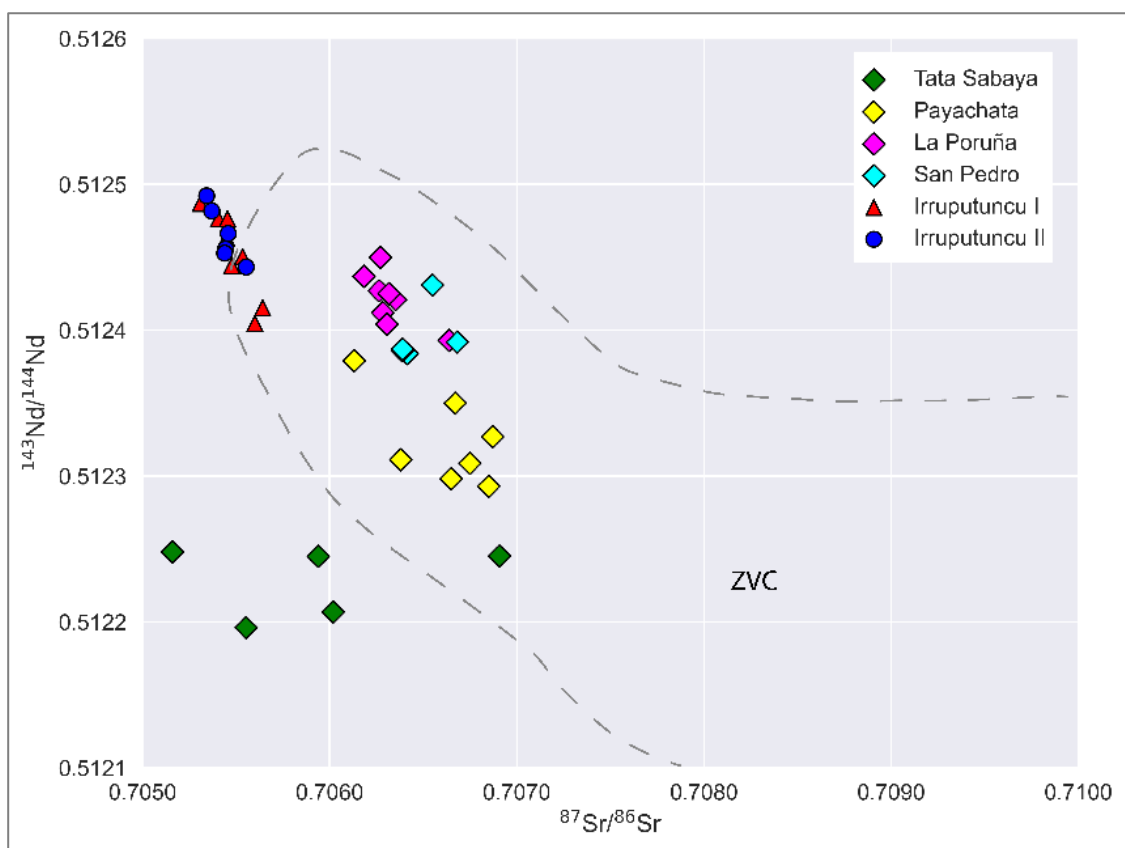


Figura 18: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para los volcanes Irruputuncu, Tata Sabaya, Nevados de Payachata, La Poruña y San Pedro. La línea segmentada representa los valores esperados para la ZVC (González-Maurel *et al.*, 2019b).

Estos diversos procesos, como la mezcla de magmas, cristalización fraccionada y la asimilación, son fundamentales en la evolución de las rocas ígneas. Bowen (1928) destacó la interdependencia entre la cristalización fraccionada y la asimilación, formulando el modelo de asimilación con cristalización fraccionada (AFC). Este modelo fue desarrollado matemáticamente por Depaolo (1981) de acuerdo a ciertos parámetros que se exponen en la Figura 19 y ha sido aplicado en numerosos sistemas volcánicos de la ZVC (*e.g.*, Nevados de Payachata, Davidson *et al.* (1990); San Pedro-Linzor, Godoy *et al.* (2017)), proporcionando un marco conceptual clave para

comprender la evolución de los magmas, en donde las composiciones isotópicas de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ han sido claves para correlacionar procesos de contaminación cortical en los magmas, lo cual a su vez está relacionado con el engrosamiento cortical de la zona (Davidson *et al.*, 1990).

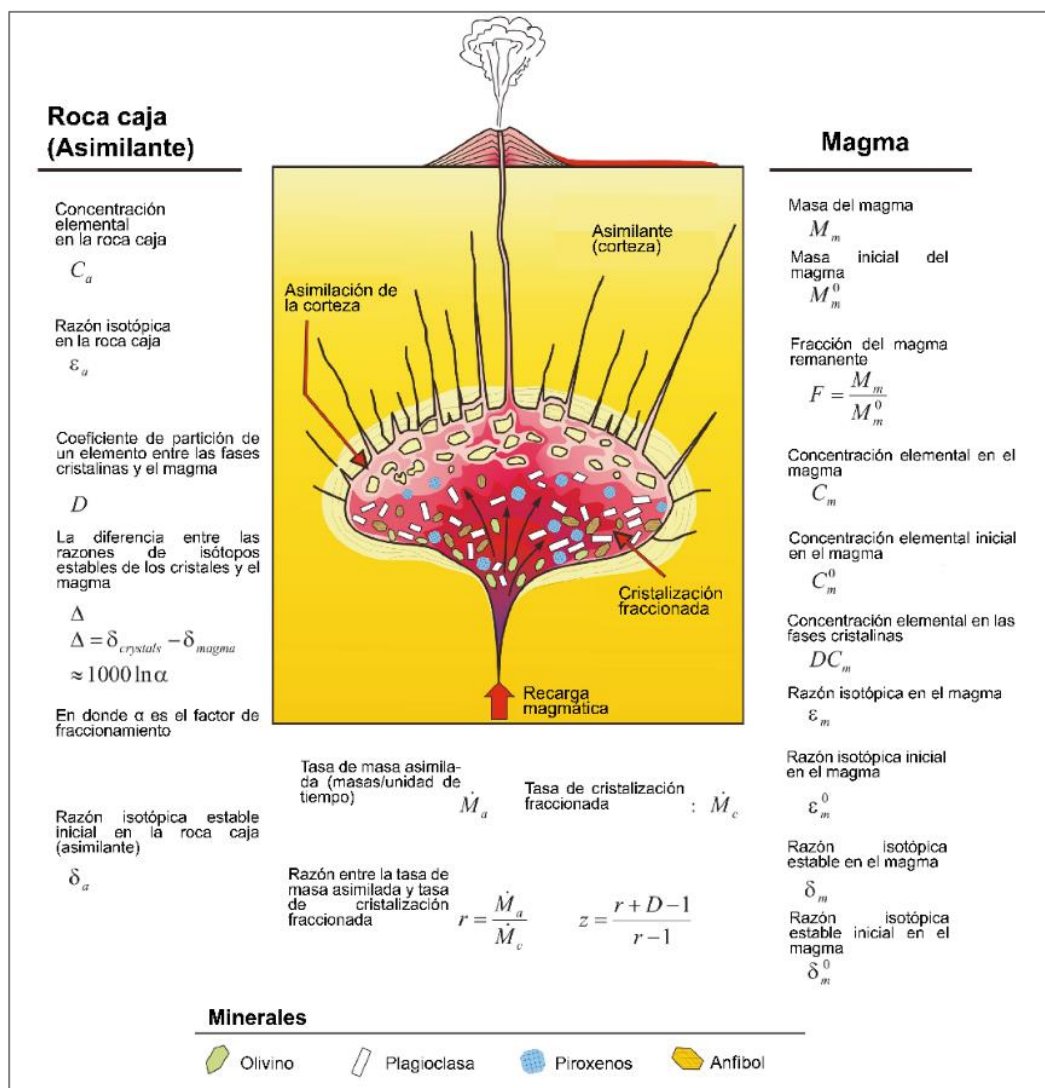


Figura 19: Parámetros utilizados para desarrollar matemáticamente un modelo AFC. Extraído de Keskin (2013).

La diferenciación de los magmas se puede dividir en dos tipos: sistema cerrado en donde las composiciones isotópicas no cambian con la diferenciación, mientras que, en un sistema abierto, las composiciones isotópicas varían en relación a la diferenciación del magma (Davidson *et al.*, 1991). Un estudio isotópico realizado en el norte de Chile (22°S) (Rogers & Hawkesworth, 1989), identificó dos tendencias en las concentraciones de isótopos de Sr. La primera tendencia presenta

un cambio progresivo de magmas máficos hacia razones altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de concentraciones de Sr. La segunda tendencia muestra el aumento de razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correlacionado con el aumento a la sílice, mientras que las concentraciones de Sr eran bajas. Esta última ha sido explicada mediante un modelo de asimilación y cristalización fraccionada.

Para la primera tendencia, se propuso que los magmas máficos erupcionados reflejarían las composiciones isotópicas del manto litosférico subandino (Rogers & Hawkesworth, 1989), sin embargo, los valores de los basaltos del volcán Chiar Kkollu (16°S), ubicado en Bolivia, resultó en valores mucho más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7041) en comparación a valores de otros volcanes pertenecientes a la ZVC (Thorpe *et al.*, 1984). Esto descarta que el manto se encontraría enriquecido en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Por lo tanto, un aumento en la variabilidad de esta razón indicaría que el magma ha experimentado contaminación cortical (Davidson *et al.*, 1990; Godoy *et al.*, 2017). A pesar de que en la primera tendencia, se esperaría que los valores de Sr disminuyeran y los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentaran, (lo que indica diferenciación debido al fraccionamiento de la plagioclasa). Davidson *et al.* (1990), interpreta a partir de esto, que los magmas basálticos de arco derivados del manto se mezclan en profundidad con fundidos corticales en donde la plagioclasa no tiene un papel dominante en el fraccionamiento. Posteriormente atravesarían una corteza continental que puede alcanzar los 70 kilómetros de profundidad y experimentarían procesos de diferenciación magmática, ya sea AFC o fraccionamiento. Las bajas variaciones del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicarían en primera instancia, que las rocas no hubieran sido afectadas por procesos de contaminación cortical a niveles someros, sin embargo, esta característica sugiere que los magmas parentales de estos volcanes tenían una composición isotópica relativamente homogénea, adquirida durante la interacción con la corteza en niveles profundos (Davidson *et al.*, 1990).

Aunque el volcán Irruputuncu no muestra grandes variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y estos valores a su vez son menores en comparación al resto de la ZVC, presenta tendencias positivas entre el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y la sílice, lo que sugiere que las rocas del Irruputuncu habrían pasado por procesos de asimilación y cristalización fraccionada (Davidson *et al.*, 1990). La relación con el Sr (ppm) es positiva, lo que descarta la participación de la plagioclasa en el fraccionamiento como fase principal, en un modelo AFC en niveles someros (Davidson *et al.*, 1990; De Silva *et al.*, 1993). Por otra parte, los valores de Sr/Y indican que la fuente de magma estaría relacionada con una corteza profunda y máfica

(Mamani *et al.*, 2010). Los valores de Sm/Yb apuntarían a que el magma del Irruputuncu habría estado en equilibrio con fases residuales que incluyen al anfíbol en transición a fases residuales que incluirían al granate (Kay & Mpodozis, 2001). En adición a lo anterior, la relación entre los isótopos de Sr y las concentraciones de Sr, forman una curva casi convexa, tendencia que se atribuye a AFC en donde el fraccionamiento del granate domina al sistema (Davidson *et al.*, 1990), modelo que se propone para el volcán Irruputuncu.

Para poder elaborar el modelo, se tomaron los datos teóricos del trabajo de Davidson *et al.* (1990), en donde el magma inicial que proviene del manto litosférico tiene valores de Sr cerca de 400 ppm, mientras que los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se obtuvieron del trabajo de van Alderwerelt *et al.* (2021), en donde analizan muestras provenientes de Cerro Overo (23°S), que presenta las lavas menos diferenciadas de la ZVC. En el caso del asimilante, se tomaron valores promedio de Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la corteza propuestos por Davidson *et al.* (1990). En cuanto al valor de D_{Sr} , se utilizó el valor propuesto por Davidson *et al.*, (1990) para modelo de AFC en la zona MASH, mientras que para el parámetro $r_{(\text{Ma}/\text{Mc})}$ se consideró un valor de 0,35. Para este modelo, el magma tendría características cercanas a la línea de base isotópica de los Andes Centrales (Davidson *et al.*, 1990). De igual manera, se elaboró el modelo AFC con la plagioclasa como fase principal. Para esto se consideró como magma inicial lavas del volcán Chiar Kkollu (Mamani *et al.*, 2010) y como contaminante a rocas pertenecientes a gneises de Sierra de Moreno (Lucassen *et al.*, 2001). El coeficiente de partición se calculó en base a las proporciones minerales que presenta el volcán Irruputuncu (Tabla 7 y 8, ver Anexo), y se consideró un valor de 0,5 para $r_{(\text{Ma}/\text{Mc})}$. Todos los parámetros utilizados para la realización de los modelos AFC, se encuentran en la Tabla 2.

Tabla 2: Parámetros utilizados para realizar los modelos AFC para el volcán Irruputuncu. Las referencias para cada parámetro se indican en texto.

Modelos	AFC 1	AFC 2
Magma inicial		
Muestra	No aplica	LUK-01
Sr (ppm)	400	875
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7037	0,7040
Contaminante cortical (asimilante)		
Muestra	No aplica	4/316
Sr (ppm)	350	185
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7150	0,7277
D_{Sr}	0,35	1,9
r (Ma/Mc)	0,1	0,5

El diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr (ppm) en donde se proyecta los modelos AFC para el volcán Irruputuncu (Figura 20) presenta dos curvas, ambas representativas de dos modelos AFC distintos. El AFC 1, se encuentra representado por la curva de color negro.

Este modelo apunta al granate como controlador del sistema el cual es estable en profundidad (Davidson *et al.*, 1990). Para este modelo, todas muestras representativas de ambas etapas del Irruputuncu se encontrarían entre un 58-76% de fase líquida residual (F), en donde la parte que fraccionó representa entre un 24-42% del volumen total, que tiene las composiciones residuales del volcán Irruputuncu, con un porcentaje de asimilación cortical que varía entre un 8-21% (Tabla 3), según el método de Aitchison & Forrest (1994). En contraste, para el AFC 2, las rocas del Irruputuncu no son consistentes para el modelo aplicado en el caso en donde el fraccionamiento de la plagioclasa domina el sistema en ambientes someros (Davidson *et al.*, 1990), lo cual esta evidenciado con lo mencionado anteriormente sobre el rol de la plagioclasa en el caso del volcán Irruputuncu.

Tabla 3: Porcentaje de asimilación cortical para cada muestra del volcán Irruputuncu.

Muestras	Etapa	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Porcentaje de corteza asimilada
IRRU-04	Irruputuncu I	662,3	0,70544	17%
IRRU-12	Irruputuncu I	621,6	0,70541	15%
IRRU-20	Irruputuncu I	690,0	0,70546	18%
IRRU-32	Irruputuncu I	530,5	0,70539	8%
IRRU-49	Irruputuncu I	727,6	0,70544	20%
IRRU-53	Irruputuncu I	657,3	0,70545	17%
IRRU-55	Irruputuncu I	654,6	0,70548	17%
IRRU-57	Irruputuncu I	681,8	0,70545	18%
IRRU-01	Irruputuncu II	561,6	0,70534	11%
IRRU-07	Irruputuncu II	558,8	0,70555	10%
IRRU-09	Irruputuncu II	611,2	0,70564	13%
IRRU-15	Irruputuncu II	576,7	0,70537	12%
IRRU-25	Irruputuncu II	550,0	0,70554	9%
IRRU-27	Irruputuncu II	654,4	0,70531	17%
IRRU-31	Irruputuncu II	762,0	0,70560	21%

La evolución del magma parental del Irruputuncu (Figura 21) comienza con la fusión del manto litosférico, provocado por la deshidratación de la placa subducida. Posteriormente, el magma

asciende hacia la zona MASH en la corteza inferior, en donde experimenta cristalización fraccionada y asimilación cortical. Estos procesos alcanzan un equilibrio ($F = 58-76\%$) en donde el fraccionamiento del granate controla el sistema, y es acompañado de ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda y plagioclasa.

A partir de este punto la cristalización fraccionada pasa a ser el proceso dominante en la evolución del magma. El magma asciende a través de la corteza mediante fracturas o propagaciones de fracturas que alcanzan niveles profundos de la corteza (van Alderwerelt, 2017). Al llegar a niveles someros de la corteza superior, el magma se estanca en un MUSH cristalino (magma con $>50\%$ de fase cristalina, Bachmann & Bergantz, 2004) hidratado, en donde cristaliza plagioclasa, anfíbol y piroxenos, y la fase residual conformaría un lente riolítico, el cual se interpreta en su totalidad como un sistema magmático zonificado, evidenciado por la presencia de enclaves y texturas de desequilibrio en rocas del Irruputuncu (Contreras, 2024; Rodríguez, 2017).

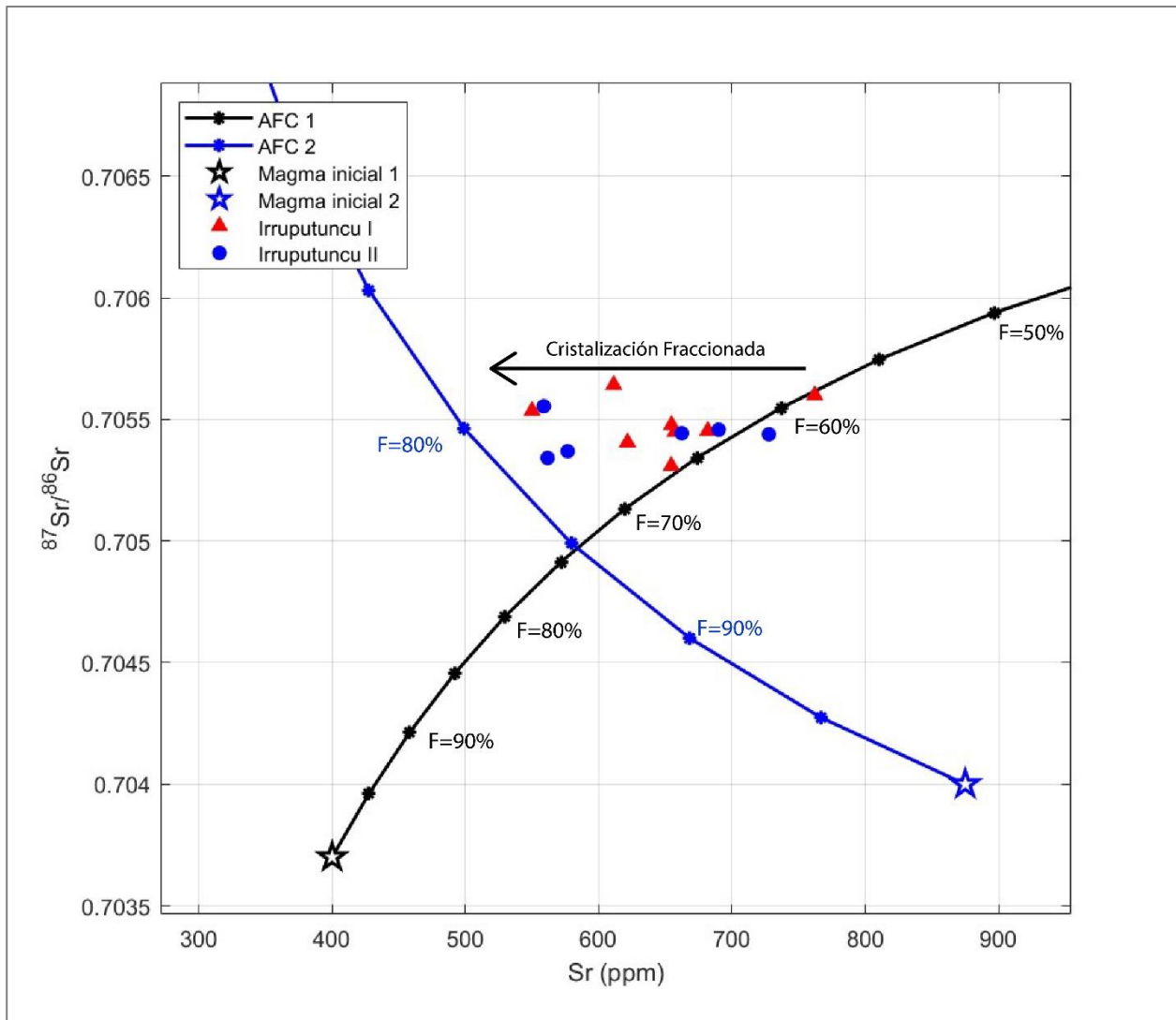


Figura 20: Modelos AFC propuestos para el volcán Irruputuncu (Depaolo, 1981; Keskin, 2013). AFC 1 representa el modelo aplicado para un magma inicial derivado del manto el cual se diferencia a través de un AFC con granate como la fase fraccionada que domina el sistema. La estrella de color negro indica la composición inicial del magma. AFC 2 representa el modelo aplicado para las rocas del Irruputuncu, tomando en cuenta el fraccionamiento de la plagioclasa como proceso dominante en el sistema. La estrella azul representa el magma inicial para el AFC 2. La F representa el porcentaje de líquido residual para cada punto en cada curva correspondiente, según el color que presentan.

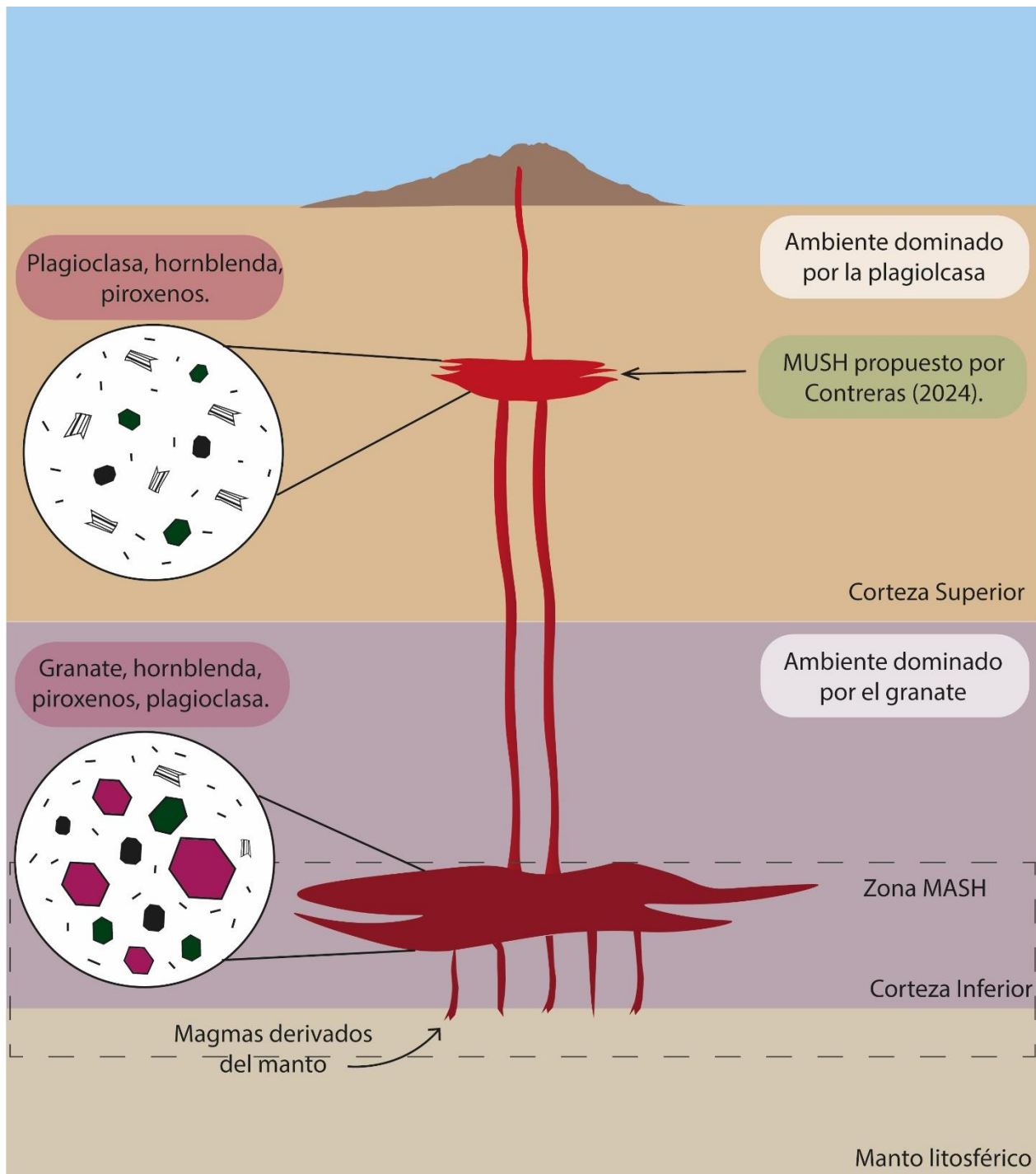


Figura 21: Modelo transcortical esquemático del volcán Irruputuncu. En la figura se muestra que magmas derivados del manto ascendería a la zona MUSH, en donde pasaría por procesos de asimilación de la corteza inferior y cristalización fraccionada. Contreras (2024), propone que un reservorio magmático hidratado (Rodríguez, 2017) se encuentra aproximadamente 20 kilómetros bajo el volcán, en donde el sistema estaría controlado por principalmente cristalización fraccionada antes de erupcionar.

6. CONCLUSIÓN

El volcán Irruputuncu está compuesto por andesitas y traqui-andesitas en su mayoría y en menor cantidad dacitas. Estas corresponden a la serie calcoalcalina de alto-K y presentan enriquecimiento de LILE con respecto a HFSE, en donde se presentan anomalías positivas de Rb, Ba, U, Pb, Sr y Eu, además presentan enriquecimiento en LREE en comparación a HREE y en comparación a los *end-members* propuestos por Blum-Oeste & Wörner (2016), el patrón del volcán Irruputuncu muestra concentraciones similares de LRRE a la andesita basáltica y a la riodacita, mientras que las concentraciones de HREE son similares a la del basalto enriquecido. Los valores de Dy/Dy* y el empobrecimiento de MREE confirman el fraccionamiento de anfíbol y del clinopiroxeno, mientras que las relaciones entre el Sr (ppm) y la diferenciación (SiO₂ wt%) es inexistente.

Los valores dispersos de Sr versus SiO₂ son indicativos de que si bien la plagioclasa se está fraccionando, su participación no es significativa. De acuerdo a los valores de Sm/Yb que presentan las rocas del Irruputuncu, corresponden a magmas en equilibrio con fases minerales residuales que incluyen anfíbol, en transición a fases minerales residuales que incluyen granate. La mayoría de las rocas del Irruputuncu muestran una influencia de corteza máfica. Las composiciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd varían entre 0,7053 a 0,7056 y 0,51240 a 0,51249 respectivamente.

A pesar de que el Irruputuncu se formó mediante dos fases (Rodríguez *et al.*, 2015), muestra un comportamiento geoquímico constante en el tiempo, sin variaciones significativas entre las etapas Irruputuncu I e Irruputuncu II. En general presenta similitudes con las características de la ZVC, como la composición andesítica hasta dacítica de sus rocas, asociadas a la serie calcoalcalina de alto-K, los patrones típicos de elementos traza y de tierras raras que se pueden encontrar en la ZVC, sin embargo, presenta algunas particularidades como por ejemplo los bajos valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en comparación a la ZVC o sus altos valores de Eu/Eu* (mayores a 1).

La evolución del Irruputuncu no fue controlado por una fuente rica en plagioclasa, como lo evidencia el comportamiento de Sm/Yb, que reflejan la influencia del granate y los valores de Sr/Y reflejan la influencia de una corteza inferior máfica. Por lo tanto, el modelo de evolución magmática propuesto es un AFC donde el granate es el principal controlador del fraccionamiento.

El esquema transcortical refleja la evolución que tuvo el magma parental desde el manto litosférico, el cual asciende hasta la zona MASH, donde sufre procesos de diferenciación, como la asimilación cortical y cristalización fraccionada en donde el fraccionamiento del granate controla el sistema, el cual estaría acompañado del fraccionamiento de piroxeno, anfíbol y plagioclasa.

Posteriormente, el magma ascendería a través de la corteza para llegar al reservorio propuesto por Contreras (2024), el cual se ubicaría entre unos 16 a 26 kilómetros de profundidad, en donde se estancaría en un MUSH el cual se encuentra hidratado, cristalizando en un sistema cerrado plagioclasa, hornblenda y piroxenos, y en simultáneo la formación de un lente riolítico, para finalmente erupcionar.

7. REFERENCIAS

- AITCHESON, S. J. & FORREST, A. H. (1994). Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal of Petrology*. Vol. **35** (2): 461-488.
- BACHMANN, O. & BERGANTZ, G. W. 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*. Vol. **45** (8): 1.565-1.582.
- BAKER, M. C. W. & FRANCIS, P. W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **41** (2): 175-187.
- BLATTER, D. L.; SISSON, T. W. & HANKINS, W. B. 2023. Garnet stability in arc basalt, andesite, and dacite—an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **178** (6), 33 p.
- BLUM-OESTE, M. & WÖRNER, G. 2016. Central Andean magmatism can be constrained by three ubiquitous end-members. *Terra Nova*. Vol. **28** (6): 434-440.
- CLAVERO, J.; SOLER, V. & AMIGO, A. 2006. Caracterización preliminar de la actividad sísmica y de desgasificación pasiva de Volcanes activos de los Andes Centrales del Norte de Chile. Congreso Geológico Chileno N° 11. Actas: **2**:7-11. Antofagasta.
- CONTRERAS, M. (2024). Análisis petrológico de los productos eruptivos del Volcán Irruputuncu: implicancias en el comportamiento eruptivo futuro. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 105 pp., Concepción.
- DAVIDSON, J. P.; MCMILLAN, N. J.; MOORBATH, S.; WÖRNER, G.; HARMON, R. S. & LOPEZ-ESCOBAR, L. 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **105**: 412-432.
- DAVIDSON, J. P.; HARMON, R. S. & WÖRNER, G. 1991. The source of central Andean magmas; Some considerations. *Andean Magmatism and Its Tectonic Setting*. Harmon, R. & Rapela, C. Geological Society of America Special Paper: pp 265. Colorado.
- DE SILVA, S. L. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*. Vol. **17** (12): 1.102-1.106.
- DE SILVA, S. L.; DAVIDSON, J. P.; CROUDACE, I. W. & ESCOBAR, A. 1993. Volcanological and petrological evolution of volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **55** (3-4): 305-335.
- DEPAOLO, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and planetary science letters*. Vol. **53** (2): 189-202.

- GODOY, B.; WÖRNER, G.; LE ROUX, P.; DE SILVA, S.; PARADA, M. Á.; KOJIMA, S.; GONZÁLEZ-MAUREL, O.; MORATA, D.; POLANCO, E. & MARTÍNEZ, P. 2017. Sr- and Nd-isotope variations along the Pleistocene San Pedro–Linzor volcanic chain, N. Chile: Tracking the influence of the upper crustal Altiplano-Puna Magma Body. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **341**: 172-186.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar: 635 pp. Santiago.
- GONZÁLEZ-MAUREL, O.; GODOY, B.; LE ROUX, P.; RODRÍGUEZ, I.; MARÍN, C.; BERTIN, D. MENZIES, A.; BERTIN, D.; MORATA D. & VARGAS, M. 2019a. Magmatic differentiation at La Poruña scoria cone, Central Andes, northern Chile: Evidence for assimilation during turbulent ascent processes, and genetic links with mafic eruptions at adjacent San Pedro volcano. *Lithos*. Vol. **338**: 128-140.
- GONZÁLEZ-MAUREL, O.; LE ROUX, P.; GODOY, B.; TROLL, V. R.; DEEGAN, F. M. & MENZIES, A. 2019b. The great escape: Petrogenesis of low-silica volcanism of Pliocene to Quaternary age associated with the Altiplano-Puna Volcanic Complex of northern Chile (21 10'-22 50' S). *Lithos*. Vol. **346**: 105-162.
- HAUSER, A. 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile (N° 50). Servicio Nacional de Geología y Minería: 90 pp. Santiago.
- IBÁÑEZ, J. A. 2021. Análisis espectral remoto de minerales asociados a los Volcanes Olca e Irruputuncu. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 155 pp. Santiago.
- KAY, S. M. & MPODOZIS, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*. Vol. **11**: 9 pp.
- KELEMEN, P. B.; HANGHØJ, K. & GREENE, A. R. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on geochemistry*. Vol. **3**: 659 p.
- KESKIN, M. 2013. AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© workbook program for modelling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of DePaolo (1981). *Turkish Journal of Earth Sciences*. Vol. **22** (2): 304-319.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STREKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R. & ZANETTIN, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (N° 552.3 CLA). International Union of Geological Sciences: 193 p. Cambridge.

- LUCASSEN, F.; BECCHIO, R.; HARMON, R.; KASEMANN, S.; FRANZ, G.; TRUMBULL, R.; WILKE, H.; ROMER, R. & DULSKI, P. 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin—the Central Andes between 21 and 27 S. *Tectonophysics*. Vol. **341** (1-4): 195-223.
- MAMANI, M.; TASSARA, A. & WÖRNER, G. 2008. Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **9** (3): 13 pp.
- MAMANI, M.; WÖRNER, G. & SEMPERE, T. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Bulletin*. Vol. **122** (1-2): 162-182.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*. Vol. **120**: 223-253.
- MUÑOZ, N. & CHARRIER, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **9** (3-4): 171-181.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **58** (1): 63–81.
- RODRÍGUEZ, I.; ROCHE, O.; MOUNE, S.; AGUILERA, F.; CAMPOS, E. & PIZARRO, M. 2015. Evolution of Iruputuncu volcano, Central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **63**: 385-399.
- RODRÍGUEZ, I. 2017. Condiciones magmáticas de sistemas volcánicos en los Andes Centrales: casos volcanes Iruputuncu y Lastarria. Docteur D'Université These, Université Blaise-Pascal (inérito): 193 pp. Clermont Ferrand.
- ROLLINSON, H. R. & PEASE, V. 2021. Using geochemical data: to understand geological processes. Cambridge University Press: 352 pp. Cambridge.
- STERN, C. R. 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **31** (2): 161-202. Santiago.
- STERN, C. R.; MORENO, H.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; CLAVERO, J.; LARA, L.E.; NARANJO, J.A.; PARADA, M. A. & SKEWES, M.A. 2007. Chilean volcanoes. The Geology of Chile. Moreno, T. & Gibbons, W. The Geological Society: 397 pp. London.
- TASSARA, A. & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*. Vol. **30** (2): 159-186. Santiago.

- VAN ALDERWERELT, B.; UKSTINS, I. A. & RAMOS, F. C. 2021. Sr isotopes and geochemistry of Cerro Overo maar provide a unique window into arc magma genesis in the Central Volcanic Zone of the Andes. *Lithos*. Vol. **386**: 14 pp.
- VERGARA, H. & THOMAS, A. 1984. Hoja Collacagua: Región de Tarapacá, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, N° 59: 79 pp. Santiago.
- WATERS, L. 2025. Geochemical modeling. Teatrise on Geochemistry. Anbar, A. & Weis, D. editors. Elsevier Science: 137-182. Amsterdam.
- WÖRNER, G.; HAMMERSCHMIDT, K.; HENJES-KUNST, F.; LEZAUN, J. & WILKE, H. 2000. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **27** (2): 205-240.
- WÖRNER, G.; HARMON, R. S.; DAVIDSON, J.; MOORBATH, S.; TURNER, D. L.; MCMILLAN, N.; NYES, C.; LÓPEZ-ESCOBAR, L. & MORENO, H. (1988). The Nevados de Payachata volcanic region (18 S/69 W, N. Chile) I. Geological, geochemical, and isotopic observations. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **50**: 287-303.

ANEXO

Tabla 4: Concentraciones de elementos mayores para las rocas del volcán Irruputuncu. [1] Corresponde a las muestras provenientes de Rodríguez *et al.* (2015), mientras que [2] corresponde a muestras publicadas por Mamani *et al.* (2008).

Muestra	Coordenadas		Etapa	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	Referencia
	Este	Norte														
IRRU-09	545585	7708685	Irruputuncu I	62,56	0,80	15,89	1,62	4,06	0,08	2,66	4,24	3,91	2,83	0,26	100	[1]
IRRU-12	545353	7708438	Irruputuncu I	60,70	0,71	17,03	1,57	3,92	0,09	2,38	5,07	3,99	2,43	0,22	100	[1]
IRRU-25	544880	7705326	Irruputuncu I	62,10	0,85	15,69	1,54	4,41	0,09	3,13	4,76	3,85	2,69	0,24	100	[1]
IRRU-27	543819	7704967	Irruputuncu I	62,53	0,64	17,22	1,36	3,88	0,08	2,16	5,11	4,30	2,45	0,20	100	[1]
IRRU-31	543783	7704646	Irruputuncu I	62,47	0,73	16,02	1,34	3,82	0,07	2,31	4,22	3,70	2,83	0,30	100	[1]
IRRU-53	546148	7707325	Irruputuncu I	60,94	0,62	17,36	1,33	3,32	0,07	2,09	4,94	4,47	2,26	0,18	100	[1]
IRRU-57	546330	7707078	Irruputuncu I	62,46	0,62	17,60	1,32	3,30	0,07	2,16	4,99	4,49	2,34	0,15	100	[1]
IRRU-55	546565	7707510	Irruputuncu I	61,84	0,67	17,69	1,41	3,53	0,08	2,22	5,03	4,37	2,41	0,22	100	[1]
IRRU-26	543819	7704967	Irruputuncu I	62,87	0,78	16,55	1,59	4,53	0,07	2,47	4,30	3,80	2,86	0,18	100	[1]
IRRU-46A	545450	7708210	Irruputuncu I	64,29	0,65	16,21	1,52	3,79	0,08	2,04	4,28	3,94	3,00	0,20	100	[1]
IRRU-46B	545450	7708210	Irruputuncu I	60,23	0,81	17,18	1,95	4,88	0,10	2,66	5,52	4,14	2,27	0,26	100	[1]
IRRU P10a	541559	7705797	Irruputuncu I	63,98	0,75	15,27	1,77	4,43	0,08	2,34	3,90	4,03	3,24	0,20	100	[1]
IRRU P10b	541559	7705797	Irruputuncu I	61,89	0,73	16,63	1,76	4,39	0,09	2,37	4,96	4,43	2,51	0,24	100	[1]
IRRU-01	545455	7706146	Irruputuncu II	60,07	0,66	15,56	1,54	3,85	0,09	2,19	4,59	3,82	2,60	0,20	100	[1]
IRRU-04	546211	7705732	Irruputuncu II	60,91	0,61	18,65	1,28	3,20	0,07	2,09	5,55	4,77	2,09	0,19	100	[1]
IRRU-07	544587	7708468	Irruputuncu II	62,32	0,81	15,84	1,70	4,24	0,08	3,01	4,83	4,00	2,64	0,24	100	[1]
IRRU-15	545667	7707762	Irruputuncu II	62,72	0,78	16,04	1,64	4,10	0,08	2,85	4,70	4,05	2,66	0,17	100	[1]
IRRU-20	546059	7707202	Irruputuncu II	61,59	0,63	17,83	1,40	3,51	0,07	2,18	5,19	4,62	2,21	0,22	100	[1]
IRRU-50	544761	7706101	Irruputuncu II	62,93	0,75	15,94	1,69	4,23	0,08	2,53	4,64	4,21	2,75	0,23	100	[1]
IRRU-49	544958	7706120	Irruputuncu II	61,18	0,54	19,29	1,05	2,99	0,06	1,97	5,74	5,01	1,89	0,17	100	[1]
IRRU-5	543424	7708178	Irruputuncu II	60,75	0,85	16,84	1,65	4,70	0,06	2,71	5,70	3,86	2,64	0,24	100	[1]
IRRU-18	546059	7707202	Irruputuncu II	62,81	0,77	16,15	1,69	4,22	0,08	2,60	4,68	4,01	2,77	0,23	100	[1]
IRRU-21	546183	7706525	Irruputuncu II	62,53	0,79	15,95	1,75	4,38	0,08	2,73	4,88	4,09	2,58	0,23	100	[1]
IRRU-47	544766	7708341	Irruputuncu II	61,84	0,83	16,19	1,61	4,59	0,08	2,95	5,07	4,11	2,48	0,25	100	[1]
IRRU-60	545858	7706702	Irruputuncu II	62,17	0,78	16,12	1,78	4,44	0,08	2,74	4,82	4,22	2,64	0,20	100	[1]
IRU-4	544824	7708636	Irruputuncu I	62,83	0,73	16,99	1,38	3,46	0,09	2,28	5,03	4,25	2,75	0,21	100	[2]

Continuación de Tabla Anexa 1

IRU-98-02	546091	7707593	Irruputuncu I	61,40	0,89	16,82	1,68	4,21	0,09	2,81	5,20	3,98	2,68	0,23	100	[2]
IRU-6	545655	7708059	Irruputuncu I	62,42	0,80	16,41	1,54	3,86	0,08	2,75	4,90	4,22	2,81	0,21	100	[2]
IRU-98-01	544489	7708250	Irruputuncu II	62,32	0,80	16,38	1,58	3,96	0,09	2,86	4,95	4,22	2,63	0,21	100	[2]
IRU-98-05	545237	7707305	Irruputuncu II	63,32	0,69	16,41	1,50	3,76	0,09	2,31	4,76	4,18	2,79	0,19	100	[2]
IRU-98-04	545695	7707305	Irruputuncu II	63,20	0,75	16,28	1,49	3,72	0,08	2,56	4,76	4,16	2,78	0,20	100	[2]
IRU-98-09	545789	7707516	Irruputuncu II	65,43	0,61	16,23	1,27	3,18	0,07	1,88	4,13	3,83	3,19	0,18	100	[2]
IRU-98-08	546007	7707305	Irruputuncu II	65,33	0,64	15,98	1,29	3,22	0,07	1,99	4,07	4,12	3,12	0,18	100	[2]
IRU-98-06	545955	7707305	Irruputuncu II	63,35	0,81	16,04	1,57	3,92	0,08	2,64	4,55	4,08	2,78	0,18	100	[2]
IRU-1d	544814	7708780	Irruputuncu II	60,14	0,84	17,83	1,88	4,69	0,10	2,49	5,69	3,68	2,34	0,34	100	[2]
IRU-1b	544762	7708847	Irruputuncu II	61,74	0,78	17,59	1,50	3,74	0,09	2,49	5,24	4,10	2,51	0,22	100	[2]
IRU-1a	544626	7708869	Irruputuncu II	65,64	0,67	15,62	1,33	3,33	0,08	1,98	3,90	3,76	3,51	0,17	100	[2]
IRU-1c	544835	7708802	Irruputuncu II	60,34	0,85	17,85	1,66	4,14	0,10	2,72	5,73	4,16	2,20	0,24	100	[2]

Tabla 5: Concentraciones de elementos traza y tierras raras para las muestras del volcán Irruputuncu.

Muestra	Elementos traza y tierras raras (ppm)												
	Cr	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
IRRU-09	38,64	16,87	83,72	611,24	11,13	99,16	9,03	744,62	26,93	52,84	6,14	21,03	4,37
IRRU-12	16,53	10,21	72,56	621,62	11,55	81,01	7,06	709,38	22,32	44,20	5,42	17,92	3,91
IRRU-25	45,70	23,19	77,32	550,00	12,21	85,68	8,35	728,02	22,38	46,22	5,43	18,81	4,26
IRRU-27	21,58	12,07	70,43	654,42	11,47	69,71	7,17	603,76	20,88	41,40	4,80	16,39	3,68
IRRU-31	39,63	15,70	71,74	762,03	10,13	107,92	8,91	762,92	31,89	63,44	7,12	23,63	4,92
IRRU-53	26,75	12,58	63,05	657,33	8,17	57,79	6,33	682,63	18,86	36,03	4,19	15,13	3,06
IRRU-55	25,00	11,71	64,03	654,65	8,77	71,22	6,83	649,46	20,51	41,01	4,34	15,20	3,17
IRRU-57	25,37	13,42	68,66	681,85	9,21	63,90	6,30	672,48	19,20	35,95	4,40	14,89	3,18
IRRU-01	17,23	10,14	80,56	561,64	12,73	79,13	7,71	701,57	21,87	44,04	5,10	17,18	3,84
IRRU-04	25,74	14,09	53,27	662,32	7,20	59,17	6,03	658,84	19,35	36,12	4,23	14,75	2,87
IRRU-07	47,43	24,14	74,49	558,79	12,25	93,95	8,45	729,64	22,17	46,58	5,43	18,89	4,32
IRRU-15	40,17	20,04	77,02	576,71	11,16	79,95	7,75	692,11	19,18	39,30	4,64	15,98	3,64
IRRU-20	27,60	14,57	61,71	689,97	8,41	62,08	6,49	683,16	17,97	35,36	3,85	13,33	3,01
IRRU-49	25,11	13,37	47,96	727,65	7,09	52,71	5,30	635,16	18,14	33,95	3,93	13,09	2,75
Muestra	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
IRRU-09	1,22	3,23	0,48	2,28	0,44	1,16	0,16	1,01	0,15	2,84	12,66	10,08	2,44
IRRU-12	1,17	3,15	0,45	2,41	0,45	1,22	0,17	1,07	0,17	2,42	12,33	7,83	2,17
IRRU-25	1,23	3,35	0,48	2,37	0,43	1,18	0,16	1,06	0,16	2,42	11,52	8,72	2,48
IRRU-27	1,19	2,96	0,44	2,22	0,42	1,14	0,16	1,04	0,15	2,05	12,02	8,39	2,19
IRRU-31	1,41	3,54	0,50	2,29	0,41	1,10	0,15	0,96	0,14	2,85	12,25	9,25	2,35
IRRU-53	1,09	2,43	0,33	1,75	0,31	0,85	0,12	0,79	0,11	1,85	12,17	6,65	1,86
IRRU-55	1,03	2,50	0,34	1,78	0,33	0,98	0,13	0,86	0,13	2,10	11,31	7,04	1,81
IRRU-57	1,09	2,47	0,35	1,86	0,35	0,93	0,13	0,86	0,13	1,86	13,72	7,79	2,10
IRRU-01	1,22	3,28	0,49	2,46	0,46	1,25	0,18	1,14	0,17	2,41	14,00	10,03	2,82
IRRU-04	1,09	2,30	0,32	1,71	0,30	0,86	0,12	0,75	0,12	1,72	10,14	4,28	1,41
IRRU-07	1,27	3,44	0,49	2,39	0,44	1,19	0,16	1,04	0,15	2,60	12,63	8,63	2,41
IRRU-15	1,13	2,87	0,42	2,10	0,39	1,07	0,15	0,97	0,15	2,31	12,85	8,91	2,42
IRRU-20	1,06	2,33	0,33	1,63	0,31	0,83	0,12	0,76	0,12	1,86	12,46	6,76	1,91

Continuación Tabla Anexa 2.

Muestra	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
IRRU-49	1,13	2,12	0,29	1,52	0,28	0,74	0,11	0,68	0,10	1,59	11,58	4,33	1,55

Tabla 6: Composiciones isotópicas para las muestras del volcán Irruputuncu.

Muestra	Isotopos radiogénicos	
	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
IRRU-09	0,51242	0,70564
IRRU-12	0,51248	0,70541
IRRU-25	0,51245	0,70554
IRRU-27	0,51249	0,70531
IRRU-31	0,51240	0,70560
IRRU-53	0,51246	0,70545
IRRU-55	0,51244	0,70548
IRRU-57	0,51248	0,70545
IRRU-01	0,51249	0,70534
IRRU-04	0,51246	0,70544
IRRU-07	0,51244	0,70555
IRRU-15	0,51248	0,70537
IRRU-20	0,51247	0,70546
IRRU-49	0,51245	0,70544

CÁLCULO DE COEFICIENTE DE PARTICION GLOBAL PARA MODELO AFC.

Para complementar la información entregada para la elaboración del modelo AFC, se presentan los cálculos y datos obtenidos tanto de la literatura como de datos de este estudio.

Específicamente, D es la sumatoria de los productos de la fracción de todas las fases minerales y sus respectivos coeficientes de partición, en donde las fracciones de todas las fases minerales suman 1 (Waters, 2025). Para obtener estos datos se utilizaron los porcentajes promedio de las fases minerales normalizados al 100%, presentes en el volcán Irruputuncu (Tabla 8), los cuales se multiplicaron por los coeficientes de Sr (Tabla 2) en andesitas entregados por Rollison & Pease (2021) para dar como resultado el valor de D_{Sr} .

Tabla 7: Valores utilizados para la realización del modelo AFC 2 (ambiente dominado por la plagioclasa).

Porcentajes de fases minerales en el volcán Irruputuncu (Rodríguez <i>et al.</i>, 2015)				
Mineral	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Hornblenda	Plagioclasa
Porcentaje real	0,008	0,012	0,038	0,151
Porcentaje normalizado	0,04	0,06	0,18	0,72
Coefficiente de partición para Sr en andesitas (Rollison & Pease, 2021)				
Olivino	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Hornblenda	Plagioclasa
0,02	0,005	0,28	0,28	2,625
Valor de D_{Sr} calculado				
1,96				

Los valores obtenidos de la literatura tanto para el magma parental como para el asimilante se muestran en la Tabla 9.

Tabla 8: Composición de elementos mayores y elementos traza de muestras utilizadas para realizar el modelo AFC 2.

	Composición del magma inicial	Composición del asimilante
Ubicación	Volcán Chiar Kkollu	Gneisses de Sierra de Moreno
Referencia	Mamani <i>et al.</i> (2010)	Lucassen <i>et al.</i> (2001)
Muestra	LUK-01	4/316
Elementos mayores y traza		
SiO ₂ (wt%)	44,6	67,0
Al ₂ O ₃ (wt%)	13,7	15,5
FeO ^t (wt%)	10,3	8,2
MgO (wt%)	9,4	2,2
CaO (wt%)	12,1	1,8
Na ₂ O (wt%)	3,0	2,5
K ₂ O (wt%)	1,3	3,2
Sr (ppm)	875	185
Nd (ppm)	No aplica	36,6
Isótopos radiogénicos		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7040	0,7277
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	No aplica	0,512087